



analysis and monitoring of environmental risk

METODI E TECNOLOGIE PER L'EARLY WARNING SISMICO

a cura di Giovanni Iannaccone Aldo Zollo



METODI E TECNOLOGIE PER L'EARLY WARNING SISMICO

a cura di

Giovanni Iannaccone

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Aldo Zollo

Università degli Studi di Napoli Federico II

ISBN 978-88-89972-20-5

© 2010 Doppiavoce Napoli www.doppiavoce.it

Tutti i diritti riservati. È vietata ogni riproduzione. Opera in libero accesso, secondo i termini indicati nel sito www.doppiavoce.it.

Indice

Autori	1X
Premessa	XIII
Introduzione	XV
PARTE 1	
Tecnologia e sistemi	
1. Infrastruttura della rete sismica ISNet	3
C. Martino, M. Di Crosta, E. Weber	
Introduzione	3
Stazione sismica	4
Strumentazione sismologica	7
Ponti radio di collegamento tra stazione sismica e LCC	10
Local Control Center	11
Modalità di trasmissione dati tra gli LCC e tra LCC e sede di Napoli	15
2. Software di base per la gestione e l'analisi dei dati	17
C. Satriano, M. Di Crosta	
Introduzione	17
Gestione in tempo reale dei dati	17
Architettura dell'infrastruttura software	20
Software ausiliario per la gestione dei dati	29
Visualizzazione dei dati	33
Bibliografia	37
3. Applicazioni software per la gestione della rete ISNet	39
e dei suoi prodotti	
L. Elia, C. Satriano, C. Martino, G. Iannaccone, G. Festa	
Introduzione	39
SeismNet Manager: un'applicazione web per la gestione dei dati e dell'hardware	40
SeismNet Monitor: un'interfaccia grafica ai dati sismologici ed al sistema	60
di allerta sismica	7/
SeedLab: un'applicazione per il controllo del dato e la calibrazione	76
della strumentazione sismica	0.2
Bibliografia	83

4. Analisi del rumore sismico	85
M. Vassallo, L. Cantore	0.5
Introduzione	85
Analisi spettrale del rumore sismico	87
Rapporto spettrale H/V di Nakamura	95
Qualità delle registrazioni di eventi sismici dal rapporto segnale rumore	102
Bibliografia	115
5. Stima della risposta sismica locale per la regione Campania-Lucania (Appennino meridionale) L. Cantore, V. Convertito	117
Introduzione	117
Mappa delle classi di sito definite sulla base del criterio geologico	118
Caratterizzazione dei siti di registrazione della rete ISNet dall'analisi	129
di terremoti di bassa energia	12)
Appendice	142
Bibliografia	154
PARTE 2 Analisi automatica degli eventi sismici	
6. Identificazione automatica degli eventi sismici alla rete ISNet M. Vassallo, C. Satriano, M. Di Crosta	159
Introduzione	159
Il modulo pick_ew	161
Scelta dei parametri	165
Ottimizzazione dei parametri del picker automatico sui dati della rete ISNet	168
Inversione dei dati registrati alla rete ISNet	170
Validazione dei parametri	172
Il modulo binder_ew	178
Implementazione di binder_ew alla rete ISNet	181
Bibliografia	183
7. Calcolo della magnitudo	185
A. Bobbio, M. Vassallo, G. Festa, A. Orefice, A. Zollo, V. Convertito	
Introduzione	185
Magnitudo locale M _L	185
Momento sismico e Magnitudo Momento: analisi spettrale dei dati della rete ISNet	200
Bibliografia	208

Indice V

8. Diffusione e accesso ai risultati dell'elaborazione dati	211
T.A. Stabile, A. Bobbio, M. Corciulo, C. Satriano	
Introduzione	211
E-mail di evento	211
Bollettino web: ISNet Bulletin	214
Bollettino ISNet	221
Bibliografia	224
9. Gestione del post evento sismico: mappe di scuotimento del suolo	229
V. Convertito, R. De Matteis, L. Cantore, M. Caccavale, G. Iannaccone, A. Zollo, A. Emolo	
Introduzione	229
Formulazione delle leggi di scala e generazione di un database	231
di sismogrammi sintetici	
Definizione di una relazione di attenuazione per la regione Campania-Lucania	239
Macrozonazione geologica dell'Appennino meridionale	244
Mappe di scuotimento per la regione Campania-Lucania	246
Test e applicazioni	250
Conclusioni	258
Bibliografia	259
PARTE 3 Metodologie di base ed implementazione del sistema di early warning	
10. Localizzazione ipocentrale in tempo reale per applicazioni di early warning sismico C. Satriano, A. Lomax, A. Zollo	265
Introduzione	265
Metodo	266
Algoritmo	268
Localizzazione evolutiva di un evento simulato alla rete ISNet	270
Implementazione numerica	275
Funzionamento del programma RTLoc	275
Bibliografia	279
11. Stima della magnitudo in tempo reale	281
M. Lancieri, A. Zollo	
Introduzione	281
Leggi di regressione	283
Analisi dei dati	285

Risultati	286
Scaling e fisica della frattura	288
Stima evolutiva della magnitudo basata sul teorema di Bayes	290
Un modello statistico per l'effetto di saturazione	292
Conclusioni	292
Bibliografia	293
12. PRESTo (PRobabilistic and Evolutionary early warning SysTem): un sistema integrato per l'elaborazione e la notifica dell'allerta sismica in tempo reale L. Elia, A. Zollo, G. Iannaccone, C. Satriano, G. Festa, C. Martino	295
Introduzione	295
Implementazione	297
Configurabilità di PRESTo	299
Acquisizione dati	300
Elaborazione delle registrazioni	301
Risultati dell'elaborazione	304
Bibliografia	307
13. Valutazione delle prestazioni del sistema di early warning G. Iannaccone, A. Zollo, C. Satriano, C. Martino, L. Elia, M. Lancieri, A. Emolo Introduzione	309 309
	312
Sperimentazione del sistema di early-warning sismico con microterremoti Sperimentazione in modalità off-line utilizzando registrazioni effettuate da altre reti sismiche: il terremoto di Iwate (Giappone), Mw = 6.9, del 14 giugno 2008	318
Sperimentazione con sismogrammi sintetici calcolati alle stazioni della rete ISNet	321
Analisi dei dati e risultati ottenuti	324
Bibliografia	329
PARTE 4 Ingegneria dell'early warning	
14. Modelli per il calcolo delle probabilità dei picchi di ground motion	333
e delle soglie di allarme	
I. Iervolino, M. Giorgio, C. Galasso, V. Convertito, G. Manfredi	
Introduzione	333
Modelli per il calcolo delle probabilità dei picchi di gm	334
Modelli per il calcolo delle soglie di allarme	339
Simulazione del sistema di EWS basato sulla rete ISNet	340
Definizione delle soglie di allarme per sistemi strutturali controllati	347

Indice	VII
--------	-----

Ottimizzazione delle soglie di allarme sulla base della perdita attesa Conclusioni	355 368
Bibliografia	368
APPENDICE	
ALERT-ME/ERGO: applicazioni dimostrative del sistema	373
di early warning sismico	
A. Zollo, L. Elia, G. Festa, G. Iannaccone, I. Iervolino, M. Lancieri, C. Martino,	
S. Sorrentino, e-voluzione S.r.l.	272
Introduzione Descriptione del circano ALERT ME	373
Descrizione del sistema ALERT-ME	374 375
Principio di funzionamento	373
Specifiche tecniche	3//
Overview of the earthquake early warning system development	381
in Southern Italy	
G. Iannaccone, A. Zollo, A. Bobbio, L. Cantore, V. Convertito, M. Corciulo,	
M. Di Crosta, L. Elia, A. Emolo, G. Festa, I. Iervolino, M. Lancieri,	
C. Martino, C. Satriano, S. Sorrentino, T.A. Stabile, M. Vassallo, E. Weber	
Introduction	381
ISNet layout and instruments	382
Real-time data management	386
The ISNet near real-time analysis system	388
Software for the hardware and data management	391
Off-line magnitude estimations	397
Real-time earthquake location and magnitude estimation	400
for early-warning applications	
Generation of the rapid ground-shaking map	412
Real-time hazard analysis for earthquake early warning	418
PRESTo: a new stand-alone software tool for earthquake early warning	424
Numerical test of the early warning procedures	427
Availability of data acquired by ISNet	430
References	430
PUBBLICAZIONI DEL PROGETTO	
DIII	405
Pubblicazioni su riviste internazionali	435
Tesi di dottorato di ricerca	437
Tesi di laurea	437

Autori

Antonella Bobbio

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli "Osservatorio Vesuviano" antonella.bobbio@ov.ingv.it

Mauro Caccavale

Dipartimento di Scienze Fisiche, Università degli Studi di Napoli Federico II mauro.caccavale@na.infn.it

Luciana Cantore

Dipartimento di Scienze Fisiche, Università degli Studi di Napoli Federico II lucycant.cantore@googlemail.com

Vincenzo Convertito

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli "Osservatorio Vesuviano" vincenzo.convertito@ov.ingv.it

Margherita Corciulo

Dipartimento di Scienze Fisiche, Università degli Studi di Napoli Federico II attualmente al Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Grenoble margherita.corciulo@obs.ujf-grenoble.fr

Raffaella De Matteis

Dipartimento di Studi Geologici e Ambientali, Università degli Studi del Sannio, Benevento dematteis@unisannio.it

Martino Di Crosta

Amra s.c. a r.l., Napoli martino.dicrosta@na.infn.it

Luca Elia

Amra s.c. a r.l., Napoli luca.elia@ov.ingv.it

Antonio Emolo

Dipartimento di Scienze Fisiche, Università degli Studi di Napoli Federico II antonio.emolo@na.infn.it

Gaetano Festa

Dipartimento di Scienze Fisiche, Università degli Studi di Napoli Federico II gaetano.festa@na.infn.it

Carmine Galasso

Dipartimento di Ingegneria Strutturale, Università degli Studi di Napoli Federico II carmine.galasso@unina.it

Massimiliano Giorgio

Dipartimento di Ingegneria Aerospaziale e Meccanica, Seconda Università degli Studi di Napoli massimiliano.giorgio@unina2.it

Giovanni Iannaccone

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli "Osservatorio Vesuviano" giovanni.iannaccone@ov.ingv.it

Iunio Iervolino

Dipartimento di Ingegneria Strutturale, Università degli Studi di Napoli Federico II iunio.iervolino@unina.it

Maria Lancieri

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli "Osservatorio Vesuviano" attualmente al Laboratoire de Géologie de l'Ecole normale supérieure, Parigi lancieri@geologie.ens.fr

Anthony Lomax

Anthony Lomax Scientific Software, Mouans-Sartoux, Francia anthony@alomax.net

Gaetano Manfredi

Dipartimento di Ingegneria Strutturale, Università degli Studi di Napoli Federico II gaetano.manfredi@unina.it

Claudio Martino

Amra s.c. a r.l., Napoli claudio.martino@na.infn.it

Antonella Orefice

Dipartimento di Scienze Fisiche, Università degli Studi di Napoli Federico II orefice@na.infn.it

Claudio Satriano

Amra s.c. a r.l., Napoli attualmente all'Institut de Physique du Globe de Paris, Parigi satriano@ipgp.fr

Sonia Sorrentino

Dipartimento di Scienze Fisiche, Università degli Studi di Napoli Federico II attualmente all'Amra s.c. a r.l., Napoli sonia.sorrentino@na.infn.it

Autori

Tony Alfredo Stabile

Amra s.c. a r.l., Napoli stabile@na.infn.it

Maurizio Vassallo

Amra s.c. a r.l., Napoli maurizio.vassallo@na.infn.it

Emanuel Weber

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli "Osservatorio Vesuviano" emanuel.weber@gmail.it

Aldo Zollo

Dipartimento di Scienze Fisiche, Università degli Studi di Napoli Federico II aldo.zollo@unina.it

Premessa

La rete sismo/accelerometrica e le metodologie di early warning sismico descritte in questo volume costituiscono uno dei più validi risultati della strategia che ha guidato il Progetto Regionale del Centro di Competenza "Analisi e Monitoraggio del Rischio Ambientale" (AMRA) finanziato dalla Regione Campania, attraverso la Misura 3.16 del POR Campania. Infatti AMRA ha considerato i Centri Regionali di Competenza, voluti nel 2002 dall'Assessore per l'Università e la Ricerca Prof. Luigi Nicolais, un'occasione unica per potenziare le infrastrutture di ricerca campane con l'acquisizione di strumentazioni altamente innovative, che consentissero l'inserimento competitivo del mondo della ricerca e di quello dell'industria in settori di punta a livello internazionale.

La Società consortile, AMRA S.c. a r.l., costituita come conclusione prevista dal progetto, gestisce attualmente la rete in maniera finanziariamente autonoma. Infatti le attività di ricerca applicata, illustrate in questa raccolta, e i loro sviluppi successivi sono stati in gran parte commissionate da Enti Pubblici, quali la Protezione Civile e l'Assessorato alla Ricerca della Regione Campania, il Consorzio ReLUIS (Rete dei Laboratori Universitari di Ingegneria Sismica), il Dipartimento Nazionale della Protezione Civile, e da alcune imprese, quali la Selex Communication S.p.A.

AMRA ha contribuito in modo significativo a introdurre le metodologie di *early warning* dei terremoti in un contesto internazionale, ad esempio l'Unione Europea e la World Bank.

La Società attualmente fa parte di una rete europea di istituzioni interessate allo sviluppo di queste metodologie, che comprende il GeoForschungsZentrum di Potsdam, lo Swiss Seismological Service dell'ETH di Zurigo, il Bureau de Recherches Géologiques et Minières di Parigi, il KOERI di Istanbul.

Attraverso il progetto europeo FP6 NaRAs (Natural Risk Assessment) AMRA ha posto le basi per l'implementazione del primo grande progetto di early warning sismico finanziato dalla Comunità Europea, il Progetto SAFER (Seismic eArly warning For EuRope), iniziato nel 2006 e concluso nel 2009, nel quale la società faceva parte del Comitato di Gestione, insieme al GFZ di Potsdam e al National Observatory di Atene.

La qualità delle ricerche effettuate e qui descritte hanno reso possibile la partecipazione ad altri tre progetti finanziati dalla Commissione Europea nell'ambito del FP7 e attualmente in corso di esecuzione.

Un valore aggiunto che caratterizza l'offerta di AMRA è l'integrazione delle competenze sismologiche con quelle di ingegneria sismica, nel senso più ampio del termine. Questo valore aggiunto, praticamente unico a livello europeo, consente non solo di elaborare applicazioni su misura per qualsiasi obiettivo, ma di identificare e indicare le possibili soluzioni di problematiche tipiche dell'applicazione di metodologie innovative, ad esempio quelle legali (nessuna legge in Europa si occupa dei problemi relativi alle responsabilità dei mancati o dei falsi allarmi) o quelle della divulgazione delle informazioni e della gestione delle emergenze.

Chiudo con l'auspicio che tutto ciò possa essere proficuamente utilizzato, non solo da altri paesi, ma principalmente nella Regione Campania, dove queste potenzialità sono state create, finanziate e sviluppate.

Paolo Gasparini Presidente AMRA

Introduzione

Negli ultimi anni, a seguito dell'evoluzione tecnologica nel campo dei sistemi di calcolo e di trasmissione e grazie ai progressi nelle conoscenze della sismologia di base, è stato possibile sviluppare tecniche sempre più efficaci e sofisticate per l'analisi di dati sismologici in tempo reale, in grado di ottenere informazioni su un terremoto già durante la sua fase di sviluppo.

Una rete sismica moderna, che integra un sistema di telemetria in tempo reale ed è in grado di elaborare automaticamente, anche con algoritmi complessi, i segnali registrati, può, in determinate condizioni, fornire stime rapide e affidabili dei parametri del terremoto, quali tempo origine, localizzazione e dimensione, all'atto del suo accadimento e prima dell'arrivo delle onde sismiche più distruttive.

Questa procedura è nota come "earthquake early warnig", abbreviato con la sigla EEW e tradotto come "notifica rapida dell'allarme sismico". Attualmente, l'early warning sismico è diventato uno degli approcci pratici più promettenti per ridurre i danni causati da terremoti di grandi dimensioni e si contano, ormai, numerose applicazioni pratiche a scala planetaria.

Il principio dell'EEW è semplice e si basa sulla differenza di velocità di propagazione delle onde sismiche rispetto a quella dei segnali elettromagnetici, trasmessi via radio o cavo, che veicolano l'informazione sul terremoto. Indicativamente, si può affermare che la velocità di propagazione delle onde sismiche P, più veloci ma anche meno distruttive, è compresa, per distanze regionali, tra 4 e 6 km/s, mentre la velocità delle onde di taglio (onde S) e delle onde di superficie, più lente ma più energetiche, è circa 1.7 volte inferiore a quella delle onde P. Pertanto, se è disponibile una rete sismica nell'area di generazione dei terremoti, l'informazione circa la sua localizzazione e magnitudo e la stima dell'ampiezza del moto del suolo attesa, può raggiungere un sito "target" alcuni secondi o poche decine di secondi, in funzione della distanza dall'ipocentro, prima dell'arrivo delle onde sismiche più lente e di ampiezza più rilevante. Questo intervallo di tempo può essere sufficiente per avviare procedure automatiche di emergenza, come, la disattivazione dei meccanismi di funzionamento di impianti industriali a rischio o di reti di distribuzione elettrica o del gas, l'interruzione del traffico viario e ferroviario, lo spegnimento di server di gestione dati e controllo di reti.

Inoltre, nell'immediato post-evento sismico, i dati sismologici acquisiti, unitamente a conoscenze specifiche della regione, quali la geologia di superficie e le caratteristiche di attenuazione dell'ampiezza delle onde con la distanza, rendono possibile il calcolo rapido di mappe dello scuotimento del suolo atteso su di un territorio d'interesse. Tali mappe sono generalmente espresse sotto forma di parametri di picco, quali l'accelerazione o la velocità massima attesa. Poiché questi parametri possono essere direttamente correlati con il danno atteso, la disponibilità di questa informazione nell'immediato post-evento, relativamente ad un'intera regione, è di grande utilità per una rapida stima del possibile danneggiamento e per la pianificazione degli interventi di soccorso, al fine di allocare in maniera efficace le risorse disponibili.

Lead-time

Il tempo è il parametro chiave in un sistema di allarme rapido: maggiore è il tempo a disposizione prima che il fenomeno catastrofico colpisca il sito target, più efficaci e complete saranno le contromisure che possono essere prese.

Il tempo disponibile prima dell'arrivo delle onde sismiche distruttive, indicato con il termine lead-time, dipende, ovviamente, dalla distanza tra il sito target e l'ipocentro del terremoto, ed è, in generale, dell'ordine di pochi secondi o di qualche decina di secondi.

Per un sistema di early warning regionale (vedere la definizione più sotto) il lead-time non è semplicemente l'intervallo tra il primo arrivo P alla rete sismica (tempo minimo per la detezione dell'evento) e l'arrivo S al sito target; bisogna infatti considerare anche il tempo di elaborazione necessario per rilevare l'evento sismico, valutarne la gravità e trasmettere l'allarme.

Esiste sempre una correlazione tra il tempo necessario per lanciare un allarme e l'affidabilità delle informazioni sul terremoto. Infatti, a parità di distanza dall'ipocentro, un lead-time lungo implica la necessità di effettuare delle stime che utilizzano porzioni limitate di segnale sismico, il che comporta una minore precisione nelle misure ottenute e, di conseguenza, una maggiore indeterminazione sui parametri predetti. Di contro, un lead-time breve implica l'analisi su porzioni più significative del se-

Introduzione XVII

gnale sismico acquisito, nonché la disponibilità di un maggior numero di informazioni derivanti da più punti di osservazione, il che, in generale, garantisce una maggiore affidabilità della stima fornita e una probabilità di falsi allarmi più bassa.

Un' ottimizzazione dell'uso del lead-time può essere ottenuta tramite una stima evolutiva dei parametri di interesse del terremoto: magnitudo e localizzazione sono determinati con continuità nel tempo, analizzando porzioni sempre più significative di un numero sempre maggiore di registrazioni sismiche e, di conseguenza, con un grado di affidabilità che aumenta al passare del tempo. Questo aggiornamento continuo della stima dei parametri sismologici si riflette sulle modalità di rilascio del segnale di allerta il quale sarà inizialmente di bassa affidabilità, ma con un lead-time massimo, mentre, agli istanti successivi, l'affidabilità aumenterà con una corrispondente riduzione del lead-time. Con questa procedura, sarà cura dell'utilizzatore finale dell'allarme sismico determinare a quale istante di tempo effettuare l'operazione di salvaguardia del target, in base alla intensità della azione da effettuare, della accettabilità dei livelli di affidabilità e di probabilità di falsi allarmi. Ad esempio a parità di lead-time, la messa in sicurezza di un impianto industriale, con alti costi di fermo e di ripristino di produzione, richiederà un livello di affidabilità dell'allarme sismico più alto rispetto alla semplice azione di posizionamento al piano di un ascensore.

Sistemi di EEW regionali e on-site

Esistono sostanzialmente due diversi approcci all' EEW, dipendenti dalla disposizione relativa del sistema di rilevamento rispetto all'area epicentrale del terremoto ed alla distanza del target da proteggere:

- sistemi regionali: quando la rete sismica è installata nella regione di origine dell' evento di interesse e i target sono lontani da essa;
- sistemi on-site: se, indipendentemente dall'area di origine dei terremoti, il sistema di rilevamento è in prossimità del target.

Un EEW regionale è basato su una rete sismica che copre una porzione dell'intera area dove sono localizzati i terremoti. I parametri di interesse relativi alla sorgente sismica (localizzazione e magnitudo dell'evento) sono stimati dalla prima porzione del segnale registrato e sono utilizzati per predire, con un grado di affidabilità quantificato, l'intensità del movimento del suolo attesa ad un sito distante da proteggere.

L'EEW on-site, invece, consiste in uno o più sensori sismici posizionati in prossimità della struttura target che deve essere allertata. In questo caso, è possibile definire dall'analisi continua del segnale sismico dei parametri semplici di allerta, derivanti dall'ampiezza massima e periodo dello spostamento del suolo associato alla prima onda che viene registrata (l'onda P), che può essere correlato alla severità dello scuotimento del suolo atteso, associato alle onde sismiche più lente, le onde S e superficiali.

Con l'approccio on-site è possibile avere una stima molto approssimativa dell'epicentro del terremoto, e quindi sul lead-time, ed analogamente imprecisa sul valore di magnitudo. L'obiettivo è infatti la stima del danneggiamento in prossimità dello stesso sito di registrazione con una logica binaria: evento catastrofico atteso oppure nulla da segnalare. D'altro canto l'allerta notificata dai sistemi on-site si basa sulla registrazione locale del moto sismico, quindi fornendo una stima più robusta dell'ampiezza massima attesa, rispetto ai sistemi regionali in cui quest'ultima è ottenuta mediante leggi empiriche di attenuazione.

L'approccio regionale fornisce informazioni più accurate sui parametri di sorgente del terremoto (localizzazione e magnitudo), dal momento che sfrutta le informazioni di una rete sismica disposta in prossimità dell'epicentro, consentendo di predire il movimento del suolo atteso a siti distanti, con un'affidabilità che dipende fortemente dall' incertezza sui parametri della legge di attenuazione. La controindicazione è che questa procedura necessita di un intervallo di tempo utile per acquisire ed analizzare i dati e, di conseguenza, per un'area prossima all'epicentro il lead-time potrebbe essere nullo. Al contrario, l'approccio on-site è più rapido in quanto si basa su una misura locale del moto del suolo e può fornire un allarme repentino a siti posti a breve distanza dall'epicentro. Questo avviene tuttavia al prezzo di una precisione generalmente inferiore nella stima dei parametri del terremoto.

Panoramica dei sistemi di early warning sismico

Attualmente, a livello mondiale, esistono, o sono in fase di sviluppo, numerosi sistemi di EEW. La maggior parte dei sistemi è gestita da agenzie di ricerca nazionali; altri sono invece prodotti e, in alcuni casi, commercializzati da società private.

Introduzione XIX

Sistemi regionali

Sistemi regionali sono in fase di sviluppo in varie nazioni. In Europa, oltre il sistema in via di sperimentazione nell'Appennino meridionale oggetto di questo volume, esistono sistemi in Romania (Wenzel et al., 1999; Böse et al., 2007) e Turchia (Erdik et al., 2003; Böse et al., 2008; Alcik et al., 2009).

In California è in via di sperimentazione un sistema regionale denominato ElarmS (Allen e Kanamori, 2003; Allen, 2007; Wurman et al., 2007; Allen et al., 2009a).

Gli unici sistemi regionali di EEW attualmente operativi sono quelli di Messico, Taiwan e Giappone.

In Messico il sistema è denominato SAS-Seismic Alert System (Espinosa-Aranda et al., 1995) e ha iniziato ad operare nel 1991. SAS è un sistema regionale composto da 12 stazioni sismiche disposte lungo 300 chilometri della costa nella regione di Guerrero, sull'Oceano Pacifico dove avvengono i maggiori terremoti. Il segnale sismico dalle stazioni è trasmesso ad un sistema centrale di controllo, che determina automaticamente la magnitudo degli eventi rilevati e l'allarme è trasmesso alla popolazione attraverso la radio locale e le reti televisive. In 18 anni di funzionamento, il sistema SAS ha registrato più di 2000 terremoti e diffuso 13 avvisi di allarme relativi ad altrettanti terremoti distruttivi. Il successo di maggior rilievo è stato il preavviso di circa 70 secondi fornito alle autorità di Città del Messico in occasione del terremoto di Copala del 14 settembre 1995. Il sistema di EEW messicano opera in una situazione pressoché unica in quanto la zona sismogenetica in cui si originano i terremoti è al largo della costa del Pacifico con ipocentri posti ad una profondità inferiori a 100 km. La capitale Città del Messico, che rappresenta il target principale, dista circa 270 km dalla zona epicentrale consentendo di lanciare un allerta con diverse decine di secondi di anticipo rispetto all'arrivo delle onde potenzialmente distruttive.

A Taiwan, il Taiwan Central Weather Bureau (CWB) ha sviluppato un sistema di allarme basato su una rete sismica composta da più di 100 stazioni installate in tutta l'isola e che copre un'area di circa 100x300 Kmq (Wu e Teng, 2002; Wu et al., 2007a; Hsiao et al., 2009). Il sistema è operativo dal 2001, e nei primi sette anni di funzionamento, ha rilevato 225 eventi con magnitudo superiore a 4.5, accaduti nell'isola di Taiwan o lunghe le sue coste, con un tempo medio di segnalazione di 17 secondi (Hsiao et al., 2009).

In Giappone, a partire dal 2000, sono state sviluppate varie tecniche di EEW principalmente dal National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED) mentre la gestione dell'allerta sismica è affidata all'agenzia governativa Japan Meteorological Agency (JMA). Le utenze finali sono classificate in due categorie: utenti speciali e generali. Nella prima categoria sono comprese le utenze che necessitano di un segnale di allarme codificato da poter essere interfacciato con sistemi proprietari per l'attivazione di contromisure. In questa categoria rientrano le compagnie ferroviarie, industrie, società di gestione di grandi edifici, ecc. L'utenza generale è rappresentata da emittenti televisive, radio o società telefoniche per la diffusione al grande pubblico delle informazioni legate al terremoto. Nella sua implementazione attuale, il sistema di EEW della JMA è un sistema misto regionale e on-site, che notifica allarmi relativi a terremoti con magnitudo maggiore di 6 (Odaka et al., 2003; Kamigaichi, 2004). Durante il periodo di prova, dal febbraio 2004 al luglio 2006, la JMA ha inviato 855 allarmi e di questi solo 26 sono stati riconosciuti come falsi allarmi (Tsukada, 2006). Il 1° ottobre 2007 il sistema di ealy warning sismico è diventato operativo e, in occasione del terremoto di Noto Hanto del 2007, dopo solo 3.8 secondi dalla registrazione delle prime onde P, ha fornito informazioni precise riguardo epicentro, magnitudo e ampiezza delle onde sismiche attese, prima dell'arrivo delle onde sismiche distruttive. Attualmente in Giappone, il messaggio EEW è diffuso in modo capillare a tutta la popolazione grazie ad un'efficace campagna di informazione svolta dai principali network radio-televisivi. Questo ha consentito lo sviluppo di prodotti commerciali che si integrano con i messaggi rilasciati dalla JMA, come l'Home Seismometer, unità di acquisizione ed elaborazione dati accelerometrici per la protezione di edifici urbani (Horiuchi et al., 2009).

Sistemi on-site

Sull' altro fronte, i sistemi EEW on-site vengono sviluppati principalmente in Giappone. Essi sono meno accurati dei sistemi regionali nel fornire stime affidabili dei parametri relativi alla sorgente sismica, ma più robusti per ciò che riguarda la stima del potenziale danneggiamento atteso.

Un semplice approccio on-site è forse la prima applicazione pratica dell' EEW nella storia. È stato sviluppato negli anni '60 dalle Ferrovie Nazionali Giapponesi per proteggere la linea ferroviaria ad alta velocità Introduzione XXI

Shinkansen e consisteva di un gran numero di accelerometri installati lungo i binari. Quando l'accelerazione del suolo superava la soglia ad un dato sensore, l'allarme veniva inviato agli operatori ferroviari locali, i quali rallentavano o arrestavano manualmente il treno in corsa per la tratta di probabile danneggiamento.

Nel 1984 il sistema è stato aggiornato, grazie al lavoro di Nakamura (1984; 1988; 1989), che per primo ha introdotto l'idea di sfruttare l' informazione contenuta nelle prime onde P, non distruttive, prima dell'arrivo delle onde S, responsabili del danno. Questo sistema commerciale, chiamato UrEDAS (Urgent Earthquake Detection and Alarm System; Sistema di Rilevamento ed Allarme Sismico Urgente) è stato operativo in Giappone, California, Messico e Turchia (Nakamura e Saita, 2007).

Sviluppo di un sistema di early warning sismico in Italia meridionale

L'infrastruttura di monitoraggio ISNet (Irpinia Seismic Network) è stata progettata come un laboratorio sismologico per sviluppare metodologie innovative per l'early warning sismico e per studiare la sismicità di fondo lungo il sistema di faglie responsabile del terremoto dell'Irpinia del 23 novembre 1980, M = 6.9, ed in generale, la sismicità dell'Appennino Campano-Lucano. Grazie alla sua alta densità, all'ampio spettro dinamico, e alle tecnologie di acquisizione e trasmissione dei dati, la rete ISNet costituisce l'infrastruttura di base di un sistema prototipo per l'early warning sismico e la valutazione rapida, post-evento, dello scuotimento del suolo in Campania.

In questo libro sono illustrati l'architettura e i principi operativi del sistema prototipo di EEW, sottolineando, in particolare, gli aspetti tecnologici e metodologici innovativi del sistema. Inoltre, questo libro fornisce una panoramica delle metodologie sviluppate per l'analisi dei dati in tempo reale e offline implementate per analizzare l'attività microsismica in corso.

In particolare, il libro è organizzato in quattro sezioni. Nella prima, *Tecnologie e sistemi*, è spiegata l'architettura della rete ISNet e sono descritti in dettaglio i singoli componenti hardware nonché i software sviluppati per la gestione dei dati e quella dei componenti costituenti la rete. Questa parte contiene, inoltre, due capitoli dedicati al controllo della qua-

lità dei dati acquisiti dalla rete sismica ed a una classificazione dei siti di registrazione in base alla geologia di superficie.

La seconda parte del libro, *Analisi automatica degli eventi sismici*, è dedicata alla descrizione dei software sviluppati per l'analisi in tempo reale, e tempo quasi reale, dei terremoti registrati nonché ai sistemi per la diffusione delle informazioni relative agli eventi sismici che avvengono nella regione di interesse della rete. Un capitolo dedicato alla descrizione del software per la produzione di mappe di scuotimento del suolo con esempi applicativi, completa la seconda parte del volume.

La terza parte, Metodologie di base ed implementazione del sistema di early warning, è suddivisa in quattro capitoli in cui sono descritte le metodologie sviluppate per la localizzazione e la stima della magnitudo in tempo reale degli eventi sismici nonché l'architettura dei software che implementano queste metodologie. Un terzo capitolo è dedicato alla descrizione del software che costituisce un sistema integrato per l'elaborazione dei dati in tempo reale ai fini della notifica dell'allerta sismica. Infine uno specifico capitolo descrive le modalità utilizzate per la valutazione delle prestazioni del sistema di early warning sviluppato in Appennino meridionale.

Il capitolo sulla descrizione dei modelli di calcolo delle probabilità dei picchi di moto del suolo e sulla definizione delle soglie di allarme per sistemi strutturali controllati, costituisce la parte relativa all'*Ingegneria dell'early warning*.

Il libro è completato da due capitoli in appendice. Nel primo è descritto lo sviluppo di un prototipo di un sistema dimostratore basato sulle tecniche e metodologie descritte nei precedenti capitoli. Nel secondo, e ultimo, capitolo al fine di consentire un approfondimento sulle tematiche dei vari capitoli, è riportato l'elenco delle pubblicazioni scientifiche realizzate su questi argomenti dagli autori del volume.

Bibliografia

Alcik, H., O. Ozel, N. Apaydin, and M. Erdik (2009). A study on warning algorithms for Istanbul earthquake early warning system, *Geophys. Res. Lett.* 36, L00B05, doi:10.1029/2008GL036659.

Allen, R.M. (2007). The ElarmS earthquake early warning methodology and its application across California. In: Gasparini P. et al. (eds.) *Earthquake Early Warning Systems*, Berlin, Springer-Verlag, pp. 21-43, doi: 10.1007/978-3-540-72241-0_3.

Allen, R.M., and H. Kanamori (2003). The potential for earthquake early warning in Southern California, *Science* 300, 786-789, doi: 10.1126/science.1080912.

Introduzione XXIII

Allen, R.M., H. Brown, M. Hellweg, O. Khainovski, P. Lombard, and D. Neuhauser (2009). Real-time earthquake detection and hazard assessment by ElarmS across California, *Geophys. Res. Lett.* 36, L00B08, doi: 10.1029/2008GL036766.

- Böse, M., C. Ionescu, and F. Wenzel (2007). Earthquake early warning for Bucharest, Romania: Novel and revised scaling relations, *Geophys. Res. Lett.* 34, L07302, doi: 10.1029/2007GL029396.
- Böse, M., F. Wenzel, and M. Erdik (2008). PreSEIS: A Neural Network based Approach to Earthquake Early Warning for Finite Faults, *Bull. Seism. Soc. Am.* 98, 1, 366-382, doi: 10.1785/0120070002.
- Espinosa-Aranda, J., A. Jiménez, G. Ibarrola, F. Alcantar, A. Aguilar, M. Inostroza, and S. Maldonado (1995). Mexico City seismic alert system, *Seism. Res. Lett.* 66, 6, 42-53.
- Erdik, M., Y. Fahjan, O. Ozel, H. Alcik, A. Mert, and M. Gul (2003). Istanbul Earthquake Rapid Response and the Early Warning System, *Bull. Earthquake. Eng.* 1, 1, 157-163, doi: 10.1023/A:1024813612271.
- Horiuchi, S., Y. Horiuchi, S. Yamamoto, H. Nakamura, C. Wu, P.A. Rydelek, and M. Kachi (2009). Home seismometer for earthquake early warning, *Geophys. Res. Lett.* 36, L00B04.
- Hsiao, N.C., Y.M. Wu, T.C. Shin, L. Zhao, and T.L. Teng (2009). Development of earth-quake early warning system in Taiwan, *Geophys. Res. Lett.* 36, L00B02, doi: 10.1029/2008GL036596.
- Kamigaichi, O. (2004). JMA Earthquake Early Warning, Journal of Japan Association for Earthquake Engineering 4, 3, 134-137.
- Nakamura, Y. (1984). Development of the earthquake early-warning system for the Shinkansen, some recent earthquake engineering research and practical in Japan, *The Japanese National Committee of the International Association for Earthquake Engineering* 224-238.
- Nakamura, Y. (1988). On the urgent earthquake detection and alarm system (UrEDAS), Proceedings of 9th world conference on earthquake engineering, Tokyo-Kyoto, Japan.
- Nakamura, Y. (1989). Earthquake alarm system for Japan railways, *Japanese Railway* Engineering 109, 1-7.
- Nakamura, Y., and J. Saita (2007). UrEDAS, the Earthquake Warning System: Today and Tomorrow. In: Gasparini P. et al. (eds.) *Earthquake Early Warning Systems*, Berlin, Springer-Verlag, pp. 249-281, doi: 10.1007/978-3-540-72241-0_13.
- Odaka, T., K. Ashiya, S. Tsukada, S. Sato, K. Ohtake, and D. Nozaka (2003). A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic record, *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, 526-532, doi: 10.1785/0120020008.
- Tsukada, S. (2006). Earthquake early warning system in Japan, 6th Joint Meeting of UJNR Panel on Earthquake Research, Coop. Program in Nat. Resour., Tokushima, Japan.
- Wenzel, F., M. Oncescu, M. Baur, and F. Fiedrich (1999). An early warning system for Bucharest, *Seismol. Res. Lett.* 70, 2, 161-169.
- Wu, Y.M., and T.L. Teng (2002). A virtual sub-network approach to earthquake early warning, *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 5, 2008-2018, doi: 10.1785/0120010217.
- Wu, Y.M., N.C. Hsiao, W.H.K. Lee, T.L. Teng, and T.C. Shin (2007). State of the Art and Progress in the Earthquake Early Warning System in Taiwan. In: Gasparini P. et al. (eds.) Earthquake Early Warning Systems, Berlin, Springer-Verlag, pp. 283-306, doi: 10.1007/978-3-540-72241-0 14.

PARTE 1

Tecnologia e sistemi

1.

Infrastruttura della rete sismica ISNet

Claudio Martino, Martino Di Crosta, Emanuel Weber

Introduzione

ISNet (Irpinia Seismic Network) è una rete sismica digitale ad alta densità che copre un'area di circa 100 km x 70 km nella regione dell'Appennino campano-lucano ricoprendo l'area delle faglie sismogenetiche del terremoto irpino del 23 novembre 1980.

La rete sismica comprende attualmente 29 stazioni sismiche disposte lungo due ellissi immaginarie tra loro concentriche con asse maggiore parallelo alla direzione della catena appenninica. La distanza media tra due stazioni, lungo l'ellisse più esterna, è circa 20 km e si riduce a circa 10 km per quelle lungo l'ellisse più interna.

Per assicurare una ampia escursione dinamica, che permetta di rilevare sia eventi sismici di bassa magnitudo, che eventuali forti terremoti connessi con le vicine faglie sismogenetiche, ogni stazione sismica è equipaggiata con due tipologie di sensori: un sensore velocimetrico ed uno accelerometrico per i forti movimenti del suolo. Ciascun sensore rileva le tre componenti del moto del suolo (lungo le direzioni Verticale, Nord-Sud ed Est-Ovest) e i sei canali di dati analogici provenienti da questi sensori sono convertiti in forma digitale da un acquisitore che ha la doppia funzione sia di memorizzare i dati localmente che di trasmetterli in continuo ad un server remoto, denominato Local Control Center (LCC). Pertanto, la topologia della rete sismica non segue la tradizionale configurazione centralizzata con un unico centro di acquisizione ed elaborazione dei dati, ma una organizzazione in sub-reti tra loro connesse (Figura 1). Gli LCC sono tra loro interconnessi e comunicano con un centro di controllo in Napoli (NCC, Network Control Center). Ciascuna stazione comunica tramite un bridge WiFi con il corrispondente

LCC che è attualmente connesso all'NCC tramite cavo (HDSL) o ponte radio digitale SDH. L'intero sistema di trasmissione usa il protocollo TCP/IP, dalla stazione sismica remota sino al centro di controllo in Napoli.

La Tabella I riporta le coordinate delle stazioni sismiche ed LCC costituenti la rete ISNet. Una completa descrizione della strumentazione installata in ogni sito è riportata nel data-base del sistema di gestione SeismNetManager, descritto nel successivo Capitolo 3.

Attualmente il sistema di trasmissione è in via di trasformazione con l'obiettivo di utilizzare ponti radio proprietari per la trasmissione dei dati tra gli LCC e tra LCC e NCC di Napoli.

Nei paragrafi successivi sono descritti i componenti costituenti la rete sismica ISNet, con la seguente organizzazione:

- stazione sismica:
 - infrastruttura di alloggiamento;
 - sistema di alimentazione;
 - sistema di controllo remoto;
- strumentazione sismologica:
 - sistema acquisizione dati OSIRIS-6;
 - sensori sismici;
- ponti radio di collegamento tra stazione sismica e LCC;
- Local Control Center:
 - infrastruttura di alloggiamento;
 - sistema di elaborazione dati;
- modalità di trasmissione dati tra gli LCC e tra LCC e sede di Napoli.

Stazione sismica

La Figura 1 riporta l'ubicazione delle stazioni sismiche della rete ISNet. Tutte le stazioni sono della stessa tipologia, sia come strumentazione sismologica utilizzata che come infrastruttura, sistema di alimentazione, trasmissione dati nonché modalità di funzionamento.

Infrastruttura di alloggiamento

L'infrastruttura standard è costituita da uno shelter attrezzato posizionato in un'area recintata di 6 x 4 m (Figura 2). L'area è delimitata da una rete metallica plastificata di 2 m di altezza. L'ingresso nella postazione avvie-



Figura 1. Configurazione della rete sismica ISNet.



Figura 2. Infrastruttura tipo di stazione sismica.

ne tramite un cancello pedonale ad un'anta delle dimensioni di circa 1x2 m. Una platea in conglomerato cementizio, armata con rete elettrosaldata, costituisce la fondazione dove è fissato, tramite piedini di acciaio, lo shelter prefabbricato, delle dimensioni in pianta di 2x2 metri e di 2,40 m in altezza.

Lo shelter è realizzato con telaio in acciaio zincato a caldo e pareti in lamiera coibentata per assicurare una sufficiente stabilità termica all'interno. La ventilazione interna è assicurata da apposite griglie d'ingresso e uscita aria, dotate di filtri sostituibili per manutenzione.

Allo shelter è fissato un palo di sostegno per le antenne che permettono la trasmissione dei dati verso il corrispondente LCC. Alla base dello shelter è realizzato un foro delle dimensioni di 1,1x1,1m dove è inserito il blocco di calcestruzzo sul quale sono alloggiati i sensori sismologici. Tale blocco in calcestruzzo, ha una sezione di 1x1m e un'altezza di circa 1,1m, e penetra per almeno 50 centimetri nel terreno senza essere in contatto con la platea.

Ogni stazione sismica è dotata di impianto di messa a terra che collega tutte le parti metalliche.

Sistema di alimentazione

Il sistema di alimentazione è costituito da due batterie e due pannelli solari. Le batterie, 12 V totale 230 Ah, sono di tipo solar deep-cycle (stazionario), a lunga vita, ermetiche, con elementi al piombo, ad acido gelatinoso, fornite dalla ditta Sonnenschein.

I due pannelli fotovoltaici sono al silicio monocristallino da 120 Wp ciascuno, 12 V e di dimensioni 1288x673x35 millimetri, forniti di vetro antigrandine e resistenza al ghiaccio; i moduli sono costituiti da celle di silicio mono-cristallino ad alta efficienza ed in grado di produrre la massima potenza anche sotto condizioni di bassa luminosità.

Gli shelter sono equipaggiati con un quadro elettrico a bassa tensione. Ogni stazione sismica è attrezzata con un impianto di protezione contro le scariche atmosferiche collegato ad un anello di corda in Rame (Cu) nudo, posto in opera a contatto con il terreno sotto la platea in calcestruzzo. I collegamenti di terra provenienti dalla recinzione, dallo shelter, e da tutte le masse metalliche sono allacciati all'anello sulla barra equipotenziale.

L'anello di terra è collegato a quattro paline in ferro ramato di diametro 20 millimetri, lunghe 2 metri, conficcate nel terreno per 1,60 metri.

Sistema di controllo remoto

Ciascuna stazione sismica è dotata di un sistema di controllo remoto via GSM per il monitoraggio dello stato del sito. I parametri che vengono controllati in tempo reale sono: stato di carica della batteria, temperatura della stazione, stato di funzionalità dell'acquisitore, controllo relé per

l'alimentazione, stato apertura porta di accesso al sito, allarme incendio. Queste informazioni sono inviate in forma di SMS attraverso la linea GSM al NCC di Napoli dove sono gestiti dal sistema SeismNet Manager, descritto nel successivo Capitolo 3 (Figura 3).

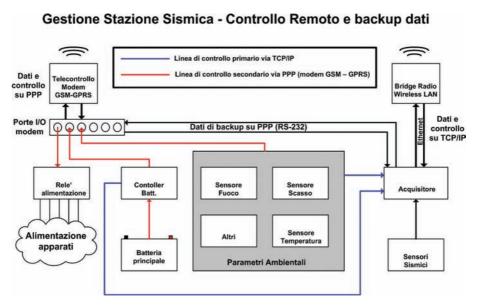


Figura 3. Sistema di controllo remoto.

Strumentazione sismologica

Sistema acquisizione dati OSIRIS-6

I dati sismologici sono acquisiti da un acquisitore sei canali a 24 bit a basso consumo, modello OSIRIS-6 prodotto dalla Agecodagis sarl, basato su di un microprocessore della ARM (modello ARM720T con architettura RISC a 32 bit, frequenza di clock a 70 MHz, cache 8 KByte) con a bordo un sistema operativo Linux. Questa configurazione rende il sistema open e come tale è possibile sviluppare proprie applicazioni per utilizzare l'OSIRIS come sistema remoto per l'analisi real-time dei segnali, come sistema di acquisizione mediante discriminazione del segnale con logica evoluta, ecc.

CARATTERISTICHE FISICHE

L'OSIRIS è costituito da un singolo robusto contenitore (Pelican 1300) che soddisfa lo standard IP67 di dimensioni 270 x 250 x 170 mm e peso pari a 3.5 kg.

Trattamento dei segnali

L'OSIRIS si basa sui seguenti componenti:

- ADC1251: convertitore analogico-digitale sigma/delta 24 bit e a basso consumo (8mW a 20kHz e 5mW a 10 kHz);
- DSP56311: digital signal processor a 24 bit e capace di effettuare 150milioni di operazioni al secondo (150 MIPS).

Il range dinamico è 128dB a 100 sps e 117dB a 1000 sps, valori a cui corrispondono livelli di rumore di 3.2bits a 100sps e 4.8bits a 1000sps.

I segnali analogici in ingresso possono essere acquisiti con frequenza di campionatura compresa tra 1Hz e 2kHz, inoltre può essere selezionato un valore diverso di frequenza di campionatura per ciascun canale.

I canali fisici di ingresso sono 6. Inoltre, sono previsti ulteriori canali di input, a minore risoluzione (8 bit), a cui è possibile connettere sensori per il monitoraggio ambientale (temperatura, umidità, pressione atmosferica, ecc.).

Memorie di massa

L'OSIRIS è fornito di una memoria FLASH da 16 Mb. Parte di questa memoria è occupata dal file system, mentre nella restante parte sono salvati temporaneamente i file dati, prima di essere trasferiti su disco rigido. Il sistema dispone di due slot PCMCIA, per memoria di massa, tipo HardDrive o CompactFlash, o scheda di trasmissione dati WiFi. I file sono registrati secondo il formato TITAN2. È possibile programmare un server FTP per la trasmissione dei dati immagazzinati sul disco ad un client remoto. Questa funzionalità risulta utile nel caso la stazione non sia temporaneamente raggiungibile via ponte radio, in questo caso, quando la trasmissione sarà disponibile, la stazione provvederà autonomamente ad inviare via FTP i file TITAN2 relativi a tale periodo, avendo memoria dell'ultimo file inviato, senza così aver perso dati.

COMUNICAZIONE

L'OSIRIS è fornita delle porte di comunicazione: Ethernet, Seriale RS232, Serial PPP e WiFi. La comunicazione WiFi è realizzata tramite scheda PCMCIA.

SINCRONIZZAZIONE CLOCK INTERNO

La sincronizzazione del tempo è effettuata tramite ricevitore GPS con una risoluzione di 1 µs. L'OSIRIS è dotata di un clock interno al quarzo con un deriva di 10⁻⁶ ed una stabilità di +/- 1ppm. Il software di sistema si occupa della sincronizzazione del real-time clock con il segnale GPS, operazione effettuata ogni minuto. L'accensione del GPS può essere programmata per limitare i consumi.

CONSUMI

L'OSIRIS è alimentata con una tensione continua compresa nell'intervallo 11-21 V.

La gestione dei consumi dell'OSIRIS è affidata al software in modo da disattivare qualsiasi componente quando esso non è utilizzato. Inoltre, l'utilizzo di un buffer da 10 Mb riduce sensibilmente l'attività di scrittura dei dati sul disco, ad esempio a 5 secondi per ogni ora di funzionamento nel caso l'acquisizione sia effettuata a 100 sps.

Di seguito è riportata una tabella dei consumi, per singolo componente e totale, distinguendo i consumi massimi da quelli a regime (Tabella 1).

Componente	Consumo Max	Consumo normale
ARM+DSP	150 mA	100 mA
GPS	100 mA	65 mA
Carica batterie interne	150 mA	~0mA
HD	30 mA	~0mA
Totale	430 mA	165 mA

Tabella 1. Consumi.

Con alimentazione a 12 V il consumo massimo dell'OSIRIS è \sim 5W, mentre quello normale sarà di \sim 2W. Da notare che per quanto detto precedentemente i consumi saranno sempre al di sotto dei 2W (le periferiche sono accese soltanto in caso di necessità).

Sensori sismici

Come già accennato, ciascuna stazione sismica è equipaggiata con due tipologie di sensori entrambi a tre componenti: accelerometro e velocimetro.

Tutti gli accelerometri sono della ditta Guralp Systems Ltd, modello CMG-5T, con fondo scala 1 g o 0.5 g in funzione della distanza dall'area delle faglie sismogenetiche. L'accelerometro è di tipo a bilanciamento di forza (FBA Force Balance Accelerometer) costituito da tre moduli indipendenti montati in un unico contenitore secondo le tre direzioni ortogonali ed equipaggiati di bobina di calibrazione.

I velocimetri sono di due tipologie: corto periodo o larga banda. In particolare, 5 siti sono equipaggiati con sensore larga banda ed tutti gli altri con corto periodo. Il termine corto periodo è riferito al periodo proprio di oscillazione del sistema massa-molla costituente il sensore. Nel caso specifico T=1 sec.

I sensori corto periodo sono della ditta Geotech Instruments, modello S-13J sono sensori passivi di tipo elettromagnetico. In questo caso, a differenza degli accelerometri, ciascuna componente è costituita da un sensore fisicamente indipendente disposto lungo i tre assi di registrazione. I sensori larga banda sono della ditta Nanometrics Inc, modello Trillium 40, con risposta in frequenza nella banda 0.025-50 Hz. Analogamente agli accelerometri, sono costituiti da un unico contenitore con sensori disposti simmetricamente triassiali.

Ponti radio di collegamento tra stazione sismica e LCC

Il sistema di trasmissione dati tra LCC e stazione sismica è costituito da un ponte radio formato da due bridge Cisco Aironet serie 1300 per tratta, funzionante nella banda ISM a 2.4 GHz con un bit-rate massimo di 54Mbps, standard 802.11g.

Tale apparato è stato ritenuto idoneo in quanto presenta il miglior rapporto tra qualità e prezzo. Esso soddisfa pienamente le caratteristiche di affidabilità e sicurezza richiesti dal progetto. L'apparato radio trasmittente funziona in una banda di frequenza (ISM) per la quale in Italia (ed in Europa) non è necessario il rilascio di licenze da parte del Ministero della Comunicazione.

Gli apparati sono prodotti per un uso in ambiente esterno ed hanno mostrato un'ottima affidabilità funzionando correttamente anche in condizioni climatiche estreme.

Inoltre le apparecchiature sono sia alimentabili a 12V in corrente continua che a 220V corrente alternata.

L'architettura del ponte radio è tale da consentire l'alimentazione e la connessione ethernet anche in punti lontani (fino a 100 m) rispetto all'apparecchiatura di trasmissione stessa, che così può essere posta in vicinanza dell'antenna riducendo al minimo le perdite del segnale in RF su cavo.

Oltre all'apparecchiatura di "bridging" il sistema di trasmissione si completa con le antenne poste all'esterno della struttura che ospita le apparecchiature. Le caratteristiche tecniche delle antenne e le loro dimensioni dipendono dalla lunghezza delle singole tratte di collegamento LCC-stazione sismica. Sono utilizzate sia antenne paraboliche altamente direttive che settoriali, patch, per le tratte più brevi.

Il numero degli apparati di trasmissione dati (bridge) situati in ogni LCC è uguale al numero di stazioni sismiche che si collegano all'LCC. Questa scelta è stata fatta per poter gestire ogni tratta singolarmente. Inoltre, nel caso di mancata funzionalità di un apparto, ciò non influenza più tratte con la conseguente perdita di connessione alle stazioni sismiche. Ciascun apparato, ovviamente, è collegato alla sua antenna puntata nella direzione della stazione sismica.

Local Control Center

Mentre le stazioni sismiche dispongono di una tipologia unica di infrastruttura, comune a tutte, gli LCC presentano varie tipologie a seconda se sono di proprietà di AMRA stessa oppure ospitati da altri Enti. Attualmente gli LCC sono 6, di cui 4 sono costituiti da shelter attrezzati e traliccio di supporto antenne e due sono ospitati presso infrastrutture esistenti (Osservatorio Astronomico e Teleposto Aeronautica Militare).

Lo shelter degli LCC hanno le stesse caratteristiche meccaniche di quelli utilizzati per le stazioni sismiche.

La lista con l'ubicazione degli LCC è la seguente:

- LCC01 Sant'Angelo dei Lombardi (Avellino);
- LCC02 Toppo di Castelgrande (Potenza);
- LCC03 Contursi Terme (Salerno);
- LCC04 Monte LiFoi (Potenza);
- LCC05 Trevico (Avellino);
- LCC06 Monte Vulture (Potenza).

La loro ubicazione è riportata in Figura 1. Tutti gli LCC dispongono di attrezzature comuni (Figura 4), quali:

- armadio rack da 120 cm;
- 2 batterie per complessive 300 Ah (stessa tipologia usate per stazioni sismiche);
- quadro elettrico con regolatore di carica per le batterie e inverter per alimentazione apparati a 220 V;
- apparati radio per trasmissione dati stazioni sismiche (Bridge Cisco Aironet).

Inoltre, ciascun LCC ospita un sistema di alimentazione costituito da una stazione di energia Emerson modello Actura da 800 W.



Figura 4. Esempio di allestimento di interno di LCC (Contursi).

Infrastruttura di alloggiamento

- LCC01 Sant'Angelo dei Lombardi.
 Ubicato all'interno dell'area del serbatoio dell'acquedotto dell'Alto Calore. È costituito da uno shelter di 4 x 2 m e da un traliccio di 10 m (Figura 5).
- LCC02 Toppo di Castelgrande (Potenza).
 Ospitato presso l'Osservatorio Astronomico di Castelgrande, località Toppo di Castelgrande. La strumentazione è ubicata in un locale di circa 4 x 3 m al secondo piano dell'edificio, le antenne sono collocate su di un palo in prossimità della scala di sicurezza (Figura 6).
- LCC03 Contursi Terme (Salerno).
 Costituito da uno shelter di 4 x 2 m e da un traliccio di 10 m (Figura 7).
- LCC04 Monte LiFoi (Potenza).
 Ospitato presso sito dell'Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale del Consiglio Nazionale delle Ricerche (Figura 8).
- LCC05 Trevico (Avellino).
 Ospitato presso il Teleposto dell'Aereonautica Militare. L'infrastruttura è in via di ultimazione tramite la realizzazione di un palo supporto antenne simile a quello dell'LCC02 (Figura 9).
- LCC06 Monte Vulture (Potenza).
 Ospitato presso la postazione di Radio Kolbe dei Frati Minori Conventuali (Figura 10).



Figura 5. LCC01 - Sant'Angelo dei Lombardi.



Figura 6. LCC02 – Toppo di Castelgrande: Osservatorio Astronomico di Castelgrande con il particolare del palo supporto antenne.



Figura 7. LCC03 - Contursi.



Figura 9. LCC05 - Trevico: in fase di ultimazione.



Figura 8. LCC04 – Monte LiFoi. Il sito è in condivisione con altri enti.



Figura 10. LCC06 – Monte Vulture. Sito in condivisione con altri enti.

Sistema di elaborazione dati (hardware)

È costituito da un server, della famiglia HP-Proliant e dal software per la gestione ed elaborazione dei dati sismici acquisiti, nonché dal software per la gestione del server stesso. Il server HP Proliant, della serie DL140 G2/G3 è fornito di un processore Intel Xeon 3.4 GHz, 1 GB di RAM e un disco da 240 GB. Il sistema operativo utilizzato è Linux, nella versione Debian 4.0. Il server ha la funzione di ricevere i dati dalle stazioni sismiche ad esso connesso tramite il sistema wireless, effettuare elaborazioni sui dati, archiviarli secondo una logica di data-base, così come descritto nel successivo Capitolo 2.

Per garantire la funzionalità dei server HP, il carico di tensione agli LCC viene controllato da UPS, APC Smart 1000, la cui attività è gestita via cavo seriale dall'LCC stesso, installando il pacchetto debian apcupsd-cgi che realizza un demone che, mediante scambi di messaggi con il kernel Linux, garantisce, in caso di necessità, lo spegnimento del sistema controllato e fornisce una interfaccia cgi per il web server Apache. Uno script bash di Linux, garantisce il restart dell'intero sistema nei reboot comandati dall'UPS in caso di caduta di tensione.

Inoltre i server HP, hanno a bordo due tecnologie per la gestione remota:

- Intelligent Platform Management Interface (IPMI), tecnologia che fornisce un'architettura che definisce come i singoli dispositivi hardware che si ha bisogno di monitorare, possono comunicare con la CPU per fornire i valori fisici quali temperatura e tensione ai quali sono sottoposti al momento di una data richiesta in forma di grafici, via browser.
- *Lights-Out* (iLO) (9): realizza una vera e propria console virtuale che fornisce funzionalità di amministrazione da remoto via *IP* ausiliario.

Modalità di trasmissione dati tra gli LCC e tra LCC e sede di Napoli

Ai fini della trasmissione dei dati e delle informazioni tra i vari LCC e con la sede centrale di Napoli nonché delle informazioni relative ad applicazioni di early-warning sismico è stato progettato un sistema di trasmissione proprietario ad uso esclusivo delle applicazioni del presente progetto. La Figura 11 riporta la configurazione finale del sistema di trasmissione dati.



Figura 11. Topologia della rete di trasmissione dati.

Tale sistema è attualmente in fase di realizzazione. In particolare, sono stati identificati gli apparati radio che saranno installati e sono stati adeguati i vari LCC per poterli ospitare. Gli apparati sono costituiti da ponti radio SDH NEC, modello Pasolink NEO. L'adeguamento degli LCC è consistito nella verifica statica ed adeguamento strutturale dei tralicci per poter alloggiare le antenne di idonea dimensione, nonché la realizzazione del sistema di alimentazione tramite stazione di energia.

Pertanto, attualmente viene utilizzato un sistema di trasmissione dati misto, costituito sia da ponti radio che connessione adsl di tipo commerciale. La Figura 1 mostra le varie tipologie di connessioni.

In particolare, i segmenti in colore bianco rappresentano le connessioni tipo HDSL fornite da provider commerciale (Telecom). Queste connettono gli LCC01, LCC03 e LCC05 alla sede di Napoli.

L'LCC02, Toppo di Castelgrande, è connesso all'LCC01 tramite ponte radio SDH CityLink XT, Nera Networks, operante nella banda 7 GHz.

L'LCC06 è connesso all'LCC02 tramite ponte hiperlan (802.11h operante nella banda 5 GHz).

2.

Software di base per la gestione e l'analisi dei dati

Claudio Satriano, Martino Di Crosta

Introduzione

L'architettura software della rete ISNet è interamente basata su protocolli aperti, e si affida, in larga parte, a pacchetti software *open source* sviluppati dalla comunità sismologica internazionale (Earthworm, Winston, SeisComP). A questi si aggiungono alcuni strumenti (SeismNet Manager e INERTIA) che, pur essendo stati specificamente sviluppati al RISSC-Lab per la rete ISNet, offrono tuttavia prospettive di utilizzo più ampie.

La scelta di un'architettura aperta garantisce l'estendibilità del sistema di gestione della rete, e la sua interoperabilità con altri sistemi analoghi a livello nazionale o mondiale.

Gestione in tempo reale dei dati

La gestione in tempo reale dei dati alla rete ISNet è organizzata in tre livelli logici, che seguono la struttura fisica della rete (Figura 1). Il livello di base è il data-logger, dove il segnale associato al moto del suolo è digitalizzato, marcato temporalmente ed inviato attraverso una connessione di rete. Il livello intermedio è il Local Control Center (LCC), dove i flussi di dati dalle stazioni locali sono analizzati in real-time. Ogni LCC gestisce inoltre un database, dove sono archiviate le forme d'onda per le stazioni locali. L'ultimo livello è il Network Control Center (NCC), dove è eseguita l'associazione delle fasi e la detezione degli eventi, e dove risiede il database centrale del sistema. Allo stesso tempo, l'NCC è il punto di accesso per ulteriori applicazioni (early warning sismico, analisi near real-time, ecc.) e per gli utenti finali.

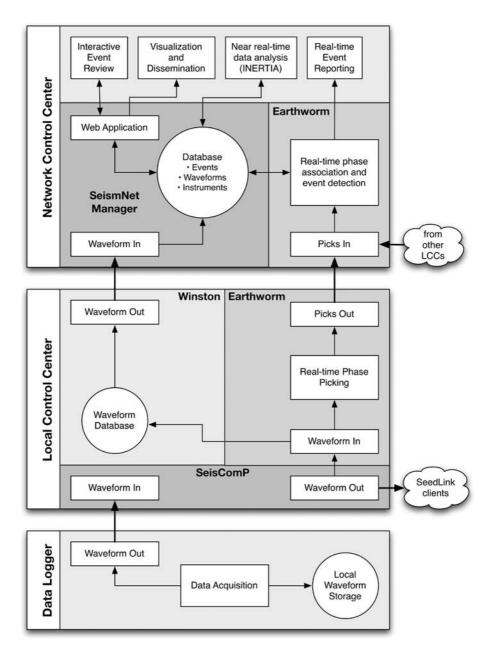


Figura 1. Rappresentazione schematica del flusso dei dati attraverso la rete ISNet. L'acquisizione e l'analisi sono suddivise in tre livelli (Data Logger, Local Control Center, Network Control Center) che ricalcano la struttura fisica della rete.

Livello 1: Data Logger

Gli acquisitori (o data logger) digitalizzano il segnale sismico e lo marcano temporalmente. Il flusso continuo di dati è registrato in un'area di memoria locale e, allo stesso tempo, trasmesso in tempo reale, su connessione TCP/IP, al Local Control Center associato. È utilizzato il protocollo SeedLink (http://www.iris.edu/data/dmc-seedlink.htm), progettato specificamente per la trasmissione di pacchetti in formato miniSEED.

Mentre SEED (Standard for the Exchange of Earthquake Data) è un complesso standard progettato per distribuire tutte le informazioni necessarie per trattare dati sismici digitalizzati, miniSEED è la sola parte dati della specifica SEED, e risponde al requisito di minimizzare il volume di dati per lo scambio in tempo reale attraverso il protocollo TCP/IP.

Alla frequenza di campionamento adottata per gli acquisitori Osiris, 125Hz, ogni pacchetto miniSEED è pari a circa 560 byte. Poiché sono utilizzati 6 canali di acquisizione (tre per il velocimetro e tre per l'accelerometro), il flusso dati generato è di circa 3.3 Kb/s per stazione.

Livello 2: Local Control Center

I flussi di dati provenienti dalle stazioni sono accentrati e ridistribuiti dai Local Control Center, attraverso il software SeisComP (Seismological Communication Processor; Hanka et al., 2001; http://www.gfz-pot-sdam.de/geofon/seiscomp/). SeisComP permette di replicare i flussi SeedLink in ingresso verso una o più porte in uscita, rendendo possibile la condivisone in tempo reale del dato sismico con altri sistemi (ad es. PRESTo, vedi Capitolo 12) o con altre organizzazioni di ricerca.

Il software SeisComP assolve tre funzioni fondamentali:

- 1. fornisce un punto di accesso centralizzato a tutti i flussi di dati provenienti dalle stazioni collegate ad un LCC;
- 2. costituisce un livello di buffer aggiuntivo, che supera le limitazioni di spazio disco degli acquisitori e garantisce una maggiore ridondanza nell'archiviazione;
- 3. implementa uno standard, riconosciuto a livello internazionale, per la condivisione in tempo reale di flussi di dati sismici.

Gli LCC analizzano in tempo reale i flussi di dati SeedLink provenienti da SeisComP, grazie al software Earthworm (Johnson et al., 1995;

http://www.isti.com/products/earthworm), con il quale è possibile effettuare diversi tipi di analisi tra cui il filtraggio e il picking automatico dei primi arrivi.

Gli LCC sono altresì preposti all'archiviazione permanente dei flussi continui di dati. Tale compito è svolto dal software Winston (http://www.avo.alaska.edu/Software/winston/W_Manual_TOC.html), il quale gestisce un database MySQL delle forme d'onda continue e fornisce, su richiesta, finestre di dati. Winston può inoltre fornire fino a diversi giorni di registrazione sotto forma di un'immagine png (helicorder), per il monitoraggio giornaliero dello stato di funzionamento delle stazioni e della sismicità rilevata. Poiché in questo caso viene inviata soltanto un'immagine, e non l'intero segmento di segnale, si evita di trasferire grosse moli di dati, ottimizzando la banda di trasmissione.

Livello 3: Network Control Center

Il terzo e ultimo livello del sistema è il Network Control Center (NCC), dove un'istanza del sistema Earthworm ha il compito di effettuare l'identificazione degli eventi sismici. La copia di Earthworm in esecuzione sull'NCC acquisisce e centralizza i tempi di arrivo letti a ciascun LCC ed effettua l'associazione delle fasi e la localizzazione degli eventi, utilizzando il modulo "binder" (vedi Capitolo 6).

Gli eventi identificati da Earthworm sono analizzati dal sistema INERTIA (vedi paragrafo successivo), che ne determina localizzazione, magnitudo e parametri di sorgente.

Il Network Control Center costituisce inoltre il livello finale di archiviazione e distribuzione dei dati (forme d'onda) e dei metadati (localizzazione, parametri di sorgente, magnitudo) associati agli eventi sismici. Tali informazioni sono gestite dal sistema SeismNet Manager (vedi Capitolo 3), che integra un database degli eventi e degli apparati strumentali della rete con un'applicazione web per la gestione e la consultazione dei dati.

Architettura dell'infrastruttura software

L'infrastruttura per il sistema di gestione ed analisi dati è organizzata in diversi pacchetti software, distribuiti sui tre livelli del sistema, come illustrato in Figura 1.

I moduli software utilizzati sono (tra parentesi lo sviluppatore):

- SeisComP (GFZ Potsdam);
- Earthworm (USGS, ISTI);
- Winston (USGS, ISTI);
- SeismNet Manager (RISSC);
- SeismNet Monitor (RISSC);
- INERTIA (RISSC).

A questi si aggiungono una serie di automatismi e servizi sviluppati ad hoc per la configurazione particolare di ISNet.

Di seguito sarà fornita una panoramica dei vari pacchetti e della loro implementazione in ISNet, con la sola eccezione di SeismNet Manager e SeismNet Monitor, di cui si parla diffusamente nel Capitolo 3.

SeisComP

Il meccanismo di trasmissione dati dagli acquisitori agli LCC è realizzato mediante un server SeedLink, in esecuzione sugli acquisitori OSI-RIS, connesso con il software SeisComP 2.5, installato sul server di calcolo presente presso ogni LCC. SeisComP funge da buffer e da ripetitore per i flussi di dati provenienti dagli acquisitori. I dati in formato MiniSEED arrivano, in ultima istanza, al modulo di Earthworm slink2ew (vedi paragrafo successivo), che li converte in formato TRACEBUF2 e li rende disponibili per la successiva elaborazione.

SeisComP (Seismological Communication Processor) è un sistema real-time per la gestione di reti sismiche sviluppato al GeoForschungs-Zentrum (GFZ) dell'Università di Potsdam in Germania (Hanka et al., 2001), con la collaborazione di ORFEUS (Observatories and Research Facilities for European Seismology). Il sistema implementa i seguenti obiettivi progettuali:

- acquisizione e registrazione dei dati;
- controllo e monitoraggio;
- comunicazione in tempo reale;
- controllo degli utenti;
- elaborazione automatica dei dati in tempo reale.

Il nucleo del pacchetto software SeisComP è il sistema di acquisizione SeedLink, un protocollo di livello applicazione basato su TCP/IP.

È inoltre inclusa nel pacchetto una serie di client, che comprende, tra gli altri:

slarchive slqplot slinktool per la registrazione dei dati su disco in formato Mini-SEED; per la visualizzazione in tempo reale dei segnali sismici; usato per testare il SeedLinlk server e per raccogliere informazioni circa le stazioni disponibili, gli intervalli temporali del flusso dati, eventuali buchi temporali nel flusso di dati, ecc.

SeisComP dispone di una serie di plugin per l'acquisizione in tempo reale o differito dai sistemi di digitalizzazione maggiormente diffusi in ambito sismologico, quali quelli prodotti da Lennartz Electronic GmbH, LISS, Nanometrics, Quanterra, RefTek, Kinemetrics.

Completa il pacchetto il client *slink2orb*, che consente di importare direttamente dati SeedLink nel sistema real-time commerciale Antelope®, e il package Java per la visualizzazione e l'analisi di sismogrammi: *SeisGram2K*.

La versione più recente, ad oggi, di SeisComP (2.6) implementa soltanto un insieme minimo di moduli per l'analisi in tempo reale dei dati sismici, che consta di un semplice picker basato sul rapporto STA/LTA ed un associatore di fasi. La versione 3.0 del software, attualmente in fase di sviluppo, porterà novità significative in questo campo, con l'implementazione di algoritmi più raffinati per l'analisi dati e con la possibilità per gli utenti finali di espandere ulteriormente le capacità di analisi.

In conclusione, SeisComP è un eccellente sistema per la gestione in tempo reale di flussi di dati sismici, in quanto consente di acquisire le sorgenti dati più disparate e ridistribuirle in maniera coerente, attraverso il protocollo SeedLink. Tuttavia il software è ancora acerbo per quel che riguarda l'analisi dati in tempo reale, per la quale, ad oggi, la soluzione non commerciale di maggior spessore è il software Earthworm.

Earthworm

Il cuore dell'infrastruttura software della rete è il package Earthworm, costituito da un insieme di programmi sviluppati originariamente dallo United States Geological Survey (USGS) negli anni novanta (Johnson et al., 1995, con la successiva collaborazione della società ISTI-Instrumental Software Technologies Inc.) per l'acquisizione e gestione in tempo reale di dati sismici da reti locali.

Earthworm, il cui sviluppo è iniziato nel 1993, è scritto prevalentemente in C/C++ per soddisfare requisiti di modularità, indipendenza dalla piattaforma, scalabilità, connettività e robustezza.

In seguito, nel tentativo di mantenere l'obiettivo iniziale del progetto di fornire notifiche rapide degli eventi sismici e, nel contempo, rendere il sistema in grado di rispondere a bisogni supplementari quali la produzione di cataloghi e la visione interattiva degli eventi acquisiti, lo sviluppo del programma fu sdoppiato in due parti: *Automatic Earthworm* e *Interactive Earthworm*; quest'ultima parte, oggi non più sviluppata, è incentrata sull'utilizzo del *Relational Database Management System* (RDBMS) commerciale *Oracle*.

La configurazione descritta nel presente rapporto, riguarda la modalità *Automatic Earthworm*.

La struttura di Earthworm si articola in moduli. Ciascun modulo costituisce programma principale indipendente ed effettua una operazione coerente, come l'acquisizione dei dati provenienti da un digitalizzatore, il filtraggio, la misura dei tempo di arrivo delle fasi sismiche, la messaggistica. La comunicazione tra moduli (e tra sistemi) è un elemento fondamentale di Earthworm. Essa può essere implementata attraverso due modalità di trasporto: la prima è un canale interno, costituito dai cosiddetti Ring Buffer, aree di memoria RAM utilizzate per la scrittura e lo scambio di informazioni tra i moduli; la seconda modalità è un canale esterno, che sfrutta i protocolli TCP/IP e UDP/IP per scambiare informazioni tra moduli appartenenti a differenti installazioni di Earthworm (che in genere risiedono su computer differenti), oppure tra Earthworm e altri programmi (ad es. Winston).

Earthworm è implementato alla rete ISNet a due livelli:

- Local Control Center, dove avviene l'acquisizione dei flussi di dati sismici dalle stazioni e la misura in tempo reale dei tempi di arrivo delle fasi sismiche (picking);
- Network Control Center, dove sono acquisiti i soli pick provenienti dagli LCC (informazione parametrica), utilizzati per la detezione e la localizzazione degli eventi.

La Figura 2 è una rappresentazione schematica dei principali moduli di Earthworm implementati agli LCC e all'NCC, in relazione con gli altri elementi dell'infrastruttura (data logger, SeisComP, Winston, INERTIA).

Di seguito è riportata la descrizione dei moduli implementati, divisi per classi di funzionalità:

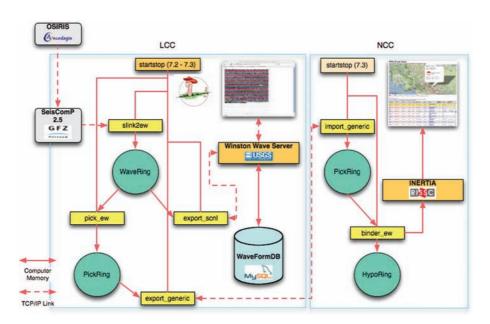


Figura 2. Schema dell'implementazione di Earthworm ad un Local Control Center (LCC) e al Network Control Center (NCC), in relazione agli altri elementi dell'infrastruttura software di ISNet (data logger OSIRIS, SeisComP, Winston, INERTIA). Sono mostrati solamente i moduli più importanti.

Moduli di sistema

startstop:

è il componente principale di Earthworm, che ha il compito di avviare e fermare il sistema. È configurato attraverso un file nel quale vengono specificati i moduli da avviare e i Ring da creare. Tutti gli altri moduli sono avviati come processi figli. La console di startstop consente di verificare lo stato dei moduli avviati (premendo il tasto "invio") e di arrestare il programma (attraverso il comando "quit"). Il programma startstop è inoltre in grado di reagire ai messaggi di riavvio provenienti dal modulo statmgr. consente di riavviare un modulo specifico, contrassegnato dal suo pid.

restart:

Moduli di stato e reporting degli errori

statmgr:

monitora i messaggi di errore prodotti dagli altri moduli e può inviare via email un report degli errori rilevati. Ha la capacità di inviare al modulo startstop messaggi di richiesta

di riavvio per i moduli che si trovano in stato di errore e/o di inattività.

status:

mostra lo stato del sistema esattamente come se fosse stato battuto il tasto "invio" nella finestra di console startstop.

Moduli di elaborazione

pick_ew:

determina i tempi di arrivo delle fasi associate ad un segnale sismico (picking). Legge dal wave_ring in real time le forme d'onda in formato TRACEBUF e, lavorando indipendentemente su ogni singolo canale di acquisizione, produce dei messaggi di pick che vengono scritti in un pick_ring opportunamente istanziato. I messaggi vengono prodotti entro due secondi dal tempo di pick. I tempi di arrivo della fase P (pick) sono calcolati usando l'algoritmo di Rex Allen (1978) per la identificazione delle fasi sismiche e la conseguente lettura del tempo di arrivo.

binder_ew:

il modulo *binder_ew* ha il compito di identificare l'insieme minimo di eventi sismici ai quali possono essere associati i tempi di arrivo rilevati da *pick_ew*. A tale scopo è necessario disporre delle informazioni sulla posizione delle stazioni della rete sismica e del modello di velocità di propagazione delle onde P per l'area di interesse. Per ogni nuovo pick, letto in tempo reale dal *pick_ring*, *binder_ew* cerca di associare l'arrivo ad un evento già esistente. Qualora questo non sia possibile, *binder_ew* ricerca l'origine più probabile che giustifichi il maggior numero di pick non associati, attraverso la retro-proiezione dei tempi di arrivo P su di una griglia spazio-temporale.

fir:

il modulo implementa un filtro tipo FIR (Finite Impulse Response) per filtrare le forme d'onda contenute in un dato Ring e scrive le forme d'onda filtrate in un Ring di output, che eventualmente può essere lo stesso di input. Questo modulo può essere configurato per implementare filtri passa basso, passa-alto o passa-banda. I coefficienti del filtro sono calcolati usando l'algoritmo di Remez exchange (http://en.wikipedia.org/wiki/Remez_algorithm).

Moduli di scambio dati

export_scn:

è uno dei moduli per la comunicazione a grande distanza su protocollo *TCP/IP* di messaggi tra due o più installazioni. Implementa un link statico di lunga durata tra coppie di installazioni in cooperazione.

slink2ew:

modulo client di *Earthworm* per *SeedLink*. SeedLink è la componente server dei dati di *Seismological Communication Processor* (SeisComP). I pacchetti SeedLink sono composti da un breve header seguito da un record miniSEED di 512-byte. Contrassegnando con un numero progressivo ogni pacchetto dello stream di dati, il protocollo SeedLink consente la ritrasmissione, riducendo la possibilità di gap nei dati. Il protocollo consente due diversi tipi di trasmissione dei dati: *uni-station* e *multi-station*; nel primo caso la trasmissione è possibile per un solo stream di dati, nel secondo caso la trasmissione consente uno stream di dati proveniente più stazioni su una singola connessione.

Moduli per l'archiviazione

tankplayer.

è utilizzato per la messa a punto dei moduli di analisi; simula uno stream di dati real-time, inserendo nel wave_ring forme d'onda lette da file. È corredato dai programmi sac2tb e remux_tbuf che consentono di trasformare il formato dati SAC nel formato TRACEBUF2, nativo per Earthworm.

waveman2disk:

è utilizzato per richiedere una finestra di dati ad un wave server (vedi paragrafo su Winston). Le forme d'onda sono salvate su disco in uno dei formati supportati: sac, seisan, TRACEBUF2, ecc.

Moduli di utilità

sniffring:

è uno strumento di debug in grado di leggere il contenuto di un determinato *Ring* e riportare informazioni quali: numero di sequenza, lunghezza del messaggio, oltre che il contenuto del messaggio stesso.

sniffwave:

legge i messaggi delle forme d'onda dal wave_ring e riporta in output le informazioni contenute nell'header e, opzionalmente, i dati stessi.

Winston

L'architettura di Earthworm è completata ed integrata dal tool Winston, sviluppato presso l'Alaska Volcano Observatory dello USGS (http://www.avo.alaska.edu/Software/winston/W_Manual_TOC.html), per l'immagazzinamento e la distribuzione di dati sismici.

Winston propone un meccanismo alternativo all'Earthworm Wave Server (EWS), lo strumento di default di Earthworm per l'archiviazione permanente dei flussi di dati. La principale limitazione dell'EWS risiede nella modalità con cui vengono immagazzinati i dati: un unico file binario (*wave tank*), indirizzato da un puntatore a 32 bit. Questo fa sì che la massima dimensione possibile per il file sia di 4 Gb.

Winston supera questa limitazione attraverso l'uso di un database relazionale, implementato in MySQL. L'utilizzo di un database garantisce una maggiore affidabilità e scalabilità del sistema e un deciso miglioramento delle prestazioni, soprattutto con grosse moli di dati.

La struttura funzionale di Winston è illustrata in Figura 3. Alla base di Winston ci sono diversi *importers* in grado di leggere dati da sorgenti differenti e scriverli nel database. Tra questi, il più importante è *ImportEW*, che realizza una connessione TCP/IP con il modulo di Earthworm *export_scn*. In questo modo, i dati in formato TRACEBUF2 che attraversano il *wave_ring* sono scritti in tempo reale nel data base *MySQL*. Il programma *ImportSAC* permette invece di importare nel database forme d'onda da file nel formato SAC, e può essere utilizzato, ad esempio, per integrare eventuali gap di acquisizione, una volta recuperato il segnale mancante, dalla memoria di massa dell'acquisitore (vedi Capitolo 1).

L'interfaccia tra il database e le applicazioni è realizzata da altre strutture, gli *exporters*. Tra questi, sottolineiamo il programma Winston Wave Server (*WWS*), che emula l'*EWS*, aggiungendo funzionalità ulteriori, come la compressione dei dati trasmessi. Un altro exporter, già citato, è l'helicorder, che realizza immagini in formato png, corrispondenti a diverse ore o diversi giorni di registrazione per un determinato canale.

Winston, infine, è progettato per interfacciarsi al programma *Swarm* (vedi paragrafo successivo) che consente la visualizzazione e l'interazione in tempo reale con i dati acquisiti dal sistema.

INERTIA (Isnet NEar Real-TIme Analysis)

Il software Earthworm, in esecuzione sugli LCC e all'NCC, consente l'analisi real-time dei flussi di dati sismici, attraverso una serie di moduli che implementano task comuni, come la stima della magnitudo locale o la misura dei valori di picco del moto del suolo per il calcolo del-

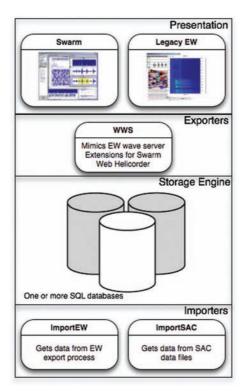


Figura 3. Architettura del sistema Winston. Il sistema è organizzato in quattro livelli: gli *importers*, in grado di interfacciarsi a sorgenti di dati eterogenee (Earthworm, file SAC, ecc.); il database MySQL; gli exporters, che forniscono l'interfaccia per le applicazioni esterne; la *presentazione*, realizzata attraverso i meccanismi standard di Earthworm, o con strumenti evoluti come Swarm.

le mappe di scuotimento. Tuttavia, l'implementazione di un nuovo algoritmo sotto forma di modulo di Earthworm è un compito non banale cherichiede una buona conoscenza del linguaggio di programmazione C e la capacità di gestire i processi di input/output. Ciò rende estremamente onerosa la prototipizzazione e l'implementazione di nuovi moduli di analisi.

Per questo motivo, è stato deciso di utilizzare Earthworm fino alla detezione automatica degli eventi (eseguita al NCC dal modulo "binder_ew"), mentre, per il calcolo dei parametri di sorgente e delle mappe di scuotimento, è stato progettato un nuovo sistema che opera in near real-time.

L'idea di base del sistema INERTIA (Isnet NEar Real-TIme Analysis) è che un sismologo, in grado di scrivere il codice necessario per

l'analisi off-line dei dati, possa facilmente rendere il suo lavoro parte di una catena di analisi in tempo quasi reale, indipendentemente dal linguaggio di programmazione utilizzato e senza entrare nei dettagli delle strategie di input/output.

Il sistema si fonda, pertanto, su tre concetti di base: semplicità, flessibilità ed estendibilità.

In Figura 4 è mostrato uno schema di INERTIA. Il sistema è strutturato come una catena di analisi, dove ciascun modulo è eseguito solamente dopo che il precedente ha terminato l'esecuzione. La catena è attivata ogni 2 minuti: una nuova istanza della catena può processare un nuovo evento mentre il precedente è ancora analizzato dall'istanza precedente.

I moduli possono essere suddivisi dal punto di vista logico in due famiglie:

- Moduli di base. Sono progettati per interagire con Earthworm al fine di: costruire una lista di eventi (00_parse_events); tenere traccia dei tempi di arrivo P utilizzati dal modulo di Earthworm "binder_ew" (01_parse_picks); scaricare le forme d'onda associate all'evento dal wave server di Earthworm e salvarle come file SAC (02_get_traces e 06_get_full_traces). La struttura dei moduli di base dipende dalla struttura del sistema real-time sottostante (Earthworm, in questo caso). Nel caso in cui venga utilizzato un sistema differente, tali moduli vanno modificati di conseguenza.
- Moduli definiti dall'utente. Questi moduli eseguono l'analisi vera e propria. Sono indipendenti dal sistema sottostante, in quanto fanno affidamento sui moduli di base per disporre di: un file di eventi (che riporta l'event id e la localizzazione, così come prodotti dal binder); un file di pick; le forme d'onda (in formato SAC) associate a ciascun evento.

Tutti i moduli sono attualmente implementati come shell Bash di Linux, sebbene ciò non sia obbligatorio. Diversi moduli fanno uso internamente di macro SAC, script awk e/o codice Fortran appositamente sviluppato.

L'interfaccia grafica ai risultati dell'analisi di INERTIA è l'"ISNet Bulletin", discusso nel Capitolo 8.

Software ausiliario per la gestione dei dati

L'implementazione del sistema descritto ha reso necessaria la messa a punto di una serie di automatismi e servizi.

00_parse_events	Maintains a list of events generated by the Earthworm's binder, which includes event id, geographic coordinates and toponym.		
01_parse_picks	Maintains, for each event a list of P-arrival times used by the binder for the association.	Core system	
02_get_traces	Downloads from the Earthworm's wave server the traces corresponding to each detected event and stores them in sac format.		
03_run_mag	Computes local magnitude.		
04_sendmail	Reports via email earthquake location (coordinates and toponym), magnitude and peak ground values recorded at the stations.	User defined modules	
05_spectra	Computes S-wave displacement spectra. Spectra are then modeled to compute seismic moment, corner frequency, stress drop and source radius.		
06_get_full_traces	Retrieves traces from stations not associated by the binder.	Core system	
07_grsmap	Computes the ground shaking map and the estimated instrumental intensity map.	User	
08_foc_mec	Computes the focal mechanism.	defined modules	

Figura 4. Schema della procedura di analisi in tempo quasi reale (INERTIA). La procedura è organizzata in una catena, con i moduli attivati in successione. L'intera procedura è eseguita ogni 2 minuti; diverse catene possono girare in parallelo. I moduli sono suddivisi dal punto di vista logico in due famiglie: 1/ il sistema di base ("core system"), che comprende tutti i moduli che interagiscono con Earthworm e che forniscono un livello di astrazione per 2/ i moduli definiti dall'utente ("user defined modules"), indipendenti dal sistema real-time sottostante.

Watchdog

Sono stati realizzati tre "watchdog", script bash automatizzati mediante demone di sistema crond:

checkSeedLink.sh,

interroga tutti gli acquisitori *Osiris* afferenti all'LCC sul quale essa è attiva, attraverso la shell di interfaccia *oclient* (vedi Capitolo 1). Verifica la presenza del processo *slserver*, il server SeedLink Osiris, e nel caso in cui tale processo fosse fermo, lo riavvia. Genera per ogni Osiris un file di log nel quale riporta gli errori riscontrati.

statmgr_aux.sh,

clean_log.sh,

lo statmgr ausiliario. Costruisce un file che elenca i processi Earthworm nello stato < defunct> e che il modulo statmgr non riesce a riavviare perché si trovano in qualche stato di errore sconosciuto; i pid associati ai processi elencati sono passati al comando restart di Earthworm, che provvede al riavvio dei moduli corrispondenti. Ogni operazione è registrata in un file di log. implementa un algoritmo che monitora i file di log generati dai vari componenti del software di gestione della rete, rimuovendo, via via, i file di log più vecchi. Ciò evita che file di grosse dimensioni (centinaia di MB) possano riempire rapidamente lo spazio disco disponibile. I programmi che generano file di log di grossa dimensione sono: i moduli di acquisizione di Earthworm, il programma ImportEW di interfaccia tra Winston e Earthworm, il server delle forme d'onda WWS, il server MySQL (con i log binari).

Fruizione dei dati

Per facilitare il recupero di finestre di dati in modalità offline è stato implementato il servizio *getwave*, utilizzabile attraverso due modalità:

- 1. una shell interattiva (getwave.sh) che, pilotando opportunamente il modulo waveman2disk, consente di interrogare il Winston Wave Server, recuperando la finestra di segnale specificata;
- 2. una interfaccia web, in tecnologia CGI, alla shell getwave.sh (Figura 5).

Entrambe le modalità producono in output uno o più file in formato SAC.

vailable Stat	tions:			
□ AND3	□ AVG3	□ BEL3	□ BENI	□ CGG3
Andretta	Avigliano	Bella	Benevento	Caggiano
CLT3	□ CMP3	□ COL3	□ CSG3	□ LIO3
Calitri	Campagna	Colliano	Toppo di Castelgrande	Lioni
□ MNT3	□ MRN3	□ NSC3	□ PGN3	□ PST3
Montella	Marsico Nuovo	Nusco	Pignola	Postiglione
□ RDM3	□ RSF3	□ SALI	□ SCL3	□ SFL3
Ruvo del Monte	Rocca San Felice	S. Angelo dei Lombardi	Muro Lucano	San Fele
□ SNR3	□ SRN3	□ STN3	□ TEO3	□ VDP3
Senerchia	Sant'Arsenio	Satriano	Teora	Vietri di Potenza
UDS3				
Muro Lacano Cress Al tart Time (U Start date (Y' Start time (hl Duration: ource Param our Al Origin date (Origin time (YYYY-MM-DD): hh:mm:ss): Coordinates:		minutes	•)

Figura 5. L'interfaccia web GetWave consente di interrogare i wave server, recuperando una finestra di segnale ad una o più stazioni.

Backup del data base delle forme d'onda

Per il backup del data base delle forme d'onda vengono utilizzate due procedure:

 mysqldump, che fa parte del tool di amministrazione di MySQL ed è quindi contenuta nella distribuzione di MySQL; questa procedura consente di creare dei backup incrementali mediante file in formato binario; mysqlhotcopy, è basata su una libreria generica di applicazioni per generare backup, più un driver specifico per MySQL, il tutto scritto in linguaggio perl.

Visualizzazione dei dati

Sono disponibili diverse modalità per la visualizzazione del flusso dei dati.

Swarm

Swarm è un'applicazione java interattiva, sviluppata parallelamente a Winston presso l'Alaska Volcano Observatory dello USGS. Swarm, attraverso una connessione con il database Winston, consente di visualizzare in tempo reale il segnale sismico alle stazioni e gli helicorder. La visualizzazione interattiva consente di zoomare porzioni di segnale (Figura 6) e di salvarle in formato SAC.

Web Helicorder

È un'applicazione web, sviluppata al RISSC-Lab, che sfrutta il meccanismo di produzione di helicorder in formato png offerto da Winston, per visualizzare in tempo reale il segnale sismico a tutte le stazioni della rete ISNet (Figura 7). Consente un rapido accesso ai dati della rete, senza la necessità di installare alcuna applicazione specifica.

L'interfaccia è strutturata in due sezioni:

- 1. selettore stazioni/canali;
- 2. finestra dell'helicorder.

SELETTORE STAZIONI/CANALI (SINISTRA)

Consente di scegliere la stazione e il canale (strumento e componente) per il quale visualizzare l'helicorder. Le stazioni sono organizzate per Local Control Center (LCC).

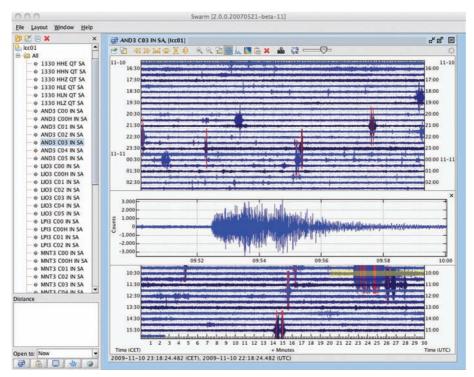


Figura 6. Finestra principale di Swarm, con un esempio di rappresentazione grafica di una registrazione sismica relativa a circa 15 ore, con finestra di zoom interattiva.

FINESTRA DELL'HELICORDER (DESTRA)

Mostra l'helicorder relativo alla stazione e al canale selezionati. L'helicorder è una rappresentazione continua della registrazione del moto del suolo organizzata per righe. Ogni riga rappresenta mezz'ora di registrazione; l'orario di inizio è riportato alla sinistra di ciascuna riga. Il tempo è UTC (ora di Greenwich).

I controlli al di sopra dell'helicorder consentono di selezionare un intervallo temporale diverso da quello predefinito (ultime 12 ore).

ISNet Daily Helicorders

Questa pagina, sempre sviluppata dal RISSC-Lab, fornisce un'informazione simile a quella fornita dal Web Helicorder, mostrando però un so-

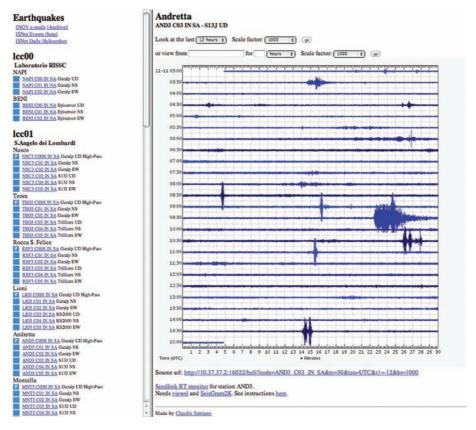


Figura 7. L'applicazione Web Helicorder, sviluppata dal RISSC-Lab. Dalla lista di stazioni sismiche e componenti, riportate sul lato sinistro, è possibile selezionare una stazione specifica.

lo canale per stazione e fornendo un'interfaccia più immediata (Figura 8). I punti di forza di questa interfaccia sono:

- la possibilità di accedere rapidamente al segnale registrato ad una certa stazione in un determinato giorno (attraverso un calendario);
- la possibilità di confrontare lo stesso periodo di registrazione a più stazioni, al fine di verificare, tramite coincidenza, la presenza di un evento sismico.

L'interfaccia consta di tre elementi:

1. un calendario per la scelta del giorno da visualizzare (default: giornata odierna);

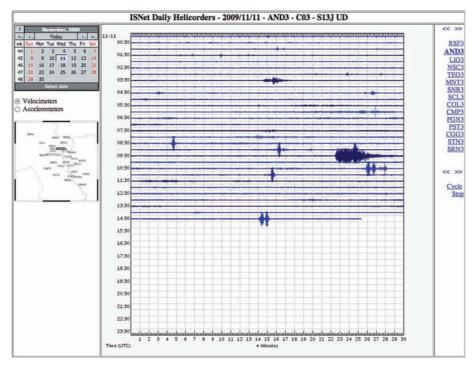


Figura 8. L'applicazione Daily Helicorders. La rappresentazione grafica è simile a quella di Web Helicorder (Figura 7), ma con componente prefissata (verticale) e organizzazione delle stazioni per area geografica per rendere agevole la visualizzazione di un evento sismico registrato contemporaneamente a più stazioni.

- 2. la finestra dell'helicorder;
- 3. un selettore di stazioni.

La rappresentazione mostra l'helicorder per la sola componente verticale del velocimetro (o dell'accelerometro) delle stazioni attualmente funzionanti. La visualizzazione è giornaliera (24 ore). L'orario è UTC (ora di Greenwich).

Il menu sulla destra consente di selezionare la stazione da visualizzare. In alternativa, le frecce permettono di passare rapidamente da una stazione all'altra, funzione particolarmente utile per verificare visivamente se un presunto evento sismico appare in coincidenza sulle registrazioni di più stazioni.

Infine, il calendario sulla sinistra permette di tornare rapidamente alle registrazioni dei giorni precedenti.

Power Spectral Densities e rapporti H/V (controllo della qualità)

È stata sviluppata un'interfaccia web alla procedura automatica di calcolo delle curve di densità spettrale (PSD) e ai rapporti H/V, descritta nel Capitolo 4. L'interfaccia web fornsice una modalità di acceso rapida, con la possibilità di selezionare la stazione e il giorno di interesse. Un commutatore in alto consente di passare dalla visualizzazione delle PSD a quella dei rapporti H/V, i link a sinistra e a destra consentono di muoversi rapidamente alla giornata precedente o a quella successiva, rispettivamente.

In questo modo è possibile verificare giorno per giorno la qualità dell'acquisizione per ogni componente di ciascuna stazione (Figura 9).

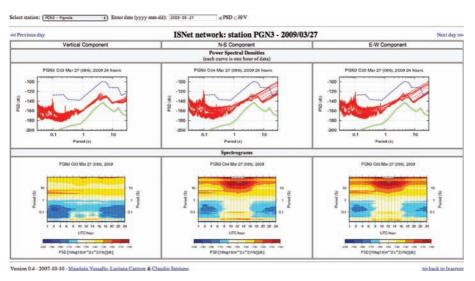


Figura 9. L'interfaccia web alle curve PSD consente di verificare, giorno per giorno, la qualità dell'acquisizione per tutte le componenti di ciascuna stazione.

Bibliografia

Allen, R. (1978). Automatic earthquake recognition and timing from single traces, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 68, 5, 1521-1532.

Johnson, C.E., A. Bittenbinder, B. Bogaert, L. Dietz, and W. Kohler (1995). Earthworm: A flexible approach to seismic network processing, *IRIS Newsletter* 14, 2, 1-4.

Hanka, W., A. Heinloo, and K. Jaeckel (2001). Networked Seismographs: GEOFON Real-Time Data Distribution, OHP/ION symposium "Long-Term Observations in the Oceans: Current Status and Perspectives for the Future", Mt. Fuji, Japan, January 21-27, 2001.

3.

Applicazioni software per la gestione della rete ISNet e dei suoi prodotti

Luca Elia, Claudio Satriano, Claudio Martino, Giovanni Iannaccone, Gaetano Festa

Introduzione

La rete sismica ISNet è un sistema complesso costituito da numerosi componenti distribuiti sul territorio che acquisiscono in continuo dati ed effettuano elaborazioni interagendo continuamente tra di loro. Inoltre, in caso di evento sismico significativo devono essere attivate delle procedure specifiche con conseguente comunicazione tempestiva a utenti selezionati. La modalità di operare della rete ISNet richiede, pertanto, un sistema di supervisione del funzionamento che monitori l'operatività dei singoli componenti e del flusso dei dati acquisiti e consenta una agevole e sintetica visualizzazione delle elaborazioni prodotte.

A tale scopo sono state realizzate due applicazioni software denominate "SeismNet Manager" e "SeismNet Monitor" (Elia et al., 2009).

In particolare, "SeismNet Manager" consente di gestire agevolmente tutti i componenti della rete ISNet interagendo con ognuno di essi, ne monitora le prestazioni e lo stato di funzionamento, accumula tutte le informazioni relative e gestisce i dati acquisiti. Questa applicazione permette di gestire (inserire, modificare, visualizzare e cercare) i dettagli di: stazioni sismiche e Local Control Centers (siti); linee di comunicazione dati tra i siti (cablate o wireless); strumenti e dispositivi (sensori, acquisitori, hardware di rete, hardware generico, server); dati calcolati e registrati (eventi, forme d'onda). SeismNet Manager tiene anche traccia dello storico delle installazioni e configurazioni di ciascuno degli elementi menzionati.

La seconda applicazione, "SeismNet Monitor", è un'interfaccia grafica alla rete ISNet ed ai suoi prodotti immediati quali l'allarme sismico e le mappe di scuotimento del suolo che ha lo scopo di fungere da interfaccia tra l'utente finale e l'infrastruttura informatica soggiacente, i suoi dati ed il sistema di allarme. Un'interfaccia che sia focalizzata alla rapida presentazione in forma grafica dei dati sintetici utili all'attività di mitigazione del rischio sismico, e con cui sia facile interagire.

SeismNet Manager: un'applicazione web per la gestione dei dati e dell'hardware

Come ogni rete sismica moderna, l'infrastruttura di ISNet si presenta complessa e variegata, con componenti quali sensori sismici ed ambientali eterogenei, acquisitori, server di acquisizione dati, hardware di comunicazione, sui quali operano diversi sottosistemi software per l'archiviazione e l'analisi dei dati in tempo reale. ISNet dunque necessita, per essere gestita efficacemente, di un'applicazione software dedicata, in grado di svolgere compiti che spazino dal livello più basso (monitoraggio della strumentazione per individuare malfunzionamenti), al livello intermedio (controllo della qualità del dato), al livello più alto (gestione del risultato finale della rete: eventi individuati, relative forme d'onda e dati parametrici). L'applicazione di gestione della rete dovrebbe presentarsi come uno strumento integrato in grado di svolgere i compiti più comuni di gestione della strumentazione da parte degli operatori e di manipolazione dei dati e meta-dati sismologici da parte dei ricercatori, attraverso un'interfaccia che sia semplice da usare.

Attualmente sono disponibili vari strumenti software per l'acquisizione e l'analisi dei dati prodotti da reti sismiche sviluppati sia da enti di ricerca che società private. I più noti sono: Earthworm, un sistema open source per l'acquisizione e l'analisi dei dati in tempo reale, sviluppato dallo United States Geological Survey (Johnson et al., 1995); Antelope, un sistema commerciale e real-time per la gestione di dati da sensori ambientali, sviluppato da Boulder Real Time Technologies (BRTT 2009); ed il più recente SeisComP (Hanka et al., 2001), una piattaforma open source creata nel German Research Centre for Geosciences (GFZ-Potsdam). Questi software, pur essendo ben versati per la gestione dei dati acquisiti dai sensori, sono tuttavia meno flessibili o carenti per quanto riguarda la

gestione della infrastruttura stessa della rete, o del suo monitoraggio, compiti che consistono nel tenere traccia dell'hardware istallato nella rete, e nel controllo periodico ed automatico dello "stato di salute" della strumentazione, ottenuto acquisendo ed analizzando le variabili interne della strumentazione o il dato prodotto.

Allo scopo di sopperire a questa esigenza, recentemente la Instrumental Software Technologies (ISTI 2009) ha sviluppato un software che si occupa specificamente di questo aspetto della gestione di una rete sismica: SeisNetWatch (SeisNetWatch 2009). Questo strumento per il monitoraggio ed il controllo della qualità del dato e dello stato di vari modelli di acquisitori, va poi affiancato ad uno dei software citati per la gestione dei dati scientifici. SeisNetWatch si avvale di server di raccolta dei dati relativi al monitoraggio, e di specifici agenti software, ognuno in grado di interagire con uno specifico hardware o sistema. L'interfaccia utente è fornita da un client, scritto in Java, che può essere istallato sulla macchina dell'utente finale, o inserito in una pagina web fornita dai server stessi.

Generalità di SeismNet Manager

Durante lo sviluppo della rete ISNet, è stato deciso di realizzare un nuovo sistema, *SeismNet Manager*, che integrasse sia la gestione dell'hardware che dei dati. Si tratta di una web application, ovvero una piattaforma client-server accessibile via browser, che fa leva su un database della strumentazione e dei dati sismologici (Elia et al., 2009). SeismNet Manager è in grado di:

- tenere un inventario dettagliato delle componenti della rete sismica, quali: stazioni, sensori, acquisitori, hardware di comunicazione, hardware generico, server di raccolta dati, linee di comunicazione;
- conservare uno storico delle istallazioni e configurazioni dei dispositivi, e delle connessioni tra di loro;
- eseguire il monitoraggio in tempo reale di alcuni dei dispositivi istallati (stato dell'hardware, analisi del funzionamento, qualità dell'output) in maniera da allertare gli operatori della rete in caso di malfunzionamenti, e per acquisire informazioni sull'hardware da affiancare ai dati sismici;
- gestire i dati sismici prodotti dalla rete, ottenuti sia attraverso procedure automatiche di recupero, che per inserimento manuale da parte degli amministratori (eventi, forme d'onda, dati parametrici);
- consentire l'analisi da remoto dei dati sia per operazioni di routine che elaborazioni avanzate;

- offrire un'interfaccia web, che permetta di inserire, editare, cercare, scaricare e rappresentare tutte le informazioni disponibili (sotto forma di tabelle, grafici, mappe, forme d'onda e scene tridimensionali);
- rendere disponibili i dati della rete ISNet al mondo esterno.

Nello sviluppo di SeismNet Manager sono state sfruttate soluzioni tecnologiche *open source*, cercando di non sacrificare la configurabilità e la flessibilità dell'applicazione, in modo da mantenerla adattabile anche a reti diverse da ISNet, e con la possibilità di gestire più reti contemporaneamente.

Alla base del sistema vi è un database, che può essere logicamente diviso in due parti, una relativa alla strumentazione, e l'altra relativa ai dati sismologici. La parte strumentale contiene i dettagli di tutti i siti della rete, di tutti i dispositivi hardware e delle relative installazioni e configurazioni, ed in generale di tutte le informazioni utili a descrivere lo stato della strumentazione della rete ISNet in ogni dato istante, per poterlo incrociare con i dati sismologici. Nella parte sismologica del database, le informazioni sugli eventi e le forme d'onda sono corredate dalle informazioni necessarie per poterle correlare alle informazioni sulla strumentazione che li ha registrati. Le informazioni principali sulla strumentazione ISNet vengono inserite manualmente dagli amministratori della rete. Questi dati vengono poi integrati da informazioni complementari, raccolte automaticamente da appositi software atti a tener traccia delle variabili interne di alcuni dispositivi hardware (monitoring), che sono campionate ed inserite nel database ogni trenta minuti.

Ovviamente, non tutti i compiti che attengono al funzionamento della rete sono di competenza di SeismNet Manager, ed è bene piuttosto che siano demandati a software specifici e standardizzati nell'ambito sismologico. Ad esempio, l'acquisizione continua del moto del suolo dalle stazioni e la sua archiviazione, piuttosto che l'analisi real-time per applicazioni di Early Warning sono svolte altrove. Quindi SeismNet Manager, come suggerisce il nome, si presenta come un sistema di gestione costruito sulla base dei vari elementi e sottosistemi già operanti nella rete.

Dettagli di implementazione

Il database che contiene i dettagli di strumentazione e dati è realizzato in PostgreSQL (PostgreSQL 2009), un Relational Database Management System (RDBMS) ricco di funzionalità e attivamente sviluppato.

PostgreSQL è stato scelto per le sue caratteristiche avanzate quali referential integrity, transactions, triggers e stored procedures. Durante le fasi iniziali di sviluppo di SeismNet Manager queste caratteristiche erano meno sviluppate, o assenti, negli altri RDBMS open source, ad esempio MySQL (MySQL 2009), anche se il divario tecnologico negli anni è stato continuamente ridotto.

L'interfaccia utente al database strumentale ed al software di monitoraggio, è implementata come web application, sviluppata in JavaServer Pages (JSP 2009). Questa tecnologia permette di generare pagine web dinamiche, affiancando alle parti statiche o semi-statiche della pagine (scritte in HTML-Hyper Text Mark-Up Language, CSS-Cascading Style Sheets e JavaScript) con codice Java, che viene eseguito sul server. Quest'ultimo elabora i contenuti dinamici autonomamente o collegandosi ad un server esterno, ad esempio eseguendo una interrogazione del database o interagendo con altri programmi Java o con il sistema operativo sottostante. Per ridurre la quantità di codice Java da scrivere per realizzare la web application, è stata anche sviluppata una libreria di *tag JSP*. Questa libreria automatizza le operazioni più frequenti relative all'interazione con il database, la presentazione dei risultati e l'interazione con l'utente, il che agevola e velocizza lo sviluppo del codice.

L'applicazione è istallata su un server dedicato con indirizzo pubblico e sistema operativo Linux Debian (Debian 2009), e Apache Tomcat (Tomcat 2009) per la gestione della web application. L'utente interagisce con il sistema attraverso un comune browser; il sistema a sua volta comunica, attraverso programmi denominati agenti, scritti in vari linguaggi – ad esempio shell script BASH e programmi Python (Python 2009) – con le apparecchiature ed i software della rete ISNet, come gli acquisitori, l'hardware di comunicazione (bridge Wi-Fi della Cisco), e i server di raccolta dati, su cui sono installati i software Earthworm, Winston (Cervelli 2004) e SeisComP.

Gestione della strumentazione

IL DATABASE STRUMENTALE

La rete sismica può essere modellata come un insieme di siti, al cui interno sono installati acquisitori, sensori, server per la memorizzazione dei dati, hardware di rete ed hardware generico, in una data configurazio-

ne. Ognuna delle entità menzionate viene rispecchiata da una diversa classe di oggetti nel database, atta a contenerne i dettagli che vengono poi presentati all'utente sotto forma di pagine web interattive. Ogni dispositivo nel sito ha anche associato un oggetto installazione, che registra i parametri di configurazione e le connessione fisiche ad altri dispositivi vicini, in effetto durante un certo intervallo di tempo. Ad esempio, l'installazione di un acquisitore specifica cose quali l'indirizzo IP ed il tipo di memoria di massa usata per conservare localmente il flusso di dati dei sensori. L'installazione di un sensore specifica cose quali la profondità a cui è stato posizionato, la sua orientazione, l'acquisitore ed i canali a cui è stato collegato. Queste informazioni sono usate per tener traccia dello storico delle varie configurazioni di ogni dispositivo. Altri elementi, come i server e gli acquisitori, possiedono ulteriori parametri di configurazione di cui tener memoria, indipendenti dalla effettiva installazione fisica, quali la versione del *firmware* e dei software.

Il database strumentale è stato implementato usando uno strato di astrazione che permette di eseguire richieste complesse di informazione senza conoscere gli effettivi dettagli di implementazione della strutture dati sottostanti, allo scopo di svincolare lo sviluppo del server dalle possibili applicazioni client. A questo scopo si sono utilizzate alcune caratteristiche avanzate del database, come: i linguaggi procedurali, usati per implementare direttamente nel database delle stored procedures, ovvero funzioni che svolgono compiti complessi a partire da input semplici; o i triggers, che svolgono delle operazioni in automatico in occasione di inserimenti e cancellazioni di dati. Si è fatto inoltre largo uso di views, ovvero tavole virtuali del database che riuniscono i dati più rilevanti relativi ad un oggetto, che risiedono fisicamente in molte tavole separate, in un singolo luogo, agevolando richieste complesse quali, ad esempio, "tutti i dettagli dei sensori funzionanti correttamente, installati un anno fa, in stazioni con un collegamento wireless funzionante al server LCC1".

Questa interfaccia astratta rende effettivamente il database strumentale un deposito centrale di informazioni per correlare le registrazioni sismiche ad ogni data con i dettagli dei sistemi che le hanno realizzate ed infine rese disponibili.

L'approccio via interfaccia rende anche più agevole cambiare i dettagli di implementazione senza essere costretti ad aggiornare la web application o qualsiasi procedura esterna che abbia bisogno di interagire con il database, quali le procedure di recupero automatico delle forme d'onda.

Accesso ed autenticazione

L'applicazione è accessibile all'indirizzo http://dbserver.ov.ingv.it, inserendo nome utente e password.

Le istituzioni o i ricercatori interessati ai dati ISNet possono richiedere l'attivazione di un account, compilando i campi della pagina di registrazione con i propri dati e specificando le finalità di utilizzo dei dati della rete. Di questi ultimi è prevista la distribuzione per usi accademici (e comunque strettamente non-profit), mentre è vietata la redistribuzione. Prima di registrarsi è possibile accedere ad una dimostrazione guidata del funzionamento del sistema, visitando alcune delle pagine disponibili agli utenti registrati. Una volta autenticati è possibile agire sul database in misura variabile a seconda del gruppo di utenti cui si appartiene. Si va dall'accesso ad alcune pagine selezionate, con tutti i pulsanti di modifica disabilitati (gruppo guests); all'accesso in sola lettura a tutte le pagine (gruppo users); fino al livello massimo di privilegi (administrators) che dispongono dell'accesso completo in lettura e scrittura.

Stato della rete

La prima pagina visualizzata dopo l'autenticazione ha lo scopo di presentare graficamente lo stato corrente dell'intera rete in un'unica immagine (Figura 1).



Figura 1. Pagina di autenticazione per l'accesso a SeismNet Manager (http://dbserver.ov.ingv.it). I ricercatori interessati possono richiedere l'accesso ai dati ISNet attraverso la procedura di registrazione, o seguire una dimostrazione guidata del sistema.

Vi è rappresentata la mappa dell'area coperta da ISNet, con sovrapposte le icone di stazioni, LCC e collegamenti dati. Ad ogni sito è associata un'icona il cui colore rispecchia il tipo di sito (stazione, LCC, comunicazione dati), lo stato di completamento e di funzionamento. Il nome della località in cui il sito è costruito appare in sovrimpressione al passaggio del puntatore sulle icone, che se cliccate portano alla pagina dei dettagli della stazione. Sulla mappa sono anche visualizzati i collegamenti dati tra siti, con tratti diversi per differenziare i collegamenti cablati da quelli senza fili, ed uno spessore proporzionale alla banda del canale (Figura 2).

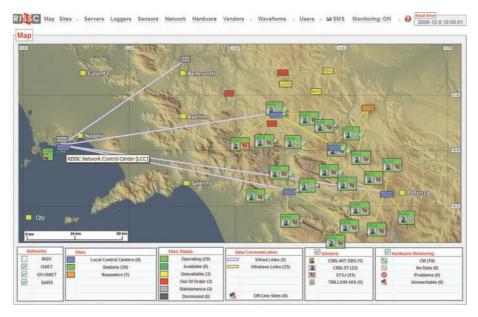


Figura 2. La mappa di SeismNet Manager mostra lo stato corrente dell'intera rete. Contiene icone per: Local Control Centers (in blu); stazioni sismiche (il cui colore indica lo stato di funzionamento); sensori installati (cerchiati in rosso se presentano problemi); linee di comunicazione dati (il colore corrisponde alla tecnologia, lo spessore alla banda); allarmi inviati dalle stazioni (icone a forma di busta per lettera); risultati del monitoraggio hardware (segno di spunta verde, segno rosso lampeggiante o icona di mancata connessione). Nei riquadri bianchi, alla base della mappa, insieme alla legenda si trovano i controlli per attivare o disattivare la visualizzazione di una specifica rete sismica o dei sensori.

Ovviamente la rappresentazione grafica delle rete è generata algoritmicamente a partire dai dati del database e dunque rispecchia sempre lo stato attuale della rete. Inoltre sono supportate più reti contemporanea-

mente, ed è possibile attivare e disattivare la visualizzazione di ognuna di esse nella mappa.

Sovrapposta alla mappa sono riportate le informazioni acquisite dai programmi di monitoraggio, che interrogano periodicamente le apparecchiature scelte dagli amministratori, ne ottengono i parametri vitali, e li memorizzano nel database. L'informazione relativa al monitoraggio è rappresentata normalmente come un'icona verde accanto al sito, che diventa un'icona lampeggiante in caso di mancanza di connettività, risposta incompleta o assente, o problemi specifici. In quest'ultimo caso, l'insieme dei problemi e l'orario di inizio degli stessi viene mostrato portando il cursore sull'icona.

Stazioni ed LCC

Cliccando su una stazione od un LCC sulla mappa, o nella lista dei siti, si accede alla relativa pagina descrittiva. Qui sono riportati i dettagli della stazione (posizione, tipo, località, stato di completamento, raggiungibilità, immagine) e dell'hardware correntemente istallato (acquisitori, sensori, hardware di comunicazione, hardware generico, server). Sono anche mostrati i collegamenti tra i vari dispositivi e i parametri ci configurazione, più importanti (IP, memoria di massa, ecc.) e lo stato di salute dei dispositivi monitorati (Figura 3).

Tramite due pulsanti si possono ottenere la mappa geografica e la mappa stradale relative alla zona circostante. Altre informazioni a portata di mano sono eventuali note e file allegati (che possono in realtà essere associate a qualsiasi oggetto del database oltre che ai siti) e la lista delle ultime forme d'onda registrate dalla stazione. Sono altresì visibili le linee di comunicazione dati con gli altri siti (tipicamente tra una stazione ed un centro di raccolta dati, ma non solo), la relativa lunghezza, tecnologia (ADSL, GPRS, Wi-Fi, ecc.) e velocità.

Da questa pagina è possibile aggiungere, cancellare ed editare uno qualsiasi degli elementi citati, accedendo alle pagine relative alla installazione o configurazione dei vari tipi di dispositivi presenti.

Dispositivi installati

Per ogni oggetto installato – acquisitore, sensore, hardware di comunicazione, hardware generico, server – è prevista una pagina che descrive



Figura 3. Esempio di pagina relativa ad una stazione sismica. Oltre ai dettagli specifici del sito, vi sono raccolte tutte le informazioni correlate: collegamenti dati con altri siti, hardware installato con i dettagli di configurazione e lo stato di salute, storico delle installazioni, ultime forme d'onda registrate, allarmi attivi, note, immagini e file allegati.

l'oggetto fisico, ed una che ne descrive l'installazione ed i parametri di configurazione.

La pagina relativa all'oggetto contiene la descrizione delle caratteristiche, il modello, il numero seriale e di inventario, ed eventuali file allegati (manuale). La pagina di installazione riporta il luogo di installazione ed il collegamento fisico con gli altri dispositivi della stazione, oltre che i parametri di configurazione specifici dell'istallazione, quali l'indirizzo IP per gli acquisitori, l'orientazione per i sensori, le versioni dei software per i server (Figure 4 e 5).

Alcuni parametri visualizzabili in questa pagina non sono impostati manualmente, ma recuperati dai software di monitoraggio interrogando l'hardware. Ad esempio lo spazio disponibile sulla memoria di massa dell'acquisitore, da cui viene calcolato automaticamente il numero di giorni di registrazione ancora disponibili.

photo	model	site	ip	version	state	disk space left
S	OSIRIS6			OSH 19, DSP 28	Available	
	OSIRIS6		**		Available	+
	OSIRIS6			OSH 12, DSP 28	Available	
50	OSIRIS6			OSH 17, DSP	Available	
500	OSIRIS6			OSH 17, DSP 32	Available	
	OSIRIS6	37	(5)	OSH 06, DSP 28	Available	
CONT.	Q330-QUANTERRA				Available	
	OSIRIS6	-		OSH 14, DSP 28	Maintenance	
	OSIRIS6	PST3	10.37.37.21	OSH 12, DSP 28	Operating	-287?
50	OSIRIS6	CGG3	10.37.37.22	OSH 15, DSP 32	Operating	-2277
	OSIRIS6	SNR3	10.37.37.20	OSH 12, DSP 28	Operating	online
	OSIRIS6	CSG3	10.37.37.35	OSH 17, DSP 32	Operating	online
53	OSIRIS6	CLT3	10.37.37.37	OSH 15, DSP 32	Operating	online
	OSIRIS6	RDM3	10.37.37.38	OSH 15, DSP 32	Operating	online
	OSIRIS6	VDS3	10.37.37.36	OSH 17, DSP 32	Operating	online
	OSIRIS6	AND3	10.37.37.9	OSH 23, DSP 28	Operating	online
-	OSIRIS6	MNT3	10.37.37.7	OSH 12, DSP 28	Operating	-1137
	OSIRIS6	LIO3	10.37.37.6	OSH 23, DSP 28	Operating	online
6	OSIRIS6	RSF3	10.37.37.3	OSH 19, DSP 32	Operating	online
	OSIRIS6	SFL3	10.37.37.83		Operating	40?
	OSIRIS6	VDP3	10.37.37.73		Operating	-17
	OSIRIS6	COL3	10.37.37.19		Operating	online

Figura 4. Per ogni tipo di strumentazione è disponibile un inventario. In figura è mostrato parte di quello degli acquisitori. Di ogni oggetto, oltre a marca, modello e tipo, è indicato l'eventuale sito di installazione, la configurazione e versione dei software, lo stato di funzionamento e alcuni parametri estratti dal monitoraggio (in questo caso: giorni di registrazione disponibili su disco).

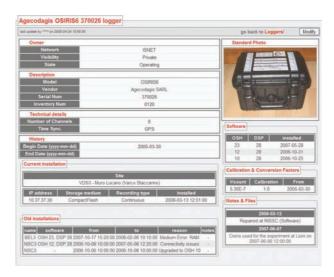


Figura 5. La pagina relativa ad un dispositivo, in questo caso un acquisitore. Sono mostrati: marca, modello, tipo, numero seriale e d'inventario, caratteristiche tecniche salienti, periodo di attività, installazione corrente, installazioni passate, software a bordo, fattori di trasduzione e calibrazione, foto e note.

Dalle pagine relative alla situazione corrente di ogni oggetto è possibile accedere a tutte le installazioni e configurazioni passate, o rappresentarle in maniera grafica come intervalli temporali (Figura 6).

Dalla pagina relativa ai dati di installazione degli apparati dotati di indirizzo IP, come hardware di rete, acquisitori e server, è possibile (solo per gli amministratori) collegarsi direttamente al dispositivo via http e via telnet. Dai server è possibile ottenere l'*helicorder* delle ultime ore o giorni di segnale acquisiti dalle stazioni (Figura 7).

Usando l'*applet* Java SeisGram2K (SeisGram2K 2009) si può graficare e monitorare, in tempo reale, il flusso dei dati prodotti dai sensori in formato SeedLink (SeedLink 2009).

Monitoraggio dei dispositivi

La maggior parte dei dettagli relativi alla rete fin qui descritti sono forniti dagli amministratori del sistema, e vengono aggiornati manualmente ogni volta che la configurazione di qualcosa cambia, ad esempio dopo l'installazione di un nuovo sensore o la sostituzione di hardware difettoso ad una stazione. Questo inserimento manuale è necessario per le apparecchiature meno sofisticate, quali i sensori. D'altro canto, le apparecchiature "intelligenti" quali i computer con indirizzo IP (gli acquisitori Osiris, i bridge Cisco ed i server Earthworm) possono essere interrogati periodicamente circa la loro configurazione. A questo scopo, è stato

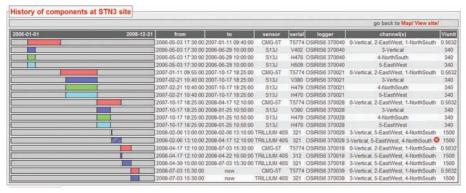


Figura 6. Lo storico dei canali in acquisizione in un sito può essere rappresentato sinteticamente. Ogni installazione di un sensore è mostrata come un segmento sull'asse dei tempi, il cui colore è relativo al canale dell'acquisitore. Di ogni installazione sono riportati i dati più importanti. I periodi di malfunzionamento sono evidenziati da un'icona rossa lampeggiante.

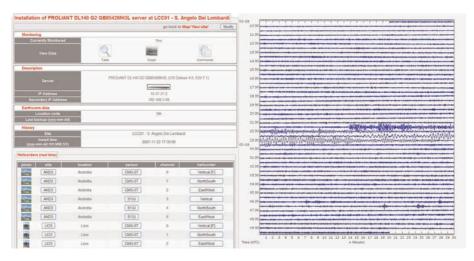


Figura 7. Dettagli di installazione di un server in un LCC, con l'elenco delle componenti acquisite da tutte le stazioni collegate al centro di raccolta dati (a sinistra). Cliccando su una delle componenti si ottiene la visualizzazione delle ultime ore o giorni di dati, sotto forma di helicorder (a destra).

realizzato un sistema scritto in Java, controllabile attraverso l'interfaccia web, che permette di selezionare i dispositivi da monitorare, il tipo di interrogazione da eseguire, la data di inizio e fine delle interrogazioni, e l'intervallo di tempo tra le stesse (Figura 8).

Poiché in generale il protocollo usato per comunicare e le variabili da acquisire cambiano con il tipo, marca e modello di dispositivo, si è scelta la via più flessibile per implementare il monitoraggio, che consiste nel demandare le interrogazioni a programmi esterni a SeismNet Manager, chiamati agenti, che possono essere realizzati in qualunque linguaggio di programmazione, essendo standardizzate soltanto la maniera di specificare l'apparato da monitorare ed il formato dell'output. Ad ogni intervallo gli agenti vengono invocati e le risposte memorizzate nel database. Oltre ai parametri vitali vengono individuati i possibili problemi, quali parametri fuori scala, che vengono automaticamente segnalati sulla mappa come icone lampeggianti.

Grafico dello stato interno dei dispositivi

SeismNet Manager implementa un'interfaccia per graficare l'andamento nel tempo dei parametri registrati e degli eventuali problemi rela-

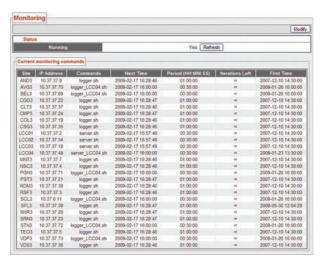


Figura 8. Pagina di gestione del monitoraggio della strumentazione. Ogni riga indica l'indirizzo IP dell'hardware, il programma esterno da invocare per eseguire l'interrogazione, la tempistica.

tivi ai dispositivi facenti parte della rete (acquisitori, bridge, server) che vengono acquisiti ad intervalli regolari (10-30 minuti) (Figura 9). Questo è utile per correlare problemi riscontrati sui dati sismici acquisiti (tipicamente "buchi" nel flusso di dati) a problemi dell'hardware. È possibile ispezionare l'intera catena di produzione dei dati per individuare la sorgente del problema, ad esempio: batterie di un acquisitore scariche a causa di un inverter difettoso, segnale debole in una connessione wireless a causa delle condizioni meteorologiche. Le variabili interne sono ad esempio lo stato delle batterie, la temperatura interna o la funzionalità del server SeedLink per l'acquisitore; lo spazio disco e la funzionalità dei moduli di Earthworm per quanto riguarda i server. Nel grafico (realizzato in JavaScript e usando il tag HTML canvas) sono visibili sei finestre che mostrano a colpo d'occhio l'evoluzione a breve termine (1-6 ore), a medio termine (giorno-settimana) ed a lungo termine (mese-anno), nell'intorno di una data specificata dall'utente. È anche possibile graficare contemporaneamente due variabili per agevolare le correlazioni tra parametri, nonché conoscere il valore minimo, medio e massimo in ogni finestra temporale, e scaricare i dati relativi sotto forma di tabella in formato testuale. Oltre alle variabili interne, il database memorizza i problemi rilevati per quell'apparecchiatura, che possono essere graficati come gli altri parametri, evidenziando anche i periodi in cui i dati relativi allo stato di salute



Figura 9. Grafico di due delle variabili interne di un acquisitore, recuperate nel corso di alcuni mesi. Quest'informazione è utile per identificare, ad esempio, l'hardware responsabile dell'interruzione dell'acquisizione dati, e per isolarne la causa.

non erano disponibili. Per un'ispezione più dettagliata è possibile visualizzare direttamente le risposte degli apparati come tabelle.

Messaggi di allarme dalle stazioni

Non tutti i dispositivi necessitano di un monitoraggio "attivo" da parte di SeismNet Manager. Ad esempio, ogni stazione è equipaggiato con un dispositivo programmabile per telefonia mobile GSM, e di una SIM card abilitata al solo traffico dati. Il dispositivo è collegato a vari input ambientali (porta, batterie, allarme fumo, pannelli solari, ecc.) ed è programmato in modo da inviare ad un numero prefissato, univoco per tutta la rete, un messaggio SMS esplicativo ogni qualvolta si verifichi una situazione di interesse (apertura / chiusura porta), un problema (superamento di una soglia, per esempio carica delle batterie in discesa) o un allarme grave (incendio).

Sul server che ospita SeismNet Manager è istallato un modem GSM dotato di SIM preposta a ricevere i messaggi della stazioni. Al ricevimen-

to di un messaggio SeismNet Manager lo trasferisce dalla SIM al database, mostra un simbolo lampeggiante in prossimità dell'icona della stazione d'origine, e lo evidenzia nella pagina relativa a quel sito. Attraverso l'interfaccia web, i messaggi possono essere letti, cancellati, e cercati (Figura 10).

Gestione dei dati sismologici

IL DATABASE DELLE FORME D'ONDA E DEGLI EVENTI

SeismNet Manager gestisce anche un database delle forme d'onda e degli eventi, complemento naturale al database strumentale. Questo tiene traccia degli eventi avvertiti dalla rete, delle relative forme d'onda registrate dai sensori, e dei dati parametrici che sono stati associati a queste entità da procedure automatiche o dai ricercatori. Il database contiene oggetti per: eventi; stime delle origini (tempo e luogo); stime delle varie magnitudo; forme d'onda, tempi di arrivo, meccanismi focali. Lo schema del database è ispirato a quanto proposto dal Center for Seismic Studies (Anderson et al., 1990): più origini possono essere collegate ad un singolo evento, generate da diversi algoritmi e più istituzioni. Analogamente, più tipi di magnitudo e più stime per ogni tipo (diversi algoritmi, o diversi utenti) possono essere collegate ad una stessa origine. Un oggetto "for-

Older SMS					
from	text	sent			
LCC01	230 Vac Power Supply Alarm (Hub01 Sant'Angelo dei Lombardi) L_D2=0	2008-10-01 11:18:20			
CLT3	Smoke Sensor Alarm (St23 Calitri) I_D1=0	2008-09-17 22:35:20			
LCC03	Shelter Door Closed (Hub05 Contursi Terme) I_D0=1	2008-09-17 10:40:43			
LCC03	Shelter Door Opened (Hub05 Contursi Terme) I_D0=0	2008-09-17 10:26:5			
LCC01	Battery 2 Above Threshold - Separating Loads (Hub01 Sant'Angelo dei Lombardi) I_A1=127 I_A0=129	2008-09-13 10:25:3			
LCC01	230 Vac Power Supply Alarm (Hub01 Sant'Angelo dei Lombardi) I_D2=0	2008-09-13 10:24:3			
LCC01	Battery 2 Below Threshold - Loads 1 and 2 on Battery 1 (Hub01 Sant'Angelo dei Lombard) I_A1=55 I_A0=130	2008-09-13 10:23:30			
TEO3	Shelter Door Closed (St22 Teora) I_D0=1	2008-07-10 11:30:5			
TEO3	Shelter Door Opened (St22 Teora) I_D0=0	2008-07-10 10:56:3			
NSC3	Shelter Door Closed (St20 Nusco) I_D0=1	2008-06-26 11:13:2			
NSC3	Shelter Door Opened (St20 Nusco) I_D0=0	2008-06-26 10:51:3			
RSF3	Shelter Door Closed (St11 Rocca San Felice) I_D0=1	2008-06-16 17:58:2			
RSF3	Shelter Door Opened (St11 Rocca San Felice) L_D0=0	2008-06-16 17:57:1			
SCL3	Smoke Sensor Alarm (St24 Muro Lucano) I_D1=0	2008-05-27 03:27:1			
SNR3	Shelter Door Closed (St19 Senerchia) I_D0=1	2008-05-20 10:35:3			
SNR3	Shelter Door Opened (St19 Senerchia) I_D0=0	2008-05-20 10:15:4			
LCC03	Shelter Door Opened (Hub05 Contursi Terme) I_D0=0	2008-05-15 15:03:3			
LCC03	Shelter Door Closed (Hub05 Contursi Terme) I_D0=1	2008-05-15 15:03:0			
LCC03	Smoke Sensor Alarm (Hub05 Contursi Terme) I_D1=0	2008-05-15 14:02:5			
LCC03	230 Vac Power Supply On (Hub05 Contursi Terme) I_D2=1	2008-05-15 13:40:3			
LCC03	230 Vac Power Supply Alarm (Hub05 Contursi Terme) I_D2=0	2008-05-15 13:40:0			
LCC03	Shelter Door Opened (Hub05 Contursi Terme) I_D0=0	2008-05-15 13:31:4			
LCC03	Shelter Door Closed (Hub05 Contursi Terme) I_D0=1	2008-05-15 13:31:0			
CMP3	Shelter Door Closed (St09 Campagna) I_D0=1	2008-04-03 09:26:2			
CMP3	Shelter Door Opened (St09 Campagna) I_D0=0	2008-04-03 09:18:4			

Figura 10. Allarmi inviati dalle stazioni, sotto forma di SMS, allorché uno dei parametri ambientali, ad esempio la tensione delle batterie, sia fuori norma.

ma d'onda" viene creato per ogni sensore che ha registrato l'evento, e contiene un puntatore al file dei dati, che è registrato su disco in formato SAC (Seismic Analysis Code, 2009), e la sua sorgente (sito, acquisitore, canale). Queste ultime informazioni sono poi utilizzate per recuperare, tramite il database strumentale, i dettagli completi della catena di strumenti che ha registrato e messo a disposizione la forma d'onda.

Procedure per il recupero automatico dei dati

Esistono procedure sia manuali che automatiche per inserire nuovi eventi e dati sismologici nel sistema. Le procedure automatiche fanno uso di più sorgenti di eventi, tra cui figurano sia sorgenti interne ad ISNet, che esterne. Le sorgenti interne sono i software (terzi rispetto a SeismNet Manager) che processano i dati ISNet, quali i moduli per la detezione automatica degli eventi implementati in Earthworm. Alla dichiarazione di un evento Earthworm fornisce i metadati appena calcolati (localizzazione, stima della magnitudo, tempi di arrivo, meccanismo focale), e le forme d'onda recuperate, a SeismNet Manager (Figura 11).

INGV e-mails	Lat	Lon	Dep	Mag		Date	Time	Ep. Region
ISNet Events (beta)	41.48	15.11	10.0	2.0	M1	2009-02-17	13:47:27.68	Monti della Daunia
ISNet Daily Helicorders	41.22	14.97	7.8	2.0	Ml		13:47:12.75	Sannio
iorvet Daily Treacorders	42.54	13.90	10.0	2.3	MI		13:13:20.73	Colline Teatine (Chieti)
	42.34	13,40	6.5	2.2	Ml		13:13:04.13	Aguilano
cc00	41.17	14.95	9.9	1.8	M1	2009-02-17	12:55:59.20	Sannio
CCOO	42.86	12.12	10.0	2.1	M1		12:09:52.52	Val di Chiana
Laboratorio RISSC	41.27	8.90	10.0	3.3	MI	2009-02-17	11:43:30.06	Sardegna
	41.85	13.49	2.3	1.8	Ml	2009-02-17	11:08:55.51	Monti Ernici-Simbruini
TEST	42.35	13.37	9.4	1.5	MI	2009-02-17	09:26:30.74	Aguilano
TEST COO IN NA	42.61	13.23	10.0	2.0	Ml	2009-02-17	07:48:57.35	Monti Reatini
TEST COLIN NA	42.41	13.51	7.7	2.2	M1	2009-02-17	07:48:40.27	Gran Sasso
TEST CO2 IN NA	42.34	13.34	7.0	1.5	Ml	2009-02-17	07:18:11.83	Aquilano
TEST CO3 IN NA	40.73	15.39	6.6	1.4	Ml	2009-02-17	07:14:55.04	Irpinia
TEST CO4 IN NA	42.35	13.37	3.9	2.6	Ml	2009-02-17	06:08:34.66	Aquilano
TEST COS IN NA	45.11	13.42	10.0	2.7	Ml	2009-02-17	05:36:07.39	Adriatico centro-sett.
JAPI	41.54	14.63	10.0	1.3	M1	2009-02-17	03:46:52.41	Sannio
A STATE OF	41.14	16.35	10.0	2.8	Ml	2009-02-17	02:44:37.36	Le Murge
NAPI SHZ IN NA	39.78	11.87	10.0	2.7	Ml	2009-02-17	02:31:45.25	Tirreno centrale
NAPI SHN IN NA	41.67	14.56	5.1	1.2	Ml	2009-02-17	01:52:56.08	Sannio
NAPI SHE IN NA	42.08	12.93	5.9	1.4	Ml	2009-02-17	01:09:13.42	Monti Tiburtini-Prenestin
	38.28	17.22	5.8	2.6	Ml	2009-02-17	00:52:49.29	Mar Ionio
0.4	38.40	16.68	10.0	1.4	Ml.	2009-02-17	00:48:06.61	Golfo di Squillace
cc01	44.99	9.35	10.0	2.6	MI	2009-02-16	23:19:17.64	Valle del Trebbia
	37.02	21.08	10.0	5.8	Ml	2009-02-16	23:16:35.63	PELOPONNESO
S.Angelo dei Lombardi	42.16	12.63	10.3	1.6	Ml	2009-02-16	21:38:52.32	Sabina
Vusco	38.42	15.45	119.9	2.6	Ml	2009-02-16	18:43:09.34	Isole Lipari
NSC3 C00H IN SA Guralp UD	42.30	13.32	5.8	1.3	Ml	2009-02-16	18:21:09.98	Aquilano
irh-Pass	42.42	12.92	6.6	1.8	Ml	2009-02-16	15:07:39.44	Reatino
NSC3 COL IN SA Guralp NS	42.76	12.71	10.0	3.1	Ml	2009-02-16	14:12:44.62	Valle del Topino
	41.79	14.59	22.5	2.5	Ml	2009-02-16	13:40:01.82	Monti dei Frentani
NSC3 C02 IN SA Guralp EW NSC3 C03 IN SA \$13J UD	42.37	13.44	14.1	1.7	Ml	2009-02-16	12:41:52.52	Aquilano
	42.40	13.63	10.0	2.4	ML		09:23:38.12	Gran Sasso
NSC3 C04 IN SA \$13J NS	40.83	14.18	2.0	2.1	Ml	2009-02-16	08:57:25.00	Campi Flegrei
NSC3 C05 IN SA S13J EW	41.90	14.72	10.0	2.2	Ml	2009-02-16	08:57:08.76	Monti dei Frentani

Figura 11. Esempio di bollettino generato automaticamente a partire da una sorgente di eventi esterna ad ISNet. In questo caso la pagina web è generata a partire dalle e-mail di allerta inviate dal sistema di detezione automatica dell'INGV.

Per terremoti non rilevati automaticamente, come eventi regionali o telesismi, si ricorre a sorgenti esterne, come il bollettino bisettimanale e le allerte in tempo reale via e-mail provenienti dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV 2009), ed il bollettino pubblicato sul web dallo European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC 2009). Le procedure esaminano i bollettini esterni, ignorando eventi troppo distanti dalla rete o troppo deboli (secondo dei criteri molto conservativi). Degli eventi rimasti recuperano le registrazioni da ogni stazione relative alla finestra temporale prevista per l'arrivo dell'evento al sito. Per determinare la finestra di interesse, vengono considerati vari fattori:

- il tipo di sensore (ad esempio, per i telesismi vengono recuperate solo le registrazioni dei sensori larga-banda);
- il tempo di arrivo delle onde P al sito, calcolato usando un modello di velocità specifico per gli eventi locali, o le tabelle IASPEI-International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IA-SPEI-tau 2009) per gli eventi regionali ed i telesismi;
- la durata prevista dell'evento è determinata usando una legge di regressione che lega magnitudo e durata, per gli eventi locali e regionali, o usando una tabella che tiene conto di distanza e magnitudo nel caso dei telesismi.

Per ottenere dei file SAC con le registrazione dell'evento, vengono sfruttate diverse sorgenti di dati sismici: un archivio di file nel formato proprietario degli acquisitori (TITAN) provenienti direttamente dalla loro memoria di massa, e concentrati su un server; un server Earthworm nell'NCC, che concentra i dati più vecchi ottenuti dagli LCC; le registrazioni in tempo reale più recenti fornite dai server Earthworm degli LCC; i file TITAN disponibili sugli LCC via File Transfer Protocol (FTP). Ad ogni sorgente di dati da recuperare corrisponde un agente (analogamente a quanto visto per il monitoraggio hardware), in grado di interagirvi. Per quanto riguarda le reti esterne ad ISNet (ad esempio le reti gestite dall'INGV) un apposito agente è in grado di recuperare i dati via FTP e di operare le necessarie manipolazioni per ottenere un formato uniforme per tutte le forme d'onda.

In tutti i casi, il database strumentale è utilizzato per determinare quali siti / sensori / configurazioni abbiano registrato gli eventi e così riempire l'header dei file SAC. È anche usato dalle procedure che inseriscono forme
d'onda fornite dagli utenti, per controllare la coerenza dell'input con la conoscenza nel database. Il database delle forme d'onda e degli eventi, d'altro
canto, è usato dalle procedure automatiche, per sapere quali dati non siano
ancora stati inseriti, relativamente a eventi già registrati (a causa per esempio

di una momentanea mancata disponibilità di una o più delle sorgenti di dati sismici), e che quindi vanno ancora recuperati. Poiché queste funzionalità sono sfruttate da agenti implementati esternamente a SeismNet Manager (dei *client* rispetto all'applicazione), sono state sviluppate delle interfacce per agevolare le interazioni più frequenti (*stored procedures*), come l'inserimento di un nuovo evento e relative forme d'onda, o l'interrogazione circa i dettagli dei canali attivi in un dato momento ad ogni sito. All'atto dell'inserimento di una forma d'onda, ne viene inoltre calcolata in automatico la "qualità", a partire dal rapporto S/N tra il livello di segnale durante l'evento ed il rumore che lo precede, associando, nel database, un valore numerico al file (come descritto nel Capitolo 6). Sono previste quattro classi di qualità così definite: Best (S/N ratio > 100); Good (S/N 10÷100); Low (2÷10); Bad < 2.

RICERCA, VISUALIZZAZIONE ED INTERAZIONE CON I DATI SISMICI

SeismNet Manager fornisce un'interfaccia per la ricerca sia di eventi che di forme d'onda (Figura 12).

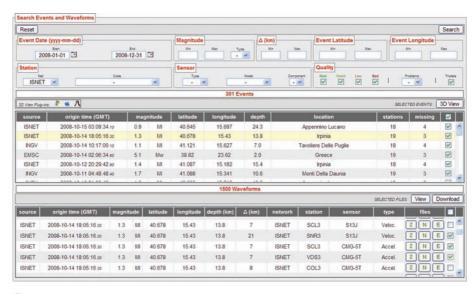


Figura 12. Interfaccia per la ricerca di eventi e forme d'onda. Gli eventi possono essere filtrati per data, localizzazione, magnitudo e distanza dalle stazioni. Le forme d'onda ad essi associati vengono filtrati per rete sismica, sito, sensore e rapporto segnale/rumore. È possibile poi selezionare manualmente solo alcuni dei risultati, che possono essere rappresentati graficamente o scaricati.

Gli eventi si possono filtrare per localizzazione, data, valore e tipo di magnitudo, distanza dalle stazioni. Le forme d'onda associate agli eventi sono filtrabili per rete, stazione, tipo (accelerometro, velocimetro) e modello del sensore, componente e qualità. Inoltre è possibile non considerare le forme d'onda provenienti da un sensore se questo è segnalato come non funzionante correttamente, o se anche una sola delle tre componenti non rispetta la qualità scelta.

Tra le forme d'onda che soddisfano i criteri impostati dall'utente, è possibile scegliere quali si vuole scaricare o visualizzare. Nel primo caso si ottiene un archivio compresso dei file selezionati in formato SAC. Nel secondo caso viene lanciato SeisGram2K, attraverso cui è possibile visualizzare e processare agevolmente le tracce (Figura 13).

Inoltre è possibile visualizzare in 3D gli eventi selezionati direttamente nel browser. È sufficiente aver installato nel browser un componente aggiuntivo per la rappresentazione di scene descritte in Virtual Reality Modeling Language (VRML 2009), come il gratuito Cortona3D (Corto-

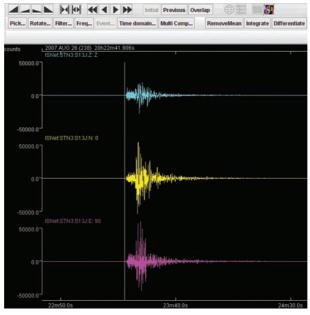


Figura 13. La visualizzazione delle forme d'onda sfrutta l'applet Java SeisGram2K. Sono visibili anche le meta-informazioni associate alle registrazioni, come evento e tempi di arrivo. Attraverso quest'interfaccia l'utente può aggiungere le proprie meta-informazioni, e sottometterle al sistema.

na3D 2009). Attraverso il pulsante "3D View" si apre una scena composta da una mappa, le stazioni che hanno registrato gli eventi, ed i terremoti, rappresentati come sfere centrate sugli ipocentri, di raggio proporzionale alla magnitudo. La scena può essere esplorata liberamente, stampata o salvata per altri usi, ad esempio per una presentazione (Figura 14).

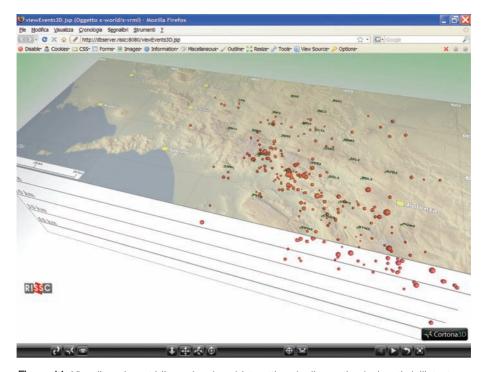


Figura 14. Visualizzazione tridimensionale ed interattiva degli eventi selezionati dall'utente, e delle stazioni che li hanno registrati, direttamente nel browser. Nell'ipocentro di ogni evento è posizionata una sfera, con raggio proporzionale alla magnitudo.

Attraverso queste pagine ed applet è anche possibile modificare i meta-dati associati agli eventi, o inserirne di nuovi. In una sessione di lavoro tipica, l'utente:

- esamina le forma d'onda associate ad un evento, e relativi tempi di arrivo, in SeisGram2K;
- rivede i tempi d'arrivo calcolati in automatico, associando i propri pick manuali;

 alla pressione di un tasto, invia i nuovi dati a SeismNet Manager, il che fa partire una procedura automatica di analisi (localizzazione, stima della magnitudo, meccanismo focale).

Il sistema tiene traccia delle modifiche effettuate (autore, data), dando la possibilità di ripristinare una soluzione precedente, o di scegliere tra quelle di diversi autori.

Conclusioni

SeismNet Manager è uno strumento di lavoro, sia per lo staff che gestisce la strumentazione della rete ISNet, che per i ricercatori che devono analizzare i dati scientifici e visualizzare, modificare o inserire meta-dati associati agli eventi sismici. Questo avviene attraverso sia pagine web interattive che *applet* Java. SeismNet manager costituisce anche il mezzo attraverso cui i dati della rete sono disseminati e resi disponibili alle istituzioni interessate. Una dimostrazione del sistema, e le pagine per richiedere l'accesso ai dati ISNet, sono disponibili all'indirizzo: http://dbserver.ov.ingv.it.

SeismNet Monitor: un'interfaccia grafica ai dati sismologici ed al sistema di allerta sismica

Introduzione

SeismNet Monitor è un software che implementa un sistema interattivo di visualizzazione, in tempo reale, della rete ISNet e del flusso di dati acquisiti dalle stazioni sismiche. Il sistema funge inoltre da interfaccia di visualizzazione al sistema di allerta sismica della rete (Seismic Early Warning) il quale, in occasione di eventi potenzialmente distruttivi nella regione, ne fornisce la localizzazione ed una stima della magnitudo, in maniera evolutiva, durante la propagazione stessa delle onde sismiche. Nell'immediato post-evento SeismNet Monitor funge da visualizzatore avanzato delle mappe di scuotimento del suolo, che possono essere correlate ai danni attesi nella regione in maniera puntuale. Parallelamente il sistema fornisce anche una visualizzazione tridimensionale ed interattiva

della regione, integrata dello storico degli eventi sismici e delle strutture di interesse sismologico dell'area.

Interfaccia grafica alla rete, al sistema di allarme sismico e al calcolo delle mappe di scuotimento del suolo

Poiché la rete sismica ISNet è nel suo insieme un sistema di grande complessità, SeismNet Monitor è stato sviluppato per fungere da interfaccia grafica semplificata tra l'utente finale e l'infrastruttura informatica soggiacente, i suoi dati ed il sistema di allarme. Un'interfaccia focalizzata alla rapida presentazione in forma grafica dei dati sintetici utili all'attività di mitigazione del rischio sismico, e con cui sia facile interagire.

Le peculiarità principali dell'applicazione sono, dunque:

- presentazione dei dati fondamentali relativi allo stato di funzionamento della rete e di quelli di interesse per il rischio sismico, in maniera graficamente ricca ancorché chiara;
- un'interfaccia utente intuitiva ed ergonomica;
- bassa latenza, ovvero l'intervallo di tempo tra l'arrivo dei dati e degli allarmi e la loro visualizzazione è minimo;
- utilizzo di standard, possibilmente aperti, in fatto di scambio e gestione di dati (sismologici e non);
- possibilità di adattarsi a reti sismiche eterogenee per posizione, interconnessioni, hardware sottostante;
- compatibilità con più piattaforme software (Windows, Linux, MacOS), processori (x86, PowerPC) e schede video (Nvidia, ATI) per un'integrazione semplificata con l'hardware ed il software ospiti.

L'output dell'applicazione SeismNet Monitor è rappresentata su quattro finestre/schermi, come mostrato in Figura 15. Ciascuno schermo riporta:

- 1. rappresentazione sintetica di tutta la rete sismica ISNet, dei dispositivi e dei canali di comunicazione, dei dati provenienti sia dalle stazioni (sismogrammi) che dal sistema di allerta sismica;
- 2. dettaglio del moto del suolo proveniente dalle stazioni, sotto forma di sismogrammi (3 componenti in accelerazione, e 3 in velocità);
- 3. mappa della zona su cui insiste ISNet, con sovrapposte: la rete, i dispositivi ed i canali di comunicazione; una rappresentazione grafica delle mappe di scuotimento previste, fornite dal sistema di calcolo automatico; la posizione e stima della magnitudo;

4. informazioni relative allo storico dell'attività sismica regionale, quali il catalogo degli eventi e delle faglie, in grafica tridimensionale ed interattiva.

Le finestre possono essere visualizzate su più monitor, eventualmente in *full screen*, in base ai parametri di configurazione scelti dall'utente.



Figura 15. SeismNet Monitor in funzione presso il Network Control Center, su un PowerMac G5 con quattro monitor da 30".

Implementazione

Il software è sviluppato in linguaggio C++ (Stroustrup 1997), che ad oggi realizza il miglior compromesso tra la programmazione ad alto livello, ad oggetti, e le prestazioni richieste, ovvero il *real-time*, sia nella gestione che nella visualizzazione dei dati.

Per rendere il software neutrale rispetto alla scelta del sistema operativo ospitante, si è fatto uso di una libreria open source, SDL (Simple Direct-

Media Layer, SDL 2009), che è implementata su numerose piattaforme, tra cui Windows, Linux e MacOS 9/X. La libreria fornisce un'interfaccia universale ai dispositivi di input (mouse, tastiera) ed output (finestre, audio) oltre che a componenti accessori quali timers e threads. La stessa libreria fornisce anche un discreto supporto per la gestione dell'I/O dei formati grafici più comuni e per il disegno a basso livello.

Per garantire la massima flessibilità, tutti i parametri di configurazione del sistema, dalle preferenze dell'utente alle informazioni geografiche o relative alla topologia della rete, sono gestite attraverso file di configurazione esterni all'applicazione, in formato XML (eXtensible Markup Language, XML 2009). Questo è ormai lo standard per l'interscambio d'informazione semi-statica, grazie alla generalità, al parsing automatico, ed al meccanismo di trasformazione XSLT (eXtensible Stylesheet Language Transformations, XSLT 2009) per la conversione in formati specifici.

Per quanto riguarda la parte di visualizzazione (rendering) si fa uso delle librerie grafiche OpenGL (OpenGL 2009), lo standard de facto della visualizzazione scientifica, che incarna alcune doti fondamentali: gestione nativa sia di grafica bidimensionale che tridimensionale; supporto della totalità delle schede grafiche e dei sistemi operativi; vari meccanismi per l'ottimizzazione sia delle prestazioni (display lists, vertex buffers, texture compression) che della qualità grafica (anti-aliasing, mipmapping, shaders).

L'interfaccia con i dati sismologici sfrutta il server SeisComP (SeisComP 2009) istallato in ogni LCC. Questo servizio ha il compito di raccogliere il flusso di dati proveniente dalle stazioni, fornito dagli acquisitori, e di renderlo disponibile in formato SeedLink (SeedLink 2009). SeismNet Monitor include un client SeedLink, implementato attraverso la libreria libslink (Libslink 2009), che riceve in streaming i dati relativi alle stazioni collegandosi agli LCC e negoziando l'attivazione dei flussi di dati menzionati nei file di configurazione.

È inoltre possibile attivare una modalità di simulazione, nella quale il moto del suolo alle stazioni non è acquisito via SeedLink, ma è letto da files, uno per componente, in formato SAC (*Seismic Analysis Code*, SAC 2009).

La parte di processing è realizzata da più sottosistemi parzialmente indipendenti, implementati come threads, allo scopo di: minimizzare la latenza dell'applicazione (le operazioni non strettamente sequenziali potranno essere eseguite concorrentemente); ottimizzarla per i processori *multi-core* (i threads potranno essere distribuiti tra le risorse di calcolo); aumentare la stabilità del sistema (un thread bloccato può essere fatto ri-

partire singolarmente dopo un time-out, non portando giù l'intera applicazione, come accadrebbe se il sistema fosse monolitico).

Schema a blocchi del sistema di monitoraggio

In Figura 16 è riportato uno schema semplificato di come i dati provenienti dai vari componenti della rete affluiscono al modulo di elaborazione dell'applicazione di visualizzazione.

I dati in input sono:

- tracce sismiche acquisite alle stazioni della rete ISNet tramite server SeisComP sugli LCC e trasmesse al client SeedLink interno all'applicazione;
- posizione e magnitudo dell'evento, e relative incertezze, calcolate dalle procedure real-time descritte nei Capitoli 6 e 7;
- mappe di scuotimento del suolo, prodotte dal software GRSmap, con le procedure descritte nel Capitolo 9, sotto forma di tabelle, rappresentanti una griglia fine sovrapposta al territorio, ai cui nodi sia stimata il parametro di interesse (accelerazione/velocità/spostamento di picco, intensità strumentale);
- dati di configurazione, comprendenti i dettagli della rete ISNet, ed i dati storici dell'attività sismica della regione, gestiti attraverso un parser XML;
- input dell'utente, che interagisce con la GUI (*Graphical User Interface*), resi disponibili dalla libreria SDL.

L'elaborazione da parte dei threads implementati in C++, sfocia nel rendering via OpenGL, e quindi nell'output grafico in finestre/schermi separati.

Visualizzazione d'insieme della rete sismica ISNet

La finestra per il monitoraggio di tutta la rete prevede la visualizzazione di una mappa bidimensionale della regione interessata, georeferenziata attraverso una griglia di longitudine e latitudine, e con l'altitudine ad ogni punto espressa attraverso una scala di colore. Alla mappa sono sovrapposti una serie di strati semitrasparenti (*layers*), analoghi ad una serie di lucidi sovrapposti, ognuno relativo ad un insieme omogeneo di informazioni sulla rete, secondo la struttura rappresentata in Figura 17.

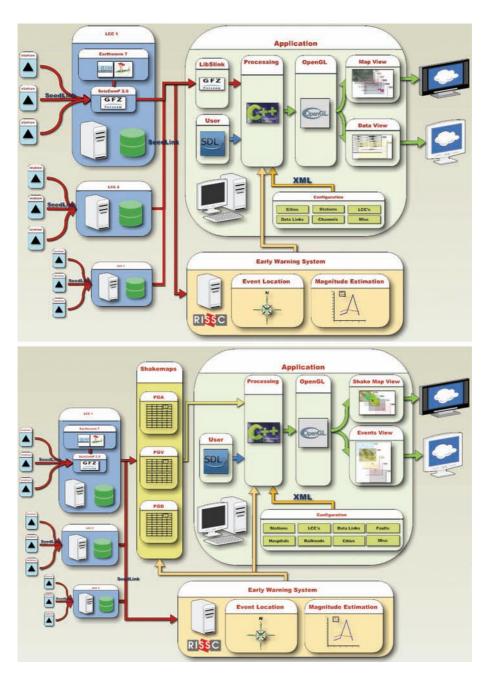


Figura 16. Schema a blocchi di SeismNet Monitor, diviso logicamente in: visualizzazione della rete e dei segnali acquisiti (sopra); visualizzazione degli eventi, dall'allerta sismica, allo scuotimento previsto del suolo, fino agli eventi passati (sotto).

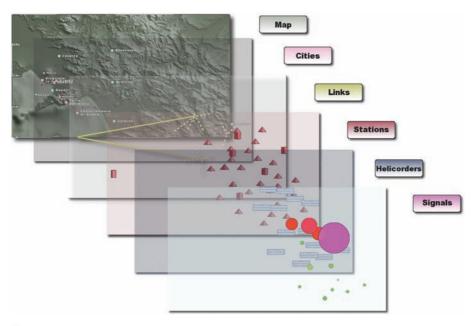


Figura 17. Vista d'insieme della rete e dei segnali, strutturata a layers di dati attivabili singolarmente.

Sono implementati i seguenti layers, come mostrato in Figura 18:

- una mappa georeferenziata e navigabile, con indicazione di longitudine, latitudine e quota;
- tutte le città ed i paesi, rappresentati da un'icona, che mette in risalto i capoluoghi, e dal nome della località, di dimensione proporzionale al numero di abitanti;
- i nodi della rete, rappresentati con icone diverse per stazioni sismiche,
 LCC, ripetitori per la trasmissione dati e centro di controllo;
- linee di trasmissione dati tra i nodi della rete, visualizzati come tratti di spessore proporzionali alla velocità delle linee, e con un tratto/colore dipendente dal tipo collegamento (cablato, senza fili);
- sismogrammi, relativi agli ultimi minuti, della componente verticale dell'accelerazione registrata ad ogni stazione, posizionati in prossimità dell'icona della stazione stessa;
- accelerazione istantanea del suolo ad ogni stazione, rappresentata graficamente da dischi con dimensione e colore proporzionali all'ampiezza del segnale.



Figura 18. Segnali registrati dalle stazioni ed accelerazione istantanea durante la propagazione di un evento sismico simulato.

Nell'area superiore della finestra è posizionata una barra di icone atte ad interagire con l'applicazione. Ad ogni layer di dati è associata un'icona con cui è possibile attivarlo o disattivarlo individualmente.

Si può selezionare uno degli elementi visualizzati, ad esempio una stazione, per vederne visualizzati i dettagli in testa alla finestra. Anche cambiare l'area geografica visualizzata avviene in maniera intuitiva:

- trascinando con il mouse si effettua uno scorrimento della mappa nelle quattro direzioni cardinali;
- agendo sulla rotella del mouse si può zoomare all'interno della mappa, facendo apparire i dettagli più fini;
- cliccando su delle icone apposite si mostrano delle aree geografiche predefinite (tutta la rete, area relativa all'evento ecc.)

Per evitare di affollare lo schermo, ogni layer seleziona i dati da visualizzare in base all'importanza degli stessi ed al livello di zoom. Ad esempio il layer relativo alle città seleziona per la visualizzazione solo i paesi al di sopra di una soglia di popolazione, soglia che dipende dal livello di zoom, mentre i capoluoghi di provincia sono sempre visibili.

Analogamente viene data priorità ai sismogrammi più interessanti, laddove vi sia una sovrapposizione a schermo tra gli stessi.

Visualizzazione dei sismogrammi

La seconda finestra di monitoraggio è basata sui sismogrammi relativi alle stazioni sismiche. Lo schema è presentato in Figura 19, e prevede ancora una volta la presenza di più layer di dati indipendenti e attivabili/disattivabili attraverso l'usuale interfaccia ad icone presente nella parte superiore della finestra.

Sul primo layer di dati si ha la visualizzazione contemporanea dei sismogrammi di tutte le stazioni sismiche, ovvero di quelle scelte nella configurazione, disposti in un griglia che sfrutti interamente l'area della finestra.

Per ogni stazione, il sismogramma mostra la registrazione di una componente relativa agli ultimi minuti. La durata del sismogramma, la componente da visualizzare (orizzontale Nord-Sud, orizzontale Est-Ovest o verticale, sia in accelerazione che velocità) e l'unità di misura (counts o grandezza fisica) sono selezionabili attraverso l'interfaccia ad icone. Sui sismogrammi sono inoltre evidenziati i tempi d'arrivo delle onde P re-

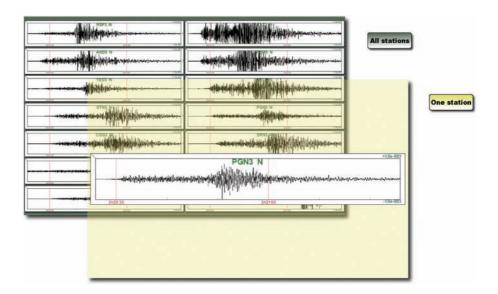


Figura 19. Vista d'insieme dei sismogrammi relativi a diverse stazioni.

lativi all'eventuale evento in corso, così come forniti dal sistema di detezione automatica (vedi Capitolo 6).

Cliccando su uno dei sismogrammi nella griglia lo si porta a tutto schermo, ma in un secondo layer di dati sovrapposto al primo, effettuando così un'operazione di zoom. Cliccando sul sismogramma in primo piano lo si porta nuovamente in secondo piano (Figura 20).

Da questa finestra è poi possibile cambiare la modalità di acquisizione dati, da real-time a simulazione e viceversa. In modalità simulazione i dati sono letti da files locali.

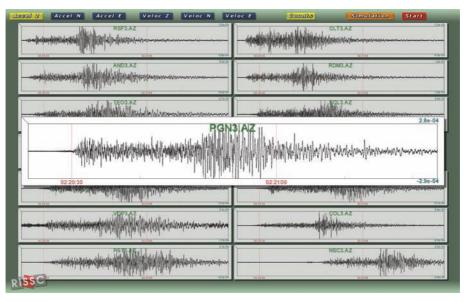


Figura 20. Sismogramma della componente verticale dell'accelerazione alle stazioni che hanno superato la soglia durante la simulazione di un evento (M = 4.8).

Visualizzazione delle mappe di scuotimento del suolo prodotte da GRSmap

La finestra che rappresenta l'uscita del programma GRSmap, descritto nel Capitolo 9, mostra una mappa bidimensionale della regione interessata, georeferenziata attraverso una griglia di longitudine e latitudine, e con l'altitudine ad ogni punto espressa attraverso una scala di colore. Alla

mappa sono sovrapposti una serie di *layers*, ognuno relativo ad un insieme omogeneo di dati, secondo la struttura rappresentata in Figura 21.

Sono implementati i seguenti layers:

- mappa georeferenziata e navigabile, con indicazione di longitudine, latitudine e quota;
- rappresentazione grafica del valore di picco rappresentativo del moto del suolo (PGA, PGV, PGD o intensità strumentale) relativa all'ultimo evento segnalato dal sistema di allerta sismica; i valori di picco sono prodotti dal software GRSmap, sotto forma di tabella, e rappresentati a schermo attraverso una scala di colore; su questo layer viene altresì indicata la posizione del terremoto;
- i nodi della rete, rappresentati con icone diverse per stazioni sismiche e centro di controllo; le linee di trasmissione dati tra i nodi della rete;
- le città ed i paesi, con messa in risalto dei capoluoghi, attraverso un'icona, e delle città più popolose, con dimensione dei simboli proporzionale al numero degli abitanti;
- le strutture sensibili del territorio, ad esempio ospedali, linee ferroviarie, vie di comunicazione, gasdotti.

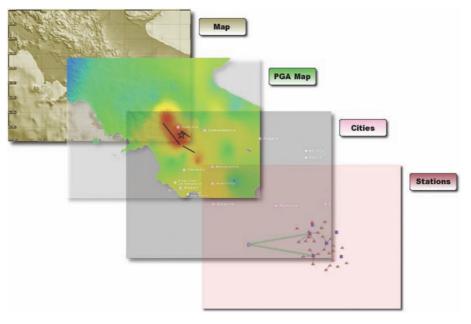


Figura 21. Mappa di scuotimento del suolo prodotta dal software GRSmap interpolata su tutta la regione, rappresentata attraverso una scala di colore.

Nell'area superiore della finestra è posizionata una barra di icone atte ad interagire con l'applicazione, tra cui un'icona per ogni layer di dati. La visualizzazione di un layer è attivabile e disattivabile, indipendentemente dagli altri, cliccando sull'icona relativa. Sempre attraverso la barra delle icone si può scegliere quale insieme di dati visualizzare nel layer relativo allo scuotimento del suolo, tra PGA, PGV, PGD o intensità (Figura 22).

È possibile selezionare uno degli elementi visualizzati, ad esempio una stazione sismica, per vederne visualizzati i dettagli in testa alla finestra. Anche cambiare l'area geografica visualizzata avviene in maniera intuitiva:

- muovendo il mouse tenendo premuto il tasto sinistro, si effettua uno scorrimento della mappa nelle quattro direzioni cardinali;
- agendo sulla rotella del mouse si effettua lo zoom all'interno della mappa, facendo apparire i dettagli più fini;
- cliccando su delle icone apposite ci si sposta nelle aree geografiche predefinite (tutta la rete, area relativa all'evento, ecc.)

Per evitare di affollare lo schermo, ogni layer seleziona i dati da visualizzare in base all'importanza degli stessi ed al livello di zoom. Ad

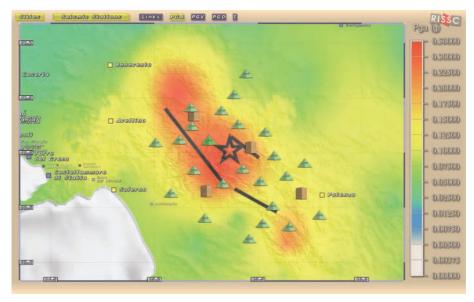


Figura 22. Mappa dell'accelerazione di picco calcolata per il terremoto dell'Irpinia 1980 (M = 6.9)

esempio il layer relativo alle città seleziona per la visualizzazione solo i paesi al di sopra di una soglia di popolazione, soglia che dipende dal livello di zoom, mentre i capoluoghi di provincia sono sempre visibili.

Visualizzazione tridimensionale della sismicità e delle principali strutture crostali

Questa finestra è finalizzata alla visualizzazione interattiva in tre dimensioni degli ipocentri dei terremoti unitamente agli elementi strutturali maggiori e alle faglie sismogenetiche. È possibile navigare in una mappa tridimensionale su cui sono ben distinguibili le caratteristiche orografiche del territorio, le città ed i paesi, gli ipocentri e le strutture note. Lo schema è presentato in Figura 23, e prevede ancora una volta la presenza di più layer di dati indipendenti e attivabili/disattivabili attraverso l'usuale interfaccia ad icone, presente nella parte superiore della finestra.

Sono visualizzabili i seguenti insiemi di dati, ognuno in un layer separato:

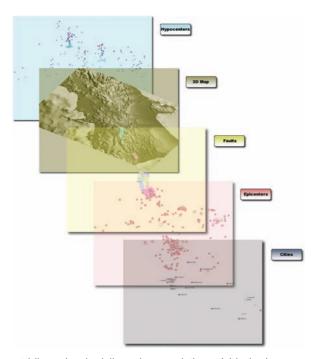


Figura 23. Mappa tridimensionale della regione e relativa attività sismica.

- mappa tridimensionale georeferenziata della superficie;
- le città ed i paesi, con messa in risalto dei capoluoghi, attraverso un'icona, e delle città più popolose, con dimensione dei simboli proporzionale al numero degli abitanti;
- gli epicentri degli eventi da catalogo; ogni epicentro è rappresentato da un disco di raggio proporzionale alla magnitudo dell'evento, e di colore proporzionale alla sua profondità (Figura 24);
- gli ipocentri degli eventi da catalogo registrati nella regione; ogni evento è rappresentato come una sfera posizionata nell'ipocentro, di raggio proporzionale alla magnitudo e con un colore che dipende dalla profondità (Figura 25);
- le faglie sismogenetiche note, rappresentate come dei rettangoli; delle faglie è rappresentata anche la proiezione in superficie e la direzione di scorrimento; i parametri sono tratti da Basili et al., 2008 (Figura 26);
- gli elementi strutturali principali, rappresentati come superfici tridimensionali, attivabili e disattivabili individualmente con le apposite icone; oltre alla Discontinuità di Mohorovicic sono inserite: la Piattaforma Carbonatica Apula (ACP), la Piattaforma Carbonatica Sud-Appenninica (WCP), il Basamento Cristallino e l'Unità di Lagonegro

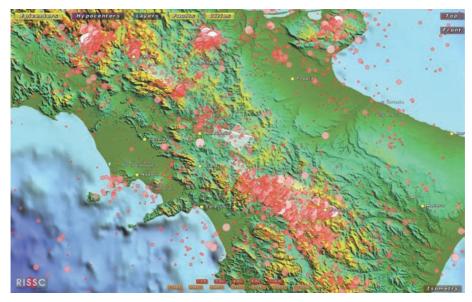


Figura 24. Rappresentazione della sismicità dal 1981 al 2002. Sono attivate la vista dall'alto, la rappresentazione degli epicentri e delle faglie.

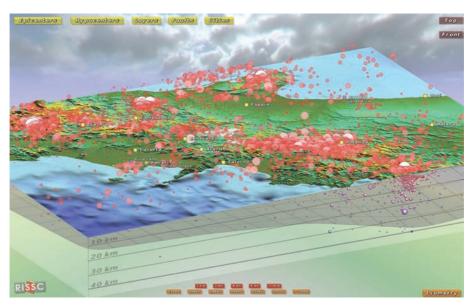


Figura 25. Visualizzazione isometrica dell'insieme dei dati relativi alla regione. Sono visibili rilievi, città, faglie (in proiezione), epicentri ed ipocentri della sismicità storica, discontinuità tra crosta e mantello.

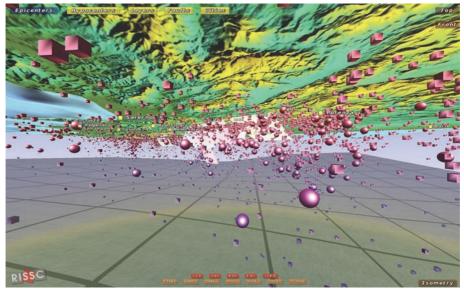


Figura 26. Vista dall'interno della crosta. Sono visibili gli ipocentri dei terremoti con M > 3, i piani di faglia e la Moho.

(Corciulo et al., 2004); le superfici sono identificate dal nome e dal colore; per una maggiore leggibilità su di esse è proiettata una griglia con passo di 20 km.

La navigazione della mappa avviene in maniera intuitiva, spostando nello spazio tridimensionale il punto di vista, una immaginaria telecamera, con il mouse:

- trascinando il mouse tenendo premuto il tasto sinistro, si effettua una traslazione del punto secondo i due assi perpendicolari contenuti nel piano verticale dello schermo; trascinando con il tasto destro, si effettua invece una rotazione della telecamera intorno agli stessi due assi;
- agendo sulla rotella del mouse ci si sposta nella direzione perpendicolare al piano dello schermo, ovvero si può zoomare all'interno della mappa, facendo apparire i dettagli più fini;
- cliccando su delle icone apposite si raggiungono delle posizioni e rotazioni della telecamera predefinite (vista dall'alto, vista frontale).

Sono inoltre presenti icone per selezionare i terremoti da visualizzare, in base all'anno ed alla magnitudo. È anche possibile scegliere tra una

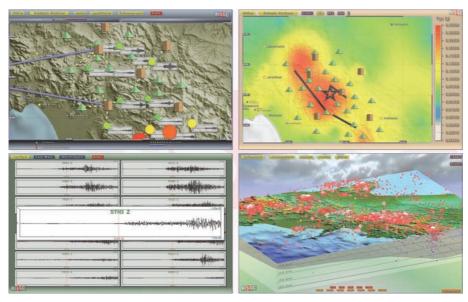


Figura 27. Vista d'insieme di SeismNet Monitor, nella configurazione a singolo schermo. Cliccando su una delle quattro sottosezioni la si porta in primo piano.

rappresentazione tridimensionale in proiezione isometrica piuttosto che prospettica.

SeedLab: un'applicazione per il controllo del dato e la calibrazione della strumentazione sismica

Al fine di garantire la qualità dei dati acquisiti dalla rete ISNet, è stata sviluppata un'applicazione software per il controllo del dato e la calibrazione remota della strumentazione sismica; tale procedura, effettuata periodicamente su ciascun sensore sismico della rete ISNet, consente di monitorare continuamente lo stato delle stazioni, verificandone il corretto funzionamento e pianificando eventuali interventi mirati di manutenzione.

Quest'applicazione, denominata SeedLab, sfrutta il fatto che ad ogni stazione della rete sono installate coppie di strumenti, un velocimetro ed un accelerometro; per questo motivo la qualità del dato viene misurata attraverso un confronto tra i dati provenienti dalla diversa strumentazione, componente per componente, nel dominio del tempo e delle frequenze. In aggiunta, per i sensori passivi corto periodo S13J della Geotech, SeedLab invia un impulso di calibrazione e ne analizza le caratteristiche.

Le procedure di confronto utilizzano i dati di rumore registrati alle stazioni sismiche. Questo è generalmente possibile perché il rumore prodotto dal vento sullo shelter (la struttura che ospita la strumentazione), produce un'amplificazione del segnale ad una frequenza caratteristica che oscilla tra 8 Hz e 12 Hz, che è al di sopra del livello di detezione della strumentazione accelerometrica, la meno sensibile al weak-motion. Qualora fossimo interessati ad un confronto diretto in una più ampia banda di frequenze, SeedLab consente di comparare anche dati provenienti da terremoti, i quali, attraverso un'opzione di Playback, vengono iniettati nel sistema come se vi fluissero in tempo reale.

SeedLab è un software realizzato in LabView e contiene delle DLL (Dynamic-Link Libraries) esterne in C e Fortran90. Pur essendo stato sviluppato specificamente per la rete ISNet, SeedLab può essere utilizzato in una qualsiasi rete che utilizzi il protocollo SeedLink per lo scambio dei da-

ti sismici; l'eseguibile richiede la sola applicazione gratuita LabView Runtine Engine e può girare su diverse macchine senza necessitare di singole licenze LabView.

Il software è strutturato in 4 fogli (sheets) che possono essere scorsi senza interrompere l'acquisizione dei dati: il primo di questi permette la definizione dei parametri di ingresso per il controllo della qualità del dato e per l'eventuale calibrazione. Nel secondo e terzo foglio viene effettuato il confronto tra i sensori nel dominio del tempo e delle frequenze, rispettivamente; nell'ultimo foglio, infine, viene analizzato l'impulso di calibrazione inviato ai sensori corto periodo.

Foglio 1: Definizione dei parametri di analisi

Nella pagina iniziale vengono inizializzati i parametri che definiscono il tipo di analisi che SeedLab deve condurre. Questa pagina richiede un file di ingresso in cui sono contenute le caratteristiche topologiche della rete ISNet: le informazioni sugli indirizzi IP degli LCC (Local Control Center), le relazioni tra le stazioni e gli LCC, le caratteristiche dei sensori installati ad ogni stazione ed il passo di campionamento temporale con cui viene acquisito il dato (Figura 28).

Quando l'utente inserisce il nome della stazione da visualizzare, automaticamente appaiono le informazioni corrispondenti a questa stazione contenute nel file di configurazione. In particolare vengono inseriti i campi necessari al protocollo SeedLink per scaricare i dati dagli LCC (il nome della rete, IN nel caso di ISNet e l'indirizzo IP della stazione), l'indirizzo IP della stazione stessa, necessario per la calibrazione remota e i fattori di trasduzione della strumentazione presente alla stazione, così come determinati in precedenza, che appaiono nel menu di destra.

L'utente dovrà ulteriormente decidere se analizzare i dati in tempo reale o in modalità Playback (in quest'ultimo caso dovrà indicare la directory che contiene i file in formato SAC da analizzare), definire la lunghezza temporale della finestra di acquisizione e le caratteristiche del filtro da applicare ai dati. Specificamente a quest'ultimo punto, l'utente dovrà selezionare le frequenze di taglio ed il numero di poli di un filtro causale Butterworth passa-banda.

Una volta definiti i parametri, l'analisi viene avviata con un click sul pulsante *submit*. Delle funzioni di *clear* e *stop* consentono di riavviare l'analisi o di bloccare l'acquisizione dei dati dalle stazioni.



Figura 28. Foglio iniziale in cui vengono definiti i parametri necessari all'analisi del dato.

Una volta avviata l'acquisizione, nella tendina di destra, che resta fissa allo scorrere dei fogli, compaiono le tracce acquisite in tempo reale o i dati di terremoti iniettati nel sistema in modalità di playback.

Foglio 2: Analisi dei dati nel dominio del tempo

Nel secondo foglio i dati accelerometrici e velocimetrici vengono paragonati nel dominio del tempo (Figura 29).

Per il paragone, i dati velocimetrici sono derivati e le analisi infine effettuate in accelerazione. Questa scelta ha una doppia motivazione: *in primis* ad alte frequenze, dove si osserva l'effetto del vento sullo shelter, il picco di accelerazione è maggiormente isolato rispetto al fondo, se paragonato al picco di velocità; secondariamente, la velocità ottenuta per integrazione del dato accelerometrico presenta delle derive che possono inficiare il paragone se dei filtri stretti intorno alla frequenza di risonanza dello shelter non vengono applicati.

Il pannello contiene tre grafici: in alto, viene rappresentato il confronto fra i dati registrati dai due sensori, in basso a sinistra viene rappresentata la

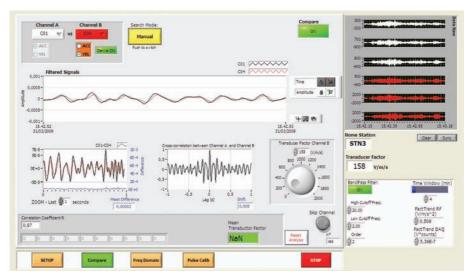


Figura 29. Confronto tra segnali accelerometrici e velocimetrici nel dominio del tempo. I segnali velocimetrici sono derivati prima della comparazione. Nel grafico in alto viene riportato il confronto, istante per istante, tra i due dati. In basso viene rappresentata la differenza fra i due dati e la funzione di cross-correlazione.

differenza tra le due tracce, in basso a destra la funzione di correlazione in tempo reale. Di questa viene calcolato il massimo, che è indice della similarità delle tracce, e la sua posizione temporale, che invece è indice dello shift temporale. Una manopola consente di variare il valore del fattore di trasduzione del velocimetro manualmente in modo tale da migliorare la correlazione tra i due dati e ridurne le differenze. È possibile anche avviare una procedura automatica che calcola il miglior valore del coefficiente di trasduzione velocimetrico (almeno nella banda utile del segnale), che minimizzi la differenza tra i due segnali nel tempo in norma L^2 . La procedura di inversione effettua una scansione dei valori del fattore di trasduzione al passo costante di una unità su una porzione di segnale fissato; per evitare la dipendenza dallo specifico dato selezionato, tale scansione verrà ripetuta su 20 porzioni di segnale diverse, fornendo come valore finale la media dei valori ottenuti.

Foglio 3: Analisi dei dati nel dominio delle frequenze

Contestualmente all'analisi temporale è possibile studiare anche il comportamento in frequenza della strumentazione, senza limitare l'ana-

lisi ad una banda nella quale il rapporto segnale rumore è al di sopra di una certa soglia. In questo pannello viene confrontata la PSD (Power spectral density) in accelerazione per il segnale proveniente dall'accelerometro e quello derivato dal velocimetro; queste quantità sono poi rapportate alle curve di Peterson (Peterson, 1993), che rappresentano i livelli minimo e massimo di rumore registrato da accelerometri istallati in siti sparsi nel mondo e con caratteristiche geologiche molto variegate (Figura 30).

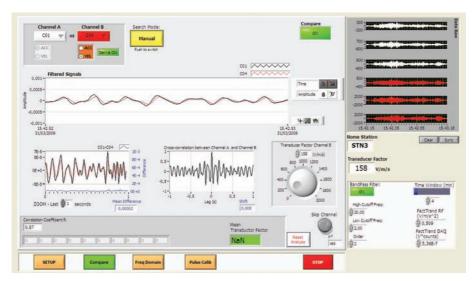


Figura 30. Confronto tra segnali accelerometrici e velocimetrici nel dominio delle frequenze. I segnali velocimetrici sono derivati prima della comparazione. Nel grafico in alto vengono sovrapposti gli spettri di ampiezza, calcolati istante per istante, e comparati alle curve di Peterson accelerometriche. In basso viene rappresentata la differenza fra i due dati. A destra, infine vengono calcolati gli spettrogrammi per i due dati.

Nei riquadri sottostanti, poi, viene rappresentata la differenza tra le PSD nell'intera banda di frequenze e nella banda in cui il filtro applicato è piatto. Nella parte destra del grafico vengono rappresentati invece gli spettrogrammi dei segnali, che evidenziano, in un'analisi tempo-frequenza, le frequenze dominanti che sono anche stazionarie nel segnale analizzato. Queste frequenze possono essere retrospettivamente utilizzate per definire i parametri del filtraggio, nel tentativo di migliorare il rapporto segnale-rumore accelerometrico per l'analisi temporale.

Foglio 4: Calibrazione per impulso e curva di risposta dei velocimetri

I sensori corto-periodo S13J, che rappresentano la gran parte della strumentazione velocimetrica di ISNet, sono sensori meccanici, il cui principio di funzionamento è quello di un oscillatore armonico forzato, rappresentato da una massa agganciata ad una molla che si muove all'interno di una campo magnetico. Le caratteristiche del moto di tale oscillatore dipendono dal rapporto tra il contributo di smorzamento, proporzionale alla velocità e legato alle correnti parassite prodotte dall'interazione della massa con il campo magnetico, e la frequenza di risonanza, legata alle caratteristiche meccaniche del sistema massa-molla. Se tale rapporto è maggiore di una certa soglia (smorzamento critico), una volta rimossa la sorgente del moto, il sistema ritorna rapidamente (con un andamento esponenziale) alla condizione di riposo; al di sotto della soglia, invece, una volta rimossa la sorgente di oscillazioni, la massa continua ad oscillare, sebbene le oscillazioni decadono esponenzialmente nel tempo. Quest'ultimo caso è anche quello dei velocimetri S13I, la cui frequenza di risonanza è compresa tra 0.8 Hz e 1.1 Hz ed il cui livello di smorzamento è 30% di quello critico. Sotto queste condizioni, quando le frequenze caratteristiche del moto del suolo sono prossime alla frequenza di risonanza, tali sensori producono delle oscillazioni significative intorno a questa frequenza, che deformano il segnale sismico registrato alla stazione.

Per ridurre le oscillazioni di risonanza della massa intorno alla frequenza caratteristica del sistema massa-molla, il sensore è smorzato a circa il 70% dello smorzamento critico, grazie ad una resistenza esterna istallata all'interno di una scatola di smorzamento e calibrazione (DCB: damping and calibration box). L'introduzione di un elemento esterno, insieme alla specificità delle caratteristiche elettro-meccaniche del singolo sensore, e alla loro variabilità nel tempo richiede dunque la definizione di una curva di risposta per ogni componente e la verifica che tale curva non sia cambiata nel tempo.

Per il calcolo della curva di risposta dei sensori S13J, SeedLab invia degli impulsi di calibrazione con procedure automatiche o semiautomatiche, sfruttando l'interfaccia web dell'acquisitore OSIRIS. Attraverso un comando remoto, SeedLab abilita l'OSIRIS ad inviare un'onda quadra alla bobina di calibrazione del sensore. In risposta a questa, il sensore produce un moto che viene registrato all'acquisitore ed inviato dalla stazione al server SeedLink dell'LCC a cui quella stazione fa riferimento. Una volta disponibili all'LCC, i dati possono essere acquisiti da SeedLab e l'impulso venire selezionato per l'analisi nel dominio delle frequenze (Figura 31).

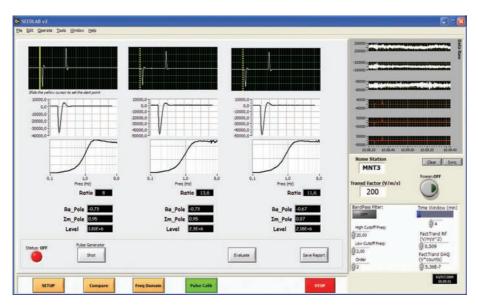


Figura 31. Analisi dell'impulso di calibrazione inviato alla strumentazione passiva corto periodo S13J.

L'equazione oraria di un oscillatore armonico forzato è la soluzione di un'equazione differenziale del secondo ordine; in corrispondenza la curva di risposta nel dominio di Laplace è un filtro passa alto, caratterizzato da due zeri e due poli:

$$I = A \frac{(s - z_0)(s - z_1)}{(s - p_0)(s - p_1)}$$

dove A è la costante di normalizzazione, γ_i sono gli zeri e p_i i poli della curva di risposta. Specificamente a tale sensore, gli zeri sono degeneri ed entrambi nulli, mentre i poli sono uno il complesso coniugato dell'altro. Essi possono essere messi sotto la forma

$$p_{1/2} = 2\pi f_0 (\lambda_0 \pm i \sqrt{1 - \lambda_0^2})$$

con f_0 la frequenza di risonanza del sensore e λ_0 il rapporto tra lo smorzamento attuale e quello critico. Il valore di $\lambda_0 = 0.7$, che corrisponde ad un rapporto tra il massimo delle ampiezze in due oscillazioni consecutive pari a circa 1/22, equivale all'introduzione di un filtro Butterworth passa alto a due poli con frequenza di taglio pari alla frequenza di risonanza del sensore.

Per la definizione della curva di risposta dello strumento, SeedLab calcola in automatico la costante di normalizzazione A ed i poli, assumendo che siano uno il complesso coniugato dell'altro, mentre il valore dei due zeri è fissato a zero. Utilizzando la relazione di coniugio, SeedLab risolve la parte reale Re(p) e la parte immaginaria Im(p) dei due poli. Il calcolo dei parametri viene effettuato per inversione dello spettro di ampiezza, essendo lo spettro di fase particolarmente oscillante nell'intervallo di frequenze investigato. La migliore soluzione per i tre parametri viene ottenuta attraverso un algoritmo di grid-search, che esplora in modo uniforme lo spazio, con le seguenti restrizioni: (1) il livello A_0 viene stimato a priori attraverso una media dello spettro nell'intervallo 3-8Hz e costituisce il valore centrale intorno al quale viene eseguita l'esplorazione, con apertura $A_0/2$; (2) la parte reale viene cercata nell'intervallo [-2,0], quella immaginaria nell'intervallo [0,2], essendo -0.7 e 0.7 i valori attesi per i due parametri se lo smorzamento fosse esattamente il 70% di quello critico. La migliore soluzione viene ottenuta per paragone dello spettro di ampiezza teorico con lo spettro reale, dove le distanze sono misurate in norma L₂. Il codice di inversione per gli spettri è implementato attraverso una libreria dinamica Fortran90 e interfacciata con SeedLab.

A conclusione dell'analisi SeedLab produce dei rapporti in formato Excel che verranno poi utilizzati come riferimento per i confronti successivi.

Bibliografia

Anderson, J., W. E. Farrell, K. Garcia, J. Given, and H. Swanger (1990). Center for Seismic Studies Version 3 Database: Schema Reference Manual, CSS Technical Report C90-01.

Basili, R., G. Valensise, P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassi, S. Mariano, M.M. Tiberti, and E. Boschi (2008). The database of individual seismogenic sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology, *Tectonophysics* 453, 20-43, doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014.

BRTT (2009). BRTT: Boulder Real Time Technologies. http://www.brtt.com/softwa-re.html (visitato il 2009-02-16).

Cervelli, D.P., P.F. Cervelli, and T.L. Murray (2004). New Software for Long-Term Storage and Analysis of Seismic Wave Data, *Eos Trans. AGU* 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract SF13A-0705.

Corciulo, M., C. Satriano (2004). Modello di velocità 3D per l'area Irpina. Progetto TECSAS-PON MIUR. Open File Report: OFRTECSAS_T2.1.4_01.

Cortona3D (2009). Il visualizzatore VRML di Parallel Graphics. http://www.parallel-graphics.com/products/cortona (visitato il 2009-02-16).

Debian (2009). La distribuzione Debian del Sistema Operativo GNU/Linux. http://www.debian.org (visitato il 2009-02-16).

- Elia, L., C. Satriano, and G. Iannaccone (2009). SeismNet Manager A web application to manage hardware and data of a seismic network, *Seismological Research Letters* 80, 3, 420-430, DOI: 10.1785/gssrl.80.3.420.
- EMSC (2009). EMSC: European-Mediterranean Seismological Centre. http://www.emsc-csem.org (visitato il 2009-02-16).
- Hanka, W., A. Heinloo, and K. Jaeckel (2001). Networked Seismographs: GEOFON Real-Time Data Distribution, OHP/ION symposium "Long-Term Observations in the Oceans: Current Status and Perspectives for the Future", Mt. Fuji, Japan, January 21-27, 2001.
- IASPEI-tau (2009). Il codice sorgente dell'applicazione IASPEI-tau. http://www.iris.edu/pub/programs/iaspei-tau (visitato il 2009-02-16).
- INGV (2009). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. http://www.ingv.it (visitato il 2009-02-16).
- ISTI (2009). Instrumental Software Technologies. http://www.isti.com (visitato il 2009-02-16). Johnson, C.E., A. Bittenbinder, B. Bogaert, L. Dietz, and W. Kohler (1995). Earthworm: A flexible approach to seismic network processing, *IRIS Newsletter* 14(2), 1-4.
- JSP (2009). JavaServer Pages (pagina su Wikipedia.org). http://en.wikipedia.org/wiki/ JavaServer_Pages (visitato il 2009-02-16).
- Libslink (2009). Libreria per il recupero dati in tempo reale da un server SeedLink. http://www.iris.edu/pub/programs/SeedLink (visitato il 2009-02-16).
- MySQL (2009). Il sistema di gestione di database relazionali MySQL. http://www.mysql.com (visitato il 2009-02-16).
- OpenGL (2009). Open Graphics Library: specifiche per librerie di disegno bidimensionale e tridimensionale. http://www.opengl.org (visitato il 2009-02-24).
- Peterson, J. (1993). Observation and modeling of seismic background noise, U.S. Geol. Surv. Tech. Rept. 93-322, 1-95, 1993.
- PostgreSQL (2009). Il sistema di gestione di database relazionali PostgreSQL. http://www.postgresql.org (visitato il 2009-02-16).
- Python (2009). Il linguaggio di programmazione Python. http://www.python.org (visitato il 2009-02-16).
- SAC (2009). SAC: Seismic Analysis Code (pagina su IRIS.edu). http://www.iris.edu/software/sac (visitato il 2009-02-16).
- SDL (2009). Simple DirectMedia Layer: libreria multi-piattaforma per applicazioni multimediali. http://www.libsdl.org (visitato il 2009-02-24).
- SeedLink (2009). Il protocollo di trasmissione dati SeedLink (pagina su IRIS.edu). http://www.iris.edu/data/dmc-seedlink.htm (visitato il 2009-02-16).
- SeisComP (2009). SeisComP: Seismological Communication Processor. http://geo-fon.gfz-potsdam.de/geofon/seiscomp (visitato il 2009-02-16).
- SeisGram2K (2009). Il visualizzatore di sismogrammi di Anthony Lomax. http://alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html (visitato il 2009-02-16).
- SeisNetWatch (2009). L'applicazione SeisNetWatch di ISTI. http://www.isti.com/products/seisnetwatch (visitato il 2009-02-16).
- Stroustrup, B. (1997). The C++ Programming Language, Third Edition, Addison-Wesley.
- Tomcat (2009). Il Servlet/JSP Container Apache Tomcat. http://tomcat.apache.org (visitato il 2009-02-16).
- XML (2009). Extensible Markup Language: meta-linguaggio per la rappresentazione e l'interscambio di dati strutturati. http://www.w3.org/XML (visitato il 2009-02-24).
- XSLT (2009). eXtensible Stylesheet Language Transformations: linguaggio di trasformazione dell'XML. http://www.w3.org/TR/xslt (visitato il 2009-02-24).

4.

Analisi del rumore sismico

Maurizio Vassallo, Luciana Cantore

Introduzione

In questo capitolo sono riportate le analisi effettuate per definire il livello di qualità dei siti di registrazione della rete ISNet e per attribuire un coefficiente rappresentativo della qualità ad ogni sismogramma archiviato nel data base SeismNet Manager (descritto nel Capitolo 3). Lo scopo, quindi, è analizzare in continuo le registrazioni del rumore sismico acquisito ad ogni stazione della rete ISNet per caratterizzarne le proprietà, in termini di livello spettrale, verificarne la stabilità nel tempo ed effettuare un confronto con curve di rumore standard assunte come riferimento (Peterson, 1993). Inoltre, specificamente per i terremoti registrati, è stata condotta una analisi sul rapporto tra l'ampiezza del segnale della registrazione del terremoto e quella del rumore sismico in modo da definire un livello di qualità delle registrazioni sismiche. Da queste analisi è possibile dedurre la capacità di registrare terremoti di una certa magnitudo alla rete ISNet (soglia di detezione della rete).

Il capitolo è diviso in tre parti. Due riguardano le analisi del rumore sismico registrato alle stazioni della rete e una terza parte riporta l'analisi del rapporto segnale rumore sulle registrazioni degli eventi sismici. Per studiare e analizzare il rumore sismico registrato alle differenti stazioni è stata effettuata un'analisi spettrale calcolando con cadenza giornaliera la densità spettrale di potenza (Power Spectral Density, PSD) e i rapporti tra gli spettri delle registrazioni delle componenti orizzontali e verticale (rapporti H/V). Su ogni LCC è in esecuzione una procedura automatica che ogni giorno a partire dalle 00:00 estrae i dati velocimetrici registrati ad ogni singola stazione, li suddivide in segmenti temporali di un'ora e li processa al fine di calcolare le curve di PSD e il rapporto spettrale H/V. I risultati dell'analisi vengono inviati presso il laboratorio RISSC e resi dis-

ponibili alla pagina web http://lxserver/cgi-bin/psd/psd.cgi. La procedura è attiva a partire dal 01/09/2007 ed ha calcolato fino alla data del 16/03/2009 circa 547000 spettri di PSD e circa 182000 curve relative ai rapporti spettrali H-V. La Figura 1 riporta per ogni stazione della rete ISNet i periodi nei quali la procedura ha svolto le analisi (Figura 1a) e il numero totale di giorni analizzati (Figura 1b).

La variabilità temporale e statistica delle PSD e dei rapporti H-V viene studiata per individuare le principali cause di rumore ai siti di registrazione, valutare le eventuali variazioni temporali, determinare i livelli caratteristici di rumore utili per confrontare le performances delle stazioni e per ricavare informazioni sulle soglie di detezione di eventi sismici.

Anche l'ampiezza del segnale sismico registrato in occasione di eventi può essere utilizzato per ricavare informazioni sulle prestazioni delle

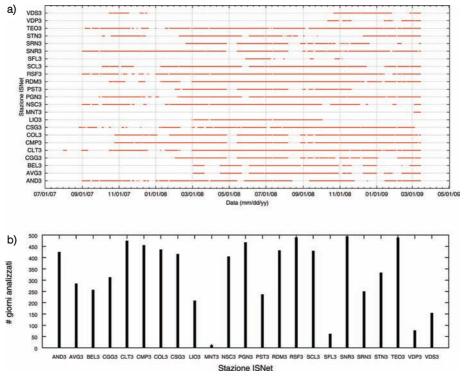


Figura 1. Giorni di registrazione analizzati attraverso il calcolo delle curve di PSD e del rapporto H/V. Nel riquadro (a) sono riportati, per ogni stazione, i giorni in cui sono state effettuate le analisi spettrali (ogni giorno è rappresentato da un punto rosso). Nel riquadro (b) sono rappresentati i numeri totali di giorni analizzati per ogni stazione della rete.

stazioni. La terza parte del capitolo riporta le analisi condotte sul rapporto segnale rumore degli eventi registrati e sui risultati delle analisi statistiche ottenuti alle singole stazioni.

Analisi spettrale del rumore sismico

Il rumore sismico

Per rumore sismico si intende qualsiasi tipo di segnale sismico che non è stato generato dall'occorrenza di un terremoto e la cui presenza alle stazioni di misura potrebbe alterare la registrazione di eventi sismici. Il rumore sismico viene generato da diverse sorgenti quali l'attività antropica, il vento e le condizioni meteorologiche, il moto ondoso, rilevabile anche a grande distanza dalla costa, il rumore strumentale/elettronico.

Il rumore sismico è quindi causato da un insieme di differenti, spazialmente distribuite, principalmente scorrelate e spesso continue, sorgenti che lo rendono un processo stocastico stazionario senza un definito spettro di fase.

Lo studio del rumore sismico viene solitamente condotto attraverso analisi spettrali che evidenziano il diverso contributo in frequenza dei differenti segnali che lo compongono. A causa della sua natura stocastica, l'analisi spettrale non può essere condotta attraverso l'ordinaria trasformata di Fourier il cui integrale potrebbe non convergere (Aki e Richards, 1980). Per questo motivo l'analisi spettrale sul rumore viene effettuata calcolando la densità spettrale di potenza (Power Spectral Density o PSD) definita come la trasformata di Fourier della funzione di autocorrelazione del segnale (Peterson, 1993; Stutzmann el al., 2000; Mc Namara e Buland, 2004).

Un riferimento del livello di rumore sismico, utile per poter definire se un sito di registrazione è di buona qualità, è stato stabilito da Peterson (1993) che ha analizzato le registrazioni di 75 stazioni appartenenti ad una rete sismica mondiale. Lo studio spettrale del rumore sismico registrato sia in giorni di quiete che di elevato rumore, ha permesso a Peterson (1993) di caratterizzare il rumore sismico sulla superficie terrestre attraverso due curve che, in una banda di frequenza di interesse sismologico, limitano tutti gli spettri calcolati. Tali curve riferite come New High Noise Model (NHNM) e New Low Noise Model (NLNM), rappresentano gli standard di riferimento correntemente accettati dei limiti del rumore sismico. Sono riportate in Figura 2 e sono espresse in unità di dB (deciBel) riferite ad 1 (m/s)²/Hz.

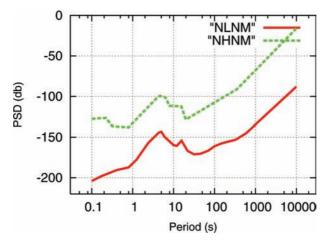


Figura 2. Spettro minimo (in rosso) e massimo (in verde) elaborati del servizio geologico americano (USGS). Gli spettri di potenza sono espressi in termini di velocità e sono relativi alla componente verticale del moto del suolo (Peterson, 1993).

Applicazione ai dati della rete ISNet

Il calcolo della densità spettrale di potenza del rumore sismico (PSD), relativa ai segnali dei sensori velocimetrici della rete ISNet, è stato effettuato dividendo il periodo di acquisizione in segmenti temporali di un'ora. È stato rimosso il valore medio dell'ampiezza del rumore di ogni segmento, così come l'andamento a lungo periodo (trend), infine è stata applicata all'inizio e alla fine di ogni segmento una funzione tapering di tipo coseno allo scopo di ridurre l'effetto prodotto dalle discontinuità all'inizio e alla fine della serie temporale sulla successiva analisi spettrale. Le ampiezze del moto del suolo sono state convertite da counts in m/s utilizzando i fattori di trasduzione dei sensori e i fattori di conversione dell'acquisitore. La Power Spectral Density (PSD) di ogni segmento è stata calcolata utilizzando il metodo di Welch (Welch, 1967) della trasformata di Fourier diretta utilizzando i programmi del pacchetto Generic Mapping Tools GMT (Wessel and Smith, 1991). I valori di PSD sono stati convertiti in dB (rispetto alla velocità di 1(m/s)²/Hz) per poterli confrontare con le curve di New Low Noise Model (NLNM) e New High Noise Model (NHNM) di Peterson (1993).

Nella Figura 3 sono mostrati alcuni esempi di curve di PSD relative a 24 ore di registrazione per i sensori larga banda installati alle stazioni

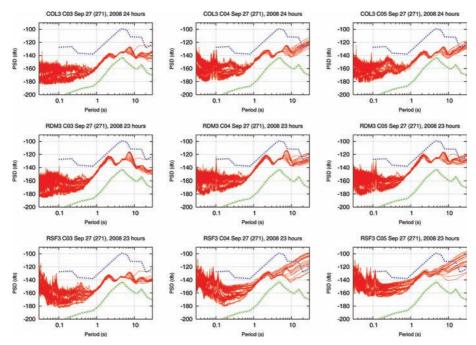


Figura 3. Confronto fra gli spettri di rumore alle stazioni COL3 (pannelli in alto), RDM3 (pannelli al centro) e RSF3 (in basso) per lo stesso giorno di acquisizione. Il titolo di ogni pannello specifica la componente della stazione (CO3 verticale; C04 componente NS; C05 componente EW). Ogni singola curva è stata calcolata usando un'ora di dati sismici a partire dalle 00:00 del 27/09/2008 (271-esimo giorno giuliano). Le curve tratteggiate indicano i livelli di NHNM (curva blu) e NLNM (curva verde).

COL3, RDM3 e RSF3. Nei diversi pannelli, ogni curva rossa si riferisce allo spettro calcolato utilizzando una differente ora del giorno 27/09/2008, le curve tratteggiate invece rappresentano i livelli di NLNM e NHNM. Le PSD, sia delle componenti verticali che orizzontali delle stazioni COL3 e RDM3 che quelle della componente verticale di RSF3, si dispongono fra le curve di Peterson; mentre le componenti orizzontali (C04 e C05) della stazione RSF3 sono più rumorose con livelli di PSD che superano il livello di NHNM per periodi maggiori di 10 s. Le curve relative alle tre stazioni mostrano una variabilità temporale più marcata per periodi minori di 1 s. È possibile notare negli spettri la presenza di due picchi per periodi di 2 s e 7 s evidenti sia sulle componenti verticali che orizzontali a tutte e tre le stazioni. Per periodi minori di 0.1 s la stazione RSF3 è più rumorosa di circa 20 dB rispetto alle altre due stazioni che per questi periodi mostrano livelli di rumore comparabili. Nell'intervallo [1s; 10s] la stazione RDM3 è

più rumorosa di circa 10 dB rispetto alle altre due stazioni. Le componenti orizzontali delle stazioni sono mediamente più rumorose che le verticali soprattutto per periodi intorno a 0.1 s e per periodi maggiori di 10 s con differenze massime che arrivano fino a 20-30 dB.

Variazioni temporali del rumore sismico

Le variazioni dell'ampiezza del rumore sismico in funzione del tempo alle stazioni della rete ISNet sono state studiate tramite spettrogrammi. La Figura 4 riporta gli spettrogrammi relativi alla componente verticale delle stazioni COL3, RDM3, RSF3 ottenuti dalle curve di PSD relative al mese di giugno 2008. Il rumore sismico per periodi minori di 1 s presenta forti variazioni temporali giornaliere, chiaramente visibili nella figura in forma di bande colorate verticali, legate principalmente all'aumento dell'attività antropica durante le ore diurne, con valori di PSD di circa 15-20 db maggiori rispetto alla notte. Per tutte le stazioni è possibile individuare dei picchi netti di PSD confinati in intervalli molto stretti di periodo; tali picchi sono visibili in prossimità del valore di 0.1 s e 5 s. Nella Figura 4 è possibile seguire questi picchi con buona continuità temporale lungo tutto il periodo investigato. Il picco ad alta frequenza (intorno a 0.1 Hz) assume caratteristiche differenti fra le diverse stazioni e raggiunge un'ampiezza maggiore per le stazioni di RSF3 e COL3 rispetto alla stazione RDM3; per quest'ultima il picco è visibile solo nei giorni compresi fra il 156° e il 169°. Il picco a 5 s ha un carattere più continuo nel tempo del precedente ed assume un ampiezza maggiore alla stazione RDM3. Altri picchi con un carattere più discontinuo sono presenti negli istogrammi per periodi compresi fra [1s; 4s] ben visibili fra il 154° e il 160° giorno e fra il 163° e il 172° giorno del 2008. Anche l'ampiezza di questo picco è maggiore alla stazione RDM3 di circa 10 dB rispetto alle stazioni di RSF3 e COL3.

La Figura 5 mostra gli spettrogrammi relativi al periodo di acquisizione fra il 01/01/2008 e il 12/11/2008. È possibile osservare per la stazione RSF3 una chiara variazione stagionale del rumore registrato per periodi minori di 1 s che si manifesta con un aumento dei livelli di PSD di circa 15 dB nei mesi primaverili ed estivi rispetto ai mesi autunnali e invernali. Anche il rumore a periodi maggiori [1s; 10s] subisce una variazione stagionale che si manifesta con una diminuzione del livello di PSD di circa 10 dB nei mesi primaverili e estivi rispetto ai mesi autunnali e in-

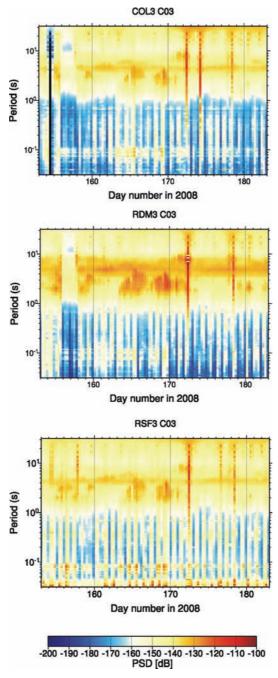


Figura 4. Spettrogrammi relativi al mese di giugno del 2008 per le componenti verticali della stazioni COL3 (in alto) RDM3 (al centro) e RSF3 (in basso).

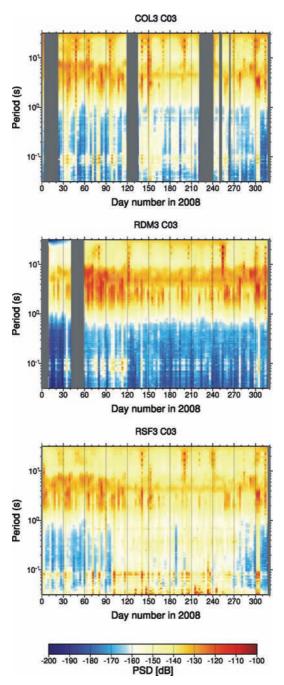


Figura 5. Spettrogrammi relativi al periodo di acquisizione fra il 01/01/2008 e il 12/11/2008 per le componenti verticali delle stazioni COL3 (in alto) RDM3 (al centro) e RSF3 (in basso).

vernali. Tale variazione è presente su tutte e tre le stazioni analizzate ma è maggiormente apprezzabile sulle registrazioni relative alla stazioni COL3 e RSF3.

Analisi statistica del rumore sismico

Per ricavare dei livelli di rumore caratteristici per le stazioni della rete è stata effettuata un'analisi statistica delle curve spettrali calcolate per ogni ora di segnale. L'analisi effettuata, di seguito spiegata, segue il metodo proposto da Mc Namara e Buland (2004).

Tutte le curve di PSD registrate vengono utilizzate per ricavare una funzione densità di probabilità (PDF) del rumore sismico. Questa funzione viene calcolata attraverso il seguente procedimento:

- 1) ogni curva di PSD viene ricampionata in periodo in intervalli di 1/8 di ottava;
- 2) i valori di PSD ottenuti per ogni intervallo di 1/8 vengono organizzati in intervalli di 1 dB per ricavare la frequenza di distribuzione per ogni periodo;
- 3) per un fissato periodo Tc viene stimata la funzione densità di probabilità (PDF) come il rapporto fra il numero di stime spettrali che cadono nell'intervallo di 1 dB e il numero totale di stime spettrali su tutte le potenze con periodo centrale Tc.

In Figura 6 è riportata la PDF, rappresentata in tonalità di colore, calcolata a partire dalle stime dei livelli spettrali relativi alle registrazioni delle componenti verticali delle stazioni sismiche COL3 RDM3 e RSF3 acquisite fra il 01/01/2008 e il 12/11/2008. La figura evidenzia caratteristiche differenti ai vari sensori. Ad esempio, per la stazione RSF3 la PDF massima per periodi minori di 0.05 s è pari a circa -150 dB mentre vale -170 dB per le stazioni RDM3 e COL3. Analogamente la PDF massima del picco microsismico (4 s) è ben definita su tutte le stazioni e la si può osservare per PSD pari a -130 dB alle stazioni COL3 e RDM3 mentre la si osserva a -140 dB per la stazione SFL3.

Usando i valori di PDF è stato calcolato ad ogni periodo e per ogni componente i livelli di 10°, 30°, 50°, 70° e 90° percentile di PSD. In Figura 6 le curve percentili sono sovrimposte al relativo livello di PDF. Il loro valore può essere utilizzato per caratterizzare i livelli di rumore associati ad una fissata stazione in modo che il confronto fra due stazioni

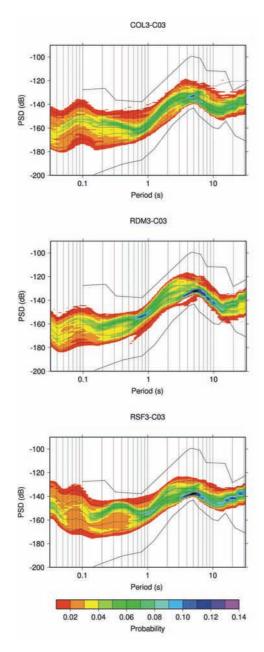


Figura 6. Funzione Probability Density Function (PDF) per la componente verticale della stazione COL3 (in alto), RDM3 (al centro) e RSF3 (in basso). Ogni pannello è stato costruito usando le curve di PSD relative ai dati acquisiti tra il 01/01/2008 e il 12/11/2008. Le curve tratteggiate indicano i livelli di NHNM e NLNM Peterson (1993). Le curve continue in ogni riquadro rappresentano, dall'alto verso il basso, i livelli di 10°, 30°, 50°, 70° e 90° percentile.

della rete, in termini di rumore acquisito, possa essere ricondotto alla diretta comparazione dei relativi livelli di percentile.

Rapporto spettrale H/V di Nakamura

Lo studio del rumore sismico ambientale costituisce un metodo normalmente usato per valutare in modo rapido, economico e con dati facilmente acquisibili, non solo la qualità dei siti di registrazione ma anche la frequenza di risonanza dei suoli

Dalle prime ricerche effettuate da Kanai (1957) in poi, diversi studi sono stati effettuati per stimare dai microtremori, rumore sismico ad alta frequenza (f > 0.5 Hz), le caratteristiche dinamiche degli strati più superficiali. Tra questi la tecnica più diffusa è quella del rapporto spettrale tra la componente orizzontale e verticale delle registrazioni di microtremori (Horizontal to Vertical Spectral Ratio, HVSR o H/V), introdotta da Nogoshi e Igarashi (1970) ed ampiamente diffusa da Nakamura (1989, 1996, 2000), tanto da affermarsi nella letteratura scientifica come "tecnica di Nakamura". Nonostante la mancanza di una valida base teorica, la tecnica H/V è stata supportata da molte investigazioni (e.g., Field e Jacob, 1993; Lachet e Bard, 1994; Lermo e Chavez-Garcia, 1994; Bard, 1999; Bindi et al., 2000). Studi recenti hanno sottolineato che, nel caso di un forte contrasto d'impedenza (> 2.5), il picco presente nel rapporto H/V è ben correlato con la frequenza fondamentale del sito, mentre il valore dell'amplificazione non è affidabile in termini di valore assoluto (Lermo e Chavez-Garcia, 1993; Mucciarelli e Gallipoli, 2001; Parolai et al., 2001; SESAME, 2005).

La tecnica di Nakamura è stata usata per stimare la frequenza fondamentale dei siti di registrazione della rete ISNet. In particolare, è stata elaborata una procedura per il calcolo automatico dei rapporti spettrali applicato a rumore sismico ambientale registrato in modo continuo nelle 24 ore.

Aspetti teorici della tecnica di Nakamura

Le assunzioni principali alla base della tecnica di Nakamura (tecnica H/V o QTS, dove QTS è l'acronimo per Quasi Transfer Spectra) possono essere schematizzate come segue:

- i microtremori sono composti da onde di volume e da onde superficiali di tipo Rayleigh e da una certa percentuale di tipo Love (Bard, 1999), che si propagano in strati superficiali di terreno sovrapposti ad un substrato rigido;
- le sorgenti del microtremore sono locali, quindi è lecito trascurare qualsiasi contributo dovuto a sorgenti profonde;
- il rumore creato dalle sorgenti superficiali non si propaga sino al bedrock;
- la componente verticale del moto del suolo non risente degli effetti di amplificazione causati dall'intrappolamento delle onde sismiche nello strato superficiale.

La Figura 7 descrive la tipica struttura geologica di un bacino sedimentario costituito da uno strato di copertura su di un bedrock (o strato assimilabile al bedrock), in cui i parametri fisici sono costanti. Lo strato di copertura si comporta come un filtro amplificando alcune frequenze ed attenuandone altre.

La componente orizzontale e verticale dello spettro del moto del suolo alla superficie del bacino (H_6 , V_f) sono date da:

$$H_f = A_h H_b + H_s$$

$$V_f = A_v V_b + V_s$$
(1)

dove A_h e A_v sono i fattori di amplificazione del moto orizzontale e verticale di un onda di volume con incidenza verticale, H_b e V_b sono gli spettri orizzontali e verticali del moto del suolo nel basamento sotto il bacino, mentre H_s a V_s sono gli spettri delle direzioni orizzontali e verticali delle onde di Rayleigh.

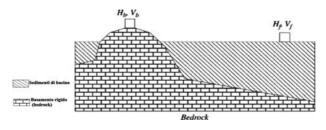


Figura 7. Struttura geologica di un bacino sedimentario (Carniel et al., 2006).

Il rapporto spettrale tra le componenti orizzontali H_f e verticali V_f in superficie e alla base dello strato sedimentario è dato da:

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{H_b}{V_b} \frac{A_h + \frac{H_s}{H_b}}{A_v + \frac{V_s}{V_b}}$$
(2)

Poiché a basse frequenze il fattore di amplificazione $A_{\rm v}$ è prossimo all'unità e, poiché alla base dello strato superficiale, per tutte le frequenze, l'ampiezza della componente orizzontale è all'incirca la stessa di quella verticale segue che

$$\frac{H_b}{V_b} \approx 1$$
 (3)

Inoltre, se il microtremore alla base del strato sedimentario (V_b, H_b) è relativamente grande confrontato alle onde di Rayleigh, segue che

$$\frac{H_s}{H_b} \ll 1, \quad \frac{V_s}{V_b} \ll 1 \tag{4}$$

Pertanto, il rapporto spettrale QTS (H/V) sarà dato dalla seguente espressione:

$$QTS = \frac{H_f}{V_c} \le 1 \approx A_h \tag{5}$$

Il rapporto spettrale QTS, nel caso di una struttura geologica estremamente semplice è, quindi, una buona approssimazione del livello locale di amplificazione del sito, $A_{\rm h}$.

Dall'equazione (5) deriva che la stima della funzione di trasferimento di uno strato superficiale può essere ottenuta dal calcolo di un semplice rapporto tra la componente orizzontale e verticale dello spettro del moto del suolo. Questa tecnica è estremamente vantaggiosa perché consente la valutazione della risposta di sito senza uno spettro di riferimento e la possibilità di eliminare gli effetti delle risposte degli strumenti. Infatti, le quantità H_f e V_f realmente misurate sono data da:

$$V_f^* = MV_f, H_f^* = MH_f \tag{6}$$

dove M è la funzione di trasferimento del sensore e del sistema di acquisizione. Il rapporto spettrale di Nakamura diventa quindi

$$QTS^* = \frac{H_f^*}{V_f^*} = \frac{MH_f}{MV_f} = \frac{H_f}{V_f} = QTS$$
 (7)

Le frequenze per le quali le massime amplificazioni sono osservate determinano le condizioni di risonanza della coltre superficiale con frequenze che sono indipendenti dall'input sismico e, pertanto, sono una caratteristica specifica del sito in esame. Se il materiale è elastico ed omogeneo, un'ipotesi che è accettabile per piccole deformazioni, la massima frequenza amplificata accade per onde la cui lunghezza d'onda è quattro volte lo spessore dello strato in cui le stesse sono intrappolate.

Per le onde di taglio le frequenze di risonanza sono date da:

$$f = (2k+1)\frac{\beta}{4h} \tag{8}$$

dove β è la velocità delle onde di taglio ed h è lo spessore dello strato superficiale.

La frequenza fondamentale f_0 è data da:

$$f_0 = \frac{\beta}{4h} \tag{9}$$

e la sua conoscenza permette di derivare una relazione tra β ed h.

Applicazione della tecnica di Nakamura al rumore sismico registrato dalle stazioni della rete ISNet

La tecnica dei rapporti spettrali di Nakamura è stata applicata al rumore sismico ambientale registrato in continuo dai sensori della rete ISNet al fine di individuare la frequenza propria dei siti di misura.

La strumentazione utilizzata per l'acquisizione dei dati consiste in 17 stazioni sismiche equipaggiate con velocimetri SJ13 della Geotech Instruments (1 Hz) e TRILLIUM 40S della Nanometrics Seismological Instruments Inc..

La procedura calcola, con cadenza giornaliera, la funzione H/V dopo un opportuno processing dei dati. Sulle tre componenti del moto del suolo l'applicazione suddivide gli 86400 secondi di segnale in 24 finestre della durata di 3600 secondi. A ciascuna finestra, prima del calcolo della trasformata di Fourier, viene rimossa la media, il trend lineare e viene applicata una funzione cosine taper del 10%.

Dopo un opportuno *smoothing* degli spettri ottenuti (effettuato utilizzando una finestra mobile di semilunghezza pari a 120 punti), richiesto dalla necessità di stabilizzare le curve H/V ed eliminare eventuali picchi spuri, l'applicazione calcola i rapporti spettrali considerando la composizione vettoriale delle componenti orizzontali, nonché il rapporto spettrale medio con relativa deviazione standard. Il metodo ha permesso di individuare per tutte le stazioni almeno il primo ed il secondo picco in frequenza.

Le Figure 8-10 mostrano, come esempio, le curve spettrali H/V calcolate su 1 giorno di dati per le stazioni CLT3, COL3 e SRN3. Ciascuna

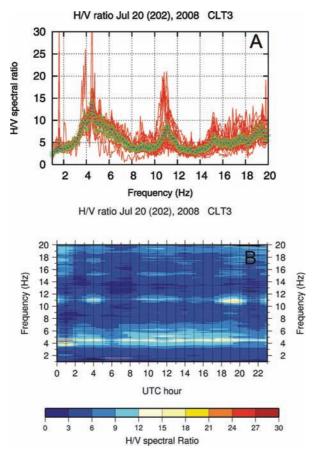


Figura 8. (a) In rosso sono riportati i singoli rapporti H/V, la curva in tratteggio blu rappresenta il valore medio del rapporto H/V, mentre in verde sono rappresentate le barre di errore. (b) Rappresentazione del rapporto H/V in funzione della frequenza e del tempo di acquisizione del dato di rumore.

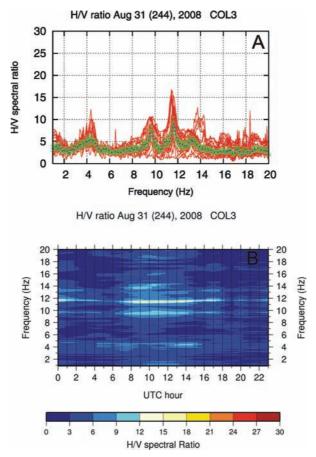


Figura 9. (a) In rosso sono riportati i singoli rapporti H/V, la curva in tratteggio blu rappresenta il valore medio del rapporto H/V, mentre in verde sono rappresentate le barre di errore. (b) Rappresentazione del rapporto H/V in funzione della frequenza e del tempo di acquisizione del dato di rumore.

figura è costituita da due grafici indicati con la lettera a) e b), rispettivamente. Il primo mostra in rosso le singole curve spettrali H/V, in tratteggio blu la curva del valore medio del rapporto H/V ed in verde le barre di errore. Il secondo grafico, invece, mostra l'andamento del rapporto H/V in funzione della frequenza e del tempo di acquisizione dei dati.

La Figura 8 è relativa alla stazione CLT3. In tutto il periodo analizzato, a partire dal mese di gennaio 2008 ad oggi, la curve H/V presentano sempre due picchi uno intorno a 5 Hz ed il secondo intorno ad 11 Hz.

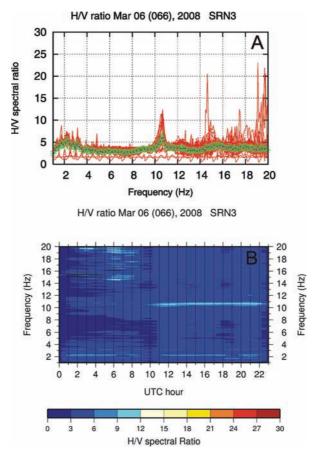


Figura 10. (a) In rosso sono riportati i singoli rapporti H/V, la curva in tratteggio blu rappresenta il valore medio del rapporto H/V, mentre in verde sono rappresentate le barre di errore. (b) Rappresentazione del rapporto H/V in funzione della frequenza e del tempo di acquisizione del dato di rumore.

Dalla Figura 9, relativa alla stazione COL3, è possibile individuare tre picchi principali, il primo di poco superiore a 4 Hz, il secondo intorno a 10 Hz ed il terzo intorno a 12 Hz.

L'ultima figura, la Figura 10, mostra per la stazione SRN3, due picchi uno intorno a 4 Hz e l'altro di poco superiore a 10 Hz.

Per la maggior parte delle stazioni il valore in frequenza del primo picco individuato sulle curve spettrali stimate con la tecnica di Nakamura, ben si correla con quello individuato sulle curve spettrali ottenute applicando una tecnica di inversione non lineare a registrazioni di terremoti locali di piccola magnitudo (Capitolo 5). L'andamento delle curve H/V ha permesso di identificare, inoltre, variazioni temporali del rumore sismico, legate principalmente all'aumento di attività antropica durante le ore diurne, e livelli di amplificazioni che sono stati collegati a condizioni metereologiche particolari (presenza di forte vento e/o pioggia).

Qualità delle registrazioni di eventi sismici dal rapporto segnale rumore

Tutte le tracce sismiche presenti nel database del sistema SeismNetManager (descritto nel Capitolo 3) sono state analizzate, dal punto di vista del rapporto segnale rumore, per definire la qualità di ogni singola registrazione. L'obiettivo di tale analisi è duplice. Da un lato abbiamo bisogno di un semplice coefficiente che ci permetta di valutare la qualità del segnale sismico associato all'evento contenuto nelle registrazioni. Un siffatto coefficiente permette di selezionare le tracce utili ai fini di specifici studi che, ad esempio, richiedono registrazioni sismiche con un buon rapporto segnale rumore. Inoltre tale analisi consente di ricavare informazioni sul corretto funzionamento delle stazioni della rete ottenute attraverso un'analisi statistica dei valori del rapporto segnale rumore su tutte le registrazioni di eventi disponibili.

Metodo

Il coefficiente della qualità della registrazione sismica è definito dal rapporto segnale/rumore tra le ampiezze della registrazione del terremoto e del rumore sismico contenuto nella traccia in esame. Tale valore, indicato con S/N, è calcolato selezionando sulla registrazione una finestra temporale sull'evento sismico e una finestra sul rumore che precede l'evento stesso. L'ampiezza del segnale e del rumore nelle finestre selezionate sono calcolate utilizzando la funzione Root Mean Square (RMS):

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left[A(t_i) \right]^2}$$
 (10)

dove A(t) rappresenta l'ampiezza del moto del suolo registrata al generico tempo t ed N è la durata della finestra temporale in numero di campioni.

Poiché le registrazioni presenti in SeismNet manager non posseggono la lettura del tempo d'arrivo dell'evento, le finestre di segnale e di rumore devono essere individuate sulla traccia analizzata utilizzando il solo tempo origine dell'evento.

Il processing applicato alle registrazioni per il calcolo del rapporto segnale rumore è di seguito riportato:

- rimozione del valor medio;
- rimozione dei trends;
- filtro passa-banda dipendente dal tipo di sensore sismico;
- selezione di una finestra temporale di rumore sismico precedente l'arrivo dell'onda P;
- rimozione del valor medio;
- rimozione del trend;
- calcolo dell'RMS sulla finestra di rumore (RMSnoise);
- selezione di una finestra temporale di segnale;
- rimozione della media;
- rimozione dei trend;
- calcolo dell'RMS sulla finestra di segnale (RMSsignal);
- calcolo del rapporto (RMSsignal/RMSnoise).

I segnali sono stati filtrati con filtri passa-banda con frequenze d'angolo differenziate a seconda dello strumento come riportato in Tabella 1.

Tutte le analisi sono state effettuate utilizzando il software Seismic Analysis Code - SAC (Goldstein et al., 2003) e di seguito si farà riferimento ai nomi delle variabili come definite nel manuale di SAC. La finestra di rumore è selezionata a partire dal tempo origine dell'evento (presente nell'header SAC come Omarker) estraendo la porzione di traccia compresa nell'intervallo [Omarker-3s; Omarker] (Figura 11). Per la finestra di segnale, invece, si seleziona una porzione di traccia centrata intorno al tempo relativo all'ampiezza massima individuata nell'intorno [Omarker;Omarker+D]. Quest'ultima finestra deve essere sufficientemente ampia da contenere l'evento sismico ma non eccessivamente lunga per evitare che il rumore sismico registrato dopo l'evento contamini il valore del rapporto segnale/rumore dell'evento stesso. Il parametro D, che definisce tale finestra, rappresenta quindi il tempo fra l'origine dell'evento e la sua fine ed è differenziato a seconda della distanza ipocentrale dell'evento seguendo lo schema riportato in Tabella 2. Anche la finestra di segnale ha una durata di 3 s e se Tm rappresenta il tempo relativo all'ampiezza massima, allora la finestra di segnale sarà: [Tm-1s; Tm+2s] (Figura 11).

Tabella 1. Frequenze d'angolo dei filtri butterworth passa-banda utilizzati per il calcolo del rapporto segnale rumore.

Sensore	Frequenze del filtro passa-banda (butterworth; 2 poles; 1 passes)
CMG-5T	F1 = 1.5 Hz; F2 = 10 Hz
TRILLIUM	F1 = 0.1 Hz; F2 = 20 Hz
S13J	F1 = 1.5 Hz; F2 = 10 Hz

Tabella 2. Valori del parametro D utilizzato per il calcolo del rapporto segnale rumore per l'individuazione del massimo picco-picco.

Distanza ipocentrale dist	Parametro D	
dist ≤ 1000 km 1000 km < dist ≤ 4000 km dist > 4000 km	60 s 300 s 1200 s	

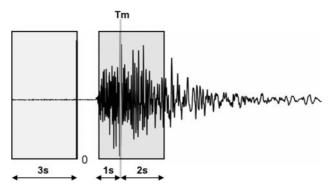


Figura 11. Esempio di traccia relativa ad un evento sismico. La barra verticale contrassegnata dalla lettera O indica la posizione del tempo origine dell'evento (Omarker). I due riquadri mostrano le porzioni di traccia utilizzate per il calcolo del rapporto segnale rumore. La finestra che precede l'Omarker è utilizzata per il calcolo dell'RMS sul rumore mentre la parte di traccia centrata intorno al tempo Tm relativo al massimo picco-picco è usata per il calcolo dell'RMS sul segnale utile.

Analisi dei dati

Il rapporto segnale/rumore è stato calcolato per tutte le tracce sismiche relative ai 2 dataset riportati in Tabella 3. I dati appartenenti al da-

Tabella 3. Dataset utilizzati per i	l calcolo del rapporto	o segnale rumore e rela	tivi numero di eventi
e di tracce sismiche.			

Nome dataset	Numero eventi	Numero registrazioni
Dataset 1 (registrazioni con picking)	62	1158
Dataset 2 (registrazione di eventi automaticamente selezionate a partire dai bollettini)	1040	62280

taset 1 sono tracce accelerometriche di 62 eventi sismici registrati fra il 05/02/2006 e il 15/11/2006. Le tracce sono triplette (relative alle 3 componenti dell'accelerometro) già analizzate da un operatore che ha effettuato almeno una lettura del tempo di arrivo (picking) della fase P o S relativa all'evento. Si tratta quindi di dati che hanno un buon rapporto segnale rumore e la loro analisi è stata utile per calibrare la procedura proposta e per la scelta dei parametri che regolano l'algoritmo (larghezza delle finestre di segnale e di rumore, filtri da applicare alle tracce). Il secondo dataset (dataset 2) è invece formato da tutte le forme d'onda presenti nel database di SeismNet manager e relative agli eventi selezionati fra il 07/08/2005 e il 15/10/2008. Si tratta di 62280 tracce accelerometriche e velocimetriche relative a 1040 eventi sismici.

Gli istogrammi relativi al rapporto segnale rumore per i due dataset sono riportati in Figura 12. La distribuzione relativa al dataset 1 mostra un andamento con un chiaro picco centrato intorno al valore 5 del rapporto segnale rumore (Figura 12B); valori maggiori di 5 sono osservati con un'occorrenza che diminuisce all'aumentare del valore del rapporto S/N mentre l'occorrenza di dati con valori di S/N minori di 5 diminuisce al diminuire del rapporto ma con una diminuzione molto più rapida della precedente. L'istogramma mostra che valori bassi del rapporto segnale rumore sono osservati con un occorrenza molto bassa, ad esempio solo il 4% dei dati ha un rapporto segnale rumore minore di 2. Si tratta principalmente di tracce relative a componenti del sensore sismico non funzionante correttamente o a tracce molto rumorose sulle quali la lettura delle fasi è stata effettuata (con una grossa indeterminazione) solo sulla base delle variazioni del contenuto in frequenza del segnale registrato. Sulla base di queste considerazioni possiamo concludere che una traccia contiene informazioni utili relative all'evento sismico se il rapporto segnale rumore su essa calcolato è su-

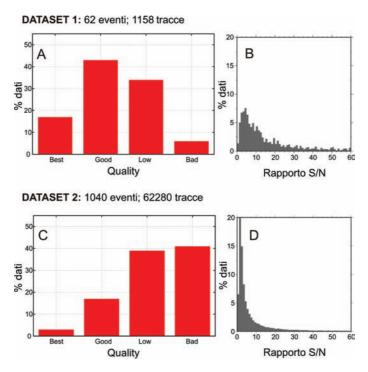


Figura 12. Analisi statistica effettuata sulle tracce a disposizione per i due dataset a disposizione (dataset1; dataset 2, vedi Tabella 2). In alto l'analisi è relativa al dataset 1 (A, B), mentre le figure in basso si riferiscono al dataset 2 (C, D). A sinistra (A, C) sono riportate le percentuali delle tracce di qualità Bad, Low, Good e Best mentre a destra (B, D) sono riportate le distribuzioni del rapporto segnale rumore per i diversi dataset. Per una più chiara visualizzazione delle distribuzioni, B e D sono state troncate al valore di rapporto S/N pari a 60.

periore a 2. L'istogramma relativo al dataset 2, corrispondente a sismogrammi non selezionati da un operatore ma inclusi dalle procedure automatiche nel data-base, presenta un picco molto pronunciato per un valore del rapporto segnale rumore pari a 2 e mostra che un gran numero di dati, pari al 41% del totale, hanno un rapporto segnale rumore minore di 2. Ciò è principalmente legato ai criteri di selezione automatica per l'inserimento delle registrazioni di terremoti nel database che porta ad inserire anche registrazioni con basso valore del rapporto segnale rumore.

Le tracce registrate sono state catalogate sulla base del rapporto segnale rumore in 4 differenti categorie come rappresentato in Tabella 4. La Figura 12 mostra che la maggior parte delle tracce relative al dataset 1 (pannelli A e B) è di buona qualità (i dati appartenenti alla categoria good

Categoria	Rapporto segnale rumore (S/N)
D – Bad quality	S/N < 2
C – Low quality	2 ≤ S/N < 10
B – Good quality	10 ≤ S/N < 100
A – Best quality	S/N ≥ 100

Tabella 4. Catalogazione delle tracce in base al valore del rapporto segnale rumore S/N.

quality sono il 42% del totale). Nel dataset sono presenti anche un numero considerevole di tracce di *low quality* (32% del totale) da cui si evince che per effettuare il picking su tracce sismiche è spesso sufficiente un rapporto segnale rumore compreso fra 2 e 10. Nel caso del dataset 2, il 41% dei dati è di *bad quality* seguono via via i dati *low quality* (39%), good quality (17%) e best quality (3%).

Le Figure 13-16 mostrano esempi di registrazioni sismiche di qualità bad, low, good e best rispettivamente. Le tracce di qualità bad di Figura 13 sono registrazioni relative, nella maggior parte dei casi, ad eventi di bassa magnitudo (ML massima 2.7) registrate a grandi distanze (minima distanza ipocentrale circa 50 km). Le uniche due eccezioni (evento ML = 4.5, d = 148 km; evento ML = 1, d = 27 km) sono registrazioni effettuate in condizioni di elevato rumore sismico ambientale che causa un basso valore del rapporto segnale rumore. La Figura 14 riporta alcuni esempi di dati con rapporto segnale rumore compreso tra 2 e 10 (low quality). Nelle tracce l'ampiezza del segnale è superiore a quella del rumore e permette di distinguere l'arrivo dell'evento al sito di registrazione anche se talvolta tale determinazione può essere fatta solo con un elevato livello di indeterminazione (ad esempio le tracce ML = 2.8, d = 102 km e ML = 2.3, d = 43km). Nelle tracce con rapporto segnale rumore compreso fra 10 e 100 (Figura 15), invece, è sempre possibile individuare la fase P dell'evento sismico caratterizzata da chiare variazioni del segnale sismico sia in ampiezza che in frequenza. Le tracce con rapporto segnale rumore maggiore di 100 (Figura 16) sono relative a registrazioni di eventi di moderata magnitudo (ML = 2.7; ML = 3; ML = 3.5) o di registrazioni di eventi di bassa magnitudo registrati in prossimità dell'epicentro (ML = 1.1, d = 28 km; ML = 1.3, d = 17 km). La lettura dei primi arrivi su queste tracce è agevolata dall'elevata ampiezza del segnale sismico rispetto al rumore, il livello di quest'ultimo, nella maggior parte delle tracce, non è visibilmente apprezzabile.

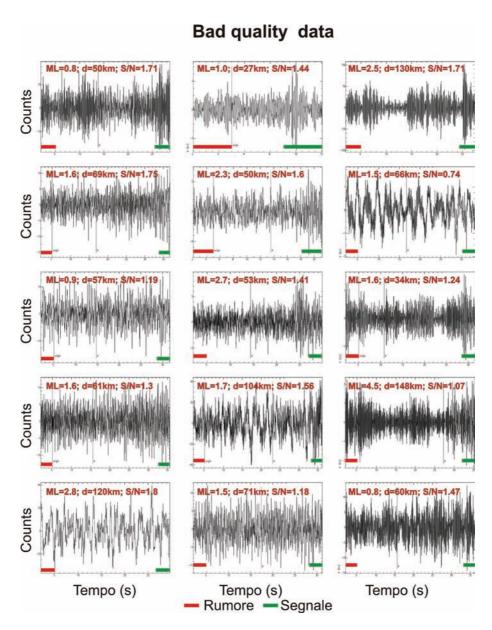


Figura 13. Esempi di tracce sismiche con rapporto segnale rumore minore di due (bad quality). Le barre orizzontali nella parte bassa di ogni riquadro mostrano i tre secondi di rumore (barra rossa) e di segnale (barra verde) utilizzati per il calcolo del rapporto segnale rumore. Per ogni traccia sono riportate le informazioni relative alla magnitudo dell'evento, alla distanza ipocentrale (ML e d rispettivamente) e la stima del rapporto segnale rumore (S/N).

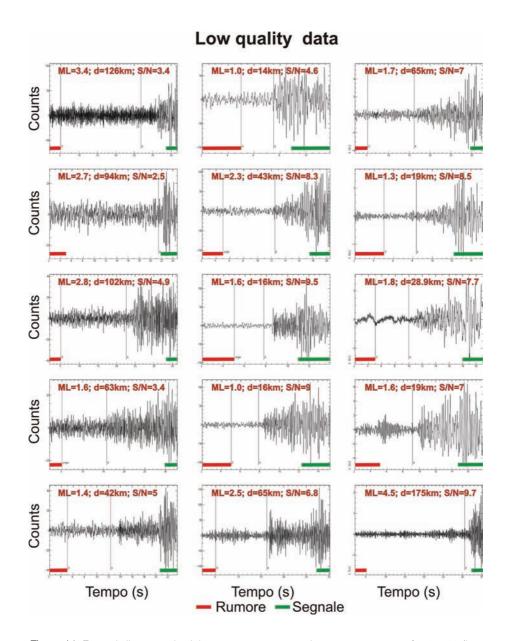


Figura 14. Esempi di tracce sismiche con rapporto segnale rumore compreso fra 2 e 10 (low quality). Le barre orizzontali nella parte bassa di ogni riquadro mostrano i tre secondi di rumore (barra rossa) e di segnale (barra verde) utilizzati per il calcolo del rapporto segnale rumore. Per ogni traccia sono riportate le informazioni relative alla magnitudo dell'evento, alla distanza ipocentrale (ML e d rispettivamente) e la stima del rapporto segnale rumore (S/N).

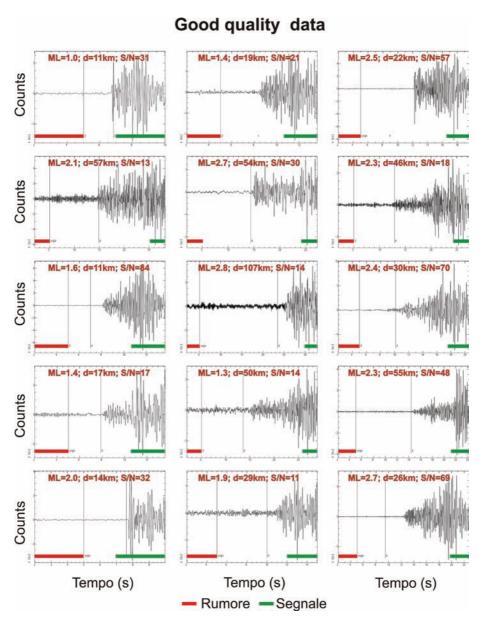


Figura 15. Esempi di tracce sismiche con rapporto segnale rumore compreso fra 10 e 100 (good quality). Le barre orizzontali nella parte bassa di ogni riquadro mostrano i tre secondi di rumore (barra rossa) e di segnale (barra verde) utilizzati per il calcolo del rapporto segnale rumore. Per ogni traccia sono riportate le informazioni relative alla magnitudo dell'evento, alla distanza ipocentrale (ML e d rispettivamente) e la stima del rapporto segnale rumore (S/N).

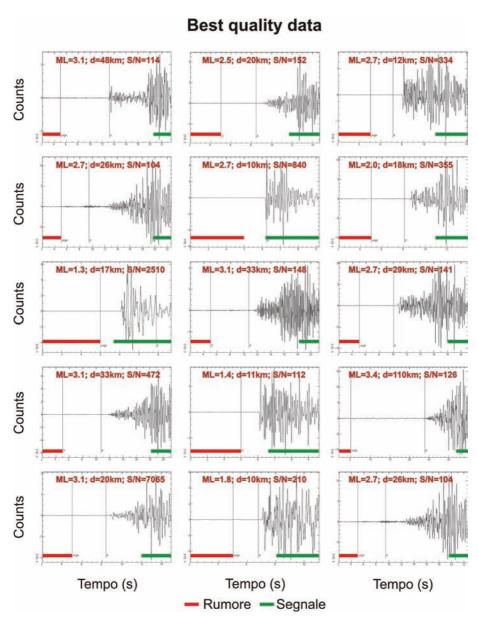


Figura 16. Esempi di tracce con rapporto segnale rumore maggiore di 100 (best quality). Le barre orizzontali nella parte bassa di ogni riquadro mostrano i tre secondi di rumore (barra rossa) e di segnale (barra verde) utilizzati per il calcolo del rapporto segnale rumore. Per ogni traccia sono riportate le informazioni relative alla magnitudo dell'evento, alla distanza ipocentrale (ML e d rispettivamente) e la stima del rapporto segnale rumore (S/N).

Analisi statistica del rapporto segnale rumore

Le stime del rapporto segnale rumore calcolate per una fissata stazione sismica possono essere utilizzate per ricavare informazioni sul funzionamento delle stazioni della rete in termini di qualità delle registrazioni degli eventi sismici e quindi per caratterizzare le performances delle stazioni nelle registrazioni di eventi sismici locali. L'idea è quella di utilizzare statisticamente tutte le stime disponibili del rapporto segnale rumore per i diversi eventi collezionati. Tale analisi, condotta su un numero significativo di dati permette di determinare, ad una fissata stazione e per un intervallo di magnitudo fissato, la legge di decadimento del rapporto S/N in funzione della distanza. In questo modo è possibile avere indicazioni sulla distanza ipocentrale massima alla quale è possibile osservare un fissato evento sismico con un buon rapporto segnale rumore. Per effettuare questo tipo di analisi si è preferito lavorare con i soli dati dei sensori velocimetrici, che mostrano un rapporto segnale rumore generalmente più elevato rispetto alle tracce accelerometriche. Ciò è legato alla sensibilità degli accelerometri che sono stati installati nell'area principalmente per la registrazione di eventi di grande magnitudo, laddove la sismicità attuale dell'area è caratterizzata da eventi di bassa energia (ML≈2). Ciò viene osservato nei risultati ottenuti, ad esempio la percentuale di tracce con rapporto segnale rumore minore di 2 sull'intero dataset 2 è pari al 35% per i dati velocimetrici e al 46% per quelli accelerometrici.

La Figura 17 mostra le stime del rapporto segnale rumore in funzione della distanza per i dati velocimetrici della stazione SNR3, installata nel comune di Senerchia (SA). I dati a disposizione sono stati organizzati in sei differenti classi in base alla magnitudo degli eventi, dividendo l'intero intervallo esplorato (ML compreso fra 0.5 e 3.5) in sei intervalli di larghezza pari a 0.5. Il numero di dati per ogni classe riflette la sismicità dell'area negli ultimi tre anni formata essenzialmente da eventi di bassa magnitudo. Per una fissata distanza l'elevata variabilità del rapporto S/N in ogni classe è causata dalla variabilità del rumore sismico (principalmente legato a fattori metereologici) e ai diversi meccanismi di sorgente e propagazione che variano per i diversi eventi considerati. In Figura 17 sono riportate, per ogni classe, l'andamento della mediana e della moda calcolate utilizzando finestre mobili di ampiezza pari a 5 km. La figura mostra che gli eventi di bassa magnitudo, compresa nell'intervallo 0.5-1; 1-1.5, raggiungono molto più rapidamente il rapporto S/N limite (pari a 1) rispetto agli eventi di magnitudo maggiore. Inoltre, come ci si attende, il rapporto segnale rumore cresce all'aumentare della magnitudo per tutto l'intervallo di distanze considerato.

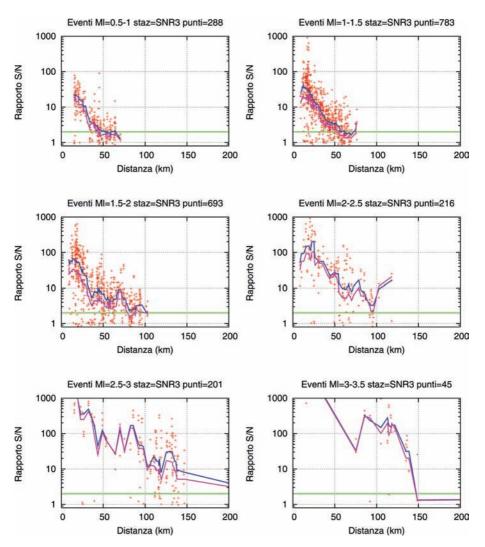
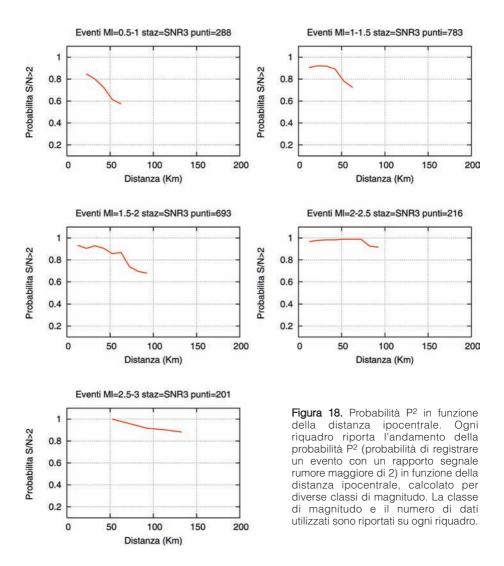


Figura 17. Rapporto segnale rumore degli eventi registrati alla stazione SNR3 in funzione della magnitudo. Ogni riquadro riporta le stime del rapporto segnale rumore (punti rossi) per gli eventi di una fissata classe di magnitudo (riportata su ogni riquadro). Le curve rappresentano l'andamento della mediana e della moda calcolate utilizzando i dati in finestre mobili di lunghezza pari a 5 km.

Utilizzando i dati organizzati per classe di magnitudo, è possibile calcolare la probabilità di registrare un evento con un rapporto segnale rumore maggiore di un determinato valore q ad un fissato intervallo di distanza, attraverso la formula:

$$P_q = \frac{N_q}{N_T} \tag{11}$$

dove N_T ed N_q rappresentano il numero totale di osservazioni dell'intervallo di distanza considerato ed il numero di dati con rapporto segnale rumore maggiore di q. La Figura 18 mostra la probabilità P_2 calcolata per ogni classe di magnitudo. Il calcolo è stato effettuato in intervalli di lunghezza pari a 5 km con almeno 4 dati e i valori risultanti sono stati liscia-



ti effettuando una media su una finestra mobile di ampiezza pari a 20 km. Per ogni classe, l'andamento generale della probabilità presenta un livello costante (con valori prossimi alla certezza) a piccole distanze (maggiormente visibile per le classi di magnitudo 1-1.5; 1.5-2; 2-2.5) seguito da un decremento regolare della probabilità all'aumentare della distanza ipocentrale. Per una data stazione sismica, fissato un livello di confidenza della funzione probabilità è possibile ricavare la distanza massima a cui un evento di magnitudo fissata può essere registrato con un rapporto segnale rumore maggiore di un assegnato valore q. La Figura 19 mostra l'andamento della distanza massima relativa al livello di confidenza $P_2 = 0.8$ per la stazione SNR3. Dalla figura si evince che per tale stazione siamo confidenti all'80% che la distanza ipocentrale massima a cui è possibile registrare un evento di magnitudo compresa fra 1.5 e 2 con rapporto segnale/rumore maggiore di 2 e pari a 70 km. Tali curve sono un valido strumento per caratterizzare il funzionamento delle stazioni della rete in quanto permettono di effettuare confronti sulla qualità di stazioni differenti e, attraverso una adeguata scelta della soglia del rapporto segnale rumore e del livello di confidenza, permettono di ricavare informazioni sulle soglie di detezione della rete sismica.

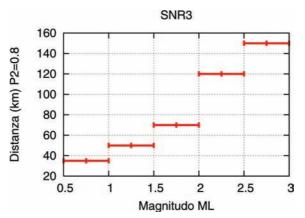


Figura 19. Distanza ipocentrale massima per la registrazione di eventi alla stazione SNR3, con rapporto S/N maggiore di 2 e un livello di confidenza dell'80%, in funzione della magnitudo.

Bibliografia

Aki, K., and P.G. Richards (1980). Quantitative Seismology, Freeman and Co., New York.

- Bard, P.-Y. (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? In: K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, and T. Satasani (eds). The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Balkema, Rotterdam, 1251-1279.
- Bindi, D., S. Parolai, D. Spallarossa, and M. Cattaneo (2000). Site effects by H/V ratio: comparison of two different procedures, *Journal of Earthquake Engineering* 4, 1, 97-113.
- R. Carniel, F. Barazza, and P. Pascolo (2006). Improvement of Nakamura technique by singular spectrum analysis, *Soil Dynamics Earthquake Engineering*, 26 (1), 55-63.
- Field, E.H., and Jacob, K.H. (1993). The Theoretical Response of Sedimentary Layers to Ambient Seismic Noise, *Geophys. Res. Let.* 20, 2925-2928.
- Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, and Lee Minner (2003). SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. Invited contribution to The IA-SPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.
- Kanai K. (1957). The requisite conditions for predominant vibration of ground, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* 31, 457.
- Lachet, C., and P.-Y. Bard (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, J. Phys. Earth 42, 377-397.
- Lermo, J., and F.J. Chavez-Garcia (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83(5), 1574-1594.
- Lermo, J., and Chavez-Garcia, F.J. (1994). Site effect evaluation at Mexico city: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dyn. and Earthq. Eng.* 13, 413-423.
- Mc Namara, E., and P. Buland (2004). Ambient Noise Levels in the Continental United States, Bulletin of the Seismological Society of America 94, 4, 1517-1527.
- Mucciarelli, M., and M.R. Gallipoli (2001). A critical review of 10 years of microtremor HVSR technique, *Bollettino di Geofisica Teoria ed Applicata* 42, 255-266.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quaterly Report Railway Tech. Res. Inst.* 30, 25-33.
- Nakamura, Y. (1996), Real-time information systems for hazards mitigation, Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico, Pap. No. 2134, Pergamon, Oxford.
- Nakamura, Y. (2000), Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand.
- Nogoshi, M., and T. Igarashi (1970). On the propagation characteristics of microtremors, *J. Seism. Soc. Japan* 23, 264-280.
- Parolai, S., P. Bormann, and C. Milkereit (2001). Assessment of the natural frequency of the sedimentary cover in the Cologne area (Germany) using noise measurements, *J. Earthquake Engn.* 5, 541-564.
- Peterson, J. (1993). Observations and modelling of background seismic noise, Open-file report 93-322, USGS.
- SESAME-project (2005), http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/index.htm
- Stutzmann, E., G. Roul, and L. Astiz (2000). GEOSCOPE Station Noise Levels, Bulletin of the Seismological Society of America 90-3, 690-701, DOI: 10.1785/0119990025.
- 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* 15, 70-73.
- Wessel, P., and W.H.F. Smith (1991). Free software helps map and display data, EOS Trans. 72, 41, 441.

5.

Stima della risposta sismica locale per la regione Campania-Lucania (Appennino meridionale)

Luciana Cantore, Vincenzo Convertito

Introduzione

In questo capitolo è descritta l'attività svolta per effettuare una classificazione di sito uniforme per la regione Campania-Lucania (Appennino meridionale). L'obiettivo fondamentale è stato quello di creare una mappa in cui le unità geologiche con risposte di sito simili sono raggruppate in specifiche classi di sito, a cui associare un fattore di correzione dipendente dall'ampiezza e frequenza del moto del suolo. La mappa e i coefficienti correttivi sono stati impiegati per il calcolo rapido di mappe di scuotimento del suolo presentate nel Capitolo 9. Le mappe sono state ottenute integrando i valori di uno o più parametri usati per caratterizzare il moto forte del suolo (PGA, PGV o parametri spettrali), con le stime degli stessi effettuate utilizzando strumenti di predizione quali, per esempio, le relazioni di attenuazione (Wald et al., 1999).

Il capitolo è costituito da due paragrafi. Nel primo è presentata la procedura seguita per creare la mappa delle condizioni di sito in base alle caratteristiche delle litologie affioranti nella regione Campania-Lucania, mentre nel secondo è descritta la tecnica impiegata per stimare la risposta sismica locale alle stazioni della rete irpina ISNet. Le curve spettrali stimate per ciascuna stazione sismica, sono state mediate su tre bande di frequenza ed i coefficienti così ottenuti, sono stati trasferiti sulla mappa delle condizioni di sito. Le mappe risultanti, una per ogni banda di frequenza, rappresentano una stima dell'amplificazione di sito basata sulle registrazioni del moto del suolo.

Mappa delle classi di sito definite sulla base del criterio geologico

Introduzione

È oramai ampiamente riconosciuto che le condizioni della geologia locale possono avere una consistente influenza sull'entità dello scuotimento del moto del suolo durante un evento sismico.

Studi di terremoti storici e recenti hanno evidenziato che la distribuzione dei danni prodotti da uno stesso evento sismico, può variare fortemente anche entro distanze di poche centinaia di metri. Essendo la sorgente la stessa e la distanza tra le stazioni di registrazione inferiore alla distanza ipocentrale, le differenze osservate nelle alte frequenze dello spettro di siti vicini, possono essere spiegate solo in termini di eterogeneità del mezzo in prossimità del sito di registrazione.

L'insieme delle modifiche in ampiezza, durata e contenuto in frequenza del moto del suolo rilevato in superficie per effetto delle condizioni locali, è indicato con il termine di effetti di sito o risposta sismica locale.

Alla luce di quanto esposto è evidente che la stima del contributo della geologia locale all'amplificazione del moto del suolo, è un requisito necessario in un programma di riduzione del rischio sismico ed anche una componente fondamentale delle mappe di hazard. Al fine di introdurre gli effetti di sito nelle mappe regionali di hazard o nelle mappe di scuotimento del suolo essenziali nei sistemi di early warning, è necessario sviluppare classificazioni di sito in modo che i livelli di risposta di sito all'interno di una stessa classe, siano simili.

In questo lavoro è presentata una mappa delle condizioni di sito realizzata seguendo i criteri principali suggeriti da Park ed Elrick (1998). Le principali formazioni mostrate sulla mappa geologica regionale in scala 1:250.000, sono state raggruppate in quattro categorie generali sulla base dell'età e delle caratteristiche litologiche simili: Quaternario, alluvioni (Q); Vulcanico, rocce vulcaniche (V); Terziario, sedimenti e rocce poco competenti (T); Mesozoico basamento roccioso (M). In seguito, sovrapponendo le quattro categorie sulla carta geologica, è stata creata la mappa QVTM delle condizioni di sito per la regione di studio.

Con riferimento alla normativa antisismica europea, rappresentata dell'Eurocode 8 (EC8), a ciascuna categoria di sito è stato assegnato un valore di velocità di propagazione delle onde di taglio (Vs), o un interval-

lo di valori, mediato su 30 metri di profondità (Vs30) ed il corrispondente valore del periodo di sito dominante. Sfortunatamente, a causa della mancanza di sufficienti profili di velocità delle onde di taglio per le rocce vulcaniche e per le unità del Quaternario, non è stato possibile suddividere in più classi queste unità che, essendo tipicamente caratterizzate da bassi valori di $V_{\rm S}$, possono produrre effetti di amplificazione di sito anomali.

Mappa delle condizioni di sito

Per creare una mappa delle condizioni di sito, è importante scegliere un'appropriata mappa geologica. Tutte le mappe geologiche mostrano le unità in affioramento in una specifica area, distinte in base all'età, litologia, dimensioni e forma dei grani ed altri fattori fisici che possono essere correlati con la velocità di propagazione delle onde di taglio. Le mappe geologiche di maggior dettaglio disponibili per la regione d'interesse, sono in scala 1:100.000 e 1:250.000. Sebbene le carte geologiche a grande scala possono fornire una mappa delle condizioni di sito di maggiore dettaglio, anziché assemblare più carte in scala 1:100.000, è stato preferita la carta a scala minore in modo da coprire, con una singola mappa, l'intera regione di studio.

Le principali formazioni in affioramento in Appennino meridionale esibite sulla carta geologica regionale in scala 1:250.000 (Figura 1) (Bonardi et al., 1988), possono essere schematizzate come segue: 1) calcari di piattaforma (Mesozoico-Paleogene); 2) successioni di mare poco profondo e facies di bacino, Unità Lagonegresi (Triassico medio-Miocene); 3) formazione dell'Argille Varicolori (Mesozoico-Tertiario); 4) flysch "marnoso-arenaceo" (Miocene); 5) depositi vulcanici (Terziario-Quaternario); 6) deposti alluvionali (Quaternario).

Seguendo l'approccio proposto da Park ed Elrick (1998), le unità indicate sulla mappa geologica, sono state raggruppate in quattro categorie sulla base dell'età e delle caratteristiche litologiche simili. Le quattro classi risultano in: Quaternario, alluvioni (Q); Vulcanico, rocce vulcaniche (V); Terziario, sedimenti e rocce poco competenti (T); Mesozoico basamento roccioso (M).

La mappa della classificazione di sito QVTM mostrata in Figura 2, è stata creata tracciando, sulla mappa geologica regionale, soltanto i contatti che separano le unità di differenti categorie.

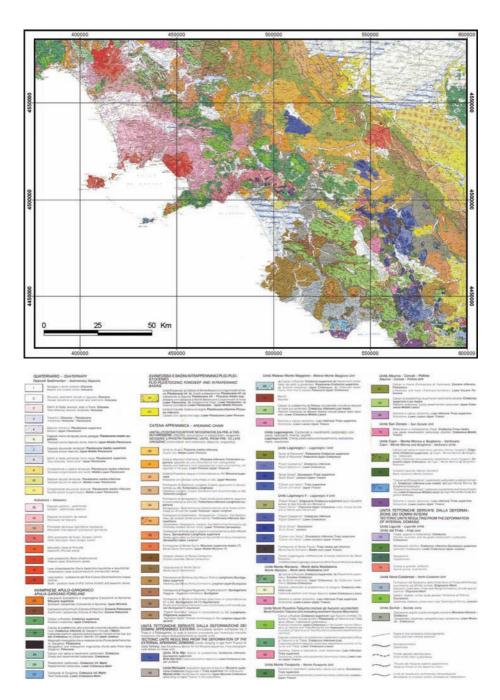


Figura 1. Mappa geologica dell'Italia meridionale (Bonardi G., B. D'Argenio, and V. Perrone – 74° Congress of the Geological Society of Italy, 1988).

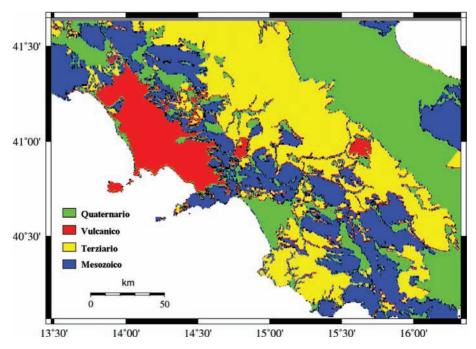


Figura 2. Mappa geologica QVTM per la classificazione di sito in Appennino meridionale (Cantore, 2008).

Velocità delle onde di taglio (Vs) delle categorie QVTM

Per creare una classificazione di sito basata sui valori di Vs è necessario assemblare un database di profili di velocità di propagazione delle onde di taglio con la profondità e, quindi, assegnare a ciascuna classe di sito un valore (o un intervallo) di velocità delle onde di taglio mediata su 30 metri di profondità (Vs30), così come suggerito dai principali *building codes*, Eurocodice 8 (EC8) per l'Europa.

La difficoltà principale incontrata nell'applicare questo approccio, è consistita nel recupero dei profili di velocità di propagazione delle onde S disponibili per la regione d'interesse. Attualmente, l'unico database è quello redatto dal Rete Accelerometrica Nazionale (RAN) (Working Group ITACA (2008) – Data Base of the Italian strong motion data: http://itaca.mi.ingv.it).

Nel presente lavoro è stato deciso di usare solo quei profili del database che possono essere correlati con le quattro categorie della mappa QVTM. Riportando, pertanto, la posizione dei profili sulla mappa, sono stati individuati quelli che cadono all'interno di ciascuna classe di sito (Figura 3). Dei dodici profili selezionati, tre appartengono alla categoria del Quaternario, tre alla categoria del Mesozoico, quattro alla categoria del Terziario e solo due profili alla categoria del Vulcanico.

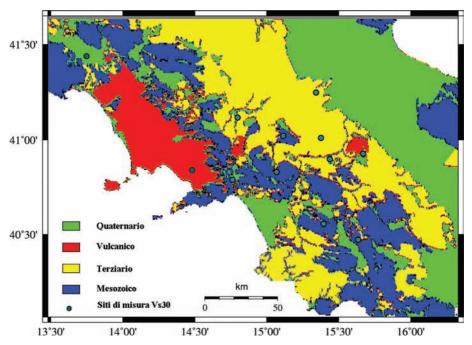


Figura 3. Mappa delle condizioni di sito (QVTM). I cerchi verdi indicano la posizione dei siti di misura delle Vs30.

Per ciascun profilo di Vs misurato su roccia o suolo, la rappresentativa Vs30 è stata calcolata con la seguente espressione:

$$V_{s,30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}}$$

dove h_i e V_i indicano rispettivamente lo spessore (in m) e la velocità delle onde di taglio (in m/s) dello strato i esimo per un totale di N strati presenti nei 30 metri superiori.

I profili di velocità ed i corrispettivi valori calcolati di Vs30 sono mostrati in Figura 4.

I valori di Vs30 calcolati per i tre profili appartenenti alla classe del Mesozoico sono piuttosto uniformi, da 1122 a 1153 m/s e tipici di rocce compatte leggermente fratturate.

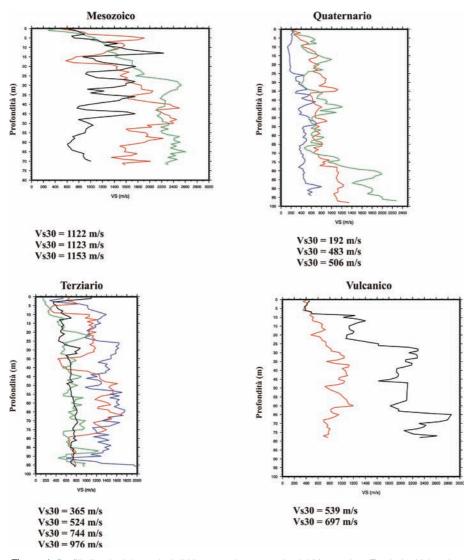


Figura 4. Profili di velocità e valori di Vs30 per le categorie del Mesozoico, Terziario, Vulcanico e Quaternario.

Le successioni sedimentarie del Terziario ampiamente diffuse nella regione di studio, sono molto variabili sia in litologia che nel tasso di deformazione. Sulle mappe geologiche queste unità sono generalmente suddivise in più formazioni sulla base dell'età, dimensioni dei grani e litologia. I valori di Vs30 calcolati per i profili realizzati sui diversi flysch che affiorano principalmente lungo il settore centrale dell'Appennino meridionale, variano da 524 a 976 m/s in funzione del grado di alterazione e fatturazione superficiale. L'unico profilo localizzato sui depositi a grana fine del tardo Terziario (Miocene e Pliocene) che affiorano all'esterno dell'asse della catena, ha fornito un valore di Vs30 pari a 365 m/s.

Le unità del Quaternario presentano, tipicamente, velocità caratteristiche molto variabili in funzione dello spessore, grandezza dei grani, porosità, densità e grado di cementazione. I soli tre profili recuperati per questi deposti hanno fornito valori di Vs30 compresi tra 190 e 550 m/s. Sfortunatamente, a causa della mancanza di un numero sufficiente di profili di Vs, non è stato possibile suddividere questi depositi in più classi sulla base degli spessori e dimensione dei grani. Pertanto, i valori calcolati di Vs30 sono solo una rozza approssimazione delle Vs caratteristiche delle unità del Quaternario.

Per i depositi vulcanici di età Terziario-Quaternario sono ora disponibili solo due profili, di cui uno è stato misurato nei flussi piroclastici del Monte Vesuvio, mentre l'altro nei lahars sodico-potassici del Monte Vulture. Il valore medio di Vs30 calcolato dai due profili, 618 m/s, è tipico di rocce vulcaniche più compatte dei depositi del tardo Terziario. Le rocce vulcaniche, in genere, hanno velocità caratteristiche molto varabili a causa della loro litologia estremamente differenziata. Unità come i basalti (rocce compatte ma, spesso, molto fratturate) e rocce piroclastiche (agglomerati poco cementati di cenere e lapilli) tendono ad avere velocità che variano da 360 a più di 1000 m/s in funzione dello stato di alterazione e fatturazione superficiale.

Per ogni categoria geologica abbiamo calcolato un profilo *medio* di Vs seguendo il metodo proposto da Wills et al. (2000). I profili sono stati costruiti calcolando i valori medi di velocità delle onde di taglio di tutti i profili e relativa deviazione standard ad ogni metro di profondità fino al valore più profondo di Vs, misurato lungo i profili di una stessa classe.

I profili medi, in genere, si calcolano perché aiutano ad individuare le possibili deficienze nel database utilizzato e le aree in cui la classificazione deve essere migliorata.

La Figura 5 mostra, per ciascuna classe geologica, il profilo medio con relativa deviazione standard.

Tutti i profili medi mostrano chiaramente un'ampia variazione verticale della velocità di propagazione delle onde di taglio con la profondità. L'andamento dei profili indica, inoltre, dove materiali con differenti valo-

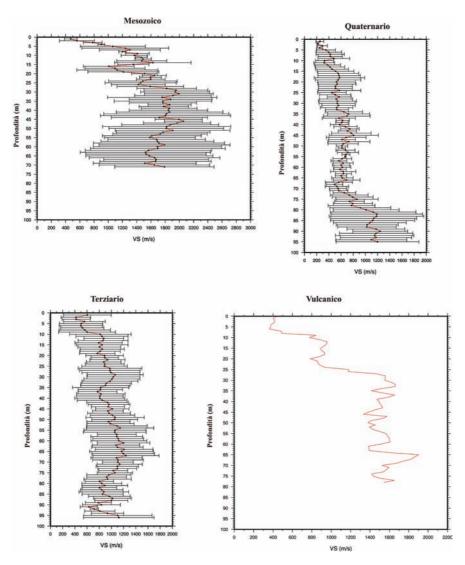


Figura 5. Profilo medio per ciascuna classe geologica. Per tutte le categorie è mostrata la curva media e per la classi del Mesozoico, Terziario e Quaternario anche la deviazione standard.

ri di Vs potrebbero essere stati inclusi in una stessa unità, o che un'unità è eccessivamente variabile.

Il profilo medio per la classe del Mesozoico mostra un rapido incremento in velocità da 500 m/s in superficie a più di 1600 m/s a circa 15 m di profondità. Dopo tre inversioni di velocità, presenta un andamento leggermente variabile in velocità fino a 72 m di profondità. La bassa velocità riscontrata in superficie è collegata, presumibilmente, ai differenti gradi di deformazione che le rocce, soprattutto quelle più superficiali, hanno subito durante le recenti fasi tettoniche. La grande deviazione standard riscontrata lungo tutto il profilo, riflette, quindi, la disomogeneità dei materiali.

Il profilo medio per la classe del Terziario presenta un andamento caratterizzato da un lento e graduale incremento di velocità delle onde S che, da circa 600 m/s in superficie, arriva a poco più di 1100 m/s alla profondità di 95 m. L'apparente regolarità del profilo è probabilmente legata al fatto che i siti di misura delle Vs sono tra loro molto vicini. Pertanto, il risultante profilo medio può essere considerato rappresentativo solo delle formazioni del Terziario che affiorano nel settore centrale della catena appenninica.

Il profilo medio per la categoria del Quaternario mostra un debole incremento di velocità fino a circa 70 m di profondità, seguito da un più graduale aumento sia in velocità che nei valori di deviazione standard da 70 a 95 m di profondità. I valori di velocità riscontrati sono decisamente più alti di quelli che dovrebbero essere determinati in siti localizzati su alluvioni recenti. In realtà, alti valori di Vs misurati in depositi del Quaternario sono molto comuni ai margini dei bacini alluvionali dove, esigui spessori di alluvioni sono spesso sovrapposti a materiale più compatto. In queste situazioni è facile che il profilo di Vs includa anche notevoli spessori di roccia compatta. A causa del numero ridotto di profili disponibili, non è stato possibile suddividere questa categoria in più classi sulla base degli spessori e della dimensione dei grani.

Per quanto riguarda le formazioni vulcaniche, avendo a disposizione solo due profili, in Figura 5 è riportato il profilo medio che mostra un rapido incremento in velocità da circa 400 m/s in superficie a più di 1600 m/s a 80 m di profondità.

Per queste unità, così come per depositi del Quaternario, il numero sicuramente limitato dei profili a disposizione, non ha permesso una maggiore caratterizzazione e suddivisione in sotto-classi così da poter evidenziare importanti variazioni nella loro risposta di sito.

Classi di sito definite in base al valore del parametro Vs30

Per testare l'accuratezza della mappa QVTM, i valori di Vs30 calcolati per ciascuna categoria sono stati comparati con i valori di Vs30 suggeriti nella normativa sismica europea, l'Eurocodice 8 (Design of structures for earthquake resistance, EC8, 2003), per le classi di sito equivalenti. Una parte dell'EC8 è dedicata proprio alla descrizione delle condizioni geotecniche del sottosuolo ed alla relativa classificazione, in quanto ciò è funzionale per la definizione delle accelerazioni di picco e delle zone sismiche. La normativa individua 7 diversi tipi di sottosuolo, descritti dal profilo stratigrafico, di cui i primi 5 sono identificati con le lettere da A ad E, e gli altri due come S1 e S2. Dal sottosuolo tipo A, costituito praticamente da roccia affiorante o ricoperta da uno strato meno rigido di spessore esiguo, la normativa specifica suoli a rigidezza via via decrescente fino ai suoli S1 e S2, molto deformabili. La normativa, inoltre, prescrive che la classificazione del tipo di sottosuolo sia effettuata in base al valore della Vs30, se disponibile, altrimenti in base al valore delle NSPT (Standard Penetration Test). Come già decritto in precedenza, il parametro meccanico certamente più rappresentativo della qualità dei suoli di fondazione è la velocità media delle onde di taglio, Vs30.

La Tabella 1 mostra le classi di sito QVTM con la specifica descrizione geologica, il valore (o intervallo) del parametro Vs30 associato a ciascuna categoria e le corrispondenti classi di sito definite nell'EC8. A ciascuna classe di sito, inoltre, è stato associato, come indicatore di classe, il valore (o intervallo) del periodo dominante. Il periodo dominante è

Tabella 1. Definizione delle classi di sito	per la regione della Campania-Lucania e corrispon-
denti classi di sito definite nell'EC8.	

Tipo di suolo	Età	Periodo naturale (sec) $[T = 4h/\beta]$	V _{s30} (m/s)	Classi di suolo in EC8 (2003)
Piattaforma carbonatica	Mesozoico	T < 0.15	> 800	A
Sedimenti, rocce soffici e depositi flyshioidi	Terziario	0.15 = T < 0.3	360-800	В
Rocce vulcaniche	Quaternario- Terziario	0.12 = T < 0.3	360-1000	В
Alluvioni e depositi di bacino	Quaternario	0.3 = T < 0.6	180-360	С
Suolo soffice	Quaternario	T = 0.6	< 180	С

stimato considerando un modello a singolo strato dello spessore di 30 m con una Vs costante al suo interno, ossia:

$$T = \frac{4h}{\beta}$$

dove h e β indicano rispettivamente lo spessore (in m) e la velocità delle onde di taglio (in m/s).

Il periodo naturale è un importante indicatore della qualità di un sito, poiché può essere correlato ad alcuni parametri di interesse ingegneristico, come per esempio le ordinate spettrali Sa(T), usate per differenziare le condizioni del suolo nei programmi di riduzione del rischio sismico.

Conclusioni

Un modo semplice per introdurre le condizioni della geologia locale nelle analisi di hazard sismico, consiste nel creare delle categorie di sito basate sui valori di Vs dei materiali più superficiali.

Con riferimento ai criteri di classificazione suggeriti dalla normativa antisismica, in Europa rappresentata dall'EC8, a ciascuna classe di sito deve essere assegnato un valore (o intervallo) del parametro Vs30.

La mappa delle categorie di sito per la regione Campania-Lucania è stata preparata raggruppando le unità geologiche mostrate sulla mappa regionale in scala 1:250.000. A causa del numero esiguo di misure di profili di Vs nell'area di studio, le differenti formazioni sono state classificate sulla base dell'età e delle litologie simili. Questo approccio ha consentito di individuare quattro categorie generali a ciascuna delle quali è stato assegnato un valore (o intervallo) del parametro Vs30. Le quattro categorie individuate risultano in una mappa, la mappa QVTM, che rende informazioni sulle condizioni di sito per le principali unità in affioramento nella regione Campania-Lucania.

Come sottolineato in Will et al. (2000), l'accuratezza di una mappa delle condizioni di sito dipende fortemente dalla scala della mappa geologica usata e dalla disponibilità delle informazioni geologiche. Ovviamente è necessario avere un significante ammontare di dati per rappresentare e caratterizzare completamente ciascuna unità. Sfortunatamente, l'esiguo numero di profili di Vs attualmente disponibile, non ha consentito di identificare variazioni negli spessori e dimensioni dei grani delle alluvioni, e né di valutare il grado di fatturazione superficiale della roccia più dura.

Ciò nonostante, l'attuale mappa delle condizioni di sito può fornire la base, così come è o in unione con altri fattori, per più precise caratterizzazioni delle condizioni di sito in calcoli probabilistici di hazard sismico.

Caratterizzazione dei siti di registrazione della rete ISNet dall'analisi di terremoti di bassa energia

I principali metodi di stima degli effetti di sito possono essere suddivisi in:

- metodi sperimentali;
- metodi empirici;
- metodi approssimati;
- metodi numerici.

In generale, non è possibile individuare un metodo efficace in modo assoluto in quanto ciascuno presenta specifici vantaggi e limitazioni. La scelta della procedura dipende dalle finalità, dall'importanza dello studio e dalla qualità dei dati geotecnici e sismici disponibili.

Una delle tecniche più usate per stimare gli effetti di sito in regioni caratterizzate da sismicità medio-alta, è la tecnica sperimentale basata sull'impiego dei rapporti spettrali del sito di studio rispetto ad uno di riferimento (Borcherdt, 1970). Tuttavia, come evidenziato da diversi autori (Boatwright et al., 1991; Field e Jacob, 1995; Harmsen, 1997), identificare e separare la sorgente dagli effetti di sito è il principale impedimento che si incontra nelle analisi spettrali.

Per superare questa difficoltà, Andrews, con un lavoro del 1986, rilancia il metodo dei rapporti spettrali in un problema inverso generalizzato che, applicato ad un ampio database di registrazioni di eventi locali, inverte simultaneamente gli effetti di sorgente, di percorso e di sito. In sintesi, l'ampiezza dello spettro dell'evento *i* registrato al sito *j*, può essere rappresentata come il prodotto di tre parametri fisici (Iwata e Irikura, 1988):

$$O(f)_{ij} = S(f)_{i} P(f)_{ij} G(f)_{j}$$
(1)

dove $S(f)_i$ è l'effetto della sorgente sismica, $P(f)_{ij}$ è il termine che tiene conto dell'effetto del percorso e $G(f)_j$ è l'effetto di sito al ricevitore j.

Considerando il logaritmo naturale, l'equazione (1) diventa:

$$\ln O(f)_{ij} = \ln S(f)_{i} + \ln P(f)_{ij} \ln G(f)_{j}$$
 (2)

Questa equazione lineare spesso forma la base per tentare di separare la sorgente, la propagazione e l'effetto di sito. Per ogni frequenza d'interesse i termini S(f), e G(f), sono stimati, per ciascuna stazione, attraverso un procedimento di inversione ai minimi quadrati in cui il termine di sito specificato al sito di riferimento, è assunto uguale all'unità. Poiché l'amplificazione al sito di riferimento è posta uguale all'unità, questo metodo fornisce risultati comparabili con quelli ottenuti con la tradizionale tecnica dei rapporti spettrali. Entrambe le tecniche dipendono, però, dalla disponibilità di un adeguato sito di riferimento. Poiché un appropriato sito di riferimento non è sempre disponibile e poiché, come mostrato da studi recenti (Steidl et al., 1996; Archuleta e Steidl, 1998) i siti su roccia possono non avere una risposta in ampiezza completamente piatta, sono state sviluppate tecniche alternative che non dipendono dal sito di riferimento (non-reference site techniques). Nel metodo che impiega lo schema di inversione generalizzato introdotto da Boatwright et al. (1991), per esempio, gli spettri di sorgente di ciascun terremoto, il termine relativo alla propagazione e la risposta spettrale per ogni sito sono risolti simultaneamente attraverso un procedimento di inversione ai minimi quadrati.

Tra le tecniche alternative, la più nota è, probabilmente, la tecnica HVSR (H/V Response Spectral Ratio) che consiste nel calcolo del rapporto tra gli spettri di Fourier della componente orizzontale e verticale del moto del suolo registrato ad una stazione per un dato terremoto. La tecnica, applicata la prima volta da Lermo e Chavez-Garcia (1993) alla finestra temporale contenente solo onde S delle registrazioni ottenute in tre siti di Città del Messico, si basa sull'assunzione fondamentale che la componente verticale del moto del suolo non sia influenzata dalle condizioni locali. La tecnica HVSR è stata in realtà originariamente introdotta da Nagoshi e Igarashi nel 1970, ma è stato Nakamura (1989) a renderla famosa per analizzare le registrazioni di rumore sismico.

Le risposte di sito nella regione Campania-Lucania sono state determinate usando una tecnica d'inversione non lineare di tipo locale basata sul metodo del simplex. Seguendo lo schema suggerito da Boatwright et al. (1991), la tecnica inverte, simultaneamente, gli spettri di sorgente dei terremoti e gli effetti di sito delle stazioni. Il metodo è stato applicato a 22 stazioni sismiche che hanno fornito gli accelerogrammi di 92 eventi lo-

cali e ad una stazione che ha fornito i sismogrammi di 14 eventi locali. Gli spettri di spostamento della fase S sono stati calcolati usando la trasformata di Fourier nella banda di frequenza di 1-25 Hz. L'inversione inizia assumendo un modello di sorgente ω^{-2} (Brune, 1970) per ogni evento, un'attenuazione geometrica della forma R^{-1} ed un fattore di qualità dipendente dalla frequenza della forma $Q(f) = Qo (f/f0)^n$. Il rapporto tra lo spettro di spostamento corretto per la propagazione ed il modello di sorgente proposto alla fine di ciascuna inversione, fornisce l'effetto di sito (Moya et al., 2000). Il metodo garantisce che i valori dei livelli piatti a bassa frequenza e le frequenze d'angolo ottenute alla fine di ogni inversione, sono quelli che dovrebbero corrispondere alla stima più stabile dell'effetto di sito.

A ciascuna stazione gli spettri di risposta sono stati mediati su tre bande di frequenza: la prima banda di frequenza (Ib) da 1 a 5 Hz, la seconda (IIb) da 5 a 10 Hz e la terza (IIIb) tra 10 e 20 Hz. Queste bande sono state scelte sulla base della magnitudo degli eventi e per poter ricavare i fattori di amplificazione di sito per differenti parametri di input del moto forte del suolo (PGM), così come PGA (peak ground accelaration), PGV (peak ground velocity) o Sa(T) (ordinate spettrali). In seguito, riportando i fattori medi di amplificazione sulla mappa QVTM, sono state costruite tre mappe delle condizioni di sito, una per ogni banda di frequenza. Le mappe, la cui accuratezza dipende dalla densità delle stazioni, rappresentano un primo tentativo di produrre stime dell'amplificazione di sito basate sull'osservazione del moto del suolo per la regione Campania-Lucania. I fattori di amplificazione medi sono stati comparati, inoltre, con quelli ottenuti per alcuni terremoti della California da Harmsen (1997). Il confronto ha indicato un buon accordo nei valori di ampiezza.

Selezione dei dati

Gli eventi sismici utilizzati sono stati registrati nell'area di studio alle stazioni della rete sismica ISNet.

La Figura 6 mostra la localizzazione delle stazioni sulla mappa QVTM delle condizioni di sito (Cantore, 2008). Dalla figura è possibile notare che tutte le stazioni di registrazione sono state installate su roccia e terreni rigidi del Mesozoico e del Terziario. In questo lavoro sono state utilizzate le registrazioni delle 22 stazioni che sono state operative nel periodo di tempo considerato (13 appartenenti alla categoria del Mesozoico

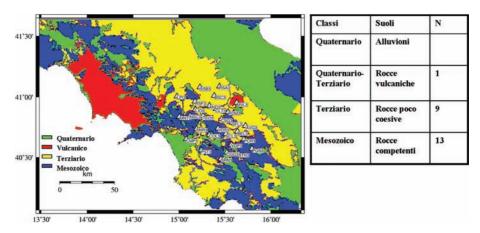


Figura 6. Mappa QVTM delle condizioni di sito e localizzazione delle stazioni della rete ISNet.

e 9 alla categoria del Terziario). Per caratterizzare la risposta di sito in area vulcanica sono state, inoltre, selezionate forme d'onda registrate al velocimetro della stazione VULT dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), installato in area vulcanica, nei pressi del Monte Vulture.

In totale sono state impiegate le forme d'onda di 92 terremoti locali (1.5 < ML 3.2), occorsi tra febbraio e dicembre 2007, registrati dai 22 accelerometri della rete ISNet (Guralp CMG-5T) con una frequenza di campionamento di 125 Hz e i sismogrammi di 14 eventi locali (1.5 < ML 3.2) occorsi tra febbraio 2005 e gennaio 2008, registrati dal velocimetro (Trillium 40 secondi) della stazione VULT.

La Figura 7 mostra la localizzazione degli eventi sismici.

I terremoti analizzati hanno sorgenti a profondità comprese tra 2.4 e 30 km. Le distanze ipocentrali, invece, variano tra 4.5 e 65 km, con l'80% degli eventi tra 10 e 65 km (Figura 8).

La Figura 9 mostra, come esempio, un evento registrato sulle tre componenti da una delle stazioni della rete ISNet. Il terremoto mostrato è quello avvenuto il 5 febbraio del 2006 (Ml 3.2) alle 17:02:49.437 UTC.

Calcolo dello spettro di spostamento

Sulle componenti orizzontali di ogni registrazione, dopo aver eseguito il picking manuale della fase S, sono state selezionate finestre tempo-

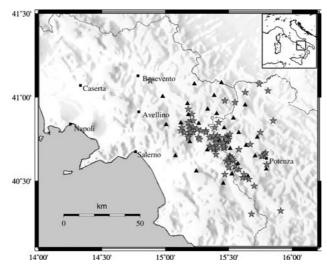


Figura 7. Distribuzione degli epicentri dei terremoti (stelle) registrati alle stazioni sismiche (triangoli neri).

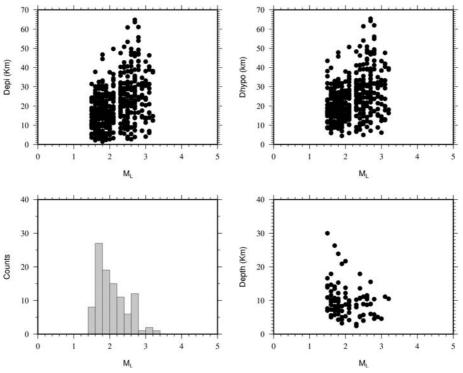


Figura 8. Numero di eventi per range di magnitudo e distribuzione della magnitudo in funzione della distanza ipocentrale, distanza epicentrale e profondità delle sorgenti.

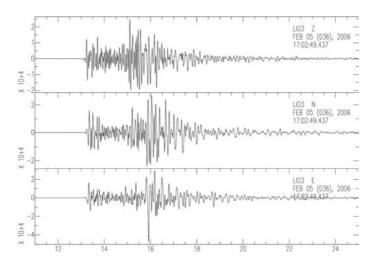


Figura 9. Accelerogramma del terremoto del 5 febbraio 2006 (MI 3.2) delle ore 17:02:49.437 UTC registrato alla stazione LIO3.

rali della lunghezza di 5.0 secondi (0.7s prima dell'arrivo della fase S e 4.3s dopo). La lunghezza delle finestre è stata scelta in modo da includere almeno il 90-95% dell'energia totale della fase S.

Dalle singole finestre è stata rimossa la media, il trend lineare ed è stata applicata una funzione cosine taper del 5%. Entrambe le componenti orizzontali sono state filtrate (filtro passa-banda 0.075-30 Hz) ed integrate due volte per ottenere lo spettro di spostamento.

Lo spettro di spostamento di Fourier è stato calcolato come:

$$O(f) = \sqrt{\left(NS(f)\right)^2 + \left(EW(f)\right)^2}$$
(3)

dove O(f) è lo spettro di ampiezza dello spostamento di Fourier risultante dalla composizione vettoriale delle componenti orizzontali NS ed EO.

Per l'inversione sono stati impiegati solo quegli spettri con un rapporto segnale/rumore (S/N) maggiore di 2 nella banda di frequenza 1-25 Hz rispetto ad una finestra di rumore pre-evento. Le ampiezze spettrali sono state smussate usando un algoritmo aritmetico di smoothing con una lunghezza della finestra mobile definita specificando la sua semilunghezza di 5 punti.

La Figura 10 mostra, come esempio, una finestra di 5 secondi usata per calcolare lo spettro di spostamento di Fourier.

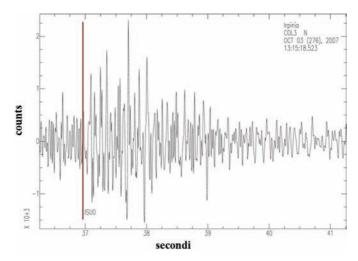


Figura 10. Finestra temporale per la fase S: 0.7 s prima, 4.3 s dopo l'arrivo della fase S.

Descrizione del metodo d'inversione

Lo spettro di spostamento dell'evento *i*-esimo registrato alla *j*-esima stazione, $O(f)_{ij}$, può essere modellato come il prodotto di tre parametri fisici:

$$O(f)_{ii} = S(f)_{i} P(f)_{ii} G(f)_{i}$$
 (4)

dove $S(f)_i$ è la sorgente dello *i*-esimo terremoto, $P(f)_{ij}$ è il termine relativo alla propagazione dalla sorgente alla stazione e $G(f)_j$ è l'effetto di sito al j-esimo ricevitore.

Una tecnica d'inversione non lineare di tipo locale basata sul metodo del Simplex, ha permesso di invertire, simultaneamente, gli spettri di sorgente dei terremoti e gli effetti di sito delle singole stazioni. La tecnica ha richiesto la definizione dello spazio dei modelli da indagare con lo scopo di minimizzare il valore della funzione costo che fornisce una misura dello scarto fra i dati reali e i dati calcolati per ciascuno dei modelli esplorati.

Prima di invertire gli spettri di sorgente dei terremoti e gli effetti di sito alle stazioni, tutte le registrazioni sono state corrette per l'effetto della propagazione con un'attenuazione geometrica nella forma di R^{-1} ed un fattore di qualità dipendente dalla frequenza nella forma di $Q(f) = Q_0 (f/f_0)^n$.

Pertanto, il termine corretto della propagazione, $P(f)_{ij}$, per la radiazione di onde S da una sorgente puntiforme ha la seguente forma:

$$P(f)_{ij}^* = R_{ij}^{-1} e^{-\pi R_{ij} f/Q(f) V_g}$$
(5)

dove R_{ij} è la distanza ipocentrale dalla *i*-esima sorgente al *j*-esimo ricevitore e Vs è la velocità media delle onde di taglio (Vs = 3.2 km/s).

Nel presente lavoro è stato assunto un fattore di qualità $Q(f) = Q_0 (f/f_0)^n$ variabile tra 60 e 160, con n da 0.1 a 0.5 (Malagnini et al., 2000). L'effetto dell'attenuazione geometrica è stato approssimato come 1/R poiché solo onde S sono incluse nelle finestre temporali selezionate.

Sostituendo la (5) nell'equazione (4), e risolvendo per il termine di sorgente si ottiene

$$S(f)_{i} = \frac{O(f)_{ij}^{*}}{G(f)_{i}}$$

$$\tag{6}$$

dove

$$O(f)_{ij}^* = R_{ij} e^{\pi R_{ij} f/Q(f) V_s} O(f)_{ij}$$
(7)

è lo spettro di spostamento dello i-esimo terremoto registrato al j-esimo ricevitore, corretto per l'effetto della propagazione. In poche parole, correggendo tutte le registrazioni di una data stazione per l'effetto della propagazione, è possibile isolare la sorgente e l'effetto di sito.

Assumendo che la risposta di sito ad una data stazione è indipendente dal terremoto di input, l'inversione cerca i valori della frequenza d'angolo f_c e dei livelli piatti a bassa frequenza Ω_0 dallo spettro di spostamento corretto e propone tanti modelli di sorgente quanti sono i terremoti. Ciascun modello di sorgente è usato, poi, per calcolare l'effetto di sito alla stazione che ha registrato il terremoto. In pratica, l'effetto di sito alla stazione j-esima, $G(f)_i$, è dato dal rapporto spettrale tra lo spettro di spostamento corretto per l'effetto della propagazione, $O(f)_{ij}^*$, ed il corrispondente modello sorgente $S(f)^*$ (Tsurugi et al. 1997):

$$G(f)_{j} = \frac{O(f)_{ij}^{*}}{S(f)^{*}}$$
 (8)

dove $S(f)^*$ è lo spettro di spostamento dato dal modello ω^2 di Brune (Brune, 1970) per lo i-esimo evento osservato allo j-esimo ricevitore:

$$S(f)^* = \frac{\Omega_0}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right]} \tag{9}$$

dove Ω_0 è il livello piatto a bassa frequenza, f_0 è la frequenza d'angolo e f è la frequenza.

L'inversione, quindi, garantisce che i valori dei livelli piatti a bassa frequenza e le frequenze d'angolo ottenute alla fine di ogni inversione, sono quelli che dovrebbero corrispondere alla stima più stabile dell'effetto di sito (Andrews 1986; Hartzell et al., 1996a, Moya A. et al., 2000).

Poiché ciascuna stazione può avere tanti effetti di sito quanti sono gli spettri osservati, ad ogni stazione è stata calcolata la curva spettrale media e relativa deviazione standard (Figura 11).

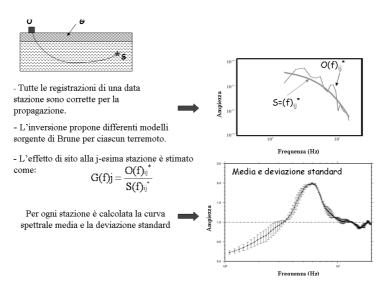


Figura 11. Schema della tecnica d'inversione usta per stimare lo spettro di sorgente e l'effetto di sito.

Risultati dell'inversione

L'inversione è stata eseguita per un totale di 200 procedure e 1000 iterazioni. In generale la convergenza del simplex è stata veloce: il risultato non cambiava in modo sostanziale dopo la 50ma procedura.

Le Figure 13a-w riportate in appendice, mostrano le risposte di sito ottenute con l'inversione di 106 terremoti. Tutte le figure, una per ogni stazione, sono formate da 6 grafici: un istogramma che rappresenta la distribuzione della magnitudo dei terremoti registrati a ciascuna stazione, 4 grafici per rappresentare i rapporti spettrali in funzione dell'azimuth stazione-evento ed un grafico centrale che mostra l'effetto di sito medio (curva in rosso) e la corrispondente deviazione standard. Le curve spettrali stimate per ciascuna stazione, sono state abbastanza simili nella forma e non dipendenti dall'azimuth.

Le prime tredici figure presentano gli effetti di sito delle 13 stazioni appartenenti alla categoria del Mesozoico, le successive nove figure mostrano quelli delle stazioni appartenenti alla categoria del Terziario e l'ultima figura mostra l'effetto di sito stimato per la sola stazione appartenente alla categoria del Vulcanico.

Dalle figure è possibile notare che le stazioni del Mesozoico (CGG3 CMP3, COL3, CSG3, NSC3, PGN3, PST3, SCL3, SFL3, SNR3, SRN3, STN3, VDS3) non sono completamente prive di amplificazione in superficie. Tutti i rapporti spettrali in particolare presentano attenuazione per frequenze inferiori a 5 Hz ed amplificazione sopra i 5 Hz. Tuttavia, sebbene ad alcune stazioni l'amplificazione è individuata a precise frequenze, per altre (COL3, NSC3, SRN3, STN3, SNR3, SCL3) accade su di un ampio intervallo di frequenze. Questi risultati accordano con una Vs30 di circa 800 m/s. La risposta dei siti su roccia, come indicato in Steidl et al., (1996), è molto probabilmente legata alla caduta di velocità delle onde S negli strati più superficiali che, essendo esposti agli agenti atmosferici, sono, spesso, molto erosi e fratturati.

La maggior parte delle stazioni localizzate sui terreni rigidi e soffici del Terziario (AND3, BEL3, CLT3, LIO3, RDM3, RSA3, RSF3, TEO3, VDP3), mostra un livello di amplificazione distribuito su di un ampio intervallo di frequenze, generalmente al di sotto di 4-5 Hz. Solo tre stazioni, BEL3, CLT3 e VDP3, hanno picchi di amplificazione a distinte frequenze tra 3 e 5 Hz. Questi risultati sono in buon accordo con siti caratterizzati da valori di Vs30 compresi tra 360 e 800 m/s.

L'ultima figura mostra l'effetto di sito stimato per la stazione VULT installata su roccia vulcanica. In figura si può osservare che il livello di amplificazione è abbastanza costante, circa 1.4 per frequenze inferiori a 5 Hz e decade rapidamente per frequenze maggiori.

Alla luce di quanto esposto, è possibile affermare che le curve spettrali ottenute con la tecnica di inversione contengono importanti informazioni sugli effetti di sito. I rapporti spettrali stimati per le stazioni localizzate sui suoli soffici e rigidi del Terziario mostrano attenuazione alle alte frequenze, mentre quelli stimati per i siti su roccia consolidata del Mesozoico presentano amplificazione a frequenze maggiori di 5 Hz. Questi risultati suggeriscono che, per la regione di studio, la scelta di un sito appartenente alla categoria del Mesozoico come sito di riferimento potrebbe portare ad una sottostima del livello di amplificazione. Pertanto, stime più affidabili degli effetti di sito possono essere ottenute con tecniche che non richiedono l'uso del sito di riferimento.

Mappe dell'amplificazione di sito per la regione Campania-Lucania

Gli spettri di amplificazione sono stati mediati in tre bande di frequenza: 1-5 Hz (Ib), 5-10 Hz (IIb), e 10-20 Hz (IIIb). Le bande di frequenza sono state scelte sulla base della magnitudo dei terremoti analizzati e per poter ricavare i fattori correttivi di amplificazione per i principali parametri di picco del forte moto del suolo, come PGA, PGV or Sa(T).

La Tabella 2 mostra il valore medio del livello di amplificazione e la deviazione standard calcolati per categorie di sito.

Dalla tabella si nota che le variazioni maggiori dei fattori di amplificazione con le età accadono alle frequenze più basse. I fattori di amplificazione calcolati per la categoria del Mesozoico sono maggiori dell'unità in tutte e tre le bande di frequenza. Tale amplificazione può essere dovuta sia ad un effetto topografico, in quanto la maggior parte dei siti rocciosi è localizzata in quota (su colline o montagne), che a fenomeni di erosione e fatturazione degli strati superficiali.

Per la categoria del Terziario, il valore più alto del coefficiente di amplificazione è nella banda Ib. Il basso valore del coefficiente medio nella

Classe	CI-b	σ	CII-b	•	CIII-b	σ	N.
categorie		deviazione	Stariuaru	der fattori	ui ampiineazion	e ui sito	raggruppati per

Taballa 2 Madia a deviazione standard dei fattori di amplificazione di sito raggruppati per

Classe	CI-b (1-5Hz)	σ lb	CII-b (5-10Hz)	σ Ilb	CIII-b (10-20Hz)	σ IIIb	N. stazioni
Q							
V	1.500		1.500		0.903		1
Τ	1.605	0.146	1.550	0.179	1.095	0.544	9
M	1.385	0.233	1.562	0.166	1.217	0.143	13

banda IIb può essere attribuito alla natura delle rocce poco competenti che attenuano il moto del suolo alle alte frequenze.

In seguito, riportando i fattori medi di amplificazione sulla mappa QVTM, sono state costruite tre mappe delle condizioni di sito, una per ogni banda di frequenza (Figura 12). I cerchi, centrati sulle stazioni, rappresentano il livello spettrale medio con il diametro proporzionale al valore del fattore d'amplificazione nella specifica banda di frequenza.

Le mappe rappresentano un primo tentativo di stima dell'amplificazione di sito basata sulle registrazioni del moto del suolo e sui fattori correttivi dipendenti dalla frequenza e dall'ampiezza del moto del suolo. L'accuratezza delle mappe dipende dalla densità delle stazioni e dall'ammontare di informazioni geologiche disponibili.

Le mappe sono aspettate evolvere, quando con più dati a disposizione nuove analisi potranno essere fatte. In particolare, per rifinire ulteriormente le mappe sono necessarie maggiori informazioni sui terreni allu-

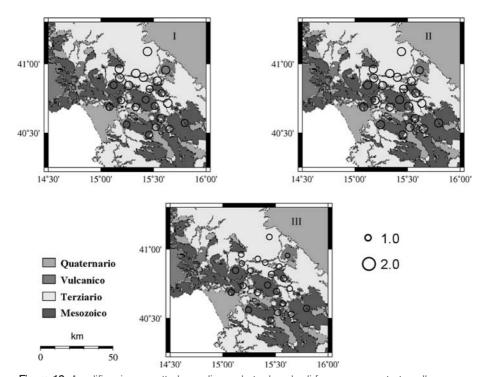


Figura 12. Amplificazione spettrale media per le tre bande di frequenza mostrate sulla mappa QVTM delle condizioni di sito. I cerchi sono centrati sulle stazioni con il diametro proporzionale al valore del fattore di amplificazione.

vionali e vulcanici in modo da suddividere la categoria del Quaternario e del Vulcanico in più classi in accordo alla grandezza dei grani e spessore dei depositi. I problemi maggiori che s'incontrano nelle classificazioni di sito sono, infatti, con i siti che hanno un sottile strato di alluvioni su di un materiale caratterizzato da elevati valori di Vs.

I fattori correttivi sono stati comparati con quelli calcolati da Harmsen (1997) con terremoti avvenuti nell'area urbana di Los Angeles. Il confronto ha indicato un buon accordo nei valori di ampiezza delle specifiche bande di frequenza per le rocce del Mesozoico e per i sedimenti del Terziario.

La Tabella 3 presenta i fattori di amplificazione proposti da Harmsen (1997) per le categorie del Mesozoico (Mz), Terziario (Ts) e Quaternario (Qoa e Qya).

Il confronto dei livelli medi per le classi del Mesozoico e Terziario con le stime ottenute da Harmsen (1997), suggerisce che questi fattori possono essere applicati come coefficienti correttivi alle relazioni di attenuazione nelle stime dell'hazard sismico per la regione Campania-Lucania.

Tabella 3. Logaritmo (base 10) dei valori medi dell'amplificazione di sito e deviazione standard raggruppati in base alle categorie geologiche (Harmsen, 1997).

Determination of Site Amplification in the Los Angeles Urban Area from Inversion of Strong-Motion Records

by Stephen C. Harmsen

Table 4

Logarithmic means and standard deviations (base 10) of site amplification grouped by surficial geology category.

GEOL		IFB $(0.5 \rightarrow 1.5 \text{ Hz})$			HFB $(2 \rightarrow 6 \text{ Hz})$		
Indicator	Mean	S.D. (10)	N	Mean	S.D. (10)	N	
Mz	1.217	0.113	7	1.216	0.156	7	
Qoa	2.737	0.097	61	1.838	0.157	61	
Qya	2.796	0.173	105	2.185	0.175	103	
Ts	2.097	0.182	27	1.967	0.182	27	

Mz, Mesozoic rock; Qoa, Pleistocene alluvium; Qya, Holocene alluvium; and Ts, Tertiary sedimentary and volcanic rock. N is sample size. Values are relative to 1.0 at PSL.

Conclusioni

Le risposte di sito nella regione Campania-Lucania sono state determinate usando una tecnica d'inversione non lineare di tipo locale basata sul metodo del simplex che non richiede l'uso di un sito su roccia come sito di riferimento. Le risultanti curve spettrali hanno fornito importanti indicazioni sugli effetti di sito per la regione d'interesse. Tutte le stazioni hanno curve spettrali non prive di amplificazione. In particolare, l'assunzione

comune che la registrazione effettuata su roccia possa rappresentare l'input sismico alla base degli strati di terreno, non sembra portare al caso delle stazioni sismiche mesozoiche. L'amplificazione relativa osservata ai siti su roccia in tutte le bande di frequenza, può essere dovuta sia ad un effetto topografico, giacché molti siti sono situati in quota, che all'erosione e fatturazione dei materiali vicini alla superficie. Questo risultato ha suggerito che tecniche che non usano il sito di riferimento potrebbero fornire stime più affidabili degli effetti di sito alle stazioni della rete ISNet.

I fattori di sito determinati dalla media delle amplificazioni spettrali, sono stati correlati con la geologia di superficie. Fattori di sito con differenze significative sono stati trovati per le unità del Terziario e Mesozoico. In pratica, le unità del Terziario hanno mostrato amplificazioni più alte alle basse frequenze, mentre le amplificazioni maggiori per le unità del Mesozoico sono risultate a frequenze superiori a 5 Hz. La generale similarità di questi risultati con lo studio effettuato da Harmsen nel 1997, suggerisce che i fattori di amplificazione di sito possono essere incorporati come fattori correttivi nella generazione rapida delle mappe di picco del moto del suolo per la regione di studio.

L'accuratezza dei risultati presentati in questo lavoro dipende fortemente dalla quantità di informazioni geologiche e di dati sismici disponibili. In particolare, la mancanza di dati per i depositi più giovani non ha permesso la caratterizzazione in termini di risposta di sito, delle unità del Quaternario e del Vulcanico. Ciononostante, lo studio può essere visto come una guida per future investigazioni. In particolare, si ritiene che solo con un approccio fondato su di una maggiore completezza delle proprietà meccaniche dei terreni e su di un database più grande di eventi sismici, integrato da studi basati su altri importanti fattori, come gli effetti topografici ed altri effetti legati alle strutture superficiali, possa portare ad una comprensione completa e soddisfacente degli effetti di sito in situazioni tettoniche complesse come quelle che costituiscono la regione d'interesse.

Appendice

Tutte le figure, una per ogni stazione, sono formate da sei grafici: un istogramma per rappresentare il numero di eventi per range di magnitudo, quattro per rappresentare i rapporti spettrali come una funzione dell'azimuth stazione-evento, ed un grafico centrale che mostra l'effetto di sito medio e la corrispondente deviazione standard. Le prime tredici figure mostrano gli effetti di sito per le 13 stazioni del Mesozoico, le successive nove per le stazioni del Terziario e l'ultima mostra l'effetto di sito stimato per la sola stazione appartenente alla categoria del Vulcanico.

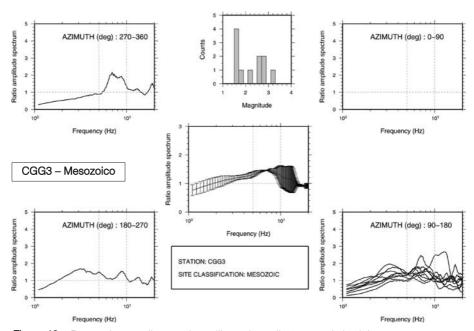


Figura 13a. Rapporti spettrali ottenuti con l'inversione di 106 eventi sismici.

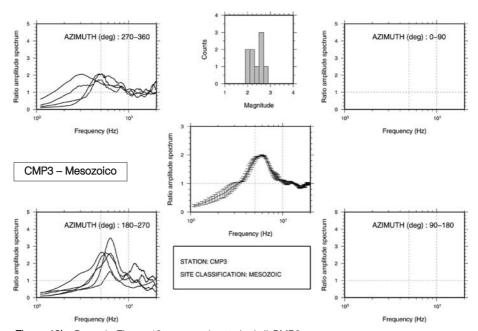


Figura 13b. Come la Figura 13a ma per la stazioni di CMP3.

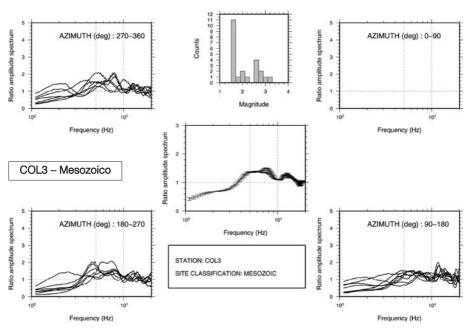


Figura 13c. Come la Figura 13a ma per la stazioni di COL3.

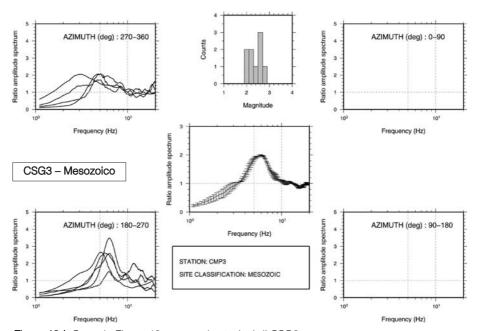


Figura 13d. Come la Figura 13a ma per la stazioni di CSG3.

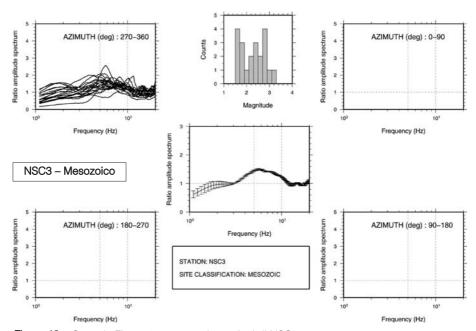


Figura 13e. Come la Figura 13a ma per la stazioni di NSC3.

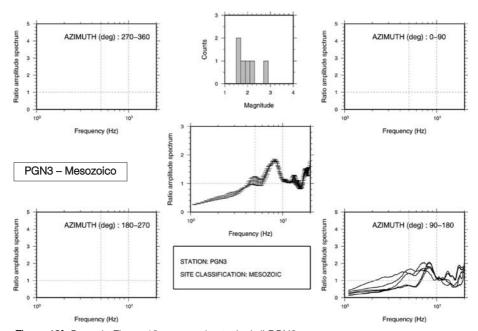


Figura 13f. Come la Figura 13a ma per la stazioni di PGN3.

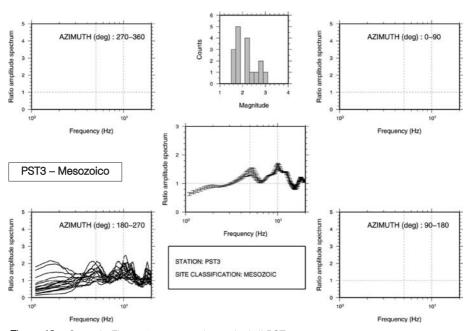


Figura 13g. Come la Figura 13a ma per la stazioni di PST3.

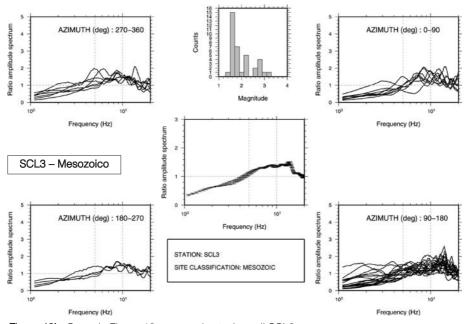


Figura 13h. Come la Figura 13a ma per la stazione di SCL3.

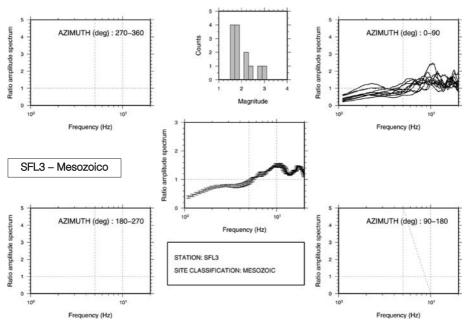


Figura 13i. Come la Figura 13a ma per la stazione di SFL3.

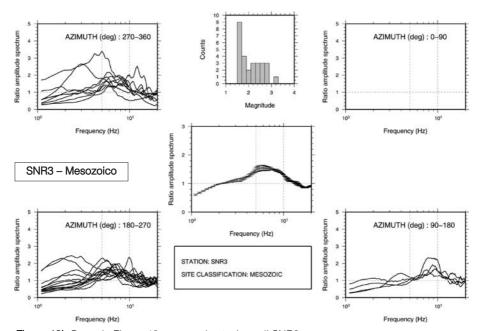


Figura 13j. Come la Figura 13a ma per la stazione di SNR3.

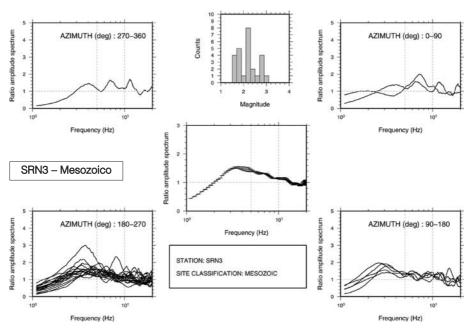


Figura 13k. Come la Figura 13a ma per la stazione di SRN3.

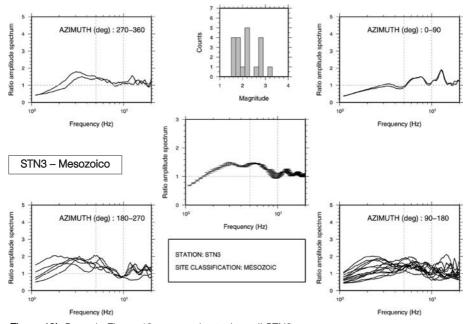


Figura 13I. Come la Figura 13a ma per la stazione di STN3.

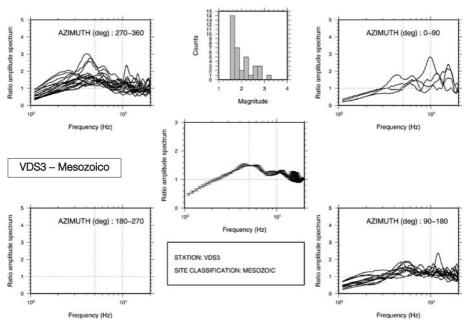


Figura 13m. Come la Figura 13a ma per la stazione di VDS3.

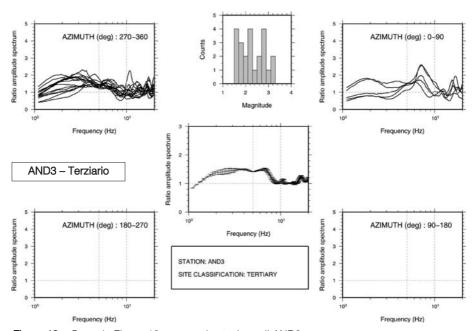


Figura 13n. Come la Figura 13a ma per la stazione di AND3.

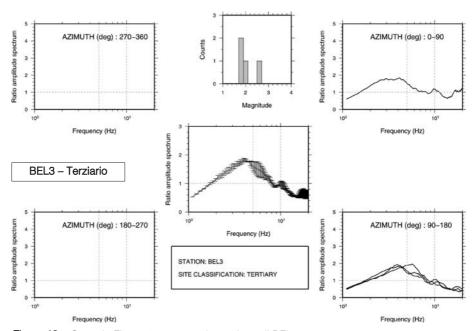


Figura 13o. Come la Figura 13a ma per la stazione di BEL3.

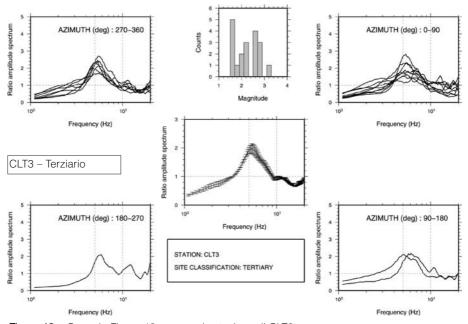


Figura 13p. Come la Figura 13a ma per la stazione di CLT3.

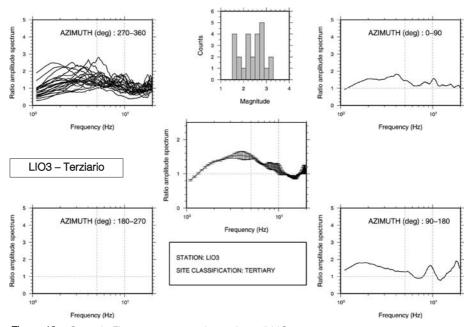


Figura 13q. Come la Figura 13a ma per la stazione di LIO3.

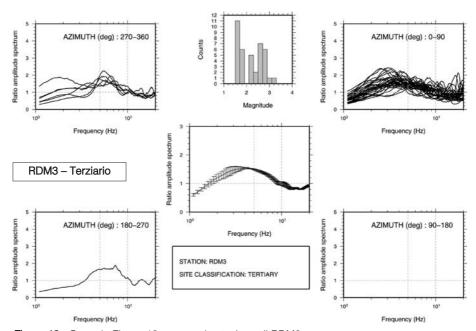


Figura 13r. Come la Figura 13a ma per la stazione di RDM3.

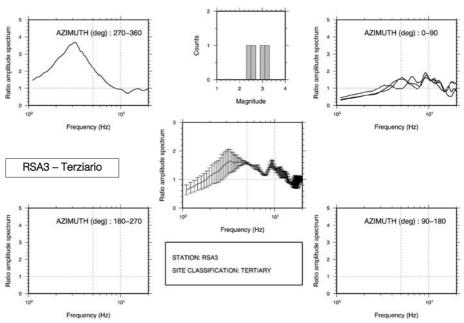


Figura 13s. Come la Figura 13a ma per la stazione di RSA3.

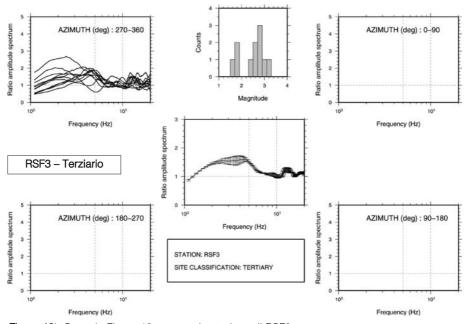


Figura 13t. Come la Figura 13a ma per la stazione di RSF3.

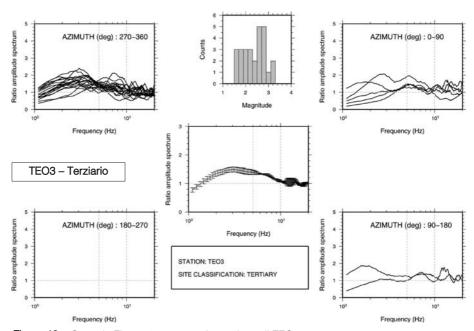


Figura 13u. Come la Figura 13a ma per la stazione di TEO3.

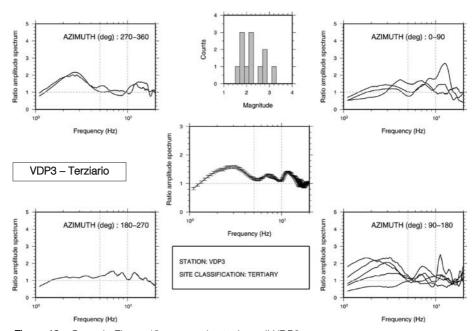


Figura 13v. Come la Figura 13a ma per la stazione di VDP3.

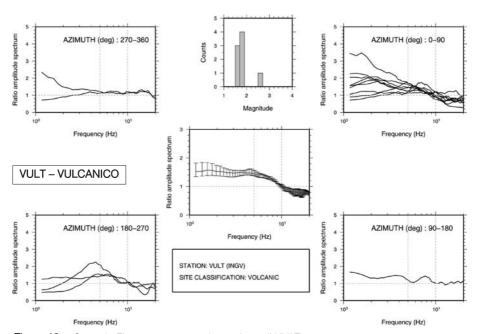


Figura 13w. Come la Figura 13a ma per la stazione di VULT.

Bibliografia

Andrews, D.J. (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, *Geophysical Monographs* 37, 6, 259-267.

Archuleta, R.J., and J.H. Steidl (1998). ESG studies in the United States: results from borehole arrays, in *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, and T. Sasatani (editors) Vol. 1, BAKLEMA, Rotterdam, 3-14.

Boatwright, J., L.C. Seekins, and C.S. Mueller (1991a). Ground motion amplification in the Marina, *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 1117-1131.

Bonardi G., B. D'Argenio, and V. Perrone. *Geological map of Southern Apennines*, 74° Congress of the Geological Society of Italy.

Borcherdt, R.D., and M. Eeri (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.* 60, 29-61.

Brune, J.N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earth-quakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.

Cantore L. (2008). Determination of site amplification in the Campania-Lucania region (southern Italy) by comparison of different site-response estimation techniques, Ph.D. thesis, Dip. di Fisica, Università Federico II di Napoli.

Field, E.H., and K.H. Jacob (1995). A comparision and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.* 4, 1127-1143.

- Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance. Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. Draft January 2003.
- Harmsen, S.C. (1997). Determination of site amplification in the Los Angeles urban area from inversion of strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 866-887.
- Hartzell, S., A. Leeds, A. Frankel, and J. Michael (1996a). Site response for urban Los Angeles using aftershocks of the Northridge earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, S168-S192.
- Iwata, T., and K. Irikura (1988). Source parameters of the 1983 Japan earthquake sequence, *J. Phys. Earth* 36, 155-184.
- Lermo, J., and F.J. Chavez-Garcia (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.* 83, 1574-1594.
- Malagnini L., R.B. Herrmann, and M. Di Bona (2000). Ground-Motion Scaling in the Apennines (Italy), *Bull. Seism. Soc. Am.* 90, 1062-1081.
- Moya A., J. Aguirre, and K. Irikura (2000). Inversion of source parameters and site effects from strong ground motion records using genetic algorithms, *Bull. Seism. Soc.* Am. 90, 977-992.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface, *Q. Rep. Railway Tech. Res. Inst. Japan* 30, 25-33.
- Nogoshi, M., and T. Igarashi (1970). On the propagation characteristics of microtremors, *J. Seism. Soc. Japan* 23, 264-280.
- Park, S., and S. Elrick (1998). Prediction of shear wave velocities in Southern California using surface geology, *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 677-685.
- Steidl, J., A.G. Tumarkin, and R.J. Archuleta (1996). What is a reference site?, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1733-1748.
- Tsurugi, M., M. Tai, K. Irikura, and A. Kowada (1997). Estimation of empirical site amplification effects using observed records, *Zisin J. Seism. Soc. Japan* 50, 215-227 (in Japanese).
- Wald, D.J., V. Quitoriano, T.H. Heaton, H. Kanamori, C.W. Scrivner, and C.B. Worden (1999). TriNet "ShakeMaps": Rapid Generation of Peak Ground Motion and Intensity Maps for Earthquakes in Southern California, Earthquake Spectra 15, 3, 537-556.
- Wills C.J., M. Petersen, W.A. Bryant, M. Reichle, G.J. Saucedo, S. Tan, G. Taylor, and J. Treiman (2000). A site-conditions map for California based on geology and shear-wave velocity, *Bull. Seism. Soc. Am.* 90, 187-208.

PARTE 2

Analisi automatica degli eventi sismici

6.

Identificazione automatica degli eventi sismici alla rete ISNet

Maurizio Vassallo, Claudio Satriano, Martino Di Crosta

Introduzione

Il sistema di detezione automatica degli eventi sismici per la rete ISNet si fonda sul software Earthworm (Johnson et al., 1995), progettato per la gestione e il processing in real-time di flussi di dati sismici. Earthworm, è stato sviluppato dallo United States Geological Survey (USGS) intorno alla metà degli anni novanta ed è distribuito con licenza open source. Il sistema è nato per rispondere alle crescenti richieste di prodotti near real-time che potessero fornire informazioni rapide sugli eventi sismici, utili alla mitigazione del rischio sismico, e per far fronte ad una serie di problematiche legate alla gestione delle reti sismiche, quali:

- l'integrazione e il controllo di strumenti sismici differenti;
- la condivisione di risorse comuni (spazio disco, periferiche),
- le difficoltà legate all'estensione delle reti e al loro aggiornamento.

Earthworm è stato progettato seguendo un insieme di linee guida:

- **Modularità** Ogni funzione eseguita dal sistema deve essere incapsulata in un *modulo* che può funzionare indipendentemente dagli altri moduli, sia in termini di hardware che di software.
- **Indipendenza dal sistema** I moduli possono operare su diversi hardware e sistemi operativi che possono essere collegati insieme per operare come un unico sistema.
- **Scalabilità** Il sistema può essere usato per la gestione di reti sismiche locali regionali e mondiali.
- **Connettività** Il sistema deve interagire in modo rapido e affidabile con altri sistemi automatici quali strumenti di analisi interattiva o di notifica.

Robustezza – È richiesto un elevato livello di affidabilità del sistema soprattutto durante una crisi sismica, quando il carico computazionale aumenta notevolmente.

Earthworm è quindi un programma modulare, composto cioè da un insieme di sottoprogrammi. Ogni modulo, mediante lo scambio continuo di messaggi con gli altri moduli, riceve informazioni, le elabora, assolvendo il compito specifico per il quale è stato realizzato, e ne invia il risultato rendendolo disponibile ad altri moduli e/o agli utenti del sistema.

Per la detezione automatica degli eventi registrati alla rete ISNet, vengono utilizzati i seguenti moduli di Earthworm:

- pick_ew: effettua in automatico la misura dei tempi di arrivo (picking)
 P su di un insieme di canali (stazione più componente) configurabile.
 Si basa sull'algoritmo proposto da Allen (1978).
- binder_ew: identifica gli eventi sismici, effettuando l'associazione dei tempi di arrivo prodotti da pick_ew. La detezione di un evento avviene tramite la retro-propagazione dei tempi di arrivo in un volume dello spazio: un evento è dichiarato se il volume associato ad un determinato numero (configurabile) di pick risulta sufficientemente limitato (parametro configurabile). Gli eventi così identificati sono localizzati attraverso un algoritmo basato sulla norma L1. Per tutti i pick prodotti da pick_ew, successivamente all'identificazione di un evento, binder_ew ne verifica la compatibilità con la localizzazione dell'evento. Se la differenza tra il tempo di arrivo del nuovo pick e quello calcolato sulla base della localizzazione è al di sotto di una determinata soglia, il nuovo pick viene associato all'evento esistente e la localizzazione viene aggiornata.

L'implementazione del sistema segue la topologia della rete ISNet, con un modello di trasmissione dati a stella in cui ogni stazione sismica è connessa via ponte radio a un *Local Control Center* (LCC), il quale è a sua volta connesso, via banda larga HDSL, verso un *Network Control Center* (NCC) sito in Napoli, che raccoglie le informazioni provenienti dalle differenti stazioni. Su ciascun LCC è in esecuzione un'istanza di *pick_ew* che effettua il picking per tutte le stazioni associate all'LCC. I messaggi relativi ai pick prodotti vengono quindi inviati all'NCC, sul quale è in esecuzione il modulo *binder_ew* che provvede all'associazione dei diversi pick e alla localizzazione degli eventi.

Il modulo pick_ew

Il modulo *pick_ew* di Earthworm è una versione modificata dell'algoritmo originale proposto da Allen (1979, 1982) per la lettura automatica dei primi arrivi P. Sebbene questo sia stato uno dei primi approcci al picking automatico, è tuttora un algoritmo di riferimento, implementato sia in real-time (es. Earthworm) sia off-line (es. SAC – Seismic Analysis Code).

Il modulo pick_ew lavora su singole tracce e si basa sul confronto fra la media a corto periodo (Short-Term average, STA) e la media a lungo periodo (Long-Term Average, LTA) del segnale sismico registrato o di una sua funzione caratteristica. La media STA è sensibile ai transienti di energia presenti sulla traccia, legati non solo alle fasi sismiche ma anche, al rumore generato da agenti atmosferici o attività antropica. La media a lungo periodo LTA porta informazioni sulle variazioni temporali dell'ampiezza del rumore sismico registrato al sito di misura. Le medie STA e LTA sono calcolate lungo tutta la traccia, utilizzando due finestre mobili, e un trigger viene dichiarato quando il loro rapporto (STA/LTA) supera una fissata soglia.

Nell'algoritmo di Allen le medie STA e LTA vengono calcolate su una funzione caratteristica del segnale così definita:

$$E(t) = f^{2}(t) + C_{2}f'^{2}(t)$$
(1)

dove f(t) e f'(t) rappresentano rispettivamente la serie temporale della registrazione sismica e la sua derivata temporale mentre C_2 è una costante utilizzata per variare il peso relativo assegnato all'ampiezza della derivata temporale del segnale sismico. La funzione caratteristica E(t), essendo definita come una combinazione del segnale e della sua derivata, rende l'algoritmo sensibile sia alle variazioni in ampiezza del segnale sismico che a quelle in frequenza.

In seguito al superamento del valore di soglia della funzione STA/LTA, l'algoritmo di picking effettua un'analisi per valutare l'istante in cui il trigger può dichiararsi terminato. Tale analisi è strettamente connessa alla validità stessa del pick, in quanto l'algoritmo deve essere in grado di stabilire se il trigger si riferisce ad un evento sismico (in tal caso il tempo di pick deve essere riportato) o se è legato ad una fluttuazione repentina del segnale causata dalla presenza di rumore sulla traccia (in questo caso il pick va rigettato e il picker deve ritornare il più rapidamente possibile in modalità attiva). In seguito alla notifica di un trigger, il picker continua a calcolare la media STA che viene confrontata con una soglia CCRT

(Continuation-CRiterion Treshold) che al momento del trigger viene fissata di poco al di sotto del valore richiesto alla STA per il pick. Il valore CCRT viene lentamente incrementato, man mano che l'evento procede. Ad ogni attraversamento dello zero (zero-crossing) da parte del segnale sismico, il valore di STA viene confrontato con il valore CCRT. Se STA < CCRT, viene incrementato di 1 il valore del contatore S; se STA > CCRT il contatore S viene resettato a 0. Il valore assunto da S rappresenta quindi il numero di zero-crossing consecutivi che avvengono con STA < CCRT. L'evento viene dichiarato concluso all'occorrenza di un certo numero (L) di zero-crossing con STA < CCRT. Il parametro L sarà fissato ad un valore basso all'inizio di un evento, in modo che l'algoritmo possa rigettare in maniera rapida gli spike e il rumore sismico. Man mano che un evento procede, il valore di L aumenterà in funzione del numero di picchi presenti nella traccia, in modo da non terminare troppo presto un trigger registrato durante un periodo di quiete. Una volta dichiarata la fine di un trigger, se la sua durata è sufficientemente lunga (in termini di numero di zerocrossing), il relativo pick sarà accettato, altrimenti il pick verrà rigettato. Un esempio che mostra l'intervento delle funzioni e dei contatori menzionati nella scelta del pick di un tipico evento sismico è riportato in Figura 1.

Il modulo *pick_ew* è configurabile attraverso 17 parametri che è possibile suddividere in 3 classi:

- 1. Parametri per la valutazione dei trigger;
- 2. Parametri per il filtraggio delle forme d'onda;
- 3. Parametri per l'analisi della coda dell'evento

Parametri per la valutazione dei pick

Sono i parametri utilizzati dal picker per determinare se l'evento dichiarato attraverso l'analisi STA/LTA sia valido e quindi realmente legato all'arrivo di un'onda P alla stazione e non alla registrazione di rumore sismico o elettronico (spike):

Itr1 – È una costante che contribuisce a definire il parametro L, utilizzato per determinare la fine di un evento. A partire dal superamento del valore di soglia del rapporto STA/LTA, L è calcolato dalla seguente relazione:
 L = Itr1 + M/Itr1, dove M è il contatore degli zero-crossing del segnale.
 MinSmallZC – Definisce il numero minimo di zero-crossing perché un trig-

ger sia valido. Un trigger è dichiarato valido se il picker dichiara la fine dell'evento dopo un numero di zero-crossing superiore a *MinSmallZC*.

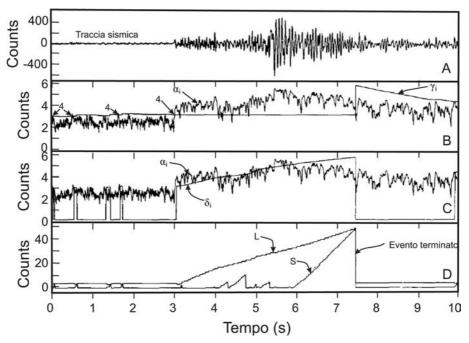


Figura 1. Da Allen, 1978: funzioni operanti durante un evento per la determinazione del pick. (a) Traccia sismica. (b) Media a corto periodo STA della funzione caratteristica α_i e livello di soglia γ_i . I punti indicati con il numero 4 indicano i trigger in quanto contrassegnano gli istanti in cui il valore della funzione STA supera il livello di soglia. Diversi falsi trigger precedono il primo arrivo dell'evento. L'ampiezza riportata è in scala logaritmica. (c) Funzione STA α_i e Continuation-CRiterion Treshold CCRT (δ_i) calcolato durante la valutazione del trigger. L'ampiezza riportata è in scala logaritmica. (d) Contatori L e S, che determinano l'istante in cui l'evento termina.

MinBigZC – Definisce il minimo numero di "big zero-crossing" perché un trigger sia valido. Un "big zero-crossing" accade quando il valore dell'ampiezza del picco precedente lo zero-crossing supera la somma delle ampiezze dei primi tre picchi dell'evento diviso 3. Il pick non viene riportato se il numero di "big zero-crossing" che accadono mentre il trigger è attivo è minore di MinBigZC.

MinPeakSize – Definisce la minima ampiezza (in count) per un pick valido. Il pick viene ritenuto valido se almeno uno dei primi tre picchi dell'evento supera il valore di MinPeakSize (in count).

MaxMint – È il massimo intervallo (in campioni) ammesso fra zero-crossing. Se nessun zero-crossing accade in una finestra temporale di MaxMint campioni, il trigger viene dichiarato terminato.

i9 – Definisce la durata minima del trigger per un pick valido. Solamente i pick per i quali la stima della coda è almeno pari a i9 verranno ritenuti validi.

Parametri per il filtraggio delle forme d'onda

Fanno parte di questo insieme tutti i parametri di *pick_ew* utilizzati per filtrare la forma d'onda analizzata, e per la creazione della funzione caratteristica:

- RawDataFilt (c1 nella versione originale di Allen, 1978) è la costante usata nel filtro ricorsivo passa alto applicato per rimuovere ogni componente continua nel segnale.
- CharFuncFilt (c2 nella versione originale di Allen, 1978) è la costante utilizzata nell'equazione (1) per variare il peso assegnato alla derivata prima nel calcolo della funzione caratteristica.
- StaFilt (c3 nella versione originale di Allen, 1978) è la costante di tempo utilizzata per il calcolo della media a corto periodo (STA) della funzione caratteristica.
- LtaFilt (c4 nella versione originale di Allen, 1978) è la costante di tempo utilizzata per il calcolo della media a lungo periodo (LTA) della funzione caratteristica.
- EventThresh (c5 nella versione originale di Allen, 1978) è il livello di soglia con cui viene confrontato il rapporto STA/LTA. Un trigger viene dichiarato quando la media STA supera di EventThresh volte la media LTA. A questo punto il modulo entra nel ciclo di valutazione del pick.
- RmavFilt è la costante di tempo del filtro utilizzato per il calcolo della media mobile del valore assoluto del segnale sismico (AAV).
- DeadSta (c6 nella versione originale di Allen, 1978) è il livello di soglia utilizzato per stabilire il cattivo funzionamento di un canale sismico. Se, per un determinato canale, la media mobile del valore assoluto (in count) supera il valore di DeadSta, pick_ew non analizzerà il canale.

Parametri per l'analisi della coda dell'evento

A partire da un pick individuato, il modulo *pick_ew* effettua un'analisi sulla coda degli eventi individuati dal picker. I parametri necessari per effettuare l'analisi della coda sono:

CodaTerm – È il valore di soglia per determinare la fine della coda di un evento. Il modulo pick_ew utilizza due metodi per calcolare la lunghezza della coda. Per stazioni poco rumorose, la coda è terminata quando la media mobile del valore assoluto del segnale sismico (AAV), calcolata in finestre di 2 s, scende al di sotto del valore CodaTerm. Per stazioni rumorose, la fine della coda viene calcolata utilizzando un metodo alternativo, definito attraverso i parametri AltCoda e PreEvent, che verranno successivamente illustrati. Pick_ew blocca l'analisi sulla coda 144 s dopo il pick dell'evento, anche se la funzione AAV non ha raggiunto il valore CodaTerm.

AltCoda – È il parametro che definisce il livello a partire dal quale pick_ew considera la stazione come rumorosa, e utilizza il metodo alternativo per il calcolo della lunghezza della coda. Se la media AAV del segnale supera il valore CodaTerm*AltCoda nel momento in cui l'evento viene dichiarato, il modulo utilizza il criterio alternativo per il calcolo della lunghezza della coda.

PreEvent – Definisce il valore di soglia per determinare la fine della coda di un evento con il metodo alternativo, utilizzato per stazioni rumorose. La fine della coda viene dichiarata quando la media AAV calcolata su finestre di 2 s cade al di sotto del valore PreEvent* (ampiezza del segnale prima dell'evento). Pick_ew blocca l'analisi sulla coda 144 s dopo il pick dell'evento, anche se il criterio alternativo non ha determinato la fine della coda.

Erefs – È la costante utilizzata per incrementare la CCRT (Continuation-CRiterion Treshold) ad ogni zero-crossing. Il valore CCRT viene incrementato della quantità Eref/Erefs dove Eref è il valore del rapporto STA/LTA. Più piccolo è il valore della costante Erefs, più velo-cemente aumenterà la CCRT e più rapidamente terminerà l'evento.

In Figura 2 è rappresentato lo schema a blocchi dell'algoritmo nel quale vengono riportate le funzioni e le variabili illustrate nelle sezioni precedenti.

Scelta dei parametri

La scelta dei parametri che regolano il picker automatico è un lavoro delicato che dipende dall'obiettivo dell'applicazione. Ad esempio, la scelta della lunghezza delle finestre per il calcolo delle medie LTA e STA di-

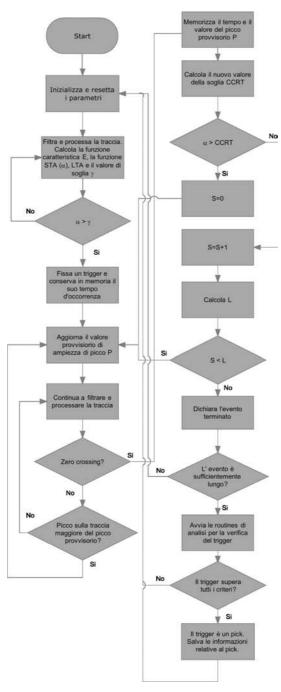


Figura 2. Schema a blocchi dell'algoritmo proposto da Allen, 1978 per il picking automatico.

pende dal contenuto in frequenza del segnale sismico registrato. Segnali a lungo periodo (telesismi, eventi regionali) richiedono finestre per il calcolo delle medie più lunghe rispetto a segnali a corto periodo (eventi locali). Inoltre, la lunghezza della finestra STA dovrebbe essere sufficientemente piccola da risolvere l'arrivo di una fase e tuttavia abbastanza grande da evitare di produrre fluttuazioni incontrollate nel rapporto STA/LTA. Analogamente, la finestra per la media LTA deve essere sufficientemente lunga da stimare correttamente il livello del rumore sismico locale, ma non eccessivamente lunga, onde evitare di oscurare nel rapporto STA/LTA l'arrivo di fasi sismiche con debole ampiezza.

Per quanto detto, la scelta dei parametri riveste un ruolo importante nel corretto utilizzo di un picker automatico e va condotta tenendo conto delle condizioni di rumore, delle proprietà dei terremoti e dei relativi segnali nei siti di misura e del tipo di sensori sismici installati. Questi fattori possono variare largamente in funzione delle applicazioni e dei siti di misura e ciò rende non univoca la scelta dei parametri del picker. Per questo motivo ogni applicazione e ogni sito di misura in cui occorre l'utilizzo di un picker automatico richiede un'analisi specifica per la scelta dei parametri migliori e, spesso, solo l'esperienza pratica permette di raggiungere tale scopo. I risultati migliori si ottengono variando gradualmente i parametri, e ricercando quelli ottimali sulla base dei risultati prodotti sui dati. In questo tipo di approccio occorre però investire una certa quantità di tempo sulla fase di test, prima di sfruttare al meglio le potenzialità del picker, ovvero, in definitiva, prima di utilizzare efficientemente la rete sismica. Infatti, a differenza dei sistemi di triggering a soglia, utilizzati largamente nel campo delle registrazioni strong motion, un corretto funzionamento del picker automatico è in grado di aumentare la sensibilità dei sensori della rete nella detezione di terremoti di debole energia e permette di ridurre il numero di falsi eventi causati dal rumore sismico.

I parametri di default distribuiti insieme al modulo *pick_ew* di Earthworm sono stati ottenuti per gli eventi di corto periodo (frequenze > 1Hz) registrati alla Northern California Seismic Network (NCSN) e funzionano in maniera soddisfacente anche sulle registrazioni della Southern California Seismic Network (SCSN) e su altre reti sismiche mondiali. Uno studio condotto alla rete UUSS (University of Utah Seismograph Stations – http://folkworm.ceri.memphis.edu/ew-doc/ovr/picker_tune.html), ha tuttavia mostrato che tali parametri non sempre sono ottimali. In questo studio è stata riscontrata la difficoltà della

configurazione di default di *pick_ew* nell'individuare i primi arrivi quando l'ampiezza del segnale è bassa rispetto al livello di rumore, e quando il carattere del primo arrivo è di tipo emergente. Un minor numero di tempi di arrivo letti ha come effetto un numero basso di eventi dichiarati dalla rete, poiché, in molti casi, non si raggiunge il numero minimo di letture necessarie alla localizzazione dell'evento sismico.

Ottimizzazione dei parametri del picker automatico sui dati della rete ISNet

Metodo

La scelta dei parametri del picker automatico più adatti alle registrazioni della rete ISNet è stata condotta attraverso una tecnica di ottimizzazione globale. La funzione oggetto (objective function) da ottimizzare è stata definita dal confronto fra le letture automatiche e quelle manuali, effettuate su un data set di riferimento per la rete ISNet. La ricerca globale della soluzione ottimale, nello spazio multi-dimensionale dei parametri, è stata effettuata con l'utilizzo dell'algoritmo genetico (Holland 1975; Goldberg 1989), una tecnica di ricerca adatta per la risoluzione di problemi fortemente non-lineari.

La richiesta, esplicitamente formulata nel nostro studio, è che un picker adeguatamente calibrato debba riprodurre gli stessi risultati di un'analisi manuale, leggendo correttamente il primo arrivo di un evento sismico e non riportando alcuna lettura in corrispondenza di rumore ambientale.

La definizione della objective function gioca un ruolo decisivo nell'ottimizzazione. Tale funzione, infatti, quantifica la bontà di una soluzione e in essa occorre inserire tutte le richieste utili alla definizione della soluzione ottimale. Questa sarà, nel nostro caso, la soluzione che garantisce un pick corretto sul maggior numero di tracce, per un fissato tipo di segnale sismico e con un numero tollerabile di falsi pick. Tale richiesta è stata convertita in tre condizioni, che la soluzione ottimale deve soddisfare:

- deve riprodurre gli stessi pick effettuati da operatori manuali (analisti);
- deve limitare l'eccessivo triggering durante gli eventi sismici;
- deve limitare il numero di pick sulle registrazioni di rumore sismico ambientale.

Definiamo il valore della objective function, per un set fissato di parametri m, come una sommatoria sul numero N di tracce dei valori g:

$$G(m) = \frac{1}{W} \sum_{i=1}^{N} g_i \tag{2}$$

La funzione g_i misura la bontà della soluzione m per la i-esima traccia ed è definita in maniera diversa, a seconda del numero di pick automatici N_i^a e manuali N_i^m presenti sulla traccia. Il valore W è una costante di normalizzazione definita a partire dal numero di tracce contenenti pick manuali e dal numero di tracce di rumore sui quali non è stata effettuata nessuna lettura manuale.

Se la traccia i-esima corrisponde ad un evento sismico (ovvero contiene almeno una lettura manuale, $N_i^m > 0$) e contiene almeno un pick automatico ($N_i^a > 0$), allora la funzione g_i è definita nel seguente modo:

$$g_{i} = \left[\frac{1}{N_{i}^{a} - N_{i}^{m} + 1} \sum_{k=1}^{N_{i}^{a}} e^{-\frac{1}{2} \frac{\left(I_{i,k}^{a} - I_{i}^{m}\right)^{2}}{2\sigma_{m}^{2}}}\right]^{N_{i}^{a}}$$
(3)

dove $t_{i,k}^a$ è il *k-esimo* pick automatico sulla traccia *i-esima* e t_i^m è il corrispondente pick manuale.

La funzione g_p , così definita, ha valori compresi tra 0 ed 1. Essa assume valore 1 se le letture automatiche coincidono con i quelle manuali $(t^a_{i,k} - t^m_i = 0)$ e se il loro numero è lo stesso $(N^a_i = N^m_i)$; il valore di g_i tende a zero quando il numero di pick automatici è molto maggiore del numero di pick manuali $(N^a_i >> N^m_i)$ e/o quando le letture automatiche differiscono di molto da quelle manuali $(|t^a_{i,k} - t^m_i| >> 0)$.

Se la traccia *i-esima* corrisponde ad un evento sismico (ovvero contiene almeno una lettura manuale, $N_i''>0$), ma non contiene alcun pick automatico ($N_i^a=0$), allora:

$$g_i = 0 (4)$$

Infine, quando la traccia i-esima contiene solo rumore sismico ambientale (ovvero non ha pick manuali, $N_i'''=0$) la funzione g_i è definita come:

$$g_{i} = \left(\frac{1}{N_{i}^{a} + 4}\right)^{N_{i}^{a} + 1} \tag{5}$$

In questo caso il valore di g_i tende a zero all'aumentare del numero di pick automatici (un picker ideale non deve produrre letture per una traccia di solo rumore), mentre assume il suo valor massimo, pari a 0.25, se, correttamente, non è presente alcun pick automatico. La scelta di attribuire, in questo caso, a g_i , ed è definita come: valore massimo pari a 0.25 è legata alla necessità di non sbilanciare eccessivamente le soluzioni verso parametri troppo restrittivi, che favoriscono l'assenza di pick sulle tracce.

La costante di normalizzazione W riportata nella (2), rispecchia le diverse definizioni di g:

$$W = N_E + 0.25 N_N \tag{6}$$

dove N_E indica il numero di registrazioni di eventi sismici contenenti pick manuali e N_N il numero di tracce senza pick manuali (registrazioni di rumore sismico). Con la costante di normalizzazione così definita, la funzione oggetto G(m) assume sempre valori compresi tra 0 ed 1, dove i valori più prossimi allo zero indicano soluzioni di scarsa qualità, mentre i valori prossimi a 1, denotano soluzioni che producono letture molto vicine a quelle effettuate da un operatore manuale.

Inversione dei dati registrati alla rete ISNet

Per determinare il set di parametri di *pick_ew* ottimali per i velocimetri della rete ISNet è stata effettuata un'inversione a partire da 111 tracce, relative alle componenti verticali dei sensori. Di queste, 75 tracce contengono registrazioni di eventi sismici, le restanti 36 corrispondono a rumore sismico. Gli eventi scelti per l'inversione (Figura 3) riflettono la sismicità attualmente presente nell'area irpina, caratterizzata da molti eventi di piccola magnitudo (ML < 2.5) localizzati nella rete (distanza epicentrale < 80 km) e da alcuni eventi di magnitudo maggiore (ML > 4) esterni alla rete.

Per comprendere quali parametri influenzano il valore della funzione costo, e quindi il risultato dell'inversione, è stata effettuata una ricerca preliminare invertendo tutti i 17 parametri. L'andamento della funzione oggetto G(m) al variare di ogni singolo parametro fornisce informazioni sull'importanza di ciascun parametro nel processo d'inversione. I risultati mostrano che la funzione G(m) dipende debolmente dai parametri MinBigZC, MaxMint, PreEvent, AltCoda e Erefs. Questi parametri, princi-

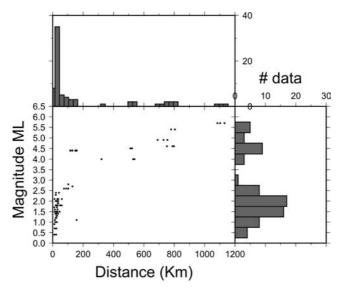


Figura 3. Distribuzione in distanza e in magnitudo degli eventi scelti per l'ottimizzazione dei parametri del picking automatico.

palmente legati alla valutazione dei trigger e all'analisi della coda dell'evento, sono stati pertanto fissati ai loro valori predefiniti. L'inversione è stata quindi focalizzata sui rimanenti 12 parametri. L'intervallo di ricerca per le costanti *StaFilt* e *LtaFilt* è pari all'intero intervallo consentito [0; 1] mentre la costante temporale *RawDataFilt* è stata ricercata nell'intervallo [0.7; 1] in virtù del fatto che quest'ultima regola il filtro applicato per rimuovere ogni componente continua nel segnale e, per questo motivo, essa deve assumere valori prossimi all'unità. Per i rimanenti parametri, l'intervallo di ricerca è stato centrato intorno al valore di default con semiampiezza pari al valore di default stesso.

La ricerca del modello ottimale mediante l'algoritmo genetico è stata condotta fissando la probabilità di crossover a 0.85 e con probabilità di mutazione variabile fra 0.0005 e 0.25. Il numero di individui per generazione è stato fissato a 200 e il processo d'ottimizzazione è stato arrestato quando il massimo della funzione oggetto G(m) si stabilizza al valore ottenuto mediando su tutti gli individui della generazione. La Figura 4 mostra la convergenza di G(m) in funzione del numero di generazioni utilizzate per la ricerca. La funzione mostra un carattere crescente con un repentino aumento nelle prime fasi della ricerca, corrispondenti alle prime 50 generazioni, e una crescita più dolce per circa 800 generazioni fino a

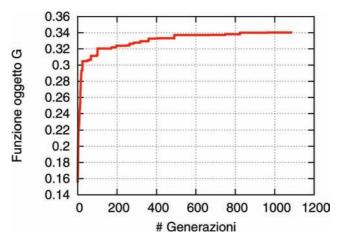


Figura 4. Convergenza del processo di ottimizzazione. La figura mostra l'andamento crescente della funzione oggetto G(m) in funzione del numero di generazioni.

stabilizzarsi al valore di 0.34. Durante l'intero processo di ricerca, il valore della funzione G(m) aumenta del 120% rispetto al valore iniziale.

Validazione dei parametri

Per validare il set di parametri ottimizzato, il picker *pick_ew* è stato applicato ad un data set composto da 726 tracce di registrazioni velocimetriche (componenti verticali) di eventi sismici registrati dalle stazioni della rete ISNet nel periodo 03/09/2006-15/09/2007 e da 671 tracce contenenti registrazioni velocimetriche (componenti verticali) di rumore sismico ambientale acquisito in giorni particolarmente rumorosi (condizioni meteo avverse, caratterizzate da temporali con forte raffiche di vento). Le letture manuali dei primi arrivi, sulle tracce degli eventi sismici, sono state effettuate associando un peso a ciascun pick, in funzione dell'errore di lettura presunto, secondo lo schema riportato in Tabella 1. Le tracce relative alle registrazioni di rumore sismico non contengono letture manuali e sono state introdotte nel dataset per valutare le performance del picker e dei parametri ottimizzati su tracce rumorose, in assenza di segnale sismico utile.

I residui fra le letture automatiche e quelle manuali, e la presenza/assenza di pick sulle registrazioni rumorose, sono stati utilizzati per validare il set di parametri ottimizzato. È stato poi effettuato un confronto tra

Tabella 1. Peso associato ai pick manuali per le registrazioni selezionate, e relativo errore delle letture dei tempi d'arrivo.

Peso	Errore di lettura e
0	e ≤ 0.05 s
1	$0.05 \text{ s} \le \text{e} \le 0.1 \text{ s}$
2	$0.1 \text{ s} \le \text{ e} \le 0.2 \text{ s}$
3	$2 \text{ s} \le \text{ e} \le 0.5 \text{ s}$

i risultati ottenuti con i parametri di default e quelli relativi ai parametri ottimizzati.

Sono stati ottenuti 1704 pick usando i parametri di default e 869 letture utilizzando i parametri ottimizzati. Per valutare i risultati tutte le tracce utilizzate sono state suddivise in 4 differenti categorie:

- 1. tracce con soli pick manuali;
- 2. tracce con soli pick automatici;
- 3. tracce con pick manuali e automatici;
- 4. tracce senza pick.

La terza categoria comprende le sole tracce con differenze fra pick automatici e manuali minori di 1.5 s.

Un'analisi quantitativa delle performance del picker ottimizzato è mostrata in Figura 5 dove sono riportate le percentuali di tracce appartenenti ad ogni categoria per il set di parametri ottimizzati e per quello di default. I grafici a torta mostrano che, rispetto ai parametri di default, quelli ottimizzati forniscono un numero maggiore di tracce appartenenti alle classi 3 e 4 (le aree in bianco e in grigio chiaro nei grafici a torta) e una diminuzione di tracce con pick relativi alle classi 1 e 2 (le aree in grigio scuro e in nero nei grafici a torta). Ciò significa che i parametri ottimizzati riproducono correttamente un numero più elevato di pick manuali, rispetto ai parametri di default, e forniscono un numero inferiore di falsi pick.

La Figura 6 mostra la percentuale di registrazioni di eventi sismici con letture automatiche per i due set di parametri del picker utilizzati. Le tracce sono state suddivise in base al peso che gli analisti hanno associato al pick manuale. In questo caso è possibile interpretare tale peso come un indicatore del rapporto segnale/rumore relativo al primo arrivo P dell'evento. Il picker con i parametri ottimizzati fornisce, per tutte le catego-

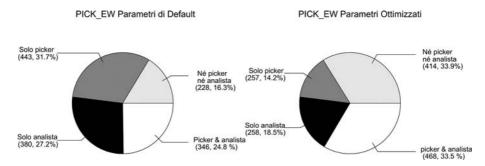


Figura 5. Prestazioni dei parametri di default (grafico a sinistra) e dei parametri ottimizzati (grafico a destra) di *pick_ew* su un set di registrazioni alla rete ISNet. I grafici a torta mostrano la frequenza d'occorrenza di tracce di categoria 1 (in nero), categoria 2 (in grigio scuro), categoria 3 (in bianco) e categoria 4 (in grigio chiaro).

rie di dati, un numero di pick automatici maggiore rispetto al set di parametri di default. Tale aumento è maggiormente rilevante sui dati con peso 2 e 3, che contengono pick manuali con indeterminazione maggiore (la percentuale di dati con pick automatici corretti passa, sui dati con peso 2, dal 30% dei parametri di default al 55% quelli dei parametri ottimizzati, e dal 17% al 34% sui dati con peso 3).

In Figura 7 sono riportate le distribuzioni degli scarti fra i pick automatici e quelli manuali, organizzati in base al peso associato al pick manuale. Le distribuzioni ottenute con i parametri di default e quelle ottenute con i parametri ottimizzati sono molto simili tra loro, la principale differenza risiede nel numero di dati utilizzati che, nel caso dei parametri ottimizzato, è sempre maggiore. Per ogni classe, entrambe le distribuzioni sono centrate sullo zero (come testimoniano i valori medi riportati in figura) con dispersioni che aumentano all'aumentare del peso associato ai dati. I valori associati delle deviazioni standard (riportate in ogni singolo riquadro) sono paragonabili agli errori di lettura dei pick (Tabella 1).

La Figura 8 riporta alcuni esempi di registrazioni sismiche con letture automatiche ottenute con i parametri ottimizzati, per le quali i parametri di default non hanno invece prodotto alcuna lettura. Ogni riquadro riporta 6 secondi di registrazione con 2 secondi di pre-evento. Per ogni traccia è indicata la magnitudo dell'evento e la sua distanza ipocentrale dal sito di registrazione. Le ampiezze del moto del suolo sono in unità arbitrarie. Le barre verticali nere e rosse indicano rispettivamente pick manuali e automatici (contrassegnati con il dal codice "T3"). Le differenze

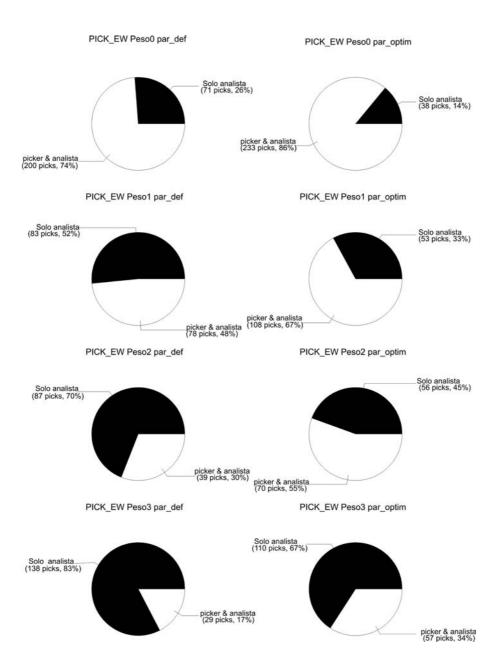


Figura 6. Prestazioni dei parametri di default (grafici a sinistra) e dei parametri ottimizzati (grafici a destra) di *pick_ew* sulle tracce organizzate in base al peso associato al pick manuale. Nei grafici a torta, la frequenza d'occorrenza delle tracce con pick sia manuale che automatico (con differenze minori di 1.5 s) è indicata in bianco, mentre le aree in nero sono proporzionali alla frequenza d'occorrenza delle tracce con soli pick manuali.

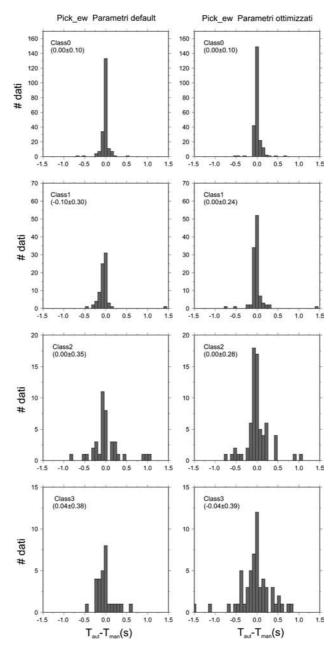


Figura 7. Distribuzione delle differenze tra i pick manuali ed i corrispondenti pick automatici, organizzati in base al peso associato al pick manuale (Tabella 1). Gli istogrammi a sinistra rappresentano la distribuzione dei residui ottenuti con i parametri di default mentre a destra sono rappresentati i risultati relativi ai parametri ottimizzati. Per ogni istogramma, il valor medio e la deviazione standard degli scarti (in secondi) sono riportati fra parentesi.

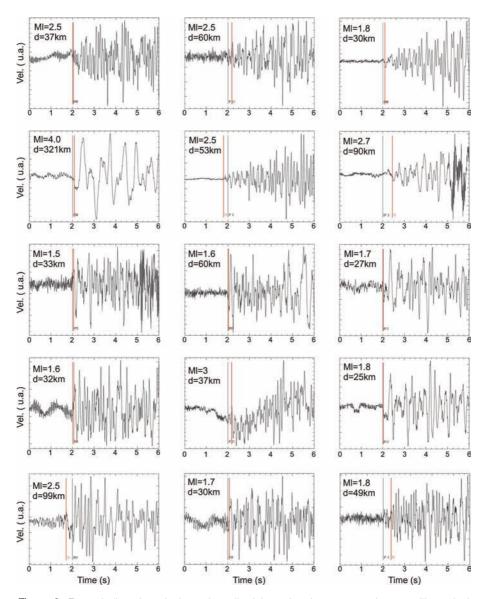


Figura 8. Esempi di registrazioni per i quali *pick_ew* ha riportato una lettura utilizzando i parametri ottimizzati, ma non è stato in grado di effettuare alcun pick con i parametri di default. I pick manuali sono indicati dalle barre verticali in nero, i pick automatici in rosso. La magnitudo dell'evento e la distanza dalla stazione di registrazione sono riportate in ogni riquadro.

fra pick manuali e automatici sono dell'ordine di qualche centesimo di secondo per tracce con chiari arrivi P, mentre presentano differenze di alcuni decimi di secondo per le tracce più rumorose e/o con un carattere emergente del primo arrivo (registrazioni Ml = 2.5, d = 60 km; Ml = 1.8, d = 49 km; Ml = 3.0, d = 37 km).

Il modulo binder_ew

Il compito del modulo *binder_ew* è di identificare, data una lista di tempi di arrivo P (prodotti da *pick_ew*), il più piccolo insieme di eventi sismici compatibili con i tempi letti, nota la posizione delle stazioni ed il modello di velocità.

Il modulo *binder_ew* è in continuo ascolto sul *pick_ring*, e, per ogni nuovo pick, cerca di:

- 1. associare il pick ad un evento esistente, oppure
- identificare un nuovo evento attraverso la retroproiezione dei tempi di arrivo P e lo stack su una griglia spazio-temporale, alla ricerca di una possibile origine comune (ipocentro) per i pick più recenti non ancora associati.

Per l'identificazione e la localizzazione degli eventi, *binder_ew* utilizza una griglia regolare ed un modello di velocità per il sottosuolo a strati piano-paralleli (1D).

In Figura 9 è mostrato, attraverso un diagramma di flusso semplificato, il principio di funzionamento di *binder_ew*.

Il processo di identificazione di un evento inizia nel momento in cui sono disponibili almeno 2 tempi di arrivo, relativi a due stazioni distinte, non ancora associati ad alcun evento.

Con due letture, infatti, è possibile individuare una superficie nello spazio tridimensionale che rappresenta il luogo dei punti (possibili ipocentri) compatibili con la differenza tra il tempo di arrivo alla seconda stazione e il tempo di arrivo alla prima. Tale superficie è costruita nel seguente modo: la curva di travel-time P (distanza-tempo) relativa al modello di velocità utilizzato viene convertita in una curva distanza-profondità, attraverso una trasformazione della variabile tempo (asse delle ordinate); la curva così ottenuta è ruotata nello spazio, generando una superficie a simmetria cilindrica; questa superficie è posizionata al di sotto della prima stazione, con il vertice posto ad una profondità compatibile con

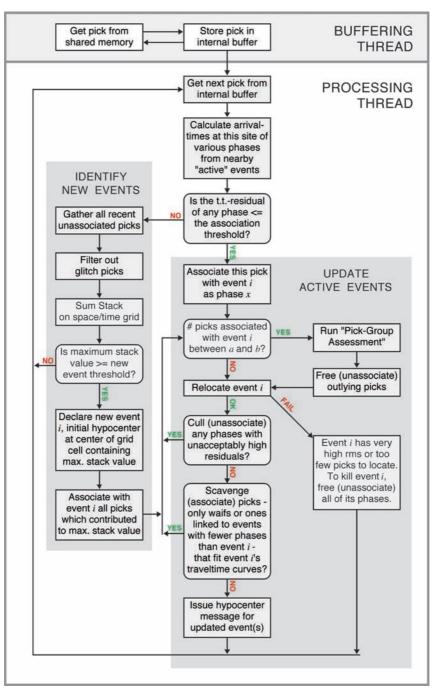


Figura 9. Diagramma di flusso semplificato per il modulo binder_ew (da Dietz, 2002).

la differenza tra i tempi di arrivo alle due stazioni. Si può dimostrare che la superficie così costruita attraversa tutti i punti compatibili con la differenza tra i tempi di arrivo alle due stazioni considerate (Dietz, 2002).

Nel momento in cui è disponibile un terzo pick, *binder_ew* costruisce un'altra superficie, considerando la prima lettura (che rappresenta il tempo di riferimento) e la nuova lettura. Se la nuova superficie interseca la precedente, allora la curva risultante dall'intersezione è costituita da tutti i possibili ipocentri compatibili con i tre pick considerati.

Con 4 pick, se le relative superfici hanno intersezione non nulla, il punto di intersezione, in teoria univocamente determinato, sarà l'ipocentro che spiega tutti i tempi di arrivo.

In realtà, per tener conto degli errori di picking e delle approssimazioni legate alla non perfetta conoscenza del mezzo di propagazione, l'algoritmo non ricerca un punto univoco, bensì la regione dello spazio attraversata dal maggior numero di superfici. Al fine di dichiarare un evento, la dimensione di tale regione non può superare un valore massimo (parametro *focus*) e il numero di superfici che attraversa tale regione deve essere superiore ad un valore di soglia (parametro *thresh*).

Tali condizioni sono verificate discretizzando il sottosuolo in una griglia regolare a celle cubiche e conteggiando per ciascuna cella il numero di superfici che la attraversano (stack). Se per un determinato numero di celle il valore dello stack è superiore al valore di soglia (thresh) e se queste celle individuano un volume il cui raggio non è superiore al parametro di focalizzazione (focus), allora viene dichiarato un nuovo evento e l'ipocentro è posto, in via preliminare, al centro della regione individuata.

Se il sistema ha già dichiarato uno o più eventi, allora *binder_ew* prova ad associare ciascun nuovo pick ad uno degli eventi esistenti. Il pick sarà associato se la differenza tra il tempo di arrivo letto e quello calcolato a partire dalla localizzazione dell'evento è al di sotto di una certa soglia (parametro *residual-tolerance*). Se invece questa condizione non si verifica per nessuno degli eventi attivi, allora il pick è messo da parte e sarà utilizzato per la ricerca di un nuovo ipocentro, insieme ad altri pick non associati.

Per ciascun nuovo evento dichiarato, o quando viene associato un nuovo pick ad un evento esistente, *binder_ew* localizza l'ipocentro utilizzando un algoritmo basato sulla norma L1. Partendo dalla localizzazione preliminare ottenuta dallo stack, oppure dalla localizzazione ottenuta con i pick disponibili sino a quel momento, l'algoritmo cerca una nuova posizione ipocentrale ottimale attraverso un processo iterativo di minimizzazione dei residui tra i tempi letti e i tempi calcolati.

Ogni volta che un evento viene rilocalizzato, il modulo *binder_ew* verifica nuovamente se tutti i pick associati all'evento sono compatibili con l'ipocentro ritrovato, ovvero se la differenza tra travel-time teorico e tempo letto è al di sotto del parametro *residual-tolerance*. In questa fase, detta *culling*, alcuni pick possono essere rimossi dall'evento e messi da parte tra i pick non associati.

Allo stesso modo, tutti i pick non associati all'evento considerato vengono nuovamente analizzati per verificarne la compatibilità con il nuovo ipocentro. A questa operazione, detta di *scavenging*, partecipano due categorie di pick: le letture recenti non ancora associate ad alcun evento, e i pick associati ad eventi con un minor numero di letture rispetto a quello considerato, così che un evento maggiore può "rubare" pick ad un evento minore. In questo modo si evitano le situazioni in cui un grosso evento può essere erroneamente visto come due o più eventi minori.

Implementazione di binder_ew alla rete ISNet

Il funzionamento del modulo *binder_ew* è regolato da 36 parametri. Di questi, alcuni servono a definire la griglia di ricerca, e a specificare il modello di velocità e le coordinate delle stazioni. Tali parametri vanno configurati sulla base delle caratteristiche specifiche di ciascuna rete sismica. I rimanenti parametri regolano i diversi aspetti dell'algoritmo, illustrati nel paragrafo precedente; tra questi i più importanti sono i parametri *thresh* e *focus* che determinano, di fatto, la sensibilità dell'algoritmo.

Per l'implementazione di *binder_ew* alla rete ISNet è stato utilizzato un modello di velocità 1D per le onde P, dedotto dai valori di velocità indicati, per diverse unità litologiche, da Improta et al. (2003), in uno studio della struttura crostale dell'area. Il modello è riportato in Tabella 2.

Tabella 2. Modello di velocità utilizzato per l'associazione e la localizzazione degli eventi alla
rete ISNet. La profondità è relativa al top di ciascuno strato.

Profondità (km)	Vp (km/s)
0.0	2.0
1.0	3.2
2.5	4.5
15.0	6.2
35.0	7.4
50.0	8.0

Il valore dei parametri *thresh* e *focus* è stato scelto sulla base di un processo di *trial and error*, a partire dallo stesso data set di eventi sismici utilizzati per l'ottimizzazione del modulo *pick_ew*. Nella scelta dei parametri più adeguati bisogna considerare il *trade-off* che esiste tra sensibilità dell'algoritmo e numero di falsi eventi dichiarati. Studiando il numero di falsi eventi in funzione dei parametri *thresh* e *focus*, è possibile impostare una soglia di accettabilità.

Il valore scelto per *thresh* è 5, ovvero sono necessari almeno 5 pick per dichiarare un evento. Il valore del parametro *focus*, che determina il massimo volume ipocentrale accettabile, è stato fissato a 30 celle; poiché la dimensione scelta per la cella è di 2 km, il massimo volume focale ammesso per una soluzione valida ha un diametro di circa 6 km.

Con questi parametri, nel periodo dal 01/06/2008 al 28/02/2009, binder_ew ha identificato correttamente 12 su 13 eventi locali con ML ≥ 2, e 49 su 95 eventi locali con ML ≥ 1, con una sensibilità che diminuisce man, mano per magnitudo più basse (Figura 10). La percentuale di falsi eventi è del 9%.

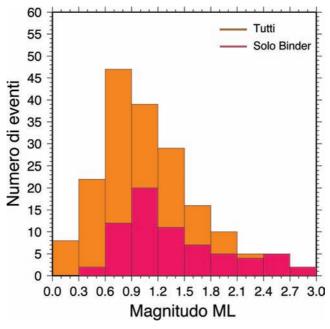


Figura 10. Numero di eventi locali in funzione della magnitudo identificati alla rete ISNet dal modulo *binder_ew*, durante il periodo 01/06/2008-28/02/2009. La distribuzione è confrontata con gli eventi identificati manualmente dal gruppo revisione dati (cfr. Capitolo 8). La sensibilità del binder diminuisce man mano per magnitudo minori di 2.

Bibliografia

- Allen, R.V. (1978). Automatic earthquake recognition and timing from single traces, *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 1521-1532.
- Allen, R.V. (1982). Automatic phase pickers: their present use and future prospects, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, S225-S242.
- Baer, M., and U. Kradolfer (1987). An automatic phase picker for local and teleseismic events, *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 1437-1445.
- Dietz, L. (2002). Notes on Configuring BINDER_EW: Earthworm's Phase Associator, http://gldbrick.cr.usgs.gov/ew-doc/ovr/binder_setup.html.
- Goldberg, D.E. (1989). Genetic Algorithm in Search, Optimization and Machine Learning, Addison-Wesley Longman Pub. Co., pp. 372.
- Holland, J. (1975). Adaptation in Natural and Artificial Systems, Ann Harbor, The University of Michigan Press.
- Improta, L., M. Bonagura, P. Capuano, and G. Iannaccone (2003). An integrated geophysical investigation of the upper crust in the epicentral area of the 1980, Ms=6.9, Irpinia earthquake (Southern Italy), *Tectonophysics* 361, 139-169.
- Leonard, M., and B.L.N Kennett (1999). Multi-component autoregressive techniques for the analysis of seismograms, *Phys. Earth and Planet. Interiors* 113, 247-263.
- Johnson, C., A. Bittenbinder, B. Bogaert, L. Dietz, and W. Kohler (1995). Earthworm: A flexible approach to seismic network processing, *IRIS Newsletter* XIV (2), 1-4.
- Ruud, B.O., and E.S. Husebye (1992). A new three-component detector and automatic single station bulletin production, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 221-237.
- Sleeman, R., and T. van Eck (1999). Robust automatic P phase picking: an on-line implementation in the analysis of broadband seismogram recordings, *Phys. Earth and Planet. Interiors* 113, 265-275.

7. Calcolo della magnitudo

Antonella Bobbio, Maurizio Vassallo, Gaetano Festa, Antonella Orefice, Aldo Zollo, Vincenzo Convertito

Introduzione

La stima della magnitudo dei terremoti registrati alla rete ISNet viene effettuata con diverse metodologie e fornita in diverse scale dipendenti dalla specifica applicazione. È stata sviluppata un scala di magnitudo locale, M_L, valida per l'Appennino meridionale per fornire informazioni generali sulla sismicità dell'area in accordo alla scala utilizzata da altre agenzie sismologiche (Bobbio et al., 2009). Per applicazioni di ricerca scientifica, quali lo studio delle caratteristiche della sorgente dei terremoti, viene, invece, utilizzata la magnitudo momento, M_W. Questa scala di magnitudo ha un più rigoroso significato fisico in quanto è stimata dalla componente spettrale a bassa frequenza delle onde di taglio e direttamente collegata al momento sismico, che è la grandezza più rappresentativa di un terremoto. Inoltre, la magnitudo momento non presenta effetti di saturazione per grandi terremoti.

Nei paragrafi successivi sono descritte le metodologie sviluppate per la stima della magnitudo locale e magnitudo momento.

Magnitudo locale M_L

La magnitudo locale (M_L) di un evento sismico, così come è stata definita da Ricther negli anni trenta (Richter, 1935), è il logaritmo dell'ampiezza di picco in microns, registrata da un sismografo Wood-Anderson ad una distanza epicentrale di 100 km. Per evitare di considerare derive strumentali, molto frequenti sulle misure di spostamento, tale ampiezza, è misurata come la metà del massimo dell'ampiezza picco-picco. Il sismografo Wood-Anderson è un classico strumento a torsione che forni-

sce una misura dello spostamento filtrato passa-alto, con una funzione di trasferimento nel dominio della frequenza pari a:

$$WA(f) = -\frac{V f^2}{(f^2 - \frac{1}{T^2}) + 2ih\frac{f}{T}}$$
 (1)

dove f è la frequenza, T il periodo proprio di oscillazione del sismografo, h il fattore di smorzamento, che corrisponde al rapporto tra il coefficiente di smorzamento effettivo e quello critico e V è il coefficiente di amplificazione; i valori di questi parametri per un sismografo Wood-Anderson sono T=0.8s, h=0.8, and V=2800. L'utilizzo di tali valori garantisce uniformità nelle stime di magnitudo locali fatte dalle differenti reti sismiche e sono utilizzati anche nel calcolo della magnitudo locale per i dati della rete ISNet. Cionondimeno una scelta diversa dei parametri h e V (h=0.7, and V=2080) rappresenterebbe meglio il comportamento del Wood-Anderson nell'intervallo di frequenze di interesse sismologico (Uhrammer e Collins, 1990; Uhrammer et al., 1996); con quest'ultimo set di parametri l'effetto dello strumento Wood-Anderson è equivalente ad un filtro Butterworth, passa-alto, a due poli con frequenza di taglio pari a $1.25 \, H_3$.

Dal momento in cui la rete ISNet è stata istallata, il livello della sismicità nella regione non ha mai superato magnitudo 3.5, con circa alcune centinaia di eventi registrati dalla rete e principalmente localizzati lungo la catena Appenninica e le strutture sub-Appenniniche associate. Parte degli eventi inoltre, sono stati localizzati lungo la faglia di Potenza, una struttura trascorrente lungo la quale si è sviluppata la sequenza sismica del 1990-1992, caratterizzata da due eventi di magnitudo 5.7 and 5.2 e intensità massima VII-MCS (Tertulliani et al., 1992). Data la complessità della regione, la caratterizzazione degli eventi di piccola taglia insieme alla loro posizione spaziale è fondamentale per la caratterizzazione delle variazioni spazio-temporali della sismicità, come indicatori di variazioni dello stato tettonico nell'area.

Poiché generalmente non è disponibile una misura di ampiezza a 100 km dall'epicentro dell'evento, la stima della magnitudo richiede una proiezione delle ampiezze osservate ad una distanza di riferimento: tale operazione viene generalmente indicata come la calibrazione della magnitudo (e.g. Boore, 1989). L'attenuazione del picco di spostamento con la distanza in Italia non dipende dal contesto tettonico regionale per distanze maggiori di 200 km (Gasperini, 2002): in tal caso le tavole di Richter possono essere utilizzate per riportare l'ampiezza di picco alla distanza di riferi-

mento. Al contrario, nell'intervallo di distanze caratteristico delle reti locali (5-150 km), l'attenuazione anelastica è determinante nella costruzione del
picco di spostamento ad alte frequenze; questo vale soprattutto per piccoli eventi, per i quali la frequenza d'angolo apparente è influenzata da fenomeni inelastici e diffusivi. Le diverse leggi di attenuazione calcolate localmente per il Friuli (Bragato and Tento, 2005), le Alpi Occidentali
(Spallarossa et al., 2002; Bindi et al., 2005) e alcune aree vulcaniche come
il Vesuvio (Del Pezzo e Petrosino, 2001), l'Etna (D'Amico e Maiolino,
2005) e i Campi Flegrei (Petrosino et al., 2008) mostrano sostanziali differenze tra loro e con la legge di attenuazione di Richter e evidenziano la necessità di adattare le scale di magnitudo agli specifici contesti tettonici.

In questo capitolo è riportata una relazione per il calcolo della magnitudo locale per l'Appenino Campano-Lucano, ricavata utilizzando i dati registrati dalla rete ISNet (Bobbio et al., 2009). Nel successivo paragrafo "Dati", verranno analizzate le caratteristiche principali dei dati utilizzati in questo studio e verrà descritto il processing necessario alla trasformazione dei dati in registrazioni equivalenti prodotte da sismografi Wood-Anderson negli stessi siti. Nel successivo paragrafo "Relazione per il calcolo della magnitudo locale", i parametri della legge di attenuazione per il picco Wood-Anderson in funzione della distanza sono calcolati attraverso un algoritmo di esplorazione globale. Nelle sezioni successive, infine, sono discusse le correzioni di sito e il confronto tra la legge di magnitudo locale ottenuta per questa regione con relazioni analoghe ritrovate in altre regioni dell'Italia.

Dati

Per la determinazione della magnitudo locale sono state processate circa 3000 forme d'onda, registrate da sismometri corto periodo, accelerometri e strumenti larga-banda. Quest'analisi concerne circa un centinaio di terremoti registrati tra settembre 2005 e giugno 2008 all'interno o in prossimità della rete ISNet; Per selezionare dati di alta qualità e ben vincolare la magnitudo dell'evento, l'analisi è stata limitata a forme d'onda per le quali il rapporto segnale-rumore è maggiore di 5 per entrambe le componenti orizzontali e ad eventi registrati ad almeno 4 stazioni della rete per le quali la distanza ipocentrale è inferiore a 80 km, essendo quest'ultimo valore comparabile con l'estensione areale della rete. Il catalogo non è omogeneo nel tempo perché ha seguito l'istallazione e la calibra-

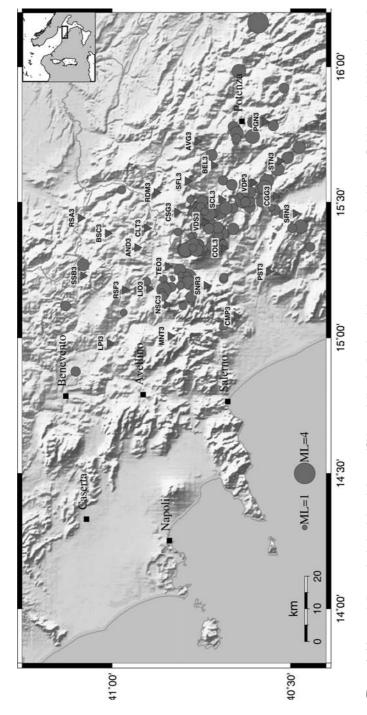


Figura 1. Mappa delle stazioni sismiche della rete ISNet e della distribuzione dei terremoti analizzati nel lavoro Bobbio et al., 2009. I triangoli indicano le stazioni sismiche e i cerchi le localizzazioni dei terremoti.

zione degli strumenti: tra febbraio e giugno 2008 ISNet ha registrato una gran quantità di eventi di piccola magnitudo (M<1.5) rispetto al passato e un numero totale di eventi paragonabile a quello ottenuto nei precedenti due anni e mezzo (Figura 1).

Le forme d'onda sono state direttamente scaricate dal database PostgreSQL SeismNet Manager e sono disponibili in formato SAC, insieme ad un header contenente informazioni sullo strumento che lo ha registrato e sulla localizzazione dell'evento stesso. Per ogni stazione sismica di ISNet sono state processate le forme d'onda registrate da ambedue i sensori. Dopo la rimozione del valor medio e del trend lineare, è stato eseguito un *taper* nel dominio del tempo con lo scopo di ridurre le oscillazioni nello spettro senza cambiare la forma del segnale; successivamente la curva di risposta dello strumento, così come indicata sul datasheet della casa costruttrice, è stata rimossa per deconvoluzione. I dati sono stati integrati nel dominio delle frequenze e poi convoluti con la funzione di trasferimento del sismografo Wood-Anderson [eq. (1)] prima di essere ritrasformati nel dominio del tempo. Il valore finale di ampiezza usato per la stima della magnitudo è stato calcolato come media algebrica del picco di spostamento misurato singolarmente su entrambe le componenti.

Non sono state osservate differenze significative tra le ampiezze di picco Wood-Anderson ricavate dai velocimetri e dagli accelerometri; nel raro caso in cui le due misure erano discordanti e non vi era evidenza di malfunzionamento di uno dei due sensori, il dato corrispondente a quella stazione è stato scartato.

Relazione per il calcolo della magnitudo locale

Secondo la definizione di Richter, la magnitudo locale è il logaritmo del picco di spostamento A, misurato da un sismografo Wood-Anderson, rapportato ad un'ampiezza di riferimento A_0 :

$$M = \log A - \log A_0 \tag{2}$$

dove il contributo $\log A_0$ tiene conto del decadimento dell'ampiezza di picco con la distanza. La scala Richter è calibrata assumendo che la magnitudo di un evento registrato ad una distanza epicentrale di 100 km è 3 se l'ampiezza registrata dal sismografo Wood-Anderson è 1 mm. Di conseguenza, se l'ampiezza A è misurata in millimetri, la condizione su descritta si tradu-

ce nella relazione $\log A_0$ ($R = 100 \ km$) = -3. Nel calcolo della magnitudo locale la distanza epicentrale è solitamente rimpiazzata da quella ipocentrale (Bragato e Trento, 2005); nel caso di ISNet, poiché la profondità degli eventi nell'area è al massimo di 20 km, l'errore che si commette sulla stima della magnitudo sostituendo la distanza epicentrale con quella ipocentrale è inferiore all'1%. Quest'errore, sebbene sistematico, è di molto inferiore agli errori sul calcolo della distanza ipocentrale stessa e sulla stima finale della magnitudo a causa della variabilità nelle misure di picco di spostamento.

Noi assumeremo la seguente forma funzionale per descrivere il decadimento di A_0 con la distanza

$$\log A_0 = \alpha \log R + kR + \beta \tag{3}$$

dove il contributo logaritmico rappresenta il termine di attenuazione geometrica mentre quello lineare di attenuazione anelastica. La calibrazione della legge di magnitudo inoltre richiede che il termine costante non è indipendente, ma $\beta = -\alpha \log \hat{R} - k \hat{R} - 3$ dove $\hat{R} = 100 \ km$ è la distanza di riferimento.

Utilizzando l'espressione (3), l'attenuazione del picco di spostamento (2) può essere riscritta come:

$$\log A = M + \alpha \log R + kR + \beta \tag{4}$$

L'eq. (4) è stata calibrata sull'insieme di eventi selezionati, per ognuno dei quali è stato misurato il picco di spostamento A_{ij} ad un numero limitato di stazioni, poste ad una distanza ipocentrale R_{ii} :

$$\log A_{ij} = M_i + \alpha \log R_{ij} + kR_{ij} + \beta \tag{5}$$

dove gli indici i e j sono riferiti all'i-esimo evento e alla j-esima stazione. I valori delle incognite (M_i, α, k) sono stati stimati attraverso la minimizzazione della distanza L^2 tra l'ampiezza di picco osservata A^{obs} e l'ampiezza di picco A^{teo} predetta dalla legge di attenuazione:

$$\Omega(\alpha, k, M_i) = \frac{1}{n - 1} \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{v(n)} \left(\log A_{ij}^{obs} - \log A_{ij}^{teo} \right)^2 = \frac{1}{n - 1} \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{v(n)} \left(\log A_{ij}^{obs} - M_i - \alpha \log R_{ij} - kR_{ij} - \beta \right)^2$$
(6)

Nella formula n è il numero di eventi e v(n) è il numero di stazioni per cui una misura di A è disponibile per l'n-esimo evento. Il problema inverso consiste nel trovare per ogni evento una curva di best-fit, assumendo, però, che l'attenuazione con la distanza sia la stessa per tutti gli eventi. In aggiunta, i parametri α e k devono soddisfare i seguenti vincoli:

$$\alpha \le 0; \ k \le 0 \tag{7}$$

che corrispondono ad un effettivo decadimento dell'ampiezza di picco con la distanza. Se utilizzassimo il metodo dei minimi quadrati, imponendo nulle le derivate prime rispetto ai parametri della funzione Ω definita positiva, dovremmo richiedere all'algoritmo di arrestarsi al bordo del dominio fisico, quando l'algoritmo cerca di spingere la soluzione in una regione non permessa ($\alpha > 0$ o k > 0). Invece di cercare una soluzione generalizzata del problema ai minimi quadrati che soddisfi anche i vincoli, adottiamo una strategia a due passi.

Per ogni valore fissato della coppia (α, k) , sono stati risolti n problemi indipendenti ai minimi quadrati

$$\chi_{i} = \sum_{i=1}^{v(n)} \left(\log A_{ij}^{obs} - \alpha \log R_{ij} - kR_{ij} - M_{i} - \beta \right)^{2}$$
 (8)

allo scopo di trovare l'intercetta delle curve $\hat{M}_i(\alpha, k)$ per ogni singolo evento. Questo valore corrisponderebbe alla magnitudo locale se α e k rappresentassero l'effettivo decadimento dell'ampiezza di picco con la distanza, dove per effettivo si intende ottimo nel senso della norma L^2 .

Esplorando dunque sistematicamente lo spazio descritto dalle variabili (α, k) la soluzione del problema corrisponde al minimo della funzione costo bidimensionale $\Omega_2(\alpha, k) = \Omega(\alpha, k, \hat{M_i}(\alpha, k))$.

Tale esplorazione non può estendersi sistematicamente alla regione $(\alpha < 0, k < 0)$ ma dei limiti sono imposti per evitare che il problema sia significativamente oneroso da un punto di vista computazionale. Poiché l'attenuazione geometrica decade analiticamente con un coefficiente $\alpha = -1$ per le onde S dirette e $\alpha = -0.5$ per le onde di superficie non dispersive, l'esplorazione del parametro α è limitata all'intervallo $-4 \le \alpha \le 0$. La variabile k varia tra -0.004 and 0, dove tale intervallo contiene i valori trovati per altre regioni in Italia (Bragato and Trento, 2005). In Figura 2 sono rappresentate le curve di livello della funzione $\Omega_2(\alpha,k)$, in un sottoinsieme dell'intero dominio di esplorazione. Le ellissi inclinate indicano che i parametri α e k non sono indipendenti tra di loro, ma correlati secondo la relazione

$$k = -0.018(\alpha + 1.79) \tag{9}$$

Questa valle, che rappresenta il minimo di un parametro quando l'altro è fissato, decresce, comunque, verso la regione dove k è positivo e il minimo assoluto è posizionato sul bordo del dominio di investigazione, in corrispondenza dei valori:

$$\alpha = -1.79; k = 0 \tag{10}$$

Le isolinee di Figura 2 sembrano essere tranciate dall'asse α , indicando che se avessimo esteso la ricerca a valori positivi del parametro k, la funzione Ω_2 avrebbe assunto valori più bassi in questa regione. Una tale soluzione sarebbe stata ottenuta se avessimo applicato il metodo dei minimi quadrati classico alla funzione Ω in R^{n+2} .

I dati analizzati sono dunque descritti da un coefficiente di attenuazione anelastica nullo k=0, indicando che nell'intervallo di distanze per le quali la rete ISNet registra eventi sismici, tale attenuazione può essere inclusa nel contributo logaritmico. Il coefficiente di questo contributo è $\alpha=-1.79$ ed è prossimo al doppio del valore atteso per il decadimento delle onde di volume; rispetto alla semplice attenuazione geometrica tale contributo deve includere anche effetti di dispersione, diffusione e inelastici associati alla propagazione delle onde sismiche a livello regionale e locale. Coefficienti analoghi sono stati ottenuti per il Giappone e una relazione simile è tuttora utilizzata per il calcolo della magnitudo locale M_{JMA} (Tsuboi, 1954; Katsumata, 2004), fornita dall'istituto Japan Meteorological Agency.

L'errore sul parametro α è stato stimato valutando la larghezza della gaussiana

$$e^{-\Omega(\alpha,k,M_i)}\Big|_{k=0;M_i=\hat{M}_i(-1.79,0)}$$
 (11)

lungo l'asse α , in corrispondenza del minimo della funzione Ω , mantenendo nel contempo gli altri parametri fissi al valore ottimale: tale errore vale 0.03. Sostituendo i valori di α e k nell'eq. (4) la legge di attenuazione che rappresenta al meglio il decadimento del picco di spostamento ad alta frequenza è:

$$\log A = M - 1.79 (\pm 0.03) \log R + 0.58 (\pm 0.06) \tag{12}$$

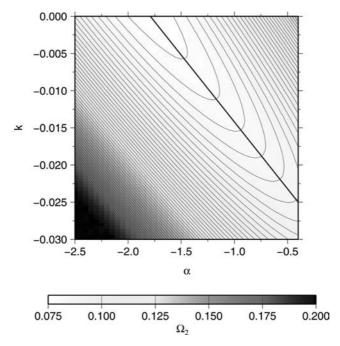


Figura 2. Rappresentazione delle isolinee della funzione Ω_2 in funzione delle variabili α e k. Le ellissi allungate indicano una correlazione tra i due parametri (la curva di correlazione è rappresentata da una linea nera) con un minimo che va a cadere lungo l'asse α .

In Figura 3 è rappresentata la quantità $\log(A)$ -M in funzione della distanza ipocentrale per ogni registrazione e la curva di best-fit (linea grigia). Per verificare che non c'è deviazione sistematica dalla legge di decadimento sia a piccole che grandi distanze, in Figura 4 sono rappresentati i residui, ossia la differenza tra la singola misura e la curva di best-fit, in funzione del logaritmo di R. A rafforzare le ipotesi fatte sulla forma funzionale della legge di attenuazione, la distribuzione cumulativa integrata sulla distanza è una funzione gaussiana centrata nello zero.

La relazione (12) conduce ad un'esplicita dipendenza della magnitudo in funzione del picco di spostamento e della distanza:

$$M = \log A + 1.79 \log R - 0.58 \tag{13}$$

consentendo il calcolo diretto della magnitudo anche con una singola misura di ampiezza di picco. Tale relazione fornisce stime di magnitudo anche quando poche misure di ampiezza sono disponibili; in tale circostan-

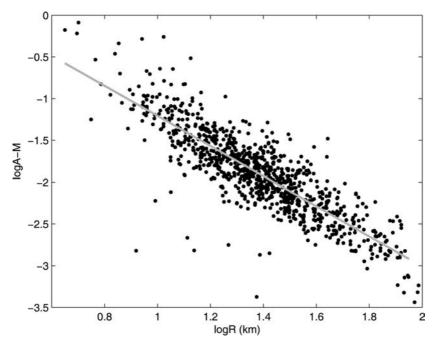


Figura 3. Rappresentazione della variabile log(A)-M in funzione di log(R) per ogni registrazione. Con la linea grigia è indicata la curva di best-fit rappresentata dall'eq. (12).

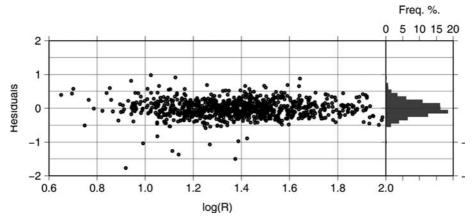


Figura 4. Residui tra le misure di log(A) e la curva di best-fit (12) in funzione di log(R). Nessun effetto aggiuntivo sulla distanza è visibile oltre il termine di decadimento logaritmico sull'intero intervallo di distanze. Inoltre la distribuzione dei dati, integrati lungo R, segue una funzione Gaussiana rafforzando la consistenza della nostra analisi.

za una proiezione delle misure a 100 km attraverso una regressione ai minimi quadrati sarebbe invece mal condizionata.

L'errore sulla singola stima di magnitudo dipende dagli errori sui coefficienti α and β così come dalla precisione con la quale è nota la localizzazione:

$$\delta M = \delta \alpha \log R + \alpha \log e \frac{\delta R}{R} + \delta \beta \tag{14}$$

dove e è il numero di Nepero. In Figura 5 è rappresentato l'errore sulla magnitudo δM in funzione della distanza per tre valori diversi di δR , che sono rappresentativi della precisione con la quale si conosce la distanza ipocentrale: 3~km (linea spessa), 1~km (linea punteggiata) and 0.5~km (linea tratteggiata). Quando la localizzazione non è accurata (linea continua),

l'errore sulla magnitudo è dominato dal contributo $\frac{\delta R}{R}$, che può arrivare

fino a 0.5 a piccole distanze dall'ipocentro. A distanze maggiori (R>60 km) l'influenza del contributo $\delta \alpha \log R$ diviene comparabile con il termi-

ne
$$\frac{\delta R}{R}$$
 e l'errore totale decresce al di sotto di 0.2. Questo è anche l'erro-

re che si ottiene sulla singola misura nell'intero intervallo di distanza quando la posizione dell'ipocentro è accurata.

Quando più stazioni registrano l'evento sismico, ognuna di esse fornisce una stima della magnitudo attraverso la relazione (13). La magnitudo dell'evento, definita nel senso dei minimi quadrati media le misure di picco sulla distanza, attraverso la minimizzazione della norma L^2 dell'eq. (8). Se M_j è il valore di magnitudo fornito dalla j-esima stazione, la funzione χ diviene:

$$\chi = \sum_{j=1}^{\nu} (\log A_j - M - \alpha \log R_j - \beta)^2 = \sum_{j=1}^{\nu} (M_j - M)^2$$
 (15)

dove α e β sono fissati ai valori precedentemente trovati. Derivando rispetto ad M ed eguagliando a zero tale derivata si ottiene che:

$$\sum_{j=1}^{\nu} (M_j - M) = 0 \tag{16}$$

Dunque, la migliore stima della magnitudo, nel senso dei minimi quadrati è la media algebrica dei valori di magnitudo misurati a tutte le stazioni.

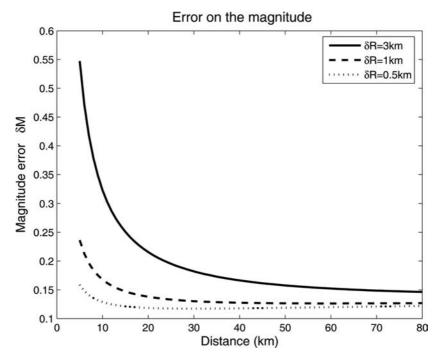


Figura. 5. Errore sulla magnitudo in funzione della distanza ipocentrale, rappresentato in scala logaritmica per tre differenti valori dell'errore sulla distanza $\delta R = 3 \ km$ (linea continua), $1 \ km$ (linea tratteggiata), $0.5 \ km$ (linea punteggiata). Quando la localizzazione non è accurata, la stima dell'errore sulla magnitudo può raggiungere un valore di 0.6. Negli altri casi scende al di sotto di 0.2- $0.3 \ sull'intero intervallo di distanze.$

Confronto con altre leggi di magnitudo locale

In Figura 6 è rappresentato il decadimento del picco di spostamento Wood-Anderson in funzione della distanza attraverso log A_0 . L'andamento per l'Irpinia-Basilicata, rappresentato con una linea continua nera, è stato confrontato con i valori ottenuti per la California con le correzioni di Hutton e Boore (1987, linea nera tratteggiata) e con le leggi di magnitudo locale ottenute per la regione alpina del Nord-Est (Bragato e Tento, 2005; linea grigia punteggiata) e del Nord-Ovest (Bindi et al., 2005; linea grigia tratteggiata). La curva di Hutton e Boore è tutt'oggi utilizzata dall'INGV per la determinazione della magnitudo locale a scala nazionale (Amato e Mele, 2008), informazione che viene trasmessa alla Protezione Civile per l'eventuale definizione di piani di emergenza. Le quattro curve non si sovrappongono a tutte le distanze, ma sono prossi-

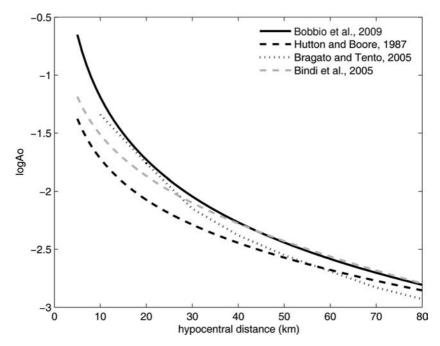


Figura. 6. Rappresentazione della variabile $\log A_0$ in funzione della distanza ipocentrale per l'area Irpinia-Basilicata (line nera continua), Italia Nord-Ovest (linea grigia tratteggiata), Italia Nord-Est (linea grigia punteggiata). Tutte le curve sono confrontate con i valori ricavati da Richter e con le successive correzioni di Hutton e Boore (1987), rappresentati con la linea tratteggiata nera.

me l'una all'altra soltanto in brevi intervalli, indicando che l'attenuazione anelastica gioca un ruolo determinante nella definizione dei parametri strong-motion e che stime accurate del fattore di qualità Q sono necessarie sia per la modellazione del moto del suolo sia per la caratterizzazione della sorgente sismica. Tornando alla legge di decadimento per l'Irpinia e Basilicata, questa segue lo stesso andamento della relazione di Richter a distanze superiori ai 50 km, così come succede anche per la legge di attenuazione per le Alpi Occidentali. A distanze più piccole (<30 km) il livello di A_0 è più elevato, rispetto alle altre leggi di decadimento, indicando una minore attenuazione se paragonata ad altre regioni d'Italia.

La magnitudo locale fornita dall'INGV (Amato e Mele, 2008) e sintetizzata da velocimetri larga-banda disposti nella stessa area, ma su una maglia più larga, è stata paragonata a quella calcolata dai dati di ISNet (Figura 7). In particolare, i punti neri sono associati alla magnitudo media, mentre i punti grigi indicano la dispersione delle singole misure intorno al valor

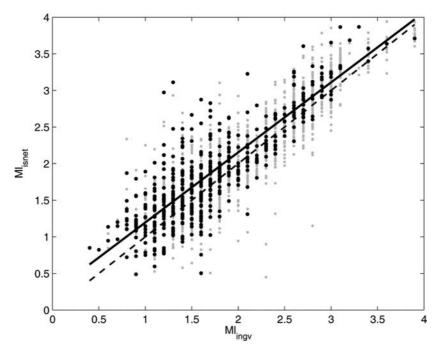


Figura 7. Confronto tra la magnitudo locale calcolata usando i dati della rete ISNet e I valori del catalogo, come fornito dal bollettino INGV. I punti neri si riferiscono al valor medio ML calcolato sui dati ISNet per ogni singolo evento, mentre i punti grigi sono associati alla stima di magnitudo per una singola stazione.

medio. La linea continua rappresenta la curva di best-fit che definisce la relazione tra le magnitudo locali calcolate con i dati delle due reti:

$$M_{ISNet} = 0.92M_{INGV} + 0.28 (17)$$

Tale relazione, paragonata alla bisettrice del quadrante indica una discrepanza tra le due relazioni che per piccoli valori di magnitudo può raggiungere valori fino a 0.24. Queste differenze diminuiscono al crescere della magnitudo fino a raggiungere il valore di 0.04 per M = 3.0.

Correzioni di stazione

La stima della magntiudo fornita dalla *j*-esima stazione M_{ij} non coincide generalmente con il valore medio M_{ij} a causa della variabilità nel

radiation pattern e nel percorso delle onde sismiche attraverso la crosta o in prossimità del sito, o per motivi strumentali (Richter, 1958). Indichiamo con correzione di stazione la quantità $S_j = m(M_{ij} - M_i)$ ossia il valor medio della distribuzione dei residui di stazione su un gran numero di eventi. Ci si aspetta che se il campione è significativo $S_j = 0$, se S_j non è nullo allora effetti di amplificazione locale, associati alla stratificazione superficiale influenzano l'ampiezza a bassa frequenza del segnale: un valore medio positivo o negativo indica rispettivamente un'amplificazione o deamplificazione delle onde sismiche, così che la distribuzione areale dei coefficienti di correzione descrive le condizioni generali dei siti nell'area di investigazione.

La correzione statica ad ogni sito della rete ISNet S_j è stata stimata con il vincolo che al valor medio della magnitudo M_i contribuiscano almeno 5 stazioni. Per l'analisi, assumiamo una distribuzione Gaussiana dei residui, parametrizzata attraverso la media e la deviazione standard della media. La Figura 8 mostra la frequenza dei residui, raggruppati in intervalli di ampiezza 0.15. Nella stessa figura sono riassunti i parametri delle distribuzioni gaussiane per ogni stazione.

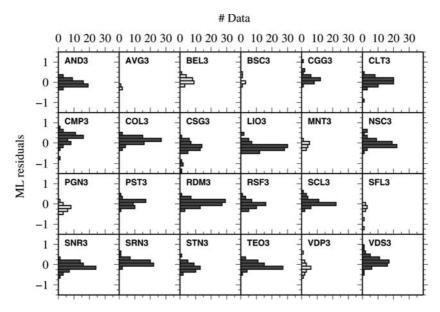


Figura 8. Istogrammi dei residui ML per tutte le stazioni della rete ISNet. I valori di magnitudo sono raggruppati in intervalli di ampiezza *0.15*. Istogrammi in grigio sono tracciati in corrispondenza delle stazioni per le quali sono disponibili meno di 30 osservazioni.

Diverse stazioni (AVG3, BEL3, BSC3, MNT3, PGN3, SFL3, VDP3) non hanno un numero rappresentativo di campioni (N > 30) tale da garantire la corretta ricostruzione della distribuzione e non sono stati utilizzati per l'analisi. Difatti l'effetto di un numero limitato di eventi potrebbe infatti produrre valori fittizi elevati di coefficienti di correzione (Miao e Langston, 2007). Per tutte le altre stazioni, i residui si distribuiscono secondo distribuzioni di tipo Gaussiano e hanno valor medio nell'intervallo [-0.25;0.24] e deviazioni standard nell'intervallo [0.13;0.36]. I valori relativamente alti delle deviazioni standard osservati per diverse stazioni (CMP3, LIO3, CSG3, SCL3, SNR3, VDS3) possono essere interpretati come effetti della propagazione a scala regionale delle onde sismiche e/o effetti di sorgente di cui non si tiene conto nella definizione della magnitudo locale. Un zeta test è stato effettuato per verificare se i coefficienti S_i sono significativamente diversi da zero. Specificamente, è stata testata l'ipotesi che la distribuzione dei residui coincida con la distribuzione attesa con media zero e deviazione 0.3, essendo tale valore rappresentativo dell'errore medio sulla magnitudo. Si definisca per la j-esima stazione la variabile

$$z_{j} = \frac{S_{j}}{\sqrt{\frac{\sigma_{j}^{2} + \sigma_{T}^{2}}{N_{j}}}}$$

con σ_T = 0.3 e N_j la dimensione del campione per la *j*-esima stazione. Il valore di z calcolato per ogni stazione è riportato in Tabella 1. Soltanto le stazioni con $z_j > 1.96$ (CGG3, CMP3, COL3, CSG3, LIO3, SRN3, STN3, VDS3) hanno valori medi diversi da zero con un livello di significatività del 5%. Per il resto delle stazioni, invece non c'è alcuna evidenza nel rigettare l'ipotesi nulla. I valori dei coefficienti di stazione sono riportati nella stessa tabella.

Momento sismico e Magnitudo Momento: analisi spettrale dei dati della rete ISNet

Introduzione

La magnitudo momento è determinata dalla stima del momento sismico, che rappresenta il momento di una delle due coppie di forze che generano la dislocazione, nel modello a "doppia-coppia" che descrive il

Tabella. 1. Parametri della distribuzione Gaussiana dei residui per le stazioni della rete ISNet. La variabile z è il parametro statistico usato per il test di ipotesi che la distribuzione dei residui osservati abbia media zero. Le stazioni evidenziate con un rettangolo grigio sono quelle per cui è osservato un valore di S_i differente da zero.

Station	Mean	σ_{m}	σ	Z	N. data
AND3	-0.03	0.02	0.15	-0.64	50
CGG3	0.19	0.04	0.21	2.94	31
CLT3	0.05	0.03	0.20	1.09	63
CMP3	0.24	0.04	0.27	4.25	50
COL3	0.12	0.02	0.16	2.88	66
CSG3	-0.25	0.05	0.35	-3.86	51
LIO3	-0.20	0.03	0.18	-5.16	84
NSC3	0.00	0.03	0.20	-0.06	61
PST3	0.04	0.02	0.15	0.74	40
RDM3	0.05	0.02	0.15	1.27	80
RSF3	-0.02	0.02	0.17	-0.45	42
SCL3	0.07	0.02	0.18	1.42	49
SNR3	-0.08	0.03	0.18	-1.77	66
SRN3	0.11	0.03	0.13	2.44	53
STN3	-0.11	0.02	0.20	-2.01	40
TEO3	-0.05	0.03	0.16	-1.13	61
VDS3	0.15	0.03	0.24	3.06	61

meccanismo di frattura che origina i terremoti. La definizione di momento sismico si deve al sismologo giapponese Aki nel suo lavoro sul terremoto di Nijgata del 1964 (Aki, 1966):

$$M_o = \mu \langle \Delta u \rangle \Sigma$$

in cui μ è la rigidità della crosta, $<\Delta u>$ è il valore medio della dislocazione sulla superficie di faglia Σ .

Il momento sismico è una quantità oggettiva della grandezza di un evento sismico essendo legato all'energia sismica irradiata durante il processo di frattura. Kostrov (1964) ha dimostrato che l'energia sismica irradiata è proporzionale allo stress drop $\Delta \sigma$, mediante la relazione

$$E \approx \frac{1}{2} \Delta \sigma \left\langle \Delta u \right\rangle \Sigma$$

ed utilizzando la definizione per il momento sismico, si trova

$$E \approx \frac{\Delta \sigma}{2\mu} M_{\rm g}$$

Possiamo quindi usare questa espressione per mettere in relazione il momento sismico M_0 alla magnitudo. Assumendo che lo stress drop sia costante e dell'ordine di 3 MPa (30 bar) (valore mediamente misurato a scala planetaria), si ricava la seguente equazione

$$\log(M_0) = 1.5 M_W + 16.1$$

 $(M_0$ è misurato in dyne-cm) nella quale si è utilizzata la relazione tra energia ed Ms (magnitudo delle onde di superficie) ottenuta da Gutenberg e Richter nel 1936 (log E = 11.8 + 1.5 Ms). La relazione può essere usata per definire una nuova scala di magnitudo, la magnitudo momento Mw, come

$$M_w = \frac{\log(M_o)}{1.5} - 10.73$$

Questa scala di magnitudo, derivata da Kanamori (1977), pur essendo calibrata su Ms, gode della importante proprietà che non satura con la magnitudo (così come accade per la M_L e la M_b) essendo direttamente stimata dal momento sismico M_0 .

In questo paragrafo viene illustrata la tecnica utilizzata per la stima di M_0 e vengono descritti i risultati ottenuti per la relazione tra il momento sismico/magnitudo momento e magnitudo locale.

Stima del momento sismico

Il momento sismico è stimato attraverso l'inversione degli spettri di spostamento delle onde di taglio.

La formula spettrale assunta è (Boore, 1983):

$$A(f) = S(f) \cdot P(f) \tag{18}$$

dove:

$$S(f) = \frac{\Omega_0}{1 + \left(f / f_c\right)^2} \tag{19}$$

è la funzione sorgente usata nel modello di Brune (1970). Nella (19) Ω_0 è il livello spettrale per $f \to 0$ e f_e è la frequenza d'angolo. Il termine P(f), la cui espressione è:

$$P(f) = \exp\left(-\frac{\pi f T}{Q_s}\right) \tag{20}$$

è il termine di attenuazione anelastica che descrive il rapido decadimento dell'ampiezza spettrale per frequenze molto maggiori della frequenza d'angolo, in cui T è il tempo di tragitto dell'onda e Q_S è il fattore di qualità, parametro caratteristico dell'attenuazione anelastica.

Introducendo il parametro t* definito come

$$t^* = \frac{T}{Q_S} \tag{21}$$

la formula (18) diventa

$$A(f) = \frac{\Omega_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \cdot \exp\left(-\pi f t^*\right) \tag{22}$$

Per svincolare la dipendenza dei parametri di sorgente dal parametro di attenuazione anelastica viene eseguita una procedura a due step. Nel primo step gli spettri di spostamento descritti dall'equazione (22) vengono invertiti per i parametri Ω_0 , f_c e t^* e da tale inversione viene stimato solo il valore medio t_m di t^* . Nel secondo step viene eseguita una seconda inversione in cui si fissa $t^* = t_m$ e gli spettri di spostamento vengono invertiti per Ω_0 e f_o ottenendo in tal modo la stima dei parametri di sorgente. Noto Ω_0 il momento sismico viene calcolato utilizzando la relazione

$$M_0 = \frac{4\pi \rho \beta^3 R}{F \langle R_{g\rho} \rangle} \Omega_0 \tag{23}$$

dove $\langle R_{\vartheta\varphi} \rangle$ è il coefficiente di radiazione medio, F è il coefficiente di superficie libera, ρ e β sono la densità del mezzo e la velocità di propagazione delle onde S, e R è la distanza ipocentrale.

La magnitudo momento viene determinata tramite la relazione (Hanks e Kanamori, 1979):

$$M_W = \frac{2}{3} (\log_{10} M_0 - 9.1) \tag{24}$$

nella quale il momento sismico è espresso in $N \cdot m$.

Il metodo di inversione utilizzato è quello di Levenberg-Marquardt, che è un metodo di inversione non-lineare, combinazione degli algoritmi di Gauss-Newton e "steepest gradient" (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963).

Analisi dei dati

I dati utilizzati per la stima del momento sismico sono gli spettri di spostamento delle onde S calcolati dalle tracce accelerometriche e velocimetriche relative a 339 terremoti (Figura 9) registrati sia dalla rete dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) che dalla rete ISNet nel periodo agosto 2005-novembre 2008. I terremoti considerati sono caratterizzati da un range di magnitudo locale $\rm M_L$ [0.2,3.2] e da un elevato rapporto segnale-rumore.

Per il calcolo degli spettri viene considerata una finestra temporale intorno al primo arrivo dell'onda S, con inizio 1 s prima dell'arrivo S e con una durata di 5 s; in tal modo si ottiene un buon compromesso tra la necessità di selezionare l'onda S diretta ed escludere le altre fasi e la necessità di includere energia sufficiente per stimare lo spettro a basse frequenze. Viene considerato il tempo teorico del primo arrivo S, calcolato come R/β . La velocità β delle onde S è stata fissata a 2841 m/s, avendo considerato per le onde P una velocità media pari a 5200 m/s e un rapporto v_p/v_s uguale a 1.83 (Maggi, 2008).

Calcolando lo spettro di Fourier delle componenti orizzontali c1(f) e c2(f), viene determinato lo spettro del modulo $cc = sqrt(c1(f)^2 + c2(f)^2)$ sul quale viene eseguita l'inversione.

Risultati e conclusioni

Da una prima inversione degli spettri di spostamento delle onde S descritti dal modello di equazione (22) è stato stimato il valore medio di *t** alla rete ISNet. Esso risulta essere pari a

$$t^* \pm \sigma_{t^*} = (0.027 \pm 0.009) \text{ s}$$
 (25)

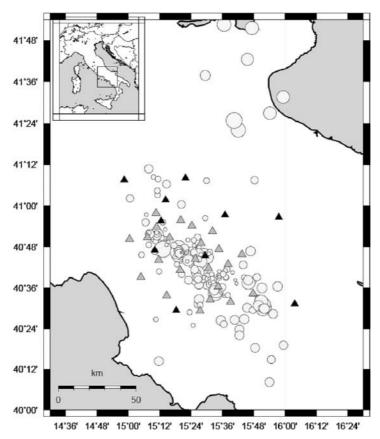


Figura 9. Mappa delle stazioni sismiche ISNet (triangoli bianchi) e INGV (triangoli neri) e distribuzione epicentrale dei terremoti analizzati per la stima di dei parametri sorgente (cerchi). La dimensione dei cerchi è proporzionale alla magnitudo locale.

e la sua distribuzione è rappresentata in Figura 10. Osserviamo che la distribuzione di t^* è approssimabile ad una gaussiana e, quindi, può essere descritto in base alla media (triangolo), che rappresenta il valore atteso, e la larghezza della distribuzione ossia la varianza, che rappresenta l'errore relativo al valore atteso.

Per la stima dei parametri di sorgente è stata eseguita una seconda inversione fissando t^* a 0.027 s. Minimizzando lo scarto tra lo spettro osservato e lo spettro calcolato, sono stati stimati la frequenza d'angolo e l'ampiezza spettrale. Utilizzando la relazione (23) è stato calcolato il momento sismico e tramite l'equazione (24) è stata determinata la magnitu-

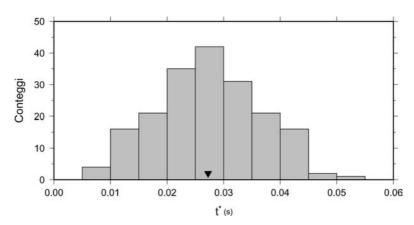


Figura 10. Distribuzione del parametro t*. Il suo valore medio è rappresentato con il triangolo.

do momento. I coefficienti della (23) utilizzati per il calcolo del momento sismico sono: F = 2, $\langle R_{\eta \rho} \rangle = 0.70$ e $\rho = 2700$ kg/m³.

In Figura 11a viene mostrata la relazione tra il logaritmo dei momenti sismici stimati, calcolati in N·m, e la magnitudo locale. In Figura 11b riportiamo invece i valori della magnitudo momento M_W in funzione della magnitudo locale M_L . I valori di magnitudo locale per i terremoti registrati dalla rete ISNet sono stati ottenuti da Bobbio et al. (2009). Le linee nere rappresentano la retta di best fit, mentre quelle grigie sono corrispondenti a \pm 1 σ (linee grigie).

Le relazioni stimate per M_W e $Log M_0$ in funzione di M_L sono le seguenti:

$$M_W = 0.65 (\pm 0.02) \cdot M_L + 0.76 (\pm 0.04)$$
 (26)

$$Log M_0 = 0.98 \ (\pm \ 0.04) \cdot M_L + 10.37 \ (\pm \ 0.07)$$
 (27)

Osservando la Figura 11, notiamo che la magnitudo locale sottostima il momento sismico e quindi la magnitudo momento.

In teoria, la magnitudo momento e locale dovrebbero fornire lo stesso valore e ciò implica che

$$Log M_0 = 1.5 M_L + 9.1 (28)$$

dove M_0 è misurato in $N \cdot m$.

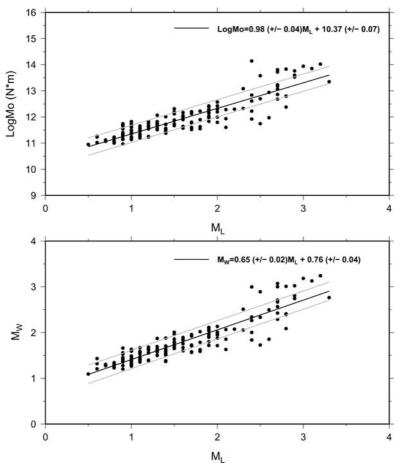


Figura 11. (a) Relazione lineare tra $LogM_0$ e M_L ; (b) Relazione lineare tra M_W e M_L . Le linea nere sono le rette di best fit, quelle grigie rappresentano \pm 1 deviazioni standard.

Le differenze osservate tra le due magnitudo sono dovute, secondo Deichmann (2006), al modo in cui viene calcolata M_L . A causa di una inappropriata correzione degli effetti strumentali e di attenuazione, la magnitudo locale provoca la sottostima della magnitudo momento.

Confrontando la retta teorica di equazione (28) con i dati stimati (Figura 12), si osserva che è possibile ricavare le seguenti relazioni per M_L < 2 e $M_L \ge 2$, rispettivamente:

$$Log M_0 = 0.76 \ (\pm \ 0.07) \cdot M_L + 10.64 \ (\pm \ 0.08)$$
 (29)

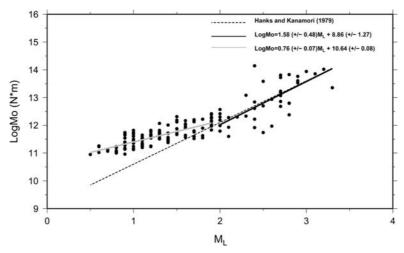


Figura 12. Confronto tra la retta teorica (linea tratteggiata) e la retta osservata per $M_L < 2$ (linea grigia) e $M_1 \ge 2$ (linea nera).

$$Log M_0 = 1.58 (\pm 0.48) \cdot M_L + 8.86 (\pm 1.27)$$
 (30)

Quindi, in accordo con Hanks e Boore (1984), per magnitudo locale $M_L \ge 2$, la retta osservata $LogM_0$ in funzione di M_L è, entro gli errori, ben fittata da una retta con pendenza 1.5. Per magnitudo $M_L \le 2$, i dati osservati deviano sistematicamente dalle relazione teoriche.

Bibliografia

Aki, K. (1966). Generation and propagation of G waves from The Niigata earthquake of June 16, 1964, 2, Estimation of earthquake moment released Energy, and stress-strain drop from G-wave spectrum, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.* 44, 73-88.

Amato, A., and F.M. Mele (2008). Performance of the INGV National Seismic Network from 1997 to 2007, *Annals of Geophysics* 51,2/3, 99-113.

Boatwright, J. (1980). A spectral theory for circular seismic sources; simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 70,1-27.

Bobbio, A., M. Vassallo, and G. Festa (2009). Local Magnitude estimation for the Irpinia Seismic Network, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 2461-2470, doi:10.1785/0120080364.

Boore, D.M. (1989). The Richter scale: its development and use for determining earth-quake source parameters, *Tectonophysics* 166, 1,14.

- Bindi, D., D. Spallarossa, C. Eva, and M. Cattaneo (2005). Local and Duration Magnitudes in Northwestern Italy, and Seismic Moment Versus Magnitude Relationships, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 592-604.
- Bragato, P.L., and A. Tento (2005). Local Magnitude in Northeastern Italy, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 579-591.
- Brune J.N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earth-quakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4997-5009.
- D'Amico, S., and V. Maiolino (2005). Local magnitude estimate at Mt. Etna, *Ann. Geophys.* 48, 2, 215-229.
- Deichmann, N. (2006). Local Magnitude, a Moment Revisited, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96, 1267-1277.
- Del Pezzo, E., and S. Petrosino (2001). A local magnitude scale for Mt. Vesuvius from synthetic Wood-Andrson seismograms, *J. Seismol.* 5, 207-215.
- Gasperini, P. (2002). Local magnitude revaluation for recent Italian earthquakes (1981-1996), J. Seismol. 6, 503-524.
- Hanks, T.C., and H. Kanamori (1979). A moment magnitude scale, J. Geophys. Res. 84, 2348-2350.
- Hanks, T.C., and M. Boore (1984). Moment-magnitude relations in theory and practice, *J. Geophys. Res.* 89, 6229- 66235.
- Hutton, L.K., and M. Boore (1987). The ML scale in southern California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 77, 2074-2094.
- Jennings, P.C., and H. Kanamori (1983). Effects of distance on local magnitudes found from strong-motion records, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73, 265-280.
- Kanamori, H. (1977). The Energy Release in Great Earthquakes, J. Geophys. Res. 82, 2981-2987.
- Katsumata, A. (2004). Revision of the JMA Displacement Magnitude, *Quart. J. Seis.* 67, 1-10.
- Keilis-Borok, V. (1959). On the estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions, *Ann. di Geofisica* 12, 205-214.
- Kostrov, B.V. (1964). Self-similar problems of propagation of shear cracks, *J. Appl. Math. Mech.* 28, 1077-1087.
- Levenberg, K. (1944). A Method for the Solution of Certain Non-Linear Problems in Least Squares, *The Quarterly of Applied Mathematics* 2, 164-168.
- Maggi, C., A. Frepoli, G.B. Cimini, R. Console, and M.Chiappini (2008). Recent seismicity and crustal stress field in the Lucanian Appennines and surrounding areas (Southern Italy): Seismotectonic implications, *Tectonophysics* 463, 130-144.
- Marquardt, D. (1963). An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters, SLAM Journal of Applied Mathematics 11, 431-441, doi:10.1137/0111030.
- Miao, Q., and Charles A. Langston (2007). Empirical Distance and the Local-Magnitude Scale for the Central United States, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 97, 2137-2151.
- Petrosino, S., L. De Siena, and E. Del Pezzo (2008). Re-calibration of the magnitude scales at Campi Flegrei, Italy, on the basis of measured path and site and transfer functions, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 1964-1974.
- Richter, C.F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 25, 1-32.
- Richter, C.F. (1958). *Elementary Seismology*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, California, 768 pp.

- Spallarossa, D., D. Bindi, P. Augliera, and M. Cattaneo (2002). An ML Scale in Northwestern Italy, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 2205-2216.
- Tertulliani, A., M. Anzidei, A. Maramai, M. Murru, and F. Riguzzi (1992). Macroseismic study of the Potenza (Southern Italy) earthquake of 5 May 1990, *Nat. Hazards* 6, 25-38.
- Tsuboi, C. (1954). Determination of the Gutenberg-Richter's magnitude of shallow earthquakes occurring in and near Japan (in Japanese), Zisin 7, 185-193.
- Uhrammer, R.A., and E.R. Collins (1990). Synthesis of Wood-Anderson seismograms from broadband digital records, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80, 702-716.
- Uhrhammer, R.A., S. Loper, and B. Romanowicz (1996). Determination of local magnitude using BDSN broadband records, Bull. Seismol. Soc. Am. 86, 1314-1330.

8.

Diffusione e accesso ai risultati dell'elaborazione dati

Tony Alfredo Stabile, Antonella Bobbio, Margherita Corciulo, Claudio Satriano

Introduzione

La diffusione e l'accesso ai risultati dell'analisi real-time, near real-time ed off-line dei dati acquisiti dalla rete ISNet avviene attraverso tre canali:

- e-mail di notifica rapida, in seguito alla detezione real-time di un terremoto;
- bollettino web che riporta gli eventi rilevati in tempo reale e le successive revisioni ed integrazioni;
- pubblicazione bimestrale, in formato elettronico (e cartaceo), con un rapporto dettagliato degli eventi sismici registrati in Irpinia dalla rete ISNet nei due mesi precedenti e delle relative analisi.

Le tre modalità di diffusione ed accesso alle informazioni sono illustrate nei successivi paragrafi.

E-mail di evento

Nel momento in cui il sistema dichiara un nuovo evento e ne calcola i parametri di sorgente (localizzazione e magnitudo), viene inviata un'email con il riassunto dell'analisi effettuata. L'e-mail costituisce un mezzo estremamente rapido per allertare gli utenti in seguito ad un evento sismico.

Le informazioni contenute nell'e-mail sono le coordinate dell'ipocentro (latitudine, longitudine e profondità), il nome della località dell'epicentro del terremoto, la data e il tempo origine (ora UTC), la stima della magnitudo ad ogni stazione che ha registrato l'evento e la magnitudo media stimata, l'id (sigla identificativa) dell'evento sismico, i contatti del RISSC.

Di seguito è mostrato un esempio dell'e-mail inviata il 27 maggio 2008 per un evento di magnitudo 2.8 dichiarato a Laviano (SA):

```
RISSC-Lab RIcerca in Sismologia
 Sperimentale e Computazionale
 ISNet Irpinia Seismic Network
Rapid Determination of Source Parameters
 ***********
 *********ALERT MESSAGE***********
 ***********
WARNING: These parameters are preliminary and subject
 to revision.
 EARTHQUAKE on 2008-05-27 16:19:31.77 "(UTC)"
LOC. Laviano (SA)
MAGNITUDE: 2.8
Data provided by stations:
Latitude
                    = 40.7760
Longitude
                    = 15.3166
                   = 16:19:31.77
 Origin Time
                   = 19.43 \text{ km}
 Depth
RMS
 Gap
 95% confidence ellipsoid: -Semi major=
                         -Semi minor=
                         -Azimuth of major axis =
Number of data used =
 Preliminary location and magnitude computed on: 27-05-2008 16:49:51
 Processed by:
 Comments:
 ID earthquake: 14024
 All magnitude estimations:
  AND3 2.7
  AND3 2.5
  CGG3 2.9
  CGG3 2.9
   CLT3 3.0
   CLT3 2.8
   CMP3 3.1
   CMP3 2.9
   CSG3 2.6
  CSG3 2.7
  LIO3 2.4
  LIO3 2.2
```

```
MNT3 2.5
 MNT3 2.2
 NSC3 2.7
 NSC3 2.6
 PST3 2.9
 PST3 2.7
 RDM3 2.7
 RDM3 2.9
 SNR3 3.0
 SNR3 2.8
 SRN3 2.9
 SRN3 2.7
 TEO3 3.4
 TEO3 3.1
 VDS3 2.9
 VDS3 2.7
For additional information please contact RISSC at:
   -Web : http://lxserver.ov.ingv.it/cgi-bin/isnet-events/isnet.cgi
   -Fax :
This message is automatically sent by the RISSC,
laboratorio di RIcerca in Sismologia Sperimentale e Computazionale
Via Diocleziano, 328 - 80124 - Napoli
______
```

La Figura 1 mostra come il ritardo medio tra l'origine di un evento e l'invio dell'e-mail con localizzazione e magnitudo si attesti intorno ai 4 minuti, con qualche eccezione legata ad occasionali malfunzionamenti del sistema (ad esempio, un ritardo di 60 minuti per un solo evento).

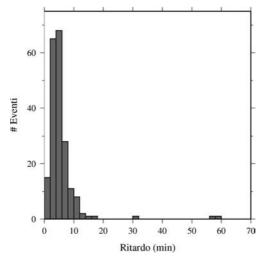


Figura 1. Istogramma dei tempi di ritardo tra l'origine dell'evento e l'invio dell'e-mail con i parametri di sorgente.

Bollettino web: ISNet Bulletin

Il bollettino web (Figura 2) è una pagina html dinamica costruita da uno script CGI a partire dal catalogo degli eventi registrati dalla rete. La pagina consente una visualizzazione interattiva del catalogo e delle informazioni associate a ciascun evento. Può essere visitata al sito: http://lxserver.ov.ingv.it/cgi-bin/isnet-events/isnet.cgi

Interfaccia web di ISNet Bulletin

L'interfaccia del bollettino web è suddivisa in due parti:

- 1. Nella parte superiore della pagina è visualizzata una *mappa dell'Appennino Campano-Lucano* che riporta diversi livelli di informazione attraverso un meccanismo di sovrapposizione; ciascun livello può essere attivabile/disattivabile dal visitatore della pagina web.
- 2. Nella parte inferiore della pagina è invece riportata una *tabella degli eventi sismici* con le informazioni dettagliate.

La mappa dell'Appennino Campano-Lucano è basata su Google Maps, con diverse modalità di visualizzazione (terreno, cartina stradale, immagine satellitare, mappa ibrida).

Sulla mappa sono riportate le stazioni della rete ISNet e le localizzazioni epicentrali dei terremoti registrati dalla rete sismica, rappresentate da pallini il cui colore è legato all'età dell'evento (Figura 2, in alto). In particolare i pallini di colore rosso rappresentano gli eventi accaduti nelle ultime 24 ore mentre con i colori arancione, giallo e rosa sono indicati rispettivamente gli eventi registrati due giorni, una settimana e più di una settimana prima della data di visualizzazione.

La tabella degli eventi sismici riporta in ordine temporale decrescente i terremoti registrati dalla rete ISNet. I campi visualizzati sono: id-evento, data, ora, latitudine, longitudine, profondità, magnitudo locale, magnitudo momento, nome della località, numero di stazioni che hanno registrato, spettri di spostamento, mappe di scuotimento.

L'id-evento è un indice alfanumerico caratteristico di ciascun evento registrato dalla rete sismica ISNet. È composto da un numero seguito da una lettera dalla "a" alla "z". Il numero è un indice progressivo degli eventi (reali e falsi) individuati automaticamente da *Earthworm Binder* (Capitolo 6), la lettera indica che l'evento è stato revisionato o aggiunto manual-

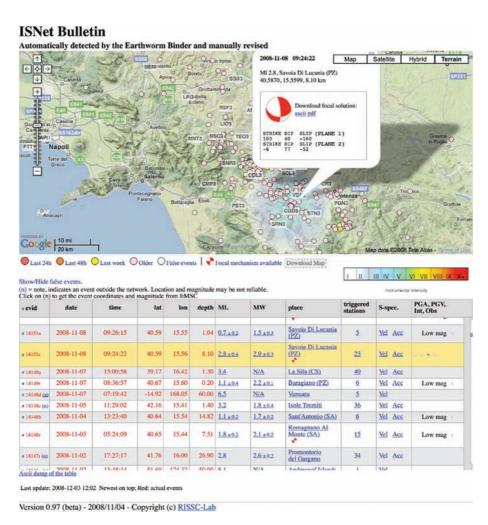


Figura 2. Pagina web del bollettino della rete ISNet.

mente. In particolare, la lettera "r" indica che l'evento sismico è stato individuato automaticamente da *Earthworm Binder* ed è stato successivamente revisionato mentre qualsiasi altra lettera dell'alfabeto diversa da "r" è utilizzata per gli eventi aggiunti manualmente. Gli eventi aggiunti manualmente possono essere sia eventi nella rete di magnitudo molto bassa, tale da non superare la soglia di detezione di *Earthworm Binder* (Capitolo 6), che eventi fuori rete (eventi regionali o telesismi). Nel caso in cui l'evento sia fuori rete in tabella viene visualizzata una nota a fianco all'id-

evento (Figura 2). La nota è un collegamento esterno alla pagina web dell'agenzia (INGV o EMSC) dalla quale sono state recuperate le informazioni sulla localizzazione e magnitudo dell'evento sismico. Un approfondimento della procedura di revisione del Bollettino degli eventi sismici registrati dalla rete ISNet è sviluppato nel paragrafo "Attività di revisione del Bollettino".

La data dell'evento è espressa nel formato anno-mese-giorno, l'ora è il tempo origine UTC del terremoto, i valori della latitudine e longitudine sono positivi per le coordinate geografiche a NORD dell'equatore e ad EST del meridiano fondamentale, la profondità dell'evento è espressa in km.

Il *nome della località* indica il nome del comune in cui è stato localizzato l'epicentro del sisma. A fianco al nome della località può essere visualizzato il simbolo di una "beach ball" nel caso in cui sia stata calcolata anche la soluzione del meccanismo focale del terremoto (Figura 2).

La magnitudo locale *ML* è calcolata sulla base della procedura descritta nel Capitolo 7. Il campo *ML* è un collegamento ipertestuale ad una pagina che riporta informazioni aggiuntive sulla magnitudo locale calcolata sulle misure del moto del suolo ottenute da ciascun sensore sismico che ha registrato l'evento.

La magnitudo momento MW è calcolata sulla base della procedura descritta nel Capitolo 7. Il campo MW è un collegamento ipertestuale ad una pagina che contiene le figure degli spettri di spostamento utilizzati per calcolare i parametri di sorgente (Figura 3, in basso) e i risultati ottenuti per ciascun parametro con i relativi errori (Figura 3, in alto).

Selezionando il *numero di stazioni che hanno registrato* l'evento, si apre una finestra di pop-up dalla quale è possibile visualizzare i sismogrammi relativi all'evento (Figura 4) e ordinarli in funzione della distanza dall'evento; nella finestra di pop-up, in basso all'immagine dei sismogrammi, ci sono inoltre due pulsanti dai quali è possibile scaricare sia l'immagine in formato postscript che tutte le tracce in formato SAC.

Nella colonna degli spettri di spostamento, selezionando su Vel o su $A\alpha$, è possibile visualizzare e scaricare in formato postscript gli spettri di spostamento ottenuti rispettivamente dai velocimetri o dagli accelerometri installati alle diverse stazioni della rete ISNet.

Le *mappe di scuotimento*, infine, sono elementi dinamici della pagina web e sono visibili come livelli di informazione sovrapponibili alla *mappa dell'Appennino Campano-Lucano*. La descrizione sulle modalità di calcolo e visualizzazione delle mappe di scuotimento del suolo è riportata nel Capitolo 9.

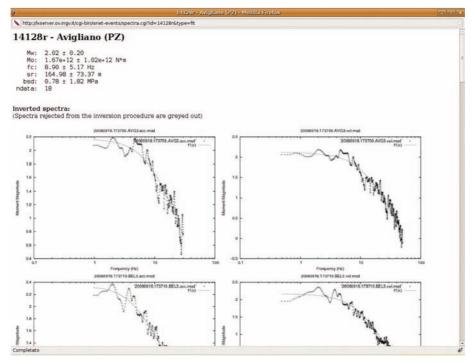


Figura 3. Pagina contenente le informazioni sui parametri di sorgente e gli spettri di spostamento utilizzati per calcolarli

Contenuti dinamici dell'interfaccia web

Gli elementi dinamici della pagina sono gestiti attraverso codici in JavaScript e permettono al visitatore di scegliere cosa visualizzare sulla mappa e quali informazioni leggere. I contenuti dinamici dell'interfaccia web saranno discussi di seguito.

Legenda in basso alla mappa dell'Appennino Campano-Lucano – La legenda in basso alla mappa è interattiva. Infatti, selezionando un qualsiasi elemento della legenda, saranno visualizzati sulla mappa soltanto gli eventi relativi alla categoria scelta. Ad esempio, selezionando sulla legenda la categoria "last week" restano visualizzati sulla mappa soltanto gli eventi registrati dalla rete ISNet nel corso della settimana precedente la consultazione della pagina web (pallini di colore giallo).

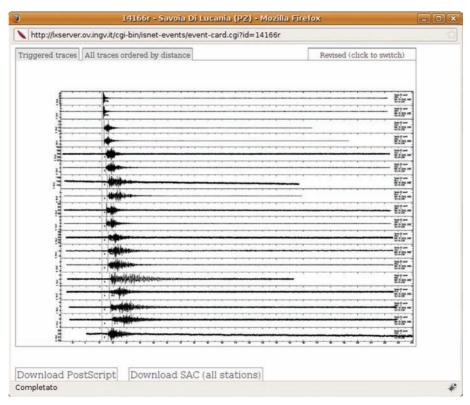


Figura 4. Finestra di pop-up che mostra i sismogrammi relativi al terremoto del 19 novembre 2008 di magnitudo 2.2 con epicentro a Savoia di Lucania (PZ).

Selettore show/hide false events – Permette di "accendere/spegnere" sulla mappa le localizzazioni dei falsi eventi recenti.

Selettore di evento – Consente di "accendere/spegnere" sulla mappa la localizzazione dell'evento corrispondente. È possibile invece "accendere/spegnere" sulla mappa le localizzazioni di tutti gli eventi spuntando il selettore collocato sull'intestazione della tabella.

Nome della località – Il nome della località è un link dinamico ad un popup della mappa. Selezionando questo link, si ottengono sulla mappa maggiori informazioni per l'evento corrispondente e tutta la riga della tabella viene evidenziata in giallo, come mostrato in Figura 2. Nel caso in cui è disponibile il meccanismo focale dell'evento, sul pop-up della mappa sarà visualizzata anche questa informazione e sarà possibile scaricare il file ASCII o pdf della soluzione. Mappe di scuotimento – L'ultima colonna della tabella permette la visualizzazione delle mappe di scuotimento, così come descritto nel Capitolo 9, sulla mappa dell'Appennino Campano-Lucano attraverso quattro selettori. In particolare sarà possibile visualizzare:

- la PGA (Peak Ground Acceleration), in percentuale di g, attesa sul territorio regionale (interpolata dalle misure fatte alle stazioni);
- la PGV (Peak Ground Velocity), in cm/s, attesa sul territorio regionale (interpolata dalle misure fatte alle stazioni);
- l'intensità strumentale (Figura 2) ottenuta da PGA e PGV utilizzando le relazioni di conversione proposte da Wald et al. (1999);
- PGA e PGV osservati alle singole stazioni.

Scegliendo uno dei quattro selettori delle mappe di scuotimento, appare al di sotto della mappa del territorio regionale il pulsante "Download map" che consente di scaricare in formato pdf la mappa rappresentata a schermo.

Per gli eventi di magnitudo molto bassa sarà visualizzato soltanto il pulsante dei PGA e PGV osservati.

Attività di revisione del Bollettino

Il Bollettino degli eventi registrati dalla rete ISNet viene revisionato da un gruppo di ricercatori mediante turnazione giornaliera.

Il "gruppo revisione" ha come compito quello di revisionare gli eventi individuati automaticamente da *Earthworm Binder* e di aggiungere eventi non individuati automaticamente ma con un rapporto segnale rumore tale da essere registrati da alcune stazioni della rete.

Gli eventi "nuovi" inseriti nel bollettino sono individuati dall'operatore mediante la visualizzazione dell'*helicorder* delle stazioni della rete in modalità ciclica, in modo che si è facilitati ad individuare un evento che si ripete su più stazioni, oppure analizzando le forme d'onda alle stazioni della rete relative ad eventi individuati da bollettini di altre agenzie nazionali o internazionali. Gli eventi nuovi aggiunti nel processo di revisione sono sia eventi fuori rete (eventi regionali o telesismi) sia eventi nella rete ma di magnitudo molto bassa e quindi non individuabili automaticamente.

L'attività di revisione riguarda tutti gli eventi acquisiti dalla rete ed è strutturata secondo due diversi processi per:

- eventi fuori rete;
- eventi nella rete.

Eventi fuori rete

Per gli eventi localizzati al di fuori dell'area della rete ISNet le informazioni relative all'evento come localizzazione, tempo origine e magnitudo sono fornite dai bollettini pubblicati dalle agenzie nazionali (INGV) per gli eventi regionali, e da agenzie internazionali (EMSC) per i telesismi. Tali informazioni vengono inserite nel bollettino ISNet e accanto all'idevento compare anche una nota che effettua un collegamento alla pagina web dell'agenzia (INGV o EMSC) che descrive i parametri principali dell'evento (vedi paragrafo "Interfaccia web di ISNet Bulletin").

L'interfaccia web (sia per gli eventi individuati automaticamente che per quelli aggiunti) che consente di inserire nel bollettino tutti i parametri dell'evento è rappresentata in Tabella 1.

Tabella 1. Riepilogo dei parametri caratteristici del terremoto.

Evento localizzato dal Binder Review for event 13849 Fields marked with * are required.				
ID:	13849r			
Date (yyyy-dd-mm):	*			
Time (hh:mm:ss.ss):	*			
Lat:	*			
Lon:	*			
Depth (km):	*			
ML:				
Place:				
Author:	*			

Evento "nuovo" New event Fields marked with * are	e required.
ID:	*
Date (yyyy-dd-mm):	*
Time (hh:mm:ss.ss):	*
Lat:	*
Lon:	*
Depth (km):	*
ML:	
Place:	
Author:	*

Eventi nella rete

Per gli eventi localizzati nell'area della rete ISNet il processo di revisione prevede la rilocalizzazione dell'evento. Come prima fase del processo vengono scaricate le forme d'onda in formato SAC relative all'evento da analizzare registrate da almeno tre stazioni della rete. Mediante

il software di analisi dei dati sismici SAC (Seismic Analysis Code), si procede al *processing* dei dati per poter effettuare il *picking* delle fasi P ed S e, qualora sia possibile, indicare anche la polarità delle fasi P. A partire dalla lettura delle fasi P ed S, il codice di localizzazione NLLoc (Lomax et al., 2000) determina il tempo origine, l'epicentro e la profondità dell'evento; questi nuovi parametri vengono così inseriti nello schema precedentemente rappresentato.

Le tracce contenenti i *picking* delle fasi in formato SAC vengono reinserite nel database del bollettino ed una procedura automatica permette di calcolare la magnitudo locale utilizzando la legge valida per la rete ISNet (Bobbio et al., 2009).

Il processo di revisione consente quindi sia di migliorare e raffinare la localizzazione degli eventi individuati dalla procedura automatica di *Earthworm Binder*, sia di arricchire il bollettino aggiungendo nuovi eventi registrati dalle stazioni della rete ISNet.

Bollettino ISNet

Il bollettino ISNet è un rapporto bimestrale sull'attività della rete sismica ISNet redatto da personale facente capo al laboratorio di ricerca RISSC.

Nel bollettino sono riportati i dati relativi agli eventi sismici registrati dalla rete ISNet nel bimestre precedente la pubblicazione dello stesso. Il bollettino è in grado di fornire informazioni d'insieme sulle principali analisi che vengono effettuate per gli eventi registrati dalla rete, quali localizzazione ed analisi statistiche, oltre ad approfondimenti riguardanti l'evento principale avvenuto nel bimestre. Una copia del Bollettino ISNet è riportata alla fine del capitolo.

Il bollettino è suddiviso in quattro parti, ciascuna delle quali riporta i risultati di analisi specifiche effettuate sui dati acquisiti dalla rete sismica ISNet. Di seguito verranno illustrate in dettaglio le varie parti che compongono il bollettino ISNet.

Parte 1

La parte 1 del bollettino corrisponde alla prima pagina nella quale è possibile individuare chiaramente tre sezioni.

Nella prima vengono fornite informazioni riguardanti gli enti, i laboratori e le società che hanno competenza sulla rete sismica. In questa prima parte sono indicati anche il titolo del bollettino e il sito web al quale è possibile collegarsi per reperire tutti i dati oggetto delle analisi presentate nel bollettino stesso. Infine in questa sezione sono indicati il numero di uscita, il bimestre e l'anno corrispondente.

La seconda sezione è caratterizzata dalla mappa degli eventi che rappresenta l'argomento principale di questa parte.

La mappa è un'immagine georeferenziata dell'Appennino Meridionale che fornisce informazioni sull'area di competenza della rete ISNet, sull'ubicazione delle stazioni di registrazione e soprattutto sulla localizzazione degli eventi sismici registrati. Essa fornisce informazioni sia sulla localizzazione epicentrale che ipocentrale calcolata per ciascun evento ed è in grado di fornire anche informazioni quantitative sulla grandezza degli eventi registrati. Ogni evento è infatti riportato, sia in pianta che in sezione verticale, con un simbolo la cui grandezza è funzione dalla magnitudo calcolata.

La terza sezione rappresenta la parte descrittiva della prima pagina del bollettino. In questa sezione è, infatti, possibile trovare informazioni riguardanti sia il bollettino che le caratteristiche della rete sismica ISNet oltre ad una breve descrizione del laboratorio di ricerca RISSC.

Infine in questa prima pagina vengono indicati il sommario, alcune informazioni statistiche immediate (quick stats), i componenti della redazione e l'indirizzo e-mail al quale inviare possibili commenti e proposte.

Parte 2

Nella parte 2 del bollettino sono riportate le analisi parametriche e statistiche che sono state effettuate sui dati acquisiti dalla rete sismica nel bimestre precedente alla pubblicazione.

Nella sezione riguardante le mappe parametriche sono riportati, in mappa, i valori di accelerazioni e velocità massime del suolo (PGA e PGV) registrate a tutte le stazioni della rete ISNet.

Nella sezione inerente alle analisi statistiche sono riportati, in mappa, i dati relativi al numero di eventi registrati da ciascuna stazione della rete ISNet. Vengono inoltre riportate alcune informazioni aggiuntive riguardanti il numero totale di terremoti localizzati nonché la stazione che ha registrato il maggior numero di eventi sismici nel bimestre precedente.

Parte 3

La parte 3 del bollettino è composta da tre sezioni nelle quali vengono fornite informazioni di dettaglio riguardanti l'evento più importante avvenuto nell'area irpina e registrato dalla rete ISNet nel bimestre precedente.

Il titolo della prima sezione riporta il nome del comune più vicino all'epicentro del sisma. In un riquadro in alto, sono riportate schematicamente le informazioni sulle coordinate dell'evento, la magnitudo e il meccanismo focale. Nella parte descrittiva vengono inoltre fornite informazioni relative al numero di stazioni che hanno registrato l'evento e ai valori di massima accelerazione e velocità del moto del suolo misurate per l'evento.

Nella seconda sezione sono riportate le tracce sismiche dell'evento principale registrate sia dall'accelerometro che dal velocimetro per le tre componenti del moto del suolo: Verticale, Nord-Sud ed Est-Ovest. In particolare le tracce sono quelle registrate alla stazione più vicina all'epicentro.

Nella terza sezione di questa parte vengono riportate le mappe di scuotimento calcolate sia per l'accelerazione che per la velocità massima del moto del suolo per l'evento principale. In particolare su queste mappe i valori puntuali misurati alle singole stazioni sono stati interpolati per ottenere delle isolinee di PGA e di PGV.

Parte 4

La parte 4 del bollettino è composta da una tabella nella quale vengono inseriti i dati di tutti gli eventi registrati dalle stazioni della rete ISNet nel bimestre precedente alla pubblicazione.

Nella tabella vengono indicati la data ed il tempo origine dell'evento, le coordinate geografiche, la profondità, la magnitudo locale, la magnitudo momento, il momento sismico, i parametri di sorgente quali la frequenza d'angolo, il raggio sorgente e lo stress drop, l'accelerazione massima (PGA) e velocità massima (PGV) del moto del suolo misurate ed infine il comune nel quale è localizzato l'epicentro dell'evento sismico.

Bibliografia

- Bobbio, A., M. Vassallo, and G. Festa (2009). A Local Magnitude Scale for Southern Italy, *Bulletin of the Seismological Society of America* 99, 4, doi: 10.1785/0120080364.
- Iannaccone, G., A. Zollo, L. Elia, V. Convertito, C. Satriano, C. Martino, G. Festa, M. Lancieri, A. Bobbio, T.A. Stabile, M. Vassallo, and A. Emolo (2009). A prototype system for earthquake early-warning and alert management in southern Italy, *Bulletin of Earthquake Engineering* doi:10.1007/s10518-009-9131-8.
- Lomax, A., J. Virieux, P. Volant, and C. Berge (2000). Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations, in *Advances in Seismic Event Location*, Thurber, C.H., and N. Rabinowitz (eds.), Kluwer, Amsterdam, 101-134.
- Wald, D.J., V. Quitoriano, T.H. Heaton, H. Kanamori, C.W. Scrivner, and C.B. Worden (1999). TriNet "ShakeMaps": rapid generation of instrumental ground motion and intensity maps for earthquakes in southern California, *Earthquake Spectra* 15, 537-556.



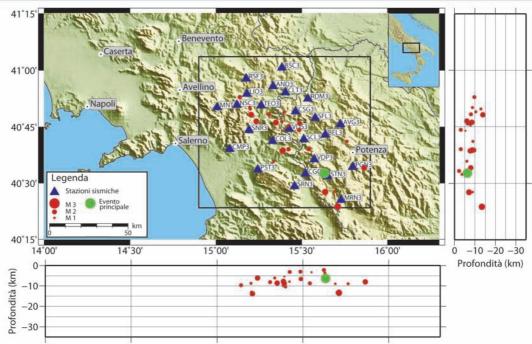




ollettino ISNet

Irpinia Seismic Network

http://lxserver.ov.ingv.it/cgi-bin/isnet-events/isnet.cgi



Bollettino ISNet

Il bollettino ISNet è un rapporto bimestrale degli eventi sismici registrati in Irpinia dalle stazioni della rete ISNet. Il rettangolo nella figura in pianta indica l'area di interesse, i triangoli le stazioni sismiche, i cerchi gli epicentri degli eventi registrati la cui grandezza è funzione della magnitudo. Gli ipocentri sono rappresentati nelle sezioni verticali in funzione della latitudine e della longitudine. Il bollettino fornisce informazioni di dettaglio sulla sismicità dell'area quali i parametri di sorgente, le accelerazioni e velocità di picco ed il numero di eventi registrati da ogni stazione.

ISNet - Irpinia Seismic Network

ISNet è una rete sismica locale costituita da 27 stazioni a 6 componenti, equipaggiate con accelerometri e sensori corto periodo e larga banda. ISNet è una rete sismica di proprietà dell'AMRA s.c.ar.l. ed è gestita dal RISSC.

La stazione LPI3 di Lapio (AV) è stata definitivamente disintallata a causa di continue vandalizzazioni che non consentivano un suo corretto funzionamento. A partire dal mese di settembre è stata inserita nella rete ISNet una nuova stazione (MRN3), installata a Marsico Nuovo (PZ) presso il Polo delle Ricerche del CNR-IMAA.

RISSC-Lab

Il RISSC-Lab, Ricerca in Sismologia Sperimentale e Computazionale, è un laboratorio di ricerca costituito da personale che afferisce al Dipartimento di Scienze Fisiche (Università degli Studi di Napoli Federico II), all'Osservatorio Vesuviano (Sezione di Napoli dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) e ad AMRA s.c.ar.l. (società consortile per l'Analisi e il Monitoraggio dei Rischi Ambientali).

SOMMARIO:

Mappa sismicità	p.1
Mappe parametriche	p.2
Analisi statistiche	p.2
Evento principale	p.3
Lista eventi	p.4

QUICK STATS:

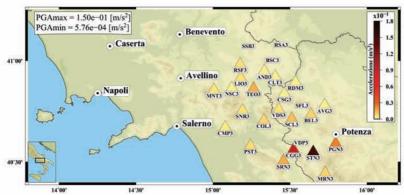
N. di eventi registrati	28
Magnitudo massima	3.2
Magnitudo minima	0.6

REDAZIONE:

Antonella Bobbio Tony Alfredo Stabile

newsletter@isnet.amracenter.com

Mappe Parametriche



Mappa PGA

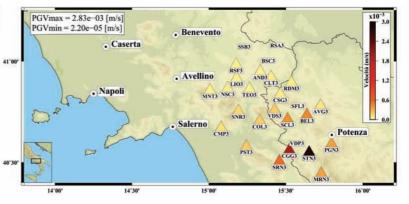
La figura rappresenta, per ogni stazione della rete ISNet, il valore massimo di PGA (*Peak Ground Acceleration*) registrato nel bimestre novembre dicembre 2009, misurato in m/s².

Il massimo picco di accelerazione del moto del suolo è stato misurato alla stazione di Satriano (PZ), STN3, e corrisponde al valore di 1.50e-1 m/s².

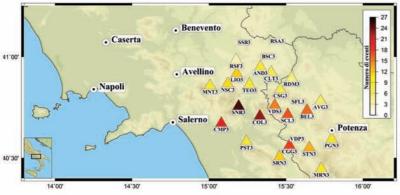
Mappa PGV

La figura rappresenta, per ogni stazione della rete ISNet, il valore massimo di PGV (*Peak 41'00 Ground Velocity*) registrato nel bimestre novembre - dicembre 2009, misurato in m/s.

Il massimo picco di velocità del moto del suolo è stato misurato alla stazione STN3 di Satriano (PZ) e corrisponde al valore di 2.83e-3 m/s.



Analisi Statistiche



La figura rappresenta il numero di eventi registrati a ciascuna stazione della rete ISNet nel bimestre novembre - dicembre 2009.

Il numero totale di eventi localizzati con almeno 4 stazioni della rete è 28.

La stazione SNR3 di Senerchia (SA) ha registrato 25 eventi, come è evidente anche dal colore del triangolo che rappresenta il punto stazione.

Evento principale - Satriano di Lucania

2009-12-04 00:08:01 UTC

Lat: 40.544°N, Lon: 15.632°E, Profondità: 6.3 km

MI 3.2, Mw 3.0, Mo = 9.32e13 Nm LOCALITÀ: Satriano di Lucania (PZ)



Piano 1:

STRIKE 140 DIP 20 RAKE -50

Piano 2:

STRIKE 278 DIP 75 RAKE -103

L'evento principale registrato durante il bimestre novembre - dicembre 2009 è stato localizzato a Satriano di Lucania (PZ) ad una profondità di circa

La magnitudo locale MI dell'evento è pari a 3.2, mentre la magnitudo momento Mw è 3.0.

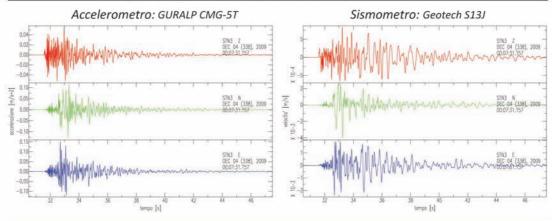
L'evento è stato registrato da 22 stazioni della rete ISNet. La stazione più vicina all'epicentro è STN3 (Satriano, PZ) ad una distanza di 2.3 km; la stazione più lontana è RSF3 (Rocca San Felice, AV) ad una distanza epicentrale di 60.5 km.

La differenza dei tempi di arrivo tra la stazione più vicina e quella più lontana è di circa 9.4 secondi.

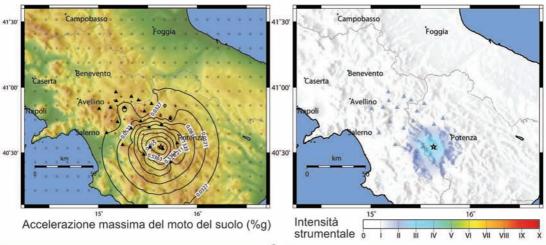
Il meccanismo focale calcolato per l'evento principale corrisponde ad una faglia normale con una componente di trascorrenza laterale (strike-slip).

La massima accelerazione del moto del suolo (PGA) misurata varia tra 3.79e-4 m/s² (stazione RSF3, distanza epicentrale di 60.5 km) e 1.50e-1 m/s² (stazione STN3, distanza epicentrale di 2.3 km); la massima velocità del moto del suolo (PGV) misurata varia tra 1.33e-5 m/s (stazione LIO3, distanza epicentrale di 54.7 km) e 2.83e-3 m/s (stazione STN3, distanza epicentrale di 2.3 km).

Registrazione dell'evento alla stazione STN3



Mappe di scuotimento



* Profondità fissata dal programma di localizzazione

nc = non calcolato

9.

Gestione del post evento sismico: mappe di scuotimento del suolo

Vincenzo Convertito, Raffella De Matteis, Luciana Cantore, Mauro Caccavale, Giovanni Iannaccone, Aldo Zollo, Antonio Emolo

Introduzione

In questo capitolo è descritta una metodologia originale, e la sua implementazione in un'applicazione software chiamata GRSmap, per il calcolo delle mappe di scuotimento del suolo in termini di parametri *strongmotion* (e.g., PGA, PGV, Intensità strumentale) nonché ne è presentata un'applicazione. Il capitolo segue parzialmente il lavoro pubblicato su Natural Hazards (Convertito et al., 2009).

La predizione della distribuzione spaziale del moto forte del suolo a seguito dell'occorrenza di terremoti moderati e forti è di fondamentale importanza per individuare le zone in cui, con più alta probabilità, si sono verificate le maggiori perdite sia in termini di vite umane che economiche. Tale informazione, nel periodo immediatamente successivo all'occorrenza dell'evento sismico, può essere utilizzata per la pianificazione delle missioni di soccorso da parte della Protezione Civile. La distribuzione del moto forte del suolo viene rappresentata mediante mappe ottenute dall'integrazione dei dati registrati ad una rete sismica durante il terremoto, come l'accelerazione di picco (PGA) o la velocità di picco (PGV), con delle stime degli stessi parametri effettuate utilizzando strumenti di predizione, in particolare le relazioni di attenuazione una volta che siano note la localizzazione e la magnitudo del terremoto (Wald et al., 1999a; Goltz, 2003). Le relazioni di attenuazione legano mediante coefficienti costanti uno o più parametri usati per caratterizzare il moto del suolo (PGA, PGV o parametri spettrali) con alcuni dei parametri utilizzati per descrivere sia la sorgente sismica, come ad esempio la magnitudo o il momento sismico, sia gli effetti della propagazione, come ad esempio la distanza epicentrale o ipocentrale ed una descrizione semplificata dell'effetto di sito (Abrahamson and Silva, 1997; Boore et al., 1997; Sommerville et al., 1997; Convertito et al., 2007).

Da quanto esposto, si evince che l'affidabilità delle mappe di scuotimento dipende sia dalla configurazione della rete sismica che dalla relazione di attenuazione utilizzata per la stima del moto del suolo nelle zone non coperte dalla rete. Per ciò che concerne la rete sismica, più la sua maglia è piccola, ossia la distribuzione dei sensori sismici è densa, minore sarà l'effetto dell'estrapolazione del dato registrato. Per quanto riguarda invece le relazioni di attenuazione, poiché i coefficienti vengono stimati mediante inferenza statistica su database esistenti, l'affidabilità delle predizioni sarà tanto migliore quanto più il database è costituito da dati registrati nello stesso contesto sismotettonico in cui saranno effettuate le predizioni. Questa è una delle maggiori limitazioni dei database esistenti in Italia ed in particolare nella regione Campania, dato che le prime registrazioni strumentali sono successive all'occorrenza del terremoto Irpino del 23 novembre 1980 (M 6.9). Inoltre, da un punto di vista temporale, le stime saranno tanto più affidabili quanto più rapidamente sono disponibili le informazioni sulla localizzazione e la magnitudo del terremoto.

Pertanto, in questo capitolo sarà preliminarmente descritta una nuova relazione di attenuazione del moto forte del suolo formulata *ad-hoc* per la regione Campania-Lucania (Appennino meridionale). Successivamente sarà descritta la metodologia originale, e la sua implementazione in GRSmap, per la realizzazione delle mappe di scuotimento del suolo.

I coefficienti della relazione di attenuazione sono ricavati utilizzando un database sintetico creato con un approccio stocastico. I parametri di input del metodo di simulazione sono ottenuti attraverso l'analisi spettrale delle forme d'onda relative a terremoti di magnitudo Md compresa tra 1.8 e 4.5, registrati nell'area di studio dal 1988 al 2003 (Convertito at al., 2007).

Il metodo alla base di GRSmap trae vantaggio dall'alta densità delle stazioni sismiche della rete irpina ISNet e permette di calcolare mappe che tengono conto delle caratteristiche bidimensionali del terremoto quali l'estensione della superficie di rottura, la direttività, il diagramma di radiazione, a cui sono dovuti gran parte dei danni. La tecnica è basata su uno schema di triangolazione che consente di ottenere una copertura uniforme dell'area di interesse e di applicare delle correzioni locali alle stime del moto del suolo nei baricentri dei triangoli i cui vertici sono rappre-

sentati dalle stazioni sismiche. I valori predetti sono ottenuti usando le relazioni di attenuazione *ad-hoc* per la regione Campania-Lucania sia per la PGA che per la PGV per condizioni di sito roccioso.

Al fine di introdurre nelle mappe di scuotimento gli effetti di amplificazione del moto del suolo indotti dalle condizioni geologiche locali (effetti di sito), in accordo con la procedura proposta da Park and Elrick (1998) (Borcherdt, 1994; Wald et al.,1999a) è stata effettuata una macrozonazione basata sulla geologia superficiale delle litologie affioranti nella regione Campania-Lucania.

La metodologia proposta è stata applicata per il calcolo delle mappe di scuotimento utilizzando, come esempi, un terremoto simulato di magnitudo M 6.6 ed il terremoto Irpino del 23 novembre 1980 di magnitudo M 6.9 che è il più forte terremoto registrato nell'area.

Formulazione delle leggi di scala e generazione di un database di sismogrammi sintetici

Come esposto precedentemente, l'affidabilità delle mappe di scuotimento del suolo dipende dallo strumento utilizzato per stimare i parametri utilizzati per caratterizzare il moto forte del suolo nelle regioni non coperte dalla rete sismica. Sebbene esistano numerosi metodi di predizione (e.g. metodi semi-empirici, metodi stocastici, ecc.), lo strumento maggiormente utilizzato è quello empirico. I modelli di predizione empirici, noti come relazioni di attenuazione, sono delle funzioni matematiche che mettono in relazione mediante coefficienti costanti, uno o più parametri del moto del suolo (PGA, PGV o parametri spettrali) con quelli che caratterizzano la sorgente, il mezzo di propagazione, in particolare in termini di attenuazione geometrica ed anelastica, e le condizioni di sito locali (Campbell, 1985). Una volta che sia stata scelta la forma funzionale, i coefficienti vengono stimati mediante inferenza statistica su database preesistenti. La validità e l'applicabilità delle relazioni di attenuazione, in quanto fortemente dipendenti dalle caratteristiche di propagazione delle onde sismiche nonché dalle modalità di generazione del terremoto, dovrebbe essere limitata alle aree in cui sono stati registrati i dati. La correttezza dell'esportazione di queste relazioni in altre aree dipende fortemente dalla similitudine delle aree in termini di meccanismi di sorgente e di propagazione (Reiter, 1990).

Nel caso dell'Italia, la rete accelerometrica nazionale, installata e gestita dall'ENEL a partire dagli anni '70, ha consentito una prima formulazione di relazioni di attenuazione utilizzando l'intero data-set di registrazioni relative a terremoti avvenuti su tutto il territorio nazionale e quindi valide mediamente per tutta la penisola (Sabetta e Pugliese, 1996). Le registrazioni sismiche utili per la definizione di relazioni di attenuazione a carattere regionale, in virtù dell'evoluzione tecnologica e dell'installazione di nuove stazioni sismiche conseguentemente al terremoto irpino del 23 novembre 1980, sono disponibili a partire dalla metà degli anni ottanta. Comunque, queste registrazioni si riferiscono a terremoti ricadenti in un ristretto intervallo di magnitudo e distanze tali da non consentire la stima di relazioni di attenuazione affidabili.

Questa limitazione può essere parzialmente superata utilizzando la tecnica di simulazione stocastica proposta da Boore (1983) che opera sia nel dominio del tempo che della frequenza. Tale tecnica è basata sulla generazione di rumore Gaussiano con media e varianza scelte in modo tale da fornire ampiezza spettrale unitaria. Lo spettro viene poi moltiplicato per uno specifico spettro di sorgente sismica (e.g. Brune, 1970) e di nuovo trasformato nel dominio del tempo per calcolare i sismogrammi da cui ricavare i valori di PGA e PGV.

Analisi spettrale e leggi di scala

Nel presente lavoro, a causa dell'assenza di un grande e completo database di dati strong-motion, i parametri di sorgente da utilizzare come input alla tecnica di simulazione stocastica sono stati ricavati dall'analisi spettrale delle forme d'onda dei terremoti registrati dalla rete sismica nazionale gestita dall'INGV nel periodo compreso fra il 1988 ed il 2003 con magnitudo M_d (1.8-4.5) (Figura 1). Questa analisi permette di ottenere delle leggi di scala, cioè delle relazioni tra il momento sismico e la frequenza d'angolo o tra lo stress drop statico e la frequenza d'angolo, che possono essere estrapolate per valori di magnitudo maggiori. I parametri dedotti dalle leggi di scala possono poi essere utilizzati come input nella tecnica proposta da Boore (1983) per calcolare i sismogrammi sintetici e gli associati valori di PGA e PGV per l'intervallo di magnitudo di interesse (M 5, 6 e 7).

Dal database completo sono stati selezionati solo i terremoti registrati ad almeno sei stazioni con un rapporto segnale rumore tale da po-

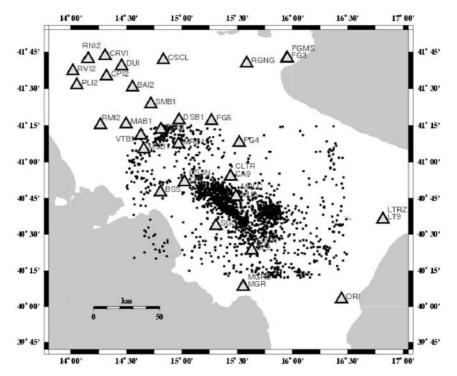


Figura 1. Mappa della regione Campania-Lucania con la distribuzione degli epicentri dei terremoti registrati, nel periodo compreso fra il 1988 ed il 2003, alle stazioni (triangoli) della rete sismica nazionale gestita dall'INGV.

ter identificare in maniera chiara la prima onda P. Da un database completo di 788 terremoti sono state estratte 2.774 forme d'onda relative a terremoti con magnitudo Md (1.8-4.5) che, dopo aver effettuato la lettura dei tempi di primo arrivo delle fasi P ed S, sono stati ri-localizzati utilizzando il modello di velocità mono-dimensionale proposto da Bernard and Zollo (1989).

Sulla base degli intervalli di distanze epicentrali e magnitudo contenuti nel database dell'INGV, sono stati calcolati gli spettri di spostamento utilizzando una finestra temporale di 1-sec centrata sul primo arrivo P (Figure 2a e 2b).

Il modello di sorgente assunto è quello classico di Brune (1970), caratterizzato da una singola frequenza d'angolo f_{ℓ} e decadimento spettrale a frequenze maggiori di f_{ℓ} del tipo ω^2 con un termine di attenuazione anelastica Q_p :

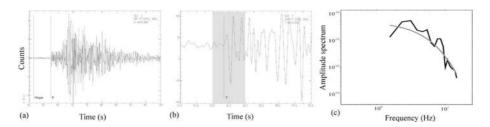


Figura 2. (a) Esempio di forma d'onda registrata da una stazione delle rete sismica nazionale; (b) Finestra temporale di 1-sec intorno all'arrivo P utilizzata per l'inversione dello spettro di ampiezza; (c) spettro calcolato sul segnale selezionato (linea nera) e spettro teorico (linea grigia).

$$S(f) = \frac{\Omega_o}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} e^{\frac{\pi T f}{Q_p}} \tag{1}$$

in cui T è il tempo di percorso della fase considerata. Mediante una tecnica di inversione non-lineare basata sul metodo di ottimizzazione Simplex (Nelder and Mead, 1965) sono stati stimati i parametri Ω_0 (ampiezza spettrale normalizzata a bassa frequenza), la frequenza d'angolo f_c ed il fattore di qualità Q_p . Il Simplex è un metodo di ricerca locale basato sulla minimizzazione di una funzione costo, che nel nostro caso è scelta come:

$$Fc = \frac{1}{N_f} \sum_{i=1}^{N_f} \left[A^{\text{obs}}(f_i) - A^{\text{cal}}(f_i) \right] f_i^2$$
 (2)

in cui $A^{obs}(f_i)$ rappresenta lo spettro di ampiezza osservato alla frequenza i-esima e $A^{cal}(f_i)$ quello calcolato per la stessa frequenza mentre N_f è il numero totale di frequenze considerate. Al fine di superare il problema di ricadere in un minimo secondario e di scegliere in maniera arbitraria un modello iniziale, per ciascuna forma d'onda, sono state effettuate 500 inversioni a partire da modelli iniziali differenti.

La Figura 3 riporta i valori iniziali di Ω_0 , f_c e Q_p e quelli finali ottenuti dopo le inversioni spettrali. Inoltre, allo scopo di illustrare la stabilità dei risultati ottenuti, i pannelli (b), (e) ed (h) mostrano le distribuzioni dei risultati finali. In particolare, in ciascuno dei pannelli, il triangolo nero rappresenta la moda della distribuzione.

I parametri ottenuti dall'inversione sono stati infine utilizzati per stimare le leggi di scala, in particolare la relazione che lega lo stress drop $\Delta \sigma$,

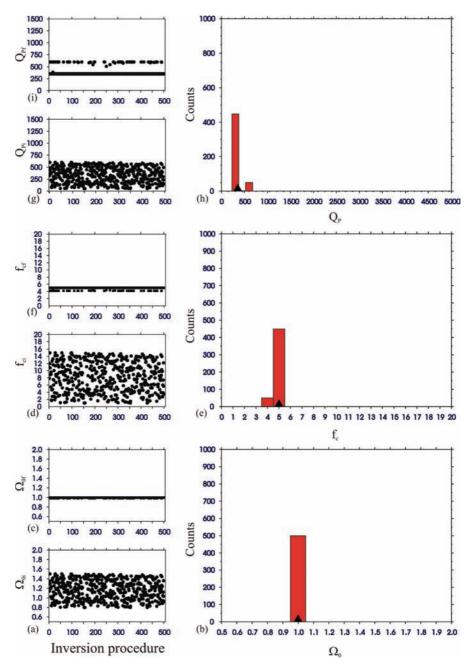


Figura 3. (a) (d) (g) Valori iniziali dei parametri Ω_0 , fc and Q_P utilizzati nelle diverse procedure di inversione; (c) (f) (i) Valori finali di Ω_0 , fc and Q_P ottenuti dopo l'inversione; (b) (e) (h) Istogrammi dei valori finali di Ω_0 , fc e Q_P , (barre rosse) e corrispondenti valori modali (triangoli neri).

espresso in bar, alla frequenza d'angolo f_c , espressa in Hz (Figura 4a). Mediante un'analisi di regressione, è stata ricavata la seguente relazione:

$$\log \Delta \sigma = a + b f_c \pm \sigma_{\log \Delta \sigma} \tag{3}$$

con $a = 1.5 \pm 0.3$, $b = 0.02 \pm 0.04$ e $\sigma_{\log \Delta \sigma} = 0.46$.

Per quanto concerne il fattore di qualità Q_p , i risultati dell'inversione mostrano una dipendenza lineare con la distanza (Figura 4b) da cui, mediante un'inversione lineare, è stata ricavata la seguente relazione:

$$Q(r) = Q_0 + Kr \tag{4}$$

dove r è la distanza epicentrale espressa in km, $Q_0 = 77 \pm 13$ e $K = 2.10 \pm 0.01$ km⁻¹.

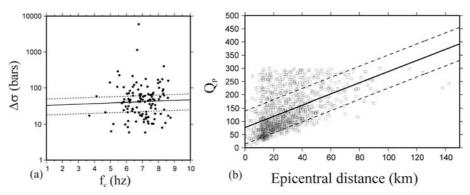


Figura 4. (a) Legge di scala tra lo stress drop statico e la frequenza d'angolo ricavata dall'inversione spettrale. La linea continua rappresenta il valore mediano e le linee tratteggiate rappresentano i valori corrispondenti a \pm 1 σ ; (b) Valori di Q $_p$ ottenuti dall'inversione dello spettro di spostamento P in funzione della distanza epicentrale. Il significato delle linee è lo stesso del pannello (a).

Database di sismogrammi sintetici

Le equazioni precedenti (3) e (4) sono state utilizzate per generare le forme d'onda sintetiche utilizzando la tecnica di simulazione proposta da Boore (1983). Nel presente studio è stato selezionata la seguente formula per lo spettro di accelerazione:

$$A(f) = CM_0 S(f, f_c) P(r, f)$$
(5)

in cui C è una costante data da:

$$C = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot P_a}{4\pi\rho\beta^3} \tag{6}$$

 $R_{\vartheta\phi}$ è il valore medio dei coefficienti di radiazione che si assume pari a 0.63 per le onde S; FS è un coefficiente di amplificazione legato all'effetto di superficie libera assunto pari a 2; P_a è un fattore di riduzione che tiene conto della partizione dell'energia fra le due componenti orizzontali assunto pari a $1/\sqrt{2}$. Infine, ρ e β rappresentano la densità e la velocità delle onde S.

Nell'equazione (5), la funzione $S(f, f_o)$ rappresenta lo spettro di sorgente classico ω^2 a singola frequenza d'angolo f_c proposto da Brune (1970):

$$S(f, f_c) = \frac{f^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \tag{7}$$

La funzione P(r, f) nell'equazione (5) rappresenta l'effetto della propagazione e si ottiene moltiplicando le funzioni che tengono conto dello spreading geometrico e dell'attenuazione anelastica. La sua formulazione è la seguente:

$$P(r,f) = g(r) e^{-\frac{\pi f r}{Q(f)\beta}}$$
(8)

in cui la funzione esponenziale tiene conto dell'attenuazione anelastica e g(r) dell'attenuazione geometrica. Considerando le distanze sito-sorgente nella regione Campania è stata assunta una forma funzionale che tenesse conto dell'attenuazione geometrica delle onde S fino a 300 km e, per distanze maggiori, dell'attenuazione geometrica legata alle onde di superficie. La forma finale della funzione g(r) risulta essere quindi:

$$g(r) = \begin{cases} r^{-1.0} & 1 \le r \le 300 \text{ km} \\ r^{-0.5} & r > 300 \text{ km} \end{cases}$$
 (9)

Inoltre, con riferimento all'equazione (4), è stata assunta una dipendenza del fattore di qualità sia dalla frequenza che dalla distanza, rispetto alla formulazione richiesta dalla tecnica di simulazione di Boore (1983). L'espressione per Q(r, f) è la seguente:

$$Q(r,f) = \left(Q_0 + Kr\right) \cdot \left(\frac{f}{f_0}\right)^n \tag{10}$$

dove f_0 è stata scelta pari a 1 Hz ed n = 1.

Una volta selezionate le forme funzionali delle leggi di scala e scelti i valori dei parametri, vengono generati sismogrammi sintetici relativi a terremoti con magnitudo e distanza rispettivamente negli intervalli $M_{\rm w}$ (5.0, 7.0) e (5, 150) km.

I valori di picco di accelerazione (PGA) e di velocità (PGV) dedotti dai sismogrammi sintetici sono riportati nella Figura 5 (quadrati grigi). Al fine di considerare le incertezze nei parametri $\Delta \sigma$ e f_o per ciascun valore della magnitudo, sono stati simulati sismogrammi sintetici utilizzando il valore medio dello stress drop $\Delta \sigma$ ed i valori corrispondenti a \pm 1 σ . I valori di PGA e PGV calcolati si riferiscono ad un sito di riferimento considerato roccioso (bedrock).

Al fine di verificare l'affidabilità della procedura utilizzata, i valori di ampiezza di picco stimati dai sismogrammi sintetici sono stati confrontati con i corrispondenti valori ottenuti dall'analisi dei dati reali relativi alle registrazioni accelerometriche del terremoto Irpino del 23 novembre 1980 (M 6.9) e di due repliche: 01 dicembre 1980 (M 4.6) e 16 gennaio 1981 (M 4.7). I corrispondenti valori di PGA e PGV sono rappresentati con delle croci nere nella Figura 5. Dalla Figura 5 si può notare come i valori simulati siano in buon accordo con quelli osservati.

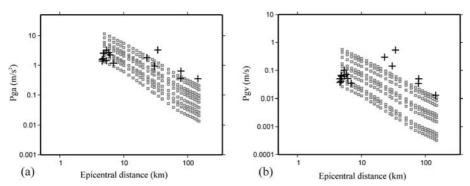


Figura 5. (a) Database sintetico per la PGA in funzione della distanza epicentrale per magnitudo M 5, 6 e 7 (quadrati grigi). Le croci si riferiscono ai dati relativi al terremoto Irpino del 23 novembre 1980 e alle repliche del 1 dicembre 1980 M 4.6 e16 gennaio 1981 M 4.7. (b) Stessa rappresentazione ma per la PGV.

Definizione di una relazione di attenuazione per la regione Campania-Lucania

Una volta che le simulazioni siano state calibrate per la regione di interesse, in termini di attenuazione (geometrica ed anelastica) e di stress drop statico, è possibile generare il database di sismogrammi sintetici per intervalli di magnitudo e distanza di interesse per lo studio. Tale database può essere poi utilizzato sia per integrare database di sismogrammi reali che per ricavare relazioni di attenuazione per la regione di interesse. Per quanto concerne le forme funzionali delle relazioni di attenuazione nel presente studio sono stati scelti dei modelli classici (e.g., Joyner and Boore, 1981; Campbell, 1997; Sabetta and Pugliese, 1996; Abrhamson and Silva, 1997; Boore et al., 1997) la cui formulazione è la seguente:

$$\log_{10} Pgx = a + bM + c\log_{10} \sqrt{R^2 + h^2} \pm \sigma \tag{11}$$

Pgx corrisponde sia a PGA che PGV, M è la magnitudo, R è la distanza epicentrale espressa in km, h è una profondità fittizia in km e σ è la deviazione standard del logaritmo di Pgx.

Il modello selezionato assume una funzione esponenziale della magnitudo che discende dalla definizione della magnitudo come misura del moto dell'ampiezza del moto del suolo espressa in logaritmo (Campbell, 1985), un'attenuazione geometrica che va come 1/R ed h tiene conto di una proprietà nota come saturazione con la distanza (Joyner and Boore, 1981; Campbell, 1985).

Allo scopo di ottimizzare il fit con i dati, il parametro c è stato fissato durante l'inversione, mentre i parametri a e b vengono fatti variare. Utilizzando una procedura di 'trial-and-error', per il parametro c è stato trovato il valore -1.4 e per b il valore 5.5 km per la PGA e 5.0 km per PGV. La differenza nei valori di b tiene conto della differenza nell'attenuazione per i diversi intervalli di frequenza che caratterizzano la PGA e la PGV.

Le stime dei parametri a e b con le relative incertezze ottenute mediante una tecnica di inversione ai minimi quadrati, sono riportati in Tabella 1 insieme alle deviazioni standard del logaritmo delle Pgx.

Nelle Figure 6a e 7a sono riportate le relazioni di attenuazione ricavate nel presente studio per terremoti di magnitudo uguale a 5, 6 e 7 (linee continue) e il database per PGA e PGV (quadrati grigi). Per confronto, nella stessa figura sono state riportate altre due relazioni di atte-

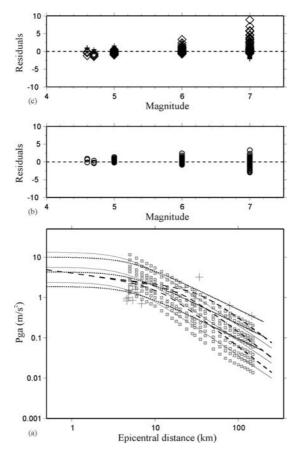


Figura 6. (a) Database sintetico per la PGA calcolata per M 5, 6 e 7 rappresentato in funzione della distanza epicentrale. Le linee continue si riferiscono alla relazione di attenuazione ricavata nel presente lavoro, le linee a puntini si riferiscono alla relazione di attenuazione SP96 mentre le linee a tratteggio spesso si riferiscono alla relazione di attenuazione CA97. (b) Residui in funzione della distanza calcolati utilizzando la relazione di attenuazione ricavata nel presente lavoro. (c) Residui in funzione della distanza per la relazione di attenuazione SP96 (croci) e quelli relativi alla relazione di attenuazione CA97 (rombi).

Tabella 1. Coefficienti di regressione ed errori standard della relazione di attenuazione regionale usata per calcolare le mappe di scuotimento del suolo (Convertito et al., 2007).

Pgx	Α	В	С	h	σ
Pga (m/s²)	-0.559	0.383	-1.4	5.5	0.155
Pgv (m/s)	-3.13	0.570	-1.4	5.0	0.185
Pga (m/s²)*	-0.514	0.347	-1.4	5.5	0.145
Pgv (m/s)*	-3.04	0.552	-1.4	5.0	0.154

L'asterisco indica i coefficienti delle relazioni di attenuazione ottenute senza introdurre nel dataset i valori di PGA e PGV del terremoto irpino del 23 novembre 1980.

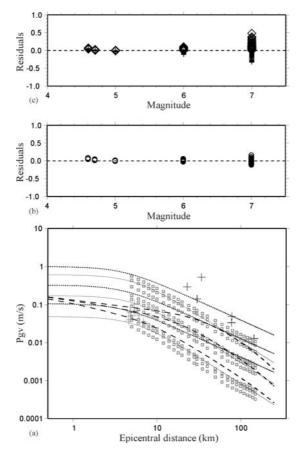


Figura 7. Stessa rappresentazione riportata in Figura 6 ma per la PGV.

nuazione ed in particolare, quella di Sabetta and Pugliese (1996) (SP96) (linea a puntini) e quella di Campbell (1997) (CA97) (linea a tratteggio spesso).

La selezione delle due relazioni di attenuazione è stata effettuata tenendo conto del fatto che SP96 è stata ricavata utilizzando un database italiano che contiene fondamentalmente meccanismi di sorgente sismica relativi a faglie dirette ed inverse, mentre la relazione di attenuazione CA97 è stata ricavata su un database mondiale che include diversi contesti sismotettonici ed un elevato numero di meccanismi di sorgente.

Il confronto fra le differenti curve mostra come la relazione di attenuazione ricavata nel presente studio e la CA97 hanno un andamento si-

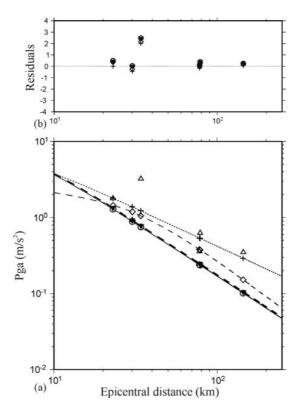


Figura 8. Test di validazione per la PGA: (a) I triangoli rappresentano i dati del terremoto irpino del 23 novembre 1980 Ms 6.9, i cerchi rappresentano le stime ottenute con la relazione di attenuazione ricavata nel presente studio, le croci corrispondono ai valori stimati con la relazione di attenuazione SP96 e i rombi a quelli relativi alla relazione di attenuazione CA97. I triangoli neri invertiti corrispondono alle stime ottenute con la relazione di attenuazione ricavata nel presente studio quando i dati del terremoto irpino vengono aggiunti al database sintetico. Le linee hanno lo stesso significato di quelle riportate in Figura 6. (b) Analisi dei residui per il test di validazione. Il significato dei simboli è lo stesso di quello del pannello (a).

mile per distanze maggiori di 20 km in termini di attenuazione, ma forniscono differenti stime del moto del suolo. Quindi, CA97 fornisce valori maggiori di PGA e PGV per ciascuna magnitudo, tranne che per la PGV relativa a M 7. D'altra parte, il confronto con le relazioni SP96 mostra un comportamento diverso in termini sia dei valori di picco stimati che in termini di attenuazione. Ciò mette ancora di più in evidenza l'esigenza di ridurre il problema 'host-to-target'. I pannelli b e c delle Figure 6 e 7 mostrano i residui, cioè le differenze tra i valori di PGA osservati e i valori di PGA calcolati con la legge di attenuazione in funzione della magnitudo.

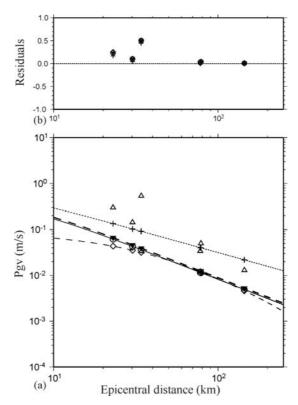


Figura 9. Stessa rappresentazione riportata nella Figura 8 ma per la PGV.

In particolare, i cerchi nei pannelli b si riferiscono ai residui ottenuti usando relazione di attenuazione ricavata nel presente studio, mentre nei pannelli c sono rappresentati i residui relativi a SP96 (croci) e a CA96 (rombi). L'analisi dei residui mostra che la relazione di attenuazione ricavata nel presente lavoro fornisce delle stime che mediamente sono consistenti con quelle relative a SP96 e CA97, in particolare per le grandi magnitudo.

Al fine di validare il modello di regressione assunto nell'equazione (11) e dei coefficienti ricavati dalla regressione, è stato effettuato un ulteriore test utilizzando i dati relativi al terremoto irpino del 23 novembre 1980 effettuando un'analisi dei residui in due passi. Nel primo stadio, si confrontano i valori osservati con le stime ottenute dalla relazione di attenuazione ricavata nel presente studio non avendo inserito questi valori osservati nel database. I risultati sono riportati nelle Figure 8 e 9 rispettivamente per la PGA e per la PGV. Nei pannelli a delle stesse figure, i

triangoli rappresentano i dati disponibili ed i cerchi le stime, per le stesse distanze, ottenute con la relazione di attenuazione ricavata nel presente studio. Negli stessi pannelli, vengono riportate le stime ottenute utilizzando le relazioni SP97 (croci) e CA97 (rombi), mentre le linee si riferiscono all'intervallo continuo di distanze considerato. Lo stile utilizzato per le linee è lo stesso di quello riportato in Figura 6. I corrispondenti residui in funzione della distanza, sono mostrati nel pannello b delle Figure 8 e 9.

Nel secondo stadio del test, i dati relativi al terremoto irpino vengono introdotti nel database e si effettua di nuovo la regressione e l'analisi dei residui. I nuovi valori dei coefficienti sono riportati in Tabella 1 sia per la PGA che per la PGV. Dal confronto con i valori riportati sempre in Tabella 1, si può vedere che c'è solo una piccola variazione nei valori dei coefficienti, mentre le incertezze rimangono sostanzialmente le stesse.

Le corrispondenti curve di attenuazione per PGA e PGV sono mostrate con linea a tratteggio spesso ancora nelle Figure 8 e 9. Inoltre, nei panelli b delle stesse figure vengono riportati i residui (triangoli neri invertiti). Come si evince dalle figure, l'introduzione dei dati relativi al terremoto del 23 novembre 1980 nel database sintetico consente di migliorare le stime dei parametri di picco.

Macrozonazione geologica dell'Appennino meridionale

Un modo semplice per introdurre le condizioni della geologia locale nelle mappe di scuotimento del suolo è di sviluppare classificazioni di sito in modo che i livelli di risposta all'interno di una stessa classe siano simili.

La classificazione di sito per la regione della Campania e Lucania, è stata sviluppata seguendo le regole generali suggerite da Park e Elrick (1998). Le principali unità mostrate sulla carta geologica regionale in scala 1:250.000, sono state raggruppate in quattro categorie sulla base dell'età e delle caratteristiche litologiche simili: Quaternario, sedimenti (Q); Vulcanico, rocce vulcaniche (V); Terziario, sedimenti e basamento (T); Mesozoico basamento roccioso (M). In seguito, sovrapponendo le quattro categorie sulla carta geologica in scala 1:250.000, è stata è stata creata la mappa QVTM delle condizioni di sito (Figura 10) (come descritto nel Capitolo 5). Con riferimento alla classificazione proposta dalla normativa europea, rappresentata dall'Euro-

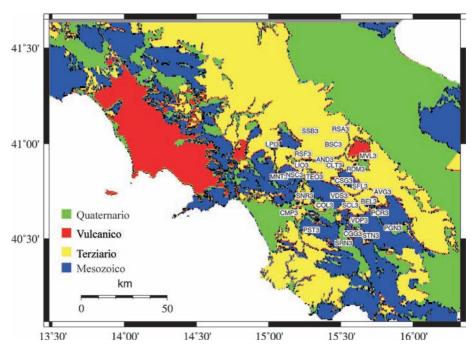


Figura 10. Mappa della classificazione di sito QVTM: Quaternario, sedimenti (Q); Vulcanico, rocce vulcaniche (V); Terziario, sedimenti e basamento (T); Mesozoico basamento roccioso (M). La legenda riporta la corrispondenza tra i colori e le categorie. Le sigle indicano i nomi e le ubicazioni delle stazioni sismiche della rete ISNet.

code8 (EC8), a ciascuna categoria è stato assegnato un valore o un intervallo di valori di velocità delle onde di taglio mediate su 30 metri di profondità (Vs30) ed il corrispondente valore del periodo di sito dominante (Tabella 2).

Tabella 2. Classificazione di sito per la regione Campania-Lucania e le corrispondenti Classi dell'Eurocode8 (2003).

Tipo di suolo	Età	Vs 30(m/s)	Classe EC8
Piattaforma carbonatica	Mesozoico	> 800	Α
Sedimenti, rocce soffici e depositi flyshiodi	Terziario	360-800	В
Rocce vulcaniche	Terziario-Quaternario	360-1000	В
Alluvioni e depositi di bacino	Quaternario	180-360	С
Suolo soffice	Quaternario	< 180	D

Mappe di scuotimento per la regione Campania-Lucania

La tecnica utilizzata per la generazione delle mappe di scuotimento del suolo dipende essenzialmente dalla scala temporale. Gli approcci seguiti sono sostanzialmente tre: un approccio in tempo reale (Elarms) proposto da Allen (2007), un approccio in tempo quasi-reale (Wald et al., 1999a; Goltz, 2003; Jean et al., 2006) ed un approccio di tipo post-evento (Dreger and Kaverina, 2000). Le differenze fra le tre diverse metodologie oltre che da punto di vista temporale consistono in una diversa scelta nella modellazione della sorgente sismica. Infatti, nell'approccio tempo-reale e quasi-reale la sorgente è considerata puntiforme, mentre Dreger and Kaverina (2000), utilizzano un modello di sorgente estesa che dovrebbe fornire una distribuzione del moto del suolo più realistica.

La maggiore limitazione dell'approccio in tempo reale è che le mappe risultano essere isotrope fornendo quindi poca informazione sulla distribuzione bidimensionale del moto forte del suolo. Infatti, in questo approccio, sebbene le informazioni fornite dal sistema di allerta sismico riguardanti l'aggiornamento della stima della magnitudo e della localizzazione siano utilizzate per aggiornare i coefficienti della relazione di attenuazione, questa non è in grado di riprodurre la reale distribuzione del moto del suolo le cui caratteristiche dipendono dal meccanismo di sorgente, dall'effetto di direttività, ecc. Negli approcci in tempo quasi-reale, si cerca di limitare questi effetti integrando le stime effettuate con le relazioni di attenuazione con i dati registrati durante l'evento ed utilizzando delle tecniche di interpolazione per distribuire su tutto la regione di interesse il campo del parametro del moto forte del suolo selezionato.

La metodologia per il calcolo delle mappe di scuotimento presentata in questo lavoro, denominata GRSmap, si pone nella scala temporale del tempo quasi-reale. L'elemento di originalità della metodologia, è rappresentata del fatto che le stime nei siti non coperti dalla rete sono ottenute utilizzando relazioni di attenuazione *ad-hoc* per l'Appennino meridionale ma, fondamentalmente, dalla tecnica di interpolazione utilizzata per distribuire i dati registrati sia nell'area coperta dalla rete che nell'area esterna. Infatti, nelle metodologie esistenti come ad esempio ShakeMaps (Wald et al., 1999a) si utilizza una griglia uniforme disposta sulla regione di interesse da cui però si eliminano tutti i nodi la cui distanza dalla stazione di registrazione più prossima sia inferiore ad un certo valore (15 km

per default). Negli altri nodi della griglia si utilizza poi la relazione di attenuazione per stimare il parametro del moto del suolo. Dopodiché questi valori vengono distribuiti su una griglia più fine, utilizzando la tecnica di interpolazione b-spline con un coefficiente di tensione settabile. Una volta ottenute le mappe per condizioni di sito roccioso, si introduce l'effetto di sito integrando tali mappe con le mappe di sito del QTM (Quaternario, Terziario e Mesozoico) (Wald et al., 1999a).

La metodologia GRSmap si basa invece su una tecnica di interpolazione il cui scopo è quello di dare maggior peso ai dati registrati rispetto alle stime effettuate con le relazioni di attenuazione. In particolare si usano diverse procedure sia per definire nuovi punti stazione che per correggere i valori stimati del moto del suolo in tali punti a seconda che si consideri l'area coperta dalle stazioni sismiche o quella esterna alla rete. Per ottenere una distribuzione più uniforme di punti stazione nell'area interna alla rete si effettua una triangolazione mentre nell'area esterna si usa una griglia uniforme di nuovi punti stazione. Le caratteristiche fondamentali del metodo proposto sono la natura locale delle correzioni che si apportano ai valori stimati del moto del suolo e la scelta automatica dei parametri che controllano la distribuzione dei nuovi punti stazione. Lo schema di funzionamento della tecnica può essere schematizzato nei seguenti punti principali: triangolazione dell'area interna alla rete, stima dei residui per la correzione delle relazioni di attenuazione ed estrapolazione dei valori di picco nell'area esterna alla rete.

Triangolazione dell'area interna alla rete

Per quanto riguarda l'area interna alla rete le principali fasi della tecnica possono essere schematizzate nel modo seguente.

- I valori di picco del moto del suolo registrato sono corretti per essere riportati alle condizioni di sito roccioso usando la classificazione QVTM e i relativi coefficienti di correzione.
- Si effettua la triangolazione definendo i triangoli i cui vertici sono rappresentati dalle stazioni sismiche e per ogni triangolo è identificato il baricentro che viene usato come nuovo punto stazione.
- L'area di ogni triangolo non può superare N_A×A_{ave} dove N_A è un intero che dipende dalla configurazione della rete sismica e A_{ave} è l'area media calcolata su tutti i triangoli. Se l'area di un triangolo supera questa soglia, il triangolo viene ulteriormente triangolato usando il baricentro

come vertice aggiuntivo. Quando le aree di tutti i triangoli soddisfano questa condizione, nei loro baricentri viene stimato con la relazione di attenuazione il valore di picco del moto del suolo e poi corretto per un residuo medio calcolato su un numero fissato di stazioni sismiche reali.

- L'epicentro è considerato come punto stazione aggiuntivo dove il valore di picco del moto del suolo è stimato usando la relazione di attenuazione e poi corretto per un residuo medio calcolato utilizzando i valori di picco registrati alle stazioni che distano dall'epicentro meno di un valore di soglia fissato.
- Se un terremoto è localizzato all'esterno della rete sismica l'area epicentrale viene triangolata fino ad ottenere una distribuzione uniforme di nuovi punti stazione.

Stima dei residui

Dopo aver raggiunto la triangolazione ottimale vengono calcolati i residui a tutti i vertici dei triangoli, cioè la differenza tra il valore osservato e quello stimato usando la relazione di attenuazione. La media dei residui calcolati ai vertici di ogni triangolo è usata per correggere il valore del parametro del moto del suolo stimato nel baricentro del triangolo. In generale la relazione di attenuazione può essere approssimata nel modo seguente:

$$\log Pgx(R, \phi) = \log Pgx(R) + g(\phi)$$
(12)

dove Pgx corrisponde a PGA o a PGV, logPgx(R) è la classica funzione che esprime la dipendenza dalla distanza e dalla magnitudo mentre $g(\phi)$ è un termine che tiene conto della dipendenza azimutale del picco del moto del suolo. Lo schema di correzione proposto ha lo scopo di stimare il termine $g(\phi)$. Infatti nota la magnitudo e la localizzazione dell'evento si possono stimare i valori attesi alle stazioni stesse utilizzando la relazione di attenuazione (11).

Considerando l'*i*-esimo triangolo (inserto di Figura 11a), i cui vertici sono indicati con P₁, P₂ e P₃, il residuo al *j*-esimo vertice è calcolato come:

$$Res(P_i) = \log Pgx_i^{obs} - \log Pgx_i^{est}$$
(13)

dove Pgx^{obs} è il valore registrato e Pgx^{est} è quello stimato usando l'equazione (11). Il valore del residuo non può superare $Nx\sigma_{logPGX}$ dove σ_{logPGX} è l'er-

rore standard dell'equazione (11) ed N una costante che dipende dalla distanza del vertice dall'epicentro. Se il vertice è contenuto all'interno di un cerchio di raggio L/2, dove L è la lunghezza della faglia stimata usando la relazione di Wells and Coppersmith (1994), allora N è fissato pari a 4 altrimenti è pari a 3. Questa scelta è dovuta all'ipotesi che i valori di picco del moto del suolo abbiano una distribuzione log-normale (Reiter, 1990) e al fatto che a grandi distanze epicentrali le relazioni di attenuazione forniscono stime più attendibili. Se un residuo supera il valore di soglia il dato non è usato nel calcolo della mappa di scuotimento poiché un valore molto alto può indicare o un cattivo funzionamento della stazione o un forte effetto di sito. Mentre nel primo caso il dato effettivamente non deve essere utilizzato, nella seconda situazione il dato richiede una correzione specifica che non può essere effettuata in maniera automatica ma solo in una fase successiva per produrre una mappa finale. Per ogni triangolo il residuo medio del picco del moto del suolo (Res), è quindi ottenuto mediante:

$$\langle \operatorname{Res} \rangle_i = \frac{1}{3} \sum_{j=1}^3 \operatorname{Res}(P_j)$$
 (14)

Questa quantità è poi usata per correggere il valore stimato del picco del moto del suolo nell'*i*-esimo baricentro B_i secondo la relazione seguente:

$$\log Pgx(B_i) = \log Pgx^{est} (B_i) + \langle \text{Res} \rangle_i$$
 (15)

L'equazione (15) rappresenta il valore stimato del parametro del moto del suolo corretto localmente per le variazioni azimutali dovute agli effetti di sorgente come il meccanismo focale e la direttività. Il vantaggio di tale approccio consiste fondamentalmente nel fatto che la triangolazione consente di distribuire nelle zone inter-stazione le caratteristiche della sorgente del terremoto che si sta considerando, come ad esempio il meccanismo focale, il diagramma di radiazione, l'effetto di direttività, ecc. Inoltre consente di limitare i possibili artifici di una interpolazione troppo spinta utilizzando la sola b-spline.

Estrapolazione dei valori di picco nell'are esterna alla rete

Per quanto riguarda le regioni non coperte dalla rete sismica, invece, si utilizza una griglia di punti il cui passo nelle due direzioni, latitudine e

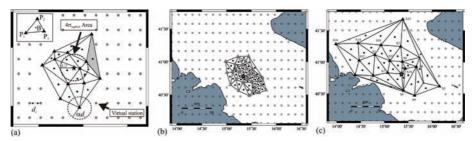


Figura 11. (a) I principali parametri dello schema di triangolazione. I triangoli neri rappresentano le stazioni, i cerchi neri i baricentri dei triangoli e i cerchi vuoti i nuovi punti stazione. (b) Triangolazione per la rete ISNet. (c) Triangolazione per la rete che ha registrato il terremoto dell'Irpinia del 1980 (M 6.9) (tratta da Convertito et al., 2009).

longitudine, è fissato automaticamente pari ad una frazione della distanza media di ciascuna stazione e di ciascun baricentro, da tutte le altre stazioni e da tutti gli altri baricentri. Inoltre, per l'intervallo di validità delle relazioni di attenuazione, tali punti non potranno distare più di 150 km dall'epicentro e non meno della distanza media calcolata in precedenza dalla stazione più prossima.

Lo stesso valore usato per la spaziatura della griglia è usato anche come distanza di soglia per eliminare i punti della griglia vicini alle stazioni sismiche (Figura 11a). Tra tutti i nodi della griglia solo quelli che distano dalle stazioni sismiche più del valore di soglia sono utilizzati per l'estrapolazione (Figura 11a, cerchi). In questi nodi viene stimato il valore di picco del moto del suolo utilizzando l'equazione (11) e poi corretto per un residuo medio pesato per la distanza epicentrale. Il residuo medio è calcolato utilizzando solo i valori di picco registrati alle stazioni sismiche con un azimut confrontabile con quello del nodo della griglia in esame.

I dati osservati e stimati sono infine integrati ed usati per generare le mappe di scuotimento del suolo re-interpolando su una griglia uniforme con spaziatura più fine pari a 0.01 gradi. Successivamente la mappa viene corretta per l'effetto di sito utilizzando per ogni punto i relativi coefficienti correttivi riportati in Tabella 2 del Capitolo 5.

Test e applicazioni

Al fine di validare la metodologia sviluppata nel presente lavoro, si propone un'applicazione a due terremoti: un evento di magnitudo 6.6 simulato calcolando accelerogrammi sintetici alle stazioni della rete ISNet e il terremoto del 23 novembre 1980 di magnitudo 6.9 registrato ad una rete sismica locale. Il motivo di questa scelta deriva dal fatto che il terremoto simulato consente di validare il metodo proposto mentre il terremoto dell'Irpinia del 1980 rappresenta il più forte terremoto registrato nell'area di interesse.

Per entrambi i terremoti sono state calcolate le mappe di scuotimento del suolo in termini di PGA, PGV e di intensità strumentale. È stata usata la relazione di attenuazione proposta da Convertito et al. (2007) e le relazioni proposte da Wald et al. (1999b) per convertire PGA e PGV in intensità strumentale.

Il terremoto simulato

Per calcolare i sismogrammi sintetici a larga banda ad ogni stazione sismica della rete ISNet (Weber et al., 2007) è stata usata la tecnica proposta da Gallovič e Brokešhová (2007). In tale tecnica, la sorgente è descritta a bassa frequenza dal teorema di rappresentazione (Aki and Richards, 1980) assumendo per la distribuzione dello slip un andamento di tipo k-quadro (approccio integrale) (Herrero and Bernard, 1994; Gallovič and Brokešhová, 2004). Ad alta frequenza, il moto del suolo è invece ottenuto sommando i contributi di ogni sorgente elementare in cui è suddivisa la superficie di rottura (approccio composito). In altre parole, a larga scala, il processo di rottura è completamente equivalente al classico modello k-quadro, mentre a piccola scala il comportamento delle sorgenti elementari diventa caotico e il campo d'onda generato appare isotropo. I sismogrammi sintetici calcolati usando sia l'approccio integrale che quello composito sono combinati nell'intervallo delle frequenze intermedie con una media pesata delle parti reali ed immaginarie dei rispettivi spettri di Fourier. Infine, per il calcolo delle funzioni di Green, in un modello di velocità monodimensionale, è utilizzata la tecnica dei numeri d'onda discreti proposta da Bouchon (1981).

I parametri usati per la simulazione sono elencati in Tabella 3. Va notato che questi parametri corrispondono a quelli che caratterizzano la faglia principale del terremoto del 23 novembre 1980 (Tabella 4, F1). I parametri di picco del moto del suolo (PGA e PGV) misurati sui sismogrammi sintetici sono stati usati come dati di input per il calcolo delle mappe di scuotimento. Nelle Figure 12a e 12b è mostrato il con-

Parametro	Valore	
Lunghezza	35 km	
Larghezza	15 km	
Profondità del top	2.2 km	
Strike	315°	
Dip	60°	
Slip	-90°	
Momento sismico	1.3×10 ¹⁹ Nm	

Tabella 3. Parametri di faglia del terremoto simulato di magnitudo 6.6.

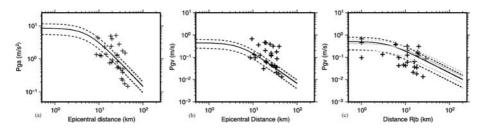


Figura 12. Validazione dei valori sintetici di PGA (a) e di PGV (b). Su ogni pannello le croci rappresentano i valori di PGA e PGV ricavati dai sismogrammi sintetici simulati alle stazioni della rete ISNet. Le linee nere indicano i valori mediani delle relazioni di attenuazione ad-hoc ottenute in questo lavoro, mentre le linee tratteggiate si riferiscono a $1\pm\sigma$. Il pannello (c) mostra gli stessi dati quando si considera la minima distanza dalla proiezione in superficie della faglia (R_{jb}) . Le linee nere si riferiscono alla relazione di attenuazione di Sabetta and Pugliese (1996) mentre quelle grigie a quella proposta da Akkar and Bomber (2007) (tratta da Convertito et al., 2009).

fronto tra i dati letti sui sismogrammi e quelli stimati usando la legge di attenuazione *ad-hoc* rispettivamente per PGA e PGV. In particolare le linee continue corrispondono ai valori mediani, le linee tratteggiate a ± 1σ, e le croci ai valori di picco letti sui sismogrammi sintetici. Mentre i dati di PGA sono in buon accordo con la relazione di attenuazione adoperata, i valori di PGV mostrano alcune discrepanze che possono essere attribuite principalmente all'effetto di direttività e alla definizione di distanza. Infatti per grandi terremoti è più opportuno utilizzare la distanza delle stazioni dalla proiezione in superficie della faglia piuttosto che quella epicentrale. Quando i dati di PGV vengono rappresentati in funzione della minima distanza dalla proiezione in superficie della faglia (Rjb) mostrano un migliore accordo con le relazioni di attenuazione. In Figura 12c è mostrato il confronto dei dati (croci) con due re-

lazioni di attenuazione che tengono conto della distanza Rjb. In particolare le linee nere sono relative alla relazione di attenuazione proposta da Sabetta e Pugliese (1996) e le linee grigie a quella proposta da Akkar and Bomber (2007).

Dopo questo confronto si procede all'applicazione della metodologia precedentemente descritta per il calcolo delle mappe di scuotimento. Lo schema di triangolazione e la distribuzione delle stazioni ISNet e dei nuovi punti stazione sono mostrati nella Figura 11b. L'area media dei triangoli è di circa 67 km² mentre la distanza di soglia e la spaziatura della griglia esterna all'area coperta della rete è pari a 30 km. Le Figure 13a, 13c e 13e mostrano rispettivamente le mappe di intensità strumentale, di PGV in cm/s e di PGA (espresse in percentuale dell'accelerazione di gravità). Nelle mappe è evidente una simmetria radiale a grandi distanze dall'epicentro (maggiori di 50 km) e una distribuzione allungata nella direzione NW-SE nell'area epicentrale. Questa elongazione può essere interpretata come dovuta all'estensione della faglia e all'effetto di direttività verso nord-ovest.

Per validare la tecnica proposta sono stati effettuati ulteriori test escludendo dal dataset di input di volta in volta un numero crescente di stazioni sismiche (6, 10 e 14 stazioni). In questo modo è possibile verificare l'efficacia del metodo confrontando nei punti corrispondenti alle stazioni escluse il valore estrapolato dalle mappe con quello originale. La Figura 14 mostra il risultato del test in termini dei residui tra i valori di PGA e PGV misurati e quelli stimati. In particolare il confronto è fatto sia con i valori stimati usando le relazioni di attenuazione (cerchi grigi) sia con i valori stimati ricavati dalle mappe ottenute usando la procedura di interpolazione (quadrati).

La prima osservazione è che i residui calcolati usando come valori stimati quelli estrapolati dalle mappe di scuotimento sono minori di quelli ottenuti usando la relazione di attenuazione. I valori dei residui dipendono dalla distanza epicentrale e in particolare dall'azimut della stazione esclusa. La differenza tra i residui calcolati, usando le due diverse stime del parametro del moto del suolo, diminuisce all'aumentare del numero di stazioni escluse. Questa osservazione è giustificata poiché, quando un gran numero di stazioni è escluso dal calcolo delle mappe, le stime hanno maggior peso rispetto alle osservazioni. Inoltre la Figura 14 mostra che i residui calcolati sui valori di PGV sono quasi tutti positivi. Questo risultato riflette la discrepanza tra i valori stimati e misurati per le stazioni affette da effetti di sorgente come la direttività ed il meccanismo focale che sono più evidente sui segnali a bassa frequenza (Figura 12b).

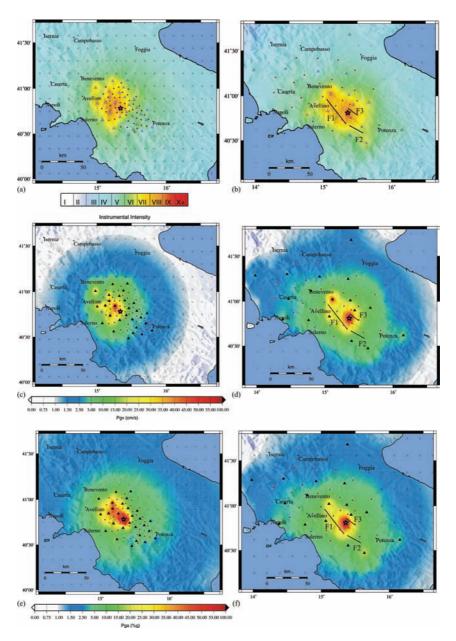


Figura 13. Mappe di intensità strumentale, di PGV in cm/s e di PGA (espressa in percentuale dell'accelerazione di gravità) per il terremoto simulato M 6.6 (a, c, e) e per il terremoto del 23 novembre 1980 M 6.9 (b, d, f). I triangoli rappresentano le stazioni sismiche, i cerchi i nuovi punti stazione e i punti rossi i baricentri dei triangoli. Nei pannelli b, d, f le linee nere rappresentano le proiezioni in superficie dei tre segmenti di faglia (F₁, F₂ e F₃) che si sono attivati durante il terremoto dell'Irpinia (tratta da Convertito et al., 2009).

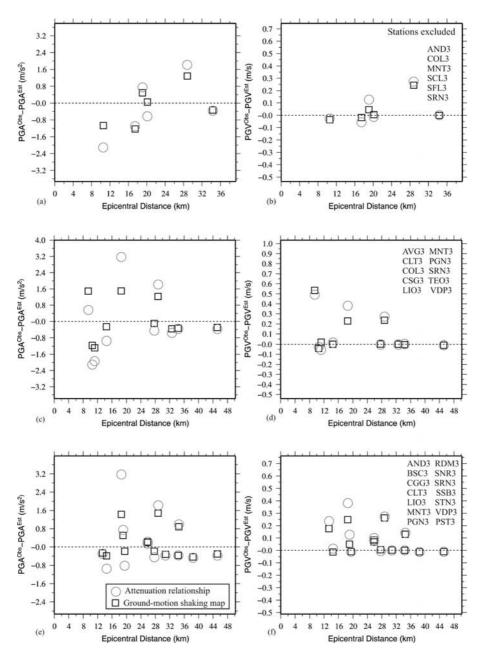


Figura 14. Analisi dei residui per i valori sintetici di PGA (a, c, e) e PGV (b, d, f). I quadrati neri rappresentano i dati estratti dalle mappe di scuotimento del moto suolo, mentre i cerchi grigi quelli ottenuti usando le relazioni di attenuazione. Nell'angolo in alto a destra dei pannelli b, d, f sono elencate le stazioni escluse nel calcolo delle mappe di scuotimento (tratta da Convertito et al., 2009).

Il terremoto dell'Irpinia del 23 novembre 1980 (M 6.9)

Il terremoto del 23 novembre 1980 (M 6.9) è uno dei terremoti più distruttivi avvenuti in Italia nell'ultimo secolo. È stato caratterizzato da un complesso processo di fagliazione normale su tre segmenti di faglie subparallele della catena meridionale appenninica (Westaway and Jackson, 1984; Bernard and Zollo, 1989; Pantosti and Valensise, 1990). In Tabella 4 sono riportati i parametri che caratterizzano i tre segmenti di faglia.

Per questo terremoto sono disponibili le registrazioni accelerometriche a 18 stazioni sismiche della rete locale gestita dall'ENEA-ENEL, equipaggiate con accelerografi standard del tipo SMA-1 (Berardi et al., 1981). L'ubicazione delle stazioni sismiche (triangoli) e dell'epicentro strumentale (stella grigia) sono mostrate in Figura 11c. I 18 valori di picco del moto del suolo letti sulle registrazioni strong-motion sono stati utilizzati per il calcolo delle mappe di scuotimento del suolo. Lo schema di triangolazione, la distribuzione dei nuovi punti stazione e dei baricentri sono mostrati in Figura 11c. L'area media è circa 473 km², la distanza di soglia e la spaziatura della griglia esterna alla rete è pari a 62 km.

Per mettere in evidenza i vantaggi della tecnica proposta, le mappe di scuotimento sono state calcolate utilizzando le relazioni di attenuazione ricavate dal database che non include i dati del terremoto dell'Irpinia in esame. La Figura 15 mostra il confronto tra i valori di PGA e PGV registrati durante il terremoto dell'Irpinia con quelli stimati dalle relazioni di attenuazione.

Per mostrare come la tecnica proposta permette di recuperare la discrepanza tra dati osservati e stimati, in Figura 15 sono riportate anche le relazioni di attenuazione ottenute usando i dati estratti dalle mappe di

	ametri di sorg	ente del terre	moto del 23 nov	embre 1980 M 6.9 (Bernard and Zollo,
1989).					
·					

Parametro	F ₁	F ₂	F ₃
Lunghezza	35 km	20 km	20 km
Larghezza	15 km	15 km	10 km
Profondità del top	2.2 km	10 km	2.2 km
Strike	315°	300°	124°
Dip	60°	20°	70°
Slip	-90°	-90°	-90°
Momento sismico	2×10 ¹⁹ Nm	4×10 ¹⁸ Nm	3×10 ¹⁸ Nm

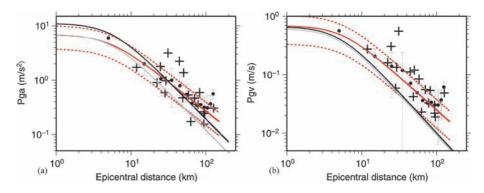


Figura 15. La figura mostra i valori (croci) di PGA (a) e di PGV (b) registrati durante il terremoto del 23 novembre 1980 M 6.9. Le linee grigie rappresentano le relazioni di attenuazione *ad-hoc* ottenute in questo lavoro quando i valori di PGA e PGV del terremoto irpino del 1980 non sono inclusi nel dataset. Le linee nere, invece, si riferiscono alle stesse relazioni di attenuazione ottenute includendo nel dataset anche i dati del terremoto irpino. In ogni pannello i punti neri e le relative barre di errore rappresentano i dati estratti dalle mappe di scuotimento del suolo. La linea rossa continua indica il best fit e quella tratteggiata si riferisce a $\pm 1\sigma$ (tratta da Convertito et al., 2009).

scuotimento della Figura 13. In particolare, i punti neri e le barre di errore mostrati nelle Figure 15a e 15b, sono stati ricavati dalle mappe di scuotimento lungo quattro differenti profili centrati nell'epicentro del terremoto e orientati a 0, 45, 90 e 135 gradi dal Nord. I dati sono poi stati raggruppati per intervalli di distanze di 10 km su cui si è calcolata la media e gli errori standard. In entrambi i pannelli della Figura 15, le linee rosse rappresentano il best fit mentre le linee tratteggiate si riferiscono a \pm 1 σ . È da notare come la mappa finale tenga conto delle discrepanze iniziali tra valori osservati e stimati rispetto alle relazioni di attenuazione.

Le Figure 13b, 13d e 13f mostrano rispettivamente la mappa di intensità, la mappa di PGV in cm/s e quella di PGA espressa in percentuale del valore dell'accelerazione di gravità. In ogni pannello della Figura 13, i triangoli indicano l'ubicazione delle 18 stazioni accelerometriche, le croci quelle dei baricentri dei triangoli, la stella indica l'epicentro e le tre linee nere, indicate con F1, F2 e F3 rappresentano le proiezioni in superficie dei tre segmenti di faglia attivati durante il terremoto considerato.

Dall'analisi delle figure si evince come la metodologia proposta nel presente lavoro, nonostante l'utilizzo di relazioni di attenuazione valide per modelli di sorgente puntiforme, consente di generare delle mappe di scuotimento in grado di riprodurre le principali caratteristiche dell'evento considerato.

Infatti si può notare che le mappe riproducono l'estensione dei tre segmenti di faglia e la complessità della distribuzione del moto del suolo ad essi associata. Questa capacità del metodo è dovuta all'uso integrato dei dati registrati e dei dati stimati e opportunamente corretti nei nuovi punti stazione. Sia le mappe di PGA che quelle di PGV riproducono l'effetto di direttività, che è verso nord-ovest per il segmento indicato con F1 e verso sud-est per il segmento di faglia F2; effetto evidenziato dai valori più alti che il moto del suolo assume lungo queste direzioni. La mappa di intensità, sia per il terremoto simulato che per quello irpino del 1980, è ovviamente correlata a quelle di PGA e PGV poiché è stato usato uno schema di media pesata tra le due relazioni proposte da Wald et al. (1996b) per convertire PGA e PGV in intensità.

Conclusioni

In questo capitolo è stata presentata una tecnica per il calcolo delle mappe di scuotimento del suolo denominata GRSmap. Lo strumento utilizzato per la stima del moto del suolo è una relazione di attenuazione ad-hoc per la regione Campania-Lucania. Il modello ha la classica formulazione analitica ed i suoi coefficienti sono stati ricavati da un database di dati strong-motion sintetici calcolati con la tecnica di simulazione stocastica proposta da Boore (1983). I parametri di sorgente utilizzati per la simulazione sono stati estrapolati, per le magnitudo di interesse, dalle leggi di scala ottenute dall'analisi spettrale delle forme d'onda dei terremoti con magnitudo compresa tra 1.8 e 4.5 registrati negli ultimi 15 anni dalla rete sismica nazionale. La tecnica GRSmap usa due differenti approcci nell'area coperta dalle stazioni della rete sismica e nell'area esterna alla rete. Nell'area interna, l'interpolazione è effettuata usando uno schema di triangolazione tra le stazioni e aggiungendo come nuovo dato il valore del moto del suolo stimato nel baricentro con la legge di attenuazione ad-hoc e poi corretto per tener conto delle specifiche caratteristiche del terremoto esaminato. Lo schema di triangolazione consente di fare delle correzioni locali che tengono conto delle caratteristiche azimutali del campo strong-motion che generalmente non sono tenute in conto in maniera dettagliata nelle classiche relazioni di attenuazione. Inoltre, la correzione è basata sull'azimut e la distanza di ogni baricentro dall'epicentro e dal confronto di questa distanza con la lunghezza della faglia stimata usando la relazione di Wells e Coppersmith (1994).

La tecnica è stata testata utilizzando i sismogrammi sintetici calcolati alle stazioni della rete ISNet simulando un terremoto di magnitudo M 6.6 e i dati reali registrati durante il terremoto del terremoto dell'Irpinia del 23 novembre 1980 (M 6.9).

Le due applicazioni hanno mostrato la capacità del metodo di produrre mappe di scuotimento del suolo contenenti effetti di sorgente bidimensionali, quali la direttività o il meccanismo focale, rispetto alle stime del moto del suolo effettuate con le classiche relazioni di attenuazione. Inoltre le mappe di scuotimento relative al terremoto dell'Irpinia del 1980 riproduco abbastanza bene le caratteristiche del complesso meccanismo di fagliazione che ha caratterizzato questo evento nonostante il terremoto fosse stato registrato da una rete sismica sparsa.

Bibliografia

Abrahamson, N.A., and W.J. Silva (1997). Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes, *Seism. Res. Lett.* 68, 94-127.

Allen, R. (2007). The ElarmS earthquake early warning methodology and application across California, in Gasparini P., G. Manfredi, and J. Zschau (eds) *Earthquake early warning systems*, Berlin, Springer, 21-43.

Aki, K., and P.G. Richards (1980). *Quantitative seismology: theory and methods*, W.H. Freeman and Co., San Francisco, USA, vols. 1 and 2, pp. 932.

Akkar, S., and J.J. Bommer (2007). Empirical Prediction Equations for Peak Ground Velocity Derived from Strong-Motion Records from Europe and the Middle East, *Bull. Seism. Soc. Am.* 97, 511-530, doi: 10.1785/0120060141.

Berardi, R., A. Berenzi, and F. Capozza (1981). Campania-Lucania earthquake on 23 November 1980: accelerometric recordings of the main quake and relating processing, Technical report Ente Nazionale per l'Energia Elettrica (ENEL), Rome.

Bernard, P., and A. Zollo (1989). The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal fault, *J. Geophys. Res.* 94, 1631-1648.

Boore, D.M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 1865-1893.

Boore, D.M., W.B. Joyner, and T.E. Fumal (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: A summary of recent work, *Seism. Res. Lett.* 68, 128-153.

Borcherdt, R.D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification), *Earthquake Spectra* 10, 617-654.

Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1615-1621.

Brune, J. (1970). Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4997-5009.

Campbell, K.W, and M. Eeri (1985). Strong motion attenuation relations: a ten-year perspective, *Earthquake Spectra* 1, 759-804.

- Campbell, K.W. (1997). Empirical Near-Source Attenuation Relationships for Horizontal and Vertical Components of Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Pseudo-Absolute Acceleration Spectra, Seism. Res. Lett. 68, 154-179.
- Convertito, V., R. De Matteis, A. Romeo, A. Zollo, G. Iannaccone (2007). A strong motion attenuation relation for early-warning applications in the Campania Region (southern Apennines), in Gasparini P., G. Manfredi, and J. Zschau (eds) *Earthquake early warning systems*, Berlin, Springer, 133-152.
- Convertito, V., R. De Matteis, L. Cantore, A. Zollo, G. Iannaccone, and M. Caccavale (2009). Rapid estimation of ground-shaking maps for seismic emergency management in the Campania Region of southern Italy, *Natural Hazards* DOI: 10.1007/s11069-009-9359-2.
- Dreger, D., and A. Kaverina (2000). Seismic remote sensing for the earthquake source process and near-source strong shaking: a case study of the October 16, 1999 Hector Mine earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 27, 1941-1944.
- Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance. Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. Draft January 2003.
- Gallovič, F., and J. Brokešhová (2004). On strong ground motion synthesis with k^-2 slip distributions, *J. Seismol.* 8, 211-224.
- Gallovič, F., and J. Brokešhová (2007). Hybrid k-squared source model for strong ground motion simulation: Introduction, *Phys. Earth Planet Interiors* 160, 34-50.
- Goltz, J.D. (2003). Applications for new real-time seismic information: the TriNet project in southern California, Seism. Res. Lett. 74, 516-521.
- Herrero, A., and P. Bernard (1994). A kinematic self-similar rupture process for earth-quakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 1216-1228.
- Jean, W.Y., Y.W. Chang, K.L. Wen, and C.H. Loh (2006). Early estimation of seismic hazard for strong earthquakes in Taiwan, *Natural Hazard* 37, 39-53.
- Joyner, W.B., and D.M. Boore (1981). Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2011-2038.
- Nelder, J.A., and R. Mead (1965). A simplex method for function minimization. *Computer Journal* 7, 308.
- Pantosti, D., and G. Valensise (1990). Faulting mechanism and complexity of the 23 November 1980, Campania-Lucania earthquake inferred from surface observations, *J. Geophys. Res.* 134, 15319-15341.
- Park, S., and S. Elrick (1998). Predictions of shear wave velocities in southern California using surface geology, *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 677-685.
- Reiter, L. (1990). *Earthquake hazard analysis issues and insights*, Columbia University Press, New York, 254 pp.
- Sabetta, F., and A. Pugliese (1996). Estimation of Response Spectra and Simulation of Nonstationary, Bull. Seism. Soc. Am. 86, 337-352.
- Somerville, P.G., H.F. Smith, R.W. Graves, and N.A. Abrahamson (1997). Modification of empirical strong ground motion attenuation relationship to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, *Seism. Res. Lett.* 68, 199-222.
- Westaway, R.W.C., and J. Jackson (1984). Surface faulting in the southern Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 November 1980, *Nature* 312, 436-438.
- Wald, D.J., V. Quitoriano, T.H. Heaton, H. Kanamori, C.W. Scrivner, and C.B. Worden (1999a). TriNet shakemaps: rapid generation of instrumental ground motion and intensity maps for earthquakes in southern California, Earthquake Spectra 15, 537-555.

- Wald, D.J., V. Quitoriano, T.H. Heaton, and H. Kanamori (1999b). Relationship between peak ground acceleration, peak ground velocity, and modified Mercalli intensity for earthquakes in California, *Earthquake Spectra* 15, 557-564.
- Weber, E., V. Convertito, G. Iannaccone, A. Zollo, A. Bobbio, L. Cantore, M. Corciulo, M. Di Crosta, L. Elia, C. Martino, A. Romeo, and C. Satriano (2007). An advanced seismic network in southern Apennines (Italy) for seismicity investigations and experimentation with earthquake early warning, Seism. Res. Lett. 78, 622-634.
- Wells, D.L., and K.J. Coppersmith (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 974-1002.
- Westaway, R.W.C., and J. Jackson (1984). Surface faulting in the southern Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 November 1980, *Nature* 312,436-438.

PARTE 3

Metodologie di base ed implementazione del sistema di early warning

10.

Localizzazione ipocentrale in tempo reale per applicazioni di early warning sismico

Claudio Satriano, Anthony Lomax, Aldo Zollo

Introduzione

Un sistema di early warning sismico "regionale" deve essere in grado di stimare la posizione e la dimensione di un terremoto potenzialmente distruttivo entro pochi secondi dalla prima identificazione dell'evento, insieme alle relative incertezze. La rapidità di questa operazione è cruciale poiché ad essa sono legate le successive stime di magnitudo (Lancieri, 2008; vedi Capitolo 11) e scuotimento atteso (Convertito et al., 2009, e Capitolo 9). Per questo motivo è stato sviluppato un algoritmo di localizzazione in grado di sfruttare tutta l'informazione proveniente dalla rete sismica, comprendente non solo i tempi di arrivo delle fasi identificate, ma anche il fatto che, agli istanti di tempo immediatamente successivi alla detezione dell'evento, vi sono stazioni che non hanno ancora registrato il segnale sismico (Satriano et al., 2008).

La tecnica è *evolutiva*, in quanto la stima della posizione ipocentrale è aggiornata nel tempo, e *probabilistica*, poiché l'ipocentro è descritto come una funzione densità di probabilità. L'algoritmo si fonda sul tracciamento in tempo reale delle superfici ad "egual tempo differenziale" ("equal differential time", EDT), che definiscono le regioni dello spazio compatibili con la differenza tra i tempi di arrivo letti a due stazioni.

Con un solo tempo di arrivo disponibile, la posizione ipocentrale è vincolata dalla cella di Voronoi associata alla prima stazione; al passare del tempo, l'informazione legata alle stazioni che non hanno ancora registrato il segnale contribuisce a restringere il volume ipocentrale; man mano

che si rende disponibile un maggior numero di tempi di arrivo, la tecnica evolutiva converge verso una localizzazione EDT standard.

L'algoritmo è stato messo a punto e verificato attraverso test sintetici, utilizzando la geometria della rete ISNet (Irpinia Seismic Network). I test mostrano che la posizione ipocentrale è ben vincolata, per eventi all'interno della rete, dopo 2-3 secondi dal primo arrivo P.

Recentemente la tecnica è stata implementata nel sistema PRESTo (Zollo et al., 2009; vedi Capitolo 12).

Metodo

Assumiamo che una rete sismica abbia un insieme noto di stazioni funzionanti e non funzionanti, che, in seguito ad un terremoto, siano disponibili per alcune stazioni funzionanti i tempi di arrivo P, e che possano esserci *outliers* non legati all'arrivo P. La nostra metodologia estende e generalizza la tecnica di Horiuchi et al. (2005) in quanto: a) la procedura è avviata allorché una sola stazione ha registrato l'evento, b) l'approccio EDT è utilizzato sia per tener conto degli arrivi registrati, sia per utilizzare l'informazione dalle stazioni non ancora raggiunte dall'evento, c) l'ipocentro è stimato come funzione densità di probabilità (pdf) invece che come punto, d) ad ogni aggiornamento della procedura viene effettuata una ricerca globale e completa dei parametri ipocentrali.

Nel momento in cui una prima stazione S_n registra un arrivo al tempo $t_n = t_{non}$, possiamo definire una pdf in un volume che contiene l'ipocentro. Tale volume è delimitato dalle superfici EDT condizionali sulle quali il tempo di tragitto P verso la prima stazione $tt_n(x)$ è uguale al tempo di tragitto verso ciascuna delle stazioni funzionanti che non hanno ancora registrato l'evento, $tt_l(x)$, $l \neq n$. Il volume così individuato è la cella di Voronoi associata alla prima stazione, definita, nel caso di un mezzo di propagazione omogeneo a velocità costante, dalle superfici verticali che bisecano le congiungenti con le stazioni immediatamente vicine (Figura 1b).

Man mano che il tempo attuale t_{non} avanza, otteniamo l'informazione addizionale che le stazioni che non hanno ancora registrato l'evento possono farlo solamente per $t_l > t_{non}$. Pertanto il volume associato alla pdf risulta delimitato dalle superfici EDT condizionali che soddisfano la disuguaglianza $tt_l(x) - tt_n(x) > t_{non} - t_n$, $l \neq n$. Tale volume sarà più piccolo di quello definito in precedenza, poiché le superfici EDT condizionali ten-

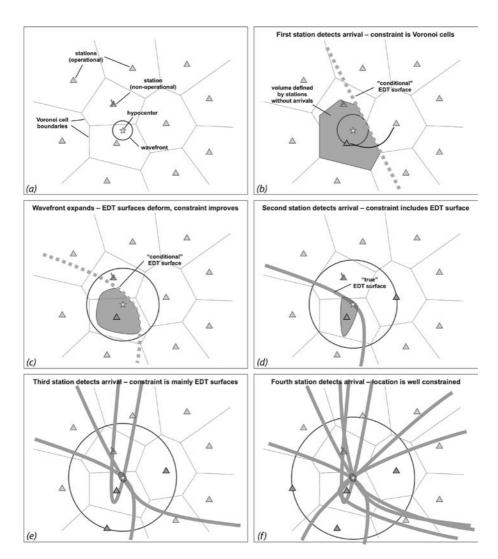


Figura 1. Schema di funzionamento dell'algoritmo di localizzazione evolutiva. (a) Data una rete sismica, costituita da un insieme di stazioni (triangoli), e dato un modello di velocità di propagazione delle onde elastiche nel sottosuolo, è possibile individuare, per ogni stazione, il luogo dei punti per i quali il tempo di tragitto verso la stazione è più basso rispetto alle altre. Tali punti determinano la cella di Voronoi associata alla stazione. (b) Non appena la prima stazione registra l'evento, la posizione epicentrale sarà vincolata dalla corrispondente cella di Voronoi. Tale volume è delimitato da superfici EDT (equal differential time) "condizionali". (c) Al passare del tempo, se nessun'altra stazione ha ancora registrato l'evento, le superfici EDT si avvicinano alla prima stazione e si piegano intorno ad essa, riducendo il volume iniziale. (d) Allorché una seconda stazione registra l'evento, è possibile introdurre un nuovo vincolo determinato dalla superficie EDT "vera" associata alle due stazioni. (e-f) Man mano che nuove stazioni registrano l'evento, la posizione ipocentrale è sempre meglio vincolata.

dono a "piegarsi" intorno alla prima stazione che ha registrato l'evento (Figura 1c).

Non appena è disponibile il tempo di arrivo alla seconda stazione, e per tutti gli arrivi successivi, è possibile costruire per ciascuna coppia S_p , S_m di stazioni che hanno registrato l'evento, delle superfici EDT standard, utilizzando l'uguaglianza $tt_l(\mathbf{x}) - tt_m(\mathbf{x}) = t_l - t_m$, $l \neq m$. Queste superfici vengono sommate al volume definito dalle stazioni che non hanno ancora registrato l'evento, per individuare il volume corrente associato alla *pdf* (Figura 1d-f). In pratica, a ciascuna superficie EDT è assegnato uno spessore finito, legato agli errori nella determinazione del tempo di arrivo alla stazione e al calcolo dei travel-time.

All'aumentare del numero di stazioni che hanno registrato l'evento, la localizzazione converge verso il volume ipocentrale che si otterrebbe da una localizzazione EDT standard, utilizzando il set completo di dati dalle stazioni funzionanti.

Se il numero di *outliers* è piccolo, il volume ipocentrale finale fornirà generalmente una stima della posizione ipocentrale priva di *bias*. Tuttavia, se il tempo di arrivo registrato alle prime stazioni non è corretto, le stime iniziali del volume ipocentrale potrebbero essere sbagliate. Se $N_{\it out}$ è il numero di *outliers*, il *bias* dovrebbe ridursi significativamente dopo che circa $4+N_{\it out}$ tempi di arrivo corretti sono stati registrati.

Algoritmo

Consideriamo una rete di N stazioni $(S_0, ..., S_N)$, un volume di ricerca V contenente la rete e suddiviso in una griglia e i tempi di tragitto da ciascuna stazione a ciascun punto della griglia in V, calcolati per un modello di velocità dato.

Se S_n è la prima stazione a registrare l'evento, cerchiamo i punti (i, j, k) in V dove il seguente sistema di disuguaglianze è soddisfatto:

$$(tt_l - tt_n)_{i,j,k} \ge \delta t_{n,l}; l \ne n, \tag{1}$$

dove tt_i è il travel-time dal punto della griglia (i, j, k) alla stazione S_i e δt è l'intervallo tra il tempo di arrivo alla stazione S_n e il tempo più recente per il quale abbiamo un'informazione dalla stazione S_i :

$$\delta t_{n,l} = t_{\text{now}} - d_l - t_n, \tag{2}$$

dove t_{now} è il tempo attuale e d_l è il ritardo legato alla ricezione dell'informazione dalla stazione S_t

Il sistema (1) definisce il volume entro il quale deve trovarsi l'ipocentro se, al tempo corrente t_{now} , solamente la stazione S_n ha registrato l'evento. Per ciascuna disuguaglianza in (1), definiamo un valore $p_{n,l}$ che è 1 se la disuguaglianza è soddisfatta e 0 altrimenti. Per ogni stazione l, in ciascun punto della griglia, sommiamo i valori $p_{n,b}$ ottenendo una densità di probabilità non normalizzata P(i,j,k) che vale N-1 per i punti dove tutte le disuguaglianze sono soddisfatte ed ha valori più bassi altrove.

Quando una nuova stazione registra l'evento, valutiamo nuovamente il sistema (1) per tutte le coppie di stazioni che hanno registrato l'evento (S_n) e che non hanno ancora registrato l'evento (S_n) . Inoltre cerchiamo i punti della griglia per i quali la seguente equazione è soddisfatta:

$$q_{n,m} = \exp\left\{-\frac{\left[(tt_n - tt_m)_{i,j,k} - (t_n - t_m)\right]^2}{2\sigma^2}\right\}; \ n \neq m \ , \tag{3}$$

dove S_l ed S_m sono entrambe stazioni che hanno registrato l'evento e σ è legato alle incertezze nella misura del tempo di arrivo e nel calcolo dei tempi di travel-time. L'espressione tra parentesi quadre nell'esponente è l'equazione EDT standard.

La quantità $q_{n,m}$ nell'equazione (3) assume valori compresi tra 0 ed 1. Sommiamo le quantità $q_{n,m}$ con le $p_{n,i}$, ottenute dalla ri-valutazione della (1), per ottenere un nuovo valore di P(i, j, k). Il valore massimo che può assumere P(i, j, k) è

$$P_{\text{max}} = (N - n_T) n_T + n_T (n_T - 1)/2 , \qquad (4)$$

dove n_T è il numero delle stazioni che hanno registrato l'evento. Il primo termine nella (4) rappresenta il numero di disuguaglianze (1), mentre il secondo termine è il numero di disuguaglianze (3).

A partire da P, definiamo una quantità:

$$Q(i,j,k) = \left(\frac{P(i,j,k)}{P_{\text{max}}}\right)^{N}$$
 (5)

che può essere considerata come la densità di probabilità relativa (con valori compresi tra 0 e 1) per la data cella della griglia di contenere l'ipocentro.

Calcoliamo un valore aggiornato di Q(i, j, k) non appena una nuova stazione registra l'evento o dopo un intervallo di tempo predeterminato. Ad ogni iterazione può essere inviato un messaggio che comprenda l'informazione sull'attuale stima della posizione ipocentrale. Tale informazione può includere, per esempio, il punto della griglia dove Q(i, j, k) assume il valore massimo o la localizzazione ipocentrale data dalle più grandi distanze orizzontali e verticali tra celle per le quali $Q(i, j, k) > \alpha Q$ e α è una costante < 1. L'informazione ad una data località può inoltre essere fornita sotto forma di intervallo di probabili distanze epicentrali per un dato target.

Localizzazione evolutiva di un evento simulato alla rete ISNet

Di seguito è mostrato un esempio di funzionamento dell'algoritmo di localizzazione in tempo reale per un terremoto di magnitudo 7.0 simulato alla rete ISNet.

Per la simulazione è stato impiegato un modello di sorgente sismica costituito da una collezione di sorgenti puntiformi equidistanti, allineate lungo un segmento, posto a 8 km di profondità e orientato in direzione NO-SE, la cui lunghezza (42 km) è legata alla magnitudo dell'evento. Per un dato modello di velocità, la funzione di Green associata a ciascun punto sorgente viene calcolata in campo d'onda completo attraverso una tecnica ai numeri d'onda discreti (Bouchon, 1979); ciascuna funzione di Green è successivamente convoluta con la funzione dislocazione della sorgente corrispondente e il risultato è sommato lungo la linea sorgente. Con 1042 punti sorgente sono stati ottenuti sismogrammi simulati fino alla frequenza di 10Hz per tutte le stazioni della rete ISNet.

La geometria delle stazioni della rete ISNet, insieme alla proiezione in superficie della sorgente estesa e all'epicentro, è mostrata in Figura 2.

In Figura 3 sono riportati i sismogrammi simulati, ordinati in funzione della distanza ipocentrale. I tempi di primo arrivo, evidenziati in rosso, sono determinati in maniera automatica utilizzando un picker automatico basato sull'algoritmo di Allen (1978), senza alcuna successiva revisione manuale.

Per la localizzazione è stato utilizzato il modello di velocità 1D per le onde P riportato in Tabella 1.

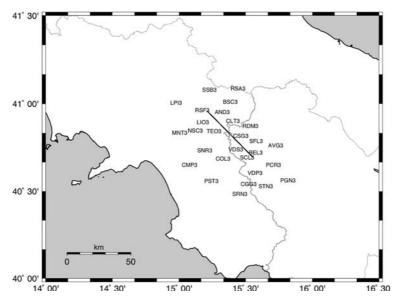


Figura 2. Mappa della rete ISNet con la sorgente estesa utilizzata per la simulazione di un evento di magnitudo 7.0. L'epicentro è indicato dalla stella.

Tabella 1. Modello di velocità 1D per le onde P.

Profondità (k	m) V _P (km/s)	
0.0	2.00	
1.0	4.50	
2.5	6.20	
15.0	7.40	
35.0	8.00	

Il processo di localizzazione evolutiva è riportato in Figura 4 attraverso la proiezione della funzione densità di probabilità Q(i, j, k) sul piano orizzontale e sui due piani verticali a diversi istanti di tempo. La stella rappresenta la reale posizione dell'ipocentro; Δt è il tempo trascorso dal primo trigger; t_{now} è misurato a partire dal tempo origine.

Il primo pannello corrisponde al tempo al quale la prima stazione (CSG3) ha registrato un arrivo P ($\Delta t = 0.00s$, $t_{now} = 1.95s$). Il vincolo alla posizione ipocentrale è dato dalla cella di Voronoi associata alla stazione. La profondità dell'ipocentro non è vincolata.

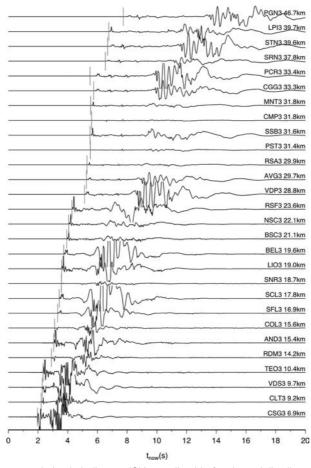


Figura 3. Sismogrammi simulati alla rete ISNet, ordinati in funzione della distanza ipocentrale. Il picking automatico del primo arrivo (linee verticali grigie) è ottenuto utilizzando l'algoritmo di Allen (1978).

A distanza di 0.40s ($\Delta t = 0.40s$, $t_{\rm now} = 2.35s$), 4 stazioni hanno registrato il primo arrivo e la localizzazione epicentrale è già ben definita. Dopo altri 0.40s ($\Delta t = 0.80s$, $t_{\rm now} = 2.75s$) non vi sono nuove stazioni; tuttavia la regione a probabilità più alta si riduce significativamente, soprattutto lungo l'asse Z, per effetto dell'equazione (1), la quale include l'informazione derivante dal fatto che nessun'altra stazione ha registrato l'evento.

Dopo 2 secondi dal primo trigger ($\Delta t = 2.00s$, $t_{\rm now} = 3.95s$), con 13 stazioni, l'ipocentro è ben vincolato. La localizzazione in profondità migliora sensibilmente al passare del tempo.

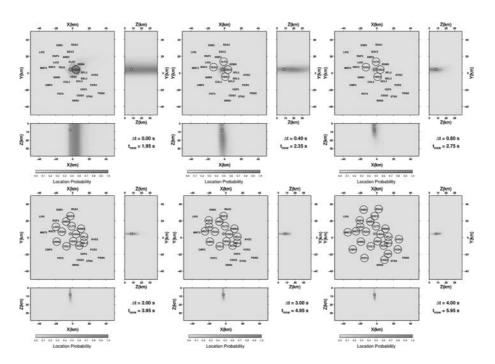


Figura 4. Localizzazione evolutiva di un evento di magnitudo 7.0 simulato alla rete ISNet. Ciascun pannello rappresenta un'istantanea al tempo Δt dal primo trigger (t_{now} , dal tempo origine). La *pdf* è proiettata sul piano orizzontale e in sezione sui due piani verticali; la stella indica la vera posizione ipocentrale; le stazioni che al tempo Δt hanno registrato l'evento sono cerchiate.

L'andamento del valor medio e della deviazione standard delle coordinate ipocentrali in funzione del tempo trascorso dall'origine dell'evento ($t_{\rm now}$) è riportato in Figura 5. È interessante osservare che dopo circa 0.5 secondi dal primo trigger ($t_{\rm now} \sim 2.5 \rm s$) la posizione epicentrale è determinata correttamente, con un errore che diminuisce rapidamente man mano che si aggiungono nuove stazioni. Dopo circa 2 secondi l'errore è dello stesso ordine di grandezza della cella di calcolo (1 km).

La profondità è ritrovata in maniera esatta dopo circa 1 secondo dal primo trigger. L'errore diminuisce fino a $t_{\rm now} \sim 5$ s, per poi restare sostanzialmente invariato.

In Figura 5 è inoltre mostrato l'andamento delle coordinate del punto di massima probabilità, che è uno stimatore dell'ipocentro di massima verosimiglianza. Per quel che riguarda le coordinate orizzontali, questo punto è molto stabile sin dall'inizio del processo, in quanto la sua posi-

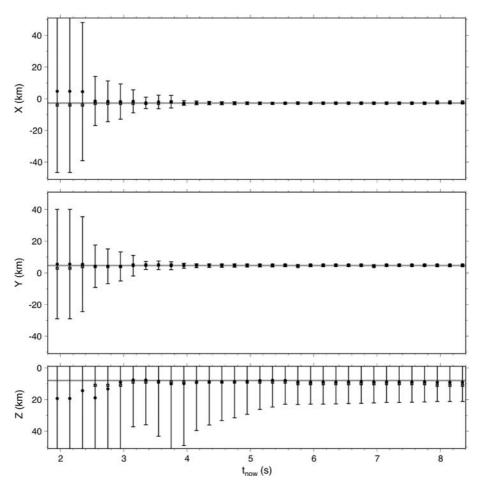


Figura 5. Andamento della localizzazione lungo le tre direzioni in funzione del tempo trascorso dall'origine del terremoto (t_{now}). I cerchi pieni rappresentano il valor medio, le barre la deviazione standard. I quadrati indicano i punti associati al valore massimo di *pdf.* La linea chiara indica la posizione del vero ipocentro. Il primo pick (e, di conseguenza, la prima localizzazione) è al tempo $t_{now} = 1.95$ s.

zione varia meno di 1 km. Lungo l'asse Z, la distribuzione di probabilità è omogenea fino a $t_{\rm now}=2.6$ s e, pertanto, il massimo non è definito; sucessivamente il massimo di probabilità si colloca a circa 3 km dal valore vero, per poi stabilizzarsi, per $t_{\rm now}=3.0$ s a meno di 1 km dal valore vero.

Implementazione numerica

L'algoritmo di localizzazione è implementato numericamente nel pacchetto software RTLoc.

RTLoc effettua una stima evolutiva in tempo reale della posizione ipocentrale di un terremoto a partire dai tempi di arrivo registrati istante per istante dalle stazioni di una rete sismica.

Il codice, scritto in linguaggio C, può essere compilato su tutte le principali piattaforme UNIX e si compone dei moduli riportati in Tabella 2.

Funzionamento del programma RTLoc

Il codice richiede i seguenti file di input:

Tabella 2. Moduli di RTLoc.

Nome file	Descrizione
rtloc.c	Controllo principale. Chiama le diverse subroutine ed effettua il loop sul tempo.
ReadCtrlFile.c stat_lookup.c	Legge il file di controllo con le opzioni generali del programma. Cerca una stazione a partire dal suo nome.
edt.c	Calcola il valore di EDT per una coppia di tempi di arrivo oppure per una sola stazione rispetto al tempo attuale.
SearchEdt.c	Effettua una ricerca globale per il massimo della funzione EDT sulla griglia di localizzazione.
Read4dBuf.c	Utility per la lettura della griglia 4D dei tempi di arrivo ad una determinata stazione.
initLocGrid.c	Inizializza la griglia di localizzazione.
GetRms.c	Calcola il valore di RMS per una data posizione ipocentrale.
printlog.c	Stampa su file il log del programma.
GridLib.c	Libreria di input/output per le griglie 3D dei tempi di arrivo.*
util.c	Funzioni di utilità.*
ran1.c	Generatore di numeri casuali.*
geo.c	Tool per il calcolo delle distanze geografiche.**
map_project.c	Proiezioni geografiche.***
nrutil.c	Funzioni di utilità per Numerical Recipes.****
nrmatrix.c	Routine per l'inversione di una matrice.****

^{*} Da NonLinLoc di Anthony Lomax (http://alomax.free.fr/nlloc).

^{**} Adattato da A. Lomax a partire da "Geographic Distance and Azimuth Calculations" di Andy McGovern (http://www.codeguru.com/algorithms/GeoCalc.html).

^{***} Adattato da A. Lomax a partire da un modulo del software GMT (Wessel and Smith, 1998).
**** Press et al. (1992).

- Le griglie di travel-time alle stazioni della rete sismica per un determinato modello 3D di velocità di propagazione delle onde sismiche in formato NonLinLoc 3D grid (http://alomax.free.fr/nlloc). Tali griglie possono essere calcolate utilizzando il software NonLinLoc (Lomax et al., 2000).
- 2. Un file di controllo contenente i percorsi dei file 3D grid e i parametri di controllo dell'algoritmo. Le opzioni sono specificate seguendo un meccanismo chiave-valore; alcune chiavi possono essere ripetute più volte, ad esempio quelle relative alle diverse stazioni. In Tabella 3 sono riportate le chiavi attualmente implementate con i corrispondenti valori.

Tabella 3. Chiavi di RTLoc attualmente implementate con i corrispondenti valori.

Chiave	Valori	Descrizione	
STA (ripetibile)	name P_grid_path S_grid_path	(stringa) nome della stazione (stringa) basename per la griglia 3D dei tempi P (stringa) basename per la griglia 3D dei tempi S	
PICK (ripetibile)	name val	(stringa) nome della stazione (reale) tempo del pick	
SUM (non ripetibile)	val	(booleano) 1: effettua lo stack dei valori <i>pn,l</i> e <i>qn,m</i> 0: effettua il prodotto dei valori <i>pn,l</i> e <i>qn,m</i>	
POW (non ripetibile)	val	(booleano) 1: eleva al numero di stazioni N la quantità P(i,j,k)/Pmax [eq. (5)] 0: non effettua l'elevamento a potenza	
SIGMA (non ripetibile)	val	(reale) valore di σ nell'equazione (3)	
MAXRMS (non ripetibile)	val	(reale) soglia massima di RMS al di sopra della quale è dichiarato un nuovo evento	
OUTFILE (non ripetibile)	path	(stringa) basename per i file di output	
RUN (non ripetibile)	Name	(stringa) nome del run	
TNOW (non ripetibile)	val	(reale) Tempo attuale (solo per simulazione)	
DELTA (non ripetibile)	val	(reale) Passo di campionamento temporale (solo per simulazione)	
ENDTIME (non ripetibile)	val	(reale) Tempo di arresto (solo per simulazione)	

Lo schema di funzionamento di RTLoc è riportato in Figura 6: dopo la lettura del file di controllo, vengono aperte le griglie 3D con i travel-time alle stazioni e viene inizializzata la griglia di localizzazione; si passa poi al loop principale che, per ogni step temporale, effettua un'esplorazione globale della griglia di localizzazione alla ricerca del massimo della funzione Q(i, j, k) [eq. (5)] (calcolata utilizzando l'informazione dalle stazioni che hanno registrato il segnale e da quelle che non hanno ancora registrato); ad ogni step sono inoltre calcolate le statistiche sulla localizzazione (valore medio, errore) e la griglia è salvata su disco.

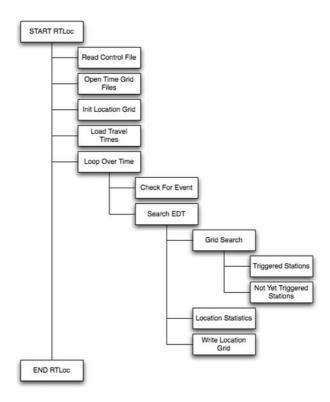


Figura 6. Schema di funzionamento del software RTLoc.

L'output di RTLoc è costituito da:

una serie di file griglia contenenti i valori di Q(i, j, k) ad ogni step temporale;

- un file sommario (rtloc-x.xx.out, dove x.xx è il tempo in secondi e centesimi di secondo) con le statistiche di localizzazione per ogni istante temporale;
- un file di log.

I file griglia ricalcano la struttura dei grid file di NonLinLoc (Lomax et al., 2000). Ciascuna griglia è costituita da due file:

- un header (out.ev00.x.xx.hdr, dove x.xx è il tempo) dove sono specificate, in formato ASCII, le dimensioni della griglia e il passo di campionamento;
- un buffer (out.ev00.x.xx.buf) contenente i valori di probabilità in formato binario.

Il file sommario, scritto in formato ASCII riporta, ad ogni istante di tempo, le informazioni sulla posizione ipocentrale stimata, sulla qualità della localizzazione e, per ogni stazione, la distanza dall'ipocentro stimato e i tempi di arrivo P ed S calcolati (Tabella 4).

Tabella 4. Struttura del file sommario.

Chiave	Valori	Descrizione
RTLOC		Riga iniziale
TIME	val	Tempo associato alla localizzazione
HYPOCENTER	x val y val z val OT val	Ipocentro di massima verosimiglianza (coordinate cartesiane e tempo origine)
STATISTICS	ExpectX val Y val Z val CovXX val XY val XZ val YY val YZ val ZZ val	Statistiche sull'ipocentro (valore atteso, covarianza)
GEOGRAPHIC	Lat val Long val Depth val	Ipocentro di massima verosimiglianza (coordinate geografiche)
STAT_GEOG	ExpectLat val Long val Depth val	Ipocentro atteso (coordinate geografiche)
STA (ripetibile)	name Dist val Ptime val Stime val	Distanza dalla stazione e tempi di arrivo P ed S calcolati
END_RTLOC		Riga finale

Bibliografia

- Allen, R.V. (1978). Automatic earthquake recognition and timing from single traces, *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 1521-1532.
- Bouchon, M. (1979). Discrete wave-number representation of elastic wave field in three-space dimension, *J. Geophys. Res.* 84, 3609-3614.
- Convertito, V., R. De Matteis, L. Cantore, A. Zollo, G. Iannaccone, and M. Caccavale (2009). Rapid estimation of ground-shaking maps for seismic emergency management in the Campania Region of southern Italy, *Natural Hazards* DOI: 10.1007/s11069-009-9359-2.
- Horiuchi, S., H. Negishi, K. Abe, A. Kamimura, and Y. Fujinawa (2005). An Automatic Processing System for Broadcasting Earthquake Alarms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 95, 708-718.
- Lancieri, M. and A. Zollo (2008). A Bayesian approach to the real-time estimation of magnitude from the early Pand Swave displacement peaks, J. Geophys. Res. 113, B12, 17.
- Lomax, A., J. Virieux, P. Volant, and C. Berge (2000). Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations, in Thurber, C.H., and N. Rabinowitz (eds), *Advances in Seismic Event Location*, Kluwer, Amsterdam, 101-134.
- Satriano, C., A. Lomax, and A. Zollo (2008). Real-Time Evolutionary Earthquake Location for Seismic Early Warning, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 3, 1482-1494.
- Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling, and B.P. Flannery (1992). *Numerical recipes in C*, Cambridge University Press, New York.
- Wessel, P., and W.H.F. Smith (1998). New, improved version of the Generic Mapping Tools Released, *EOS Trans. AGU* 79, 579.
- Zollo, A., et al. (2009). Earthquake early warning system in southern Italy: Methodologies and performance evaluation, *Geophys. Res. Lett.* 36, L00B07.

11.

Stima della magnitudo in tempo reale

Maria Lancieri, Aldo Zollo

Introduzione

L'efficacia di un sistema di Early Warning Sismico (EWS) si basa sulla capacità di stimare la pericolosità potenziale di un evento sismico prima che questo raggiunga uno o più siti d'interesse strategico. Al fine di massimizzare il tempo che intercorre tra l'allerta sismica e l'arrivo della fase distruttiva al sito (S o onde di superficie a seconda della distanza), il problema della caratterizzazione in tempo reale di un evento deve essere affrontato seguendo un approccio evolutivo. Assumendo l'esistenza di una densa rete di sensori sismici in area epicentrale, per approccio evolutivo si intende che i parametri necessari alla valutazione del moto del suolo ad un sito atteso ed il relativo errore evolvono nel tempo, in funzione del numero di stazioni che registrano il segnale e della durata del segnale acquisito a ciascuna di esse. In questo capitolo verranno esposti i principi alla base dei metodi per la stima in tempo reale della magnitudo. Essi possono essere sintetizzati nei seguenti punti:

- (i) definizione di una o più grandezze misurate nei primi secondi di segnale correlabili con la magnitudo finale dell'evento sismico;
- (ii) stima della legge di correlazione tra le grandezze selezionate e la magnitudo finale dell'evento;
- (iii) costruzione di un algoritmo evolutivo che stimi, in maniera probabilistica, ad ogni istante di tempo di t a partire dal pick P, la distribuzione di densità di probabilità della magnitudo;
- (iv) caratterizzazione della distribuzione di probabilità attraverso il valore più probabile per la magnitudo ed il relativo errore.

Uno dei parametri correlabili con la magnitudo finale di un evento è il periodo predominante (τ_p) misurato su di una breve finestra temporale della durata di 4 secondi a partire dal primo arrivo P (Allen and Kana-

mori, 2005; Wu e Kanamori 2005). Il metodo del τ_p sfrutta la relazione esistente tra la frequenza dominante di un evento sismico e la sua magnitudo. Gli eventi di piccola magnitudo sono il risultato della dislocazione su faglie piccole e sono caratterizzati da una frequenza d'angolo piuttosto elevata; gli eventi di grande magnitudo, invece, si sviluppano su superfici di frattura estese ed il picco di radiazione è associato a fequenze più basse. Il periodo dominante τ_p è calcolato sulla componente verticale delle registrazioni accelerometriche ad ogni stazione ed è definito come segue:

$$\tau_i^p = 2\pi \sqrt{\frac{X_i}{D_i}}$$

$$dove$$

$$X_i = \alpha X_{i-1} + x_i^2$$

$$D_i = \alpha D_{i-1} + \left(\frac{dx}{dt}\right)_i^2$$

Il pedice i è riferito all'indice di tempo, x_i è la velocità, α è il coefficiente di smoothing e ha l'obiettivo di regolarizzare l'integrale (i valori tipici di α sono compresi tra 0.95 e 0.99), $\mathrm{d}x_i/\mathrm{d}t$ è l'accelerazione. In base all'analisi dei terremoti californiani, per terremoti di piccola magnitudo sono sufficienti due secondi dopo il primo arrivo P per stimare la dimensione dell'evento, mentre per gli eventi di magnitudo più elevata sono necessari almeno 4s. Le relazioni tra la il periodo dominante e la magnitudo sono alla base del sistema ElarmS implementato in California da R. Allen (febbraio 2006) e attualmente funzionante in maniera automatica sulla rete del Nord della California. Tale procedura usa l'informazione portata dalla fase P per fornire una stima della pericolosità dell'evento nella maniera più rapida possibile. Anche per tale sistema la stima è di carattere evolutivo poiché tale informazione verrà aggiornata nel tempo.

Per la stima della magnitudo in tempo reale la versione originaria del sistema ElarmS (2003) utilizzava la legge di predizione basata sul periodo predominante del segnale (Allen e Kanamori, 2003; Olson e Allen 2005). Le stime fornite dal metodo del τ_p sono sensibili al rapporto segnale rumore, valore che diviene grande per i piccoli eventi. Per meglio vincolare i valori ottenuti dall'analisi automatica è stato quindi aggiunto un secondo modulo per la stima della magnitudo basato sui valori di picco misurati nei primi secondi della fase P (Wu and Zhao, 2006). Il valore finale

della magnitudo è la media delle stime ottenute con i due parametri. Sulla base dei 68 eventi registrati alle stazioni del Berkeley Digital Seismic Network (BDSN) di magnitudo maggiore uguale a 3 Wurman e Allen (2006) hanno presentato un'analisi sulle performance del sistema, che nella sua versione attuale viene lanciato dopo 10 minuti dall'occorrenza dell'evento (versione off-line).

Un'alternativa al periodo dominante è l'analisi del picco di spostamento a bassa frequenza (PD) misurato su finestre di segnale P. Wu et al. (2006) hanno investigato le relazioni di attenuazione tra il PD, la distanza ipocentrale e la magnitudo locale su dati del sud California e di Taiwan (Wu et al., 2006; Wu and Zhao, 2006). Nei paragrafi successivi verranno richiamati i risultati ottenuti investigando, su dati europei e giapponesi, le relazioni tra la magnitudo di un evento e il PD, misurate su finestre P di durata pari a 2s o 4s e su finestre S di durata pari a 2s.

Leggi di regressione

Allo scopo di investigare le correlazioni tra PD e M sono stati analizzati due database accelerometrici:

- European Strong-Motion Database (ESD), un dataset di terremoti europei, che consta di 376 registrazioni relative a 207 eventi con magnitudo compresa tra 4 e 7.4, avvenuti nel bacino del mediterraneo negli anni 1976-1999.
- K-Net/Kik-Net strong-motion network data-set, un dataset di terremoti giapponesi, con 2400 registrazioni relative a 250 eventi di magnitudo compresa tra 4 e 7, avvenuti tra il 1996 e il 2006.

Le registrazioni analizzate sono relative a distanze ipocentrali inferiori a 60Km. Tale scelta si basa sull'osservazione che gli effetti di sorgente per terremoti crostali sono dominanti rispetto alla propagazione a distanze confrontabili con le dimensioni della sorgente stessa. I database contengono anche informazioni sulla localizzazione e magnitudo degli eventi.

In Figura 1 è mostrata la localizzazione epicentrale dei terremoti usati nell'analisi. Osserviamo che gli eventi europei sono distribuiti principalmente nel bacino del Mediterraneo e sono avvenuti in diversi contesti geologici e tettonici, con diversi meccanismi di faglia. Nel caso del Giappone, invece, la maggior parte degli eventi di grande magnitudo è av-

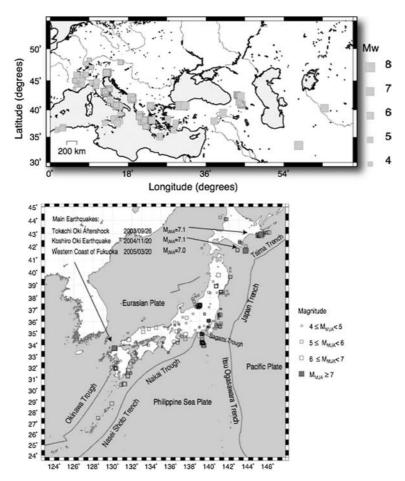


Figura 1. Localizzazione dei terremoti usati nell'analisi per l'Europa (riquadro in alto) e il Giappone (riquadro in basso).

venuta lungo faglie trascorrenti, a causa della limitazione introdotta dalla distanza di osservazione. La distribuzione del numero di registrazioni *strong-motion* in funzione della magnitudo e della distanza epicentrale è mostrata in Figura 2. I dati sono stati raggruppati in classi di magnitudo di larghezza 0.3, valore che corrisponde all'errore medio sulle stime di magnitudo. Ciascuna classe di magnitudo contiene le registrazioni generate da terremoti avvenuti in regimi tettonici diversi, quindi gli effetti dovuti al meccanismo di faglia e alla direttività sono mediati.

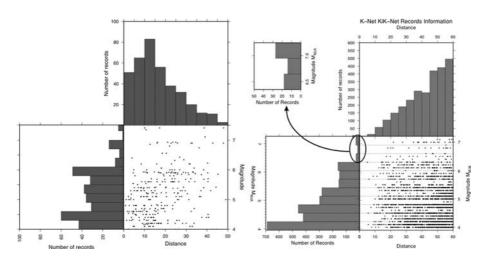


Figura 2. Distribuzione dei dati in funzione della magnitudo e distanza epicentrale per il data set euro-mediterraneo (sinistra) e per quello giapponese (destra). In basso è rappresentato l'istogramma del numero di registrazioni selezionate in funzione della magnitudo, dove i dati sono raggruppati in bin di magnitudo pari a 0.3. Al centro il grafico rappresenta la distribuzione delle registrazioni in funzione della distanza. In alto, infine, vi è l'istogramma del numero di registrazioni selezionate in funzione della distanza, con la larghezza dei bin pari a 5Km.

Analisi dei dati

La procedura di analisi dei dati comprende la correzione per lo strumento, l'identificazione delle fasi P ed S, la doppia integrazione ed il filtraggio nella banda [0.075-3] Hz.

I picchi P ed S sono misurati sul modulo di spostamento (espresso in metri) definito come:

$$H(t) = \sqrt{NS^{2}(t) + EW^{2}(t) + UD^{2}(t)}$$

dove NS, EW e UD sono le componenti nord, est e verticale dello spostamento. Un'identificazione preliminare della fase P è stata effettuata utilizzando un algoritmo di picking automatico (Allen, 1978), quindi i pick sono stati rivisti manualmente. Il primo arrivo S sulle componenti orizzontali è stato identificato a mano. A partire dai tempi di arrivo P ed S, viene letto il picco massimo di ampiezza in finestre di durata pari a 2 e 4 secondi per la fase P e 2 secondi per la fase S, come mostrato in Figura 3.

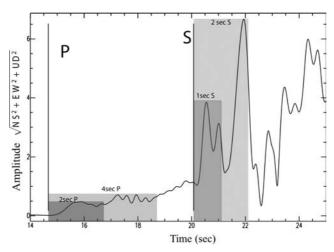


Figura 3. Analisi delle registrazioni accelerometriche per la misura dei valori di picco. La figura mostra il modulo di spostamento. Sono evidenziate le finestre di durata 2s e 4s, su cui viene effettuata la misura P, e quelle di durata 1s e 2s, cui sono state effettuate le misure S.

Risultati

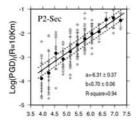
Al fine di corregge le letture di picco per l'effetto di attenuazione con la distanza, è stata calcolata una regressione lineare tra il picco la magnitudo e la distanza ipocentrale della forma:

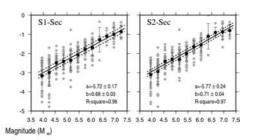
$$\log(PD) = f(M, R) = C + BM + A\log(R)$$

È stata quindi eseguita una regressione lineare tra il logaritmo del valor medio del picco riferito ad una distanza di 10 Km e la magnitudo, usando un fattore di peso pari all'inverso della deviazione standard. Minimizzando la deviazione assoluta media abbiamo ottenuto la relazione lineare nella forma:

$$\log(PD^{10\text{Km}}) = A' + B'M$$

I risultati dell'analisi di regressione sono mostrati in Figura 4. Il picco di spostamento a bassa frequenza correla con la magnitudo finale dell'evento sia per misure effettuate su 2 o 4 secondi di fase P, sia su 1 o 2 secondi di fase S. Osserviamo sulla finestra corrispondente a 2s P un ef-





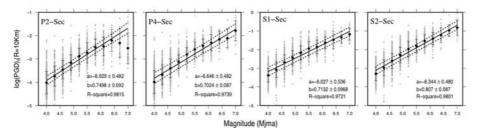


Figura 4. Correlazione tra i valori filtrati di picco di spostamento e la magnitudo, per i dati europei, in alto e quelli giapponesi in basso. I pannelli mostrano il logaritmo del picco di spostamento misurato in finestre temporali di 2-4 secondi di lunghezza a partire dagli arrivi P ed S in funzione della magnitudo. Ciascun pannello mostra la regressione di best-fit (linea solida) mentre le due linee tratteggiate rappresentano il doppio dell'errore standard pesato.

fetto di saturazione della curva di magnitudo effetto non presente nelle curve relative a finestre P di lunghezza 4 s e nelle curve S.

La bontà delle correlazioni presentate è rafforzata dai valori alti del coefficiente di correlazione, riportato in ciascun riquadro. Nel caso dell'Europa non vengono presentati i dati letti su finestre di 4s P, poiché solo poche registrazioni sono a distanza tale che la differenza tra i tempi di arrivo S e P è maggiore di 4s; in tal caso il fit ottenuto non avrebbe significato statistico. L'errore statistico sulla stima della magnitudo effettuata usando tale modello regressione, riportato in figura come curve tratteggiate, è espresso dalla deviazione standard pesata tra il logaritmo delle quantità di picco predetto dalla legge e misurato secondo la formula:

$$WSE = \sqrt{\frac{\sum w_i \left(\log \left(PGD_i\right) - A' - B'M_i\right)^2}{\sum w_i}}$$

I parametri A' e B' con le relative incertezze sono stati riportati in Tabella 1 per i diversi tipi di onda, e finestre temporali considerate.

Tabella 1. Coefficienti della regressione tra il picco di spostamento filtrato passa basso e la magnitudo; il coefficiente C è quello usato per la correzione della distanza.

Europa				
	С	A'	B'	SE
P-2s	1.05 ± 0.3	-6.31 ± 0.37	0.70 ± 0.06	0.22
S-1s	0.71 ± 0.17	-5.72 ± 0.17	0.68 ± 0.03	0.16
S-2s	0.71 ± 0.16	-5.77 ± 0.24	0.71 ± 0.04	0.13
Giappone)			
	С	A'	B'	SE
P-2s	1.33 ± 0.5	-6.34 ± 0.48	0.81 ± 0.06	0.37
S-1s	0.13 ± 0.06	-6.93 ± 0.58	0.75 ± 0.09	0.32
S-2s	1.05 ± 0.10	-6.46 ± 0.48	0.70 ± 0.09	0.40

Scaling e fisica della frattura

Un primo risultato, comune ai dati europei e giapponesi è che le leggi di regressione per 2s P sono diverse rispetto a quelle ottenute per 2s S, con un effetto di saturazione per le onde longitudinali non presente nel caso delle onde di taglio. Iniziamo con il notare che 2s di osservazione di fase P od S non corrispondono a 2s di rottura. Questo perché la velocità alla quale la rottura si propaga è comparabile con la velocità alla quale le onde sismiche attraversano il mezzo elastico: per effetto Doppler la visione che un osservatore ha della rottura che si propaga è molto allungata nella direzione dell'osservatore. Inoltre, poiché la velocità di propagazione "dinamica" di una rottura è mediamente comparabile a quella delle onde S, l'immagine fornita dalle onde S è particolarmente distorta verso l'osservatore, mentre quella fornita dalla fase P è piuttosto isotropa intorno all'ipocentro (Festa et al., 2008).

Nell'ipotesi in cui il rise-time sia trascurabile, il campo lontano in spostamento, osservato ad una data stazione al tempo t, è l'integrale della dislocazione su una curva chiusa sulla faglia, propagata fino al ricevitore. Tale curva, detta isocrona, verifica la condizione per cui la somma dei tempi di rottura e di propagazione è costante (Spudich and Frazier, 1984; Bernard and Madariaga, 1984). Assumendo che la velocità di rottura sia costante e il mezzo di propagazione omogeneo, per una stazione P, l'equazione dell'isocrona è:

$$\tau(P, \mathbf{x}) = \frac{|\mathbf{x}|}{v} + \frac{|\overrightarrow{OP} - \mathbf{x}|}{c}$$

dove lo zero del riferimento è fissato nell'ipocentro, v è la velocità di rottura e c è la velocità dell'onda P o S. x rappresenta invece il generico punto sul piano di faglia. In un recente lavoro Murphy e Nielsen (2009) hanno argomentato che, per magnitudo al di sotto della soglia di saturazione (M 6.5), l'area media esplorata da 2 secondi di isocrona P è maggiore o confrontabile con la dimensione finale della faglia, interpretando la correlazione tra PD e magnitudo come la correlazione tra il picco finale di spostamento e la magnitudo. Estendendo la finestra P a 4 secondi, oppure usando una finestra S di 2 secondi, vengono investigate superfici di faglia più grandi, e la correlazione si estende a magnitudo più elevate.

La correlazione tra il picco di ampiezza dello spostamento iniziale e la magnitudo finale dell'evento, può essere ulteriormente spiegata sfruttando alcuni concetti di base sulla sorgente sismica. Dato l'intervallo di distanze e frequenze esplorato, assumendo che l'effetto di direttività venga mediato, la radiazione iniziale P ed S può, in prima approssimazione, essere assimilata, al campo lontano di una sorgente puntiforme.

In questo caso il picco di spostamento iniziale P ed S, ad una data distanza r, scala con il moment rate \dot{M} (Akii and Richard, 1980):

$$PD = \cos t \frac{1}{r} \dot{M} \left(t - \frac{r}{c} \right) = \cos t \frac{1}{r} \Delta \dot{u} \Sigma$$

dove c è la velocità delle onde, Δ_n lo slip medio sulla faglia, e Σ l'area di faglia attiva durante la fase iniziale della frattura. In accordo con i modelli teorici della dinamica della frattura (Kostrov, 1964; Scholz, 1990), l'ampiezza dello slip rate \dot{n} scala linearmente con lo stress drop dinamico $\Delta \sigma$. Quindi un'importante conseguenza della nostra analisi sperimentale sui dati euro-mediterranei e giapponesi, è che lo stress drop e/o la superficie di faglia attiva devono scalare con la magnitudo nella fase iniziale della frattura sismica, almeno fino a magnitudo 6.5-7. Assumendo uno stress drop costante (Keilis Borok, 1959) è possibile derivare le relazioni attese tra il picco di spostamento iniziale normalizzato ad un distanza di riferimento, PD^{10km} e la magnitudo M:

$$\log(PD^{10\text{km}}) = Cost + \log(M_0) + \log(L) = Cost + M$$

dove M_0 è il momento sismico e L è la lunghezza di faglia. L'equazione ottenuta è analoga alla definizione della magnitudo locale, in cui il logaritmo dell'ampiezza dell'onda S dipende dalla dimensione del terremoto

espressa dal temine $\log(M_0)$ dalla magnitudo M. Notiamo che le pendenze della retta picco di spostamento vs magnitudo, riportati in Tabella 1, sono prossimi al valore unitario atteso ma leggermente sottostimati (0.7-0.8), ciò è probabilmente legato alla dispersione dei dati e al campionamento relativamente povero per magnitudo superiori a 6.5.

Stima evolutiva della magnitudo basata sul teorema di Bayes

Le regressioni ricavate nel paragrafo precedente sono alla base dell'approccio evolutivo, real-time per la stima della magnitudo basato sul teorema di Bayes. Ipotizzando che il picco sia caratterizzato da una distribuzione log-normale, il modello di correlazione tra il picco di spostamento a bassa frequenza e la magnitudo finale descritto dalle seguenti relazioni:

$$\log(PD_{phase}^{10Km}) = \log(PD_{phase}^{R}) - C_{phase} \cdot \log\left(\frac{R}{10}\right)$$
 (1)

$$\log(PD_{phase}^{10Km}) = A_{phase}^{'} + B_{phase}^{'} \cdot M \tag{2}$$

viene usato per calcolare il valor medio e la deviazione standard di tale distribuzione secondo la formulazione riportata di seguito:

$$\begin{cases} \mu_{\log(PD_{phase})} = B_{phase}' \cdot M + A_{phase}' - C_{phase} \cdot \log\left(\frac{R}{10}\right) \\ \sigma_{\log(PD_{phase})} = SE_{phase}^{PM} - \log\left(\frac{R}{10}\right) \cdot \Delta C_{phase} - C_{phase} \frac{1}{R} \Delta R \end{cases}$$
(3)

dove R è la distanza ipocentrale stimata con un errore di Δ R e Δ C_{phase} è l'errore sul coefficiente C_{phase} che appare nell'equazione (1) (Satriano et al., 2008), mentre S^{PM}_{phase} è l'errore standard della legge (3). Utilizzando il teorema di Bayes, la la funzione densità di probabilità condizionata (PDF) della magnitudo, condizionata alle osservazioni \mathbf{d}_{t} ad un certo istante di tempo t dalla prima identificazione dell'evento, è:

$$P_{t}(M \mid \mathbf{d}_{t}) = \frac{P_{t}(\mathbf{d}_{t} \mid M) \cdot \rho_{t}(M)}{\int P_{t}(\mathbf{d}_{t} \mid M) \cdot \rho_{t}(M) dM}$$

$$\tag{4}$$

dove $P_t(M|\mathbf{d}_t)$ è la PDF condizionata di M dato \mathbf{d}_t , $P_t(\mathbf{d}_t|M)$ è la PDF condizionata dei dati P e/o S \mathbf{d}_t , data la magnitudo M, $\rho_t(M)$ è la funzione densità di probabilità "a-priori" per la magnitudo. Assumendo che i dati osservati \mathbf{d}_t sono log-normali e statisticamente indipendenti, la PDF $P_t(\mathbf{d}_t|M)$ è la verosimiglianza:

$$P_{t}(\mathbf{d}_{t} \mid M) = \prod_{K=1}^{N_{phase}} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{\log(PD_{phase,k})} PD_{phase,k}} e^{\frac{\left(\log(PD_{phase,k}) - \mu_{\log(PD_{phase,k})}\right)^{2}}{2\sigma_{\log(PD_{phase,k})}^{2}}}$$
(5)

dove N_{phase} è il numero di stazioni per le quali sono disponibili le misure P e/o S ($PD_{phase,k}$) al tempo t. La funzione densità di probabilità "a-priori" fornisce la probabilità per la magnitudo di un evento basata su informazioni disponibili prima del tempo t. Prima del riconoscimento del primo arrivo P (t_{first}) alla rete del EWS ($t < t_{first}$) la PDF "a-priori" è data dalla relazione di Gutenberg-Richter:

$$\rho_{t < t_{first}(M)} = GR(M) = \frac{\beta e^{-\beta \cdot M}}{\beta e^{-\beta \cdot M_{\min}} - \beta e^{-\beta \cdot M_{\max}}} \operatorname{con} M \in [M_{\min}; M_{\max}]$$
 (6)

Non appena un nuovo dato viene acquisito dalla rete EWS ($t > t_{\rm first}$) la funzione di probabilità "a-priori" cambia in accordo con le nuove informazioni disponibili sulla magnitudo dell'evento fornite dalle forme d'onda registrate:

$$\rho_{t > t_{first}(M)} = P_{t-1}(M | \mathbf{d}_{t}) = \frac{P_{t-1}(\mathbf{d}_{t} | M) \cdot \rho^{*}(M)}{\int P_{t-1}(\mathbf{d}_{t} | M) \cdot \rho^{*}(M) dM}$$

dove $\rho^*(M)$ è definita sulla base della probabilità condizionata di magnitudo nell'istante precedente. Definiamo $F_t(M)$ la probabilità cumulativa ottenuta integrando la $P_t(M|\mathbf{d}_b)$, ad un tempo t; l'intervallo di magnitudo all'interno del quale la probabilità di osservazione di un valore di M è pari a 1-2 α ($[M_{min}:M_{max}]$), è tale che:

$$M_{\min}: \int_{-\infty}^{M_{\min}} P_t(M \mid d_t) dM = \alpha$$

$$M_{\max}: \int_{-\infty}^{M_{\max}} P_t(M \mid d_t) dM = 1 - \alpha$$
(7)

Ad esempio, con una tolleranza del 5%, M_{min} e M_{max} sono i valori i corrispondenza dei quali la funzione cumulata $F_{t}(M)$ vale 0.05 e 0.95 rispettivamente.

Un modello statistico per l'effetto di saturazione

Nonostante siano presenti effetti di saturazione, la legge di correlazione empirica per i picchi di spostamento P misurati in una finestra di 2 secondi può dare delle informazioni utili al calcolo della magnitudo, soprattutto attraverso l'utilizzo di un approccio evolutivo. Questo per i seguenti motivi:

- la legge di regressione PD_{P-2s} può predire le magnitudo degli evento inferiori alla soglia di saturazione;
- le letture PD_{P-2s} sono le uniche disponibili per le stazioni prossime alla sorgente con intervallo di tempo S meno P inferiore a 4 secondi;
- le letture PD_{P-2s} possono fornire una stima preliminare di magnitudo, anche se caratterizzata da una maggiore incertezza; la PDF ad essa associata può essere usata come informazione a-priori per le successive stime di magnitudo.

Ipotizziamo che la distribuzione dei dati PD_{p-2s} segua una distribuzione lognormale per valori di M inferiori alla soglia di saturazione (Msat), e sia costante per $M \ge M$ sat. Questo implica che il PD_{p-2s} è predittivo fino alla soglia di saturazione, mentre le magnitudo superiori sono tutte equiprobabili e controllate dall'informazione a priori (ad esempio la distribuzione di Gutenberg-Richter). In questo caso:

$$P(PD_{P}^{2s}|M) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{\log(PD_{P}^{2s})}PD_{P}^{2s}} \exp\left[-\frac{\left(\log(PD_{P}^{2s}) - \mu(M)_{\log(PD_{P}^{2s})}\right)^{2}}{2\sigma_{\log(PD_{P}^{2s})}^{2}}\right]$$

$$\begin{cases} \mu(M)_{\log(PD_p^{2s})} = B_p^{12s} M + A_p^{12s} + Cp \log\left(\frac{R}{10}\right) & M < M_{\text{sat}} \\ \mu(M)_{\log(PD_p^{2s})} = B_p^{12s} M_{sat} + A_p^{12s} + Cp \log\left(\frac{R}{10}\right) & M \ge M_{\text{sat}} \end{cases}$$

Conclusioni

La stima in tempo reale della localizzazione e magnitudo di un evento sono necessarie al funzionamento dei sistemi regionali di early warning (Kanamori, 2005). In realtà, la decisione di allertare un sito si basa sulle fasi successive di valutazione della pericolosità sismica al sito di interesse. Questo problema può essere affrontato seguendo un approccio evolutivo in cui le distribuzioni di probabilità di localizzazione e magnitudo e leggi di attenuazione vengono combinare in tempo reale per la stima di pericolosità (Iervolino et al., 2006). Sulla base di leggi di correlazione tra il picco P e il picco S di spostamento, ricavate su dati europei e giapponesi abbiamo implementato un algoritmo probabilistico ed evolutivo per la stima della magnitudo in tempo reale. La sua formulazione basata sul teorema di Bayes, consente di ricavare la distribuzione di probabilità condizionata (PDF) della magnitudo, ad ogni istante di tempo t a partire dalla detezione dell'evento. Le informazioni provenienti da diverse stazioni vengono espresse dal prodotto di massima verosimiglianza, e combinate con l'informazione a-priori espressa dalla distribuzione della Gutenberg-Richter. L'uso di una procedura statistica consente di:

- definire il valore di magnitudo più probabile in funzione del tempo;
- esprimere l'incertezza ad esso associata in termini di intervalli di confidenza;
- valutare la probabilità di superamento di una soglia critica di magnitudo.

Inoltre la PDF della magnitudo è una delle funzioni di ingresso necessarie per la valutazione in tempo reale della pericolosità. La formulazione bayesiana consente anche l'utilizzo della legge di regressione per i dati P letti su finestre di 2 secondi, su cui è stato osservato un effetto di saturazione, ipotizzando che tali dati seguano una distribuzione log-normale fino alla magnitudo di saturazione, mentre è costante per magnitudo superiori. Le prestazioni dell'algoritmo dipendono dal tasso di informazione: quanti più dati sono disponibili a ciascun istante di elaborazione, tanto più rapida sarà la convergenza al valore finale di magnitudo.

Bibliografia

Aki, K., and P.G. Richards (1980). *Quantitative Seismology*, University Science Books. Allen, R.M., and H. Kanamori (2003). The Potential for Earthquake Early Warning in Southern California, *Science* 300, 786-789.

Allen, R.V. (1978). Tiltmeter observations near a large earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 3, 855-857.

Bernard, P., and R. Madariaga (1984). A new asymptotic method for the modeling of near-field accelerograms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 2, 539-557.

Festa, G. (2007), Does the slip in the early steps of the rupture scale with the final magnitude of the event?, in AGU Fall Meeting, San Francisco CA, USA, 10-14 December.

- Lancieri, M., and A. Zollo (2008). A Bayesian approach to the real-time estimation of magnitude from the early P and S wave displacement peaks, J. Geophys. Res. 113, B12, 17.
- Iervolino, I., V. Convertito, M. Giorgio, G. Manfredi, and A. Zollo (2006). Real-time risk analysis in hybrid earthquake early warning systems, *J. Earthg. Eng.* 10, 867-885.
- Keilis-Borok, V. (1959). On estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions, *Ann. Geofis. (Rome)* 12, 205-214.
- Kostrov, B.V. (1964). Self similar problems of propagation of shear cracks, *Appl. Math. Mech.* 28, 5, 1077-1087.
- Murphy, S., and S. Nielsen (2009). Dynamic and kinematic investigation of earthquake magnitude determination by first few seconds of waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, in press.
- Olson, E.L., and R.M. Allen (2005). The deterministic nature of earthquake rupture, *Nature* 438, 10, 212-215.
- Satriano, C., A. Lomax, and A. Zollo (2008). Real-Time Evolutionary Earthquake Location for Seismic Early Warning, *Bull. Seism. Soc. Am.* 98, 3, 1482-1494.
- Scholz, C.H. (1990). The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Cambridge Univ. Press, New York.
- Spudich, P., and L.N. Frazer (1984). Use of ray theory to calculate high-frequency radiation from earthquake sources having spatially variable rupture velocity and stress drop, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 2061-2082.
- Wu, Y.M., and L. Zhao (2006). Magnitude estimation using the first three seconds of p-wave amplitude in earthquake early warning, *Geophys. Res. Lett.* 33.
- Wu, Y.-M., L. Zhao, B.-S. Huang, and W.-T. Liang (2006). Magnitude determination using initial p waves: A single station approach, *Geophys. Res. Lett.* 33, L16, 312, doi:10.1029/2005GL025395.
- Zollo, A., M. Lancieri, and S. Nielsen (2006). Earthquake magnitude estimation from peak amplitudes of very early seismic signals on strong motion records, *Geophys. Res. Lett.* 33.
- Zollo, A., M. Lancieri, and S. Nielsen (2007). Reply to comment by Rydelek et al. on "Earthquake magnitude estimation from peak amplitudes of very early seismic signals on strong motion records", *Geophys. Res. Lett.* 34, in press.

12.

PRESTo (PRobabilistic and Evolutionary early warning SysTem): un sistema integrato per l'elaborazione e la notifica dell'allerta sismica in tempo reale

Luca Elia, Aldo Zollo, Giovanni Iannaccone, Claudio Satriano, Gaetano Festa, Claudio Martino

Introduzione

PRESTo è il prototipo del sistema di early warning sismico in sviluppo e sperimentazione sui dati della rete ISNet. Consente di ottenere una stima evolutiva e probabilistica dei parametri di un terremoto mentre il fenomeno sismico è ancora in atto, e di disseminare messaggi di allerta in presenza di eventi potenzialmente distruttivi. PRESTo utilizza tecniche probabilistiche ed evolutive sviluppate per il calcolo in tempo reale dei parametri del terremoto: l'algoritmo di localizzazione RTLoc produce infatti una densità di probabilità relativa alla posizione dell'evento; analogamente, quello per il calcolo della magnitudo, RTMag, utilizza un approccio Bayesiano per determinare una funzione densità di probabilità della magnitudo a partire dai picchi di spostamento misurati. Inoltre, sia la stima della localizzazione che della magnitudo, è continuamente aggiornata e resa più affidabile durante la fase di acquisizione di nuovi dati da parte di ciascuna stazione sismica. Di conseguenza, a ciascun istante di tempo, oltre ai valori di massima verosimiglianza di localizzazione e magnitudo, sono fornite anche le relative incertezze. Gli algoritmi utilizzati per la localizzazione (RTLoc) e magnitudo (RTMag), sono estesamente descritti nei Capitoli 10 e 11. Inoltre, PRESTo fornisce informazioni, ancora in

termini temporalmente evolutivi e probabilistici, riguardo i parametri di picco del moto del suolo (PGA, PGV, Intensità strumentale) a siti selezionati, unitamente alla predizione del tempo di arrivo delle onde sismiche distruttive ai siti stessi.

Il sistema è configurabile da parte dell'utente per le procedure di analisi dei dati, topologia della rete, acquisizione dati e dettagli dei messaggi di allerta da inviare. Questo rende il sistema PRESTo facilmente esportabile su altre reti sismiche, a patto che rispondano a semplici requisiti di funzionalità. Il funzionamento del sistema è monitorabile attraverso l'output grafico, i messaggi d'allerta, le e-mail ed i rapporti successivi ai terremoti e grazie a dettagliati file di log.

Proprio per rimarcarne l'approccio probabilistico ed evolutivo, il sistema di early warning, attualmente in fase di sperimentazione nella rete ISNet, è stato nominato **PRESTo**, da *PRobabilistic and Evolutionay early warning SysTem*.

PRESTo è in grado di disseminare l'informazione relativa al terremoto durante la propagazione stessa delle onde sismiche. Questo può avvenire sia attraverso linee dedicate e in un formato codificato, che via internet sotto forma di messaggi facilmente interpretabili, perché strutturati secondo uno schema XML (XML 2009).

L'allarme, viaggiando attraverso le linee di comunicazione dati sotto forma di onde elettromagnetiche, quindi infinitamente più velocemente delle onde sismiche stesse, può raggiungere le strutture sensibili secondi/decine di secondi prima delle onde distruttive, in funzione della distanza dall'ipocentro. Questo lasso di tempo è sufficiente a chi riceve l'allarme per attivare una serie di procedure automatiche di messa in sicurezza efficaci al fine di contenere il danno causato. La valutazione del rapporto costi/benefici relativo all'attivazione delle procedure menzionate, e quindi la scelta di intraprenderle o meno, è ovviamente demandata alle strutture destinatarie dell'allarme. Compito del sistema di allerta sismica è piuttosto quello di offrire tutte le informazioni utili, comprensive delle incertezze, in maniera tempestiva e robusta.

Il sistema PRESTo è utilizzabile in due modalità:

- real-time, interfacciandosi direttamente con una rete sismica;
- off-line, operando su file di dati, precedentemente acquisiti o generati per via numerica, relativi ad una specifica rete sismica. Questa modalità operativa risulta molto utile per effettuare sperimentazione del software, verificarne le prestazioni, verificare la validità della configurazione di una rete sismica e valutare teoricamente i tempi a disposi-

zione per effettuare azioni di messa in sicurezza (lead time) in funzione della specifica area sismogenetica e ubicazione del sito target.

PRESTo si compone di più sottosistemi, integrati però in un'unica soluzione software che fa uso di più *thread* di calcolo, che operano in parallelo.

I vari sottosistemi svolgono i seguenti ruoli:

- acquisizione in real-time dei sismogrammi relativi alle stazioni di una rete sismica (accelerazione vettoriale del moto del suolo);
- identificazione automatica dei tempi di arrivo delle onde P;
- identificazione degli eventi, ed associazione degli arrivi agli eventi;
- localizzazione ipocentrale;
- stima della magnitudo;
- stima del parametro di picco del moto del suolo (PGA, PGV, I) ai siti target;
- stima del tempo di arrivo delle onde sismiche distruttive (onde S) ai siti target;
- disseminazione degli allarmi;
- output grafici e testuali: finestra di monitoraggio, animazioni in formato GIF dell'output a schermo, animazioni in formato KML (KML 2009), file di log e pagine web di resoconto al termine di un evento.

È possibile per l'utente configurare tutti gli aspetti dell'elaborazione per adattare il sistema alla propria rete sismica (descrizione della rete sismica e del modello di velocità, leggi di regressione per il calcolo della magnitudo, parametri di controllo degli algoritmi di analisi dei dati, degli input e degli output).

Lo schema a blocchi che esemplifica i componenti di PRESTo e lo scambio dati tra di essi è mostrato in Figura 1

Implementazione

PRESTo è stato implementato in C++ (Stroustrup 1997), un linguaggio che garantisce il massimo della prestazioni, elemento fondamentale per un sistema di early warning, pur senza sacrificare l'espressività del codice grazie alla programmazione ad oggetti.

Per rendere il software funzionante su più sistemi operativi, sono state usate le librerie open source SDL (Simple DirectMedia Layer, SDL

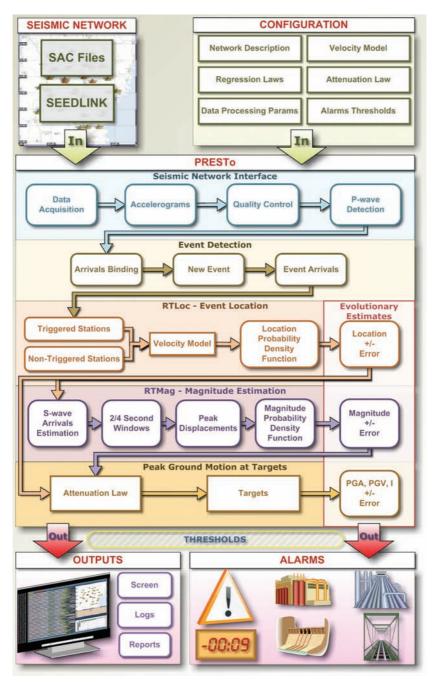


Figura 1. Schema a blocchi dei componenti di PRESTo e dello scambio dati tra di essi. Il flusso dati parte dagli input al sistema (in alto) e termina con gli output (in basso).

2009), che sono disponibili sulle piattaforme più diffuse, quali Windows, Linux e Mac OS 9/X. In questo modo PRESTo utilizza la stessa interfaccia ai dispositivi di input (mouse, tastiera) ed output (finestre, audio), indipendentemente dal sistema operativo sottostante. Anche la gestione di timers e threads risulta allo stesso tempo unificata e semplificata.

La rappresentazione grafica (Figura 2), attivabile durante il debug, le presentazioni o per il monitoraggio in sala di controllo, è implementata tramite le librerie OpenGL (OpenGL 2009), lo standard de facto della visualizzazione scientifica interattiva.

L'acquisizione delle registrazioni sismiche sfrutta i server SeisComP (SeisComP 2009) istallati negli LCC. I dati proveniente dalle stazioni sono resi disponibili in formato SeedLink (SeedLink 2009) per l'acquisizione real-time in streaming. PRESTo utilizza la libreria libslink (Libslink 2009) per collegarsi agli LCC ed ottenere i dati in pacchetti di un secondo.

Alternativamente, nella modalità operativa off-line di simulazione, il moto del suolo alle stazioni non è acquisito via SeedLink, ma è letto da file, uno per componente, in formato SAC (Seismic Analysis Code, SAC 2009), simulando l'arrivo dei pacchetti ogni secondo. Una simulazione ancora più aderente alla realtà può sfruttare un server SeedLink in cui si immettano le registrazioni del terremoto da file.

L'elaborazione dei dati è effettuata da più moduli logicamente separati, alcuni dei quali sono richiamati in maniera sequenziale ed altri in maniera asincrona, in thread separati. Questo permette in generale di ridurre le latenze, eseguendo concorrentemente operazioni come l'acquisizione di nuovi dati e l'elaborazione di quelli già disponibili, in particolare su processori *multi-core*.

Configurabilità di PRESTo

PRESTo è facilmente adattabile a reti sismiche diverse, grazie alla sua configurabilità e all'utilizzo dello standard SeedLink per l'acquisizione dati. All'avvio l'utente deve specificare il nome del file di configurazione, la rete su cui operare, e l'eventuale terremoto da simulare. Ad ognuno di questi tre input corrisponde una directory con i file necessari, che contengono:

- la configurazione dell'applicazione (parte non relativa all'analisi dei dati, ad esempio le opzioni grafiche);
- la descrizione della rete (stazioni, strumenti, indirizzi IP dei server SeedLink e canali disponibili);

- il modello di velocità per la localizzazione ipocentrale e leggi di attenuazione per il calcolo dei parametri di picco;
- la configurazione della modalità real-time (specifica delle stazioni da utilizzare) o della modalità simulazione (file SAC da utilizzare);
- la configurazione dei programmi per l'analisi in real-time (parametri relativi al picking automatico e alla localizzazione, coefficienti per il calcolo della magnitudo, parametri per la rimozione della media ed il filtraggio, ecc.);
- configurazione degli allarmi (dettagli dei riceventi, soglie).

Acquisizione dati

L'acquisizione delle tre componenti delle accelerazioni registrate alle stazioni avviene via SeedLink, collegandosi ai server SeisComP presenti negli LCC. In modalità simulazione vengono invece letti i file SAC presenti nella cartella relativa al terremoto specificato dall'utente, ed associati ai canali della rete in base alle informazioni lette dai relativi header.

Per ogni canale acquisito, esiste un thread che gira in parallelo con tutto il resto delle elaborazioni, che esegue i seguenti passi:

- Controlla se è disponibile un nuovo pacchetto di dati. I pacchetti SeedLink sono di un secondo, quindi normalmente viene ricevuto un nuovo pacchetto al secondo, salvo nei casi in cui vi sia stato un ritardo di trasmissione, che viene altrimenti recuperato. In modalità simulazione, usando dei file di eventi, i dati sono ricevuti con la stessa cadenza di un pacchetto di un secondo ogni secondo, ma in più è possibile velocizzare o rallentare il playback delle tracce, mettere in pausa il tempo simulato, o farlo avanzare di un secondo ad ogni pressione di un tasto.
- Assegna un fattore di qualità ad ogni stazione. Le stazioni che non stanno acquisendo per problemi hardware o i cui segnali sono ritenuti di qualità insufficiente verranno ignorate nelle fasi successive di elaborazione, fino al ristabilirsi del pieno funzionamento.
- Esegue il picking automatico delle onde P sulla componente verticale.
- Calcola la media degli ultimi secondi di segnale e la rimuove dal nuovo pacchetto.
- Aggiunge il pacchetto così modificato al buffer dei dati relativo agli ultimi minuti di registrazione (parametro: buffer di 1 min).

L'algoritmo di picking automatico è quello descritto nei precedenti capitoli e opera solo sui nuovi pacchetti di dati, senza dover processare ad ogni istante l'intero buffer, in quanto ha memoria dei calcoli che ha effettuato sui pacchetti precedenti. È in grado di calcolare il tempo d'arrivo, la relativa incertezza e la polarità. È possibile controllare l'algoritmo attraverso 5 parametri, presenti nel file di configurazione (di cui 3 possono essere derivati automaticamente dagli altri 2).

Elaborazione delle registrazioni

Contemporaneamente all'acquisizioni dei dati, il thread principale li analizza. Il sistema mantiene una lista dei terremoti rilevati negli ultimi minuti (parametro: 1 min) e dei pick ad essi associati, piuttosto che ricordare solo l'ultimo terremoto. Questo permette di processare più terremoti contemporaneamente.

Le principali fasi di elaborazione sono descritte di seguito, e vengono eseguite in maniera continua e sequenziale.

Associazione di arrivi e terremoti

Questa fase analizza gli arrivi a tutte le stazioni, e ne determina la coerenza con la propagazione di un terremoto. È usato un semplice criterio di coincidenza temporale:

- viene creata un lista di tutti i pick non ancora processati (i pick sono infatti calcolati dai thread di acquisizione, in parallelo alle altre elaborazioni);
- per ogni nuovo pick: tentativo di associare l'arrivo ai terremoti recenti (tenendo conto anche dell'incertezza stimata sul tempo d'arrivo):
 - il pick è associato ad un terremoto già dichiarato se avviene dopo pochi secondi dal primo pick già associato a quel terremoto (parametro: +/- 10 s);
 - viceversa, se entro pochi secondi dal nuovo pick (parametro: +/- 10 s) si trovano più pick non ancora associati (parametro: altri 2, quindi 3 in tutto) viene dichiarato un nuovo evento, se sono passati almeno alcuni secondi dall'ultimo terremoto dichiarato (parametro: 10 s);
 - altrimenti il pick è aggiunto alla lista dei pick non associati ad alcun evento, e conservato per qualche minuto (parametro: 1 min);

 i pick e le associazioni con i terremoti sono visualizzati a schermo e scritti nei file di log.

Distribuzione probabilistica della localizzazione

In questa fase viene aggiornata la localizzazione dei terremoti recenti (parametro: avvenuti nell'ultimo minuto) rilevati, ad intervalli regolari (parametro: ogni 0.5 s), o quando sia stato associato un nuovo pick.

La nuova stima tiene conto sia dei nuovi arrivi registrati, che dell'informazione implicita nella mancata segnalazione di un arrivo ad altre stazioni (che siano però funzionanti e con segnali di qualità sufficiente). Il mancato arrivo è infatti un ulteriore vincolo alla posizione del terremoto, e permette di restringerne l'area di possibile localizzazione (Satriano et al., 2008). PRESTo include un'implementazione real-time di RTLoc (si veda il Capitolo 10), allo scopo di calcolare una griglia tridimensionale di densità di probabilità relativa alla posizione dell'evento, sulla base della quale sono stimati i seguenti parametri:

- la posizione più probabile dell'ipocentro;
- il relativo tempo origine;
- il valor medio della distribuzione di probabilità;
- la relativa matrice di covarianza, che determina l'incertezza sulla posizione stimata dell'ipocentro.

Per la localizzazione si utilizzano due griglie 3D precalcolate per stazione, con i travel-time da ogni punto della griglia alla stazione stessa (una griglia per le onde P, ed una per le S), utilizzando un idoneo modello di propagazione delle onde sismiche.

Stima Bayesiana della magnitudo

La magnitudo dei terremoti in essere viene continuamente aggiornata per tenere conto sia dei nuovi arrivi registrati, che dei nuovi pacchetti di dati relativi alle registrazioni dell'accelerazione provenienti dalle stazioni. Lo schema di funzionamento, corrispondente all'implementazione della metodologia descritta nel Capitolo 11, prevede una serie di calcoli per ogni stazione:

- a partire dal primo arrivo, identificato dal picking automatico sulla componente verticale dell'accelerazione, si determina l'arrivo S teorico, usando la localizzazione più aggiornata ed il travel-time S previsto dal modello di velocità;
- se gli arrivi P ed S sono separati da almeno 2 secondi, viene calcolato il picco di spostamento sui 2 secondi dopo l'arrivo P (usato per il calcolo della magnitudo M_{2P}, si veda più avanti per i dettagli), appena sono disponibili i 2 secondi di segnale;
- se gli arrivi P ed S sono separati da almeno 4 secondi, viene calcolato anche il picco di spostamento sui 4 secondi successivi all'arrivo P (M_{4P}), appena il segnale è disponibile;
- sui 2 secondi di segnale successivi all'arrivo S, si calcola il picco di spostamento (per il calcolo di M_{2S}).

Per determinare i picchi di spostamento appena menzionati, le tracce relative alle tre componenti dell'accelerazione sono filtrate con un filtro passa banda (parametro: 0.075-3 Hz), e sommate in maniera vettoriale. Successivamente è determinato il modulo del vettore su tutta la traccia. Il modulo dell'accelerazione così ottenuto è integrato due volte per ricavare la traccia del modulo dello spostamento del suolo. Infine sulla finestra di 2/4 secondi immediatamente successiva all'arrivo P o S, viene determinato il massimo dello spostamento. Nei calcoli precedenti, se una sola delle due componenti orizzontali non è disponibile, viene sostituita da quella presente. Se entrambe le componenti orizzontali non sono disponibili, si usa la sola componente verticale, moltiplicata per √3.

La magnitudo dell'evento può ora essere calcolata a partire dai tre picchi in spostamento, misurati da ogni stazione (Lancieri et al., 2008). Per ogni stazione ed ogni finestra temporale è calcolata la funzione densità di probabilità della magnitudo. Il massimo della funzione si trova per la magnitudo M, che dipende dal picco di spostamento rilevato nella finestra, Pd (m), e dalla distanza ipocentrale R (km), secondo la legge:

$$log(Pd) = A + B * M + C * log (R/10)$$

dove A, B e C sono coefficienti che dipendono dalla finestra di segnale (2P, 4P, 2S).

La distribuzione della densità di probabilità del valore della magnitudo del terremoto è ottenuta dal prodotto di ciascuna distribuzione relativa ad ogni stazione sismica ed ogni finestra temporale di analisi. Da questa distribuzione viene determinata la magnitudo più probabile dell'evento (corrispondente al massimo della distribuzione), ed il relativo intervallo di variabilità (valori di magnitudo per cui l'integrale della densità di probabilità varia dal 5% al 95%).

Stima dell'accelerazione di picco

Usando la legge di attenuazione derivata per l'area irpina (così come descritto nel Capitolo 9), una volta disponibili magnitudo, localizzazione e relative incertezze, è possibile stimare il valore più probabile e l'incertezza relativi all'accelerazione di picco che verrà sperimentata dalle strutture ad una certa distanza dall'epicentro. Anche quest'informazione viene integrata nei messaggi di allerta, e varia tra un'allerta e l'altra in funzione della posizione del destinatario del messaggio.

Risultati dell'elaborazione

Rappresentazione grafica

È possibile avviare PRESTo in modalità grafica, anche se nell'istallazione delegata alla disseminazione degli allarmi questa funzionalità è disabilitata per ragioni di performance. La modalità grafica permette di seguire passo passo le simulazioni, agevola il debug dell'applicazione e permette di avere un'installazione di controllo immediatamente fruibile presso il Network Control Center. L'output grafico è mostrato in Figura 2, e prevede la visualizzazione dei seguenti elementi:

- Sismogrammi relativi alla componente verticale dell'accelerazione del suolo. Le stazioni che forniscono segnale di cattiva qualità, o da cui non si ricevono i dati, sono evidenziate in rosso. Quelle con problemi di comunicazione temporanei, come presenza di buchi di segnale o ritardo eccessivo nella ricezione dei dati, sono evidenziate in giallo.
- Tempi d'arrivo della fase P, prodotti dal sistema di picking automatico, riportati sui sismogrammi come barre rosse verticali. Sono anche evidenziate le finestre temporali, di 2 e/o 4 secondi, utilizzate per il calcolo della magnitudo (in giallo quelle relative alle onde P, in rosso quelle relative alle onde S).

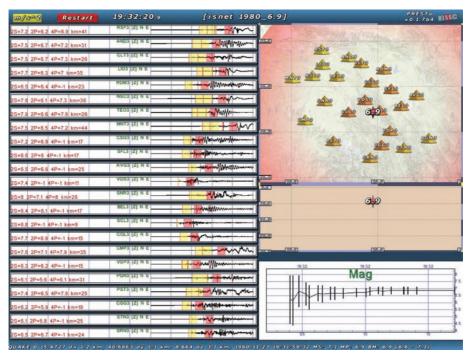


Figura 2. Output grafico di PRESTo, durante la simulazione del terremoto Irpinia 1980 (M = 6.9) con tracce sintetiche.

- Mappa georeferenziata della rete ISNet, ed una rappresentazione in sezione dell'ipocentro del terremoto. Sulla mappa, i siti sono rappresentati con triangoli di diverso colore. In verde sono mostrati i siti funzionanti, in rosso quelli non correttamente funzionanti. Le stazioni sismiche non considerate dall'utente, o per cui, in modalità simulazione, non siano presenti file con le registrazioni, sono mostrate in semi-trasparenza. In presenza di un evento sismico i siti che hanno registrato un arrivo P sono evidenziati con un colore che varia dal giallo all'arrancione in funzione dei tempi d'arrivo identificati automaticamente. Questo fornisce un'indicazione visiva della propagazione delle onde dall'epicentro.
- Indicazione dell'eventuale terremoto identificato. L'epicentro è evidenziato sia sulla mappa che in sezione, con un'icona che reca la stima più aggiornata della magnitudo. L'area d'incertezza sulla localizzazione è indicata da un ellisse.

- Grafico dell'evoluzione temporale della stima della magnitudo dell'ultimo terremoto, e della sua incertezza.
- I dettagli degli ultimi terremoti registrati sono presenti in forma testuale nella parte bassa della finestra.

Al termine di ogni terremoto processato da PRESTo, viene salvata su disco un'animazione delle schermate generate durante l'elaborazione dell'evento, in formato GIF. Viene anche prodotta un'animazione in formato KML, visualizzabile in Google Earth (Google Earth, 2009), che mostra: la propagazione delle onde P ed S in superficie a partire dalla stima finale dell'ipocentro, le stazioni e la detezione degli arrivi P, e l'evoluzione dei parametri sorgente e degli allarmi inviati.

Resoconto del funzionamento

Durante il suo funzionamento, PRESTo genera un rapporto dettagliato del funzionamento delle sue componenti e dei calcoli effettuati nei file di log. Questi resoconti sono utili non solo per il debug dell'applicazione, ma anche per stilare le statistiche relative alle prestazioni del sistema. Ogni linea dei log riporta l'indicazione del tempo-macchina in cui è stata generata. Di ogni calcolo o scelta presente nell'elaborazione dei dati vengono dati i passaggi. Poiché questi resoconti sono molto dettagliati, sono previste delle procedure automatiche che analizzano i file di log. Queste producono, ad evento avvenuto, dei resoconti grafici semplificati dell'evoluzione di localizzazione e magnitudo, dei messaggi d'allarme generati, e dei tempi di elaborazione a partire dall'ingresso dei dati.

Messaggi d'allarme

In modalità real-time, durante la propagazione dei terremoti rilevati, le stime evolutive di localizzazione, magnitudo e accelerazione di picco, con le relative incertezze, sono formattate in dei messaggi e comunicate ad una lista di destinatari.

È possibile configurare l'invio perché avvenga via seriale, piuttosto che via internet (a livello di trasporto sono supportati sia il protocollo UDP che TCP). È possibile utilizzare un formato semplificato e di minore dimensione, o un formato più complesso, ma maggiormente strutturato e standard, nato per lo scambio di informazioni relative ad un evento (QuakeML-RT, Schorlemmer et al., 2004).

Come passo finale, dopo alcuni secondi dalla detezione dell'evento (parametro: 20 s), ai fini di controllo delle procedure effettuate e come resoconto, viene inviato un messaggio di posta elettronica di riepilogo per l'utente finale e gli amministratori del sistema. L'e-mail riporta:

- la stima finale dei parametri della sorgente;
- un link alla mappa che li rappresenta graficamente;
- il messaggio che descrive l'evento, in formato QuakeML-RT e nel formato semplificato;
- un estratto sintetico dei file di log, che permette di seguire nel tempo la determinazione degli arrivi, l'identificazione del terremoto, le associazioni dei nuovi arrivi all'evento sismico e le stime di localizzazione, magnitudo e accelerazione di picco ottenute.

Anche l'invio dei messaggi e delle e-mail avviene in modo asincrono rispetto al resto del sistema.

Bibliografia

Google Earth (2009). Visualizzatore 3D di informazioni geografiche. http://earth.google.com/intl/en (visitato il 2009-10-10).

KML (2009). Linguaggio basato su uno schema XML per la descrizione di annotazioni geografiche e la visualizzazione su mappe 2D e 3D. http://www.opengeospatial.org/standards/kml (visitato il 2009-10-10).

Lancieri, M., and A. Zollo (2008). A Bayesian approach to the real-time estimation of magnitude from the early P and S wave displacement peaks, *J. Geophys. Res.* 113, B12302, doi:10.1029/2007]B005386.

Libslink (2009). Libreria per il recupero dati in tempo reale da un server SeedLink, http://www.iris.edu/pub/programs/SeedLink (visitato il 2009-02-16).

OpenGL (2009). Open Graphics Library: specifiche per librerie di disegno bidimensionale e tridimensionale, http://www.opengl.org (visitato il 2009-02-24).

SAC (2009). SAC: Seismic Analysis Code (pagina su IRIS.edu), http://www.iris.edu/software/sac (visitato il 2009-02-16).

Satriano, C., Lomax, A., and Zollo, A. (2008). Real-Time Evolutionary Earthquake Location for Seismic Early Warning, *Bull. Seism. Soc. Am.* 98, 3 1482-1494; DOI: 10.1785/0120060159.

Schorlemmer, D., A. Wyss, S. Maraini, S. Wiemer, and M. Baer (2004). QuakeML – An XML schema for seismology, *ORFEUS Newsletter* 6, 2, October 2004.

SDL (2009). Simple DirectMedia Layer: libreria multi-piattaforma per applicazioni multimediali, http://www.libsdl.org (visitato il 2009-02-24).

SeedLink (2009). Il protocollo di trasmissione dati SeedLink (pagina su IRIS.edu), http://www.iris.edu/data/dmc-seedlink.htm (visitato il 2009-02-16).

SeisComP (2009). SeisComP: Seismological Communication Processor, http://geo-fon.gfz-potsdam.de/geofon/seiscomp (visitato il 2009-02-16).

Stroustrup, B. (1997). *The C++ Programming Language*, Third Edition, Addison-Wesley. XML (2009). Extensible Markup Language: meta-linguaggio per la rappresentazione e l'interscambio di dati strutturati, http://www.w3.org/XML (visitato il 2009-02-24).

13.

Valutazione delle prestazioni del sistema di early warning

Giovanni Iannaccone, Aldo Zollo, Claudio Satriano, Claudio Martino, Luca Elia, Maria Lancieri, Antonio Emolo

Introduzione

La verifica del corretto funzionamento di un sistema di early-warning sismico, misurata con parametri quantitativi oggettivi, dovrebbe essere effettuata tramite l'acquisizione di un numero significativo di terremoti, di media-grande energia (M > 5), controllando il numero di allarmi correttamente notificati rispetto al numero di falsi allarmi, nonché i mancati allarmi. Inoltre, è necessario verificare la validità di ciascun allarme, incluso la corretta valutazione del tempo utile prima dell'arrivo delle onde sismiche distruttive al sito di interesse (lead time) nonché la predizione dell'ampiezza massima delle onde sismiche distruttive rispetto a quella realmente osservata.

Nell'Appennino meridionale, conseguentemente al basso livello di sismicità dell'area, risulta difficile sperimentare con dati reali il sistema di early-warning sviluppato. Sono stati effettuati numerosi test considerando terremoti di piccola magnitudo (M < 3) verificando la funzionalità degli algoritmi descritti nei capitoli precedenti. Questa sperimentazione, pur consentendo di collaudare i software sviluppati, di verificare la validità del sistema di gestione della rete ISNet, e l'efficienza stessa di tutto l'hardware, non è da considerarsi esauriente ai fini della certificazione del corretto funzionamento del sistema di early-warning sismico, principalmente per le grandi differenze insite negli eventi sismici a bassa energia rispetto a terremoti di dimensioni distruttive. Tali differenze sono riassumibili in:

 contenuto in frequenza del segnale sismico: le bande di frequenza dipendono significativamente dall'energia del terremoto;

- dimensione della faglia sismogenetica: estensione maggiore di 100 kmq per un evento sismico distruttivo ed inferiore ad un chilometro quadrato, equivalente a sorgente puntiforme, per un evento di bassa energia;
- breve durata temporale della rottura sismica: qualche decimo di secondo per terremoti di magnitudo inferiore a 4 rispetto a durate maggiori di 10 secondi per grandi terremoti. In queste condizioni la stima della magnitudo ottenuta analizzando la parte iniziale del sismogramma (vedi Capitolo 11), assume un carattere completamente deterministico, coincidendo con le tradizionali misure della magnitudo.

Per superare queste limitazioni è stata seguita una procedura di sperimentazione del sistema di early warning che utilizza vari approcci:

- utilizzo di piccoli terremoti limitatamente alla verifica dei tempi di reazione del sistema
- sperimentazione in modalità off-line utilizzando registrazioni di terremoti effettuate da altre reti sismiche
- sperimentazione tramite l'uso di sismogrammi sintetici calcolati alle stazioni della rete ISNet

Nel presente capitolo sono riportati i risultati di queste sperimentazioni.

Preliminarmente, al fine di valutare i tempi di ritardo introdotti dai vari componenti hardware e software costituenti la rete ISNet, è stato stimato il tempo di latenza medio. Tali ritardi sono legati alle diverse fasi di acquisizione, trasmissione e ricezione del dato sismico (cfr. Capitoli 1 e 2):

- formattazione del segnale sismico in pacchetti di dati, da parte del sistema di acquisizione presente in ogni stazione della rete;
- latenza del canale fisico di trasmissione (es. onde radio, cavo ethernet, connessione HDSL tramite cavo telefonico);
- latenza protocollo di rete (es. TCP, UDP);
- efficienza del protocollo di scambio dei dati sismici (es. SeedLink);
- efficienza del software di acquisizione dati (es. SeisComP, Earthworm).

La Figura 1 riporta l'istogramma della latenza minima valutata per un campione di circa 2000 pacchetti di dati acquisiti. La latenza minima è definita come la differenza tra il tempo al quale un pacchetto è ricevuto rispetto a quello corrispondente all'ultimo campione del pacchetto stesso.

Il tempo di ricezione del pacchetto è valutato all'input di PRESTo (descritto nel Capitolo 12), avendo cura di sincronizzare il clock interno del computer tramite server NTP o segnale GPS. La marcatura temporale del segnale sismica è invece effettuata dall'acquisitore il quale è costantemente sincronizzato tramite ricevitore GPS (come descritto nel Capitolo 1). Dalla figura si osserva che la maggioranza dei pacchetti di dati ha una latenza minima inferiore al secondo, con media 0.847 secondi. La latenza massima del sistema è uguale alla latenza minima più la lunghezza stessa del pacchetto di dati, la quale nella rete ISNet è fissata ad 1 secondo.

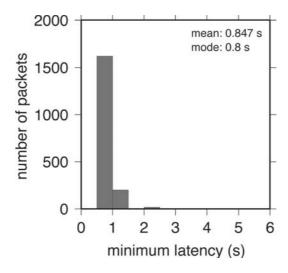


Figura 1. Istogramma della latenza minima (secondi) valutata per circa 2000 pacchetti di dati.

Questi valori indicano che, pur utilizzando un sistema di trasmissione dati eterogeneo, formato da ponti radio proprietari e sistema via cavo di tipo commerciale, i ritardi dell'hardware sono accettabili e confrontabili, se non minori, a quelli di altri analoghi sistemi. Inoltre, il sistema di acquisizione scelto ben si presta alle applicazioni sviluppate.

È da osservare che queste analisi, pur essendo state effettuate per un numero limitato di campioni e per una specifica stazione sismica, sono state ripetute per numerose stazioni della rete ISNet anche in orari e periodi differenziati conducendo sempre a risultati simili. Pertanto, possono ritenersi rappresentative dell'intera rete ISNet.

Sperimentazione del sistema di early-warning sismico con microterremoti

PRESTo ha funzionato correttamente per 16 terremoti locali di magnitudo Mw compresa tra 1.3 e 3.0 localizzati principalmente nella parte sud della rete sismica (Figura 2). Sei terremoti sono ubicati ai margini della rete (gap azimutale maggiore di 180 gradi).

Di seguito sono presentati i risultati specifici per un terremoto ed in modo riassuntivo per tutti i 16 terremoti analizzati.

Nelle Figure 3 e 4 è analizzato, come esempio, il comportamento del sistema PRESTo su un terremoto di magnitudo M = 3.0 interno alla rete sismica.

Come illustrato nel Capitolo 12, il software PRESTo si compone di 4 moduli principali per la detezione e la caratterizzazione rapida di un evento sismico:

- 1. Picking automatico e associazione delle fasi;
- 2. Localizzazione evolutiva (RTLoc);
- 3. Stima evolutiva e Bayesiana della magnitudo (RTMag);
- 4. Predizione del moto del suolo atteso ad uno o più target.

In particolare, la Figura 3 mostra la localizzazione evolutiva dell'evento, tramite il modulo RTLoc, descritto nel Capitolo 10.

Ciascuna mappa è un'istantanea ad un tempo Δt dall'origine dell'evento e rappresenta la probabilità di localizzazione, come calcolata da RTLoc. La localizzazione di bollettino (ottenuta dal picking manuale delle fasi P ed S) è indicata come riferimento ed è rappresentata da una stella. A ciascun istante di tempo, le stazioni sismiche che hanno registrato un arrivo P sono indicate da cerchi; le stazioni non funzionanti sono riportate in grigio. PRESTo dichiara un evento sismico nel momento in cui avviene la coincidenza di almeno 3 pick P. A questo istante (Δt = 4.47s) la posizione ipocentrale è già ben vincolata dall'informazione combinata dei tempi di arrivo registrati e delle stazioni non ancora raggiunte dalle onde P. Un secondo più tardi, l'incertezza sulla localizzazione diminuisce ulteriormente, nonostante la presenza di due stazioni non funzionanti.

Un'analisi quantitativa e riassuntiva dei risultati del software PRESTo è rappresentata dal grafico "PRESTo timeline" che è una rappresentazione dei parametri di uscita del software (Figura 4).

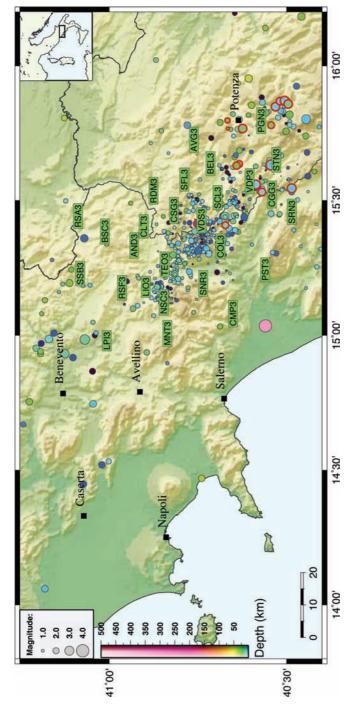


Figura 2. Mappa della sismicità e delle stazioni sismiche della rete ISNet. I cerchi, di dimensione proporzionale alla magnitudo (vedi legenda) rappresentano i terremoti riferiti al periodo dicembre 2007-dicembre 2009. I terremoti analizzati nel presente capitolo sono evidenziati in colore rosso.

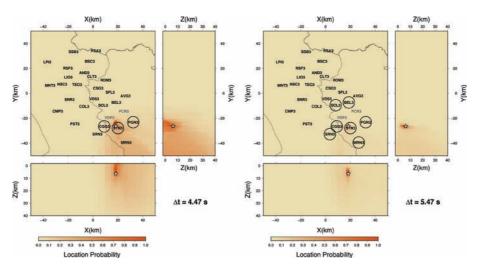


Figura 3. Localizzazione evolutiva di un terremoto interno alla rete ISNet. I due pannelli rappresentano la probabilità di localizzazione sotto forma di una mappa epicentrale e di due sezioni (lungo le direzioni Nord-Sud ed Est-Ovest), a due istanti diversi Δt dal tempo origine dell'evento. La localizzazione di bollettino (rappresentata da una stella) è indicata come riferimento. Le stazioni sismiche che hanno rilevato l'evento al tempo Δt sono indicate da cerchi; le stazioni non funzionanti sono in grigio. La figura rappresenta l'uscita del programma RTLoc descritto nel Capitolo 10.

Il grafico è diviso in due parti: dati di ingresso (parte inferiore) e parametri in uscita (parte superiore). I dati di ingresso (input) sono di due tipi:

- 1. tempi di arrivo della fase P (P-phase picks) stimati automaticamente dal modulo di picking.
- 2. finestra temporale delle forme d'onda P e S, dalle quali è determinato il picco di spostamento (Pd) utilizzato per il calcolo della magnitudo.

In particolare, nel modulo RTMag (vedi Capitolo 11) è implementata la misura di Pd su diverse finestre temporali, sia P che S. Indicate come 2P e 4P, se riferite a 2 e 4 secondi di segnale P e 2S per 2 secondi di onde S. Pertanto, nella Figura 4 sono riportati (partendo dal basso) il numero di pick disponibili e (grafici 2, 3 e 4 dal basso) il numero di finestre 2P, 4P e 2S disponibili. Tutti i grafici sono in funzione del tempo, assumendo come zero il tempo di accadimento del terremoto (tempo origine).

Nella parte superiore del grafico è rappresentata l'evoluzione temporale dei parametri in uscita determinati da PRESTo. La localizzazione ipocentrale è rappresentata sotto forma di errore (differenza tra la stima at-

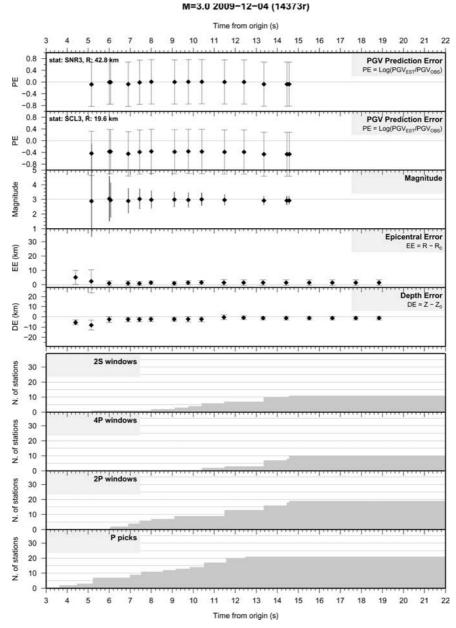


Figura 4. Evoluzione temporale dei dati di ingresso di PRESTo (primi quattro grafici nella parte inferiore della figura) e dei parametri di uscita (parte superiore), per un terremoto di magnitudo 3.0. L'input è rappresentato dal numero di dati (numero di stazioni) in funzione del tempo, riferiti al numero di letture P, finestre temporali disponibili di lunghezza 2 secondi, o 4, sull'onda P (2P, 4P) o 2 secondi sull'onda S (2S). Il tempo (in secondi) è riferito all'rigine del terremoto. L'uscita del programma è rappresentata nella parte superiore della figura ed è descritta nel testo.

tuale e quella di bollettino) sia epicentrale, sia in profondità. L'incertezza sulla localizzazione è rappresentata sotto forma di barra di errore.

Nel grafico successivo è riportata l'evoluzione temporale della magnitudo con l'incertezza, definita come l'intervallo di confidenza tra 5% e 95%. Infine gli ultimi due grafici verso l'alto, riportano l'evoluzione temporale del valore predetto di PGV (Peak Groud Velocity) rapportato a quello misurato dall'accelerogramma in due siti, espresso in termini di errore di predizione (Prediction Error – PE):

$$PE = \log \left(\frac{PGV_{EST}}{PGV_{OBS}} \right)$$

dove PGV_{EST} è il valore predetto da PRESTo e PGV_{OBS} quello realmente osservato.

Al fine di poter confrontare il valore predetto PGV_{EST} con uno reale, sono stati scelte due stazioni sismiche della rete ISNet come siti di riferimento. In particolare la stazione SCL3, distante 19.6 km dall'epicentro e SNR3 ad una distanza di 42.8 km.

L'evento è dichiarato alla coincidenza dei tempi di arrivo P a tre stazioni sismiche, 4.47 secondi dopo il tempo origine. La prima localizzazione è consistente (un errore ipocentrale di circa 5 km) e la magnitudo è ben stimata. Allo scorrere del tempo, l'errore su i due parametri si riduce, conducendo ad una stima stabile sia della magnitudo che della localizzazione.

Dal momento che la posizione ipocentrale e la grandezza dell'evento sono ben determinate, l'errore di predizione PE quantifica fondamentalmente la bontà della relazione di attenuazione utilizzata. In questo caso si tratta della relazione "Small", estratta dal pacchetto software ShakeMap (Wald et al., 2005).

La Figura 5 riporta, in modo aggregato, le "PRESTo timelines" per tutti i microterremoti analizzati. Il grafico è analogo a quello mostrato in Figura 4, con l'unica differenza che qui la magnitudo è espressa sotto forma di errore (differenza tra magnitudo stimata e magnitudo di bollettino), in modo da ottenere una rappresentazione uniforme. Per ciascun grafico, la linea grigia rappresenta i dati riferiti al singolo terremoto, mentre la linea in rosso rappresenta l'andamento medio. Osservando l'andamento medio, si nota che in generale sono disponibili tre pick (letture di tempo di arrivo onde P) entro 4-5 secondi dal tempo origine del terremoto, il che comporta la possibilità di ottenere una prima localizzazione ipocentrale entro 4.0-5.5 secondi, considerando che il tempo di calcolo dell'algoritmo di localizzazione è inferiore a 0.5 secondi. Dalla figura si

nota che le localizzazioni ipocentrali dei terremoti all'interno della rete sismica sono ben vincolate sin dalla prima stima effettuata. Anche la magnitudo risulta correttamente determinata sin dai primi valori. Questo, come osservato in precedenza, è un risultato atteso per terremoti di piccola magnitudo in quanto la finestra temporale utilizzata conduce ad una stima deterministica della magnitudo stessa.

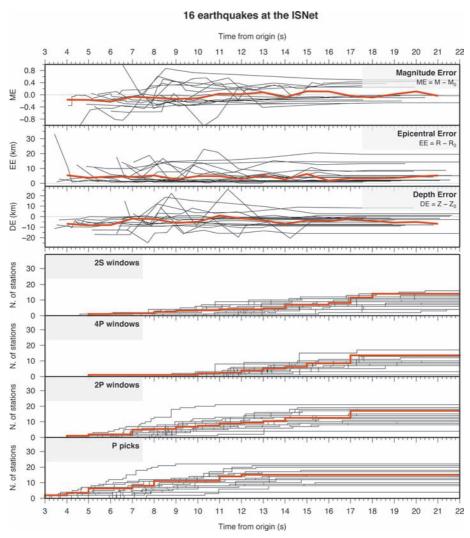


Figura 5. Evoluzione temporale dei parametri di ingresso e di uscita di PRESTo riferiti ai 16 terremoti analizzati.

Sperimentazione in modalità off-line utilizzando registrazioni effettuate da altre reti sismiche: il terremoto di Iwate (Giappone), Mw = 6.9, del 14 giugno 2008

La rete sismica ISNet presenta una densità di stazioni simile a quella giapponese. Inoltre, i dati dei terremoti del Giappone sono ben organizzati in un data base e facilmente reperibili. Pertanto, è stato selezionato un terremoto di media-grande energia e le registrazioni sismiche sono state utilizzate per la sperimentazione del sistema di early-warning. Poiché tutti i dati hanno un comune tempo assoluto è stato possibile farli acquisire dal software PRESTo, in modalità play-back, come se fossero registrati in tempo reale. In questo modo è possibile simulare il susseguirsi delle procedure di elaborazione e verificarne la correttezza. Ovviamente non sarà possibile verificare il comportamento dell'hardware del sistema, incluso la trasmissione dei dati, con i relativi tempi di latenza ed eventuali guasti o malfunzionamenti.

Il terremoto considerato è avvenuto il 14 giugno 2008 nella parte nord del Giappone, zona di Iwate, causando circa venti morti, 450 feriti e il danneggiamento grave di più di duemila abitazioni. La magnitudo del terremoto è stata valutata pari a 7.2 nella scala di magnitudo giapponese (Mjma = 7.2), corrispondente a Mw = 6.9.

Per questo evento sono disponibili più di 30 stazioni accelerometriche delle reti K-Net e KiK-Net in un raggio di 60 km dall'epicentro. Queste stazioni sono gestite dal National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED). Gli accelerogrammi sono stati utilizzati come file input per il software PRESTo, operante in modalità play-back.

La Figura 6 riporta un'immagine della schermata (screenshot) del software PRESTo. L'elemento fondamentale di questa figura è rappresentato dalla stima evolutiva della magnitudo (riquadro in basso a destra).

Si osserva che, dopo una prima valutazione della magnitudo disponibile a circa 4 secondi rispetto al tempo origine del terremoto (indicato in figura con T_0) ma nettamente sottostimata, questa rapidamente converge ad un valore stabile e già a sei secondi si colloca ad un valore superiore a sei. A questo istante è pertanto disponibile l'informazione che un terremoto di grande energia è in corso e la stima finale e corretta della magni-

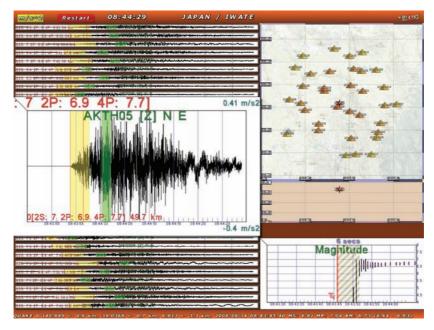


Figura 6. Screen-shot dell'uscita grafica del software PRESTo.

tudo è ottenuta al successivo secondo. Partendo dal valore di magnitudo e localizzazione è stata costruita la Figura 7 in cui sono riportati i possibili tempi di intervento (lead time) disponibili prima dell'arrivo delle onde sismiche distruttive.

L'area tratteggiata in giallo, corrispondente ad un raggio di circa 15 km, indica la zona investita dalle onde sismiche distruttive (onde S) prima che siano disponibili informazioni accurate sul terremoto (magnitudo, localizzazione). Tra le stazioni sismiche che hanno registrato il terremoto ne sono state selezionate due, assunte come siti target, al fine di verificare la correttezza del funzionamento del software PRESTo, sia in termini di lead time che di ampiezza del moto del suolo. La Figura 8 riporta il confronto tra i valori di PGA (ampiezza massima del moto del suolo in termini di componente orizzontale dell'accelerazione) stimati e osservati per i due siti target, posti a 39 e 60 km circa dall'epicentro. È inoltre confrontato il lead time con il tempo di effettivo arrivo delle onde sismiche S. Per ciascun sito, nella parte alta della figura è riportato il valore di PGA stimato in vari istanti di tempo, rispetto al tempo di arrivo teorico delle onde S.



Figura 7. Mappa dell'area nord del Giappone con epicentro del terremoto di Iwate, Mw=6.8, (stella in colore rosso). I cerchi rappresentano il lead-time in secondi disponibile alle varie distanze indicate in chilometri. L'area centrale in tratteggio rappresenta la regione con lead-time pari a zero. I triangoli rappresentano le stazioni simiche della rete NIED disponibili nell'area; in colore rosso e giallo sono evidenziate le due stazioni sismiche (AKT019 e AKT016) utilizzate come siti target.

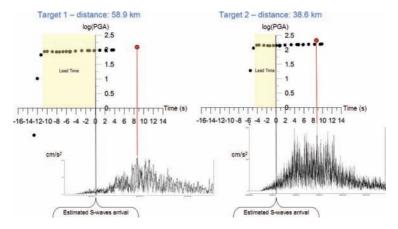


Figura 8. Modulo delle componenti orizzontali dell'accelerazione registrata alle due stazioni-siti target (vedi Figura 7) confrontato con la stima evolutiva predetta da PRESTo.

Si osserva che, conseguentemente all'andamento della predizione della magnitudo e localizzazione ipocentrale, i primi valori di PGA risultano sottostimati, per poi convergere rapidamente ed in modo stabile al valore finale. La stabilità di PGA identifica il tempo di inizio del lead time (evidenziato in giallo nella figura). Per il sito più prossimo all'epicentro, tale valore è valutato in circa 5 secondi, mentre per il secondo sito a circa 11 secondi. Inoltre è riportata la comparazione tra il valore predetto di PGA e quello realmente osservato tramite confronto con l'accelerogramma registrato alla stazione sismica. Infatti, nella parte inferiore della Figura 8, è mostrato il modulo della componente orizzontale dell'accelerazione rispetto ad una scala temporale omogenea al resto della figura. La figura mostra che, per entrambi i siti, il valore di PGA stimato è molto simile a quello realmente osservato, dimostrando la correttezza dei parametri calcolati da PRESTo. Inoltre, il lead time è inferiore al tempo realmente disponibile prima dell'arrivo delle onde sismiche di ampiezza potenzialmente distruttiva.

Sperimentazione con sismogrammi sintetici calcolati alle stazioni della rete ISNet

Per questa sperimentazione sono stati generati dei sismogrammi numerici, relativi a strutture sismogenetiche caratteristiche dell'Appennino meridionale associate a terremoti di medio-grande energia con localizzazione all'interno della rete ISNet o ai suoi bordi.

Sono stati considerati tre casi specifici di terremoto:

- grande energia, M7, interno alla rete sismica,
- media energia, M6, interno alla rete sismica
- media energia, M6, ai bordi orientali della rete sismica

In particolare, la faglia responsabile del sub-evento principale del terremoto Campano-Lucano del 23 novembre 1980 è stata assunta come la sorgente per l'evento sismico di magnitudo M7. Questa è una faglia normale orientata in direzione appenninica e che immerge in direzione NE e ubicata pressoché al centro della rete sismica ISNet (Figura 9). Su questa faglia è stata successivamente considerata una sub-faglia di dimensioni tali da poter essere considerata la sorgente di un terremoto di magnitudo

M6.0. La terza sorgente, anch'essa responsabile di un evento sismico di magnitudo 6.0 è invece localizzata in corrispondenza della faglia sismogenetica associata al terremoto del 1930. Questa sorgente risulta localizzata in prossimità del bordo nord-orientale della rete sismica ISNet e corrisponde ad una faglia normale orientata in direzione pressoché appenninica e che immerge approssimativamente in direzione NNE (Figura 9). Le caratteristiche geometriche delle sorgenti utilizzate sono state tratte dal catalogo delle sorgenti sismogenetiche in Italia (Database of Individual Seismogenic Source, DISS; Basili et al., 2008).

Per ciascuna delle tre faglie descritte, sono stati considerati molteplici processi di rottura, ottenuti variando la distribuzione di dislocazione finale, la velocità di propagazione della rottura e la posizione del punto di nucleazione nella semi-metà inferiore della faglia. In totale, sono stati considerati 90 diversi scenari di rottura sismica per ognuno dei due eventi di magnitudo M6.0 e 300 per la simulazione dell'evento di magnitudo

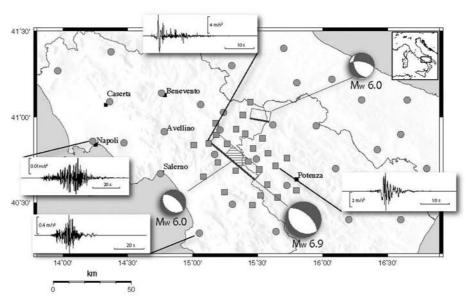


Figura 9. Layout di acquisizione dell'esperimento numerico per la valutazione delle performance del sistema di EEW in Appennino meridionale. I sismogrammi sintetici (dei quali sono mostrati alcuni esempi nei riquadri) sono stati calcolati ad ogni stazione della rete di early warning (quadrati) e ad un insieme di "stazioni virtuali" (cerchi), al fine di ottenere una migliore copertura a scala regionale. È indicata la posizione delle stazioni STA22 e STA16, per le quali è stato calcolato l'errore di predizione PE mostrato in Figura 10. È infine mostrata la localizzazione, l'estensione della faglia, il meccanismo focale e la magnitudo momento dei 3 terremoti simulati.

M6.9. Per ogni processo di rottura sono stati calcolati gli accelerogrammi sintetici relativi ai punti stazione corrispondenti alla griglia (irregolare) riportata in Figura 9. È da osservare che ai fini della stima della localizzazione e della magnitudo del terremoto corrispondente ad ogni singolo episodio di rottura, sono utilizzati solo i sismogrammi corrispondenti alle stazioni della rete ISNet.

Il calcolo delle funzioni di Green relative a ciascun ricevitore è stato effettuato considerando un modello a strati piani e paralleli, come proposto per l'Appennino meridionale da Improta et al. (2003). I sismogrammi sintetici (accelerogrammi), fin qui da considerarsi come registrati su roccia affiorante (bedrock) e non contaminati da segnali spuri, sono stati resi realistici aggiungendo a ciascuno di essi un segnale equivalente al rumore simico, compatibile con lo specifico sito di registrazione, ottenuto dalle funzioni di densità di potenza spettrale determinate per ciascuna stazione sismica (vedi Capitoli 4 e 5). Infine, è stato anche simulato l'effetto di amplificazione locale dovuto alle caratteristiche geologiche del sito di registrazione (come descritte nel Capitolo 5), tramite la convoluzione per la funzione di trasferimento tipica di ciascun sito. In definitiva, le forme d'onda simulate al bedrock per differenti processi di frattura avvenuti alla sorgente, subiscono un trattamento che le rende realistiche dal momento che assumono le caratteristiche peculiari di ciascun sito considerato sia in termini di rumore sismico che di risposta di sito.

I sismogrammi sintetici sono stati simulati mediante il metodo ibrido sviluppato da Gallovic e Brokesova (2007) che consente di ottenere sismogrammi in campo completo associati alla rottura di una faglia estesa.

In questa tecnica, il processo di rottura viene decomposto nella dislocazione di sottofaglie elementari, di varia grandezza e che si sovrappongono, distribuite casualmente sul piano di faglia. L'approccio ibrido utilizza:

- a bassa frequenza, l'approccio integrale basato sul teorema di rappresentazione (e quindi sulla suddivisione in sotto-faglie elementari della sorgente) e sulla distribuzione di *slip* in accordo con il modello *k-quadro* (Herrero e Bernard, 1994);
- 2. ad alta frequenza, l'approccio composito, basato sulla somma dei contributi al moto del suolo provenienti da sottofaglie elementari.

È stato effettuato un calcolo massivo per la generazione di sismogrammi sintetici prodotti per ciascun sito di registrazione e relativi ad un gran numero di scenari per ogni terremoto. I sismogrammi, sincronizzati ad un tempo unico e relativi ai siti della rete ISNet, sono stati analizzati tramite le metodologie descritte nei precedenti capitoli per definire i valori predetti di PGV e PGA a siti selezionati.

Analisi dei dati e risultati ottenuti

I sismogrammi sintetici generati per ciascun sito della rete ISNet sono stati utilizzati come segnali di ingresso delle procedure descritte nei capitoli precedenti. In particolare, è stata effettuata la lettura del tempo di arrivo dell'onda P, ed è stata utilizzata la procedura di localizzazione automatica in tempo reale RTLoc. Per il calcolo della magnitudo, i sismogrammi sintetici sono quindi filtrati mediante un filtro Butterworth a-causale a due poli nell'intervallo di frequenze 0.075-3 Hz e quindi integrati due volte per ottenere lo spostamento, in accordo a quanto specificato nel Capitolo 11. La magnitudo dell'evento sismico viene quindi stimata dai valori di PD calcolati in finestre di 2s e 4s per la fase P e di 2s per la fase S. In particolare i valori di PD sono corretti per la distanza e riferiti ad una distanza di 10 km sulla base di una legge di regressione (PD-magnitudo-distanza ipocentrale) ottenuta sulla base dei dati ricavati dalle forme d'onda simulate.

Negli istanti di tempo successivi all'individuazione dell'evento, la determinazione della localizzazione e della magnitudo consentono, secondo per secondo, di stimare:

- a) il ritardo temporale tra l'arrivo della fase S al sito target e l'istante in cui è stata resa disponibile la prima stima di localizzazione e magnitudo (definito come Maximum Lead-Time, MLT);
- b) l'errore di predizione (PE) sui parametri di scuotimento del moto del suolo, nel nostro caso PGV, come già definito precedentemente

$$PE = \log \left(\frac{PGV_{EST}}{PGV_{OBS}} \right)$$

dove PGV^{obs} e PGV^{pre} rappresentano, rispettivamente, i valori di PGV osservato (sulle forme d'onda simulate) e predetto mediante la GMPE sulla base delle stime disponibili di localizzazione e magnitudo;

c) differenza tra l'istante di arrivo dell'onda sismica distruttiva (onda S) al sito di interesse e il tempo al quale la distribuzione del PE diviene stabile ELT (Effective Lead-Time).

La procedura fin qui descritta è ripetuta per ciascuno degli scenari considerati (90 per ognuno dei due eventi di magnitudo M6.0 e 300 per l'evento di magnitudo M6.9).

Fissato il terremoto e considerando tutti gli scenari disponibili è allora possibile stimare la distribuzione (evolutiva) del parametro PE ad ogni intervallo di tempo. Un esempio in tal senso è mostrato in Figura 10 nel caso del terremoto di magnitudo M6.9 per due differenti siti di interesse.

La distribuzione dell'errore di predizione PE è influenzata da molteplici fattori:

- errori di lettura del tempo di arrivo P (picking automatico);

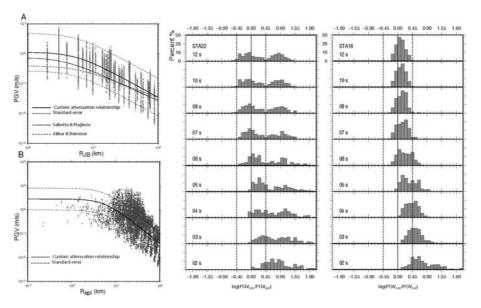


Figura 10. Comparazione della PGV sintetica in funzione della distanza per diverse relazioni di attenuazione, considerando il terremoto M = 6.9. (a) Database sintetico per la PGV in funzione della distanza dalla faglia. La relazione di attenuazione per la PGV (curva nera) è stata ottenuta misurando il picco (massimo tra le due componenti orizzontali) sui sismogrammi sintetici. Le curve punteggiata e tratteggiata sono rispettivamente la legge di attenuazione proposta da Sabetta e Pugliese (1996) e da Akkar e Bommer (2007). (b) Database sintetico per la PGV in funzione della distanza epicentrale. La curva in nero è la relazione di attenuazione ottenuta dall'analisi di regressione effettuata in questo studio; le curve tratteggiate indicano l'errore di 1-sigma associato. L'errore standard σE è stato usato nelal definizine della probabilià dell'errore di predizione (PPE) (vedi testo). (c) Esempi di distribuzione dell'errrore di predizione PE (definito nel testo) in funzione del tempo dal primo arrivo P alle stazioni STA22 e STA16 della rete early-warning (cfr. Figura 9). Gli istogrammi sono costruiti sulla base degli accelerogrammi sintetici calcolati per 300 scenari, realtivi al terremoto M = 6.9 all'interno della rete. In ordinata è indicata la percentuale sul numero totale di scenari. Le linee tratteggiate indicano l'intevallo di 1-sigma per la legge di attenuazione utilizzata.

- mancato riconoscimento dell'evento;
- complessità del processo di rottura alla sorgente;
- dal numero di stazioni utilizzate per le prime stime di localizzazione e magnitudo;
- accuratezza della GMPE.

La distribuzione ideale del parametro PE dovrebbe essere centrata intorno allo zero con una larghezza al più confrontabile con la deviazione standard della legge di attenuazione utilizzata. Dalla Figura 10 appare evidente che esiste un istante di tempo al quale la distribuzione diviene stabile vale a dire che l'aggiunta di ulteriori informazioni non contribuisce in maniera significativa ai PE. La forma di questa distribuzione può variare da sito a sito. Le osservazioni sui dati sintetici sembrano suggerire che, per stazioni collocate lungo la direzione di strike, la distribuzione del PE appare essere bimodale e caratterizzata da una maggiore dispersione rispetto alle distribuzioni per i siti posti in direzioni ortogonali allo strike della faglia i quali sono caratterizzati da distribuzioni di PE pressoché unimodali. Questa considerazioni possono essere giustificate alla luce dell'effetto di direttività contenuto nei singoli processi di rottura che influenza le forme d'onda simulate e, in particolare, i parametri di picco, che tendono a disporsi simmetricamente rispetto alla GMPE, che rappresenta il valore mediano.

Considerando le definizioni dei parametri di interesse, se si indica con σ_E la deviazione standard della GMPE che si sta utilizzando, è possibile formalizzare la definizione di stazionarietà per la distribuzione di PE. Ovvero, definendo stazionaria tale distribuzione se, fissando l'attenzione sull'intervallo $[-\sigma_E, \sigma_E]$ della distribuzione di PE, la probabilità $p(PE \in [-\sigma_E, \sigma_E])$ non cambia significativamente con il tempo, vale a dire, per meno del 2%. Tale probabilità è indicata come PPE (Probability of Prediction Error) e viene utilizzata, unitamente al parametro ELT, come indicatore delle prestazioni del sistema di early-warning legate alle sue capacità predittive dei parametri del moto del suolo. In altri termini, valori elevati di PPE sono indicativi di buone prestazioni del sistema di early-warning.

In Figura 11 sono riassunti i risultati dell'analisi sulle prestazioni del sistema considerando il terremoto di magnitudo M6.9 localizzato al centro della rete.

La mappa del Maximum Lead-Time (MLT) e la variabilità associata sono mostrate in Figura 11A. A causa della variabilità sulla faglia della po-

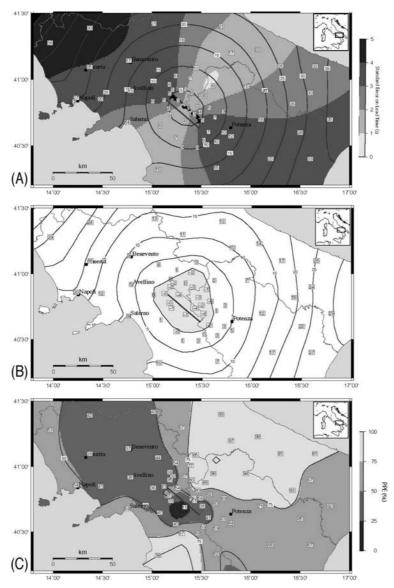


Figura 11. Mappe regionali per gli indicatori di performance del sistema di early warning. Le mappe sono calcolate per 300 scenari relativi al terremoto M=6.9 al centro della rete. La localizzazione e il meccanismo di faglia del terremoto sono indicati in Figura 9. (a) Distribuzione del lead-time massimo (Maximum Lead-Time – MLT) in secondi (isolinee) e intervallo di variazione associato (mappa in girgio). (b) Distribuzione del lead-time efficace (Effective Lead-Time – ELT), in secondi. L'area ombreggiata all'interno della rete indica una zona con valori di ELT negativi, dove le onde S arrivano prima che la distribuzione di PE diventi stabile. (c) Distribuzione di PPE (probabilità dell'errore di predizione sul parametro log(PGV) – maggiori dettagli nel testo). Valori più alti di PPE indicano una maggiore efficienza del sistema di early warning nel predire la PGV.

sizione del punto di nucleazione ci si aspetta, come d'altra parte si ritrova, gli errori più elevati per il parametro MLT lungo la direzione di strike della faglia.

Per quanto riguarda il parametro ELT, la sua distribuzione a scala regionale (Figura 11B) è caratterizzata da una 'zona d'ombra' intorno alla faglia, avente un raggio dell'ordine dei 30 km, all'interno della quale il parametro ELT assume valori negativi. Questo vuol dire che, in tale zona e per la maggior parte degli scenari, la stima predittiva della velocità di picco può essere migliorata man mano che il valore di magnitudo viene aggiornato al passare del tempo e che l'affidabilità della predizione all'interno della rete viene a dipendere dalle caratteristiche peculiari del processo di rottura. In confronto al parametro MLT, i valori di ELT sono mediamente dai 5s ai 7s più piccoli suggerendo che, per ottenere stime predittive stabili è necessario che siano state rese disponibili e utilizzate per la stima della magnitudo le informazioni relative alla fase P per almeno la metà delle stazioni della rete ISNet e che qualcuna di esse abbia inoltre fornito anche le informazioni relative al picco S nella finestra 2s. Effetti di sorgente come la direttività e il diagramma di radiazione influenzano inoltre la distribuzione areale del parametro ELT che si allunga nella direzione dello strike della faglia. Va notato che in tale direzione il valore di PGV osservato è sistematicamente più elevato di quello predetto e che la probabilità di cogliere il valore vero (entro una deviazione standard) diviene presto insensibile ai miglioramenti nella stima di magnitudo.

La distribuzione areale del parametro PPE (Figura 11C) mostra i valori più bassi nella direzione NW, che coincide con lo strike della faglia, e in una piccola zona verso SW rispetto alla faglia e nelle sue immediate vicinanze. Ancora una volta l'effetto di direttività lungo lo strike e in direzione up-dip sembra poter spiegare le osservazioni in combinazione con la definizione di distanza utilizzata nella GMPE (distanza epicentrale) per ottenere le stime predittive delle velocità di picco che sembra essere inappropriata. Andrebbe infatti preferita la definizione che prevede la minima distanza dalla proiezione in superficie della faglia che però necessita la conoscenza a priori dell'orientazione e geometria della faglia. Il contesto tettonico nel quale il terremoto accade potrebbe fornire in ogni caso indicazioni circa l'orientazione del piano di faglia mentre la sua estensione potrebbe essere stimata mediante delle leggi di scala che dipendono dalla magnitudo (Wells e Coppersmith, 1994). La diversa copertura areale delle stazioni intorno alla faglia (la parte meridionale presenta un numero più

elevato di stazioni) determina inoltre i valori elevati di PPE nella parte SE in confronto a quelli riscontrati nella parte SW. Le direzioni ortogonali alla faglia sono infine caratterizzate da valori elevati di PPE a testimonianza del fatto che, in tali direzioni, la variabilità dei processi di rottura è meno influente. La mappa di PPE fornisce, in definitiva, un'immagine della distribuzione dell'errore di predizione come conseguenza di effetti differenti: configurazione della rete sismica, grandezza e caratteristiche del terremoto, legge di attenuazione per la stima del moto del suolo. Nel caso presente essa mostra, oltre a una pronunciata anisotropia, una grande variabilità, anche a distanze elevate dalla faglia, indicando l'influenza della complessità del processo di rottura sulle capacità predittive del sistema di EW ai siti di interesse.

L'approccio descritto può essere utilizzato per valutare le prestazioni di qualsiasi sistema per l'early-warning e può essere anche un ottimo strumento per la progettazione del sistema stesso a seconda delle sorgenti sosmogenetiche esistenti nell'area di studio e/o in prossimità di siti di interesse. Una considerazione necessaria riguarda, infine, la possibilità che, durante un forte terremoto, si verifichino guasti alle apparecchiature (sensori, acquisitori, sistemi di trasmissione dati) compromettendo in tal modo la disponibilità dei dati. Questa eventualità non è stata presa in considerazione nelle analisi qui discusse e va da sé che un'analisi completa debba derivare dall'intersezione delle predizioni con la probabilità di mancato funzionamento, e quindi di mancanza di dati, di alcune stazioni della rete.

Bibliografia

Basili, R., G. Valensise, P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassi, S. Mariano, M.M. Tiberti, and E. Boschi (2008). The database of individual seismogenic sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology, *Tectonophysics* 453, 20-43, doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014.

Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 959-971.

Gallovič, F., and J. Brokešhová (2007). Hybrid k-squared source model for strong ground motion simulation: Introduction, *Phys Earth Planet Interiors* 160, 34-50.

Herrero, A., and P. Bernard (1994). A kinematic self-similar rupture process for earth-quakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 1216-1228.

Improta, L., M.T. Bonagura, P. Capuano, and G. Iannaccone (2003). An integrated geophysical investigation of the upper crust in the epicentral area of the 1980, Ms=6.9, Irpinia earthquake (Southern Italy). *Tectonophysics*.

- Wald, D.J., B.C. Worden, V. Quitoriano, and K.L. Pankow (2005), ShakeMap® Manual: Technical manual, users guide, and software guide, Tech. Methods 12-A1, U.S. Geol. Surv., Reston, Va.
- Wells, D.L., and K.J. Coppersmith (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 974-1002.

PARTE 4

Ingegneria dell'early warning

14.

Modelli per il calcolo delle probabilità dei picchi di ground motion e delle soglie di allarme

Iunio Iervolino, Massimiliano Giorgio, Carmine Galasso, Vincenzo Convertito, Gaetano Manfredi

Introduzione

I sistemi di Early Warning Sismico (nel seguito EWS), in configurazione sia regionale che on-site possono essere utili alla mitigazione dell'impatto dei terremoti medi e forti. La capacità di tali sistemi di fornire la localizzazione e la magnitudo del terremoto in tempo reale, può essere utilizzata per attivare contromisure prima dell'arrivo delle onde più energetiche al sito di interesse. Anche quando le distanze target-sorgente (e conseguentemente i tempi di allarme) non consentono l'evacuazione di strutture e infrastrutture a rischio, le informazioni fornite da un sistema di EWS possono essere utilizzare per attivare automaticamente misure che riducano in maniera quasi istantanea la vulnerabilità e/o l'esposizione di strutture di interesse e quindi la perdita attesa.

Esistono però alcuni aspetti critici dei sistemi di EWS che necessitano di analisi dettagliate: (i) le incertezze sulla stima della magnitudo e della localizzazione ottenute a partire dall'analisi dei segnali nei primissimi secondo di registrazione dell'evento sismico; (ii) l'identificazione del parametro da utilizzare per la predizione del moto del suolo (ground motion, nel seguito gm) al sito di interesse e le incertezze a esso legato; (iii) come utilizzare le stime fornite dal sistema di EWS per applicazioni di ingegneria sismica; (iv) affidabilità del sistema di EWS (a esempio in termini di probabilità di mancato e falso allarme).

In questo capitolo sono affrontati i punti elencati utilizzando come area test la regione Campania (Italia) in cui è in fase di sperimentazione un sistema di prototipo di EWS basato sulla rete sismica multicomponente ISNet (Irpinia Seismic Network). L'area, a medio-alto potenziale sismogenetico, presenta una continua sismicità di fondo caratterizzata da eventi sismici prevalentemente distribuiti nel volume simogenetico che ha causato il terremoto irpino del 1980 con eventi di bassa magnitudo che episodicamente raggiungono anche magnitudo 5.

Lo studio delle incertezze nonché l'analisi di mancato e false allarme viene effettuato applicando in simulazione l'analisi probabilistica di pericolosità sismica in tempo reale (real-time probabilistic seismic hazard analysis, RTPSHA) con riferimento a un evento di magnitudo 6 localizzato al centro della rete sismica e a due siti target della regione Campania. Per quanto concerne la predizione del moto del suolo, l'attenzione è stata focalizzata sull'accelerazione massima (o peak ground acceleration, PGA) che rappresenta il parametro più semplice per rappresentare gli effetti potenziali di un evento sismico sulle strutture, sebbene le ordinate dello spettro di risposta elastico siano meglio correlate alla risposta strutturale. In Convetito et al. (2008) è mostrato come la metodologia nel seguito discussa per la stima in tempo reale della PGA, può essere facilmente estesa a tutte le ordinate dello spettro di risposta elastico.

Vengono presentate infine due applicazioni illustrative relative a (i) una semplice struttura equipaggiata con un dispositivo di controllo semiattivo di tipo ON-OFF (ii) un'aula scolastica equipaggiata con un dispositivo per la diffusione dell'allarme.

Nel primo caso, le informazioni fornite dal sistema di EWS vengono utilizzate per l'attivazione del dispositivo di controllo mentre nel secondo caso l'azione di mitigazione che è intrapresa in caso di allarme consiste nel far rifugiare gli occupanti dell'aula al di sotto del proprio banco.

Modelli per il calcolo delle probabilità dei picchi di gm

La metodologia proposta per il calcolo delle probabilità dei picchi di gm è un'estensione al caso real-time dell'analisi probabilistica dell'hazard sismico (Cornell, 1968) ovvero un'analisi di pericolosità condizionata (in senso probabilistico) alle informazioni raccolte dal sistema di EWS in tempo reale.

La metodologia usa le stime di magnitudo (M) e distanza (R) prodotte in tempo reale, per effettuare una previsione del moto del suolo nel sito di interesse. Base della procedura utilizzata per la stima di M è la relazione tra la magnitudo e un parametro indicato con τ (misurato sui primi secondi del segnale di tipo P). Per esempio, Allen e Kanamori (2003), considerano il periodo predominante delle onde P misurato nei primi 4 secondi di registrazione; Zollo et al. (2006) considerano i picchi di spostamento sia delle onde P che delle onde S in finestre temporali di 1 e 2 secondi. Proprio sul lavoro di Zollo et al. (2006) si basa la procedura per il calcolo della magnitudo in tempo reale alla rete ISNet, come descritto nel Capitolo 11. Per la stima di R si considera l'algoritmo proposto in Satriano et al. (2008) che permette di determinare le coordinate ipocentrali del terremoto sulla sola base della sequenza temporale (s) secondo la quale le stazioni della rete sismica cominciano a rilevare il segnale. Altre tecniche di localizzazione in tempo reale sono state proposte da Horiuchi et al. (2005) e da Rydelek e Pujol (2004). A prescindere dalle varianti che caratterizzano ciascuna tecnica, tutte concordano riguardo la possibilità di localizzare un terremoto nei primi 4-5 secondi dal tempo origine.

La metodologia per la stima di *M* e di *R* e per l'analisi di pericolosità sismica in tempo reale è descritta brevemente nel seguito, maggiori dettagli si trovano in (Iervolino et al., 2006a) e nei Capitoli 10 e 11.

Assumendo che a un dato istante t dall'origine del terremoto la rete sismica possa fornire un vettore delle misure degli strumenti sismici $\underline{\tau} = \{\tau_1, \tau_2, ..., \tau_n\}$, dove n è il numero di stazioni le cui misure di interesse sono disponibili all'istante t, il primo passo della procedura consiste nell'utilizzare $\underline{\tau}$ per formulare la funzione densità di probabilità (PDF) di M che, essendo strettamente condizionata a $\underline{\tau}$, sarà indicata come $f(m|\underline{\tau})$; similmente, la PDF di R, che in accordo con il metodo di localizzazione considerato dipende solo dalla sequenza temporale secondo la quale le stazioni hanno avvertito il sisma, sarà indicata come $f(r|\underline{s})$, dove $\underline{s} = \{s_1, s_2, ..., s_n\}$ è tale sequenza. Quindi è possibile computare la distribuzione probabilistica (o curva di hazard) di una misura di intensità del moto al suolo al sito in esame, ad esempio la PGA, secondo l'eq. (1) come nella classica analisi di pericolosità.

$$f_{n}(pga \mid \underline{\tau}, \underline{s}) = \iint_{M_{R}} f(pga \mid m, r) f(m \mid \underline{\tau}) f(r \mid \underline{s}) dm dr$$
(1)

dove f(pga|m,r) è la PDF della PGA per una fissata coppia (m,r), dedotta dalla relazione di attenuazione per la regione in esame.

Per la stima della magnitudo sulla base dei dati provenienti dalla rete al dato istante ci si riferisce al metodo sviluppato da Allen e Kanamori (2003) (ma ciò non lede la generalità della metodologia descritta) che fornisce un modello di regressione della magnitudo dell'evento su $\tau_{P,\max}$ (semplicemente τ di seguito), periodo predominante dei primi 4 secondi delle onde P (misurato sul segnale velocimetrico). A partire da questa relazione, ottenuta per via empirica, è possibile ricavare la distribuzione di τ condizionata alla magnitudo dell'evento, $f(\tau|m)$, assunta lognormale. Utilizzando tali distribuzioni è possibile ottenere una stima bayesiana della PDF della magnitudo, $f(m|\tau)$ condizionata al vettore di letture τ , come in eq. (2).

$$f(m \mid \underline{\tau}) = \frac{f(\underline{\tau} \mid m) f(m)}{\int\limits_{M_{\min}}^{M_{\max}} f(\underline{\tau} \mid m) f(m) dm}$$
(2)

In ambito bayesiano, f(m), che nel caso esaminato è la legge di Gutenberg-Richter per la regione di interesse (ricavata dal catalogo sismico compilato per l'area sorgente di interesse) è detta distribuzione *a prio-* n [eq. (3)], mentre la $f(m|\underline{\tau})$ è detta *a-posteriori*, distribuzione che per sua natura contiene tutte le informazioni disponibili nelle misure in tempo reale τ .

$$f(m) = \begin{cases} \frac{\beta e^{-\beta m}}{e^{-\beta M_{\min}} - e^{-\beta M_{\max}}} & m \in [M_{\min}, M_{\max}] \\ 0 & m \notin [M_{\min}, M_{\max}] \end{cases}$$
(3)

I parametri utilizzati per calcolare la relazione di Gutenberg-Richter e di conseguenza la distribuzione a priori di M per la regione utilizzata per testare la procedura sono $\{\beta=1.69, M_{\min}=4, M_{\max}=7\}$.

Assumendo che, condizionatamente a M, le misure di τ effettuate dalle stazioni siano stocasticamente indipendenti e omoschedastiche, si può scrivere $f(\tau \mid m)$ come in eq. (4).

$$f\left(\underline{\tau} \mid m\right) = \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{\ln(\tau)}}\right) \left(\prod_{i=1}^{n} \frac{1}{\tau_{i}}\right) e^{\left(-\frac{\sum_{j=1}^{n} (\ln(\tau_{j}))^{2}}{2\sigma_{\ln(\tau)}^{2}}\right)} e^{\left(\frac{2\mu_{\ln(\tau)} \sum_{j=1}^{n} \ln(\tau_{j}) - n\mu_{\ln(\tau)}^{2}}{2\sigma_{\ln(\tau)}^{2}}\right)}$$
(4)

I parametri $\mu_{\ln(\tau)}$ e $\sigma_{\ln(\tau)}$ di $f(\underline{\tau} \mid m)$ di eq. (4) sono ricavati da Allen e Kanamori, 2003 e sono forniti nelle eqq. (5).

$$\begin{cases}
\mu_{\ln(\tau)} = \frac{M - 5.9}{7 \log(e)} \\
\sigma_{\ln(\tau)} = \frac{0.16}{\log(e)}
\end{cases}$$
(5)

In virtù di tutte le ipotesi fatte, l'eq. (2) si può riscrivere come in eq. (6).

$$f(m \mid \underline{\tau}) = \frac{e^{\left(2\mu_{\ln(\tau)}\left(\sum_{i=1}^{n}\ln(\tau_{i})\right) - n\mu_{\ln(\tau)}^{2}\right)/2\sigma_{\ln(\tau)}^{2}} e^{-\beta m}}{\int_{M_{min}}^{M_{max}} e^{\left(2\mu_{\ln(\tau)}\left(\sum_{i=1}^{n}\ln(\tau_{i})\right) - n\mu_{\ln(\tau)}^{2}\right)/2\sigma_{\ln(\tau)}^{2}} e^{-\beta m} dm}$$
(6)

È facile verificare che nella eq. (6) la dipendenza da $\underline{\tau}$ compare solo attraverso la sommatoria dei logaritmi, il che dimostra come $\hat{\tau} = \sum_{i=1}^{n} \ln(\tau_i)$

sia una statistica *sufficiente* per la magnitudo. Come si può intuire questa è una caratteristica importante per i sistemi di EWS in quanto consente di calcolare la PDF della magnitudo off-line e indicizzarla proprio in funzione della suddetta sommatoria.

Un approccio semplificato per la stima in tempo reale della magnitudo consiste nell'invertire semplicemente la prima delle eqq. (5) e mediando su tutte le stazioni che hanno misurato τ come in eq. (7), il che corrisponde ad ottenere la media delle stime della magnitudo fornite dai singoli strumenti. Tale approccio corrisponde a trascurare nell'integrale di eq. (1) la PDF sulla magnitudo e a utilizzare solo la stima puntuale ottenuta mediando le misure alle diverse stazioni a un fissato istante di tempo.

$$\overline{M} = \begin{cases}
\hat{M} = 5.9 + \frac{7}{n} \sum_{i=1}^{n} \log(\tau_i) & \text{se } M_{\min} \le \hat{M} \le M_{\max} \\
M_{\min} & \text{se } \hat{M} < M_{\min} \\
M_{\max} & \text{se } \hat{M} > M_{\max}
\end{cases} \tag{7}$$

Diversi approcci real-time sono disponibili per la localizzazione dell'ipocentro. Uno dei più recenti è quello di (Satriano et al., 2008, descritto nel Capitolo 10) che è basato sulla formulazione Equal Differential-Time (EDT) ed è una estensione della metodologia proposta da Horiuchi et al. (2005). Esso consente di assegnare a ciascun punto nella regione di interesse una probabilità di contenere l'ipocentro, basata sulla sequenza di attivazione delle stazioni della rete sismica. Conseguentemente, la stima della distanza epicentrale, $f(r|\underline{s})$, può essere ottenuta da una trasformazione geometrica, che assegni a ciascun particolare valore di distanza, una probabilità che è somma delle probabilità di contenere l'ipocentro di tutti i punti con la stessa distanza epicentrale dal sito. A differenza della PDF della magnitudo, non è possibile scrivere una forma analitica per la PDF della distanza.

Grazie a questo metodo, come dimostrato nel seguito, è possibile localizzare l'evento sismico entro pochissimi secondi, tempo necessario affinché l'incertezza sulla localizzazione diventi trascurabile rispetto a quelle sulla stima della magnitudo e sulla propagazione (legge di attenuazione¹). Quindi la stima della distanza sito-sorgente può essere sostanzialmente considerata esatta nel computo dell'eq. (1) che quindi si può scrivere come in eq. (8).

$$f_n(pga|\underline{\tau}) = \int_M f(pga|m,R) f(m|\underline{\tau}) dm$$
(8)

L'eq. (8) consente di calcolare la probabilità di superamento di valori di soglia critici (ad esempio PGA_c) ritenuti pericolosi per la sicurezza delle strutture o infrastrutture da allertare. È possibile ad esempio selezionare i livelli di soglia sulla base delle perdite attese conseguenti al danneggiamento dei sistemi da proteggere, come sarà discusso più avanti.

La metodologia descritta può essere utilizzata, ovviamente, per stimare lo spettro elastico, anche a vari livelli di smorzamento equivalente (Convertito et al., 2008). Infatti, se la misura dell'intensità del moto del suolo di interesse è l'accelerazione spettrale e la legge di attenuazione è disponibile per ciascuna ordinata spettrale nell'intervallo di periodi di interesse, allora possono essere calcolate le distribuzioni real-time delle or-

¹ In questo studio si assume come legge di attenuazione quella di Sabetta e Pugliese (1996) nella sua formulazione con distanza epicentrale.

dinate spettrali in accelerazione a ciascun periodo, $S_a(T)$, come in eq. (9). Una volta note queste distribuzioni, selezionando un certo livello di probabilità, si ottiene lo spettro a pericolosità uniforme condizionato alle misure della rete sismica.

$$f_n(S_a(T)|\underline{\tau}) = \int_M f(S_a(T)|m,R) f(m|\underline{\tau}) dm$$
(9)

Modelli per il calcolo delle soglie di allarme

Le probabilità di mancato e falso allarme sono in generale definite a partire dalla scelta di una regola decisionale. Su tale regola si basa la scelta di lanciare o meno l'allarme una volta che il sistema di EWS ha fornito la distribuzione del parametro del moto al suolo scelto. Ad esempio, nel caso della PGA, la regola decisionale può essere formulata come in eq. (10).

Allarme se:
$$1 - \int_{0}^{PGA_{c}} f_{n}(pga \mid \underline{\tau}) d(pga) = P[PGA > PGA_{c}] > P_{c}$$
 (10)

Tale formulazione si basa sull'assunzione che l'allarme viene lanciato se la probabilità che la PGA stimata superi un valore di soglia critico PGA_c è maggiore di un valore di riferimento P_c. I valori di PGA_c e di P_c sono da selezionarsi in relazione ad esempio ad una appropriata funzione di perdita per la struttura di interesse.

L'efficienza di una regola decisionale può essere testata in termini di probabilità di mancato e falso allarme, indicate rispettivamente con P_{EA} e P_{MA} . In particolare, il falso allarme può essere definito come il caso in cui viene lanciato l'allarme, mentre il parametro del moto del suolo "vero" che occorre al sito, PGA_T , è minore del valore di soglia. D'altra parte, il mancato allarme corrisponde alla situazione in cui l'allarme non viene lanciato quando necessario. Queste considerazioni sono riassunte nell relazioni eq. (11).

$$Mancato \ Allarme : [No \ Allarme \cap PGA_T > PGA_c]$$

$$Falso \ Allarme : [Allarme \cap PGA_T < PGA_c]$$

$$(11)$$

L'applicazione dell'eq. (1) ai sistemi di EWS fornisce delle stime in tempo reale della PDF che descrive il parametro del moto del suolo selezionato. Poiché la forma di questa PDF dipende dal numero di stazioni che a un certo istante di tempo hanno registrato il terremoto, è possibile dunque valutare la probabilità di mancato e falso allarme in un approccio dipendente dal tempo.

Simulazione del sistema di EWS basato sulla rete ISNet

La rete sismica multicomponente ISNet è ubicata nell'Appenino Campano-Lucano in un'area di circa $10 \times 70 \text{ km}^2$ comprendente l'area sismogenetica che ha generato il terremoto irpino del 23 novembre 1980. Uno degli obiettivi della rete ISNet è la sperimentazione di un sistema di EWS di tipo *ibrido* (Kanamori, 2005) per target selezionati della regione Campania (Figura 1). Una questione di grande attualità riguarda infatti la possibilità di utilizzare reti regionali per applicazioni di early warning specifiche, ovvero usare una singola rete sismica per proteggere molteplici strutture critiche situate a distanze non trascurabili rispetto a quella sito-sorgente.

L'analisi riguardante la stima in tempo reale delle probabilità dei picchi di gm [in termini di PDF, $f_n(pga|\tau)$] per la regione Campania è stata effettuata mediante simulazione. Più precisamente, allo scopo di analizzare le prestazioni del sistema di EWS è stato realizzato un simulatore in ambiente MATHWORKS-MATLAB/SIMULINK®. È possibile identifi-

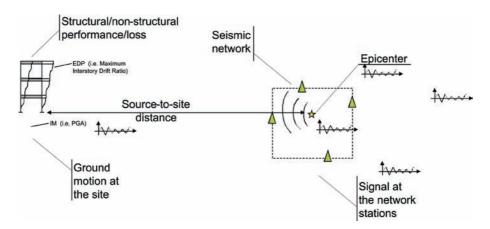


Figura 1. Sistemi di EWS regionali per applicazioni a strutture specifiche (lervolino et al., 2007).

care tre blocchi fondamentali necessarie alla creazione del modello computazionale del sistema di EWS campano.

Acquisizione. Il processo di simulazione parte con la definizione delle caratteristiche del terremoto. In particolare, devono essere assegnate quelle caratteristiche che saranno predette dal sistema di EWS ovvero il valore vero di magnitudo (M_T) , di distanza sorgente-sito (R_T) e del parametro di misura di intensità dello scuotimento al sito (PGA_T) . Tali valori possono essere definiti arbitrariamente dall'utente del simulatore (analisi di scenario), come nell'esempio proposto più avanti, oppure possono essere "generati" dal simulatore a partire dalle distribuzioni di probabilità delle grandezze di interesse.

Più precisamente, nel caso non si voglia effettuare una valutazione di scenario ma si voglia considerare invece l'effettiva sismicità della zona sismogenetica, il valore vero della magnitudo può essere ricavato in ogni simulazione a partire dalla legge di ricorrenza di Gutenberg-Richter per la zona di interesse. Allo stesso modo le coordinate dell'epicentro (e di conseguenza la distanza sorgente-sito) possono essere ricavate campionando una distribuzione uniforme bivariata nell'area della rete (una zona sismogenetica è per definizione omogenea, ovvero ogni punto al suo interno è, con uguale probabilità, potenziale epicentro di un terremoto); il valore vero della misura di intensità scelta, una volta generati i valori di M_T e R_T , può essere ricavato a partire dalla distribuzione data dalla legge di attenuazione per la zona di interesse.

Fissato il vettore (M_T, R_T, PGA_T) , allo scopo di valutare la $f_n(pga \mid \underline{\tau})$ mediante la RTPSHA per un assegnato sito è necessario simulare la misura di τ a ciascuna stazione.

Ogni stazione è caratterizzata da una sorta di "etichetta" che – fissato l'evento di interesse (in termini di localizzazione, ovvero l'epicentro), fissata la sua posizione all'interno della rete e assunto un modello di velocità per le onde P (discusso nel seguito) – rappresenta l'istante in cui è previsto che il sensore si "attivi" ovvero rilevi il segnale sismico. Se si assume che il tempo di origine dell'evento coincida con il tempo di origine della simulazione, il sensore si attiverà quando il tempo di simulazione sarà proprio pari al valore indicato sulla sua "etichetta".

A causa dell'assenza di un database di forme d'onda relative a terremoti forti occorsi nell'area test, le misure dei parametri di interesse per ciascuna stazione (τ) vengono estratte in maniera casuale dalla corrispondente PDF empirica $f(\tau|m)$ di parametri dati nelle eqq. (5).

Assumendo un modello di stima della magnitudo come quello dato da Allen e Kanamori (2003) ogni stazione è considerata nel processo (e quindi è fornita una misura di τ) se e solo se sono passati quattro secondi dalla sua attivazione.

Elaborazione. Tale blocco consente di simulare le predizioni del sistema di EWS a ciascun istante di tempo fino a che tutte le stazioni hanno registrato il terremoto. Assumendo che al dato istante t dall'origine della simulazione la rete sismica possa fornire un vettore delle misure degli strumenti sismici, è possibile formulare le PDF di M condizionata a $\underline{\tau}$ come descritto in precedenza. Nota inoltre la sequenza secondo la quale le stazioni hanno rilevato l'evento, è possibile formulare la PDF di R condizionata a \underline{s} .

Decisione. Tale blocco consente di simulare il controllo, a ogni istante, della regola decisionale di eq. (10) e le condizioni di mancato e falso allarme a partire dal calcolo dell'integrale di eq. (1). Nel modello di simulazione non è esplicitamente contemplato un blocco relativo alla trasmissione fisica delle informazioni. Questo perché si è assunto che le velocità di trasmissione dei segnali analogici (o digitali) trasmessi via radio (o cavo) è straordinariamente superiore a quella di propagazione delle onde sismiche e quindi rappresenta un elemento secondario rispetto ai fattori critici del sistema.

Esempio di simulazione

I test numerici sono stati effettuati per i siti di Napoli (capoluogo della Campania) e S. Angelo dei Lombardi (AV), città fortemente colpita dal terremoto irpino del 1980.

La configurazione della rete ISNet, i due siti di interesse e l'epicentro del terremoto di magnitudo 6 selezionato come scenario sono riportati in Figura 2a.

La Figura 2b mostra l'evoluzione temporale della distribuzione della magnitudo in termini di PDF; si noti come il valore medio e la dispersione della magnitudo cambino all'aumentare del numero di stazioni che hanno rilevato il terremoto, ossia all'aumentare delle informazioni provenienti dal sistema di EWS. La Figura 2c e la Figura 2d mostrano la stima probabilistica della distanza epicentrale (ancora in termini di PDF) per i

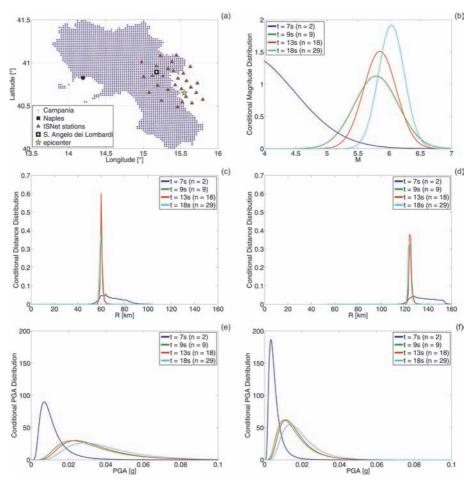


Figura 2. Risultati della simulazione per un evento di magnitudo 6 per i siti di S. Angelo dei Lombardi (sinistra) e Napoli (destra); (a) epicentro, schema della rete e target; (b) PDF della magnitudo; (c) e (d) PDF della distanza; (e) e (f) PDF della PGA (lervolino et al. 2009a).

due siti; si noti che le PDF della distanza epicentrale di Napoli e S. Angelo dei Lombardi sono proprio centrate sul valore *vero* della distanza epicentrale per ciascun sito (124 km e 60 km rispettivamente). Infine, la Figura 2e e la Figura 2f mostrano l'*hazard* in real-time (in termini di PDF della PGA) per i due siti. Le curve in figura corrispondono ciascuna a un diverso numero di stazioni attivate durante l'evento in corso e quindi sono funzioni del tempo (sono riportate le curve relative solo ad alcuni istanti selezionati). La pericolosità stimata aumenta allo scorrere del tempo (più

misure delle stazioni sono disponibili quando più stazioni hanno rilevato l'evento) consistentemente con il metodo di stima della magnitudo che tende a sottostimare M, specialmente all'inizio dell'evento (Iervolino et al., 2006a).

Lo schema di simulazione utilizzato consente anche di calcolare il mancato e falso allarme a partire dalla regola decisionale di eq. (10) mediante un approccio frequentistico. Le probabilità cercate possono essere calcolate attraverso le eqq. (12) in cui N_{tot} è il numero totale di simulazioni (si veda Iervolino et al., 2006a per ulteriori dettagli).

$$P_{MA} \cong \frac{N[P[PGA > PGA_c] \leq P_c \cap PGA_T > PGA_c]}{N_{tot}}$$

$$P_{FA} \cong \frac{N[P[PGA > PGA_c] > P_c \cap PGA_T \leq PGA_c]}{N_{tot}}$$
(12)

L'analisi delle probabilità di mancato e falso allarme effettuata per il sito di Napoli è mostrata in Figura 3 per diversi valori di PGA_c e per P_c = 10%; è evidente come tali probabilità dipendano dai valori di soglia selezionati.

Analisi delle incertezze

Per meglio visualizzare come le stime della PGA evolvano nel tempo, in Figura 4a e in Figura 4b, è mostrata la probabilità di superamento di un valore critico di PGA, PGA_c, in funzione del tempo e per diversi valori di PGA_c (stessi valori di Figura 3). I grafici in figura si riferiscono alla media di 100 simulazioni (delle misure delle stazioni) per lo stesso evento. Si vede che la probabilità di supermento non cambia significativamente dopo 10-13 secondi ovvero dopo che 11-18 stazioni hanno rilevato l'evento. In Figura 4c e in Figura 4d è mostrato l'andamento nel tempo del coefficiente di variazione (CoV, rapporto tra deviazione standard e valore medio) della PGA per differenti situazioni. Più precisamente, il CoV della PGA è calcolato, attraverso l'integrale di eq. (1), nei seguenti casi: (i) considerando le PDF sia di *M* che di *R*; (ii) considerando solo la moda di *R* (massimo della distribuzione) e la PDF di *M*; (iii) considerando la moda di *R* e il valore fornito dalla stima puntuale *M* secondo eq. (7). Ciò consente di valutare l'effetto delle diverse fonti di incertezza sulla stima in tempo reale della PGA.

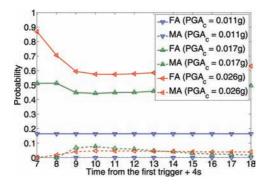


Figura 3. Probabilità di falso e mancato allarme per diversi valori di PGA_c per il sito di Napoli.

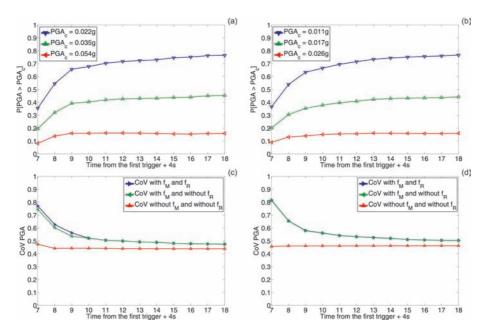


Figura 4. Stima dell'hazard per tre diversi valori di PGA_c e CoV. S. Angelo dei Lombardi (sinistra) e Napoli (destra) (lervolino et al. 2009a).

È evidente dai risultati presentati che l'incertezza sulla distanza è trascurabile (il CoV della PGA non varia significativamente considerando l'incertezza sulla distanza attraverso l'intera PDF), almeno per eventi localizzati all'interno della rete (come nel caso in esame); anche l'incertezza sulla magnitudo, sebbene maggiore di quella sulla distanza, è piccola rispetto all'incertezza della legge di attenuazione, soprattutto quando molte stazioni hanno rilevato l'evento.

In Iervolino et al. (2009a) sono stati anche confrontati i due diversi stimatori della magnitudo in termini di errore nella stima della PGA. È mostrato come l'approccio bayesiano alla stima della magnitudo è caratterizzato da maggiore efficienza rispetto al più semplice approccio puntale se la PGA è il parametro di interesse.

Mappe di lead-time

Nell'approccio adottato, la stima del parametro del moto del suolo (nel caso in esame la PGA) diventa stabile solo quando un certo numero di stazioni ha rilevato l'evento e ha registrato l'inizio del segnale sismico; esiste, quindi, un trade-off tra lead-time e il livello di informazione necessario per lanciare l'allarme.

Per tenere conto di ciò, sono state considerate diverse definizioni di lead-time ciascuna corrispondente a un diverso numero di stazioni che hanno rilevato l'evento (cioè a un diverso livello di informazione su magnitudo e distanza dell'evento). Per ciascuna di tali definizioni, sono stati calcolati i lead-time minimo, massimo e medio per ciascun punto (j) della Campania, a partire da un opportuno modello di velocità 1D per la regione. Secondo tale modello, le velocità delle fasi P e S, rispettivamente v_P e v_S sono funzioni della profondità ipocentrale e in rapporto costante di 1.68 (Satriano et al., 2008).

Il lead-time T'_k relativo a ciascun punto j può essere calcolato come in eq. (13).

$$T_k^j = T_S^j(h) - T_R^k(h) - \Delta t \tag{13}$$

 $T_{\mathcal{S}}^{j}(h)$ è il tempo di arrivo della fase S al punto di osservazione (j) e dipende dalla profondità della sorgente (h); $T_{P}^{k}(h)$ è il tempo necessario affinché k stazioni rilevino l'evento e dipende dalla profondità della sorgente (h); Δt è il tempo di elaborazione richiesto ed è assunto pari a 5 se-

condi (comprende i 4 secondi necessari affinché una stazione possa fornire una misura di τ). $T_s^j(h)$ e $T_p^k(h)$ possono essere approssimati utilizzando opportune curve dromocrone in funzione della distanza epicentrale e di h (A. Zollo, comunicazione personale, 2008).

Si è scelto di calcolare il lead-time per k=4, k=18 e k=29 considerando tutti i possibili epicentri nell'area rettangolare al di sotto della rete ISNet e con profondità ipocentrale variabile fino a 12 km (profondità ipocentrali tipiche per la regione in esame). I risultati, sottoforma di mappe, sono mostrati in Figura 5 per tutti i punti di una griglia regolare di nodi con interdistanza di circa 2 km (nelle due direzioni) in modo da coprire tutto il territorio della regione Campania con circa 2700 nodi. In figura è anche mostrata la "blind zone" ovvero l'area caratterizzata da lead-time nullo. Tali mappe possono essere analizzate con riferimento a una lista della azioni in tempo reale di gestione/riduzione del rischio; un esempio è mostrato in Figura 6.

Definizione delle soglie di allarme per sistemi strutturali controllati

L'applicazione delle tecniche dell'EWS all'ingegneria sismica si può concretizzare ad esempio nella predisposizione del sistema strutturale all'arrivo di un segnale sismico di cui si conoscono in anticipo, seppur con incertezza, le grandezze di interesse per la risposta dinamica (ad esempio le ordinate spettrali).

Per applicazioni di ingegneria strutturale dell'EWS si è quindi più interessati alla predizione della risposta strutturale in termini di un parametro EDP (Engineering Demand Parameter) piuttosto che in termini di un parametro di intensità sismica (IM). Per tale motivo, si può considerare l'integrale di eq. (14), dove è esplicitato il legame probabilistico tra la risposta strutturale e un generico parametro di intensità sismica, IM.

$$f(edp \mid \underline{\tau}) = \int_{IM} f(edp \mid im) f(im \mid \underline{\tau}) d(im)$$
(14)

Ad esempio, è possibile sfruttare il vantaggio dell'informazione del sistema di EWS in termini di $f(edp \mid \underline{\tau})$ per l'attivazione di sistemi di controllo strutturale.

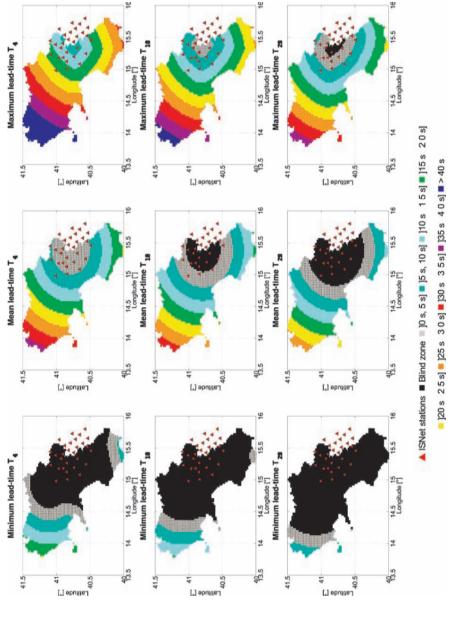


Figura 5. Mappe di lead-time per le diverse definizioni proposte.

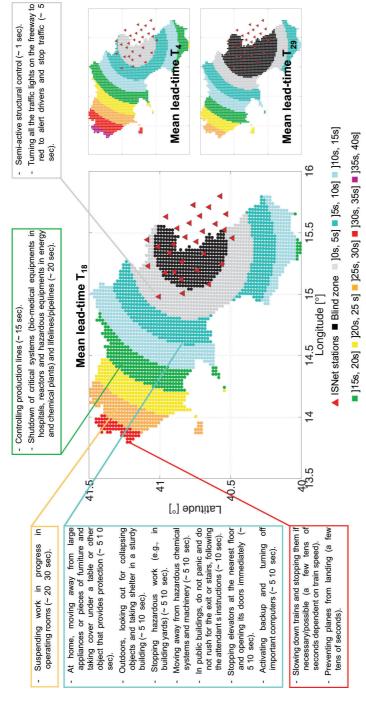


Figura 6. Mappa di lead-time medio per *k* = 18 e possibili azioni di riduzione del rischio (adattata da lervolino et al., 2009a)

Sistemi di EWS e controllo strutturale

Nell'ambito del controllo strutturale si possono distinguere, principalmente, tre approcci distinti (Soong e Spencer Jr, 2002): passivo, attivo e semi-attivo; a questi se ne aggiunge un quarto che è quello ibrido.

Il controllo passivo utilizza sistemi che sviluppano la forza di controllo come risposta di opportuni dispositivi al moto della struttura, senza richiedere fonti di energia esterna. In generale, tali sistemi limitano l'ingresso di energia nella struttura da proteggere oppure ne dissipano la maggior parte in appositi dispositivi (consentono di variare il periodo fondamentale di oscillazione della struttura o lo smorzamento strutturale). Il loro maggiore svantaggio, rispetto agli altri metodi, è legato all'incapacità di adattamento alla reali condizioni di esercizio (input e/o risposta strutturale) poiché la loro progettazione può solo basarsi a priori, sulla previsione dell'eccitazione (ad esempio sulla base di terremoto di progetto).

I sistemi di controllo attivo si basano sul contrasto dinamico dell'azione sismica a partire dal feedback che ricevono da un sensore accelerometrico ai piedi della struttura (o sulla struttura stessa). Più precisamente, i sistemi di controllo strutturale di tipo attivo utilizzano attuatori esterni per applicare forze di controllo alla struttura; l'entità di tali forze è determinata, in tempo reale e sulla base di un prefissato algoritmo di controllo, in funzione della risposta strutturale e/o dell'eccitazione stessa. I sistemi attivi richiedono quindi, per funzionare, una fonte di energia esterna e un sistema integrato di raccolta di informazioni (sensori), di elaborazione dei dati (processori) e di dispositivi capaci di imporre la forza di controllo così determinata alla struttura (attuatori). Questi sistemi, dotati della fondamentale caratteristica di adattabilità alle reali condizioni di esercizio, se ben progettati possono condurre a ottimi risultati nell'ingegneria aeronautica e aerospaziale. D'altro canto, nel caso di strutture civili, le masse in gioco particolarmente grandi fanno si che le forze di controllo debbano compensare altrettanto ingenti forze di inerzia; la generazione di queste forze mediante potenti e complessi attuatori (ad esempio oleodinamici) diventa particolarmente problematica; inoltre, la grande quantità di energia richiesta da tali sistemi rappresenta, probabilmente, una delle maggiori difficoltà alla loro diffusione in questo campo, soprattutto per il problema dell'alimentazione durante gli eventi più severi (proprio quelli per cui il sistema di controllo deve avere la massima efficienza).

Il controllo semi-attivo si realizza, invece, tramite la regolazione, in tempo reale, dei parametri meccanici dei dispostivi di controllo, i quali interagiscono "passivamente" con il resto della struttura, in risposta al moto strutturale stesso. Le modalità di regolazione di tali parametri sono determinate, sulla base di un prescelto algoritmo di controllo, in funzione dell'eccitazione e/o della risposta strutturale. Quindi, come per il controllo attivo, il sistema necessita, in linea di principio, di sensori, processori e attuatori, ma l'energia richiesta è minima rispetto ai sistemi attivi e può essere fornita, ad esempio, da una semplice batteria. Tali sistemi rappresentano quindi una evoluzione dei corrispondenti sistemi passivi: conservando le fondamentali caratteristiche di affidabilità e sicurezza, affiancano loro quella dell'adattabilità, fondamentale per l'avvicinamento del livello prestazionale consentito dai sistemi pienamente attivi, ottenendo un interessante compromesso tra le due metodologie di controllo.

Infine, il *controllo ibrido* consiste nel combinare opportunamente i sistemi finora descritti.

L'integrazione tra i sistemi di controllo di tipo passivo e i sistemi di EWS non è realizzabile poiché tali dispositivi non possono essere più modificati dopo l'installazione.

Anche l'integrazione dei sistemi di controllo di tipo attivo con le reti di EWS sembra ad oggi non realizzazione perché, in aggiunta ai già discussi limiti tradizionali legati all'utilizzo di tali tecnologie, richiederebbe lo sviluppo di algoritmi decisionali basati sulla predizione dell'intero segnale al piede mentre la RTPSHA consente di predire lo scuotimento solamente in termini di misure di intensità.

Le potenzialità delle tecnologie di EWS sembrano invece poter essere sfruttate per l'ottimizzazione dei sistemi di controllo semi-attivo delle strutture, che rappresentano una interessante opzione non solo per la realizzazione di nuove costruzioni ma anche per la protezione di quelle esistenti.

Applicazione illustrativa

I dispositivi di tipo semi-attivo che per primi sono stati studiati e che tuttora hanno un ruolo fondamentale nelle applicazioni sono costituiti da un ammortizzatore idraulico dotato di un pistone che lo divide in due camere (Figura 7); la pressione differenziale, che genera la forza resistente, è modulata mediante una valvola di controllo esterna (a dimensione variabile) che collega le due camere del cilindro e nella quale un fluido viscoso (tipicamente olio), scorrendo dissipa energia (Soong e Spencer Jr,

2002). I tempi di risposta stimati per la fase di apertura della valvola sono di circa 15 ms con una richiesta massima di potenza esterna pari a circa 3 W.

Tali dispositivi possono essere modellati come elementi viscosi lineari con smorzamento regolabile, eq. (15).

$$F(t) = C_{SA}(u)\dot{\delta}(t) \tag{15}$$

In eq. (15) δ è la deformazione del dispositivo e u è la variabile di controllo che determina lo smorzamento, ad esempio la tensione nell'elettrovalvola. Nel seguito si assume che il dispositivo può assumere due soli stati di funzionamento (la valvola può essere solo "aperta" o "chiusa"); si parla in questo caso di controllo di tipo ON-OFF.

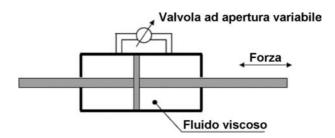


Figura 7. Schema di dispositivo a smorzamento viscoso variabile.

Se il parametro di controllo può assumere un qualsiasi valore compreso in un certo intervallo (la valvola si apre e chiude gradualmente) si parla invece di controllo di tipo continuo.

Per illustrare un esempio di integrazione delle tecniche di controllo semi-attivo con un sistema di EWS, si consideri per semplicità una struttura costituita da un telaio mono-piano e mono-campata in cemento armato con periodo di vibrazione pari a 0.6 s (Figura 8) equipaggiata con un dispositivo a smorzamento viscoso variabile (in serie a un normale controvento elastico) collegato a un sistema di EWS.

Il comportamento non lineare della struttura è definito da un legame momento-rotazione di tipo elasto-plastico con momento di snervamento pari a 200 kNm.

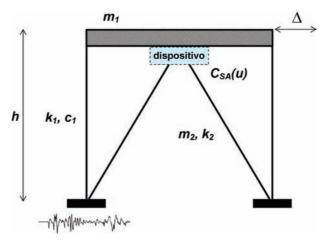


Figura 8. Schematizzazione del sistema strutturale oggetto di studio.

In generale, il metodo più elementare per formulare un algoritmo di controllo per un dispositivo di tipo semi-attivo tradizionale (senza interazione con un sistema di EWS) è quello di osservare una o più grandezze di risposta del sistema da proteggere e quindi, attivare o meno il dispositivo sulla base dell'influenza che esso ha sulle stesse grandezze di risposta (tipicamente spostamenti e accelerazioni). Se ad esempio si considera come variabile di risposta lo spostamento (Δ), la versione più semplice di questi algoritmo consiste nell'attivare il dispositivo quando lo spostamento supera un certo valore di soglia (EDP_c).

L'integrazione di questi sistemi con le reti di EW prevede l'utilizzo di regole decisionali come quella in eq. (16)

$$\begin{cases} dispositivo \ ON \ \left[C_{SA} \left(u \right) = C_{\max} \right] \ se & E \left[EDP \mid \underline{\tau} \right] \ge EDP_c \\ dispositivo \ OFF \ \left[C_{SA} \left(u \right) = C_{\min} \right] \ se & E \left[EDP \mid \underline{\tau} \right] < EDP_c \end{cases}$$

$$(16)$$

 $E[EDP | \underline{\tau}]$ è la predizione in tempo reale del valore atteso del parametro di risposta strutturale di interesse e può essere calcolato a partire dall'eq. (14) come in eq. (17).

$$E[EDP \mid \underline{\tau}] = \int_{EDP \mid M} edp f(edp \mid im) f(im \mid \underline{\tau}) d(edp) d(im)$$
(17)

Se si sceglie come EDP il *drift* di interpiano (*Interstory Drift Ratio*, IDR) e come IM, la PGA si ottengono le curve in Figura 9a; le curve di

Figura 9b si ottengono invece scegliendo come EDP l'accelerazione di picco al piano ($Peak\ Floor\ Acceleration$, PFA). Le PDF f(idr|pga) e f(pfa|pga) sono state ottenute mediante un'analisi dinamica incrementale (Vamvatsikos e Cornell, 2002) utilizzando accelerogrammi naturali selezionati con l'ausilio del codice REXEL (Iervolino et al., 2009c).

In Figura 10 è mostrato l'andamento della riduzione dell'EDP dovuta al sistema di controllo in funzione della statistica delle misure della rete.

Si è assunto che l'edificio oggetto di studio sia localizzato a circa 10 km dall'epicentro e quindi in un sito dove la finestra temporale disponibile per l'allerta preventiva è estremamente ridotta a causa della vicinanza alla zona sismogenetica. È proprio in tali situazioni che il controllo strutturale può rappresentare una soluzione particolarmente conveniente per

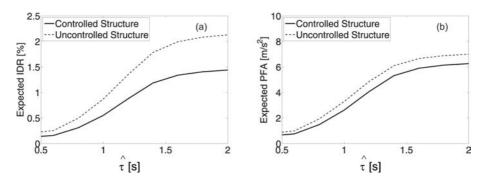


Figura 9. Confronto tra EDP atteso nel caso di sistema controllato e sistema non controllato in funzione della statistica delle misure della rete per un edificio supposto localizzato a 10 km dall'epicentro dell'evento; (a) IDR; (b) PFA (Iervolino et al., 2009b).

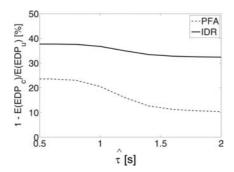


Figura 10. Riduzione dell'EDP atteso nel caso di sistema controllato in funzione della statistica delle misure della rete per un edificio supposto localizzato a 10 km dall'epicentro dell'evento.

la riduzione in tempo reale della vulnerabilità (e dell'esposizione) delle strutture.

Un'altra classe di dispositivi di tipo semi-attivo utilizza i cosiddetti fluidi controllabili la cui fondamentale caratteristica è quella di poter variare, in modo reversibile, le proprie proprietà meccaniche (in particolare la soglia di snervamento), a seconda del campo elettrico (fluidi elettroreologici, ER) o magnetico (fluidi magnetoreologici, MR) a cui sono sottoposti, in pochissimi millisecondi e senza bisogno di controllare parti meccaniche mobili (Soong e Spencer Jr, 2002).

Ottimizzazione delle soglie di allarme sulla base della perdita attesa

L'approccio classico alla valutazione del rischio sismico, per un'assegnata struttura di interesse, si basa sulla stima della perdita media annua, eq. (18)

$$E[L] = \lambda \int_{L} l f(l) dl \tag{18}$$

A partire da questa espressione, esplicitata la dipendenza della perdita / da M e R (teorema delle probabilità totali) si ricava la relazione di eq. (19).

$$E[L] = \lambda \int_{L} \int_{\underline{DM}} \int_{\underline{EDP}} \int_{\underline{IM}} \int_{\underline{R}} l f(l | \underline{dm}) f(\underline{dm} | \underline{edp}) f(\underline{edp} | \underline{im}).$$

$$f(\underline{im} | m, r) f(m) f(r) dl d(\underline{dm}) d(\underline{edp}) d(\underline{im}) dm dr$$

$$(19)$$

 λ è la frequenza annua di occorrenza di un evento sismico in un certo intervallo di magnitudo; $f(l \mid \underline{dm})$ è la PDF della perdita (L), condizionata alla presenza/assenza di danni strutturali, informazione portata in dote dal vettore \underline{DM} ; $f(\underline{dm} \mid \underline{edp})$ è la PDF congiunta del danno, condizionata a un vettore di misure della risposta sismica (\underline{EDP}) degli elementi strutturali e non; $f(\underline{edp} \mid \underline{im})$ è la congiunta del vettore degli EDP condizionata a un vettore di misure di intensità dello scuotimento \underline{IM} ; $f(\underline{im} \mid m,r)$ è la distribuzione delle \underline{IM} condizionata a magnitudo e distanza dell'evento e, nel caso di una misura scalare di intensità, può essere rappresentata da una leg-

ge di attenuazione ordinaria; infine f(m) e f(r), PDF di magnitudo e distanza rispettivamente, sono leggi di probabilità che, come già discusso, esprimono la sismicità della zona in cui è situata la struttura di interesse.

Valutazione del rischio sismico nel caso di sistemi di EWS

Nel caso di un sistema di EWS la valutazione del rischio sismico può essere effettuata utilizzando le seguenti informazioni aggiuntive, che permettono non solo di effettuare stime migliori della perdita attesa ma anche di decidere in tempo reale circa la convenienza o meno di lanciare l'allarme:

- Per il solo fatto che le stazioni registrano un segnale è possibile assumere che è in atto un evento di magnitudo ≥ 4 (per le caratteristiche della rete di sensori).
- Utilizzando le informazioni acquisite dalla rete sismica, attraverso i metodi descritti in precedenza, si possono effettuare stime di M e di R migliori di quelle basate sui soli dati storici. Tali stime risulteranno, infatti, anche specifiche per l'evento essendo basate anche sui dati forniti dal sistema EWS.
- A evento in atto, l'esistenza di un sistema di EWS offre la possibilità di produrre, in pochi secondi, stime delle perdite attese rispettivamente in presenza e assenza di allarme. Allo scopo sarà sufficiente definire due funzioni perdita: $f^{\mathbb{W}}(l \mid \underline{dm})$ che modella la distribuzione della perdita in caso di allarme e $f^{\mathbb{W}}(l \mid \underline{dm})$ che modella la distribuzione della perdita subita nel caso in cui l'allarme non è lanciato.

Tutte queste informazioni permettono di riscrivere l'eq. (19) come in eq. (20).

$$E[L \mid \underline{\tau}] = \int_{L} \int_{DM} \int_{EDP} \int_{IM} l f(l \mid \underline{dm}) f(\underline{dm} \mid \underline{edp}) f(\underline{edp} \mid \underline{im})$$

$$f(\underline{im} \mid \underline{\tau}) dl d(\underline{dm}) d(\underline{edp}) d(\underline{im})$$
(20)

Per stimare la perdita attesa nel caso di allarme, $E^{\mathbb{W}}[L \mid \underline{\tau}]$ (e in caso di non allarme, $E^{\mathbb{W}}[L \mid \underline{\tau}]$) è sufficiente porre nella (20) $f(l \mid \underline{dm}) = f^{\mathbb{W}}(l \mid \underline{dm})$ [$f(l \mid \underline{dm}) = f^{\mathbb{W}}(l \mid \underline{dm})$]. La possibilità di stimare le perdite attese prima che

il terremoto colpisca il sito di interesse, permette di decidere di allarmare se ciò comporta la minore perdita e non allarmare altrimenti, eq. (21).

$$ottimo: \begin{cases} allarme\ se & E^{W}\left[L\mid\underline{\tau}\right] \leq E^{\overline{W}}\left[L\mid\underline{\tau}\right] \\ no\ allarme\ se & E^{W}\left[L\mid\underline{\tau}\right] > E^{\overline{W}}\left[L\mid\underline{\tau}\right] \end{cases} \tag{21}$$

Nel seguito, attraverso un esempio, è mostrato come sia possibile calcolare le perdite attese off-line attraverso l'equazione (20) per una data struttura e come i risultati ottenuti possano essere usati per automatizzare i sistemi di EWS, in maniera tale da garantire che la decisione ottima venga presa in maniera tempestiva.

Sviluppo e progettazione dell'applicazione

Per lo sviluppo e la progettazione della applicazione, la metodologia di stima della perdita per sistemi di EWS è stata applicata a una aula a uso didattico. In particolare, si suppone di equipaggiare un edificio adibito a formazione (es. una scuola o un edificio per la didattica universitaria) con un sistema di EWS sismico che consista di un dispositivo visivo e/o acustico per la diffusione dell'allarme.

Per semplicità si suppone che la struttura sia costituita da un telaio mono-piano e mono-campata, che contenga una sola aula, ciò non lede la generalità della procedura, ma consente una più agevole interpretazione dei risultati. Sotto queste ipotesi, essa può essere semplicemente modellata attraverso due portali in cemento armato a un piano, con impalcato rigido (comportamento alla Grinter), di altezza pari a 3 metri. Le caratteristiche elastiche della struttura sono quelle tipiche del calcestruzzo. In sommità sono state assegnate masse tali che il periodo di vibrazione della struttura sia di 0.6 s. Il comportamento non-lineare è definito da un legame momento-rotazione di tipo elasto-plastico, in cui il ramo plastico è attivato per un valore del momento pari a 300 kNm.

Per quanto riguarda il dimensionamento dell'aula, dalla normativa sull'edilizia scolastica (D.M. LL.PP., 1975), risulta che la larghezza della stessa non può essere inferiore ai 6 m e che, per ogni alunno, debba essere considerata un'area individuale non inferiore a 1.80 m². Dalla stessa normativa emerge, inoltre, che un'aula non può contenere più di 25 studenti. Sulla base di quanto detto, si fissa l'area dell'aula a 42 m² (lunghezza = 7 m) e si collocano al suo interno un numero pari a 19 allievi più 1

docente. Per semplicità si considerano solo le lampade a sospensione per l'illuminazione come unico tipo di elemento non strutturale che possa collassare e provocare ferimento. Date le dimensioni dell'aula, appare appropriato considerare un numero di lampade pari a 6. La schematizzazione dell'aula in oggetto è riportata in Figura 11.

Per poter analizzare il problema della stima della perdita attesa, occorre stabilire quali siano le principali cause di perdita nel momento in cui l'edificio scuola è colpito da un terremoto. Nelle ipotesi fatte gli eventi che comportano una perdita economica nel caso in esame sono:

- 1. collasso strutturale;
- 2. collasso degli elementi non strutturali (lampade), nel caso in cui la struttura non collassi;
- 3. né collasso della struttura né degli elementi non strutturali, la perdita è dovuta al falso allarme.

Le azioni di mitigazione sono quelle che consentano di proteggere gli occupanti, ossia:

- evacuare la struttura;
- proteggere gli allievi mediante riparazione al di sotto dei banchi per le lezioni.

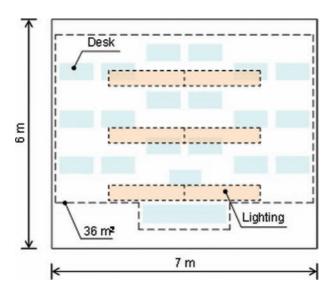


Figura 11. Schematizzazione dell'aula oggetto di studio (Iervolino et al., 2007).

Si assume che il tempo dall'allarme all'arrivo dello scuotimento sia di almeno 10 secondi. In questo contesto le azioni di mitigazione possibili sono tutte e sole quelle attuabili nel breve periodo e in particolare la protezione al di sotto dei banchi.

Per semplificare l'analisi, si suppone che la regola decisionale sia semplicemente del tipo allarmare o non allarmare e che all'allarme consegua sempre l'azione di protezione.

Per una corretta valutazione delle conseguenze occorre anche considerare il costo associato all'azione di mitigazione che è sostenuto ogni qualvolta si decida di allarmare, indipendentemente dal fatto che questo sia o meno necessario. Se non ci fosse un costo d'allarme, infatti, converrebbe comunque allarmare il che non richiederebbe alcuna ottimizzazione delle soglie. Nel caso in esame tale costo dovrebbe comprendere, ad esempio: il costo di sospensione delle lezioni, l'effetto panico, ecc. Nel seguito si è considerata solo l'interruzione della attività didattica per effetto dell'allerta. A questo scopo si convenzionalmente assunto un costo di allarme, ca, pari a 500 euro per aula. Nella maggior parte dei casi reali, invece, allarmare ha un costo che può essere anche molto significativo. Si pensi ad esempio ai costi di downtime degli impianti industriali, delle centrali di produzione energetica o ancora dei sistemi di trasporto.

Stima della risposta strutturale e del danno

Gli elementi strutturali e non strutturali considerati manifestano un diverso comportamento sismico: i primi sono principalmente sensibili al drift di interpiano condizionatamente alla accelerazione spettrale corrispondente al periodo fondamentale della struttura (Sa), mentre i secondi alla accelerazione di picco al piano condizionatamente alla PGA. È quindi necessario sviluppare due funzioni densità di probabilità: f(idr|Sa) e f(pfa|pga). La PFA va condizionata alla PGA e non all'accelerazione spettrale, in modo da determinare una minore variabilità; inoltre, condizionando la PFA alla Sa si potrebbe ottenere una stima non indipendente dalla magnitudo del terremoto.

Le leggi cercate sono entrambe state ricavate da un'analisi dinamica incrementale non lineare (Vamvatsikos e Cornell, 2002), per la quale sono stati utilizzati gli accelerogrammi identificati come gruppo I_D14 in Iervolino et al. (2006b). Gli andamenti ottenuti sono riportati in Figura 12. Le distribuzioni sono ben descritte da leggi lognormali.

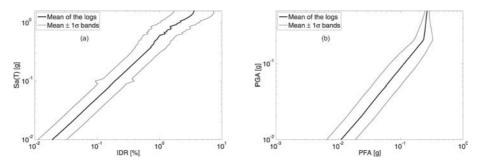


Figura 12. Analisi dinamica incrementale per (a) IDR (b) PFA (Iervolino et al. 2007).

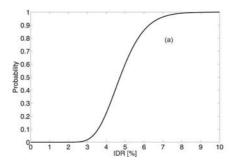
Il danno, tanto strutturale quanto non strutturale, è determinato sulla base delle funzioni di fragilità. Per il danno strutturale, si fa riferimento alla probabilità di collasso di un pilastro, isolato dalla struttura, dato un certo valore di IDR. I parametri di tale distribuzione, anch'essa lognormale (Figura 13a) sono: Mediana = 4.73 %, $\sigma_{\rm lnIDR}$ = 0.22 (Aslani, 2005). Essendo la struttura in esame caratterizzata da quattro pilastri, la probabilità di collasso strutturale è data dalla probabilità che almeno uno dei pilastri collassi, eq. (22).

$$P_{TOT}(IDR) = 1 - \left(1 - P_{col}(IDR)\right)^4 \tag{22}$$

 P_{TOT} si ottiene come complemento a 1 della probabilità che nessuno degli elementi verticali collassi e P_{col} è il complemento a uno della fragilità del singolo pilastro dato un certo valore di IDR. Si fa notare che l'utilizzo della relazione di eq. (22) sottintende l'ipotesi che i pilastri della struttura, fintanto che uno di essi non collassi, si comportano come se fossero isolati.

Per la funzione di fragilità per il danno non strutturale (relativo al collasso delle lampade) si è considerato che la caduta delle lampade occorra solo nel caso di collasso della controsoffittatura a cui sono fissate. La probabilità di collasso dei pannelli che costituiscono quest'ultima è riportata in Figura 13b. I parametri della distribuzione sono: Mediana = 2.3 g; $\sigma_{\ln PEA} = 0.81$ (Aslani, 2005).

Anche in questo caso si è assunto che, in assenza di collasso strutturale, dato EDP, la caduta di una lampada non dipenda in senso stocastico dall'entità dei danni subiti dalle altre.



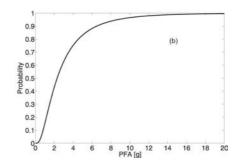


Figura 13. (a) Fragilità strutturale; (b) fragilità di ciascun elemento non strutturale (lervolino et al., 2007).

Funzioni perdita

La perdita in termini di esposizione associata al collasso strutturale è di tipo costante e pari alla massima perdita sostenibile, l_{max} , ossia il costo sociale legato alla vita umana degli individui presenti all'interno dell'aula. Appare evidente che in questo caso l'azione di mitigazione non ha alcun effetto e il suo costo è trascurabile rispetto a l_{max} .

Nel caso di collasso degli elementi non strutturali, perché si abbia perdita economica, è necessario non solo che le lampade cadano, ma che colpiscano gli occupanti dell'aula (tale evento è indicato con b), il ferimento, in dipendenza dalla sua gravità, comporta diversi valori della perdita. Per queste considerazioni la funzione perdita è stata espressa come una densità di probabilità esponenziale, troncata in corrispondenza del valore massimo della perdita stessa (che corrisponde al decesso dell'individuo) con area residua concentrata proprio nel valore massimo (Figura 14a), eq. (23). Il parametro θ è fissato in modo tale che l'area sottesa dalla curva corrisponda al 95% della probabilità, mentre nella massa sia concentrato il restante 5%.

$$f^{\overline{W}}(l \mid h) = \begin{cases} \theta e^{-\theta l} & l \in [0, l_{\text{max}}[\\ e^{-\theta l} & l = l_{\text{max}} \\ 0 & l \notin [0, l_{\text{max}}] \end{cases}$$
(23)

Nel caso di allarme si assume che l'azione di mitigazione comporti una probabile riduzione della perdita. Dal momento che non è possibile quantificare tale decremento in maniera esatta, si suppone che essa com-

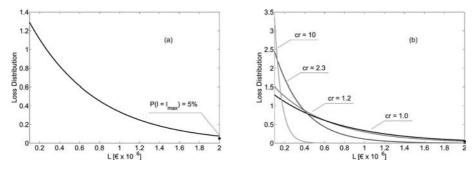


Figura 14. Funzione perdita nel caso in cui non ci sia azione di mitigazione (a) e nel caso di azione di mitigazione (b) per diversi valori del coefficiente di riduzione (lervolino et al., 2007).

porti la presenza di un coefficiente di riduzione, cr, come da eq. (24). In Figura 14b sono riportati gli andamenti della funzione perdita nel caso di allarme per diversi valori del coefficiente di riduzione.

$$f^{W}(l \mid h) = \begin{cases} \theta \ cr \ e^{-\theta \ cr \ l} & l \in [0, l_{\text{max}}[\\ e^{-\theta \ cr \ l} & l = l_{\text{max}} \\ 0 & l \notin [0, l_{\text{max}}] \end{cases}$$

$$(24)$$

Nel caso in cui né la struttura né le lampade collassino, in linea di principio la perdita legata all'esposizione è nulla. In questo caso, tuttavia, esistono comunque altre fonti di perdita. In fatti, se è stato deciso di allarmare la perdita deriva dal costo dell'azione di mitigazione, come ad esempio l'interruzione delle attività didattiche. Quando l'allarme non è stato lanciato, invece, occorre considerare che, in caso il sisma sia percepito all'interno dell'aula, le attività sono probabilmente sospese comunque, per cui è come se ci si fosse allarmati. Tutte queste possibili situazioni sono state considerate nella sezione successiva per la stima della perdita attesa.

Perdita attesa

Nell'ambito della teoria statistica bayesiana delle decisioni, la decisione ottima è quella che comporta la perdita attesa minore. In relazione alle tre possibili cause di perdita descritte in precedenza, essa può essere calcolata attraverso il teorema della media condizionata come in eq. (25),

in cui con $\hat{\tau}$ si è indicata la media geometrica delle misure della rete, che come dimostrato è una statistica sufficiente per la stima della magnitudo.

$$E\left[L\mid\hat{\tau}\right] = E\left[L\mid DS, \hat{\tau}\right] P\left(DS\mid\hat{\tau}\right) + E\left[L\mid DNS, \overline{DS}, \hat{\tau}\right]$$

$$P\left(DNS, \overline{DS}\mid\hat{\tau}\right) + E\left[L\mid \overline{DNS}, \overline{DS}, \hat{\tau}\right] P\left(\overline{DNS}, \overline{DS}\mid\hat{\tau}\right)$$
(25)

Nella eq. (25) DS indica il danno strutturale, cioè il collasso di almeno uno dei pilastri della struttura, DNS è il collasso di almeno uno degli elementi del sistema di illuminazione, mentre \overline{DS} e \overline{DNS} sono i complementari o negati di questi due eventi. $E[L|DS, \hat{\tau}]$, $E[L|DNS, \overline{DS}, \hat{\tau}]$ e $E[L|\overline{DNS}, \overline{DS}, \hat{\tau}]$ sono le perdite attese condizionate al verificarsi degli eventi (1), (2) o (3) descritti in precedenza, rispettivamente.

Nel seguito l'eq. (25) sarà sintetizzata con i simboli in eq. (26) ed eq. (27) per i casi di allerta e non allarme rispettivamente. Inoltre la perdita attesa totale sarà solo calcolata considerando i costi che incidono sulla soglia ottima di allarme e trascurando gli altri.

$$E^{W}\left[L\mid\hat{\tau}\right] = E_{DS}^{W}\left[L\mid\hat{\tau}\right] + E_{DNS,\overline{DS}}^{W}\left[L\mid\hat{\tau}\right] + E_{\overline{DNS},\overline{DS}}^{W}\left[L\mid\hat{\tau}\right]$$
(26)

$$E^{\overline{W}} \left[L \mid \hat{\tau} \right] = E_{DS}^{\overline{W}} \left[L \mid \hat{\tau} \right] + E_{DNS,\overline{DS}}^{\overline{W}} \left[L \mid \hat{\tau} \right] + E_{\overline{DNS},\overline{DS}}^{\overline{W}} \left[L \mid \hat{\tau} \right]$$
(27)

Collasso strutturale

Nel caso di collasso strutturale si assume che non ci siano sopravvissuti all'evento. Dunque, la perdita attesa è data dal numero totale di occupanti l'edificio moltiplicata per la perdita massima associata al singolo individuo, il tutto scalato per la probabilità che il collasso strutturale occorra condizionatamente alle informazioni del sistema di EWS. Il calcolo di questa perdita dovrebbe anche includere il costo, *cds*, della eventuale ricostruzione o riparazione a seguito dell'evento come da eq. (28).

$$E_{DS}^{W}\left[L\mid\hat{\tau}\right] = E_{DS}^{\overline{W}}\left[L\mid\hat{\tau}\right] = \left(20l_{\max} + cds\right)P\left(DS\mid\hat{\tau}\right)$$
(28)

Nel caso di collasso della struttura, tuttavia, l'azione di mitigazione non ha alcun effetto e quindi la perdita attesa è indipendente dalla decisione di lanciare l'allarme o meno e il valore di cds non ha alcuna influenza sulla soglia di allarme. Essendo la determinazione di questa lo scopo dell'applicazione, cds può trascurarsi nei calcoli. Nel seguito cds è stato fissato a eguale a ca, un minorante, che è anche necessario per il calcolo di altri contributi alla perdita attesa.

La probabilità di DS dato $\hat{\tau}$ si calcola attraverso l'integrale in eq. (29), con l'ovvio significato dei simboli.

$$P\left(DS \mid \hat{\tau}\right) = \int_{IDR} \int_{SaM} P\left(DS \mid idr\right) f\left(idr \mid sa\right) f\left(sa \mid m, r\right)$$

$$f\left(m \mid \hat{\tau}\right) d\left(idr\right) d\left(sa\right) dm$$
(29)

Collasso degli elementi non strutturali

La perdita conseguente il collasso di elementi non strutturali è legata, nell'applicazione in esame, al ferimento degli studenti dovuto alla possibile caduta delle lampade del sistema di illuminazione. Il collasso di elementi non strutturali è considerato congiuntamente all'evento per cui la struttura non collassa, quindi la probabilità di interesse è $P(DNS, \overline{DS} | \hat{\tau})$. Per calcolarla bisogna tenere in conto che le misure di EDP a cui sono condizionate le risposte sismiche (strutturale e non), cioè IDR e PFA, sono state analizzate in relazione a due diverse misure di intensità del moto sismico, Sa e PGA rispettivamente, le quali sono variabili aleatorie dipendenti. Di ciò si è tenuto conto in eq. (30), calibrando la distribuzione congiunta dei logaritmi di $\underline{IM} = \{PSA, Sa\}$ come una gaussiana bivariata.

$$P\left(DNS, \overline{DS} \mid \hat{\tau}\right) = \int_{\underline{M}} P\left(DNS \mid \overline{DS}, \underline{IM}, \hat{\tau}\right) P\left(\overline{DS} \mid \underline{IM}, \hat{\tau}\right) f\left(\underline{\underline{im}} \mid \hat{\tau}\right) d\underline{\underline{im}} \quad (30)$$

Per stimare la perdita nel caso di danno non strutturale le assunzioni di base sono: (1) nel caso che la struttura non collassi, il numero di elementi collassati, Y, è una variabile aleatoria binomiale di parametri $p = P(DNS | \overline{DS}, \underline{IM}, \hat{\tau})$ e n = 6; (2) dato Y = y, assumendo che una lampada può colpire una persona sola, il numero di individui colpiti, X,

è una variabile aleatoria binomiale di parametri n = y e p = K dove K è la probabilità che uno studente sia colpito data dal rapporto dell'area occupata (20 · 1.8 m²) rispetto all'area totale dell'aula (42 m²), come da Figura 11.

La probabilità di avere X individui feriti, condizionata alle misure della rete sismica e al non collasso della struttura è data dalla eq. (31), in cui compaiono i due termini descritti sopra ed esplicitati in eq. (32) ed eq. (33).

$$P\left(X \mid \overline{DS}, \underline{IM}, \hat{\tau}\right) = \sum_{y=1}^{6} P(X \mid Y) P\left(Y \mid \overline{DS}, \underline{IM}, \hat{\tau}\right)$$
(31)

$$P(X|Y) = {y \choose x} K^x [1-K]^{y-x}$$
(32)

$$P\left(Y \mid \overline{DS}, \underline{IM}, \hat{\tau}\right) = \begin{pmatrix} 6 \\ y \end{pmatrix} P\left(DNS \mid \overline{DS}, \underline{IM}, \hat{\tau}\right)^{y} \left[1 - P\left(DNS \mid \overline{DS}, \underline{IM}, \hat{\tau}\right)\right]^{6-y} (33)$$

Se X e L sono stocasticamente indipendenti, la perdita attesa è data dal prodotto del valore atteso della funzione perdita, E[L], e del numero di persone colpite $E[X] = 6P(DNS, \overline{DS} | \hat{\tau})K$, dopo aver marginalizzato rispetto a \underline{IM} . Il risultato di questa operazione è fornito in eq. (34) per il caso di allerta e in eq. (35) per il caso di non allarme. La perdita relativa all'interruzione dell'attività scolastica è inclusa in entrambi i termini perché essa occorre, a seguito di un ferimento, anche se non è stato lanciato l'allarme.

$$E_{DNS}^{\overline{W}} \left[L \mid \hat{\tau} \right] = \left[\left(\int_{L} l f^{\overline{W}} (l \mid h) dl \right) + l_{\text{max}} P(l = l_{\text{max}}) \right]$$

$$\left[6P \left(DNS, \overline{DS} \mid \hat{\tau} \right) K \right] + caP \left(DNS, \overline{DS} \mid \hat{\tau} \right)$$
(34)

$$E_{DNS}^{W}\left[L\mid\hat{\tau}\right] = \left[\left(\int_{L} l f^{W}\left(l\mid h\right) dl\right) + l_{\max}P\left(l=l_{\max}\right)\right]$$

$$\left[6P\left(DNS, \overline{DS}\mid\hat{\tau}\right)K\right] + caP\left(DNS, \overline{DS}\mid\hat{\tau}\right)$$
(35)

Falso allarme

Nel caso non ci sia né collasso strutturale, né collasso di elementi non strutturali, la perdita attesa dovuta al rischio sismico è nulla. Va comunque considerato che le informazioni della rete sismica possono condurre ad allarmare anche se lo scuotimento che ne consegue non causa alcun danno, questa è una possibile definizione del falso allarme. In tal caso la perdita da sostenere è dovuta all'interruzione delle attività scolastiche, eq. (36).

$$E_{\overline{DNS},\overline{DS}}^{W}\left[L\mid\hat{\tau}\right] = ca\left[1 - P\left(DNS\mid\overline{DS},\hat{\tau}\right)\right]P\left(\overline{DS}\mid\hat{\tau}\right)$$
(36)

Nel caso non ci sia l'allarme c'è comunque la possibilità che la azione di protezione sia intrapresa dagli occupanti dell'aula, semplicemente sulla base del fatto che il terremoto è percepito all'interno dell'edificio. Per tenere conto di questo caso, si può utilizzare l'eq. (37).

$$E_{\overline{DNS},\overline{DS}}^{\overline{W}} \left[L \mid \hat{\tau} \right] = caP \left(PGA > PGA_F \mid \overline{DS}, \overline{DNS}, \hat{\tau} \right)$$

$$\left[1 - P \left(DNS \mid \overline{DS}, \hat{\tau} \right) \right] P \left(\overline{DS} \mid \hat{\tau} \right)$$
(37)

 $P(PGA > PGA_F | \overline{DS}, \overline{DNS}, \hat{\tau}]$ rappresenta la probabilità che l'accelerazione al piede della struttura abbia un picco superiore al valore limite oltre il quale si avverte lo scuotimento, (PGA_F) , quando alcun danno si verifica. Questo valore è stato dedotto da Wald et al. (1999) considerando un evento di intensità III nella scala Mercalli modificata. Per ragioni di semplicità nessuna incertezza è stata considerata nella relazione tra intensità macrosismica e PGA.

Risultati

Le perdite attese nei due casi di allarme o no, eq. (26) ed eq. (27) rispettivamente, sono date dalle somme dei contributi descritti nel paragrafo precedente. $E^{\mathbb{W}}[L|\hat{\tau}]$ e $E^{\overline{\mathbb{W}}}[L|\hat{\tau}]$ sono state calcolate, per l'esempio in esame, per dieci valori di $\hat{\tau}$ nell'intervallo tra 0.2 sec e 2 sec come suggerito dalla relazione tra τ e la magnitudo, per eventi in cui quest'ultima è

alta, da Allen e Kanamori (2003). Per brevità si mostrano solo i risultati relativi alla condizione in cui tutte le stazioni della rete campana hanno rilevato il terremoto, il che corrisponde al minimo tempo di warning.

Il valore di R, deterministicamente noto visto che il metodo di localizzazione fornisce la posizione dell'ipocentro del terremoto se questo accade all'interno della zona coperta dalla rete sismica, è stato fissato a circa 100 km che è una possibile distanza di un edificio a Napoli per un evento sismico il cui epicentro si trova nella regione irpina. In Figura 15 sono rappresentati gli andamenti delle perdite attese nei due casi per cr = 10. La curva nera (continua e tratteggiata) corrisponde alla caso in cui l'allarme non è lanciato, al contrario, la rossa si riferisce all'allarme e quindi all'azione di mitigazione. Si può osservare come l'intersezione delle due curve separi l'asse delle $\hat{\tau}$ in due regioni: se la statistica delle misure della rete è al di sotto del valore all'intersezione ($\hat{\tau}_W$) la perdita attesa è minore se non si lancia l'allarme, mentre, se $\hat{\tau} > \hat{\tau}_W$, allora la decisione ottima è quella di allarmare perché questa scelta minimizza la perdita attesa. Inoltre, va sottolineato che, siccome la stima delle perdite tiene conto dei falsi e man-

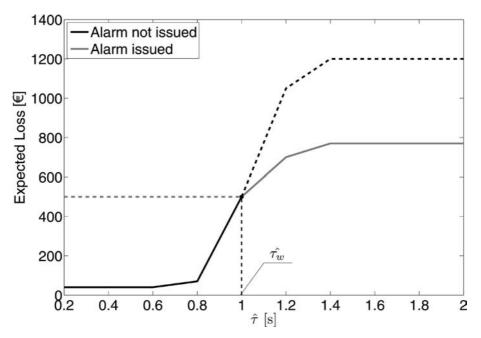


Figura 15. Perdita attesa nel caso di allarme e non in funzione della statistica delle misure della rete per l'edificio supposto localizzato a 110 km dall'epicentro dell'evento (lervolino et al., 2007).

cati allarme, la soglia ottimizza anche il trade-off tra questi due eventi. Infine, se la decisione di allarmare è presa sulla base della soglia $\hat{\tau_W}$, allora la *curva della perdita attesa totale* è data dall'inviluppo dei tratti $E^W[L|\hat{\tau}]$ e $E^W[L|\hat{\tau}]$ che minimizzano la perdita, quindi dalla unione delle due linee continue in Figura 15.

Questa informazione può essere utilizzata per calcolare la riduzione della perdita che un sistema di EWS implica. Infatti, se si considera che la curva della perdita relativa al non allarme, $E^{\mathbb{F}}[L|\hat{\tau}]$, coincide con la perdita se il sistema di EWS non è installato, la riduzione di perdita si può calcolare marginalizzando rispetto a $\hat{\tau}$, le predite in caso di allarme e non come in eq. (38), dove $f(\hat{\tau}|m)$ e f(m) sono state discusse in precedenza.

$$E[L] = \iint_{\hat{\tau}^{M}} E\left[L \mid \hat{\tau}\right] f\left(\hat{\tau} \mid m\right) f\left(m\right) d\hat{\tau} dm \tag{38}$$

Per un singolo evento sismico con una distanza epicentro-sorgente R = 110 km, la perdita senza il sistema di EWS è di 179 euro, e 162 euro nel caso il sistema esista (riduzione di circa il 10%). Per una distanza epicentrale minore, ad esempio 50 km, le perdite senza e con SEWS sono 710 euro e 524 euro rispettivamente (riduzione del 26%). Questi valori si riferiscono a un singolo evento e a una singola aula, essi sarebbero amplificati se si analizzasse l'intero ciclo di vita di una struttura con più aule.

Ulteriori risultati e un'analisi di sensibilità rispetto ad alcuni parametri che sono stati definiti nell'esempio discusso sono riportati in Iervolino et al. (2007).

Conclusioni

Nel presente capitolo sono state presentate le tecniche sviluppate per tenere conto delle incertezze relative alle stime in tempo reale della magnitudo e della localizzazione nelle applicazioni di EWS. Tali tecniche sono basate su un approccio bayesiano che consente di effettuare stime dei parametri di gm di interesse ingegneristico in termini di funzioni di densità di probabilità, in perfetta analogia all'approccio probabilistico classico utilizzato per le analisi di pericolosità sismica.

La metodologia proposta può essere estesa alla stima della risposta strutturale e delle perdite economiche in tempo reale che sembra il massimo livello di informazione per decidere al meglio se allarmare o meno. Più precisamente, si è presentata una procedura completamente probabilistica per fissare la soglia ottima di allarme per sistemi di EWS sulla base della perdita attesa. Il metodo proposto trasferisce al caso tempo-reale la stima classica della perdita in problemi di rischio sismico. In questo senso le modifiche all'integrale per il calcolo della perdita attesa riguardano il tasso di ricorrenza degli eventi, la distribuzione della magnitudo e la distribuzione della distanza. Anche la funzione perdita deve essere composta di due termini che riflettono le condizioni di allarme lanciato o meno.

Calcolare e comparare le perdite attese, condizionate alle informazioni provenienti in tempo reale dalla rete sismica, nel caso si decida di allarmare o no consente: (1) di determinare la soglia ottima di allarme in accordo con il *criterio di massima ottimalità*, (2) la valutazione della riduzione media della perdita derivante dalla installazione del sistema di EWS e quindi consente la valutazione della fattibilità e delle prestazioni dello stesso; (3) di avere uno strumento operativo per la progettazione dell'algoritmo di funzionamento di un sistema EWS.

Altri vantaggi derivanti dall'approccio sono che esso intrinsecamente minimizza il problema dei mancati e falsi allarme e che la perdita è calcolata sulla base di una *statistica sufficiente* delle misure che provengono dalla rete sismica, il che riduce molto l'onere computazionale necessario per prendere la decisione di allarmare o meno, il che è fondamentale in tali problemi di scelta automatica rapida.

Bibliografia

- Allen, R.M., and H. Kanamori (2003). The Potential for Earthquake Early Warning in Southern California, *Science* 300, 786-789.
- Aslani, A. (2005). Probabilistic Earthquake Loss Estimation and Loss Disaggregation in Buildings, Ph.D. Thesis, Dept. of Civil and Environmental Engineering, Stanford University, CA Advisor: E. Miranda.
- Convertito, V., I. Iervolino, M. Giorgio, G. Manfredi, and A. Zollo (2008). Prediction of response spectra via real-time earthquake measurements, *Soil Dyn. Earthquake Eng.* 28, 492-505.
- D.M. LL.PP. 18/12/75. Normativa Italiana in Materia di Edilizia Scolastica. Ministero dei Lavori Pubblici.
- Horiuchi, S., H. Negishi, K. Abe, A. Kanimura, and Y. Fujinawa (2005). An Automatic Precessing System for Broadcasting Earthquake Alarms, *Bull. Seismic. Soc. Am.* 95, 708-718.
- Iervolino, I., V. Convertito, M. Giorgio, G. Manfredi and A. Zollo (2006a). Real Time Risk Analysis for Hybrid Earthquake Early Warning Systems, *Journal of Earthquake Engineering* 10, 6, 867-885.

- Iervolino, I., G. Manfredi, E. Cosenza (2006b). Ground Motion Duration Effects in Nonlinear Seismic Structural Analysis, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 35, 21-38.
- Iervolino, I., M. Giorgio, and G. Manfredi (2007). Expected Loss-Based Alarm Threshold Set for Earthquake Early Warning Systems, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 36, 1151-1168.
- Iervolino I., M. Giorgio, C. Galasso, and G. Manfredi (2009a). Uncertainty in early warning predictions of engineering ground motion parameters: what really matters? *Geophysical Research Letters* 36, L00B06, doi:10.1029/2008GL036644.
- Iervolino, I., C. Galasso, and G. Manfredi (2009b). Preliminary investigation on integration of semi-active structural control and earthquake early warning, Proc. of Early Warning System for Transportation Infrastructures, Karlsruhe, Germany, February 9-10.
- Iervolino I., C. Galasso, and E. Cosenza (2009c). REXEL: computer aided record selection for code-based seismic structural analysis. *Bulletin of Earthquake Engineering* doi:10.1007/s10518-009-9146-1 (in stampa).
- Kanamori, H. (2005). Real-time seismology and earthquake damage mitigation, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 33, 195-214.
- Rydelek, P., and J. Pujol (2004). Real-time seismic warning with a 2-station subarray, *Bull. Seismic. Soc. Am.* 94, 1546-1550.
- Sabetta, F., and A. Pugliese (1996). Estimation of response spectra and simulation of nonstationarity earthquake ground motion, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 337-352.
- Satriano, C., A. Lomax, and A. Zollo (2008). Real-Time Evolutionary Earthquake Location for Seismic Early Warning, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 1482-1494.
- Soong T.T., and B.F. Spencer Jr. (2002). Supplemental energy dissipation: state-of-theart and state-of-the-practice, *Engineering Structures* 24, 243-259.
- Vamvatsikos, D., and C.A. Cornell (2002). Incremental Dynamic Analysis, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 31, 491-514.
- Wald, J.D., H. Quitoriano, T.H. Heaton, and H. Kanamori (1999). Relationship between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity and modified Mercalli Intensity in California, *Earthquake Spectra* 15, 557-564.
- Weber, E., V. Convertito, G. Iannaccone, A. Zollo, A. Bobbio, L. Cantore, M. Corciulo, M. Di Crosta, L. Elia, C. Martino, A. Romeo, and C. Satriano (2007). An Advanced Seismic Network in the Southern Apennines (Italy) for Seismicity Investigations and Experimentation with Earthquake Early Warning, Seismological Research Letters, 78, 622-634.
- Zollo, A., M. Lancieri, and S. Nielsen (2006). Earthquake magnitude estimation from peak amplitudes of very early seismic signals on strong motion records, *Geophysical Research Letters* 33, L23312.

Appendice

ALERT-ME/ERGO: applicazioni dimostrative del sistema di early warning sismico

Aldo Zollo, Luca Elia, Gaetano Festa, Giovanni Iannaccone, Iunio Iervolino, Maria Lancieri, Claudio Martino, Sonia Sorrentino, e-voluzione S.r.l.

Introduzione

Le tecniche e le metodologie descritte in questo volume hanno condotto alla realizzazione di un prototipo di sistema di gestione dell'allerta sismica. Tale prototipo, denominato "ALERT-ME" (Allerta Sismica Preventiva), è stato presentato dal gruppo di sismologia RISSC-Lab alla sesta edizione del premio dell'innovazione "Start Cup Federico II", nell'ottobre 2008, vincendo il primo premio (ex aequo con il gruppo "GENENVET").

La Start Cup Federico II è una competizione promossa dall'Università degli Studi di Napoli Federico II, a cui sono chiamati a partecipare gruppi di ricerca con idee imprenditoriali basate su attività, fortemente innovative e ad alto contenuto tecnologico, svolte presso l'ateneo napoletano.

Il sistema proposto, ALERT-ME, è un sistema di allarme per l'attivazione automatica di procedure di messa in sicurezza di impianti industriali a rischio e di infrastrutture, al verificarsi di un terremoto, oltre che un info-point sul tema del rischio sismico e sulle possibili azioni per mitigarne gli effetti.

Al progetto hanno partecipato, accanto ai membri del RISSC-Lab e del Dipartimento di Ingegneria Strutturale, le società E-voluzione s.r.l. e AMRA s.c.ar.l., quest'ultima in qualità di sponsor.

A seguito della partecipazione alla Start Cup Federico II il sistema ALERT-ME è stato presentato al Premio Nazionale dell'Innovazione (PNI), tenutosi nel novembre 2008 a Milano, presso la sede del Politecnico. Alla manifestazione sono state mostrate le migliori idee imprenditoriali premiate nelle diverse edizioni regionali della Start Cup, per un totale di 40 gruppi partecipanti.

Il sistema ALERT-ME, infine, è stato messo in funzione alla Mostra Terremoti d'Italia, realizzata a Napoli nel mese di aprile 2009 e organizzata dal Dipartimento della Protezione Civile Nazionale e dal Consorzio ReLUIS.

Una versione dimostrativa del sistema, denominata ERGO (EaRly warninG demO) è stato successivamente installata presso la Facoltà di Ingegneria dell'Università di Napoli ed è attualmente funzionante con un numero limitato di stazioni sismiche.

Descrizione del sistema ALERT-ME

ALERT-ME rappresenta l'interfaccia hardware/software della rete ISNet per applicazioni di early warning sismico e di diffusione dell'informazione sismica per obiettivi didattici e divulgativi.

Esso è in pratica il "front-end" del sistema di early warning che consente oltre ad una visualizzazione in tempo reale di parametri sismici, l'interfacciamento con servo-meccanismi automatici per la disattivazione di impianti a rischio durante l'occorrenza di un evento sismico potenzialmente distruttivo. Consente all'utente tecnico o non specializzato di avere uno strumento informativo in tempo reale circa l'attività sismica di un'area ad elevato rischio di terremoti situata a distanze locali/regionali dall'edificio che ospita il sistema.

In particolare ALERT-ME è in grado di:

- rilevare l'occorrenza di un evento;
- localizzarlo e stimarne la magnitudo;
- stimare il danno atteso a scala regionale ed al sito che ospita il dispositivo;
- valutare il tempo disponibile per la messa in sicurezza di impianti o sistemi sensibili al danno da terremoto;
- notificare l'allerta ed attivare sistemi di allerta sonora nel sito presso cui è installato il dispositivo.

Rispetto ad altri dispositivi proposti nel mondo per l'allerta sismica preventiva, il sistema di monitoraggio, localizzazione e quantificazione della dimensione del sisma è operativo e affidabile in quanto si basa sull'elaborazione in tempo reale di dati provenienti da una rete di sensori ed acquisitori ad elevata tecnologia (rete ISNet) distribuiti su di un ampio territorio.

Di contro, il sistema di allerta ALERT-ME, va calibrato e sperimentato in una fase iniziale con l'utente potenziale.

La dimostrazione delle funzionalità, capacità e dei limiti di applicabilità del sistema ALERT-ME è effettuata attraverso una simulazione con sismogrammi teorici calcolati per eventi di magnitudo variabile, localizzati nell'area di interesse. Tali sismogrammi possono essere iniettati nel sistema, mediante una procedura di "playback" dei dati, che simula l'acquisizione in tempo reale dei segnali sismici. L'utilizzo di dati teorici, consente di valutare la performance del sistema di allerta in termini del tempo di "lead-time" (tempo utile per l'attivazione di procedure automatiche per la messa in sicurezza di impianti sensibili) disponibile al sito in cui è installato il sistema e dell'ampiezza massima dello scuotimento predetto, sulla base del quale vengono automaticamente attivati sistemi di allerta sonori o altri meccanismi di messa in sicurezza degli impianti sensibili.

Le metodologie che costituiscono la base teorica sui cui si fonda il sistema ALERT-ME sono quelle illustrate nei capitoli di questo volume.

Principio di funzionamento

ALERT-ME è un sistema di analisi e visualizzazione collegato, tramite linea di connessione veloce, ad una rete sismica da cui riceve in continuo i dati da elaborare. Tramite un software pre-installato ALERT-ME analizza in continuo i dati ricevuti per visualizzare, tramite mappe geografiche e semplici ed intuitive rappresentazioni grafiche, le informazioni rilevanti sulle caratteristiche dei terremoti che avvengono nell'area di interesse su quattro schermi. Le informazioni visualizzate sugli schermi dipendono dalla modalità di funzionamento: divulgazione o allerta sismica. I primi tre terminali sono comuni ad entrambe le modalità, il quarto caratterizza la specifica modalità. Inoltre, nella modalità allerta sismica, le informazioni sono disponibili in forma codificata anche su porta seriale.

La caratteristica principale del sistema è la capacità di rilevare i terremoti distruttivi, discriminare dal rumore il treno d'onda P prodotto dal terremoto, analizzarne i primi secondi, stimarne la grandezza (magnitudo, M) e l'ampiezza delle onde sismiche distruttive attese al sito (in termini di PGA, Peak Ground Acceleration, o intensità strumentale, I) alcuni secondi prima che queste raggiungano il sito stesso. Tale predizione può essere estesa a qualsiasi punto dell'area interessata dalla rete. Nella modalità di allerta sismica preventiva l'informazione relativa a M e PGA può es-

sere utilizzata per attivare, in modo automatico, senza l'intervento di un operatore, sistemi e procedure per la messa in sicurezza di impianti a rischio. Sarà quindi cura del cliente interfacciare il sistema ALERT-ME ad un proprio sistema di messa in sicurezza (es. chiusura di una valvola, arresto di macchinari, interruzione di erogazione di energia elettrica, ecc.).

Le stime di M e PGA sono effettuate in tempo reale ad intervalli di tempo regolari (ogni secondo) man mano che il dato sismico è acquisito dal sistema. M e PGA sono calcolati con procedure probabilistiche che associano ad ogni valore la relativa incertezza. Con lo scorrere del tempo, man mano che più dati sono acquisiti, le stime diventano più affidabili con sempre minore incertezza. Sarà l'utente, in base alla specifica applicazione, che stabilirà il livello accettabile di incertezza per effettuare l'azione prevista dal sistema ALERT-ME. I valori di M e PGA con le incertezze associate sono trasmesse in continuo ad intervalli di tempo regolari (ad esempio ogni secondo) tramite segnale codificato su porta di uscita seriale.

Al momento dell'installazione il cliente deve selezionare dopo quanti secondi dal riconoscimento di un'onda sismica P di un terremoto distruttivo è accettabile il valore stimato di M e PGA. Questo dipende da due fattori:

- 1. distanza dalle probabili zone sismogenetiche (che fissa il tempo di arrivo dell'onda sismica distruttiva delle onde S rispetto al momento di riconoscimento dell'onda P).
- 2. grado di errore accettabile dei parametri stimati. Dipende dal valore o importanza dell'azione che viene effettuata.

Queste informazioni oltre ad essere fornite in continuo, tramite segnale codificato, sulla porta seriale, sono anche rappresentate graficamente sullo schermo che illustra il funzionamento del sistema in modalità di allerta sismica. In questo modo è possibile, in caso di evento sismico di interesse, valutare visivamente, a posteriori, le prestazioni del sistema, verificando l'evoluzione temporale delle stime dei parametri sismologici di interesse, gli errori associati e i tempi di intervento. Inoltre, ciò permette di verificare la validità dei parametri di soglia selezionati per l'effettuazione dell'azione di messa in sicurezza, consentendone una corretta taratura. Infine, poiché le procedure di analisi sismologiche sono attive anche per piccoli terremoti, sarà possibile verificare i valori dei parametri sismologici di interesse anche per eventi sismici che, in base ai valori soglia preselezionati, non hanno fatto attivare le procedure di messa in sicurezza.

Risulterà, pertanto, un utile sistema per la verifica del corretto funzionamento delle procedure di allerta e per la taratura dei livelli di soglia delle specifiche azioni da intraprendere da parte del cliente.

La rappresentazione delle informazioni sui tre schermi comuni, derivanti dalla modalità di funzionamento esclusivamente informativa e da quella di allerta, deriva sia da elaborazioni effettuate direttamente dal software pre-installato nel sistema ALERT-ME che da informazioni acquisite tramite interrogazioni automatiche alle principali agenzie sismologiche nazionali ed internazionali. Infatti, come precedentemente spiegato, ALERT-ME fornisce parametri sismologici per terremoti che avvengono in un'area di interesse della rete sismica. Per aree esterne, queste informazioni saranno integrate con quelle fornite di routine dalle agenzie specializzate.

Specifiche tecniche

Per la componente hardware, ALERT-ME è costituito da un personal computer modello desktop, di tipo commerciale, equipaggiato con



quattro schede grafiche e quattro monitor. Una scheda di rete assicura la connessione tramite ADSL alla rete sismica. Inoltre, per garantirne il funzionamento anche in casi di interruzione dell'energia elettrica, è necessario che sia alimentato tramite gruppo di continuità.

L'originalità ed il punto di forza del sistema è rappresentato dal software di analisi dei dati sismologici utilizzato, che deriva dall'esperienza maturata nello sviluppo delle rete sismica ISNet. Le metodologie di analisi sviluppate per la realizzazione del sistema ALERT-ME sono implementate in ambiente LabView.

Nelle due pagine seguenti è riprodotta la scheda informativa utilizzata per la partecipazione al Premio Nazionale Innovazione (PNI) 2008.

estremamente **ALERT-ME**è affidabile,

con bassissime probabilità di falso funzionamento è requisito essenziale allarme, adatto ad applicazioni anche per i più complessi sistemi industrial o di trasporto dove l'affidabilità di

e di facile comprensione consente luoghi aperti al grande pubblico che sono impegnati in attività divulgative inoltre la sua installazione in tutti i La grafica accattivante e di formazione



Università degli Studi di Napoli Federico II Gaetano Festa unio lervolino Aldo Zollo

Sonia Sorrentino



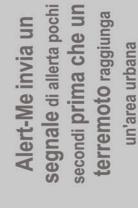
Francesco Sacerdoti

Luca Elia Claudio Martino









Via Diocleziano, 328 80124 - Napoli (NA)







possono bastare per avviare le n caso di terremoto anche sicurezza impianti industriali a rischio e il procedure di emergenza che mettono in personale che lavori in zone soggette a poche decine di secondi danneggiamento.

duplice funzionalità: da un lato può essere impianti industriali o infrastrutture a rischio strumento di informazione e divulgazione sul rischio sismico e sulle possibili azioni utilizzato per la protezione preventiva di ALERT-ME è un sistema di controllo ed elaborazione dati in tempo reale dalla durante un terremoto, dall'altro è uno per mitigarne gli effetti

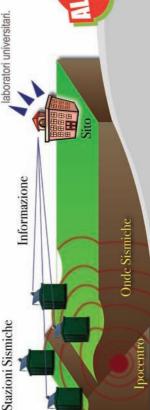
protezione di impianti Come sistema per la durante i terremoti

terremoto in corso ed è in grado di stimare ALERT-ME è un dispositivo collegato ad dalla sorgente, con un anticipo di decine di secondi rispetto all'arrivo delle onde più riceve in tempo reale i dati relativi ad un il suo potenziale distruttivo a siti distanti nell'area sorgente dei terremoti, da cui una rete di sensori sismici dislocata distruttive. E' un sistema efficace ed affidabile per la erremoto stesso: incendi, crolli, fughe di automatiche, di impianti o apparecchiature, e per la riduzione del danno prodotto direttamente da un evento sismico messa in sicurezza, tramite azioni disastroso o dagli effetti indotti dal sostanze tossiche

Come info-point sui terremoti

visualizzazione di parametri del moto del simulazioni di terremoti storici da catalogo. suolo in tempo reale, è uno strumento interattivo di informazione sul rischio sismico che permette di effettuare ALERT-ME, nella sua modalità di

sull'attività sismica del proprio territorio e didattica interattiva da svolgersi nelle classi dei licei, come nei musei scientifici o nei E' modulare, aggiornabile, utile per una di sensibilizzazione alle problematiche E' uno strumento di informazione connesse ai fenomeni sismici.



pocentro

Overview of the earthquake early warning system development in Southern Italy

Giovanni Iannaccone, Aldo Zollo, Antonella Bobbio, Luciana Cantore, Vincenzo Convertito, Margherita Corciulo, Martino Di Crosta, Luca Elia, Antonio Emolo, Gaetano Festa, Iunio Iervolino, Maria Lancieri, Claudio Martino, Claudio Satriano, Sonia Sorrentino, Tony Alfredo Stabile, Maurizio Vassallo, Emanuel Weber

Introduction

In 2005, with the financial support of the government of Regione Campania, the development of the local seismic network in the southern Apennines started. This is known as ISNet, the Irpinia Seismic Network, and it is designed around two main concepts: (i) to provide high quality data for studies relating to seismogenic faults in the area; and (ii) to test a prototype system for earthquake early warning and post-event warning for the protection of strategically relevant infrastructure in the Campania region.

ISNet was set-up to acquire strong-motion records of large earthquakes near to their source, along with very low magnitude local events, and records of distant earthquakes (teleseisms). Consequently, each seismic station is equipped with an accelerometer and a short-period seismometer; furthermore, selected sites are equipped with broad-band sensors.

To realize an earthquake early-warning system that is reliable and as robust as possible, we considered several constraints in the planning stage of the hardware of the network. Examples here include redundancy in the telecommunication pathways, so as to avoid data loss in the case of failure of a radio link, and the storing and analysis of data, which are performed on different sites distributed throughout the area of the network. This has been realized by organizing the network into 'sub-nets', each of which is managed by a data concentrator (LCC, Local Control Center).

Each node of the network can process and analyze the seismic waveforms acquired in real-time, and can provide the measured quantities to its closest LCC. As more stations record a seismic signal, the new measurements are sent to and processed by the LCCs, which cross-check the information coming from the different stations. This provides an output of progressively refined estimations of the earthquake location and magnitude, along with the associated uncertainties.

Similarly, to ensure the reliability of the final results, we have combined different methodologies for the performing of the main analysis for early-warning purposes, and we have developed software for real-time monitoring of the functional status of the main components of this seismic network (Elia et al., 2009). This monitoring will allow the early-warning system to be closely managed, to maintain its functionality. The software is thus now in use by the staff of ISNet, to manage, monitor and maintain the instrumentation, and by researchers, to access, analyze and edit the seismic data that is being acquired. It also constitutes the means through which the seismogram recordings and the data produced are made available to scientific users.

This chapter describes the characteristics of this earthquake earlywarning system that has been developed and is now under testing in southern Italy, providing the technical aspects of its core infrastructure, the ISNet, and describing its functional modalities.

ISNet layout and instruments

ISNet is a high dynamic range, dense seismographic network, that has been deployed in southern Italy, along the Campania-Lucania Apennines (Weber et al. 2007). The network covers an area of about 100 km \times 70 km, over the active seismic faults system that generated the 1980, M = 6.9, Irpinia earthquake (Figure 1).

ISNet is primarily aimed at providing an alert to selected target sites in the Campania Region upon the occurrence of moderate to large earth-quakes (M>4), and to promptly compute regional ground-shaking maps.

ISNet is currently composed of 28 seismic stations and five LCC data storage and processing sites. All of the stations are equipped with a strong-motion accelerometer (Güralp CMG-5T) and a three-component velocity meter (Geotech S-13J), with a natural period of one second, thus ensuring a high dynamic recording range. Five stations feature a broad-



Figure 1. The ISNet network in Campania-Lucania Apennine (Southern Italy). Green squares indicate seismic stations. Yellow lines symbolize wireless radio links between each seismic station and its nearest Local Control Center (LCC, blue circles). Gray lines repres represent higher bandwidth, wireless connections among LCCs and the Network Control Center (red star). The latter transmission system is conceived as a redundant double ring.

band velocity meter (Nanometrics Trillium, 0.025-50~Hz), to record regional and teleseismic events and to provide useful data for analysis of ambient seismic noise, which is aimed at obtaining a shear-wave velocity model of the region. The full recording dynamic range is \pm 1g, and the sensitivity is sufficient to record M 1.5 events at a distance of more than 40 km.

The seismic stations are housed in shelters, each of which is equipped with two solar panels and two batteries. The data acquisition from the six channels is performed by a Linux based embedded computer (74 MHz ARM CPU), connected to a GPS receiver, and with a removable Compact Flash card (5 GB) for local data archiving. The data logger from each station communicates with its closest LCC through the Wi-Fi directional antennae and a wireless bridge. Sensor data is thus continuously transmitted to remote servers too, for further archiving and processing. Each station also houses a programmable device that is equipped with a GSM modem, to send environmental data from the shelter (battery levels, open door, fire alarm) in the form of text messages, either automatically or on demand.

The stations are positioned within two imaginary concentric ellipses, about 10 km apart, with their major axes parallel to the Apennine chain. In the outer ellipse, the average distance between stations is 20 km, in the

inner ellipse it is 10 km. The network topology features multiple star-shaped sub-networks, with a few stations and an LCC at their center. This ensures a fast and robust distributed data analysis, through the multiple processing nodes, and a redundant and fully digital communication infrastructure: a wireless radio link between each seismic station and its nearest LCC; a higher bandwidth wireless backbone (under deployment) between LCCs; redundant connections between the LCCs and the network control center (NCC), located in Naples (Figure 1).

Finally, before installation, the sensor/data-logger pairs were fully calibrated for single-channel responses by an automated process. This calibration covers the entire frequency spectrum, and uses the LabVIEW/MatLab software package that provides the transfer function in graphical mode and in terms of poles and zero.

Real-Time Data Transmission System

ISNet has a distributed star topology and it uses different type of data transmission systems.

The seismic stations are connected via spread-spectrum radio bridges to the LCCs. Data transmission between LCCs from the local control center to the network control center in Naples is performed through different technologies and media types as shown in Table 1.

To transmit waveforms in real time from the seismic stations to the LCCs, a pair of outdoor Wireless LAN bridges operating in the 2.4 GHz ISM band are used. Preliminary tests have shown that these instruments operate continuously without any radio link failure due to adverse weather conditions (snow, heavy rain).

The two primary backbone, data communication systems of the central site use Symmetrical High-speed Digital Subscriber Line (SHDSL) technology over a frame-relay protocol. Frame relay offers a number of significant benefits over analogue and digital point-to-point leased lines. With the latter, each LCC requires a dedicated circuit between the LCCs and NCC. Instead, the SHDSL frame relay is a packet-switched network, which allows a site to use a single frame-relay phone circuit to communicate with multiple remote sites through the use of permanent virtual circuits. With virtual circuits, each remote site is seen as part of a single private LAN, simplifying IP address scheme maintenance and station monitoring.

Table 1. Specification of the ISNet data communication links.

Туре	Frequency (GHz)	Bandwidth (Mbps)	# Number Stations	r of LCCs	Comments
Spread spectrum Radio	2.45	54	273	-	Throughput around 20-24 Mbps for links between 10-15 km (based on ethernet packets with an average size of 512 bytes)
Ethernet	-	100	2		Stations connected with ethernet cable to LCC infrastructure
Wireline SHDSL over Frame Relay	-	2.048	-	2	At the central site (RISSC) the CIR¹ is maximum 1.6 Mbps depending upon number of PVCs². At the remote (LCC) site the bandwidth is 640/256 kbps with CIR of 64kbps in up and download, over ADSL with ATM ABR service class
Microwave Radio SDH	7	155	-	6	Carrier-class microwave link. Connect six LCC with 155 Mbps (STM-1) truly full bandwidth available. First link constructed for early warning applications
Microwave Radio HyperLAN/2	5.7	54	-	2	The true usable maximum throughput of HiperLAN/2 is 42Mbps

 $^{^{\}rm 1}$ CIR Committed Information Rate. $^{\rm 2}$ PVC permanent virtual circuit. $^{\rm 3}$ Not included stations hosted by LCCs.

Each seismic site has a real-time data flow of 18.0 kbps (at a 125-Hz sampling rate for each physical channel), and the overall data communication bandwidth that is needed is around 540 kbps for 30 stations. ISNet supports this throughput under the worst conditions seen and it has been designed to guarantee further developments, such as the addition of further seismic or environmental sensors, without the need for larger economic and technological investment.

Real-time data management

The real-time data management and analysis of ISNet is realized through several levels that match the physical structure of the network (Figure 2). The first level is the data logger, where the signal is digitized and time-stamped. From each single physical channel, the data logger can provide several virtual channels, with different sampling rates.

Each data logger uses the SeedLink protocol (http://www.iris.edu/data/dmc-seedlink.htm) to send a real-time waveform data stream to the associated LCC. This runs the SeisComP software (Hanka et al. 2001), which acts as a hub for data collection and distribution. Indeed, external users can obtain real-time data streams from ISNet stations by connecting to one or more LCCs, using the SeedLink protocol. On top of SeisComP, each LCC runs the Earthworm real-time analysis software (Johnson et al. 1995), which processes data streams and performs filtering and automatic P-phase picking. The permanent storage for data streams managed by Earthworm is performed at each LCC using the Winston Wave Server software package (http://www.avo.alaska.edu/Software/winston/W_Manual_TOC.html). This software keeps a MySQL database of continuous waveforms and provides segments of data on request. Moreover, Winston can serve a request for several days worth of data as an image (helicorder), and for the day-to-day monitoring of the stations. Since just an image is sent from the LCC to the requesting client, and not the actual data, this feature helps save bandwidth.

An Earthworm installation running at the NCC performs the event detection. This centralizes all of the phase readings coming from the LCCs and performs phase association and event location using the "binder" module. The binder computes the time difference between every pair of P arrivals and performs a back-projection of this value, to search for a volume within a spatial grid where the hypocenter is likely to be. When four or more consistent arrival times are detected, a new event is declared. After its declaration each event is relocated by an L1-norm, linearized algorithm, which uses the previously determined hypocenter as its starting point. If new arrivals enter the binder, these are first checked against the active events, or, should it be the case, used to declare a new event.

The waveform and parametric data (source location and origin time) for each event detected are stored in a database, the details of which are provided in the next sections. The automatic event detection is at the basis of our near real-time analysis system, which will be discussed hereinafter.

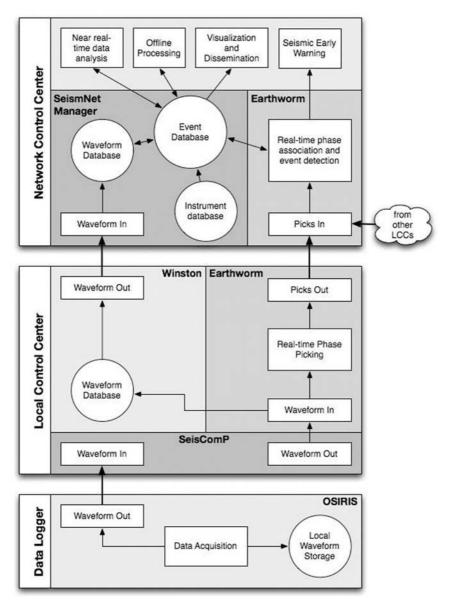


Figure 2. Real-Time data management at the ISNet is organized into three logical layers, which follow the physical structure of the network. The base layer is the data-logger, where the ground motion signal is digitized, time stamped and sent over a network connection. The middle layer is the Local Control Center (LCC) where real-time analysis is performed on data from the attached stations. Furthermore each LCC maintains a waveform database for local stations. The top layer is the Network Control Center (NCC), where phase association and event detection is performed and where the network-wide database is kept. Also the NCC provides facilities for other applications (seismic early warning, near-real time processing, etc.) and for end users.

The ISNet near real-time analysis system

The Earthworm seismic management software that runs at each LCC and at the NCC is capable of real-time analysis. It provides a number of modules to perform common tasks, like estimating the local magnitude or measuring the peak ground values for ground shaking-map computation. However, implementing a new feature as an Earthworm module is not a trivial task, since it requires a good knowledge of the C programming language and a careful handling of the input/output routines.

For this reason we decided to make use of Earthworm up to the automatic event detection (performed at the NCC by the "binder_ew" module), while we designed a custom, near real-time, system for computation of earthquake source parameters and ground-shaking maps. The basic idea behind this system is that a seismologist who is able to write the computer code to analyze off-line data could easily make his work part of a near real-time processing chain, regardless of the programming language he uses and without entering into the details of the input/output strategies. We based our system on three key concepts: simplicity, flexibility and extendibility. An outline of the ISNet near real-time analysis system is shown in Figure 3.

The system is structured as a processing chain, where each module is executed once the previous one terminates. The chain is launched every 2 min: the next instance of the chain can process a new event while the previous event is still processed by the earlier instance. The modules can be logically divided in two families:

- Core modules. These are designed to interact with Earthworm, to: build a list of events (00_parse_events); keep track of the P-arrival times used for event association (01_parse_picks); and download event waveforms from the Earthworm wave server and save them as sac files (02_get_traces and 06_get_full_traces). Core modules are connected to the underlying network management system and need to be replaced by equivalent modules if a different system is used.
- User defined modules. These modules only rely on the existence of an event file (with event id, and location, as reported by the binder), a pick file, and the waveforms (in sac format) associated to each event.

All of the modules are written as Linux Bash shells, although this is not mandatory. Several modules make use internally of sac macros, awk scripts and/or custom Fortran code.

00_parse_events	Maintains a list of events generated by the Earthworm's binder, which includes event id, geographic coordinates and toponym.		
01_parse_picks	Maintains, for each event a list of P-arrival times used by the binder for the association.	Core system	
02_get_traces	Downloads from the Earthworm's wave server the traces corresponding to each detected event and stores them in sac format.		
03_run_mag	Computes local magnitude.	User defined modules	
04_sendmail	Reports via email earthquake location (coordinates and toponym), magnitude and peak ground values recorded at the stations.		
05_spectra	Computes S-wave displacement spectra. Spectra are then modeled to compute seismic moment, corner frequency, stress drop and source radius.		
06_get_full_traces	Retrieves traces from stations not associated by the binder.		
07_grsmap	Computes the ground shaking map and the estimated instrumental intensity map.	User defined modules	
08_foc_mec	Computes the focal mechanism.		

Figure 3. Scheme of the near real-time analysis procedure at the ISNet. The procedure is organized as a chain where each module is activated after the previous one. The whole chain is run every 2 minutes; several chains can run in parallel. The modules are logically divided into two families: "Core system", which comprises modules that interact with the underlying Earthworm system, and "User defined modules".

The results of the automatic analyses are published on an interactive web page, called "ISNet Bulletin" (Figure 4).

This page is designed around a Google map, which covers the upper half of the page, and shows the event locations and the stations. The default view is centered on ISNet, but it is possible to zoom in and out. The second half of the page shows a table view of the events, with the asso-

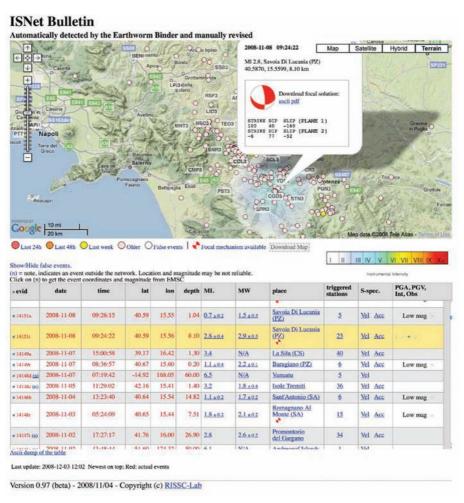


Figure 4. The "ISNet Bulletin" interactive web page. Circles in the Google map on the upper half of the page represent events detected by the system. The events, with the associated parameters, are reported in the interactive table on the second half of the page. Additional information for each event is reported in the map or in a pop-up page by simply clicking on one or more parameters of the event. As an example, the instrumental intensity and the detailed information, including focal mechanism, for a ML = 2.8 event are displayed.

ciated parameters. The fields are: event id, origin date, origin time, latitude, longitude, depth, ML, MW, place (toponym), number of triggered stations, S-displacement spectra, and ground-shaking maps. The methodologies used to compute all of these parameters are explained in the following paragraphs.

Some of these entries are clickable, and provide additional information. For instance, clicking on the number of triggered stations pops up a window with the recorded waveforms, while for a click on the place name, a balloon appears on the map with detailed information of the event. This includes origin time, ML, location, and focal mechanism if available. Finally, the controls in the last column allow you to display the ground-shaking map on a Google map, for peak ground acceleration (PGA), peak ground velocity (PGV) and instrumental intensity, or a plot of the measured peak ground values.

Software for the hardware and data management

To manage all of the hardware comprising ISNet, the software systems that are running and the data produced by the network, we have developed a custom application: SeismNet Manager. This application acts as a high level, web-based graphical front-end to the network, for internal full management of ISNet, as well as for external users who are interested in the seismological data acquired (Elia et al., 2009).

SeismNet Manager provides an instrumental and seismological database to keep track of the hardware components that comprise the network, and of the data they produce. The application fulfills the following needs:

- to keep an inventory and to store the details of the components that constitute a seismic network, including: station sites, sensors, loggers, communication and generic hardware, and servers;
- to keep a history of the installations and configurations of these components, and of their mutual connections;
- to perform real-time monitoring of the devices: retrieving their internal variables, and detecting "health" problems and assessing the quality of their output, thus producing alarms and information that complement the seismic data;
- to manage the seismic data produced by the network. These data are either automatically retrieved, e.g. events from bulletins, automatically detected events, and related waveforms, or manually inserted by the

- researchers, e.g. arrival times, alternative event magnitudes and locations, and focal mechanisms;
- to perform some routine tasks on the seismic data, such as inspection, filtering, picking and flagging;
- to offer a graphical, web-based interface to the staff of the network for inserting, editing, searching, downloading and displaying all of this information (as tables, graphs, maps, waveform plots, 3D renderings).

SeismNet Manager is implemented through open technological components, and can roughly be broken down into these main components:

- the web application, that provides the user interface, controls the hardware monitoring, and offers various tools to edit and display data. It is composed of *JavaServer Pages* code (run by Apache Tomcat¹), and Java programs and applets;
- a relational database for both instrumental and seismic data, implemented in *PostgreSQL*²;
- several small programs, written in various languages, called agents. Each
 agent is in charge of communicating with a different type of hardware that is deployed as part of the network. The real-time hardware
 monitoring is implemented through this plug-ins based approach;
- procedures for the automatic acquisition of waveform data, from heterogeneous data sources such as logger disks, Earthworm servers, and FTP servers.

In the following paragraphs the management of the hardware forming ISNet is initially described, followed by the management of the data produced.

Hardware Management

Through SeismNet Manager, it is possible to create a new object belonging to one of several hardware types (e.g. logger, sensor, server) and to fill in the details of that physical object. Some details are common to any hardware type, e.g. model name, serial number, inventory number, vendor name. Other fields are specific to each class of object e.g. number of channels of a data

¹ http://tomcat.apache.org

² http://www.postgresql.org

logger, physical quantity recorded by a sensor. It is then possible to create stations and LCCs, and communication lines between them, and to install devices at each site. A hardware-specific configuration corresponds to each installed device, and a series of connections with other nearby devices. A database of the entities mentioned, each valid from a start date to an optional end date, records all of the details of the ISNet hardware at any instant in time.

To complement this "static" knowledge that is manually entered by the administrators of the network, there exists a hardware monitoring layer, which analyzes the internal state and working conditions of the hardware. Devices with an IP address, such as loggers, servers and communication hardware, are routinely queried for their most significant internal variables, to identify "health" problems. Typical variables are the power supply voltage of a device or its internal temperature, the disk space in a server, or the data-flow parameters from a logger.

The queried variables, as well as the communication protocol, in general depend on the hardware type (and brand). For this reason, the interrogations are carried out by several apposite external programs called *agents*, one for each hardware class. The hardware monitoring is configured by choosing the target devices, the agents to be used with them, and the starting times and frequencies of the interrogations. Additionally, each station features a programmable GSM phone terminal that is connected to several environmental sensors in the shelter, e.g. the door, batteries level, smoke sensor. This sends a text message whenever one of the thresholds is met.

All of the internal variables and the gathered information on the state of the instrumentation are stored in the database, and can be shown as tables or graphed directly in the browser.

The front page of SeismNet Manager (Figure 5) is meant to convey the state of the whole network at a glance. It consists of a map with stations, LCCs, and communication lines. Overlaid on each station are: a color-coded overall state; the installed sensors and their working conditions; icons for any problem detected by the hardware monitoring agents or messages sent by the station.

Events, waveforms and seismic data

SeismNet Manager contains a seismological database that keeps track of the seismic events detected by the network, with the associated metada-

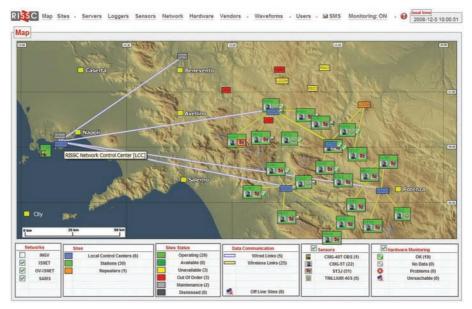


Figure 5. The map page of SeismNet Manager, showing the current overall state of ISNet. We can see: the Local Control Centers (in cyan), the stations (with a color coded working condition), the installed sensors (evidenced by a red outline if they have problems), the data links (high bandwidth ones are thicker), the alarms sent by the stations (mail icons), the internal state of the hardware (tick sign if all is well, blinking alert or no-connection icon otherwise).

ta and waveforms recorded by the sensors. The main source of events is the automatic earthquakes detection system that runs at each LCC, implemented in Earthworm. Upon detecting an event, the earthquake metadata (location, magnitude estimation, focal mechanism) is sent to SeismNet Manager. For events that are not automatically detected, such as regional and teleseismic ones, SeismNet Manager makes use of alert messages and bulletins produced by national and international seismological agencies.

New events signaled to SeismNet Manager are first tested against some rather conservative magnitude and distance thresholds, to filter out too distant or too weak earthquakes. Then the procedures for automatic waveform data retrieval from the stations are activated. These procedures exploit several waveforms sources (e.g. Earthworm servers, mass storage in the data loggers, FTP servers with manually obtained data) to retrieve the sensor signals, in a time window that includes the expected recording of the event at each site. To determine the seismic stations and time window to retrieve data from, the procedures take into account: the

sensor type (e.g. only broad-band sensors for teleseismic events); the P-wave arrival time at each station, estimated using the IASPEI travel-time tables³ for regional and teleseismic events, or a custom velocity model for local events; the earthquake time length duration, computed through a regression law between magnitude and duration (for local and regional events), or other criteria based on distance and magnitude (teleseisms).

Each waveform entering the system is converted into a uniform file format. We chose the SAC⁴ file format (Seismic Analysis Code, from Lawrence Livermore National Laboratory), with the file header filled with the details of the associated event, the estimated arrival time, the originating site and instruments that recorded the data. A data quality parameter is also assigned to each waveform, automatically computer-evaluating the signal to noise ratio of the signal level of the recorded earthquake compared to the noise level before the event. Users can then search events and waveforms by defining multiple search criteria on a web page (Figure 6).

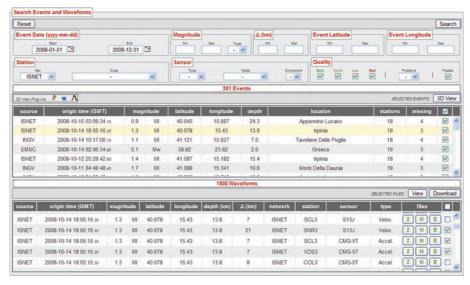


Figure 6. Events and waveforms can be searched using this interface. Events can be filtered for origin time, location, magnitude and distance to the stations. Waveforms can be filtered for seismic network, station, sensor and data quality.

³ http://www.iris.edu/pub/programs/iaspei-tau

⁴ http://www.iris.edu/software/sac

Events can be filtered for time and location, magnitude value and type, and epicentral distance. Waveforms can be filtered for station, sensor type and model, and component and quality. Waveforms recorded by a sensor flagged as having issues can be filtered out. Additionally, it is possible to filter out all of the three components from a sensor, whenever even a single component has a quality below that requested.

The waveforms matching the search criteria, and the associated metadata, can be downloaded as a compressed archive, or viewed and manipulated through the *SeisGram2K*⁵ Java applet (Figure 9). The matching events can be rendered as an interactive 3D scene, using a browser plugin for VRML files (Virtual Reality Modeling Language) (Figure 7).

All of the data associated with a seismic event can be displayed and edited through either web pages or java applets. In a typical session, a logged in user will:

 display the waveforms associated to a seismic event with SeisGram2K, including the estimated arrival times, as computed when the waveform was inserted;

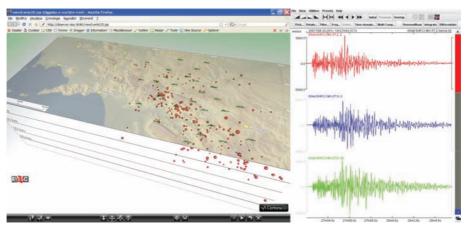


Figure 7. Events can displayed as an interactive 3D rendering in the web browser (left). Waveforms can be viewed and processed through the *SeisGram2K* Java applet (right). The parametric information associated to the waveforms (e.g. picks) can also be edited through this applet.

⁵ http://alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html

- manually revise these picks;
- submit changes to the system (by clicking a button). This will automatically compute a new earthquake location, magnitude, and focal mechanism. The system retains the previous values and keeps track of the author and timestamp of each change, making it easy to choose among several authors, or to revert to previous solutions.

A demonstration tour of SismNetManager can be found here: http://dbserver.ov.ingv.it:8080.

Off-line magnitude estimations

For ISNet, different methods of estimating magnitudes are operative. We have developed a local magnitude scale to provide external general information on the seismicity of the area (Bobbio et al.,2009), and we routinely evaluate the moment magnitude for seismological studies on the source properties of the recorded events. One advantage of the Moment Magnitude scale is that unlike other magnitude scales, it does not saturate at the upper end. That is, there is no particular value beyond which all large earthquakes have about the same magnitude. For magnitudes smaller than about 3, local magnitudes significantly underestimate the moment magnitude (e.g. Deichmann 2006), due to inaccurate distance attenuation effects and instrumental corrections. Thus, according to the policy established by the USGS (http://earthquake.usgs.gov/aboutus/docs/020204mag_policy.php), when it is available, the moment magnitude is the preferred magnitude estimate for our network.

Finally, for seismic early-warning applications, we have developed a real-time, probabilistic and evolutionary algorithm for estimation of magnitude, RTMag (Lancieri and Zollo 2008), which is aimed at predicting the ground-motion intensity at a given target site. RTMag is explained in the following paragraphs.

Local Magnitude

The local magnitude scale has been developed from synthetic Wood-Anderson equivalent seismograms, using data recorded by ISNet (Bobbio et al. 2009). Wood-Anderson displacements are synthesized from the wa-

veforms recorded at the ISNet seismic stations, by removing the response curve of the specific instrument and by filtering according to the high frequency characteristic response of the Wood-Anderson torsion seismograph, with eigenperiod T = 0.8s, damping factor 0.8 and magnification V = 2800.

Data coming from horizontal components of short-period instruments and accelerometers of ISNet are initially integrated to provide effective displacement. The scaling law of amplitude, $\log A_0$ with the distance has been calibrated on a dataset of events recorded at the ISNet stations from January 2006 to June 2008, with the constraint that the magnitude of events with maximum amplitude of 1 mm is 3, at an epicentral distance of 100 km. Assuming a scaling with distance with the following functional form:

$$\log A_0 = n \log R + kR + \beta$$

where the logarithmic contribution mainly accounts for the geometrical spreading, while the linear term is referred to the anelastic attenuation. Minimizing the L^2 distance between observed amplitudes and predicted ones, according to the Ricther law, we obtain the following relation that is valid for the southern Apennines:

$$M_L = log A + 1.79 log R - 0.58$$

where A is the maximum amplitude, in mm, and R, the hypocentral distance in kilometers.

The local magnitudes of the earthquakes recorded at ISNet are computed as the algebraic means of the magnitude values estimated at each station. Generally, averaging over a larger number of stations (more than five) that explore a broader distance range, the estimated error is about 0.2-0.3 (Bobbio et al. 2009).

Moment Magnitude

The moment magnitude is derived from the estimation of the seismic moment through the non-linear inversion of the S-wave displacement spectra obtained by the spectral analysis of horizontal acceleration and the velocity records at the ISNet stations. Only the stations that have been used for automatic event location are included in the seismic moment determination. Based on the earthquake location parameters, a window of 5 s bracketing the theoretical S-wave arrival is selected on the horizontal ground velocity and acceleration records. The standard signal processing chain is performed using SAC code and it includes: (i) the mean and trend removal; (ii) the application of a cosine-taper; and (iii) a bandpass two-pole, zero-phase shift, and Butterworth filtering in two frequency bands, 1-50 Hz and 0.25-50 Hz, for the acceleration and velocity time series, respectively. The parameters for signal processing were chosen after preliminary tests that were aimed at optimizing the displacement spectral determination from acceleration and velocity records. The Fourier acceleration and velocity spectra are therefore obtained by Fast Fourier transform from which the displacement spectra are obtained by double and single division for the term ($i\omega$). The spectra obtained are smoothed using a three-point moving window. The displacement spectra of the horizontal components (NS and EW) are combined to build the spectral modulus:

$$|D(\omega)| = \sqrt{NS(\omega)^2 + EW(\omega)^2}$$

where ω is the angular frequency. The displacement spectra obtained are fitted to a theoretical model having the form (Boatwright 1980):

$$|D(\omega)| = \frac{\Omega_o}{(1 + (\omega/\omega_c)^2)^2} e^{-\frac{\omega t^*}{2}}$$

where Ω_0 is the low-frequency spectral level related to the seismic moment Mo (Aki and Richards 1980),

$$t^* = \frac{T_S}{Q_S} ,$$

 $\omega_{\rm c}=2\pi\,f_{\rm c}$, with $f_{\rm c}$ the corner frequency and the anelastic attenuation parameter, where T and Q are the S-wave travel-time and quality factor. The parameters Ω_0 , $f_{\rm c}$ and f^* are estimated by the non-linear inversion of displacement spectra, using the Levenberg-Marquardt (Kenneth and Levenberg 1994) algorithm implemented in GNUPLOT (http://www.gnuplot.info). This allows for best-fit estimations of parameters and related uncertainties. For each station, an estimate of the seismic moment is obtained assuming a homogeneous propagation medium (Aki and Richards 1980):

$$M_o = \frac{4\pi\rho v_S^3 R \Omega_o}{R_{\theta \omega} F_S}$$

where R is the hypocentral distance, $\rho = 2700 \text{ Kg/m}^3$ is the medium density, $v_S = 3000 \text{ m/s}$, $R_{\theta\phi} = 0.62$, as the average S-wave radiation pattern, and Fs = 2, as the free-surface correction factor. The final values of the seismic moment and the uncertainties are computed by averaging the values obtained from acceleration- and velocity-derived displacement spectra at each station analyzed. The average moment magnitude and the standard deviation are obtained by seismic moment estimates using the relationship:

$$M_W = \frac{2}{3} (\log_{10} M_o - 9.1)$$

where M_o is expressed in N m (Hanks and Kanamori 1979). The spectral parameters inferred from the displacement spectrum inversion also allow for the simultaneous determination of the source radius (Brune 1970):

$$(a = \frac{2.34}{2\pi} \frac{v_S}{f_c})$$

and stress drop (Keilis-Borok 1959):

$$(\Delta \sigma = \frac{7}{16} \frac{M_o}{a^3})$$

Real-time earthquake location and magnitude estimation for early-warning applications

Real-time earthquake location

The methodology is related to that of Horiuchi et al. (2005), which has been extended and generalized by a) starting the location procedure after only one station has triggered, b) using the Equal Differential Time (EDT) approach proposed by Font (2004) to incorporate the triggered arrivals and the not-yet-triggered stations, c) estimating the hypocenter probabilistically as a *pdf* instead of as a point, and d) applying a full, non-

linearized, global-search for each update of the location estimate (Satriano et al., 2008).

We assume that a seismic network has known sets of operational and non-operational stations (Figure 8a), that when an earthquake occurs, triggers (first P-wave arrival picks) will become available from some of the operational stations, and that there may be outlier triggers which are not due to P arrivals from the earthquake of interest.

Let's denote the operational stations as $(S_0, ..., S_N)$, and consider a gridded search volume V containing the network and target earthquake source regions, and the travel times from each station to each grid point (i, j, k) in V computed for a given velocity model.

The standard EDT approach states that, if the hypocenter $(\hat{i}, \hat{j}, \hat{k})$ is exactly determined, then the difference between the observed arrival times t_n and t_m at two stations S_n and S_m is equal to the difference between calculated travel times tt_n and tt_m at the hypocentral position, since the observed arrival times share the common earthquake origin time. In other words, the hypocenter must satisfy the equality:

$$(tt_m - tt_n)_{i,j,k} = t_m - t_n \qquad m \neq n \tag{1}$$

for each pair of triggering stations S_n and S_m . For a constant velocity model, this equation defines a 3D hyperbolic surface whose symmetry axis goes trough the two stations. Given N triggering stations, N(N-1)/2 surfaces can be drawn; the hypocenter is defined as the point crossed by the maximum number of EDT surfaces.

Following an evolutionary approach, the method evaluates, at each time step, the EDT equations considering not only each pair of triggered stations, but also those pairs where only one station has triggered.

Therefore, when the first station, S_n , triggers with an arrival at $t_n = t_{now}$ is the current clock time), we can already place some limit on the hypocenter position (Figure 8b).

These limits are given by EDT surfaces defined by the condition that each operational but not-yet-triggered station S_l will trigger in the next time instant, $t_l \ge t_n$. That is:

$$(tt_l - tt_n)_{i,i,k} = t_l - t_n \ge 0 \qquad l \ne n \tag{2}$$

On these conditional EDT' surfaces, the P travel time to the first triggering station tt_n is equal to the travel-time to each of the not-yet-trigge-

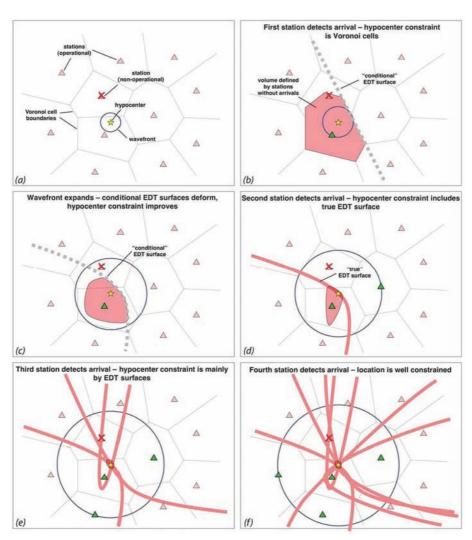


Figure 8. Schematic illustration of the evolutionary earthquake location algorithm. For clarity, only a map view with the epicentral location is represented. (a) Given a seismic network with known sets of operational and non-operational stations, we can define a priori the Voronoi cell associated to each station. (b) When the first station triggers, we can define a volume that is likely to contain the location, this volume is limited by conditional EDT surfaces on which the P travel time to the first triggering station is equal to the travel-time to each of the operational but not-yet-triggered stations. (c) As time progresses, we gain additional information from the stations that have not yet triggered, the EDT surfaces move towards and bend around the first triggering station, and the likely-location volume decreases in size. (d) When the second station triggers, we can define a true EDT surface; the hypocenter is on the intersection between this surface and the volume defined by the conditional EDT surfaces, which continues decreasing in size. (e) When a third station triggers, we can define two more true EDT surfaces, further increasing the constraint on hypocenter position. (f) As more stations trigger, the location converges to the standard EDT location composed entirely of true EDT surfaces.

red stations, tt_l , $l \neq n$. These surfaces bound a volume (defined by the system of inequalities) which must contain the hypocenter. In the case of a homogeneous medium with constant P-wave speed, this hypocentral volume is the Voronoi cell around the first recording station, defined by the perpendicular bisector surfaces with each of the immediate neighbouring stations.

As the current time t_{now} progresses, we gain the additional information that the not-yet-triggered stations can only trigger with $t_l > t_{now}$. Thus the hypocentral volume is bounded by conditional EDT surfaces that satisfy the inequality:

$$(t_l - t_l)_{i,j,k} \ge \delta t_{n,l} \qquad l \ne n \tag{3}$$

 δt is the time interval between the arrival time at station S_n and the latest time for which we have information from station S_b

$$\delta t_{n,l} = t_{now} - t_n \tag{4}$$

where t_n is the observed arrival time at station S_n .

The system (4) defines the volume, bounded by the conditional EDT surfaces, in which the hypocenter may be located given that, at current time t_{non} , only the station S_n has triggered. When $\delta t = 0$ the system (4) reduces to the system (3); for $\delta t > 0$, the hypocentral volume will be smaller than the previous one, since the updated, conditional EDT surfaces tend to fold towards and around the first triggered station (Figure 8c).

We interpret the hypocentral volume in a probabilistic way by defining, for each inequality in (4), a value $p_{n,l}(i,j,k)$ which is 1 if the inequality is satisfied and 0 if not. Then we sum the $p_{n,l}(i,j,k)$ over stations l at each grid point, obtaining a non-normalized probability density P(i,j,k), where P(i,j,k) = N-1 for grid points where all the inequalities are satisfied and a value less than N-1 elsewhere.

When the second and later stations trigger, we first re-evaluate the system (4) for all pairs of triggered stations S_n and all not-yet-triggered stations S_n . Secondly, we construct standard, true EDT surfaces [see eq. (2)] between each pair S_n , S_m of the triggered stations, by evaluating for each grid point the quantity:

$$q_{n,m}(i,j,k) = \exp\left\{-\frac{\left[(tt_n - tt_m)_{i,j,k} - (t_n - t_m)\right]^2}{2\sigma^2}\right\} \qquad n \neq m$$
 (5)

The expression between square brackets at the exponent is the standard EDT equation (2) whose solutions are quasi-hyperbolic surfaces; in practice all true EDT surfaces are given a finite width by including the uncertainty s in the arrival time picking and the travel-time calculation.

The quantity $q_{n,m}(i, j, k)$ has values between 0 and 1. We sum the $q_{n,m}(i, j, k)$ with the $p_{n,l}(i, j, k)$ obtained from the re-evaluation of (4) to obtain a new P(i, j, k).

Starting from P, we define a value:

$$Q(i,j,k) = \left(\frac{P(i,j,k)}{P_{\text{max}}}\right)^{N} \tag{6}$$

which forms a relative probability density function (pdf, with values between θ and θ) for the hypocenter location within the grid cell (i, j, k). The function Q(i, j, k) may be arbitrarily irregular and may have multiple maxima.

At predetermined time intervals, we evaluate (4) and (6) to obtain Q(i, j, k) in the search volume, using the Oct-tree importance sampling algorithm (Curtis and Lomax, 2001; Lomax, 2005; http://www.alomax.net/nlloc/octtree). This algorithm uses recursive subdivision and sampling of rectangular cells in 3D space to generate a cascade structure of sampled cells, such that the spatial density of sampled cells follows the target function values. The Oct-tree search is much faster than a simple or nested grid search (factor 10-100 faster) and more global and complete than stochastic search methods algorithms such as simulated annealing and genetic algorithms (Curtis and Lomax, 2001). For each grid point, an origin time estimate can be obtained from the observed arrival times and the calculated travel times.

As more stations trigger, the number of not-yet-triggered stations becomes small, and the location converges towards the hypocentral volume that is obtained with standard EDT location using the full set of data from all operational stations (Figure 8d-f).

If there are uncorrelated outlier data (i.e., triggers that are not compatible with P arrivals from a hypocenter within or near the network), then the final hypocentral volume will usually give an unbiased estimate of the hypocentral location, as with standard EDT location. However, if one or more of the first arrival times is an outlier, then the earliest estimates of the hypocentral volume may be biased. Synthetic tests have shown that, if Nout is the number of outlier data, the bias reduces significantly after about 4+Nout arrivals have been obtained, and then de-

creases further with further arrivals, as the solution converges towards a standard EDT location (Satriano et al., 2008).

We performed several synthetic tests using the geometry of ISNet network. For each simulated event, we computed theoretical arrival picks using travel times obtained by the finite difference solution of the eikonal equation (Podvin and Lecomte, 1991) for a 1D, P-wave velocity model. To reproduce uncertainties introduced by the picking algorithm, we add to each arrival time a random error following a Gaussian distribution with a variance of 0.02 s.

Here we use P picks only since currently most networks have poor capability to perform real-time S picking. Our test consider an earthquake occurring at the center of the network at a depth of 10 km (Figure 9) and an earthquake occurring outside the network at a depth of 10 km (Figure 10).

Each panel in Figures 9 and 10 is a snapshot at a given time showing the marginal map (i.e. summed over x, y or z) for Q(i,j,k) along the horizontal and the two vertical planes. The star shows the known, synthetic hypocentral location. In the first case, two seconds after the first trigger (5.03 seconds from the event origin), 9 stations have triggered and the location is already well constrained for early warning purposes.

In the second case, at Dt = 11.76 s, 2 seconds after the first event detection, the constraint on the location *pdf* improves further, but the *pdf* retains an elongated shape because of the poor azimuthal coverage of the network for this event. The event depth is only constrained by an upper bound, but the depth range includes the true value.

The real-time magnitude estimation method

The real time and evolutionary algorithm for magnitude estimation presented in this paragraph is based on a magnitude predictive model and a Bayesian formulation. It is aimed at evaluating the conditional probability density function of magnitude as a function of ground motion quantities measured on the early part of the acquired signals (Iervolino et al., 2006).

The predictive models are empirical relationships which correlate the final event magnitude with the logarithm of quantities measured on first 2-4 seconds of record.

The first prediction model, based on the predominant period of P-phase (τ_p) , has been introduced by Allen and Kanamori (2003). Recently,

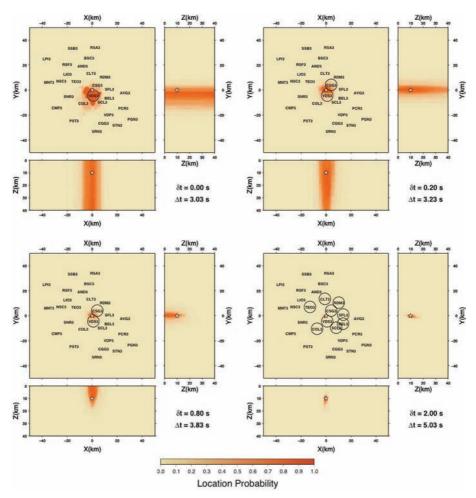


Figure 9. Location test for a synthetic event occurring at the center of the Irpinia Seismic Network (ISNet). The three orthogonal views show marginal values of the probability function Q(i,j,k). The true hypocenter is identified by a star. δt is the time from the first trigger, Δt is the time from event origin. For each snapshot, stations that have triggered are marked with a circle.

Wu and Zhao (2006) showed the existence of a correlation between magnitude, distance and peak displacement measured in a 2-4 sec window after P-phase.

Zollo et al. (2006, 2007) refined this correlation and extended the observation on the peaks measured in 2 seconds after the S-phase arrival through the analysis of the European and Japanese strong motion data-

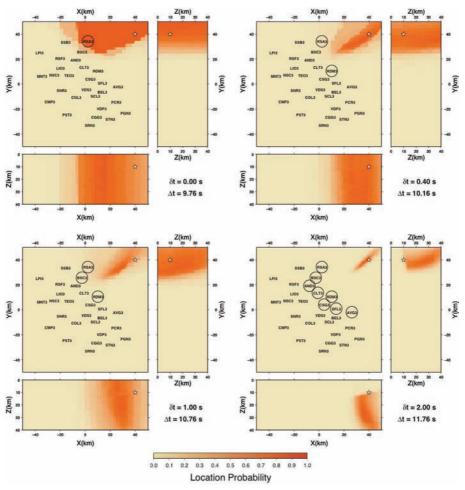


Figure 10. Location test for a synthetic event occurring outside the ISNet network (see Figure 10 for explanation).

bases (Ambraseys et al., 2004, K-NET www service of NIED – National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan).

The method therefore assumes that the linear relationship between the logarithm of the observed quantity and magnitude is known, along with standard errors of the predictive models.

At each time step t from the first station trigger, the conditional pdf of magnitude M given the observed data vector $\underline{d} = \{d_1, d_2, ..., d_n\}$ is expressed via the Bayes theorem as:

$$f(m|\underline{d}) = \frac{f(\underline{d}|m)f(m)}{\int\limits_{M_{MIN}} f(\underline{d}|m)f(m)dM}$$
(7)

where f(m) is the a *priori* distribution which incorporates the information available before the experimental data are collected is the truncated exponential, derived by the Gutenberg-Richter recurrence relationship,

$$f(m): \begin{cases} \frac{\beta e^{-\beta m}}{e^{-\beta M_{\min}} - e^{-\beta M_{\max}}} & M_{\min} \le m \le M_{\max} \\ 0 & m \notin [M_{\min}, M_{\max}] \end{cases}$$
(8)

where $\{\beta, M_{\min}, M_{\max}\}$ depends on the seismic features and on the detection threshold of the seismic network of the considered region.

The conditional probability $f(\underline{d} \mid m)$ contains all the information concerning the magnitude as retrievable from the data acquired at time t.

Assuming that components of the observed data vector \underline{d} have a lognormal distribution, and that they are stochastically independent and identically distributed random variables of parameters $\mu_{\log(d)}$ and $\sigma_{\log(d)}$, then the likelihood is written as:

$$f\left(\underline{d} \mid m\right) = \prod_{i=1}^{V} \frac{1}{\sqrt{2\pi} \,\sigma_{\log(d)} \,d_i} \,e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\log(d_i) - \mu_{\log(d)}}{\sigma_{\log(d)}}\right)^2} \tag{9}$$

where v is the number of station acquiring at the instant t; $\mu_{\log(PD_{phase})}$ and $\sigma_{\log(PD_{phase})}$ depend respectively on the coefficients of the linear relationship between the logarithm of the observed quantity and magnitude, and the standard errors of the predictive model.

Substituting eq. (10) and eq. (11) into eq. (9), $f(m \mid \underline{d})$ results as in

eq. (12) where it depends on data only trough $\sum_{i=1}^{v} \log(d_i)$ and v, which

therefore are jointly sufficient statistics for the estimation of magnitude (Iervolino et al., 2007b):

$$f(m \mid \underline{d}) = f\left(m \mid \underline{x}^{\mathsf{v}} \log(\mathsf{d}_{\mathsf{i}})\right) = \frac{e^{\left(2\mu_{\log(d)}\left(\sum_{i=1}^{\mathsf{v}}\log(\mathsf{d}_{\mathsf{i}})\right) - \mathsf{v}\mu_{\log(d)}^{2}\right)/2\tilde{\lambda}_{\log(d)}^{2}} e^{-\beta m}}{\frac{M_{MX}}{e^{\left(2\mu_{\log(d)}\left(\sum_{i=1}^{\mathsf{v}}\log(\mathsf{d}_{\mathsf{i}})\right) - \mathsf{v}\mu_{\log(d)}^{2}\right)/2\tilde{\lambda}_{\log(d)}^{2}}}{e^{-\beta m}dM}}$$

$$(10)$$

As just underlined, $f(m \mid \underline{d})$ depends on $\sum_{i=1}^{\nu} \log(\mathbf{d}_i)$ and on the number

of stations triggered, v, at the time of the estimation and, consequently, on the amount of information available. As more stations are triggered, and provide more measures of d, the estimation improves

The described technique is evolutionary in the sense that $f(m \mid d)$ depends on time, i.e. as time passes, additional stations provide new observations (predominant period and/or P-, S-peaks), which are used to refine the probabilistic estimation of magnitude.

Magnitude estimation from peak displacement measurements

The empirical relationships between low-pass filtered, initial P- and S-peak displacement amplitudes and moment magnitude (e.g. Zollo et al., 2006) can be used as predictive models for the real-time estimation of magnitude using the Bayesian approach described above.

While the P-wave onset is identified by an automatic picking procedure, the S-onset can be estimated from an automatic S-picking or from a theoretical prediction based on the hypocentral distance given by the actual earthquake location. At a given time step after the first P-wave detection at the network, progressively refined estimates of magnitude are obtained from P- and S-peak displacement data. These are preliminarily corrected for distance amplitude effects through an empirical attenuation relationship obtained from available strong motion records (Wu and Zhao, 2006; Zollo et al., 2006):

$$f(M,R) = A_{phase} + B_{phase} \cdot M + C_{phase} \cdot \log(R)$$
(11)

where the constants A_{phase} , B_{phase} and C_{phase} are determined through a best-fit regression with a retrieved standard error o SE_{phase}^{PMR} and R is the hypocentral distance.

Following the procedure described in Zollo et al. (2006), the relationship (13) is used to correct the observed peaks for the distance effect, by normalizing them to a reference distance (e.g., R = 10 km) and to determine a new best fit regression between the distance corrected peak value (PD_{phase})^{10Km} and the final magnitude:

$$\log(PD_{phase}^{10Km}) = \log(PD_{phase}^{R}) - C_{phase} \cdot \log\left(\frac{R}{10}\right)$$
(12)

$$\log(PD_{phase}^{10Km}) = A_{phase}^{'} + B_{phase}^{'} \cdot M \tag{13}$$

Assuming a standard error of SE_{phase}^{PM} on peak displacements retrieved from (15) and combining the equations (13) and (15), the mean values and standard deviation of quantity $log(PD_{phase})$, can be written as:

$$\begin{cases} \mu_{\log(PD_{phase})} = B_{phase} \cdot M + A_{phase} - C_{phase} \cdot \log\left(\frac{R}{10}\right) \\ \sigma_{\log(PD_{phase})} = SE_{phase}^{PM} - \log\left(\frac{R}{10}\right) \cdot \Delta C_{phase} - C_{phase} \cdot \frac{1}{R} \Delta R \end{cases}$$
(14)

where R is estimated with an error of ΔR and ΔC_{phase} is the error on the C_{phase} coefficient in equation (14).

The values of coefficients in (16) used for real time magnitude estimates at ISNet are obtained from the regression analysis based on records from the European Strong Motion Database (Zollo et al., 2006) and given in Table 2.

Table 2. Coefficients of the empirical regression relationships between low-pass filtered P and S displacement peaks and magnitude.

Phase	A' _{phase}	B' _{phase}	C _{phase}	SE ^{PM} _{phase}	ΔC_{phase}
2P	-6.31	0.70	-1.05	0.22	0.30
2S	-5.77	0.71	-0.71	0.13	0.16

Figure 11 illustrates an example of real time magnitude estimation on a simulated event with M=7.0, whose epicenter is located along the 1980 Irpinia earthquake faulting system. Synthetic seismograms have been computed by using the discrete wave-number method of Bouchon (1981) and Coutant (1997) for a extended source model in a flat-layered velocity model.

Figure 12a shows the probability density function defined in eq. (10) evaluated at each time steps. The time zero is referred to the first P detection at the network. As time evolves the *pdf* tighten around the predic-

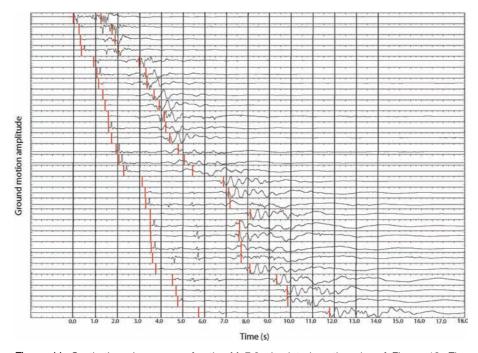


Figure 11. Synthetic seismograms for the M 7.0 simulated earthquake of Figure 13. The seismograms are computed using a line source, rupture model (constant rupture velocity) while complete wavefield green's functions in a flat-layered model are computed by using the discrete wavenumber summation method of Bouchon(1981). Each vertical line indicates the 1second signal packets examined at each time step. This plot allows us to understand seconds after seconds which stations are acquiring and what sort of input (P or S peak) they are giving to the real time system. For example after three seconds to the first P phase picking thirteen stations are acquiring, the 2sec S-phase peak is available at the nearest stations. This observation motivates the use of the S phase information in a real time information. If a dense network is deployed in the epicentral area the nearest station will records the S-phase before than the P phase arrives to the far ones, as seen in previous example, and this is perfectly compatible with the real time analysis.

ted magnitude value, indicating a more refined, probabilistic estimate of magnitude.

By defining $F_t(m)$ as the cumulative *pdf* at time t, is possible estimate a magnitude range of variation $[M_{\min}; M_{\max}]$ whose limits are defined based on the shape of the $F_t(m)$ function:

$$M_{\min}: \int_{-\infty}^{M_{\min}} f_{t}(m \mid \underline{d}) dm = \alpha$$

$$M_{\max}: \int_{-\infty}^{M_{\max}} f_{t}(m \mid \underline{d}) dm = 1 - \alpha$$
(15)

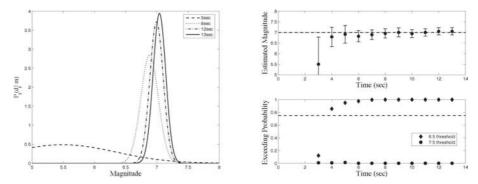


Figure 12. Application of the method for real time magnitude estimate to a M 7 simulated event occurring within the area covered by the ISNet network. Left panel. PDF distribution at several time step measured from the first P-phase picking. Right top, magnitude estimation with uncertainties in function of time. The dashed line is referred to the actual magnitude value, the errors represent the 95% of confidence bound evaluated as cumulative PDF integral in the 5-95% range. Right bottom, probability to exceed magnitude 6.5 and magnitude 7.5 thresholds in function of time. The dashed line is the 75% probability level .

For example, if we assume $\alpha = 1\%$, then M_{\min} and M_{\max} will be respectively the $F_t(m)$ evaluated at 0.01 and 0.99.

In Figure 12b the estimates of magnitude uncertainty bounds are reported as a function of time. After three iterations (corresponding to a time of 9 seconds from the event origin time and 4 seconds after the first P-phase arrival at the network) the magnitude estimation converges to the true magnitude value. In fact, due to the high density of seismic station in the epicentral area, at that time most of seismic station contributes to the magnitude estimation with peaks read on P-phase windows, while a further refinement of magnitude estimate is due to the near source S-wave arrivals.

Generation of the rapid ground-shaking map

In areas characterized by high seismic hazard and exposure, such as the southern Apennines, the generation of strong ground-shaking maps soon after an earthquake is a key tool to identify the areas that have suffered the greatest damage and losses. This information is fundamental for emergency services, loss estimation, and planning of emergency actions by the Civil Protection Authorities. Ground-shaking maps are usually computed using an appropriate weighting scheme, with interpolation of the peak ground motion recorded at seismic stations with values estimated at a set of points (denoted as phantom or virtual stations) located in areas where data are not available. At phantom stations, the ground-motion parameters, such as PGA and PGV, are estimated using attenuation relationships based on an empirical model of attenuation and a point-like source, which are generally represented by the following formulation:

$$\log PGX = a + bM + c \log \sqrt{R^2 + h^2} \pm \sigma_{\log PGX}$$
(16)

where PGX is the selected strong ground motion parameter (PGA or PGV), M is the magnitude, R is a distance, b the depth of the hypocenter, and $\sigma_{\log PGx}$ is the standard error. The coefficients a, b and c have to be retrieved specifically for each region. For the southern Apennines region, using the available seismological data an ad-hoc attenuation relation has been deduced (Convertito el al. 2007). The coefficients obtained for formula (16) are reported in Table 3.

Using an attenuation relationship like formula (16), the predicted strong-motion field is isotropic around the epicentral area, while the observed field shows a bi-dimensional distribution that depends upon both source-to-site distance and the azimuth caused by fault geometry, focal mechanism, and directivity effects. These effects are partially accounted for in a different way by the existing techniques adopted for ground-shaking map computation. For example, to account for the fault geometry, ShakeMap (Wald et al. 1999a) uses a schematic representation of the fault, i.e. a box representing the surface fault projection, and uses the minimum fault distance definition instead of the epicentral distance.

Taking advantage of ISNet, a tool for the rapid estimation of ground-shaking maps after moderate-to-large earthquakes has been developed (Convertito et al. 2009). Named as GRSmap, its main features include:

- The determination of peak parameters at phantom stations using observed and predicted data at the same time, by the attenuation relationship reported in Table 3. In this way, the azimuthal properties of the recorded peak-ground-motion field are preserved.
- The automatic choice of the parameters controlling the distribution of the phantom stations, mainly based on the density of the seismic network.

This is obtained by dividing the area where the ground-shaking map has been calculated into two zones: the area covered by the seismic network, denoted as the data domain, and the external area to the seismic network. Different techniques are then used in these two cases, both to define the location of the phantom stations and to correct the estimated ground-motion values, to bring them into line with the observations that implicitly contain source and propagation effects. In the data domain, a triangulation scheme is used to obtain a uniform distribution of stations covering the area of interest, while in the external area, a regular grid of phantom stations is used.

The methodology used to develop the GRSmap software can be schematically summarized as follow:

Triangulation of the data domain

- Recorded PGA and PGV values are reported to rock-site conditions using *ad-hoc* corrective coefficients obtained using the same approach as proposed by Borcherdt (1994) and Park and Ellrick (1998), and as retrieved by Cantore (2008).
- The seismic stations correspond to the vertices of the triangles. For each triangle, the barycenter is identified and used as a phantom seismic station.
- The area of each triangle cannot exceed N_A×A_{ave}, where N_A is an integer that depends on the density of the seismic network, and A_{ave} is the average area of all of the triangles. The triangles with areas exceeding the fixed threshold are recursively triangulated using the new barycenters as additional vertices. At all of the new barycenters the ground-motion parameters are assigned using the adopted attenuation relationships corrected by the average residual calculated on a fixed number of real seismic stations.
- The epicenter is considered as an additional station where the peak ground-motion values are estimated using the attenuation relationship at R = 0 km. A correction is then applied, corresponding to an average residual computed at a number of stations surrounding the epicenter below a critical distance value (d) that depends on the seismic network density.
- For earthquakes located outside of the data domain area, triangulation of the epicentral area is made denser and denser until a uniform station distribution is obtained.

Ground-motion-residual estimation

- Given the optimal triangulation, the residuals are calculated at each vertex of the triangles by comparing the observed and the predicted ground-motion values obtained by the attenuation relationship proposed by Convertito et al. (2007) (see Table 3). The average residual is then used to correct the predicted value at each barycenter.

Once the earthquake location and magnitude have been fixed, the attenuation relationship is used to obtain theoretical estimates at the network recording sites. Considering the *i*-th triangle (Figure 13, inset, panel a), the vertices of which are labelled as P₁, P₂ and P₃, the peak motion re-

Table 3. Regression coefficients and standard errors of the regional attenuation relationship used to compute the ground-shaking maps (Convertito et al. 2007). The superscript a indicates the coefficients of the same attenuation relationships obtained without introducing the PGA and PGV values of the 23 November 1980 Irpinia earthquake into the dataset.

Pgx	а	b	С	h	σ
Pga (m/s²)	-0.559	0.383	-1.4	5.5	0.155
Pgv (m/s)	-3.04	0.552	-1.4	5.0	0.154
<i>Pga</i> (m/s²) ^a	-0.514	0.347	-1.4	5.5	0.145
Pgv (m/s)a	-3.13	0.570	-1.4	5.0	0.185

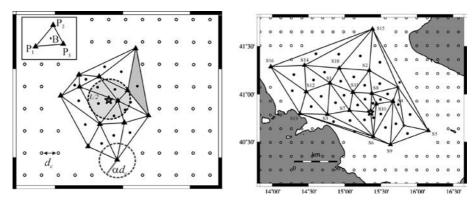


Figure 13. (a) Schematic representation of the main parameters used to triangulate the data domain area and to cover the area external to the seismic network. (b) Location of the stations of ENEL-ENEA network and triangulation scheme used to compute the ground shaking map of the 23 November 1980 Irpinia earthquake.

sidual term at the j-th vertex is computed as the difference between the observed and the estimated peak-ground motion. The maximum acceptable residual value is fixed on the basis of the estimated fault length (L), obtained by using the Wells and Coppersmith (1994) relationships, and an epicentral area is defined by a circle of radius L/2 centered on the epicenter (panel a of Figure 13). The residuals cannot exceed $N\sigma_{looPGX}$, where σ_{logPGX} is the standard error of the selected attenuation relationship. The value of N is generally fixed at 4 for sites located inside the epicentral area, and otherwise at 3. If a single residual is outside the fixed range, the datum is considered as an outlier and is not used in the map computation. Otherwise, for a given triangle, the average peak-motion-residual term is then obtained and used to estimate the peak-motion amplitude at the *i*-th barycenter point B_i. The procedure is repeated for all of the triangles and iterated until a uniform coverage of the data domain area is obtained. This allows for a local correction, which accounts for azimuthal variations due to source effects, like directivity and focal mechanisms.

Extrapolation of peak motion in the external area

For the area not covered by the seismic network, the first problem is the definition of the optimal grid spacing of the phantom stations. Another problem is represented by the definition of the threshold distance to the closest station where recorded data are available. This distance provides an empirical measure of the extent to which the observed data can be extrapolated outside the data domain area. In the proposed technique, the external area is covered with a uniform grid of phantom stations, the spacing interval of which is fixed to a fraction of the average distance between the stations and barycenters. The same value is used for the threshold distance (αd_{ϕ}) (Figure 13, panel a).

Among all of the nodes of the grid, only those located at distances greater than the threshold value from the closest recording station are retained (Figure 13, circles). At each retained node, the peak ground-motion parameter is then predicted using the attenuation relationship, adding a mean residual weighted for the epicentral distance, computed at seismic stations with an azimuth with respect to the epicenter, comparable with that of the phantom station considered.

The estimated and recorded data are than integrated and used to generate the ground-shaking map by re-interpolating onto a finer regular

grid that is uniformly spaced at an arbitrary spacing interval of 0.01 degree. This map is finally corrected for site effects using the corresponding corrective coefficients (Cantore 2008).

Application to the 23 November, 1980, Irpinia earthquake (M 6.9)

The GRSmap software has been applied to compute ground-shaking maps of the last destructive earthquake that occurred in the southern Apennines: the 23 November, 1980, Irpina M 6.9 earthquake. This was characterized by a complex normal faulting that ruptured three different sub-parallel fault segments of the southern Apennine belt chain (Westaway and Jackson 1984; Bernard and Zollo 1989). The parameters of the three faults are listed in Table 4.

Figure 13 shows the location of the accelerometers (triangles) of the local seismic network managed by ENEA-ENEL (Berardi et al. 1981) at which data were available, and the instrumental epicenter (grey star). The phantom stations (circles), the triangulation scheme, and the barycenters (black dots) are also shown in Figure 14. The average area of the triangles is about 473 km², while the threshold distance and phantom spacing of the grid is about 62 km.

To highlight the advantages of the technique proposed in the present study, the ground-shaking maps were calculated using a version of the attenuation relationships obtained by excluding the data of the Irpinia earthquake from the dataset (Table I). The computed ground-shaking maps are shown in Figure 14. In particular, Figure 14a shows the PGA maps expressed as percentages of the gravity acceleration, Figure 14b

Table 4. Fault parameter	s of the 23 November	[.] 1980 Irpinia earthqu	lake (after Bernard and Zollo
1989).			

Parameter	F1	F2	F3
Length	35 km	20 km	20 km
Width	15 km	15 km	10 km
Depth of the top	2.2 km	10 km	2.2 km
Strike	315°	300°	124°
Dip	60°	20°	70°
Slip	-90°	-90°	-90°
Seismic moment	2×10 ¹⁹ Nm	4×10 ¹⁸ Nm	3×10 ¹⁸ Nm

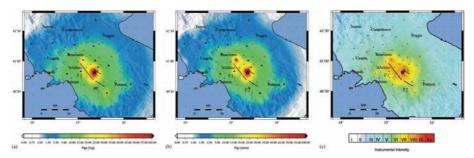


Figure 14. Ground shaking maps of the 23 November 1980 (M 6.9) Irpinia earthquake. Panel (a) shows the ap of PGA, panel (b) shows the map of PGV and panel (c) shows the map of Instrumental Intensity. Triangles correspond to the recording stations, red dots correspond the virtual stations obtained from the triangulation procedure while empty circle correspond to the phantom stations used to cover the area external to the seismic network. The labels F1, F2 and F3 identify the three fault segments which ruptured during the Irpinia earthquake.

shows the PGV map expressed in cm/s, and Figure 14c shows the map of the instrumental intensity.

Note that although the predictive attenuation model was based on the assumption of a point-like source, the maps reproduce the extension of the three fault segments and the associated complex ground-motion pattern. This can be attributed to the use of recorded data and corrected estimates at the barycenters that provide improved coverage of the source area. Both the PGA and PGV maps reproduce the directivity effect, which is towards the north-west for fault segment F1 and towards the south-east for fault segment F2, and which is characterized by the larger ground-motion values in those directions. Furthermore, as a result of using the weighted average scheme proposed by Wald et al. (1999b) to convert PGA and PGV into instrumental intensities, the instrumental intensity map is directly connected to the PGA and PGV maps.

Real-time hazard analysis for earthquake early warning

The real time hazard determination

Using the methods previously described for estimating in real-time the event magnitude and location, it is possible to perform a real-time hazard

analysis (Grasso and Allen, 2005; Iervolino et al., 2006). This analysis is based on the extension of classical Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) proposed by Cornell (1968) that is generally used for long-term probabilistic hazard assessment. Classical PSHA integrates data from existing seismic catalogues both in terms of magnitude, location and recorded strong ground motion values in addition to the information concerning seismogenic areas of interest (expected maximum magnitude, b-value of the Gutenberg Richter relationship, etc.) to provide the hazard curve as the final outcome. Each point on that curve corresponds to the value of a ground motion quantity (e.g., peak ground acceleration, PGA, peak ground velocity, PGV or the spectral acceleration, Sa), having a given probability or frequency of exceedance in a fixed period of time for a site of interest.

The probabilistic framework of the PSHA, specifically, the hazard integral can be used for real-time hazard analysis integrating or replacing each original pdf with those ones whose statistical moments (i.e., mean value and standard deviation) vary with the amount of data gathered by the EEWS during the occurrence of a specific earthquake.

This is the case, for example, of the pdf on the source-to-site distance whose statistical moments evolve with real-time earthquake location. As a consequence, this pdf does not depend on the seismic potential of the area of interest (as in the case of the classical PSHA, that account for the occurrence of all the earthquake in a fixed range of magnitude), but rather depends on the time evolving event location provided by the EEWS. The same considerations apply to the pdf on the magnitude as described in the following sections whose statistical moments, at a given time, depends on the number of triggered station at that time.

In this theoretical framework the real-time hazard integral can be written as:

$$f(IM|\underline{d},\underline{s}) = \int_{M} \int_{R} f(IM|m,r) f(m|\underline{d}) f(r|\underline{s}) dM dR$$
(17)

where $f(r \mid \underline{s})$ is the *pdf* of distance r, which eventually only depends on the triggering sequence of the stations in the network, where $\underline{s} = \{s_1, ..., s_v\}$ is such sequence. This renders also the *pdf* of r time dependent.

Given that for each point in a volume containing the earthquake hypocenter, the probability of that point being coincident with the true hypocenter is calculated via a rapid location technique a simple geometrical transformation allows one to obtain the probabilistic distribution of the source-to-site distance. The $pdf f(\underline{IM} \mid m,r)$, is given, for example, by an ordinary attenuation relationship. It is worth to recall that the computed hazard refers to a particular set of triggered stations and, consequently, it also depends on the information available at time t.

Figure 15 illustrates, as an example, the estimation of spectral acceleration ordinates for different periods, for a M 7.0 event located at an epicentral distance of 50 km from the early warning target site (Convertito et al., 2007).

We note the evolution of Sa predictions via the corresponding *pdfs*. The different panels correspond to increasing times from the earthquake origin and, therefore, to different numbers of stations triggered.

The false alarm issue

Once the EEWS provides a probability distribution of the ground motion intensity measure (IM) at the target site (e.g., peak ground acceleration or velocity), a decisional condition has to be checked in order to decide if alerting or not.

Several options are available to formulate a decisional rule, for example the alarm may be issued if the probability of the predicted IM exceeding a critical threshold (IM_C) is greater than a reference value (Pc):

Alarm if:
$$\int_{0}^{IM_{C}} f(IM | \underline{d}, \underline{s}) d(IM) = P[IM > IM_{C}] > P_{C}$$
 (18)

The efficiency of the decisional rule may be evaluated in terms of false and missed alarms probabilities (known as the "cry wolf" issue, e.g., Iervolino et al. 2007a). The false alarm occurs when, on the basis of the information processed by the EEWS, the alarm is issued while the intensity measure at the site IM_{T} (T subscript means "true", indicating the realization of the IM to be distinguished from the prediction IM_{C}) is smaller than the threshold IM_{C} . A missed alarm corresponds to not launching the alarm if needed,

$$\begin{aligned} \textit{Missed Alarm}: & \left\{ \textit{No Alarm} \cap \textit{IM}_{T} > \textit{IM}_{C} \right\} \\ \textit{False Alarm}: & \left\{ \textit{Alarm} \cap \textit{IM}_{T} \leq \textit{IM}_{C} \right\} \end{aligned} \tag{19}$$

It has been discussed above how the information and the uncertainties on earthquake location and magnitude are dependent on the number of stations triggered at a certain time.

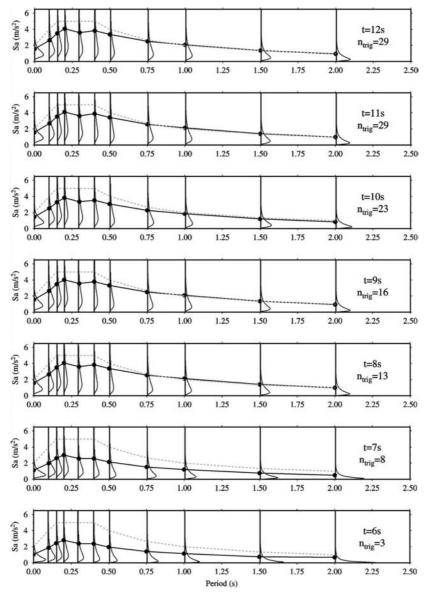


Figure 15. Real-time estimation of spectral ordinates' distributions as function of the number of stations triggered for a M 7.0 event with an epicentral distance of 50 km from the early warning target site. The parameter ntrig in the figure is equivalent to the number of stations ν in the text. The acceleration spectrum (black curve) was obtained by choosing at each period the spectral value with 20% exceedance probability according to the corresponding distribution, so it is analogous to an uniform hazard spectrum with the exception that it is computed in real-time. The grey dashed line is the Italian code spectrum assigned for building design in the target location at Avellino town, 40 km distant from the earthquake epicenter, and it is reported for comparison purposes (after Convertitio et al., 2007).

Therefore, in principle, the decisional rule may be checked at any time since the first station has triggered and, consequently, also the false and missed alarm probabilities are time dependent.

Using the decisional rule of (19) and considering PGA as IM, the time evolution of false/missed alarm probabilities has been simulated for the Campania EEWS, given the occurrence of a M 7 earthquake, and a target site at an epicentral distance of 110km.

Figure 16 reports the missed and false alarm probabilities as a function of time from the first trigger at the ISNet network.

A loss estimation approach to early warning

Magnitude and distance distributions conditioned to the measurements of the seismic network, can also be used for a real-time estimation of the risk which include the losses produced by the earthquake (Iervolino et al., 2007b). Based on the real-time risk assessment, a security action, aimed at risk mitigation, is undertaken if the alarm is issued.

For example, some critical system could shut down or people in buildings may shelter themselves if the warning time is not sufficient to evacuate the dangerous buildings. More complex security measures may be related to the semi-active control of buildings (Iervolino et al., 2007c).

Therefore, if an EEWS exists, it may trigger a security procedure in case of warning. The estimation of the expected losses for a specific building may be computed, for the case of warning issued and not issued respectively:

$$E^{W}\left[L\big|\underline{d},\underline{s}\right] = \int_{L} \int_{DM} \int_{EDP} \int_{IM} l f^{W}(l\big|dm) f(edp\big|im) f(im\big|\underline{d},\underline{s}) dL dDM dEDP dIM \tag{20}$$

where $f^{W}(l \mid dm)$ is the pdf of the loss (L) given the structural and non-structural damage vector (DM) reflecting the risk reduction in the case of warning; and $f^{W}(l \mid dm)$ is the loss function if no alarm is issued (no security action is undertaken); $f(dm \mid edp)$ is the joint pdf of damages given the Engineering Demand Parameters (EDP), proxy for the structural response; $f(edp \mid im)$ is the joint PDF of the EDPs conditioned to a vector of ground motion intensity measures (IM); $f(im \mid \underline{d}, \underline{s})$ is the real-time hazard expressed by (20) in the case of a scalar IM.

Being able to compute, before the ground motion hits the site, both the expected losses in case of warning or not, is relevant for taking the

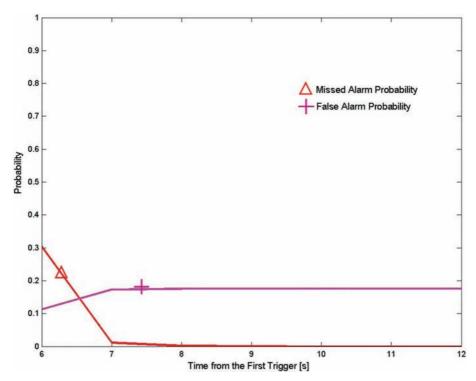


Figure 16. Example of estimation of false and missed alarm probabilities as function of the time from the first trigger for a M 7.0 event with an epicentral distance of 110 km from the early warning target site. For the decisional rule adopted in this case the threshold is PGAc = 0.3 m/s2 and the limit probability is PC = 0.2. (after lervolino et al., 2006)

optimal decision, i.e to alarm if this reduces the expected losses and to not issue any warning otherwise:

which is a better decisional rule in respect to that of (21).

Computing and comparing the expected losses, conditioned to the real-time information coming from the EEWS, in the case of alarming or not, allows the determination of the alarm threshold above which is convenient to issue the warning according to the maximum optimality criterion.

The assessment of the average loss reduction determined by issuing an Early Warning provide a quantitative tool to evaluate the efficiency and feasibility of n EEWS.

Other potential advantages given by this approach are that: a/ the threshold may be set on a statistic (i.e. the summation of the logs) inferred from seismic network measurements, dramatically reducing the required computational effort for real-time decision making; b/ it minimizes the cry wolf issue reducing the probability of false and missed alarms thanks to the threshold optimization. In fact, although the number of MA and FA depend on the decisional rule adopted to issued the alarm, the approach developed in Iervolino et al. (2007) avoids to explicitly consider the missed and false alarm rates associated with the decision, as the choice to alarm or not is taken based on the expected economic loss (not on the estimation of peak ground motion). In other words, if in computing the expected loss one accounts for the costs of false and missed alarms there's no need to optimize the *cry wolf* issue, and MA and FA rates are at their values determined by the respective costs, and in this sense are optimal.

PRESTo: a new stand-alone software tool for earthquake early warning

PRESTo is the acronym of PRobabilistic and Evolutionary early warning SysTem, a new software platform based on which the Earthquake Early Warning System (EEWS) under development and testing in southern Italy is built. PRESTo is an integrated software tool that continuously processes the live streams of 3-component acceleration records from the seismic stations. As an energetic event is detected at a minimum number of two stations, the system promptly performs the first P-picking location. Peak ground displacement measurements (PD) in a narrow time windows after the observed P- and predicted S-signals are used to estimate the earthquake magnitude and predict a peak ground motion parameter at distant target sites.

As the radiated waves propagates through, alarm messages, containing the evolutionary estimates of the above parameters along with their uncertainties, can thus reach, through dedicated communication lines or the Internet, the vulnerable structures in the region, before the arrival of

destructive waves, thus enabling the automatic activation of safety procedures.

The earthquake location algorithm adopts an evolutionary, real-time technique based on an equal differential time formulation, and a probabilistic approach for describing the hypocenter. The algorithm, at each time step, relies on both the information from triggered arrivals and not-yet-triggered stations.

The magnitude estimation is based on a Bayesian approach, and exploits an empirical relationship that correlates the final event magnitude with the logarithm of the peak ground displacements, measured over just the first 2÷4 seconds of signal following the detected P-wave arrivals and the theoretically estimated S-wave arrivals.

An empirical attenuation model at regional scale is used to predict the peak accelerations at target structures.

For earthquakes originating within the ISNet seismic network, a first alarm can be delivered within 4-6 seconds from the origin time and a stable, low error location and magnitude estimate is achieved within 10 seconds after the origin time.

PRESTo can easily be configured and tailored to different networks, by providing the seismic stations details, velocity model, coefficients of the regression laws, and by tuning the parameters controlling the data analyses algorithms and the alarms dissemination.

A simple integration with the underlying seismic network is granted by the widely available SeedLink communication protocol used for data acquisition.

For the real-time analysis for early-warning applications we are developing a stand-alone software system, PRESTo, that is currently deployed at the Network Control Center in Naples for testing the performance analysis. PRESTo is implemented by a C++ application, and it can process the live stream of the three-component acceleration recorded at all of the stations. Alternatively, it can run in simulation mode, whereby it uses locally stored files that contain the waveforms recorded by the stations for relevant events that have happened in the past. In real-time mode, the application needs to retrieve the station data in SeedLink format. Hence, for each station, it creates a processing thread that opens a connection with the SeedLink server running at the relevant LCC, implemented by SeisComP. Each thread is in charge of retrieving and buffering the data, and carrying out the automatic P-wave-arrival detection. The main processing thread takes care of binding picks from several sta-

tions to an event identifier, thus detecting an event, locating the hypocenter and determining the event magnitude. The main steps performed by this system are thus the following:

- Arrival detection. We currently run a picking algorithm, based on that of Baer and Kradolfer (1987) on each vertical component. This produces an arrival time and its associated uncertainty for each station.
- Picks binding. This phase determines whether new picks from the stations are compatible with a new event that has just occurred, or with an ongoing event already declared, rather than due to unrelated local phenomena, such as anthropogenic or environmental noise. Several sets of information are exploited to perform this step, such as the temporal coincidence of the picks at several stations, the time sequence of the picks and the location of the triggering sites.
- Event location. This step is performed by the RTLoc algorithm (Satriano et al. 2008), an evolutionary, real-time location technique based on an equal differential time (EDT) formulation and a probabilistic approach for describing the hypocenter. The location estimate is not only based on the arrival times at the stations that are triggered, but also takes into account that at the time of each computation some stations may not have been triggered. With just one recorded arrival, the hypocentral location is constrained by the Voronoi cell around the first triggering station, which is constructed using the travel times to the not-yet-triggered stations. With two or more triggered arrivals, the location is constrained by the intersection of the volume defined by the Voronoi cells for the remaining, not-yet-triggered stations, and the EDT surfaces between all pairs of triggered arrivals. As time passes, and more triggers become available, the evolutionary location converges to a standard EDT location.
- Event magnitude estimation. The recorded acceleration is bandpass filtered to focus on low frequencies, and converted to the overall peak displacement of the ground. This is done over two temporal windows, starting at the measured P-wave arrival and the estimated S-wave arrival, encompassing 2 s to 4 s of signal. An empirical relationship that correlates the final event magnitude with the logarithm of these quantities and the distance from the event to the station is then used to yield a magnitude for each station. These are in turn combined to produce an early estimate of the event magnitude, and of its uncertainty, which evolves while the earthquake is occurring.

Each of the steps from event detection onwards triggers an alarm message that can be sent over a dedicated network line to selected target sites. While the S waves propagates at a speed of around 3.5 km/s from the origin to the target, the alarm messages can be sent almost instantly to frontend applications running at the target site that can, for instance, initiate an automatic shut down procedure of an infrastructure. For a destructive earthquake occurring in the Irpinia region, and a target site in the city of Naples, this means that there is an interval of the order of 20 s from when the alarm reaches the target, to when the destructive waves arrive there.

For resilience to failures of the early-warning system or the network, which will be somewhat more likely while an energetic event is occurring, a future goal is to deploy several instances of the system within the network, at each LCC, thus producing redundant sources of alarm. This will be possible due to the decentralized architecture of ISNet, which provides several processing nodes, and a redundant communication infrastructure.

It is worth noting that PRESTo is actually relatively neutral with respect to the underlying seismic network. In fact, it uses the broadly available SeedLink communication protocol to retrieve the seismic data. Furthermore, it can be tailored for different network topologies, alarm thresholds, by altering its configuration files. Of course, this requires a preliminary tuning phase for the target network, achieved by testing the system with real-time and recorded data.

Numerical test of the early warning procedures

The system presented here has been developed in the framework of an ongoing project financed by the Regional Department of Civil Protection, with the idea that Regione Campania can be considered as a potential target-site for experimenting innovative technologies for acquisition, rapid processing, management and diffusion of data based on ISNet. Indeed, with about six million inhabitants and a large number of industrial plants, the Campania Region (southern Italy) is a zone of high seismic risk due to the probable occurrence of moderate to large magnitude earthquakes on the active fault systems of the Apennine belt. Considering an earthquake warning window ranging from tens of seconds before, to hundred of seconds after an earthquake, many public infrastructures and buildings of strategic relevance (hospitals, gas pipelines, railways, railroads) in the Regione Campania can be considered as target

sites for early warning. The expected time delay to these targets for the first energetic S-wave train is more than 20 s at about 100 km from a crustal earthquake occurring in the source region.

At present, several EEWS have been implemented worldwide. In Japan, since 1965, the JNR (Japanese National Railways) has developed and is operating the Urgent Earthquake Detection and Alarm System (UrEDAS) system, which is an on-site warning system along the Shinkansen high speed train network. UrEDAS is based on seismic stations deployed along the Japanese Railway at average distances of 20 km, and an alert is issued if the horizontal ground acceleration exceeds 40 cm/s² (Nakamura 2004). Furthermore, an innovative program for network-based EEW started nationwide in Japan at the end of 2007, managed by the Japan Meteorological Agency (JMA) using real-time data from more than 1,000 seismic stations (Hoshiba et al. 2008). After a quick determination of the hypocenter and magnitude using records from the closest stations, a predicted arrival time of shear waves is provided for districts where the seismic intensity is predicted to be equal to 3 or more on the JMA scale. A step-by-step procedure is adopted to improve the accuracy of the estimation as time passes and the available data increases. The information are automatically disseminated by the JMA to the final users, who are classified as limited or general users. The limited users are organizations (railway companies, elevator companies, manufacturing industries) who can carry out an automatic check of their system. For the general users, the earthquake early-warning alarms are provided through various means, such as television and radio broadcasts, cellular phones and the Internet (Hoshiba et al. 2008).

In Taiwan, the Taiwan Central Weather Bureau (CWB) has developed an early-warning system based on a seismic network consisting of 79 strong-motion stations (Wu and Teng 2002). Since 1995, the network has been able to report event information (location, size, strong-motion map) within 1 min of the earthquake occurrence (Teng et al. 1997). To reduce that delay, Wu and Teng (2002) introduced the concept of a virtual sub-network: as soon as an event is triggered by at least seven stations, the signals coming from the stations that are less than 60 km distant from the estimated epicenter are used to characterize the event. This system was operating from December 2000 to June 2001 (7 months), and it successfully characterized all of the 54 events that occurred, with an average reporting time of 22 s.

Other systems are under development in Mexico, Turkey, Romania and California. An extended review of the existing early-warning systems

is reported in a special volume of "Seismic Early Warning", edited by Gasparini et al. (2006), and by the study of Zollo et al. (2008a).

However, how can it be verified whether an EEWS is functioning correctly, and how to evaluate its performances? To address these questions it would be useful to wait until a significant number of earthquakes have been recorded, including some of medium to large energy, in order to verify the number of correct alarms that have been sent, along with the number of false and missed alarms. Moreover, it is necessary to verify the significance of each alarm, including the available time before the arrival of the destructive seismic waves, and the predicted peak motion amplitude at the site compared to the actually recorded one. For instance, the EEWS operating in Japan by JMA was tested for 29 months, starting in February 2004. During this period, the JMA sent out 855 earthquake early warnings, with only 26 recognized as false alarms due technical problems or human error (Hoshiba et al. 2008).

For the area of the southern Apennines, because of the low seismicity rate it is difficult to experimentally test this EEWS based on ISNet recordings. Tests are currently ongoing using low energy earthquakes (M>3), but we believe these tests are actually not fully significant. Therefore, we have decided to use synthetic seismograms that have been computed at all of the recording sites of our seismic network to evaluate the performance of the implemented EEWS. We have investigated the system performances in case of complex, extended rupture processes, and varied seismic source characteristics such as directivity, rupture velocity distribution and near-field contributions. To that aim we considered several cases of earthquakes of M 6 and M 7 occurring inside or at the border of ISNet, and we performed a massive computation of seismograms for a large number of characteristic earthquake scenarios (Zollo et al. 2008b). By using the computational methodologies for early warning previously described, we have retrieved early estimates of the source parameters and we have predicted the peak ground motions (PGA, PGV) at selected sites. Two parameters are used to define the system performance: Effective Lead Time (ELT), i.e. the time at which the probability of observing the true PGV, within one standard deviation, becomes stationary; and the Probability of Prediction Error (PPE), which provides a measure of the PGV prediction error. The geographical distribution of ELT and PPE for the southern Apennines shows a significant variability up to large distances around the fault, thus indicating that the ability of the system to accurately predict the observed peak ground motions

strongly depends on the distance and azimuth from the fault. Assuming an earthquake with similar source characteristics to that of the November, 1980, Ms = 6.9 earthquake for the metropolitan area of Naples (see Figure 1), the ELT ranges between 8 s and 16 s, and the PPE between 50% and 60%, indicating that several mitigation actions could be effective before S-waves shake the city (Zollo et al. 2008b).

Availability of data acquired by ISNet

All of the seismic waveform data archived by the ISNet-Irpinia Seismic Network are available upon request directly at info@isnet.amracenter.com. Alternatively, waveform data can be retrieved from the SeismNetManager (SAC format). To access SeismNet Manager, it is necessary to register an account and to authenticate this first. The form to request access to the ISNet data can be found at the following address: http://dbserver.ov.ingv.it:8080.

References

Aki, K., and P. Richards (1980). *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, vols. I and II, WH Freeman, New York.

Allen, R.M., and H. Kanamori (2003). The Potential for Earthquake Early Warning in Southern California, *Science* 300, 786-789.

Ambraseys, N., P. Smit, J. Douglas, B. Margaris, R. Sigbjornsson, S. Olafsson, P. Suhadolc, and G. Costa (2004). Internet site for European strong-motion data, *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 45, 113-129.

Baer, M., and U. Kradolfer (1987). An automatic phase picker for local and teleseismic events, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 77, 1437-1445.

Berardi, R., A. Berenzi, and F. Capozza (1981). Campania-Lucania earthquake on 23 November 1980: accelerometric recordings of the main quake and relating processing, Technical report Ente Nazionale per l'Energia Elettrica (ENEL), Rome.

Bernard, P., and A. Zollo (1989). The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal fault, *J. Geophys. Res.* 94, 1631-1648.

Bobbio, A., M. Vassallo, and G. Festa (2009). A local magnitude scale for southern Italy, Bullettin of Seismological Society of America.

Borcherdt, R.D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification), *Earthquake Spectra* 10, 617-654.

Bouchon, M. (1979). Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-space dimensions, *J. Geophys. Res.* 84, 3609-3614.

Brune, J.N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earth-quakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4997-5009.

- Cantore, L. (2008). Determination of site amplification in the Campania-Lucania region (southern Italy) by comparison of different site response estimation techniques, Ph.D. thesis, Dip. di Fisica, Università di Napoli Federico II.
- Convertito, V., R. De Matteis, A. Romeo, A. Zollo, and G. Iannaccone (2007). Strong motion relation for early-warning applications in the Campania Region (southern Apennines), Italy. In: Gasparini et al. (eds.) *Earthquake Early Warning Systems*, Berlin, Springer-Verlag.
- Convertito, V., R. De Matteis, A. Zollo, and G. Iannaccone (2009). Rapid ground motion prediction for emergency management in the Campania-Lucania region, Southern Italy by using ISNet seismic network, *Nat Hazards* doi: 10.1007/s11069-009-9359-2.
- Cornell, C.A. (1968). Engineering seismic hazard analysis, Bull. Seismol. Soc. Am. 59, 5, 1583-1606.
- Curtis, A., and A. Lomax, (2001). Prior information, sampling distributions and the curse of dimensionality, *Geophysics* 66, 372-378.
- Deichmann, N. (2006). Local Magnitude, a Moment Revisited, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96, 1267-1277.
- Elia, L., C. Satriano, and G. Iannaccone (2009). SeismNet Manager A web application to manage hardware and data of a seismic network, *Research Letters* 80, 3, 420-430, doi:10.1785/gssrl.80.3.420.
- Font, Y., H. Kao, S. Lallemand, C.-S. Liu, and L.-Y. Chiao (2004). Hypocentral determination offshore Eastern Taiwan using the Maximum Intersection method, *Geophys. J. Int.* 158, 655-675.
- Grasso, V., and R.M. Allen (2005). Earthquake Warning Systems: Characterizing Prediction Uncertainty, *Eos Trans. AGU* 86, 52, Fall Meet. Suppl., Abstract S44B-03.
- Hanka, W., A. Heinloo, and K. Jaeckel (2001). Networked Seismographs: GEOFON Real-Time Data Distribution, OHP/ION symposium "Long-Term Observations in the Oceans: Current Status and Perspectives for the Future", Mt. Fuji, Japan, January 21-27, 2001.
- Hanks, T.C., and H. Kanamori (1979). A moment magnitude scale, J. Geophys. Res. 84, 2348-2350.
- Hoshiba, M., O. Kamigaichi, M. Saito, S. Tsukada, and N. Hamada (2008). Earthquake Early Warning Starts Nationwide in Japan, *Eos Trans.* 89, 73-80.
- Horiuchi, S., H. Negishi, K. Abe, A. Kamimura, and Y. Fujinawa (2005). An Automatic Processing System for Broadcasting Earthquake Alarms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 95, 708-718.
- Iannaccone, G., A. Zollo, L. Elia, V. Convertito, C. Satriano, C. Martino, G. Festa, M. Lancieri, A. Bobbio, T.A. Stabile, M. Vassallo, and A. Emolo (2009). A prototype system for earthquake early-warning and alert management in southern Italy, *Bullettin of Earthquake Engineering*.
- Iervolino, I., V. Convertito, M. Giorgio, G. Manfredi, and A. Zollo (2006). Real-time risk analysis for hybrid earthquake early warning systems, *Journal of Earthquake Engineering* 10, 6, 867-885.
- Iervolino, I., V. Convertito, M. Giorgio, G. Manfredi, and A. Zollo (2007a). The cry wolf issue in seismic early warning applications for the campanian region. In: P. Gasparini et al. (eds.) *Earthquake Early Warning Systems*, Berlin, Springer-Verlag.
- Iervolino, I., M. Giorgio, and G. Manfredi (2007b). Expected loss-based alarm threshold set for earthquake early warning systems, *Earthq. Eng. and Struc. Dyn.* doi:10.1002/eqe.675.

- Johnson, C.E., A. Bittenbinder, B. Bogaert, L. Dietz, and W. Kohler (1995). Earthworm: A flexible approach to seismic network processing, *IRIS Newsletter* 14, 2, 1-4.
- Keilis-Borok, V. (1959). On the estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions, *Ann. di Geofisica* 12, 205-214.
- Levenberg, K. (1944). A Method for the Solution of Certain Non-Linear Problems in Least Squares, *The Quarterly of Applied Mathematics* 2, 164-168.
- Lancieri, M., and A. Zollo (2008). A Bayesian approach to the real-time estimation of magnitude from the early P and S wave displacement peaks, *J. Geophys. Res.* 113, B12302, doi:10.1029/2007]B005386.
- Park, S., and S. Elrick (1998). Predictions of shear wave velocities in southern California using surface geology, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 677-685.
- Podvin, P., and I. Lecomte (1991). Finite difference computations of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools, *Geophys. J. Int.* 105, 271-284.
- Satriano, C., A. Lomax, and A. Zollo (2008). Real-time evolutionary earthquake location for seismic early warning, *Bull. Seism. Soc. Am.* 98, 3, doi 10.1785/0120060159.
- Wald, D.J., V. Quitoriano, T.H. Heaton, H. Kanamori, C.W. Scrivner, and C.B. Worden (1999a). TriNet shakemaps: rapid generation of instrumental ground motion and intensity maps for earthquakes in southern California, *Earthquake Spectra* 15, 537-555.
- Wald, D.J., V. Quitoriano, T.H. Heaton, and H. Kanamori (1999b). Relationship between peak ground acceleration, peak ground velocity, and modified Mercalli intensity for earthquakes in California, Earthquake Spectra 15, 557-564.
- Weber, E., V. Convertito, G. Iannaccone, A. Zollo, A. Bobbio, L. Cantore, M. Corciulo, M. Di Crosta, L. Elia, C. Martino, A. Romeo, and C. Satriano (2007). An advanced seismic network in the southern Apennines (Italy) for seismicity investigations and experimentation with earthquake early warning, *Seismological Research Letters* 78, 622-534.
- Wells, D.L., and K.J. Coppersmith (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 974-1002.
- Wu, Y.M., and L. Zhao (2006). Magnitude estimation using the first three seconds of p-wave amplitude in earthquake early warning, *Geophys. Res. Lett.* 33.
- Westaway, R., and J. Jackson (1987). The earthquake of 1980 November 23 in Campania-Basilicata (southern Italy), Geophys. J. R. Astron. Soc. 90, 375-443.
- Zollo, A., M. Lancieri, and S. Nielsen (2006). Earthquake magnitude estimation from peak amplitudes of very early seismic signals on strong motion records, *Geophysical Research Letters* 33, L23312.
- Zollo, A., G. Iannaccone, V. Convertito, L. Elia, I. Iervolino, M. Lancieri, A. Lomax, C. Martino, C. Satriano, E. Weber, and P. Gasparini (2008a). The Earthquake Early Warning System in Southern Italy. In: Encyclopedia of Complexity and System Science, Springer Verlag.
- Zollo, A., G. Iannaccone, M. Lancieri, L. Cantore, V. Convertito, A. Emolo, G. Festa, F. Gallovic, M. Vassallo, C. Martino, C. Satriano, and P. Gasparini (2008b). The Earthquake Early Warning System in Southern Italy: Methodologies and Performance Evaluation, Geophysical Research Letters doi:10.1029/2008GL036689.
- Zollo, A., M. Lancieri, and S. Nielsen (2007). Reply to comment by P. Rydelek et al. on "Earthquake magnitude estimation from peak amplitudes of very early seismic signals on strong motion records", *Geophys. Res. Lett.* 34, L20303, doi:10.1029/2007GL030560.

Pubblicazioni del progetto

Di seguito è riportato l'elenco delle pubblicazioni scientifiche scaturite dall'attività di ricerca svolta sui temi affrontati in questo volume.

Sono inoltre riportate le tesi di dottorato di ricerca e di laurea svolte da studenti su tematiche collegate alla rete sismica ISNet, a testimonianza dell'importante valore formativo che ha avuto l'attività condotta in questi anni sulla rete sismica.

Pubblicazioni su riviste internazionali

- Bobbio, A., M. Vassallo, and G. Festa (2009). Local Magnitude scale for Southern Italy, Bulletin of the Seismological Society of America 99, 4, 2461-2470, doi: 10.1785/0120080364.
- Convertito, V., R. De Matteis, L. Cantore, A. Zollo, G. Iannaccone, and M. Caccavale (2009). Rapid estimation of ground-shaking maps for seismic emergency management in the Campania Region of southern Italy, *Natural Hazards* DOI: 10.1007/s11069-009-9359-2.
- Convertito, V., R. De Matteis, A. Romeo, A. Zollo, and G. Iannaccone (2007). Strong motion relation for early-warning application in the Campania region (Southern Apennines), Italy. In: P. Gasparini et al. (eds), *Earthquake Early Warning Systems*, Springer.
- Convertito, V., A. Emolo, and A. Zollo (2006). Seismic-Hazard Assessment for a Characteristic Earthquake Scenario: An Integrated Probabilistic-Deterministic Method, *Bulletin of the Seismological Society of America* 96, 2, 377-391.
- Convertito, V., I. Iervolino, M. Giorgio, G. Manfredi, and A. Zollo (2008). Prediction of response spectra via real-time earthquake measurements, *Soil Dyn. Earthquake Eng.* 28, 492-505.
- Convertito, V., I. Iervolino, and A. Herrero (2009). Importance of mapping design earthquakes: insights for the Southern Apennines, Italy, *Bulletin of the Seismological Society of America* 99, 2979-2991, doi: 10.1785/0120080272.
- Elia, L., C. Satriano, and G. Iannaccone (2009). SeismNet Manager A web application to manage hardware and data of a seismic network, *Seismological Research Letters* 80, 420-430, doi: 10.1785/gssrl.80.3.420.
- Festa, G., A. Zollo, and M. Lancieri (2008). Earthquake magnitude estimation from early radiated energy, *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L22307, doi:10.1029/2008GL035576.
- Iannaccone, G., A. Zollo, L. Elia, V. Convertito, C. Satriano, C. Martino, G. Festa, M. Lancieri, A. Bobbio, T.A. Stabile, M. Vassallo, and A. Emolo (2010). A prototype system for earthquake early warning and alert management in southern Italy, *Bulletin of Earthquake Engineering* doi:10.1007/s10518-009-9131-8.
- Iervolino, I., V. Convertito, M. Giorgio, G. Manfredi, and A. Zollo (2006). Real Time Risk Analysis for Hybrid Earthquake Early Warning Systems, *Journal of Earthquake Engineering* 10, 6, 867-885.
- Iervolino, I., M. Giorgio, and G. Manfredi (2007). Expected Loss-Based Alarm Threshold Set for Earthquake Early Warning Systems, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 36, 1151-1168.

- Iervolino, I., V. Convertito, M. Giorgio, G. Manfredi, and A. Zollo (2007). The crywolf issue in earthquake early warning applications for the Campanian region. In: P. Gasparini et al. (eds), *Earthquake Early Warning Systems*, Springer.
- Iervolino, I., M. Giorgio, C. Galasso, and G. Manfredi (2009). Uncertainty in early warning predictions of engineering ground motion parameters: what really matters? *Geophysical Research Letters* 36, L00B06, doi:10.1029/2008GL036644.
- Iervolino, I., C. Galasso, and G. Manfredi (2009). The potential of structural control EEW applications, Proc. of Early Warning System for Transportation Infrastructures, Karlsruhe, Germany, February 9-10.
- Improta, L., and M. Corciulo (2006). Controlled source nonlinear tomography: A powerful tool to constrain tectonic models of the Southern Apennines orogenic wedge, Italy, *Geology* 34, 11, 941-944, doi: 10.1130/G22676A.
- Lancieri, M., and A. Zollo (2008). A bayesian approach to the real time estimation of magnitude from the early P- and S-wave displacement peaks, *Journal of Geophysical Research* 113, B12302, doi:10.1029/2007/B005386.
- Lancieri, M., and A. Zollo (2009). Simulated shaking maps for the 1980 Irpinia earth-quake, MS 6.9: Insights on the observed damage distribution, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* doi: 10.1016/j.soildyn.2009.01.007.
- Murphy, S., and S. Nielsen (2009). Estimating Earthquake Magnitude with Early Arrivals: A Test Using Dynamic and Kinematic Models, *Bulletin of the Seismological Society of America* 99, 1, 2009, doi: 10.1785/0120070246.
- Pasquale, G., R. De Matteis, A. Romeo, and R. Maresca (2009). Earthquake focal mechanisms and stress inversion in the Irpinia Region (southern Italy), *Journal of Seismology*, 13, 107-124, DOI 10.1007/s10950-008-9119-x.
- Satriano C., L. Elia, C. Martino, M. Lancieri, A. Zollo, and G. Iannaccone (2010). PRESTo, the earthquake early warning system for Southern Italy: concepts, capabilities and future perspectives, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, in corso di stampa.
- Satriano C., A. Lomax, and A. Zollo (2008). Real-time evolutionary earthquake location for seismic early warning, *Bullettin Seismological Society of America*, 98, 1482, 10.1785/0120050159.
- Satriano, C., A. Lomax, and A. Zollo (2007). Optimal, real-time earthquake location for early warning. In: P. Gasparini et al. (eds), Earthquake Early Warning Systems, Springer.
- Weber, E., G. Iannaccone, A. Zollo, A. Bobbio, L. Cantore, M. Corciulo, V. Convertito,
 M. Di Crosta, L. Elia, A. Emolo, C. Martino, A. Romeo, and C. Satriano (2007).
 Development and testing of an advanced monitoring infrastructure (ISNet) for seismic early-warning applications in the Campania region of southern Italy. In: P. Gasparini et al. (eds), Earthquake Early Warning Systems, Springer.
- Weber, E., V. Convertito, G. Iannaccone, A. Zollo, A. Bobbio, L. Cantore, M. Corciulo, M. Di Crosta, L. Elia, C. Martino, A. Romeo, and C. Satriano (2007). An advanced seismic network in the Southern Apennines (Italy) for seismicity investigations and experimentation with earthquake early warning, Seismological Research Letters 78, 6.
- Zollo, A., G. Iannaccone, V. Convertito, L. Elia, I. Iervolino, M. Lancieri, A. Lomax, C. Martino, C. Satriano, E. Weber, and Paolo Gasparini (2009). The Earthquake Early Warning System in Southern Italy, Encyclopedia of Complexity and System Science Springer Verlag, doi 10.1007/978-0-387-30440-3.
- Zollo, A., and M. Lancieri (2007). Real-Time Estimation of Earthquake Magnitude for Seismic Early Warning. In: P. Gasparini et al. (eds), Earthquake Early Warning Systems, Springer.

- Zollo, A., M. Lancieri, and S. Nielsen (2007). Reply to comment by P. Rydelek et al. on "Earthquake magnitude estimation from peak amplitudes of very seismic signals on strong motion records", *Geophysical Research Letters* 34, doi: 10.1029/2007GL030560.
- Zollo, A., M. Lancieri, and S. Nielsen (2006). Earthquake magnitude estimation from peak amplitudes of very early seismic signals on strong motion records, *Geophysical Research Letters* 33, L23312, doi:10.1029/2006GL027795.
- Zollo A., G. Iannaccone, M. Lancieri, L. Cantore, V. Convertito, A. Emolo, G. Festa, F. Gallovic, M. Vassallo, C. Martino, C. Satriano, and P. Gasparini (2009). The Earthquake Early Warning System in Southern Italy: Methodologies and Performance Evaluation, *Geophysical Research Letters* 36, L00B07, doi:10.1029/2008GL036689.

Tesi di dottorato di ricerca

- Cantore, L. (2009). Determination of site amplification in the Campania-Lucania Region (Southern Italy) by comparison of different site-response estimation technique, Università degli Studi di Napoli Federico II, Dottorato di Ricerca in Rischio Sismico XXI Ciclo.
- Corciulo, M. (2008). Effetti del mezzo di propagazione sulla stima della Pericolosità Sismica: Metodi avanzati per la ricostruzione di Modelli Crostali, Università degli Studi di Napoli Federico II, Dottorato di Ricerca in Rischio Sismico XX Ciclo.
- Satriano, C. (2006). Real time location for a seismic alert management system Development, HW/SW integration, definition and study of velocity models, Università di Bologna "Alma Mater Studiorum", Dottorato di Ricerca in Geofisica XVIII Ciclo.

Tesi di laurea

- Caccavale, M. (2008). Sviluppo e implemantazione di una tecnica per il calcolo dei mappe di scuotimento del suolo per applicazioni early warning, Laurea in Fisica, Università degli Studi di Napoli Federico II, a.a. 2007/2008.
- Caprio, M. (2006). Stima della magnitudo di un terremoto da analisi spettrale dei primi secondi di registrazione di dati strong motion per applicazioni di pre-allerta sismica, Laurea in Fisica, Università degli Studi di Napoli Federico II, a.a. 2005/2006.
- Lepore, S. (2006). Una metodologia per la determinazione del livello di detezione di una rete sismica, Laurea in Fisica, Università degli Studi di Napoli Federico II, a.a. 2005/2006.
- Lucca, E. (2007). Stima dei parametri cinematici di sorgente sismica per applicazioni early-warning, Laurea in Fisica, Università degli Studi di Napoli Federico II, a.a. 2006/2007.
- Matrullo, E. (2007). Modelli di velocità 1D e localizzazione probabilistica con reti ad alta densità: applicazione alla rete ISNet (Appennino Meridionale), Laurea in Geofisica e Geofisica Applicata, Università degli Studi di Napoli Federico II, a.a. 2006/2007.
- Mosca, P. (2007). Movimento delle faglie: confronti tra risultati sperimentali e modelli fisici, Laurea in Fisica, Università degli Studi di Napoli Federico II, a.a. 2006/2007.
- Orefice, A. (2008). Legge di attenuazione e parametri di sorgente in Appennino Meridionale, Laurea in Fisica, Università degli Studi di Napoli Federico II, a.a. 2007/2008.