



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2. 2. 1960)

MEMORIE

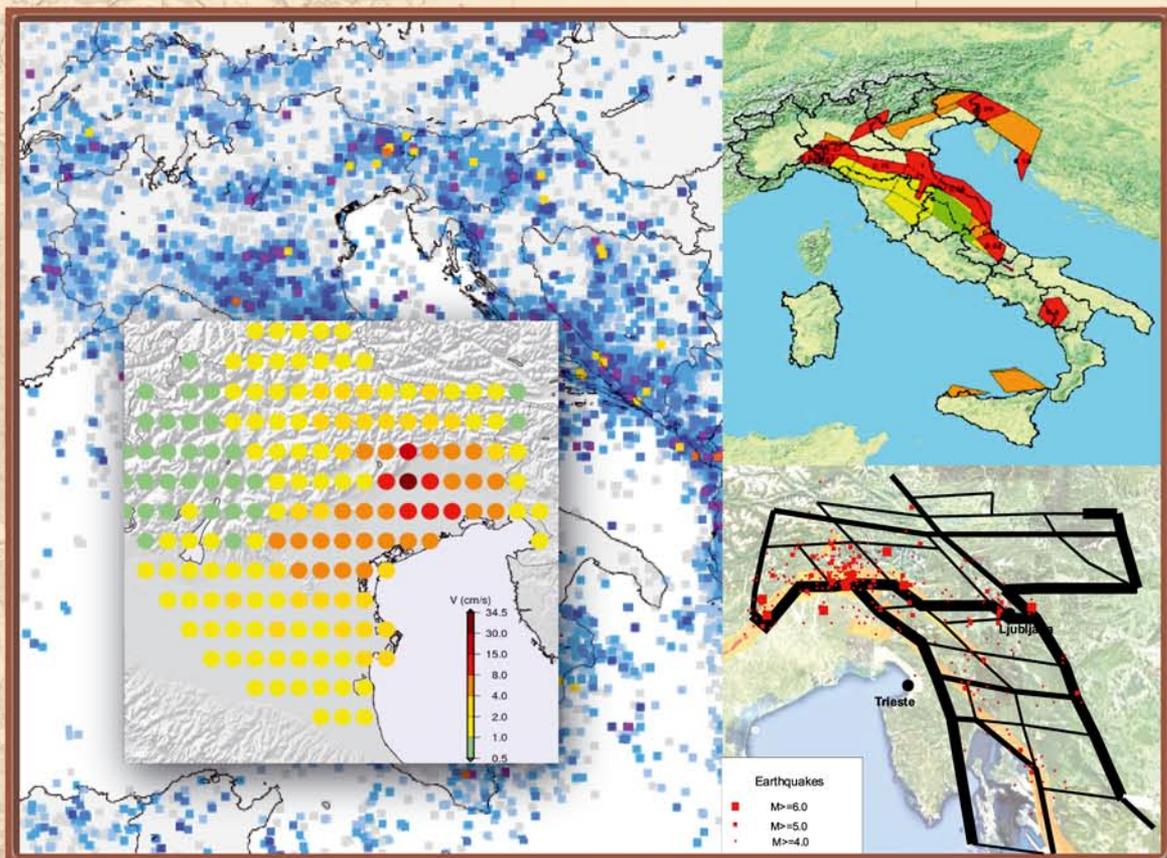
DESCRITTIVE DELLA

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

VOLUME XCIV

Scenari neo-deterministici di pericolosità sismica per il Friuli Venezia Giulia e le aree circostanti

*Neo-deterministic seismic hazard scenarios for Friuli
Venezia Giulia and surrounding areas*





ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2. 2. 1960)

MEMORIE
DESCRITTIVE DELLA
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

VOLUME XCIV

**Scenari neo-deterministici di pericolosità sismica
per il Friuli Venezia Giulia e le aree circostanti**

*Neo-deterministic seismic hazard scenarios
for Friuli Venezia Giulia and surrounding areas*

a cura di

G.F. PANZA, A. PERESAN, A. MAGRIN

Direttore responsabile: Claudio CAMPOBASSO

REDAZIONE a cura del Servizio Cartografico, coordinamento base dati e tavoli europei

Coordinatore della Cartografia-Editoria: Domenico TACCHIA

Coordinamento Editoriale, allestimento digitale: Maria Luisa VATOVEC

Stampa: SYSTEMCART S.r.l. - ROMA

Introduzione

Una strategia efficace per la mitigazione del rischio sismico dipende sostanzialmente da tre fattori: a) la stima adeguata della *pericolosità* sismica, ossia la descrizione realistica dei terremoti attesi e degli effetti legati alla propagazione delle onde sismiche; b) la valutazione della *vulnerabilità* delle strutture ed infrastrutture presenti nella regione in esame, in funzione delle loro caratteristiche tecnico-strutturali e del moto del suolo atteso nell'eventualità di un forte terremoto; c) la valutazione dell'*esposizione* di tali strutture ed infrastrutture (cioè del loro "valore", tenendo conto dei contenuti in termini sia di vite umane che di oggetti).

Per ridurre significativamente il rischio associato agli eventi sismici è necessario l'impiego di avanzate metodologie sismologiche per la stima realistica della pericolosità sismica, che consentano la mitigazione dell'impatto dei terremoti, mediante una valutazione preventiva della vulnerabilità e la pianificazione di interventi di messa in sicurezza delle strutture a rischio.

Il problema tipico della stima della pericolosità sismica consiste nella determinazione delle caratteristiche del moto del suolo associabile ai terremoti futuri. Il differente approccio sismologico con cui può essere realizzata la definizione della pericolosità sismica ha portato allo sviluppo di due metodi diversi e complementari: il metodo deterministico (DSHA – *Deterministic Seismic Hazard Analysis*) ed il metodo probabilistico (PSHA – *Probabilistic Seismic Hazard Analysis*). I primi metodi tecnico-scientifici sviluppati per la stima della pericolosità sismica sono stati quelli deterministici, basati sull'osservazione che la distribuzione dei danni è generalmente correlata con la distanza e con le proprietà fisiche del suolo sottostante. Gli anni '70 hanno visto lo sviluppo di mappe probabilistiche di pericolosità sismica a scala nazionale, regionale ed urbana (microzonazione). Negli anni '90 tali strumenti hanno finito per prevalere sulla cartografia deterministica. La maggior parte degli approcci probabilistici tradizionali, tuttavia, si è dimostrata insoddisfacente in occasione dei più recenti e distruttivi terremoti: i terremoti di Tohoku (Giappone, 2011), Haiti (2010) e Wenchuan (Cina, 2008) sono avvenuti in aree indicate come relativamente sicure nelle mappe di pericolosità (GELLER 2011, STEIN *et alii*, 2012). Recenti studi hanno evidenziato che l'analisi probabilistica (CORNELL, 1968) è formalmente non corretta (e.g. CASTAÑOS & LOMNITZ, 2002; KLÜGEL, 2007a; KLÜGEL, 2007b), poiché fa ricorso a tecniche convolutive e approssimazioni nel processo di calcolo, che possono portare a risultati non realistici.

I principali problemi teorici dell'approccio probabilistico sono superati dal metodo neo-deterministico (NDSHA – *Neo Deterministic Seismic Hazard Analysis*) il quale è basato sul calcolo di sismogrammi sintetici (PANZA *et alii*, 2001) e pertanto non richiede le approssimazioni legate alle relazioni di attenuazione (che vengono usate anche nell'DSHA), generalmente non valide. Rispetto al metodo deterministico classico, l'NDSHA si differenzia anche per l'uso di un ampio set di terremoti di scenario definiti a partire dalle conoscenze disponibili sulla storia sismica e sulla sismotettonica della zona in esame e da quelle relative alle aree ad elevato potenziale sismogenetico (PERESAN *et alii*, 2012c).

Un ulteriore limite delle procedure *standard* per la stima della pericolosità sismica è legato all'assenza di indicazioni sul tempo di occorrenza di un terremoto incombente. È generalmente accettato, infatti, che la possibilità di ottenere una tale informazione, ossia conoscere l'intervallo di tempo in cui è probabile che si verifichi un forte terremoto entro una certa regione, consentirebbe di ridurre significativamente i danni ad esso conseguenti. Le procedure probabilistiche *standard*, tuttavia, forniscono generalmente mappe indipendenti dal tempo, basate sulle proprietà statistiche medie della sismicità nello spazio e nel tempo. I modelli indipendenti dal tempo, infatti, trascurano l'informazione sul tempo trascorso dall'ultimo forte terremoto per le sorgenti considerate, basandosi sull'ipotesi di "stazionarietà" dell'occorrenza dei terremoti. Per superare tale limite, sono state proposte numerose procedure per la stima probabilistica dipendente dal tempo della pericolosità sismica, considerando diversi modelli di ricorrenza (*renewal process models*) come alternativa più adeguata della classica ipotesi di Poisson (occorrenza casuale e "senza memoria" dei terremoti). Questi modelli utilizzano funzioni di densità di probabilità miste per descrivere la ricorrenza dei terremoti e tali funzioni possono differire a seconda della regione considerata; conseguentemente le osservazioni disponibili appaiono spesso insufficienti per vincolare significativamente le distribuzioni di probabilità. Un altro limite dei modelli di ricorrenza utilizzati è la stima del tempo trascorso dall'ultimo terremoto forte: tale valutazione può risultare impossibile se la lunghezza del catalogo dei terremoti è inferiore ai tempi di accumulo e rilascio dell'energia sismica e se non sono disponibili dati paleosismologici rilevanti (DECANINI *et alii*, 2001).

Nel corso degli ultimi anni è stata sviluppata presso l'ICTP, in collaborazione con l'IIIEPT (Accademia delle Scienze Russa, Mosca) ed il DMG (Dipartimento di Matematica e Geoscienze, Università degli Studi di Trieste), una procedura integrata che permette di affrontare efficacemente alcuni dei limiti menzionati dell'approccio probabilistico, tra i quali l'assenza di informazioni circa il tempo di occorrenza dei terremoti forti. La procedura integrata (e.g. PERESAN *et alii* 2011) associa l'approccio neo-deterministico per la stima della pericolosità sismica all'informazione spazio-temporale fornita dalle procedure sviluppate per l'identificazione delle aree ad elevato potenziale sismogenetico e per la previsione a medio termine spazio-temporale dei terremoti (i.e. dove gli allarmi sono dichiarati per intervalli temporali di qualche anno e con un'incertezza spaziale di centinaia di chilometri), in fase di avanzata sperimentazione su scala globale.

Questa pubblicazione si propone di fornire una panoramica dettagliata dello sviluppo ed applicazione di questo approccio per la definizione di scenari di pericolosità sismica dipendenti dal tempo. La metodologia è applicata sia all'intero territorio italiano ed aree circostanti, che, con maggior dettaglio, alla giunzione Alpi-Dinardi, sede di sporadici terremoti distruttivi sia in epoca storica (e.g. il terremoto del 1511, al confine tra Italia e Slovenia), che recente (e.g. il terremoto del Friuli del 1976). L'identificazione delle aree ove la probabilità di un forte evento è maggiore del normale, unitamente alla simulazione del moto del suolo, hanno consentito la definizione di scenari neo-deterministici, per il moto del suolo a diversa scala di dettaglio, dipendenti dal tempo, che forniscono elementi fondamentali per la valutazione delle priorità delle azioni di mitigazione del rischio sismico. Gli scenari, che descrivono il moto del suolo al basamento, hanno trovato importante riscontro in occasione di entrambi i terremoti distruttivi che hanno colpito il territorio italiano negli ultimi quattro anni, ossia gli eventi dell'Aquila (2009) e dell'Emilia (2012), come illustrato in dettaglio nei capitoli 1 e 4. Inoltre, il progressivo raffinamento degli scenari neo-deterministici di scuotimento consente la modellazione realistica del moto del suolo a scala molto dettagliata, inclusa la corretta trattazione, almeno dal punto di vista della fisica della generazione e propagazione delle onde sismiche, dei così detti effetti di sito. Tali scenari hanno permesso di evidenziare la dipendenza degli effetti di sito dalle caratteristiche e dalla localizzazione della sorgente sismica, sollevando dubbi sulla validità generale delle conclusioni basate sulle osservazioni connesse ad un singolo evento. I sismogrammi sintetici realistici ottenuti con il metodo NDSHA possono essere prontamente utilizzati, in linea con le indicazioni fornite nella Risoluzione n. 8-00124 in materia di isolamento sismico, recentemente approvata in VIII Commissione della Camera dei Deputati⁽¹⁾.

Accanto alle mappe di pericolosità sismica a scala nazionale, vengono definiti gli scenari di pericolosità sismica dipendenti dal tempo, associando alle aree allertate dalle previsioni a medio termine spazio-temporale dei terremoti i relativi scenari di scuotimento del suolo. Il regolare e continuo aggiornamento delle previsioni, effettuate mediante gli algoritmi CN ed M8S (PERESAN *et alii*, 2005), fornisce infatti le necessarie informazioni spazio-temporali relative al possibile verificarsi di un forte terremoto nel territorio italiano e nell'area Adriatica. L'esperimento di previsione a medio termine spazio-temporale degli eventi sismici che possono interessare la Regione Friuli Venezia Giulia e le aree circostanti, condotto mediante la definizione formale e la trasmissione alla Protezione Civile del Friuli Venezia Giulia (PCFVG) delle indicazioni relative alle aree allertate, si pone all'avanguardia rispetto a progetti internazionali solo recentemente intrapresi o tuttora in fase di definizione per la validazione delle metodologie di previsione dei terremoti (e.g. CSEP). La sperimentazione dei vari metodi di previsione in ambito CSEP, recentemente avviata anche in Italia, presenta infatti diversi problemi (PERESAN *et alii*, 2012a) che vanno preventivamente risolti, affinché i risultati di tale sperimentazione possano essere considerati significativi. Primo fra tutti è il problema dei dati di input che vengono imposti per l'analisi della sismicità: il catalogo italiano della sismicità strumentale per il periodo 1981-2002, il CSI1.1, compilato dall'INGV, risulta condizionato da una significativa sottostima della magnitudo locale, rispetto ai dati strumentali disponibili per gli anni più recenti. Problemi più generali sono invece connessi all'assenza di criteri formali per il confronto di metodi probabilistici e metodi basati sull'analisi dei precursori (*alarm-based*), nonché alla brevità del periodo di test (cinque anni sono insufficienti per una validazione significativa delle previsioni dei terremoti più forti). Il rapporto dell'*International Commission on Earthquake Forecasting* (ICEF), stabilita in seguito del terremoto dell'Aquila, si rifà sostanzialmente a quanto proposto in ambito CSEP, supportando l'utilizzo di metodologie probabilistiche la cui reale capacità di prevedere i forti terremoti italiani resta quantomeno indimostrata, secondo quanto evidenziato da Peresan *et alii* (2012a). L'aspetto certamente più rilevante è connesso alla validazione delle diverse metodologie previsionali, che deve essere effettuata in modo rigoroso (i.e. mediante analisi in tempo reale, con dati cer-

⁽¹⁾Benamati, G., Ginoble, T., Alessandri, A., 2011. 7-00414 Benamati: In materia di isolamento sismico delle costruzioni civili e industriali, Risoluzione approvata dall'VIII Commissione n. 8/00124, Legislatura 16, Seduta di annuncio del 08/06/2011. Bollettino della Camera dei Deputati, 491, All. 5, 388-393.

tamente indipendenti), utilizzando strumenti statistici adeguati e stabiliti a priori, e soprattutto su un intervallo temporale di almeno un decennio, che comprenda un numero sufficiente di forti terremoti. La necessità di mantenere la sperimentazione inalterata per un periodo molto lungo comporta notevoli problemi nell'omogeneità dei dati. Il problema risulta particolarmente rilevante a causa della eterogeneità e discontinuità dei cataloghi della sismicità strumentale italiana compilati dall'INGV a partire dal 1981, che non consente di utilizzare i dati nazionali. Dopo un'accurata analisi delle banche dati globali, è stato naturale decidere di integrare le informazioni contenute nel catalogo UCI2001, utilizzando il catalogo ISC a partire dal 2009 in poi. L'utilizzo di tali dati integrati per il monitoraggio delle anomalie nel flusso sismico ha reso possibile fra l'altro la previsione del terremoto che ha colpito l'Emilia il 21 Maggio 2012. Di tale possibilità era stata data comunicazione alla Commissione Grandi Rischi, nel corso della riunione tenutasi a Roma il 4 Maggio 2012. Pertanto, risulta di fondamentale importanza, proseguire con continuità le ricerche e la sperimentazione sistematica ed in tempo reale del sistema sviluppato per la previsione a medio termine spazio-temporale dei terremoti e la definizione della pericolosità dipendente dal tempo.

La disponibilità dei dati compilati presso l'Osservatorio Geofisico Sperimentale (CRS-OGS) ha permesso di verificare le previsioni fornite dall' algoritmo M8S per il territorio del Friuli Venezia Giulia, e di sperimentare l'algoritmo di previsione del secondo ordine Mendocino Scenario. Accanto all'applicazione delle metodologie consolidate, sono stati valutati ulteriori metodi per l'analisi delle caratteristiche spazio-temporali della sismicità in Italia; in particolare, è stata sperimentata l'applicazione dell'algoritmo, noto come PI (*Pattern Informatics*), già applicato in California ed in altre regioni del globo. Sono stati così evidenziati alcuni aspetti critici connessi con l'interpretazione e valutazione dei risultati ed è stato impostato uno schema per la rigorosa sperimentazione di PI in tempo reale, sia sul territorio italiano che in Iran (RADAN *et alii*, 2013). Il metodo sviluppato ha consentito, fra l'altro, la previsione del forte terremoto (M7.8) che ha colpito l'Iran il 16 Aprile 2013, il cui epicentro cade in una delle aree ad elevata probabilità precedentemente identificate.

Sono analizzate, inoltre, le variazioni temporali dei parametri della relazione di scala unificata per i terremoti (*Unified Scaling Law for Earthquakes*, USLE) al fine di individuare le anomalie eventualmente associate ai forti terremoti, utilizzabili per l'identificazione di precursori formalmente definiti (NEKRASOVA *et alii*, 2011). La metodologia per l'analisi della relazione frequenza-magnitudo dei terremoti permette, secondo un approccio multi-scala, di includere le proprietà frattali della distribuzione degli epicentri nella statistica dei terremoti, fornendo informazioni rilevanti sia per la stima della pericolosità sismica che sulle variazioni spazio-temporali della sismicità. I risultati dello studio condotto evidenziano valori di pericolosità diversi da quelli previsti dalla normativa vigente e sottolineano la necessità di una analisi approfondita di tali differenze e di una verifica della capacità delle diverse mappe di pericolosità sismica di consentire una stima efficace del rischio associato ai futuri terremoti (e.g. NEKRASOVA *et alii*, 2013).

Per consentire una caratterizzazione quantitativa, sistematica e robusta, del potenziale sismogenetico per il Friuli Venezia Giulia e le regioni circostanti, sono state considerate le informazioni fornite dall'analisi di pattern recognition applicata per l'identificazione delle aree ove risulta possibile il verificarsi di forti terremoti (GORSHKOV *et alii*, 2002; 2004). Le indicazioni fornite da questa metodologia, hanno il vantaggio di essere basate sulle informazioni geologiche e morfostrutturali disponibili e di essere indipendenti dalla sismicità passata; particolare attenzione dovrà dunque essere dedicata ai nodi sismogenetici che non risultano tuttora associati ad eventi storici od a faglie riconosciute attive. In particolare, a partire dalla Zonazione Morfostrutturale delineata per l'Arco Alpino e le Dinaridi in scala 1:1.000.000 e dall'identificazione dei nodi sismogenetici (definiti in prima approssimazione come cerchi di raggio prefissato, pari a 25 km), si è proceduto ad una definizione di dettaglio della geometria dei nodi stessi nelle aree ove risulta possibile il verificarsi di terremoti con magnitudo maggiore o uguale a 6.0 (GORSHKOV *et alii*, 2009). La possibilità di delineare i confini strutturali di un nodo sismogenetico, dimostrata mediante estese indagini di campagna, si basa sulla definizione dei lineamenti morfostrutturali di ordine più basso, tracciati a tale scopo utilizzando mappe topografiche di maggior dettaglio (i.e. 1:100.000 - 1:150.000). I nodi definiti secondo il criterio strutturale sono stati confrontati con quelli precedentemente definiti come cerchi di raggio prefissato. Alla giunzione Alpi-Dinaridi, il criterio strutturale consente di ridurre la porzione di territorio ove risultano possibili i terremoti più forti. Accanto alla definizione di dettaglio della geometria dei nodi sismogenetici, sono state acquisite le informazioni disponibili sulle faglie attive. Per consentire il calcolo degli scenari neo-deterministici di moto sismico del suolo connessi alle aree ad elevato potenziale sismogenetico, i parametri delle sorgenti sismiche associabili a ciascun nodo sono stati definiti utilizzando le banche dati disponibili ed acquisendo ulteriori informazioni a scala regionale e nazionale. In un secondo passo, per consentire la modellazione del moto del suolo, i nodi sismogenetici sono stati correlati ai meccanismi focali disponibili e, ove possibile, sono stati associati alle faglie attive (PANZA *et alii*, 2011c).

Con l'intento di migliorare la comprensione dei processi che controllano la cinematica e le caratteristiche principali della sismicità storica e recente lungo il margine nord-orientale della placca Adriatica, è stata condotta un'analisi congiunta delle caratteristiche del rilascio di energia sismica e del campo di deformazione alla giunzione Alpi-Dinaridi. Tale analisi, effettuata mediante la modellazione a blocchi della dinamica della litosfera, ha evidenziato una buona correlazione fra la sismicità sintetica ottenuta ed i nodi sismogenetici (GORSHKOV *et alii*, 2009), suggerendo la necessità di un approfondimento delle ricerche soprattutto nelle aree ove risulta possibile il verificarsi di terremoti forti, secondo la modellazione a blocchi e l'analisi morfostrutturale, ma nelle quali la sismicità storica e strumentale si è estrinsecata solo con eventi di piccola magnitudo. L'assenza di terremoti rilevanti, infatti, può essere naturalmente spiegata dalla insufficiente lunghezza temporale delle osservazioni disponibili.

In aree tettoniche caratterizzate da un regime compressivo e da accrescimento montuoso, come, ad esempio, le Alpi e l'Himalaya, esiste una significativa modulazione stagionale e secolare della sismicità, in antitesi con l'ipotesi di stazionarietà sulla quale si basano le tradizionali stime di pericolosità sismica (PANZA *et alii*, 2011b). Durante l'inverno i terremoti forti risultano meno numerosi rispetto a periodi dell'anno più caldi, quando la neve si scioglie e cessa il suo effetto stabilizzante. Analogamente lo scioglimento dei ghiacciai, su scale temporali dell'ordine di secoli e millenni, può causare deformazioni crostali che modulano la sismicità. In situazioni di distensione, come in Appennino, il processo avviene invece in opposizione di fase. L'identificazione della modulazione climatica stagionale e secolare della sismicità ed i risultati dell'analisi di stabilità delle stime di pericolosità sismica indicano che 500 anni di catalogo non sono sufficienti per caratterizzare la sismicità di un'area (ZUCCOLO *et alii*, 2011). Risultati più stabili si ottengono considerando i nodi morfostrutturali, che forniscono indicazioni a lungo termine sul potenziale sismogenetico e quindi permettono di colmare la lacuna connessa alla limitata copertura temporale dei dati (500 anni). Gli aspetti evidenziati appaiono particolarmente rilevanti ai fini della stima probabilistica della pericolosità sismica (PSHA), per la quale la sismicità passata è fondamentale per il calcolo delle ricorrenze e la stazionarietà è un'ipotesi critica.

Allo scopo di modellare la propagazione di onde sismiche, sono stati effettuati gli studi di tomografia sismica con onde di superficie necessari al raffinamento dei modelli strutturali superficiali (crosta) e profondi (litosfera) a scala regionale e locale. A tal fine è stata effettuata l'analisi FTAN (*Frequency-Time Analysis*), che consente di determinare le curve di dispersione del modo fondamentale delle onde di superficie. Sono state sviluppate ed applicate tecniche di ottimizzazione volte all'individuazione del modello strutturale maggiormente rappresentativo. I modelli strutturali (velocità delle onde S e relativi spessori) definiti per l'area alpina sono stati successivamente raffinati, raggiungendo una risoluzione di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, mediante l'inversione congiunta con dati crostali indipendenti, laddove disponibili. Il modello tridimensionale così ottenuto, pur confermando le caratteristiche generali del modello a scala $1^\circ \times 1^\circ$ (BRANDMAYR *et alii*, 2010), ha consentito di apprezzare non solo l'estrema variabilità dello spessore crostale nell'area alpina e padana, ma anche le eterogeneità presenti nel mantello in corrispondenza delle aree collisionali alpina, subalpina, appenninica e dinarica. I dati di velocità e densità ottenuti forniscono dunque informazioni necessarie alla caratterizzazione sismica ed all'interpretazione geodinamica dell'area in esame, e permettono una migliore comprensione dei processi di collisione in atto ai margini della Placca Adriatica, quali la subduzione alpino-dinarica (BRANDMAYR *et alii*, 2011).

L'approccio NDSHA è stato applicato per la stima della pericolosità sismica per le aree allertate dal monitoraggio della previsione a medio termine spazio-temporale e per le aree ad elevato potenziale sismogenetico in esse comprese. Il metodo utilizzato (PERESAN *et alii*, 2011) si basa sulla possibilità di modellare il moto del suolo in qualsiasi sito di interesse, mediante il calcolo di sismogrammi sintetici realistici, a partire dalle informazioni disponibili sulla struttura della Terra, sulle sorgenti sismiche e sul livello di sismicità dell'area investigata. La definizione delle sorgenti sismiche per il calcolo dei sismogrammi sintetici, utilizza, oltre alle conoscenze disponibili sulla storia sismica e la sismotettonica della zona in esame, anche quelle relative ai nodi sismogenetici (dove risulta possibile il verificarsi di terremoti di magnitudo $M \geq 6.0$ ed $M \geq 6.5$, rispettivamente). Gli scenari neo-deterministici di scuotimento, compatibili con la storia sismica e la sismotettonica della zona in esame, sono ottenuti anche mediante la simulazione di moto del suolo in approssimazione di sorgente estesa fino ad una frequenza massima di 10 Hz e sono quindi definiti anche in termini di PGA, oltre che di DGA (PANZA *et alii*, 2012).

L'aggiornamento sistematico degli scenari neo-deterministici di pericolosità sismica dipendenti dal tempo, associati alle aree allertate dagli algoritmi di previsione a medio termine spazio-temporale, ha consentito di avviare una procedura di validazione rigorosa delle mappe di scuotimento all'avanguardia mondiale. Le mappe aggiornate, infatti, sono state regolarmente trasmesse alla PCFVG con cadenza bimestrale e consentono il confronto in tempo reale con i dati osservati in occasione degli eventuali forti terremoti. Fra gli eventi sismici di maggiore intensità che hanno colpito il territorio italiano nell'ultimo quinquennio, si annoverano il terremoto dell'Aquila e quello dell'Emilia che,

in entrambi i casi, si sono rivelati compatibili con gli scenari precedentemente definiti. In particolare, per quanto riguarda il terremoto dell'Aquila del 6 Aprile 2009, l'epicentro del terremoto è stato localizzato fuori dalle aree allertate dagli algoritmi CN ed M8S per il corrispondente intervallo di magnitudo; si è trattato quindi di un fallimento di previsione. Il 6 Aprile 2009, tuttavia, era in corso un allarme CN nella regione Settentrionale ed il terremoto si è verificato appena fuori (circa 10 km) dalla regione allertata. Pertanto lo scenario di scuotimento, associato all'allarme nella regione Settentrionale definito per il periodo 1 Marzo 2009 – 1 Maggio 2009, ha correttamente previsto le intensità macrosismiche che sono state osservate in seguito al terremoto (PERESAN *et alii*, 2011). Il terremoto dell'Emilia del 21 Maggio 2012 ha correttamente confermato l'allerta per un evento di magnitudo $M \geq 5.4$ entro la regione CN Settentrionale, dichiarato a partire dal 1 Marzo 2012, risultando dunque un successo di previsione. Inoltre le mappe NDSHA definite per il periodo 1 Maggio 2012 – 1 Luglio 2012 indicavano per l'area epicentrale valori nell'intervallo 0.20 – 0.35 g, in buon accordo con quanto osservato (~ 0.25 g), mentre la mappa PSHA, che costituisce la base della normativa sismica italiana, prevedeva un valore di PGA inferiore a 0.175 g, sottostimando, quindi, significativamente la pericolosità dell'area (PERESAN & PANZA, 2012).

Le osservazioni raccolte in occasione del terremoto dell'Emilia sono in linea con quanto evidenziato dal confronto delle mappe di pericolosità sismica ottenute secondo i metodi PSHA e NDSHA. Il confronto, effettuato in termini di intensità, ha evidenziato che le mappe NDSHA forniscono valori più elevati di quelli probabilistici, particolarmente nelle aree a maggiore attività sismica (e.g. nodi sismogenetici); viceversa i valori sono più bassi di quelli probabilistici nelle aree a bassa attività sismica, evidenziando una certa tendenza del metodo probabilistico ad “appiattare” le stime di moto del suolo atteso attorno ad un valore medio poco rappresentativo (ZUCCOLO *et alii*, 2011; NEKRASOVA *et alii*, 2013).

Accanto agli scenari di scuotimento al basamento sono stati definiti scenari di dettaglio lungo profili selezionati per la città di Trieste, utilizzando modelli strutturali locali lateralmente eterogenei che permettono di considerare le caratteristiche geologiche locali (i.e. gli effetti di sito), secondo la procedura descritta da Vaccari *et alii* (2005). L'elevata densità abitativa dell'area e la rilevante pericolosità sismica di alcune sue zone hanno suggerito l'opportunità di focalizzare l'analisi proprio sul capoluogo regionale. La presenza dei sedimenti marini e dei riporti nella zona del Porto Vecchio è la causa di un incremento delle ampiezze dei segnali, pur all'aumentare della distanza epicentrale, e di una maggior durata dello scuotimento, che si traducono in una maggior pericolosità per l'edificato. L'amplificazione locale (ossia i così detti “effetti di sito”), inoltre, risulta dipendente dalla specifica configurazione sorgente-sito, e ciò evidenzia la necessità di considerare un ampio insieme di terremoti di scenario per quantificare efficacemente la pericolosità del sito stesso.

È stato infine sviluppato un approccio neo-deterministico per la stima della pericolosità da tsunami. La capacità del metodo di descrivere l'ampiezza massima dell'onda ed il relativo tempo di arrivo, è stata verificata con successo mediante la simulazione del devastante tsunami che ha colpito il Giappone nel 2011 (BISIGNANO *et alii*, 2011). Successivamente il metodo è stato applicato allo studio della pericolosità da tsunami per la città di Trieste, considerando una serie di possibili terremoti di scenario localizzati nella zona di Spalato e nella zona di Ancona. Tali risultati possono costituire il dato di partenza per studiare gli effetti di ingressione dell'onda sulla costa, effettuando modellazioni più dettagliate che tengano conto delle caratteristiche batimetriche e topografiche specifiche del sito in esame, le quali possono determinare un'amplificazione significativa rispetto all'onda entrante. I risultati dello studio hanno evidenziato che, sebbene nel Mare Adriatico il fenomeno sia chiaramente molto più contenuto rispetto alle aree oceaniche, tuttavia può causare danni non trascurabili a persone, strutture portuali ed altre attività produttive costiere anche in bacini più piccoli.

I risultati ottenuti evidenziano l'eccessiva dipendenza delle mappe PSHA dalle ipotesi sulla ricorrenza dei forti terremoti, che sono caratterizzate da notevoli incertezze e spesso si sono rivelate errate; tale osservazione ha trovato drammatica conferma nei recenti terremoti dell'Emilia (2012) e del Giappone (2011). Pur essendo caratterizzati da periodi di ritorno estremamente lunghi, tali terremoti si sono verificati pochi anni dopo la pubblicazione delle mappe, che si sono rivelate fatalmente sottostimate e quindi prive di capacità prognostiche (e.g. STEIN *et alii*, 2012; WYSS *et alii*, 2012). D'altra parte il metodo NDSHA, che fornisce stime della pericolosità cui solo in un secondo momento viene associata, se necessario, la ricorrenza (PERESAN *et alii*, 2013) ha fornito valori ben confrontabili con quelli registrati in occasione del terremoto dell'Emilia ed ha confermato le capacità prognostiche già parzialmente evidenziate in occasione del terremoto dell'Aquila del 2009.

In un'ottica di prevenzione, si ritiene essenziale che almeno le strutture strategiche e pubbliche siano progettate in modo da resistere ai futuri forti terremoti. Quando si verifica un terremoto con una data magnitudo M lo stesso genera un moto sismico del suolo che non dipende certamente dalla sua sporadicità nell'area di studio. In questa

prospettiva, i parametri di progettazione antisismica non devono essere ridotti o aumentati in funzione della maggiore o minore sporadicità del terremoto, come previsto da PSHA, ma devono tener conto dei valori di magnitudo definiti in base alla storia sismica e alla sismotettonica, come previsto dall'approccio NDSHA. Conseguentemente, per passare da un'ottica focalizzata sulla gestione dell'emergenza ad una nuova prospettiva basata sulla prevenzione, è necessario rivalutare sostanzialmente l'ambito di applicabilità di PSHA.

È proprio in tale ottica che in sede nazionale è stata presentata una proposta di Legge sulla "Delega al Governo per l'adozione del Piano antisismico nazionale" (Proposta di legge C. 1184 dell'11 giugno 2013), sottoscritta dall'On. Benamati e da altri sedici parlamentari, dove si propone di aggiornare la classificazione sismica del territorio nazionale anche mediante l'affiancamento di diverse metodologie per la valutazione del rischio. Si chiede cioè che unitamente al metodo PSHA, sino ad ora adottato per la definizione delle mappe di pericolosità sismica, ci si avvalga anche del metodo NDSHA, in grado di superare, secondo i proponenti, i limiti insiti nell'approccio probabilistico sin qui evidenziati.

Introduction

An effective strategy for seismic risk mitigation basically depends on the following three elements: a) a reliable assessment of the seismic hazard, that is the realistic description of the ground shaking associated with possible future large earthquakes, conventionally with magnitude $M \geq 5$; b) an estimate of the vulnerability of structures and infrastructures in the considered region; c) an evaluation of the exposure associated with such structures and infrastructures. A realistic and comprehensive characterization of expected seismic ground shaking, eventually including the related time information, is therefore essential in order to develop effective mitigation strategies and to increase earthquake preparedness (Peresan et al., 2012), since it may allow for a preventive evaluation of vulnerability and the planning of interventions on unsafe building.

The typical seismic hazard problem lies in the determination of the ground motion characteristics associated with future large earthquakes, both at regional and local scale. Deterministic seismic hazard analysis (DSHA), and probabilistic seismic hazard analysis (PSHA), are the two commonly used approaches in seismic hazard assessment. Seismic hazard assessment, in fact, can be performed in various ways, e.g. with a description of the groundshaking severity due to an earthquake of a given distance and magnitude (“groundshaking scenario”), or with probabilistic maps of relevant parameters describing the ground motion. The first scientific and technical methods developed for seismic hazard assessment were deterministic and based on the observation that damage distribution is often correlated with the spatial distribution and the physical properties of the underlying soil. The 1970s saw the beginning of the development of probabilistic seismic hazard maps, which define the probability of exceeding, over a specified period of time, various levels of ground motion (Cornell, 1968). In the 1990s probabilistic maps came to prevail over deterministic cartography (e.g. Giardini et al., 1999). PSHA maps, however, turned out fatally inadequate for the most recent destructive earthquakes, including the devastating Tohoku (2011), Haiti (2010), and Wenchuan (2008) earthquakes, all occurred in areas predicted by earthquake hazard maps to be relatively safe (Geller, 2011; Stein et al., 2011, 2012). Criticisms have been expressed on the probabilistic method by many authors (e.g., Castanos and Lomnitz, 2002; Klugel, 2007b; Krinitzsky, 1998; Wang, 2011), who evidenced some essential limits in the physical and mathematical models, as well as in other basic assumptions. Specifically, probabilistic seismic hazard maps are: a) strongly dependent on the available observations, unavoidably incomplete due to the long time scales involved; b) time-independent, being based on the assumption of random occurrence of earthquakes; c) do not consider adequately the site effects, since they resort to convolutive techniques, which cannot be applied when dealing with complex geological structures.

The main theoretical limits of PSHA can be overcome by neo-deterministic method (NDSHA – Neo Deterministic Seismic Hazard Analysis). NDSHA is a scenario-based approach to seismic hazard assessment at different scales - regional, national and metropolitan – that allows us to consider a wide range of possible seismic sources as the starting point for deriving scenarios by means of full waveforms modeling (Panza et al., 2012 and references therein). The method does not make use of attenuation relations or GMPE (which are used, instead, by PSHA and DSHA) and naturally supplies realistic time series of ground shaking, readily applicable to engineering analysis. Seismic sources needed for ground motion modeling are defined based on the large events reported in the earthquake catalogue and incorporate the additional information about the possible location of strong earthquakes provided by the morphostructural analysis, active fault studies and other geophysical indicators (including GPS observations), thus filling in gaps in known seismicity (Panza et al., 2011). With NDSHA it is straightforward to perform parametric analysis and stability tests that may contribute to reliably characterize the related uncertainties.

Based on the NDSHA an operational integrated procedure for seismic hazard assessment has been developed (e.g. Peresan et al. 2011) that allows for the definition of time-dependent scenarios of ground shaking, through the routine updating of earthquake predictions. Accordingly, when an alarm (time of increased probability – TIP) is declared, within the alarmed areas identified by means of formally defined algorithms, a set of scenarios of expected ground shaking at bedrock can be readily computed. This is done by means of full waveform modeling, both at regional and local scale, considering all of the possible earthquake sources within the alerted areas. The aim of this publication is to provide a review of the development and application of the integrated methodology for the computation of time-dependent earthquake scenarios. The method is applied both in Italy and surrounding regions and, in great detail, in the Alps-Dinarides hinge zone, where sporadic destructive earthquakes occurred both in historical (e.g. the 1511 earthquake, at the border between Italy and Slovenia) and recent times (e.g. the Friuli, 1976 and Slovenia, 1998 earthquakes).

The first part of this Volume is devoted to the analysis of the temporal evolution of seismic activity, as well as of the necessary input data, namely the earthquake catalogs. The regular and continuous updating of the intermediate-term middle-range earthquake predictions, performed by the algorithms CN and M8S (Peresan et al., 2005), provides robust and tested spatio-temporal information about the possible occurrence of a strong earthquake in Italy and in the Adriatic region. The availability of data compiled by the Osservatorio Geofisico Sperimentale (CRS-OGS) allowed us to verify the predictions provided by the algorithm M8S over the territory of Friuli Venezia Giulia, as well to test the second order prediction algorithm Mendocino Scenario, which may permit reducing the spatial uncertainty of M8S alarms. Beside the prospective application of these well consolidated methodologies, further methods for the analysis of spatio-temporal characteristics of seismicity in Italy have been evaluated. Specifically, the application of the PI algorithm (Pattern Informatics), which is already applied in California and other regions worldwide, has been carried out for the Italian territory. PI performances however, although providing a seemingly high spatial accuracy, do not appear preferable compared with those from CN or M8S algorithms (Radan et al., 2013). Finally, the temporal variations of the parameters of the Unified Scaling Law for Earthquakes (USLE) have been analysed in order to detect possible anomalies associated with large earthquakes, which can be used for the identification of formally defined precursors (Nekrasova et al., 2011).

In order to allow for a quantitative, systematic and robust characterization of the seismic potential for Friuli Venezia Giulia and surrounding areas, the information provided by the pattern-recognition of earthquake prone areas has been considered (Gorshkov et al., 2002; 2004). Starting from the Morphostructural Zonation, outlined for the Alps and Dinarides at the 1:1.000.000 scale, and from the identified seismogenic nodes (defined, in first approximation, as circles with radius $R=25$ km), a refined geometry has been delineated for the areas prone to earthquakes with magnitude $M \geq 6.0$ (Gorshkov et al., 2009). The joint analysis of the properties of seismic energy release and of strain field at the Alps - Dinarides junction revealed a good correlation between the synthetic seismicity and the seismogenic nodes (Gorshkov et al., 2009), evidencing the need for in depth investigations especially in the areas prone to strong earthquakes, but where only small or moderate earthquakes are reported in historical times.

In addition, a significant short-term (seasonal) and long-term (secular) modulation of seismicity has been detected in compressional regions, characterized by present day mountain building and relevant glaciers retreat, namely the Alps and the Himalaya. In such regions the seismicity increases when the snow/ice load is reduced, whereas in extensional regions, i.e. in the Apennines, the process occurs with opposite phase. The identification of seasonal and secular climatic modulation of seismicity and the results of the analysis of the stability of the seismic hazard estimates indicate that 500 years of catalog are not sufficient to characterize the seismicity of an area (Zuccolo et al., 2011), as tragically confirmed by the very poor performance of GSHAP maps (Kossobokov and Nekrasova, 2010; Wyss et al., 2012).

A section of this Volume is devoted to the characterization of the structural models, necessary for the computation of propagating seismic waves. Refined structural models for the shallow (crust) and deep parts of the lithosphere have been defined by seismic tomography studies at regional and local scale. The obtained density and velocity data provide therefore information necessary for the seismic characterization and geodynamic interpretation of the study area, and allow for a better understanding of collision processes in place at the edge of the Adriatic plate, such as the Alpine-Dinaric subduction (Brandmayr et al., 2011).

Based on the available information about seismic sources and structural models, the NDSHA approach has been applied to derive national scale seismic hazard maps, as well as maps of ground shaking at bedrock associated with the areas alerted by the real-time monitoring of seismicity. Moreover, neo-deterministic scenarios of ground shaking,

consistent with the seismotectonic and seismic history of the study region, have been defined modelling the ground motion in the approximation of extended source and up to a maximum frequency of 10 Hz; hence the corresponding maps are defined in terms of PGA, besides DGA (Panza et al., 2012).

The routine updating of the time-dependent neo-deterministic seismic hazard scenarios, associated with the areas alerted by intermediate-term middle-range earthquake prediction algorithms CN and M8S, allows for a well controlled real-time prospective testing and validation of the proposed methodology over the Italian territory. CN and M8S predictions, as well as the time-dependent ground motion scenarios associated with the alarmed areas, are updated every two months since 2006, and are regularly transmitted to the Civil Defense of the Friuli Venezia Giulia Region; therefore they can be readily compared with observations if a strong earthquake occurs. Since the time NDSHA time-dependent scenarios are regularly computed, two large earthquakes struck the Italian territory, namely the Emilia (M6.1, 2012) and L'Aquila (M6.3, 2009) earthquakes; in both cases the method correctly predicted the observed ground motion, although L'Aquila earthquake scores as a failure in the earthquake prediction experiment, because the epicenter was located about ten km outside of the alarmed territory.

Once the gross features of the seismic hazard have been defined, a more detailed modelling of the ground motion is carried out for sites of specific interest, taking into account the source characteristics, the path and the local geological and geotechnical conditions. To deal both with realistic source and structural models, including topographical features, a hybrid method has been considered that combines modal summation and the finite difference technique. The detailed ground shaking scenarios have been computed along selected profiles for the city of Trieste, using 2D local structural models that allow us to consider laterally heterogeneous local geological features (i.e. the effects of the site), according to the procedure described by Vaccari et al. (2005). It is shown that local amplification (the so-called “site effects”) are not persistent but turn out to be dependent on the specific source-site configuration, and this highlights the need to consider a wide set of scenario earthquakes to effectively quantify the hazard at the site.

Finally, the neo-deterministic approach has been applied with the purpose of tsunami hazard assessment, based on the computation of synthetic mareograms. The method has been applied to the study of tsunami hazard for the city of Trieste, considering a number of possible scenario earthquakes located nearby the cities of Split (Croatia) and Ancona (Italy). The obtained results, which describe the off-shore amplitude of tsunami waves, provide the input for detailed studies of the wave ingression along the coast, by taking into account the bathymetric and topographic characteristics at the selected site, which can lead to significant amplification compared to the off-shore wave.

From an anthropocentric perspective, strategic and public buildings and other critical structures should be designed so as to resist future earthquakes. When an earthquake with a given magnitude M occurs, it causes a specific ground shaking that certainly does not take into account whether the event is rare or not; thus ground motion parameters for seismic design should not be scaled depending on how sporadic an earthquake is, but should cope with the seismic history and the earthquake prone areas (seismogenic nodes) identified through morphostructural analysis, as it is done with the Neo-Deterministic Seismic Hazard Assessment (NDSHA) with scenario earthquakes.

The results acquired in the prospective application of the time-dependent NDSHA approach allow for a rigorous validation of the integrated methodology and, at the same time provide information that can be useful in assigning priorities for timely mitigation actions. As an example, for sites where ground shaking values greater than 0.2 g are estimated at bedrock, further investigations should be performed taking into account the local soil conditions, to assess the performances of relevant structures, such as historical and strategic buildings, as it is done for the city of Trieste (e.g. Vaccari et al., 2009).

Ringraziamenti

Questo Volume fornisce una panoramica sugli studi condotti, nell'ambito di pluriennali collaborazioni internazionali, da numerosi ricercatori appartenenti a diverse istituzioni scientifiche nazionali e principalmente: al SAND Group, presso l'Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP, Trieste), all'Institute of Earthquake Prediction Theory dell'Accademia delle Scienze Russa (IEPT-RAS, Mosca) ed al Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università di Trieste. Si ringraziano per il loro fondamentale contributo: F. Vaccari, F. Romanelli, E. Brandmayr, D. Bisignano, E. Zuccolo, V. Kossobokov, A. Soloviev, A. Gorshkov, L. Romashkova, I. Rotwain, A. Nekrasova, G. Molchan, T. Kronrod, I. Vorobieva e Y. Radan, che hanno condotto gran parte degli studi descritti.

Le ricerche illustrate sono state svolte principalmente nell'ambito della Convenzione fra la Protezione Civile della Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia e l'Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics” (ICTP, Trieste (DGR 2226 dd. 14.9.2005 e DGR 1459 dd. 24.6.2009), beneficiando inoltre del supporto finanziario dell'Agenzia Spaziale Italiana, nell'ambito del progetto pilota ASI-SISMA “Information System for Monitoring and Alert”. Parte degli studi condotti sulla previsione a medio termine dei terremoti e sull'identificazione delle aree ad elevato potenziale sismogenetico è stata possibile grazie al supporto finanziario nell'ambito del Progetto Sismologico S3 – “Previsione a breve termine dei terremoti”, Convenzione DPC-INGV (2012-2013).

Mem. Descr. Carta Geol. d'It.
 XCIV (2014), pp. 100
 figg. 96, tabb. 15

Scenari neo-deterministici di pericolosità sismica per il Friuli Venezia Giulia e le aree circostanti

Neo-deterministic seismic hazard scenarios for Friuli Venezia Giulia and surrounding areas

PANZA G.F. (*)(**)(***), PERESAN A. (*)(**), MAGRIN A. (*)

1. - ANALISI SISTEMATICA DELLA SISMICITÀ NELLA REGIONE FRIULI VENEZIA GIULIA E NELLE AREE CIRCOSTANTI

1.1. - COMPILAZIONE ED AGGIORNAMENTO DEL CATALOGO DI TERREMOTI UNIFICATO PER LA REGIONE ADRIATICA

L'area di studio insiste su una zona tettonicamente complessa, ove la microplacca Adriatica immerge in corrispondenza della Giunzione Alpi-Dinaridi. La pianura Friulana, in particolare, è situata all'estremità settentrionale della placca Adriatica e dunque gli eventuali precursori nella sismicità vanno ricercati in un dominio assai più ampio dell'area di studio stessa, per consentire di rilevare possibili anomalie, quale ad esempio la migrazione della sismicità lungo i margini della placca stessa. Pertanto è stato compilato e progressivamente aggiornato il catalogo dei terremoti unificato per le aree italiana ed adriatica, necessario per effettuare l'analisi della sismicità anche nelle zone tettoniche transfrontaliere (e.g. placca Adriatica) rilevanti.

Il catalogo unificato, indicato nel seguito come catalogo Adria, è stato compilato secondo la procedura descritta in dettaglio da ROSSO *et alii*, (2006). A tal fine, stata effettuata l'analisi preliminare dei diversi cataloghi disponibili per l'Adriatico e le regioni circostanti, necessaria per valutarne la relativa completezza spazio-temporale. Sulla base dei risul-

tati di tale studio, è stata successivamente definita una procedura per la compilazione del catalogo unificato Adria, consistente nelle seguenti fasi principali: 1) definizione dei "poligoni di preferenza" per i diversi cataloghi, ossia delle aree dove, nella selezione degli eventi comuni, la preferenza è data agli eventi riportati da ciascun catalogo; 2) identificazione degli eventi comuni e rimozione dei duplicati; 3) ricerca di eventuali terremoti erroneamente duplicati o persi lungo i margini dei poligoni di preferenza; 4) analisi comparativa delle magnitudini riportate nei differenti cataloghi; 5) definizione del formato e della magnitudine operativa per il catalogo unificato risultante.

Il catalogo unificato Adria copre un'area compresa fra 36°N-48°N di latitudine e 6°E-20°E di longitudine a partire dal 1900. Il catalogo Adria è sostanzialmente composto dal catalogo UCI2001 (PERESAN & PANZA, 2002), assunto come catalogo di riferimento, integrato dai dati CEC (HERAK *et alii*, 1996) per il periodo 1900-1985, mentre nel periodo 1986 - 2013 è stato aggiornato utilizzando i dati globali forniti dal NEIC (PDE, *Preliminary Determinations of Epicentres* e QED, *Quick Epicentral Determinations*) integrati con i dati ISC. I dati globali NEIC, oltre ad essere tempestivamente e pubblicamente accessibili in rete, hanno la prerogativa di essere compilati secondo criteri omogenei, pur integrando dati conferiti dalle reti locali, nazionali e globali. Tali dati nel periodo 1986-2009 sono suf-

(*) Dipartimento di Matematica e Geoscienze, Università degli Studi di Trieste
 (***) The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, SAND Group, Trieste
 (***) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing

ficientemente completi e consentono il monitoraggio in tempo reale delle anomalie nel flusso sismico (PERESAN & ROTWAIN, 1998), come dimostrato dall'esperimento di previsione a medio termine spazio-temporale dei terremoti condotto per il territorio italiano (PERESAN *et alii*, 2005), mentre a partire dal 2009, a causa della repentina diminuzione del livello di completezza del NEIC, gli stessi dati sono stati integrati con i dati globali pubblicati dall'ISC (*International Seismological Centre*) come descritto nelle sezioni successive.

I cataloghi nazionali e locali, pur essenziali per la descrizione dell'attività sismica prima degli anni ottanta (quando i dati globali non erano ancora sufficientemente completi), non sono necessariamente preferibili per l'analisi a medio termine spazio-temporale della sismicità. Essi, infatti, pur essendo generalmente caratterizzati da una maggiore completezza alle basse magnitudini, sono talvolta condizionati da un'insufficiente copertura ed omogeneità spaziale e temporale, come dimostrato dalla analisi effettuata sui cataloghi strumentali compilati per il territorio italiano dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV, descritta nel seguito.

L'aggiornamento del catalogo unificato Adria è stato effettuato seguendo una procedura compatibile con il protocollo definito nell'ambito del sistema prototipale ASI-SISMA (PANZA *et alii*, 2011c), che consiste dei seguenti passi:

Download dei dati aggiornati dal sito NEIC-USGS ((sito ftp: hazards.cr.usgs.gov; cartelle: \pde (dati annuali e mensili) e \weekly (dati settimanali e QED));

Integrazione dei vari *files* (annuali, mensili, settimanali e QED) che li compongono;

Verifica della correttezza formale dei *files* ottenuti via ftp (e.g. ordinamento temporale degli eventi);

Verifica dello stato di aggiornamento e delle presenza di eventuali lacune nei dati;

Aggiornamento del catalogo sismico unificato Adria, utilizzando i dati NEIC ottenuti via ftp per il periodo che va dal Gennaio 1999 in poi.

Integrazione del catalogo Adria con i dati ISC, considerando gli eventi di magnitudo $M \geq 2.5$ avvenuti a partire dal Gennaio 2009.

La mappa degli epicentri e la distribuzione del numero di terremoti, in funzione del tempo e della magnitudo, per il catalogo unificato Adria sono illustrate in figura 1 e 2, rispettivamente.

Il formato dei dati è quello *standard* a 41 *bytes* ASCII (tab. 1), utilizzato dai programmi per l'analisi della sismicità e l'identificazione delle aree allertate sviluppati dell'IIIEPT (Accademia delle Scienze di Mosca) e pubblicamente accessibili presso la IASPEI *Software Library*.

1.2. - ANALISI COMPARATIVA DEI CATALOGHI STRUMENTALI DEI TERREMOTI PER L'ANALISI DELLA SISMICITÀ ITALIANA

La valutazione dell'effettiva capacità dei cataloghi di fornire una rappresentazione spazialmente e temporalmente consistente dell'attività sismica, è un pre-requisito essenziale per una sperimentazione attendibile di qualsiasi metodo di previsione. Pertanto è stata approfondita l'analisi dettagliata dei diversi cataloghi e bollettini strumentali disponibili per il territorio italiano, al fine di valutarne l'omogeneità e la completezza nello spazio e nel tempo.

Il catalogo ora utilizzato per l'esperimento di previsione a medio termine spazio-temporale dei terremoti in Italia, mediante gli algoritmi CN ed M8S (PERESAN *et alii*, 2005) è sostanzialmente composto dal catalogo UCI2001 (PERESAN & PANZA, 2002) per il periodo 1900 – 1985 e, a partire dal 1986, è aggiornato con regolarità utilizzando i dati globali forniti dal NEIC (PDE, *Preliminary Determinations of Epicentres* e QED, *Quick Epicentral Determinations*), secondo la procedura proposta da PERESAN & ROTWAIN (1998). Come

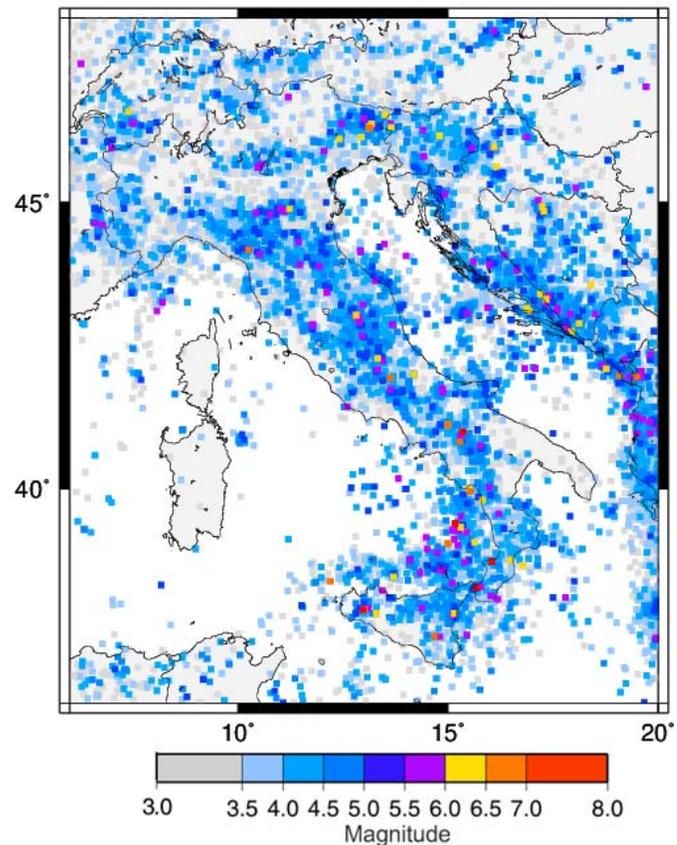


Fig. 1 - Mappa della sismicità ottenuta per il catalogo unificato Adria nel periodo 1900-2013.

- *Seismicity map obtained from the unified Adria catalogue, 1900-2013*

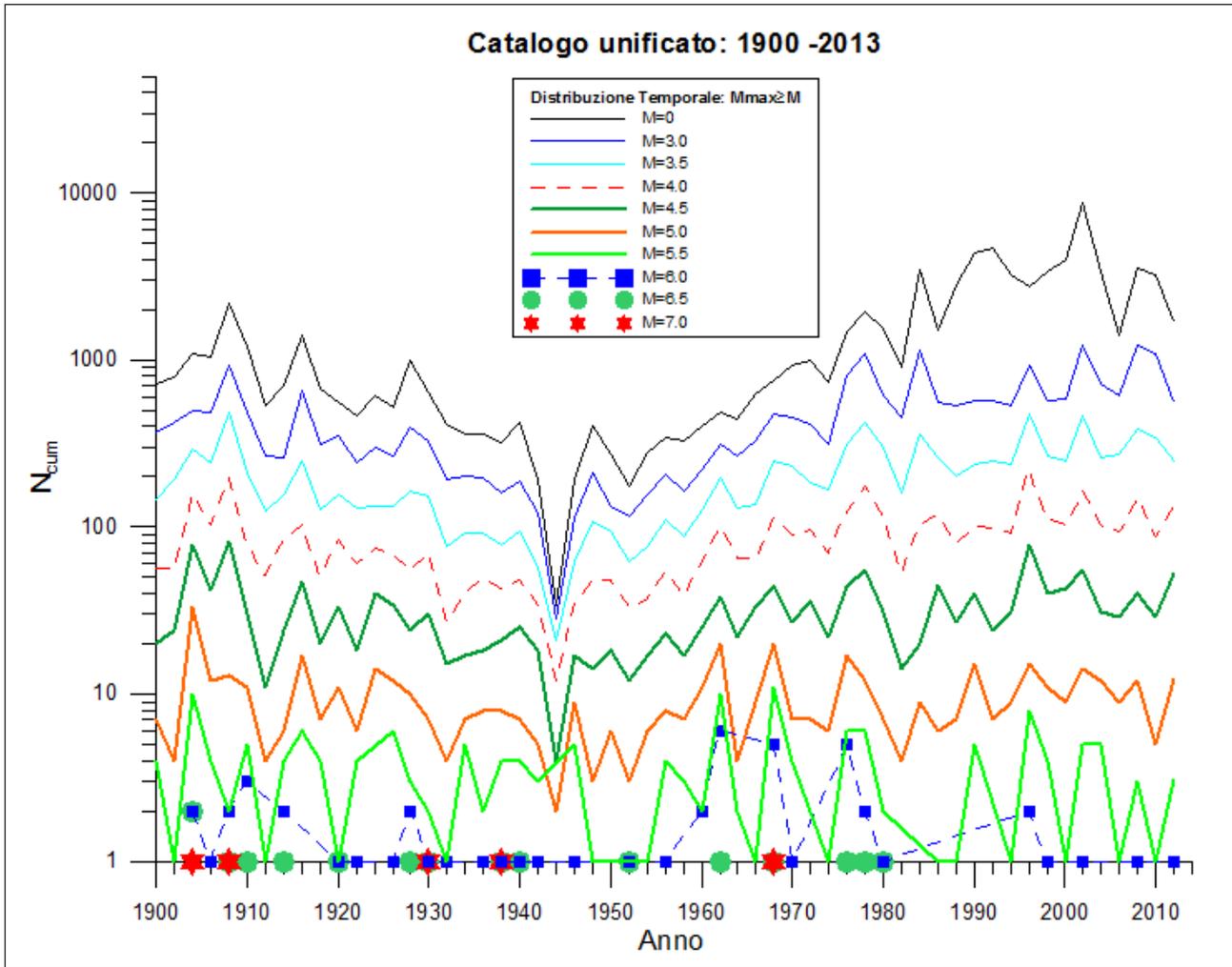


Fig. 2 – Distribuzione del numero annuale di terremoti, in funzione del tempo e della magnitudo, ottenuta per il catalogo unificato Adria nel periodo 1900-2013.

– Yearly number of events from the Adria catalogue, as a function of time and magnitude, for the time span 1900-2013.

già menzionato, i dati NEIC, oltre ad essere tempestivamente e pubblicamente accessibili in rete, hanno la prerogativa di essere compilati secondo criteri omogenei, pur integrando informazioni conferite dalle reti locali, nazionali e globali. Il catalogo NEIC per il territorio italiano è sufficientemente completo per magnitudo $M \geq 3.0$, almeno nel periodo 1986 – 2008 (fig. 3). Tuttavia, a partire dal 2004 gli eventi con $M < 2.5$ vengono riportati solo sporadicamente nel catalogo, mentre a partire dal Gennaio 2009 la completezza dei dati NEIC è diminuita drasticamente: la soglia di rappresentatività del catalogo raggiunge almeno magnitudo 4.0.

Il monitoraggio della sismicità italiana, mediante gli algoritmi CN ed M8S, viene effettuato considerando i terremoti con $M \geq 3.0$. La netta riduzione del livello di completezza dei dati evidenziata nel 2009 potrebbe, quindi, condizionare la corretta diagnosi degli allarmi, legati ad eventuali precursori contenuti nella sismicità di fondo. In-

Tab. 1 – Descrizione del formato 41 ASCII.
– Description of the format 41 bytes ASCII.

Posizione	Contenuto	Formato
1-4	anno	i4
5-6	mese	i2
7-8	giorno	i2
9-10	ora	i2
11-12	minuti	i2
13-14	secondi	i2
15-19	latitudine*100	i5
20-25	longitudine*100	i6
26-28	profondita	i3
29-31	magnitudo m1*100	i3
32-34	m2*100	i3
35-37	m3*100	i3
38-40	m4*100	i3
41	codice catalogo (A,B,C,D)	a1

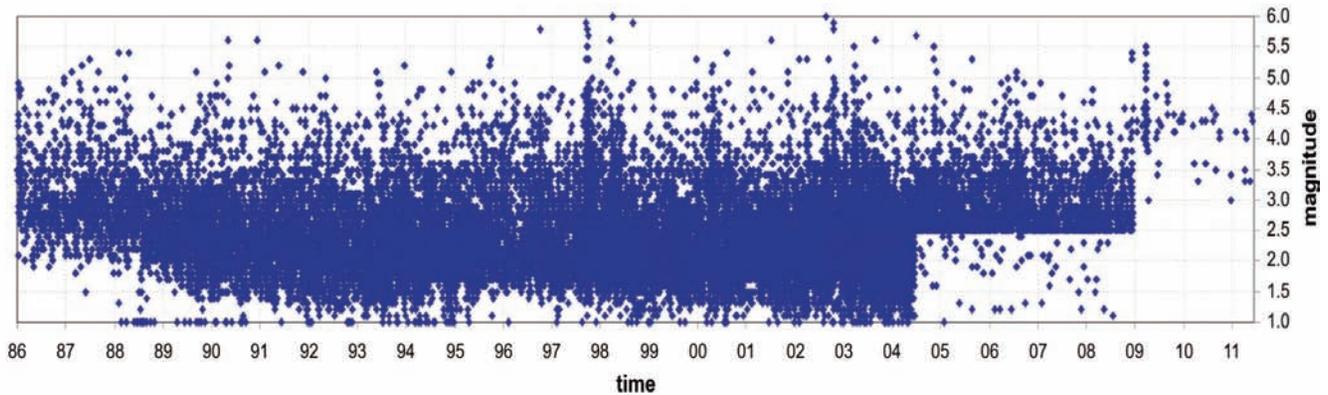


Fig. 3 – Magnitudo M_{max} in funzione del tempo origine per i terremoti riportati nel catalogo NEIC con epicentro nell'area italiana.
– Magnitude M_{max} versus origin time for the earthquakes reported by the NEIC catalogue, with epicenter in the Italian area.

fatti, sebbene la quasi totalità delle funzioni empiriche utilizzate per l'analisi quantitativa del flusso sismico sia calcolata considerando gli eventi principali con $M \geq 4.0$ (PERESAN *et alii*, 2005), un precursore particolarmente significativo, stimato da entrambi gli algoritmi ed indicato come “burst of aftershocks” (B_{max}), considera anche le repliche di magnitudo $M \geq 3.0$ ed è pertanto potenzialmente affetto dall'incompletezza dei dati.

Il problema connesso alla recente incompletezza dei dati globali NEIC ha reso dunque necessaria ed urgente l'identificazione di un diverso catalogo da utilizzare per la sperimentazione in tempo reale delle previsioni a medio termine spazio-temporale dei terremoti in Italia. Per tale ragione è stata condotta un'analisi comparativa dei cataloghi strumentali dei terremoti per il territorio italiano, considerando, accanto ai dati NEIC, i cataloghi compilati dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) a partire dal 1981. Questi ultimi infatti, sono stati proposti come dati di *input* per lo sviluppo e la sperimentazione di modelli per la previsione dei terremoti nell'ambito dell'esperimento internazionale CSEP-TRI (*Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability - Testing Region Italy*) nell'area italiana. Ci si è proposti pertanto di valutare se i dati resi disponibili nell'ambito di tale esperimento, o almeno parte di essi, siano adeguati per consentire l'aggiornamento dell'analisi spazio-temporale della sismicità mediante gli algoritmi CN ed M8S. L'omogeneità spazio-temporale e la consistenza delle stime di magnitudo riportate nelle diverse banche dati costituisce infatti un pre-requisito necessario, affinché i diversi cataloghi possano essere utilizzati congiuntamente; è quindi proprio sul confronto delle magnitudo che è stata focalizzata l'analisi.

I dati strumentali resi disponibili per la definizione dei modelli e la sperimentazione CSEP nell'area italiana ([Catalogs\) si compongono di tre parti distinte:](http://eu.cseptesting.org/TestingRegionItaly-</p>
</div>
<div data-bbox=)

CSI.1.1 (Catalogo della Sismicità Italiana) dal 1981 al 2002 (<http://csi.rm.ingv.it/>);

BSI (Bollettino Sismico Italiano), a partire dal 16 Aprile 2005. Disponibile in forma di files quindicinali al sito <http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>, ed aggiornato mediante selezione interattiva alla pagina <http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/result.jsp?rst=1&page=EVENTS>);

BSIpr (Bollettino Sismico Italiano, preliminare), dal Gennaio 2002 al 15 Aprile 2005. (<http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>). Anche questa parte del Bollettino Sismico, disponibile attraverso il sistema ISIDE (*Italian Seismic Instrumental and parametric Data-base*), che copre un intervallo temporale compreso fra il CSI.1.1 ed il BSI, è disponibile in forma di *files* quindicinali (questi dati sono indicati anche con l'acronimo ISIDE nel seguito).

Secondo quanto indicato nei criteri formali per la sperimentazione (e.g. http://cseptesting.org/sites/default/files/Rules_of_the_Game_Italy.20090506.pdf), le aree di acquisizione dati e di *testing* sono prefissate sulla base di una griglia spaziale predefinita. Solo i terremoti con profondità ipocentrale inferiore a 30 km vengono considerati; la magnitudo locale M_L fornita dall'INGV viene indicata come scala di riferimento. Il Bollettino Sismico Italiano, BSI, è il catalogo ufficiale per la sperimentazione CSEP-TRI, rispetto al quale le previsioni formulate verranno valutate; mentre il BSI viene indicato come dato “accreditato”, gli altri cataloghi vengono suggeriti come dati supplementari. È opportuno evidenziare che, secondo la procedura definita per lo CSEP-TRI, l'aggiornamento dei modelli previsionali viene effettuato “con un ritardo di 30 giorni rispetto al tempo reale, in modo da consentire la revisione manuale e la pubblicazione dei dati prescritti”, ossia una revisione manuale del catalogo; pertanto l'analisi, pur sistematica, non può essere considerata un esperimento di previsione in senso stretto.

Varie pubblicazioni sono state recentemente dedicate ad una analisi particolareggiata della completezza spazio-temporale del catalogo BSI (e.g. SCHORLEMMER *et alii*, 2010b), ed hanno sottolineato il buon livello di completezza dei dati nel corso degli ultimi sei anni; ovviamente, però, il breve intervallo temporale coperto da tale catalogo è in generale insufficiente per una caratterizzazione attendibile della sismicità italiana, ancor più su una scala temporale a medio-termine.

Anche la completezza del catalogo CSI (CASTELLO *et alii*, 2007) è stata studiata da numerosi autori in ambito CSEP, i quali, applicando diverse metodologie d'indagine (e.g. SCHORLEMMER *et alii* (2010a), NANJO (2010), CHAN *et alii* (2010), AKINICI (2010)), hanno ottenendo una soglia di completezza variabile tra 2.5 e 3.0 (3.5 in mare). Tuttavia scarsa attenzione è stata dedicata alla valutazione della consistenza delle magnitudo locali riportate nei due cataloghi. Inoltre fra il BSI ed il CSI esiste una lacuna temporale di circa due anni, che rende tali dati discontinui e dunque inutilizzabili per l'analisi a medio termine della sismicità. Per ovviare a tale problema, diversi autori utilizzano i dati BSIpr per colmare la lacuna nei dati e consentire lo sviluppo dei modelli previsionali CSEP-TRI (e.g. CHAN *et alii*, 2010), sebbene questa parte dei bollettini risulti tuttora in fase di revisione (CHRISTOPHERSEN *et alii*, 2009) e la loro completezza ed omogeneità spazio-temporale sia poco studiata. Nonostante la pratica piuttosto diffusa (e.g. WERNER *et alii*, 2010) di utilizzare congiuntamente i dati CSI, BSIpr e BSI, per ottenere un catalogo strumentale di terremoti continuo e sufficientemente prolungato, poca attenzione è stata dedicata alla valutazione dell'omogeneità temporale del catalogo risultante, anche se questo può condizionare in modo significativo la calibrazione e la sperimentazione dei modelli di previsione.

Come descritto in dettaglio in ROMASHKOVA *et alii* (2009), i dati proposti per la sperimentazione CSEP-TRI (indicati nel seguito come cataloghi INGV/CSEP) sono significativamente eterogenei, sia in termini di completezza che delle stime di magnitudo (figg. 4, 5). L'analisi comparativa con il catalogo globale NEIC, assunto come catalogo di riferimento, ha evidenziato che le diverse parti dei dati INGV/CSEP sono caratterizzate da una significativa eterogeneità delle magnitudo. In particolare il catalogo CSI1.1, nonostante la sua recente revisione (CASTELLO *et alii*, 2007), risulta affetto da una rilevante sottostima della magnitudo rispetto al catalogo NEIC. La differenza media fra le magnitudo riportate nei due cataloghi, nel periodo 1986-2002, è stimata intorno a 0.5 (fig. 6), una differenza confrontabile con quella evidenziata a suo tempo da PERESAN *et alii* (2000) e successivamente confermata da GASPERINI *et alii* (2002) utilizzando una precedente versione del catalogo INGV.

L'incongruenza nelle stime di magnitudo così evidenziata è corroborata dal confronto incrociato fra i diversi dati forniti dall'INGV per l'anno 2002, nel corso del quale sono disponibili sia il catalogo CSI1.1 che i bollettini strumentali BSIpr (ossia ISIDE). I dati più recenti forniti dall'INGV, ossia i bollettini BSI compilati a partire da Aprile 2005, presentano un migliore accordo con i dati globali NEIC ed appaiono caratterizzati da un buon livello di completezza, soprattutto nell'Italia peninsulare. Tuttavia, a causa della loro estensione temporale estremamente breve (inferiore a dieci anni), tali dati non consentono in generale una caratterizzazione attendibile della sismicità italiana, ancor più su una scala temporale a medio termine.

L'analisi della consistenza dei dati riportati nelle varie parti del catalogo INGV/CSEP è stata approfondita in Romashkova *et alii* (2009), me-

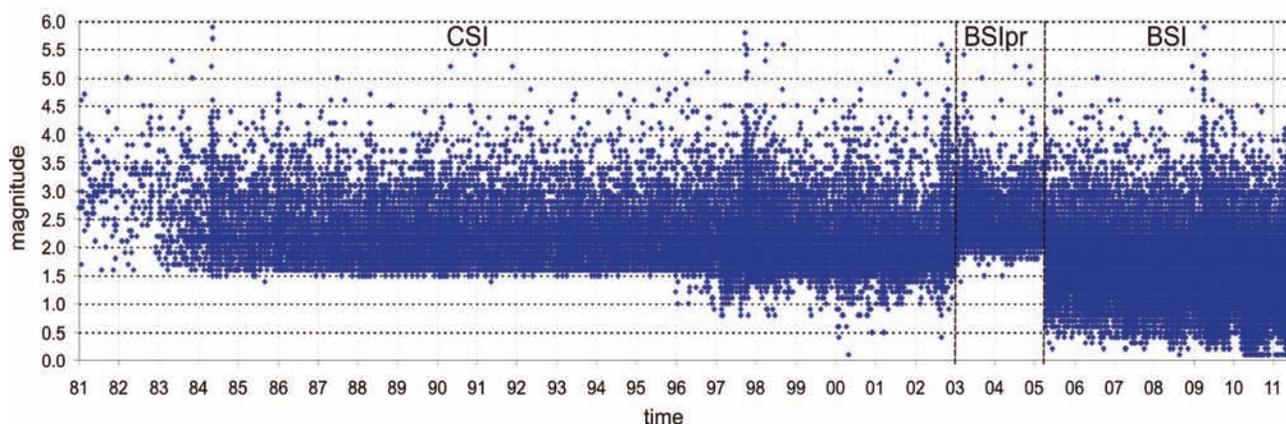


Fig. 4 – Magnitudo in funzione del tempo origine per i terremoti riportati nei cataloghi: CSI1.1 (1981–2002), BSIpr (2003 – 15 Aprile 2005) e BSI (16 Aprile 16 – 30 Giugno 2011). Le linee verticali marcano la transizione da un catalogo a quello successivo (da ROMASHKOVA & PERESAN, 2013).
– Magnitude versus origin time: CSI1.1 from 1981 through 2002, BSIpr from 2003 to 15 April 2005, BSI from 16 April 2005 to 30 June 2011. Vertical lines mark the switching from one catalogue to the next one (after ROMASHKOVA & PERESAN, 2013)

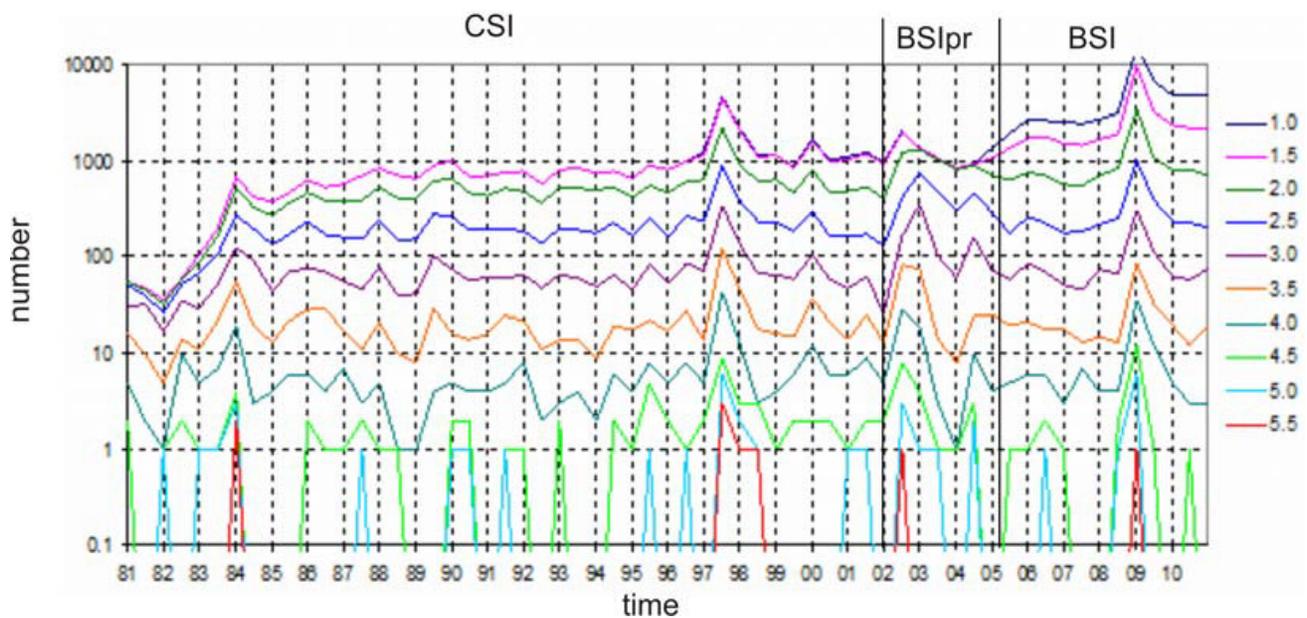


Fig. 5 – Distribuzione del numero semestrale di terremoti, in funzione del tempo e della magnitudo, ottenuta per i cataloghi CSI1.1, BSIPr e BSI, come in fig. 4. Le linee verticali marcano il passaggio da un catalogo a quello successivo.
 – Semi-annual number of earthquakes above different magnitude thresholds versus time in the three catalogues: CSI1.1, BSIPr and BSI, as in figure 4. Vertical lines denote the switching from one catalogue to the next one.

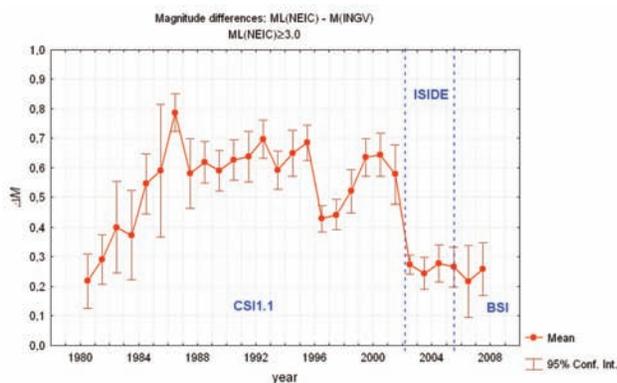


Fig. 6 – Variazione temporale della media annuale delle differenze di magnitudo ΔM ottenute fra i cataloghi NEIC e INGV/CSEP, considerando gli eventi comuni avvenuti entro il territorio definito per CSEP-TRI. Le barre di errore corrispondono all'intervallo di confidenza del 95% sulla media.
 – Yearly average of magnitude differences ΔM obtained between NEIC and INGV/CSEP catalogues, calculated for the common events which occurred inside CSEP-TRI territory. Error bars correspond to the 95% confidence interval of the mean.

dante lo studio dettagliato della relazione frequenza-magnitudo (FM) e la stima del b-value, effettuata secondo il criterio della massima verosimiglianza (AKI, 1965). Sebbene sulla base di questa analisi (fig. 7) le tre parti del catalogo risultino sufficientemente complete almeno per magnitudo superiori a 2.5, la rappresentazione della sismicità così ottenuta appare consistente solo nell'intervallo di magnitudo compreso fra 3.5 e 4.5, mentre differisce sostanzialmente per i terremoti di magnitudo inferiore, soprattutto se si considerano i dati BSIPr.

L'analisi comparativa della relazione FM (fig. 8), evidenzia che i bollettini BSI, compilati a par-

tire da Aprile 2005, presentano un migliore accordo con i dati globali NEIC rispetto a CSI e BSIPr, pur restando caratterizzati da valori della magnitudo locale relativamente più bassi. I risultati così ottenuti confermano dunque l'eterogeneità temporale dei dati INGV/CSEP e la sottostima della magnitudo locale, rispetto al catalogo NEIC, in particolare nel periodo 1986-2002 (i.e. dati CSI). L'eterogeneità delle stime di magnitudo fin qui evidenziata, corroborata dai risultati della recente analisi di GASPERINI *et alii* (2013), pone seri dubbi sui risultati che potranno essere ottenuti dalla sperimentazione CSEP-TRI utilizzando tali dati, come già espresso da PERESAN

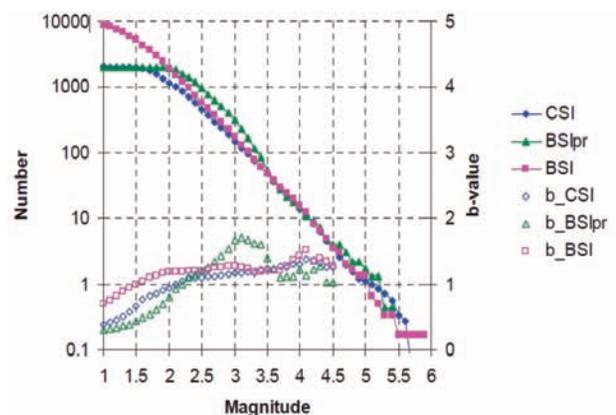


Fig. 7 – Distribuzione frequenza-magnitudo e stima del b-value, in funzione della magnitudo minima, ottenute per i cataloghi CSI1.1, BSIPr e BSI (da ROMASHKOVA & PERESAN, 2013).
 – Annual frequency-magnitude distributions and likelihood estimates of b-value, as a function of the minimum magnitude, for three datasets: CSI1.1, BSIPr and BSI (after ROMASHKOVA & PERESAN, 2013).

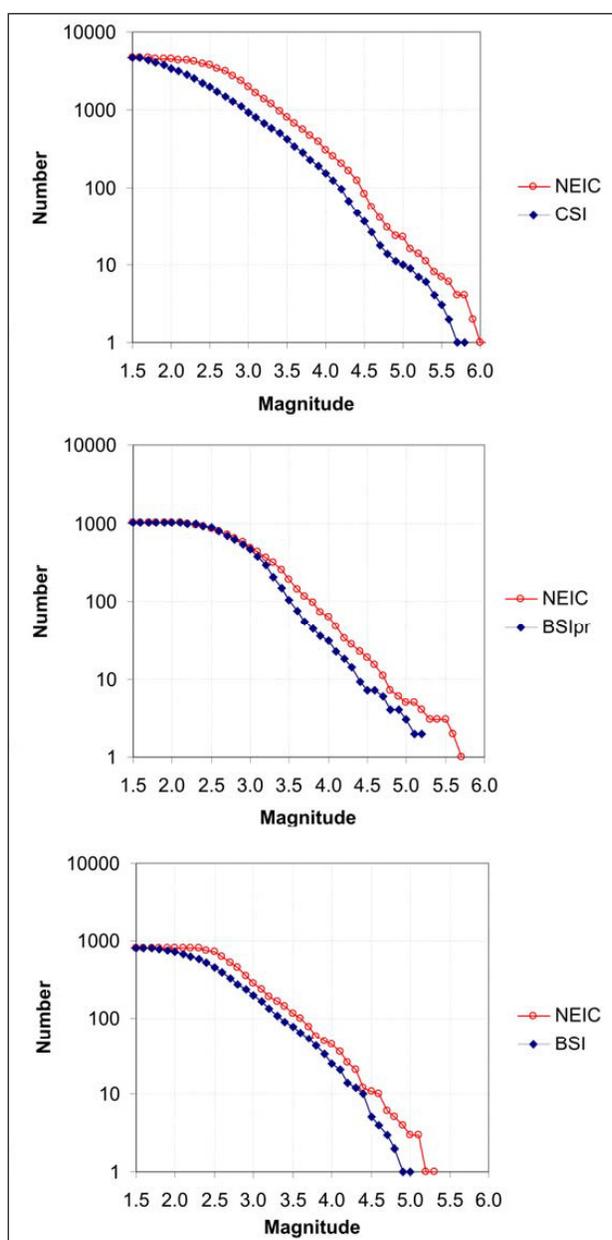


Fig. 8 – Confronto delle distribuzioni frequenza–magnitudo ottenute per gli eventi equivalenti riportati nel catalogo globale NEIC e nei cataloghi italiani: a) CSI1.1 (1981–2002), BSIPr (2003 – 15 Aprile 2005) e BSI (16 Aprile 16 – 31 Dicembre 2008). Nel catalogo NEIC sono considerate le sole stime di magnitudo locale.

– Comparison of the frequency–magnitude distributions for equivalent earthquakes reported in NEIC global catalogue and in Italian catalogues: a) CSI1.1 (1981–2002), BSIPr (2003 – 15 April 2005) and BSI (16 April 2005 – 31 December 2008). In NEIC catalogue only local magnitude estimates are considered.

et alii (2012a). Un ulteriore problema è infine connesso all'eterogeneità spaziale della completezza dei dati INGV/CSEP. È stata valutata l'omogeneità spaziale del livello di completezza dei dati INGV, secondo due diversi approcci: uno basato sull'analisi delle distribuzioni di densità di probabilità *pddf* (*probability density distribution function*) degli epicentri dei terremoti e l'altro basato sulla percentuale di eventi equivalenti, stimata entro celle di $1^\circ \times 1^\circ$, utilizzando come dati di riferi-

mento il catalogo NEIC. L'analisi comparativa ha evidenziato una relativa inadeguatezza dei dati INGV nella parte settentrionale della regione CSEP-TRI, rispetto ai dati NEIC. Inoltre, l'analisi delle *pddf* ha confermato la presenza di una rilevante eterogeneità spaziale del livello di completezza dei dati INGV nel periodo 1986–2002, evidenziando una carenza di dati nel CSI1.1, soprattutto a nord (oltre 43°N) ed un tasso comparativamente alto di eventi sismici a sud (soprattutto in Sicilia).

I dati strumentali italiani appaiono dunque caratterizzati da un buon livello di completezza nell'Italia peninsulare ed in Sicilia, e da una relativa carenza (rispetto ai dati NEIC) nella parte settentrionale della regione CSEP-TRI. Per quanto concerne il possibile utilizzo dei dati INGV/CSEP per l'esperimento di previsione mediante l'algoritmo CN, si rileva che esso sarebbe eventualmente possibile (una volta risolto il problema dell'eterogeneità delle magnitudo), solo nell'Italia Centrale e Meridionale.

1.3. - AGGIORNAMENTO DEL CATALOGO DEI TERREMOTI PER L'ANALISI DEL FLUSSO SISMICO MEDIANTE INTEGRAZIONE DI BANCHE DATI GLOBALI

Per superare il problema dell'incompletezza, che condiziona i dati NEIC a partire dal Gennaio 2009, ed in considerazione dell'eterogeneità temporale delle stime di magnitudo e della completezza spaziale dei dati INGV/CSEP, sono stati condotti gli studi necessari per valutare il possibile uso di ulteriori banche dati globali (ROMASHKOVA & PERESAN, 2013). In particolare è stata valutata la possibilità di considerare i bollettini compilati presso l'ISC (*International Seismological Centre*), ad integrazione del catalogo UCI2001 utilizzato per la sperimentazione degli algoritmi previsionali. I bollettini ISC infatti, analogamente ai dati NEIC, integrano le informazioni fornite da diverse agenzie globali, nazionali e locali e vengono attualmente aggiornati con la tempestività richiesta dal monitoraggio in tempo reale (i.e. con un ritardo di qualche giorno). A tal fine sono stati confrontati i dati ISC e NEIC sul territorio italiano.

I bollettini ISC sono compilati utilizzando i dati forniti dalle agenzie sismologiche di tutto il mondo e contengono sia dati rivisti che informazioni preliminari. Infatti, il bollettino ISC rivisto e pubblicato include solo eventi controllati e rilocalizzati manualmente dagli analisti ISC (qualora le informazioni siano sufficienti), ma generalmente è disponibile con un ritardo di circa 24 mesi, e quindi non è adatto per effettuare le previsioni in tempo reale. Tuttavia il bollettino degli eventi più recenti è disponibile *on-line*, anche se in forma preliminare

e non rivista. Nella nostra analisi sono stati dunque considerati i dati rivisti e preliminari forniti nella forma di “*Event Catalogue*” tramite il sito web dell’ISC (<http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/>), valutando la possibilità di utilizzarli congiuntamente con i dati NEIC per consentire di proseguire il monitoraggio a medio termine della sismicità in Italia. Tenendo presente il problema di completezza che caratterizza i dati NEIC in Italia negli ultimi anni, è stato analizzato il catalogo ISC nel periodo 2000-2011, nell’area compresa fra Lat: 36-49°N e Lon: 4-20°E, che include il territorio monitorato dagli algoritmi CN ed M8S.

I bollettini ISC riportano, per ciascun terremoto, gli ipocentri determinati da diverse agenzie; fra questi la soluzione prescelta è quella indicata come “primaria”, che coincide con quella ISC qualora disponibile. Inoltre nei bollettini ISC viene riportato un gran numero di stime di magnitudo (fino a 40) di tipo diverso e fornite da diverse fonti, comprese quelle associate alle localizzazioni ipocentrali secondarie. Così come nel catalogo NEIC, le magnitudo riportate nei bollettini ISC per il territorio italiano sono prevalentemente ML e Md per i piccoli terremoti (i.e. $M \geq 3.0$), e mb oppure Ms per i terremoti moderati o forti ($M \geq 4.0$). Per tale ragione, e al fine di preservare l’omogeneità con i dati contenuti nel catalogo UCI2001, vengono considerate solo le seguenti tipologie di magnitudo: mb , Ms , ML e Md ; qualora l’ISC riporti diverse magnitudo dello stesso tipo, allora si utilizza la prima di esse.

Il confronto delle informazioni contenute nei cataloghi ISC e NEIC e del loro livello di completezza per il territorio italiano, nel periodo 2000-2011, è illustrato in figura 9. Le distribuzioni frequenza-magnitudo e le stime del b-value sono fornite per due periodi distinti: 2000-2008 e 2009-2011. È possibile osservare che né l’ISC né il NEIC sono del tutto omogenei in tale intervallo temporale. In particolare, il livello di completezza dei dati ISC nel periodo 2009-2011 raggiunge la soglia di $M_c = 2.0$; per i dati NEIC invece, sebbene il b-value stimato per $M \geq 4.2$ si mantenga costante, i dati sono evidentemente incompleti nel periodo 2009-2011 per le magnitudo più basse. Inoltre nell’intero periodo di analisi la magnitudo M_{max} riportata dall’ISC per i terremoti più forti è generalmente più bassa di quella fornita dal NEIC. In media, la differenza di magnitudo per gli eventi con $M_{max} > 5.0$ è pari a 0.15 (con deviazione *standard* 0.13); analoghe differenze caratterizzano i terremoti con $M_{max} > 5.5$, che rappresentano gli eventi *target* delle previsioni M8S e CN.

È stata infine analizzata la combinazione dei dati NEIC+ISC per il territorio italiano, ove i dati riportati nei bollettini ISC sono integrati coi dati NEIC a partire da Gennaio 2009. Nella procedura di inte-

grazione dei dati, qualora siano identificati eventi equivalenti riportati in entrambi i cataloghi, la priorità è data alle determinazioni del NEIC, in modo da preservare il più possibile l’omogeneità degli eventi *target*. A tal fine gli eventi equivalenti vengono identificati secondo il seguente criterio formale: $\Delta T = 1 \text{ min}$, $\Delta L = 999 \text{ km}$, $\Delta Lat = \Delta Lon = 0.2^\circ$, $\Delta Magn = 9.0$; in questo modo l’identificazione degli eventi equivalenti dipende sostanzialmente dal tempo origine e dalle coordinate epicentrali, mentre le magnitudo e le profondità non vengono considerate. Dunque fino a Gennaio 2009 il catalogo combinato coincide con il NEIC, mentre dal 2009 in poi è integrato con i terremoti di magnitudo riportati dall’ISC. Il tasso annuale dei terremoti e le distribuzioni frequenza-magnitudo per il catalogo integrato NEIC+ISC sono illustrati nelle figure 9c,f. Sulla base di tali rappresentazioni non si evidenzia alcuna discrepanza fra i dati precedenti e successivi al 1 Gennaio 2009, almeno nell’intervallo di magnitudo, mentre la completezza del catalogo integrato è migliore per le basse magnitudo.

I risultati di questa analisi indicano che l’integrazione dei dati ISC e NEIC, ove la priorità viene data al catalogo NEIC, può consentire di superare il problema della recente incompletezza dei dati NEIC sul territorio italiano, preservando nel contempo l’omogeneità dei dati. Pertanto, per proseguire l’esperimento di previsione a medio-termine spazio-temporale dei terremoti sul territorio del Friuli Venezia Giulia e nelle regioni circostanti, effettuato mediante gli algoritmi CN ed M8S, il catalogo UCI2001 (che dal 1986 in poi è composto dai soli dati NEIC), viene integrato con gli eventi di magnitudo $M \geq 2.5$ riportati dall’ISC a partire dal Gennaio 2009.

Il catalogo UCI2001 integrato con i dati ISC è utilizzato negli esperimenti di previsione in tempo reale a partire dal Gennaio 2011 ed ha consentito fra l’altro la previsione CN del terremoto dell’Emilia del 20 Maggio 2012.

1.4. - AGGIORNAMENTO SISTEMATICO DELLE PREVISIONI A MEDIO-TERMINE SPAZIO TEMPORALE DEI TERREMOTI PER IL TERRITORIO ITALIANO E LA REGIONE ADRIATICA

Gli algoritmi CN ed M8S (ROTWAIN & NOVIKOVA, 1999; KOSSOBOKOV *et alii*, 2002; PERESAN *et alii*, 2005) sono stati sviluppati, secondo lo schema generale del *pattern-recognition*, per consentire l’analisi simultanea di diverse proprietà del flusso sismico. CN ed M8S utilizzano, come dato essenziale, l’informazione contenuta nei cataloghi dei terremoti ed individuano le variazioni dell’attività sismica che possono essere considerate precursori di un forte terremoto. Tale analisi permette di determinare gli

intervalli temporali (TIP, ovvero *Times of Increased Probability*) in cui risulta aumentata, rispetto alle condizioni normali, la probabilità che si verifichi un forte terremoto, con magnitudo superiore ad una soglia M_0 prefissata entro una regione specificata. Questa definizione robusta dello stato di allerta (i.e. TIP) appare statisticamente ed operativamente preferibile ad una stima più dettagliata della probabilità che si verifichi un forte terremoto, in quanto: a) tale stima sarebbe scarsamente vincolata dalle osservazioni disponibili e dunque affetta da notevoli incertezze; b) la probabilità stimata corrisponderebbe inevitabilmente ad un valore molto basso, poiché i terremoti forti sono eventi rari entro qualsiasi fine-

stra spazio-temporale di dimensioni limitate. Questi aspetti, che emergono almeno in parte anche dal rapporto dell'ICEF (*International Commission on Earthquake Forecasting for Civil Defence*), commissionato dal Dipartimento della Protezione Civile in seguito al terremoto dell'Aquila del 2009, rendono poco efficace, se non addirittura controproducente, fornire una stima più dettagliata della probabilità che si verifichi un forte terremoto (e.g. un basso valore di probabilità potrebbe ingenerare una falsa impressione di sicurezza, anche quando esso risulta significativamente più elevato rispetto alle condizioni normali). Le problematiche connesse alla definizione delle stime di probabilità per i forti terremoti incombenti,

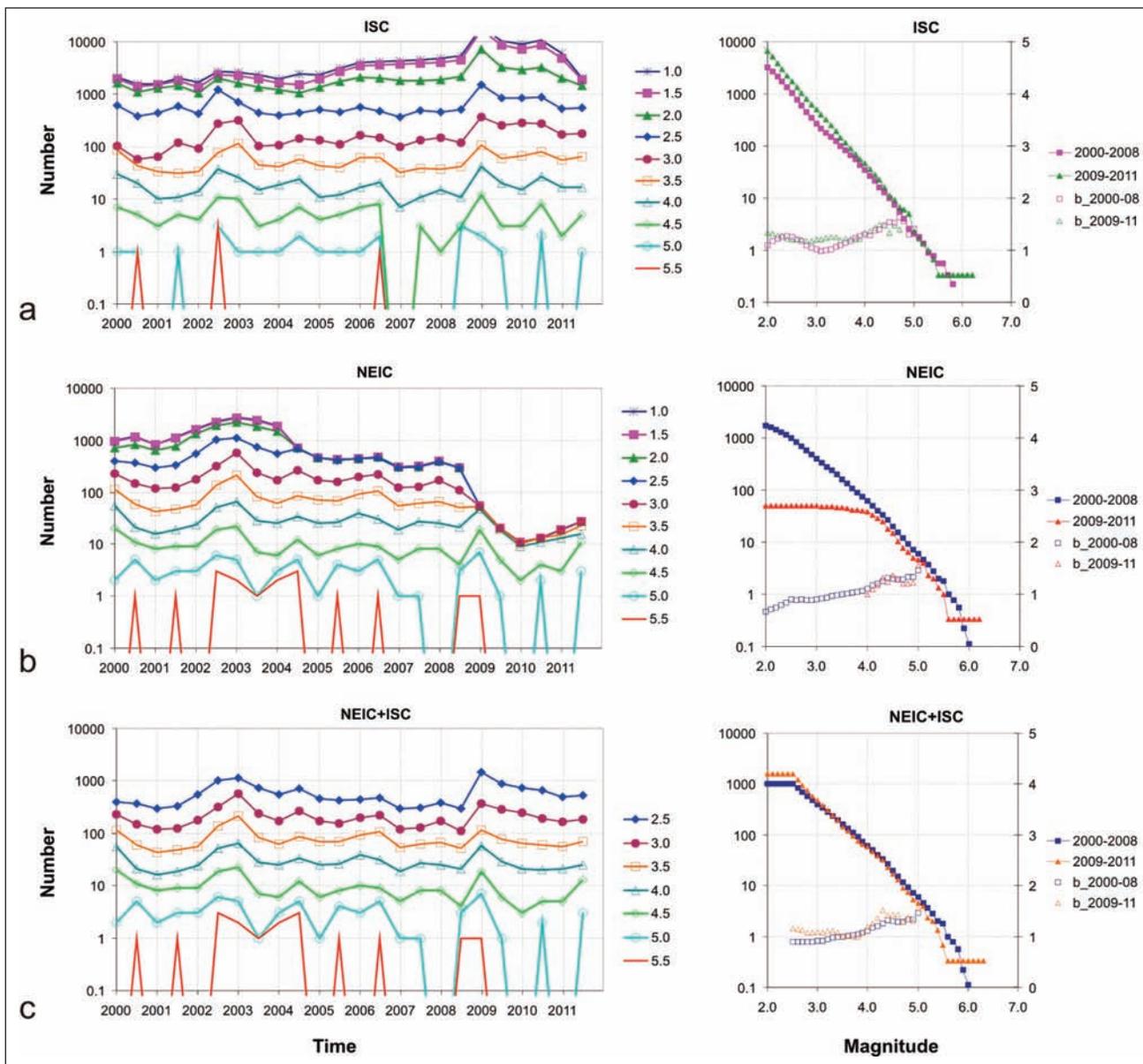


Fig. 9 – Distribuzione del numero semestrale di terremoti, in funzione del tempo e della magnitudo (a,b,c) e distribuzioni frequenza–magnitudo e stime del b -value in funzione della soglia di magnitudo, ottenute con il criterio della massima verosimiglianza (d,e,f) per i cataloghi ISC, NEIC e NEIC+ISC rispettivamente (da ROMASHKOVA & PERESAN, 2013).

– *Semi-annual number of earthquakes above different magnitude thresholds versus time (a, b, c); and annual FM distributions and maximum likelihood estimates of b -value as a function of magnitude cut-off for two time periods (d, e, f); in the following catalogues: ISC, NEIC and merged NEIC and ISC (after ROMASHKOVA & PERESAN, 2013).*

con particolare riferimento al rapporto ICEF (2011), sono discusse in PERESAN *et alii*, (2012a).

Al fine di consentire l'identificazione di eventuali anomalie nel flusso sismico che precede i terremoti forti del Friuli Venezia Giulia, in particolare, e del territorio italiano, in generale, gli algoritmi CN ed M8S sono applicati entro macro-aree con dimensioni di centinaia di chilometri. Tali algoritmi forniscono indicazioni a medio termine spazio-temporale (ossia con incertezze dell'ordine di centinaia di km e di qualche anno) sul possibile verificarsi di terremoti di magnitudo superiore o uguale alla soglia M_0 prefissata (5.4 per CN; 5.5 per l'M8S).

Per l'applicazione dell'algoritmo CN in Italia sono attualmente considerate quattro regioni (fig. 10), parzialmente sovrapposte, definite sulla base della zonazione sismotettonica raggruppando, compatibilmente con i principali elementi geodinamici dell'area italiana, zone sismogenetiche omogenee (PERESAN *et alii*, 1999; PERESAN *et alii*, 2011). La regionalizzazione considerata copre larga parte del territorio italiano, include le zone a più elevata sismicità lungo il margine nord-occidentale della placca Adriatica ed è stata, più di recente, estesa all'intero Mare Adriatico. In particolare, la regione Settentrionale (fig. 10a), che comprende zone prevalentemente in compressione quali le aree sismicamente attive alla giunzione Alpi-Dinari, e la regione la Adria (fig. 10d), che include le zone di avampaese dalla pianura Padana allo Ionio, consentono la sperimentazione sistematica della previsione, a medio termine spazio-temporale, dei terremoti di magnitudo maggiore o uguale a 5.4 che possono interessare il territorio del Friuli Venezia Giulia e le aree limitrofe. Le regioni Centrale (fig. 1.10b) e Meridionale (fig. 10c), che includono prevalentemente zone in distensione e zone di transizione, vengono considerate invece per la previsione dei terremoti di magnitudo maggiore o uguale a 5.6 in Italia peninsulare ed in Sicilia.

L'applicazione dell'algoritmo M8S, a differenza del CN, non richiede una definizione a priori delle macro-aree entro cui effettuare la diagnosi degli allarmi. Nell'applicazione dell'algoritmo M8S, infatti, la sismicità è analizzata entro un fitto insieme di cerchi parzialmente sovrapposti, di raggio proporzionale alla magnitudo di soglia M_0 e centrati ai nodi di una griglia che ricopre il territorio in esame. In Italia sono considerate tre soglie di magnitudo, definite da $M6.5+$, $M6.0+$ ed $M5.5+$, ove con M_0+ si indica l'intervallo di magnitudo: $M_0 \leq M < M_0 + 0.5$.

In analogia con quanto già realizzato su scala globale (KOSSOBOKOV *et alii*, 1999 ROTWAIN & NOVIKOVA, 1999), è proseguito l'esperimento per la validazione degli algoritmi CN ed M8S sul territorio italiano (PERESAN *et alii*, 2005), intrapreso a partire dal luglio 2003. In collaborazione con l'*International Institute for Earthquake Prediction Theory and*

Mathematical Geophysics (IIPT) della Accademia delle Scienze Russa di Mosca, l'analisi della sismicità viene regolarmente aggiornata (ogni due mesi per l'algoritmo CN ed ogni sei mesi per l'algoritmo M8S) ed i risultati sono messi a disposizione, oltre che della Protezione Civile, di numerosi esperti, così da consentirne una verifica in tempo reale. L'archivio completo ed aggiornato dei risultati progressivamente ottenuti è accessibile tramite i siti web dell'ICTP – SAND Group:

www.ictp.trieste.it/www_users/sand/prediction/prediction.htm e dell'Università di Trieste:

<http://www.geoscienze.units.it/esperimento-di-previsione-dei-terremoti-mt/algorithm-cn-in-italy/cn-predictions-in-italy.html>. L'accesso alle previsioni aggiornate è limitato agli utenti autorizzati (circa 140 esperti, italiani e non), al fine di evitarne un uso improprio.

I risultati ottenuti sino al Luglio 2013, sia mediante l'analisi retrospettiva che l'aggiornamento delle previsioni in tempo reale, hanno consentito una prima validazione delle metodologie utilizzate, confermando l'elevata significatività statistica dei risultati ottenuti, come sintetizzato qui di seguito (e.g. PERESAN *et alii*, 2011; PERESAN *et alii*, 2012b). L'algoritmo M8S, ha previsto complessivamente oltre il 60% dei terremoti forti (ossia 17 dei 29 eventi di magnitudo $M \geq 5.5$), con un volume spazio-temporale occupato dagli allarmi di circa il 35%. Il livello di confidenza delle previsioni M8S nell'intervallo di magnitudo $M5.5+$ è superiore al 99%, con 5 terremoti su 9 previsti in tempo reale ed un volume spazio-temporale occupato dagli allarmi inferiore al 15% del volume spazio-temporale totale considerato. L'algoritmo CN ha previsto 13 dei 15 terremoti forti (dei quali 5 su 7 previsti in tempo reale) avvenuti entro le tre regioni monitorate nell'ambito dell'esperimento (fig. 10a, b, c), con un volume spazio-temporale degli allarmi inferiore al 27%; la significatività statistica di tali previsioni è superiore al 99%. I risultati preliminari ottenuti per la regione Adria (fig. 10d), introdotta recentemente nel monitoraggio e dunque non ancora inclusa nella statistica delle previsioni CN, sono i seguenti: 7 dei 9 terremoti di magnitudo $M \geq 5.4$, avvenuti nel periodo 1964-2013 sono correttamente preceduti da un allarme, con una durata complessiva degli allarmi pari a circa il 34% del tempo totale considerato.

Le previsioni sono state sistematicamente aggiornate con cadenza bimestrale (i.e. Gennaio, Marzo, Maggio, Luglio, Settembre e Novembre), definendo le mappe delle aree allertate dagli algoritmi CN ed M8S (considerando i tre intervalli di magnitudo $M5.5+$, $M6.0+$ ed $M6.5+$, rispettivamente).

A luglio 2013, le previsioni effettuate in tempo reale (ossia a partire dal 2003) sono state confermate

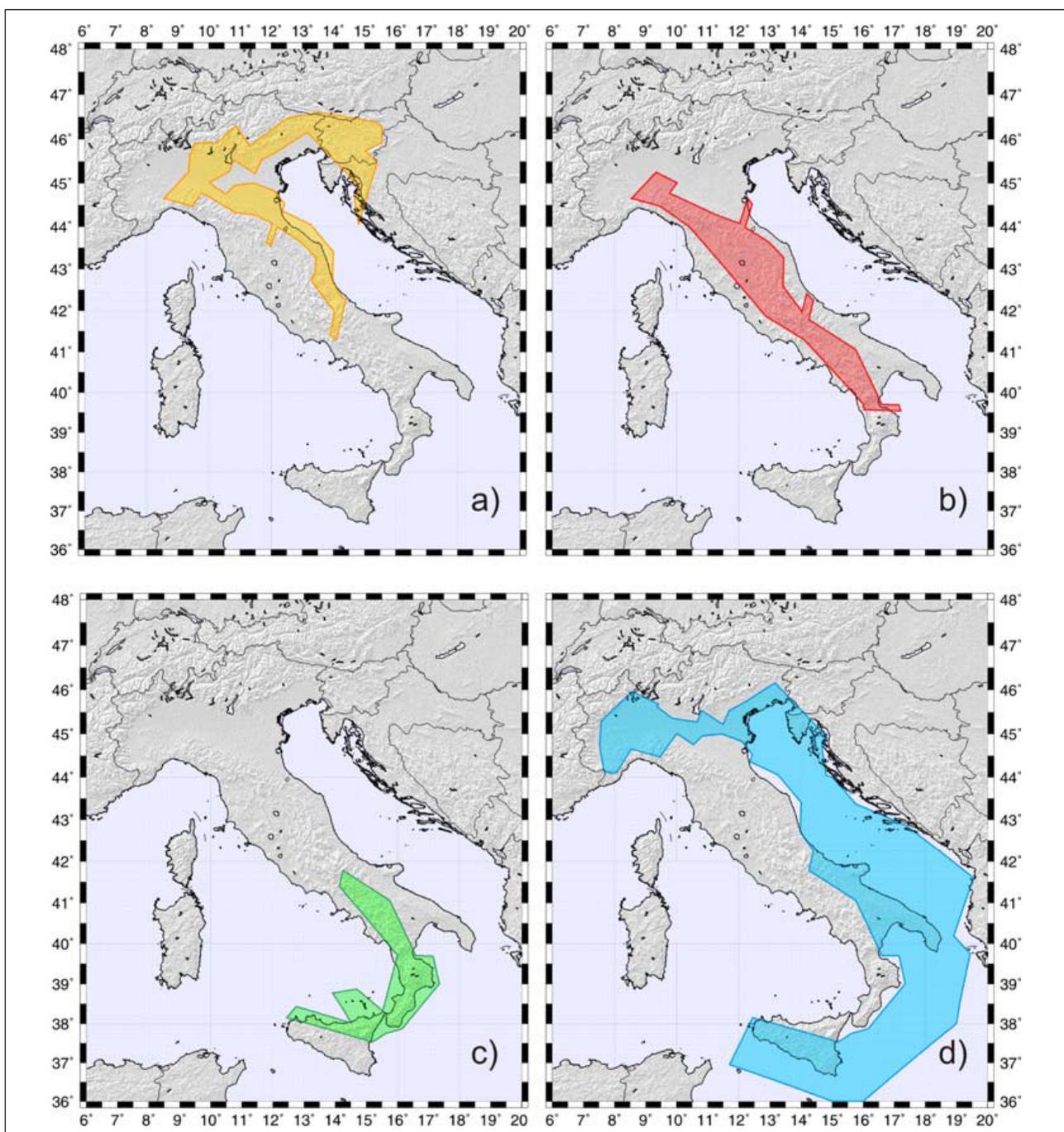


Fig. 10 – Regionalizzazione definita sulla base del modello sismotettonico per l'applicazione dell'algoritmo CN al territorio italiano ed alla regione Adriatica (PERESAN *et alii*, 2005; PERESAN *et alii*, 2011). Le soglie di magnitudo considerate per la selezione dei terremoti forti in ciascuna regione sono le seguenti: a) regione Settentrionale $M \geq 5.4$; b) regione Centrale $M \geq 5.6$; c) regione Meridionale $M \geq 5.6$ e d) regione Adria $M \geq 5.4$

– Regionalization considered for the application of CN algorithm to the Italian territory and in Adria region, defined based on seismotectonic model (PERESAN *et alii*, 2005; PERESAN *et alii*, 2011). The magnitude thresholds for the selection of target earthquakes in the different regions are: a) Northern region $M \geq 5.4$; b) Central region $M \geq 5.6$; c) Southern region $M \geq 5.6$ e d) Adria region $M \geq 5.4$

da sette terremoti di magnitudo superiore alla soglia prevista, verificatisi entro le aree allertate da almeno uno degli algoritmi. Fra gli eventi correttamente previsti ricordiamo il terremoto di Bovec-Krn del 12 Aprile 1998 ($M=6.0$) e quello del 12 Luglio 2004 ($M=5.6$), avvenuti in prossimità del confine della Regione Friuli Venezia Giulia. Il monitoraggio sistematico delle anomalie nel flusso sismico ha reso

possibile fra l'altro la corretta previsione del terremoto che ha colpito l'Emilia il 21 Maggio 2012.

Per quanto riguarda il forte terremoto ($M=6.1$) verificatosi in Emilia Romagna il 20 Maggio 2012, con epicentro in provincia di Modena, le aree allertate dagli algoritmi CN ed M8S al momento del terremoto sono illustrate nella figura 11 (situazione degli allarmi al 20 Maggio 2012). L'epicentro del

terremoto è stato localizzato entro la regione Settentrionale, allertata a partire dal 1 Marzo 2012, e dunque risulta correttamente previsto dall'algoritmo CN. Il terremoto è avvenuto invece fuori dall'area allertata dall'algoritmo M8S per un evento di magnitudo $M6.0+$. Lo scenario di moto del suolo definito per il periodo 1 Marzo 2012 – 1 Settembre 2012 in associazione con la regione CN Settentrionale, ha previsto correttamente lo scuotimento osservato (per ulteriori informazioni si veda la sezione relativa agli scenari di scuotimento).

Per quanto riguarda il terremoto dell'Aquila verificatosi il 6 Aprile 2009, le aree allertate dagli algoritmi CN ed M8S al momento del terremoto sono illustrate nella figura 12. Si osserva che il terremoto è avvenuto fuori dall'area allertata dall'algoritmo M8S per un evento di magnitudo $M6.0+$. L'epicentro del terremoto è localizzato entro la regione Centrale monitorata dall'algoritmo CN (in grigio nella figura); poiché l'evento non è stato preceduto da un allarme entro tale regione, esso viene considerato un fallimento di previsione nella statistica dei risultati. Il terremoto è avvenuto a circa 10 km dalla regione Settentrionale, allertata dall'algoritmo CN a partire dal 1 Marzo 2009. Data la ridotta distanza dell'epicentro dall'area allertata, lo scenario di moto del suolo definito per il periodo 1 Marzo 2009 – 1 Maggio 2009 in associazione con la regione Settentrionale, ha previsto correttamente lo scuotimento osservato anche in questo caso (come descritto nella sezione 4 relativa agli scenari di scuotimento).

Quanto detto conferma la fondamentale necessità di proseguire con continuità le ricerche e la sperimentazione sistematica ed in tempo reale del sistema sviluppato per la previsione a medio termine dei terremoti e la definizione della pericolosità dipendente dal tempo. Accanto alla rigorosa sperimentazione in tempo reale, condotta secondo le modalità sin qui descritte, sono stati recentemente effettuati ulteriori esperimenti, seguendo diversi criteri per il monitoraggio della sismicità (e.g. utilizzando un diverso catalogo dei terremoti, oppure aggiornando le previsioni con un ritardo predefinito rispetto al tempo reale, come previsto dallo CSEPTRI), al fine di valutarne la stabilità e le possibilità di utilizzo come guida per l'identificazione di eventuali precursori a scala locale (PERESAN, 2013).

1.5. - ANALISI SISTEMATICA DEI RISULTATI OTTENUTI DAL SISTEMA DI PREVISIONE A MEDIO TERMINE, MEDIANTE GLI ALGORITMI CN ED M8S

L'esperimento di previsione a medio termine spazio-temporale degli eventi sismici si pone all'avanguardia rispetto a progetti internazionali recentemente intrapresi per la validazione delle

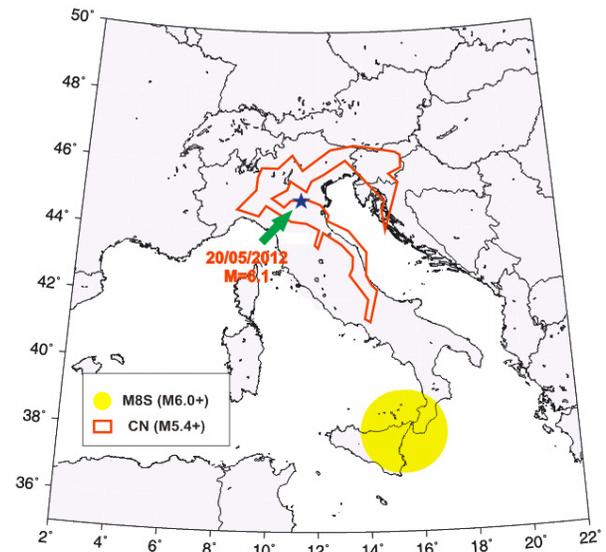


Fig. 11 – Situazione degli allarmi CN ed M8S al 20 Maggio 2012: regione allertata dall'algoritmo M8S per un evento di magnitudo $M6.0+$ (in giallo) e regione allertata dall'algoritmo CN per $M \geq M_0 = 5.4$ (regione Settentrionale, poligono rosso). La stella blu indica l'epicentro dell'evento del 20 Maggio 2012.

– Situation of CN and M8S alarms as on May 20, 2012: region alerted by M8S algorithm for an event with magnitude $M \geq M_0 = 6.0+$ (in yellow) and region alerted by CN algorithm for an event with magnitude $M \geq M_0 = 5.4$ (Northern region, red polygon). The blue star indicates the epicenter of the May 20, 2012 Emilia earthquake.

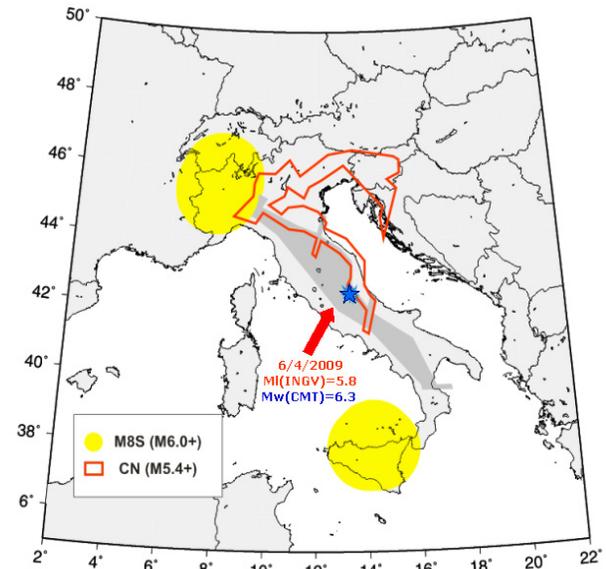


Fig. 12 – Situazione degli allarmi CN ed M8S al 6 Aprile 2009. Regione allertata dall'algoritmo M8S per un evento di magnitudo $M \geq M_0 = 6.0$ (in giallo) e regione allertata dall'algoritmo CN per $M \geq M_0 = 5.4$ (regione Settentrionale, poligono rosso). La stella blu indica l'epicentro dell'evento del 6 Aprile 2009. In grigio è rappresentata la regione Centrale, monitorata dall'algoritmo CN, ma non allertata al momento del terremoto. – CN and M8S alarm situation at April 6, 2009. The region alerted by M8S algorithm for an event with magnitude $M \geq M_0 = 6.0$ (in yellow) and the region alerted by CN algorithm for an event with magnitude $M \geq M_0 = 5.4$ (Northern region, red polygon) are shown. The blue star indicates the epicenter of the April 6, 2009 earthquake. In grey is shown the Central region, which was monitored by CN algorithm but not alerted at the time of earthquake.

metodologie di previsione dei terremoti, quali lo CSEP (Collaboratory Study for Earthquake Predictability). L'esperimento, infatti, ha già al suo attivo oltre dieci anni di rigorosa sperimentazione in tempo

reale, nel corso della quale i risultati previsionali sono stati sistematicamente confrontati con le osservazioni relative ai terremoti avvenuti successivamente alla pubblicazione delle previsioni stesse, consentendo così una indiscutibile validazione su dati del tutto indipendenti (i.e. terremoti non ancora avvenuti al momento della diagnosi degli allarmi). L'esperimento ha beneficiato inoltre del sistema prototipale sviluppato nell'ambito del progetto ASI-SISMA, finanziato dall'Agenzia Spaziale Italiana; tale sistema, ampiamente automatizzato e strutturato secondo rigidi criteri formali (inclusa validazione e controllo di versione per i codici utilizzati), consente una verifica rigorosa degli algoritmi di previsione applicati (PANZA *et alii*, 2011c).

Qui di seguito analizziamo la significatività statistica di tali previsioni, considerando collettivamente tutti i terremoti avvenuti nel volume spazio-tempo-magnitudo monitorato. Ricordiamo,

infatti, che la previsione può includere una percentuale intrinseca di falsi allarmi e di fallimenti di previsione; tuttavia, la capacità predittiva del metodo considerato deve essere superiore a quella ottenibile dichiarando gli allarmi in modo casuale o sulla base di caratteristiche della sismicità indipendenti dal tempo (e.g. distribuzione spaziale degli epicentri).

L'elenco completo di terremoti obiettivo delle previsioni CN ed M8S (*eventi target*), avvenuti sia nel periodo di analisi retrospettiva che in tempo reale, è riportato nelle tabelle 2, 3 rispettivamente. I risultati ottenuti, incluse le indicazioni sul volume spazio-temporale occupato dagli allarmi, sono invece sintetizzati nelle tabelle 4, 5. È importante sottolineare che la misura del volume spazio-temporale degli allarmi viene effettuata considerando l'intensità relativa della sismicità (*Relative Intensity*, RI), secondo il criterio descritto da KOSSOBOKOV *et alii*, (1999). Questo criterio è più restrittivo rispetto alla

Tab. 2 – *Elenco dei terremoti obiettivo delle previsioni CN, avvenuti nel corso dell'applicazione retrospettiva (1954-1997) ed in tempo reale (1998-2013) dell'algoritmo al territorio italiano ed alle regioni circostanti. La magnitudo operativa considerata per l'applicazione del CN è selezionata secondo il criterio di priorità descritto in Peresan et al (2005). I terremoti avvenuti nel corso del monitoraggio in tempo reale, a partire dal 1998, sono evidenziati in grassetto.*

- List of target earthquakes for CN retrospective (1954–1997) and real-time (1998–2013) application in Italy and surrounding areas. The operating magnitude considered for CN application is selected according to the priority criteria described in PERESAN *et alii* (2005). The earthquakes that occurred during the period of forward monitoring, i.e. since 1998, are evidenced in bold.

Data	Lat, °N	Lon, °E	Prof, km	M _{prio}	CN	Regione CN
1957.05.20	38.70	14.10	60	5.8	Si	Sud
1962.08.21	41.15	15.00	40	6.8	Si	Centro, Sud
1962.08.21	41.15	15.00	40	6.0	Si	Centro, Sud
1976.05.06	46.23	13.13	12	6.5	Si	Nord
1980.11.23	40.85	15.28	18	6.5	Si	Centro, Sud
1988.02.01	46.31	13.13	8	5.4	Si	Nord
1996.10.15	44.79	10.78	10	5.8	Si	Nord
1997.09.26	43.08	12.81	10	5.7	Si	Centro
1997.09.26	43.08	12.81	10	6.0	Si	Centro
1998.04.12	46.24	13.65	10	6.0	Si	Nord
1998.09.09	40.03	15.98	10	5.7	Si	Centro, Sud
2003.09.14	44.33	11.45	10	5.6	Si	Nord
2004.07.12	46.30	13.64	7	5.7	Si	Nord
2004.11.24	45.63	10.56	17	5.5	No	Nord
2009.04.06	42.33	13.33	8	6.3	No	Centro
2012.05.20	44.90	11.23	8	6.1	Si	Nord

Tab. 3 – *Elenco dei terremoti obiettivo delle previsioni M8S, avvenuti nel corso dell'applicazione retrospettiva (1972-2001) ed in tempo reale (2002-2013) dell'algoritmo al territorio italiano ed alle regioni circostanti. La magnitudo operativa considerata per l'applicazione dell'M8S è la magnitudo massima. I terremoti avvenuti nel corso del monitoraggio in tempo reale, a partire dal 2002, sono evidenziati in grassetto.*

– List of target earthquakes for M8S retrospective (1954–2001) and real-time (2002–2013) application in Italy and surrounding areas. The operating magnitude considered for M8S application is the maximum reported magnitude. The earthquakes that occurred during the period of forward monitoring, i.e. since 2002, are evidenced in bold.

Data	Latitudine,°N	Longitudine,°E	Profondità	M _{max}	M8S	Commento
1975.01.16	38.20	15.78	21	5.5	Si	
1976.05.06	46.23	13.13	12	6.5	Si	
1978.04.15	38.27	15.10	18	5.8	Si	
1979.09.19	42.72	12.95	6	5.8	No	20 km dall'allarme
1980.05.28	38.46	14.34	19	5.5	Si	
1980.11.23	40.85	15.28	18	6.7	Si	
1986.11.25	44.12	16.34	30	5.5	No	Croazia
1990.05.05	40.78	15.77	10	5.6	Si	
1990.11.27	43.85	16.63	24	5.6	No	Croazia
1991.02.26	40.19	13.82	401	5.5	No	Evento profondo
1994.01.05	39.08	15.15	272	5.8	No	Evento profondo
1996.10.15	44.79	10.78	10	5.8	Si	
1997.09.26	43.08	12.81	10	6.4	No	Predicted in M5.5+
1997.09.26	43.05	12.88	10	5.9	Si	
1998.04.12	46.24	13.65	10	6.0	Si	Slovenia
1998.05.18	39.25	15.11	279	5.6	Si	Evento profondo
1998.09.09	40.03	15.98	10	5.9	Si	
2001.07.17	46.73	11.20	10	5.5	Si	
2002.09.06	38.38	13.70	5	5.9	No	
2002.10.31	41.79	14.87	10	5.9	No	
2003.03.29	43.11	15.46	10	5.5	Si	
2003.09.14	44.33	11.45	10	5.6	Si	
2004.02.23	47.27	6.27	17	5.5	Si	Svizzera
2004.05.05	38.51	14.82	228	5.5	No	Evento profondo
2004.07.12	46.30	13.64	24	5.7	No	Slovenia
2004.11.24	45.63	10.57	24	5.5	Si	
2006.10.26	38.67	15.40	216	5.8	Si	Evento profondo
2009.04.06	42.33	13.33	8	6.3	No	
2012.05.20	44.90	11.23	8	6.1	No	

Tab. 4 – *Volume spazio-temporale degli allarmi nell'applicazione dell'algoritmo CN in Italia. L'area monitorata corrisponde all'unione delle tre regioni monitorate nell'ambito dell'esperimento di previsione avviato nel 2003. Nel periodo 1954-1963 solo le regioni Centro e Sud sono state analizzate. N corrisponde al numero totale di eventi da prevedere, mentre f è il numero di eventi effettivamente previsti. Ulteriori dettagli sul calcolo del volume spazio-temporale degli allarmi sono forniti in PERESAN et alii, (2005).*

– Space-time volume of alarms for CN application in Italy. The total considered area corresponds to the union of the three regions monitored in the framework of the prediction experiment started in 2003. During the period 1954–1963 only Central and Southern regions were analyzed. N is the total number of target events, while f is the number of predicted earthquakes. Details about computation of space–time volume of alarm can be found in PERESAN et alii (2005).

Esperimento	Volume spazio-temporale di allarme (%)	f/N	Livello di confidenza (%)
Retrospettivo* (1954 – 1963)	41	3/3	93
Retrospettivo (1964 – 1997)	27	5/5	>99
Previsione (1998 – 2013)	26	5/7	>98
Totale (1954 – 2013)	29	13/15	>99

Tab. 5 – *Volume spazio-temporale degli allarmi nell'applicazione dell'algoritmo M8S in Italia, ottenuti considerando i tre intervalli di magnitudine definiti da M6.5+, M6.0+ and M5.5+. Il livello di confidenza delle previsioni ottenute per M5.5+ è superiore al 99%, mentre non è possibile alcuna stima per gli intervalli superiori di magnitudine. Il volume spazio-temporale degli allarmi è stimato secondo KOSSOBOKOV et alii, (1999).*

– Space-time volume of alarm for M8S application in Italy, obtained for the three subsequent magnitude ranges defined by M6.5+, M6.0+ and M5.5+. The confidence level for M5.5+ is greater than 99%, whereas estimation is not yet possible for higher level of magnitude. The space–time volume occupied by alarms is estimated according to KOSSOBOKOV et alii (1999).

Esperimento	M6.5+		M6.0+		M5.5+	
	Volume spazio-temporale di allarme (%)	f/N	Volume spazio-temporale di allarme (%)	f/N	Volume spazio-temporale di allarme (%)	f/N
Retrospettivo (1972-2001)	35	2/2	39	1/2	38	9/14
Previsione (2002-2013)	24	0/0	31	0/2	14	5/9
Totale (1972-2013)	32	2/2	37	1/4	31	14/23

misura dell'estensione spaziale (in km) dell'area allertata, e consente di valutare l'efficacia del metodo previsionale rispetto alle indicazioni indipendenti dal tempo fornite dalla semplice distribuzione spaziale degli epicentri dei terremoti passati.

I risultati riportati nelle tabelle 4 e 5 indicano che il livello di confidenza delle previsioni effettuate sino

ad ora è molto elevato ed, in generale, superiore al 95%; ciò significa che la probabilità di ottenere risultati analoghi dichiarando gli allarmi in modo casuale è inferiore al 5%. Particolarmente rilevante appare in questo contesto l'elevata significatività statistica delle previsioni effettuate in tempo reale; l'algoritmo CN infatti ha correttamente previsto 5 terremoti su

7 con un volume di allerta pari al 26% del volume spazio-temporale considerato, mentre l'M8S ha previsto 5 eventi su 9 con un volume di allerta pari al 14%; la probabilità che simili risultati possano essere ottenuti in modo casuale è inferiore al 2%.

Graficamente la qualità dei risultati delle previsioni può essere caratterizzata mediante due parametri indicati come “errori di previsione” (MOLCHAN, 1997):

η : il tasso dei fallimenti di previsione (f/N)

τ : il volume spazio-temporale occupato dagli allarmi.

Il luogo dei punti del piano per i quali si ha $\eta + \tau = 100\%$ corrisponde ai risultati che possono essere ottenuti in modo del tutto casuale (e.g. lanciando una moneta per attivare o meno lo stato di allerta). I casi estremi si hanno non dichiarando mai alcun allarme (strategia “ottimista”) e non prevedendo dunque alcun evento ($\eta = 100\%$ e $\tau = 0\%$), oppure mantenendo sempre l'allarme e prevedendo dunque tutti gli eventi ($\eta = 0\%$ e $\tau = 100\%$). Secondo tale rappresentazione, indicata anche come “diagramma degli errori”, tanto più vicini all'origine del piano (τ, η) sono i risultati previsionali, tanto maggiore è la loro significatività; viceversa, tanto più i risultati sono vicini alla diagonale $\eta + \tau = 100\%$ maggiore è la probabilità che possano essere frutto del caso. I diagrammi (τ, η) associati alle previsioni CN ed M8S per il territorio italiano (aggiornati al Luglio 2013) sono forniti in figura 13 ed evidenziano come tutti i risultati ottenuti sino ad ora siano ben lontani dalla diagonale ed al di sotto della curva

corrispondente al livello di confidenza del 95%.

Come accennato in precedenza, gli algoritmi CN ed M8S permettono di indicare gli intervalli temporali (TIP) in cui risulta aumentata, rispetto alle condizioni normali, la probabilità che si verifichi un forte terremoto entro una regione specificata. Questa definizione robusta dello stato di allerta appare preferibile ad una stima più dettagliata della probabilità che si verifichi un forte terremoto, in quanto tale stima sarebbe scarsamente vincolata dalle osservazioni disponibili e dunque affetta da notevoli incertezze. Qualora siano state raccolte osservazioni sufficienti, è tuttavia possibile stimare, secondo un approccio baesiano, la probabilità che si verifichi un evento target (i.e. un terremoto con magnitudo superiore alla soglia prefissata) entro la regione allertata.

I risultati di tale analisi sono riportati in tabella 6, considerando a titolo di esempio i risultati forniti dall'algoritmo CN nell'intero periodo di analisi (1954-2013). In sintesi, si osserva che la probabilità annuale che si verifichi un terremoto forte (*target event*) entro una delle regioni CN monitorate varia dal 9% al 15%, a seconda della regione. Qualora si considerino le previsioni, ossia i soli periodi di allarme (TIP), tale probabilità aumenta fino al 27% e 50%, rispettivamente; in questo modo è quindi possibile quantificare l'aumento di probabilità associato ad un TIP, sulla base dei risultati progressivamente ottenuti. Analogamente, la probabilità che si verifichi un terremoto forte nei periodi non

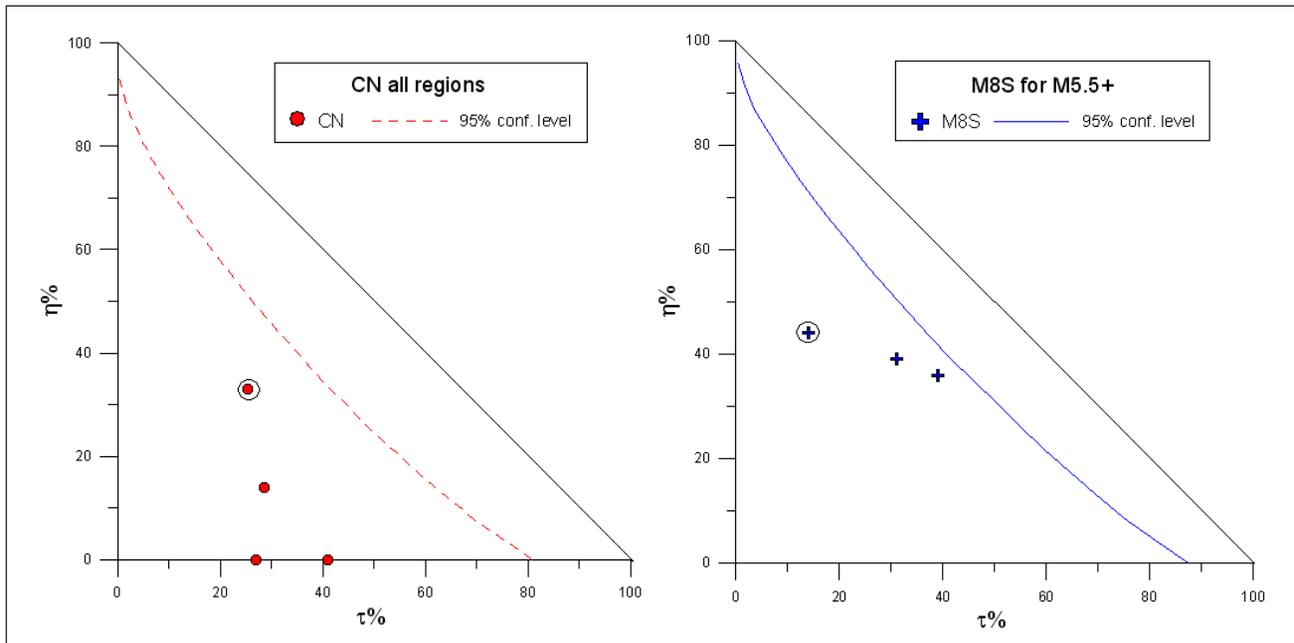


Fig. 13 – Diagramma degli errori (Molchan, 1990) per i risultati forniti dagli algoritmi CN ed M8S nell'ambito dell'esperimento di previsione per il territorio Italiano (Tab. 4 e 5). Nel caso dell'algoritmo M8S si considera solo l'intervallo di magnitudo M5.5+. η è la percentuale dei fallimenti di previsione, mentre τ è il volume spazio-temporale complessivamente occupato dagli allarmi. I cerchi evidenziano i risultati delle previsioni ottenute in tempo reale.

– Errors diagram (Molchan, 1990) for the results provided by CN and M8S algorithms in Italy (Tab. 4 and 5). For M8S algorithm the magnitude range M5.5+ is considered only. η is the percentage of failures to predict; τ is the total space-time volume occupied by alarms. Circles highlight the results from real time predictions.

Tab. 6 – *Analisi della frequenza relativa dei forti terremoti (eventi target) entro le regioni considerate per il monitoraggio CN in Italia. Per ciascuna regione è indicata la durata del periodo monitorato (Tutto il tempo), del period complessivamente occupato dagli allarmi (Allarme) e di quello senza allarmi (Non allarme).*

– Analysis of relative frequency of target earthquakes, which occurred within the regions monitored by CN algorithm in Italy. For each region are provided: the monitored time span (Tutto il tempo), the time occupied by alarms (Allarme) and the time without alarm (Non allarme).

		N eventi	Tempo (anni)	Tempo %	Probabilità annuale %	Guadagno
NORD	Tutto il tempo	8	47,86	100	17	2,88
	Allarme	7	14,34	30	49	
	Non Allarme	1	33,54	70	3	
CENTRO	Tutto il tempo	7	57,84	100	12	4,23
	Allarme	6	11,73	20	51	
	Non Allarme	1	46,11	80	2	
SUD	Tutto il tempo	5	57,92	100	9	3,18
	Allarme	4	14,56	25	27	
	Non Allarme	1	43,36	75	2	

allertati è intorno al 2-3%. A supporto della capacità predittiva dell' algoritmo stesso, si osserva quindi che in tutti i casi, per ciascuna regione monitorata, la probabilità condizionata, stimata considerando i risultati CN, appare significativamente diversa dalla probabilità media,

Secondo un approccio del tutto analogo è stata valutata la frequenza relativa dei forti terremoti avvenuti entro il volume spazio-temporale monitorato dagli algoritmi CN ed M8S, confrontandola con quella associata al solo volume allertato (tabb. 7, 8). Anche in questo caso si osserva che la frequenza aumenta significativamente nel corso degli allerta.

Sulla base dell'analisi fatta, la probabilità che si verifichi un forte terremoto aumenta di circa tre volte durante un periodo di allarme, rispetto alla probabilità media stimata sul lungo termine. In particolare il guadagno di probabilità associato alle previsioni CN ed M8S in Italia risulta essere compreso fra 2 e 4, come riportato nelle tabelle 6 – 8. Tali stime sono in buon accordo con i valori indipendentemente forniti nel rapporto dell'ICEF (*International Commission on Earthquake Forecasting for Civil Defence*), commissionato dal Dipartimento della Protezione Civile in seguito al terremoto dell'Aquila (fig. 14). Infatti il rapporto ICEF, relativamente alle previsioni CN ed M8 conclude quanto segue:

“Qualora sia disponibile un campione adeguato di eventi target ($N > 10$), questi metodi previsionali mostrano una capacità predittiva statisticamente significativa rispetto alle previsioni indipendenti dal tempo, ottenute estrapolando a magnitudo più ele-

vate il tasso dei terremoti determinato sulla base dei cataloghi di terremoti.”⁽¹⁾

È essenziale sottolineare che tali conclusioni sono state tratte considerando i soli risultati ottenuti mediante rigorosa sperimentazione in tempo reale degli algoritmi di previsione, e riflettono dunque la loro effettiva capacità predittiva, sia sul territorio italiano che a scala globale.

Ben diversa appare invece la situazione relativa alle metodologie previsionali di tipo probabilistico, la cui applicazione viene raccomandata dalla commissione ICEF. Ad oggi, infatti, non vi sono modelli probabilistici validati per la previsione dei forti terremoti in Italia e la valutazione della loro capacità predittiva è puramente nominale, ossia basata sulla sola analisi retrospettiva e dunque su dati non indipendenti (PERESAN *et alii*, 2012a).

I risultati sopra illustrati evidenziano, fra l'altro, la necessità di condurre una sperimentazione rigorosa per un intervallo temporale sufficientemente prolungato (non inferiore al decennio) per consentire la validazione dei modelli di previsione per i terremoti più forti sul territorio italiano (e.g. $M > 5.5$). Infatti, questo periodo è necessario per raccogliere un numero sufficiente di casi (inclusi successi e fallimenti di previsione) tale da consentire una valutazione della significatività statistica dei metodi applicati. D'altra parte, la sperimentazione dei vari modelli previsionali in ambito CSEP, avviata nell'Agosto 2009 anche in Italia (<http://www.cseptesting.org/regions/italy>, SCHORLEMMER *et alii*, 2010, WERNER *et alii*, 2010), ha una durata prevista di cin-

⁽¹⁾ When an adequate sample of target earthquakes is available ($N > 10$), these prediction methods show skill that is statistically significant with respect to time-independent forecasts constructed by extrapolating spatially smoothed, catalog-derived earthquake rates to larger magnitudes”. (ICEF, 2011)

Tab. 7 – *Analisi della frequenza relativa dei forti terremoti (eventi target) entro il volume spazio-temporale (STV) considerato per il monitoraggio CN in Italia. I risultati sono forniti sia per l'intero periodo di analisi, che considerando il solo periodo di monitoraggio in tempo reale (Previsioni).*

– Analysis of relative frequency of target earthquakes, which occurred within the space-time volume (STV) monitored by CN algorithm in Italy. Results are shown for the whole period of analysis, as well as for prospective testing period (Previsioni).

CN	N eventi	Volume spazio-temporale STV	Frequenza relativa	Guadagno
STV Tutto	15	100,00	0,15	3,00
STV Allarme	13	28,70	0,45	
Previsioni				
STV Tutto	7	100,00	0,07	2,80
STV Allarme	5	25,48	0,19	

Tab. 8 – *Analisi della frequenza relativa dei forti terremoti (eventi target) entro il volume spazio-temporale (STV) considerato per il monitoraggio M8S in Italia. I risultati sono forniti sia per l'intero periodo di analisi, che considerando il solo periodo di monitoraggio in tempo reale (Previsioni).*

– Analysis of relative frequency of target earthquake, which occurred within the space-time volume (STV) monitored by M8S algorithm in Italy. Results are shown for whole analysis period as well as for prospective testing period (Previsioni).

M8S	N eventi	Volume spazio-temporale STV	Frequenza relativa	Guadagno
STV Tutto	23	100,00	0,23	1,69
STV Allarme	14	36,00	0,39	
Previsioni				
STV Tutto	9	100,00	0,09	3,97
STV allarme	5	14,00	0,36	

que anni, al termine dei quali verrà effettuata l'analisi statistica comparativa dei risultati ottenuti. Tale periodo appare del tutto insufficiente alla luce dell'esperienza sin qui acquisita mediante l'applicazione degli algoritmi CN ed M8S al territorio italiano.

La situazione degli allarmi, relativa al periodo 1 Maggio – 30 Giugno 2012, ha consentito fra l'altro di prefigurare lo scenario di scuotimento del suolo, successivamente confermato dal terremoto dell'Emilia del 20 Maggio. In tale occasione è dunque emersa in modo evidente la necessità di valutare gli aspetti connessi al possibile utilizzo delle informazioni rese disponibili dalle previsioni a medio termine spazio-temporale e dai relativi scenari di scuotimento. L'efficacia operativa, unitamente alla validazione statistica, costituisce un elemento essenziale della previsione dei terremoti e pertanto deve essere adeguatamente definita ed analizzata, evitando approssimazioni e rappresentazioni incomplete che trascurano l'ampio spettro di azioni preventive disponibili (e.g. rapporto ICEF, 2011).

1.6. - ANALISI DELL'APPLICABILITÀ DEGLI ALGORITMI M8S ED MSC AL TERRITORIO DEL FRIULI VENEZIA GIULIA

Per consentire una riduzione dell'incertezza spaziale nella previsione dei terremoti incombenti nel Friuli Venezia Giulia e nelle aree limitrofe, sono stati effettuati l'adattamento regionale e l'analisi dell'applicabilità dell'algoritmo M8S (KOSSOBOKOV *et alii*, 2002) e dell'algoritmo di previsione del secondo ordine Mendocino Scenario (KOSSOBOKOV *et alii*, 1999). L'algoritmo Mendocino Scenario (MSc), a partire dalle aree allertate dall'algoritmo M8S, consente infatti una più precisa delimitazione dell'area entro cui può aver luogo un forte terremoto, con un'incertezza temporale di mesi.

L'applicazione degli algoritmi M8S ed MSc a scala regionale ha richiesto una valutazione preliminare della copertura spazio-temporale e del livello di completezza ed omogeneità dei dati, ossia dei bollettini compilati dal Centro di Ricerche Sismologiche dell'Osservatorio Geofisico Sperimentale (CRS-OGS, con sede in Udine), attualmente disponibili

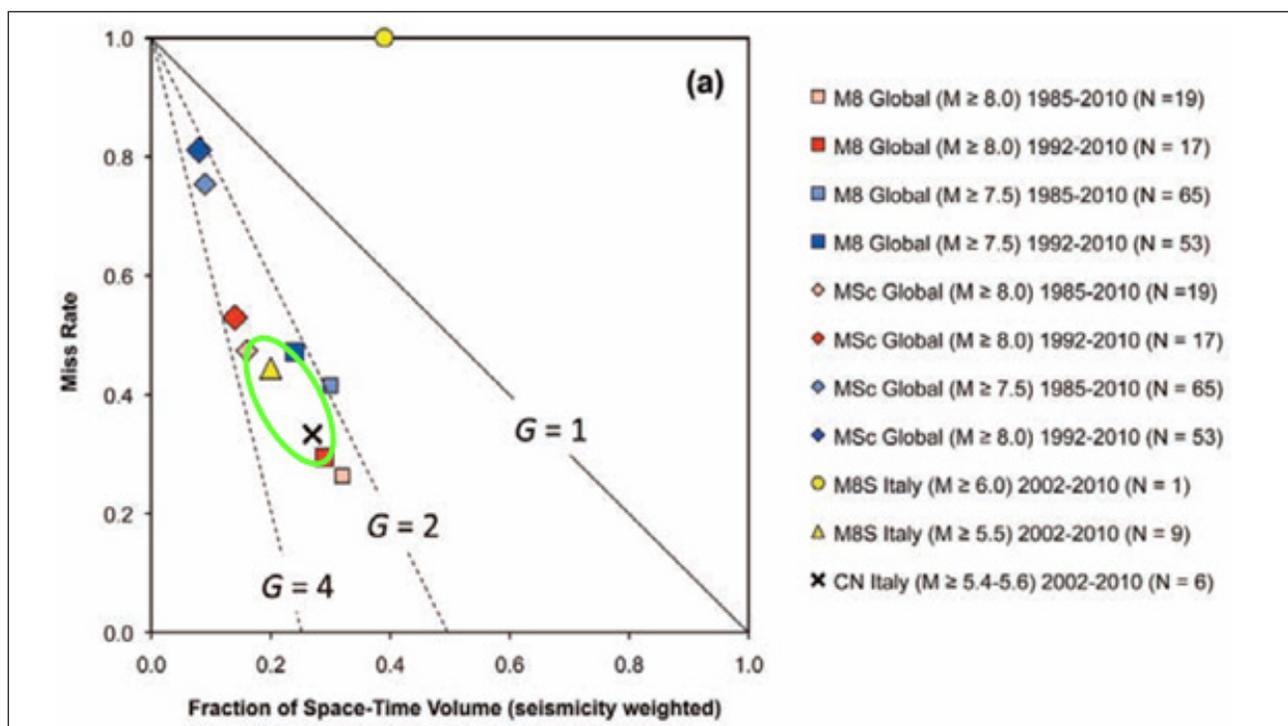


Fig. 14– Diagramma degli errori per i risultati forniti dagli algoritmi CN ed M8S nell’ambito dell’esperimento di previsione in corso sia a scala globale che sul territorio italiano. Le rette delimitano le aree associate ad un diverso valore del guadagno di probabilità, G (fig. estratta dal rapporto ICEF, 2011) – *Errors diagram for the results provided by M8S and CN algorithms in the framework of the ongoing earthquake prediction experiment ongoing in Italy and at a global scale. Solid diagonal line indicates no probability gain relative to a random guess (probability gain factor $G=1$); dashed lines correspond to $G = 2$ and 4 (from ICEF report, 2011)*

on line alla pagina <http://www.crs.inogs.it/bollettino/RSFVG/RSFVG.it.html>. Lo studio preliminare ha evidenziato che, nonostante una certa eterogeneità spazio-temporale nella rappresentatività dei dati, i bollettini appaiono accettabilmente completi per tale analisi. L’applicazione dell’algoritmo MSc utilizza, infatti, l’informazione fornita dall’attività sismica in un intervallo di magnitudo inferiore a quello analizzato dall’M8S, e dunque risulta attualmente possibile solo utilizzando dati caratterizzati da un elevato livello di completezza, quali i dati regionali resi disponibili dal CRS-OGS.

L’analisi effettuata considerando i bollettini del CRS-OGS (indicati nel seguito come Curr_OGS), che coprono l’intervallo temporale dal maggio del 1977 al giugno 2013, ha evidenziato che il livello di completezza dei dati contenuti in Curr_OGS è variabile nello spazio e nel tempo. Sulla base dell’analisi condotta la copertura spaziale del catalogo Curr_OGS appare sufficientemente omogenea, per le finalità previste, entro l’area racchiusa nel rettangolo $11.0^{\circ}\text{E} - 14.5^{\circ}\text{E}$, $45.5^{\circ}\text{N} - 47.0^{\circ}\text{N}$, illustrata in figura 15. Entro tale area, considerando l’intero periodo 1977 - 2013 il catalogo può essere ritenuto completo per $M_d > 2.0$. La parte iniziale del catalogo, fino al 1987, appare tuttavia completa per magnitudo più basse, rispetto a quella successiva, almeno fino al 2012, come si osserva in figura 16. E inoltre chiaramente visibile l’assenza di eventi

sismici nel periodo 03.12.1990-21.05.1991, durante il quale la rete non era operativa (fig. 16).

Al fine dell’applicazione dell’algoritmo M8S entro una regione sismica, è necessario avere a disposizione informazioni sulla sismicità riportate in maniera uniforme per un periodo di tempo sufficientemente lungo. Secondo la definizione dell’algoritmo, poiché il catalogo Curr_OGS è caratterizzato da un’evidente lacuna nel 1991, il monitoraggio M8S in tempo reale è iniziato di fatto solo a luglio 2013, poiché il calcolo di alcune funzioni del flusso sismico viene effettuato su un intervallo temporale di dodici anni.

Considerando i risultati ottenuti dall’analisi preliminare del catalogo Curr_OGS, per poter effettuare comunque la sperimentazione degli algoritmi M8S e MSc nel territorio del Friuli Venezia Giulia, sia mediante analisi retrospettiva che in tempo reale, si è proceduto nel modo seguente. Assumendo che l’attività sismica nel periodo caratterizzato dalla mancanza di dati sia identica a quella osservata durante l’anno precedente, la lacuna è stata colmata utilizzando i dati raccolti nell’anno precedente durante l’intervallo di tempo corrispondente, ottenendo così un nuovo catalogo per l’intero periodo 1977 - 2013. Utilizzando tale catalogo è stato possibile applicare in modo retrospettivo l’algoritmo M8S per diagnosticare i terremoti nell’intervallo di magnitudo $M5.5+$ (i.e.

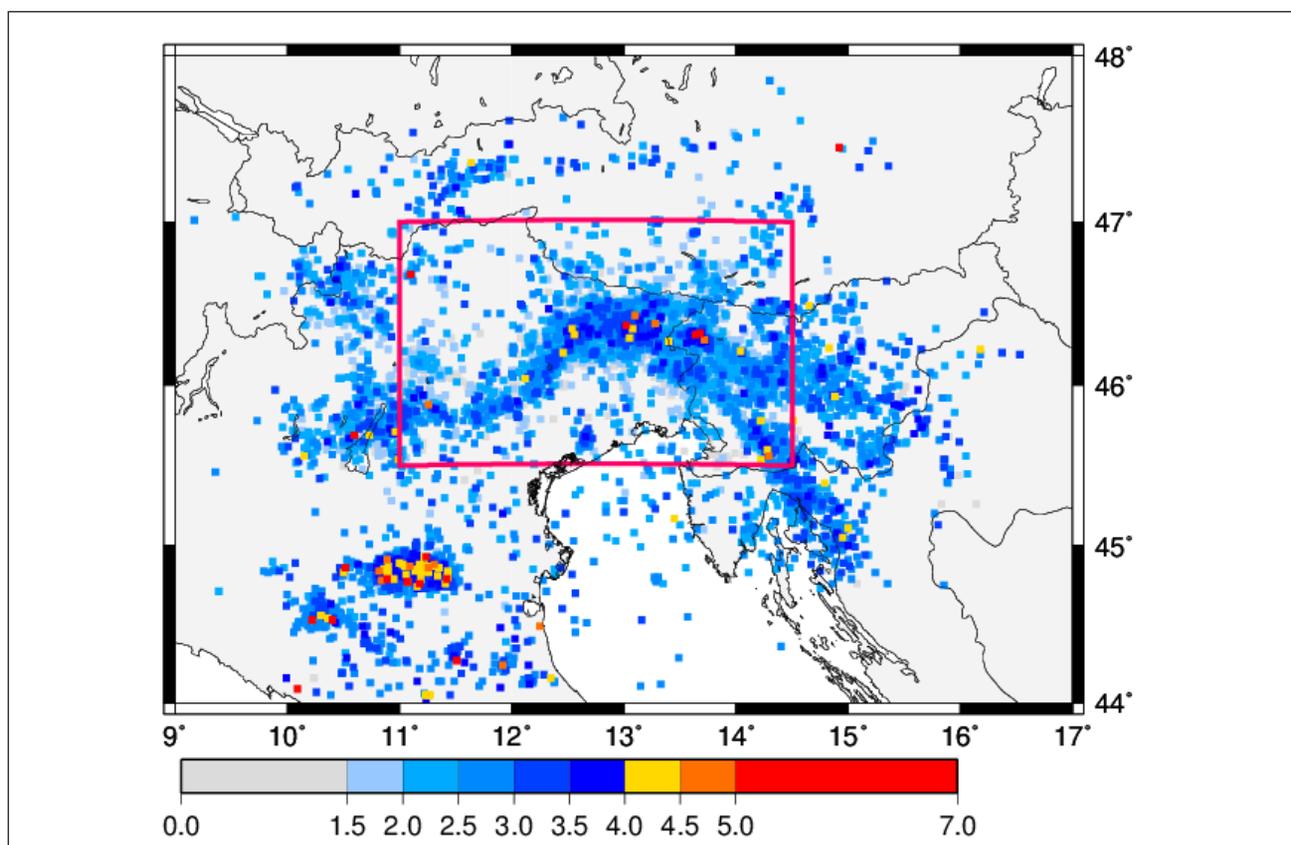


Fig. 15 – Distribuzione degli epicentri dei terremoti riportati nel catalogo Curr_OGS durante il periodo 1977–2013. Il rettangolo delimita l'area coperta in modo omogeneo dal catalogo Curr_OGS nell'arco temporale considerato.

– Distribution of earthquake epicenters as reported in Curr_OGS catalogue (1973–2013). Rectangle outlines the area homogeneously covered by Curr_OGS catalogue in considered period.

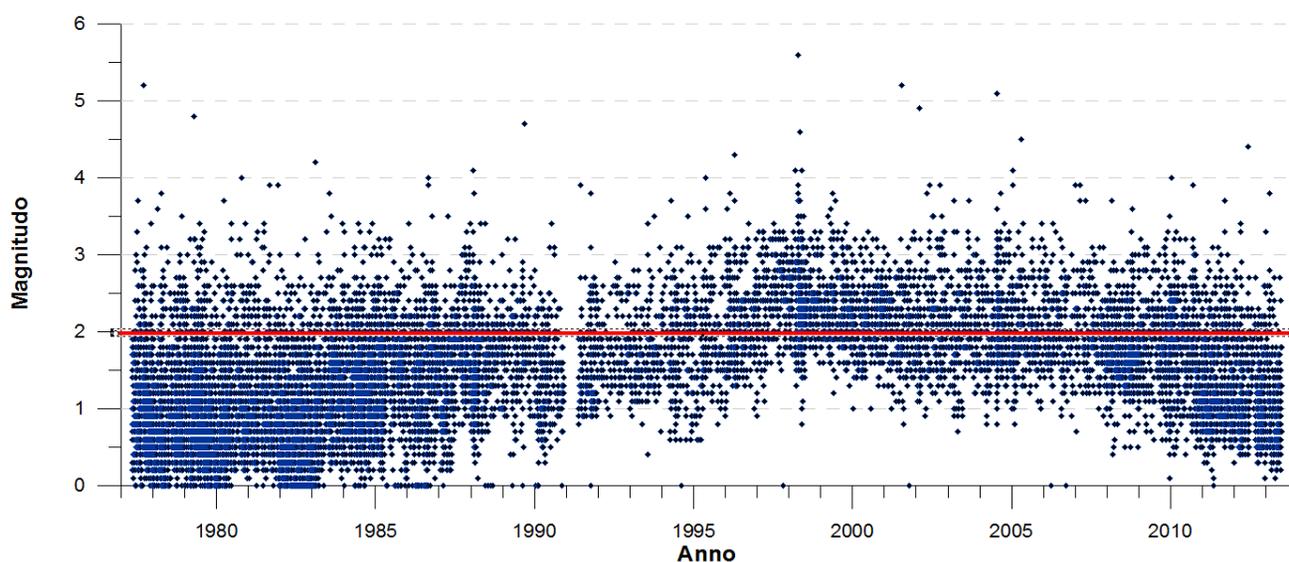


Fig. 16 – Magnitudo M_d in funzione del tempo origine, considerando gli eventi sismici riportati nel catalogo Curr_OGS nel periodo 1977–2013. Non sono posti limiti alla profondità degli eventi.

– Duration magnitude M_d , as function of origin time, for earthquakes reported in Curr_OGS catalogue (1977–2013). No limit is imposed on hypocenters depth.

5.5 ≤ M < 6.0) a partire dal Gennaio 1998. In analogia con l'esperimento in corso a scala nazionale, l'analisi è stata realizzata considerando una serie di circonferenze (*Circles of Investigation, CI*), di raggio pari a 106 km, centrate ai nodi di una griglia compresa nell'area: 13.00°E – 14.50°E, 45.75°N – 46.25°N. La soglia di magnitudo minima per gli eventi considerati per il calcolo delle funzioni che quantificano il flusso sismico è stata fissata a 2.5.

L'applicazione retrospettiva dell'algoritmo M8S è stata realizzata aggiornando la diagnosi dei TIP ogni sei mesi nel periodo che va da Gennaio 1998 a Gennaio 2007. Durante tale periodo il catalogo Curr_OGS include un solo terremoto con magnitudo compresa nell'intervallo delle previsioni M8S, ossia il terremoto di Bovec, Md=5.6, avvenuto il 12 Aprile 1998. Per valutare la stabilità dei risultati ottenuti, sono stati condotti diversi esperimenti, variando i parametri connessi al tasso di attività sismica e di *clustering* spaziale degli allarmi che caratterizzano l'algoritmo M8S. In particolare, sono state considerate diverse soglie per il numero medio di eventi richiesto entro ciascun CI, che varia da 2 e 4 terremoti per anno (valori utilizzati per l'esperimento in tempo-reale condotto per il territorio italiano) fino a 10 e 20 terremoti per anno (valori utilizzati per la sperimentazione dell'M8 a scala globale). Inoltre, il parametro di clustering dell'M8S, che valuta la percentuale di CIs adiacenti caratterizzati da uno stato di allerta, è stato modificato dal valore *standard* pari al 75% al valore più restrittivo del 100% (in questo caso l'allarme viene dichiarato per un circolo soltanto se tutti i CI circostanti forniscono anch'essi lo stato di allerta). I risultati forniti da questi esperimenti sono sintetizzati nella tabella 9; il volume spazio-temporale occupato dagli allarmi è stato stimato secondo la procedura descritta da KOSSOBOKOV *et alii* (1999), considerando i terremoti di magnitudo maggiore o uguale a 3.0 compresi nell'area monitorata.

È possibile osservare dalla tabella 9 che l'evento di Bovec del 1998, ovvero l'unico forte evento av-

venuto entro la regione ed il periodo di tempo considerato, risulta correttamente previsto in tutti gli esperimenti realizzati, per ogni scelta dei parametri dell'algoritmo M8S; tali risultati confermano la stabilità dei risultati dell'analisi retrospettiva rispetto ai parametri liberi. Anche con la scelta di parametri più restrittiva (evidenziata in grassetto nella tabella), il terremoto è comunque preceduto da un allarme. Si osserva inoltre che gli allarmi occupano all'incirca metà del volume spazio-temporale considerato; poiché l'area monitorata è confrontabile con la dimensione di una singola circonferenza CI, un eventuale allarme interessa praticamente l'intera zona monitorata (fig. 17).

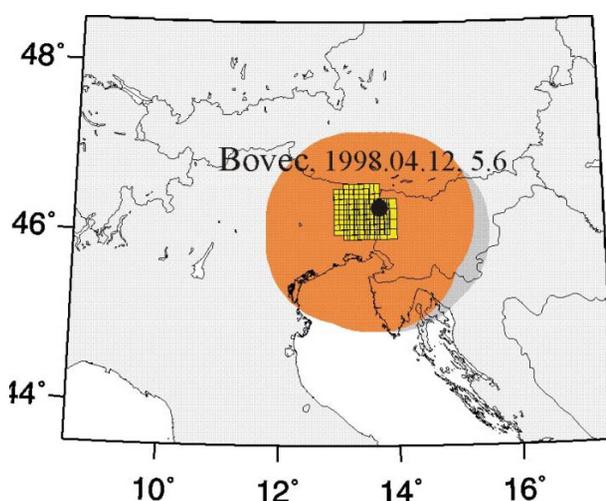


Fig. 17 – Esempio di previsione del terremoto di Bovec (1998.04.12, M=5.6) mediante applicazione retrospettiva dell'algoritmo M8S e dell'algoritmo MSc. Le aree arancio e grigio scuro insieme mostrano la regione monitorata dall'algoritmo M8S (variante evidenziata in grassetto in Tab. 1); in arancio è evidenziata l'area in stato di allarme per il periodo Gennaio–giugno 1998. Le celle in giallo rappresentano le aree in stato d'allarme secondo l'algoritmo MSc.

– Example of prediction of the Bovec earthquake (1998.04.12, M=5.6) by retrospective application of M8S and MSc algorithms. Orange and grey areas together outline the area monitored by M8S algorithm; the alerted area (in orange) as on January–June 1998 is shown. Yellow cells show the alerted areas by MSc algorithm.

Tab. 9 – Risultati dell'applicazione retrospettiva dell'algoritmo M8S al catalogo Curr_OGS.

– Results of M8S retrospective application to Curr_OGS catalogue.

Parametro di clustering	Tasso annuale degli eventi nei CI	Previsione del terremoto di Bovec	Volume spazio-temporale occupato dagli allarmi, %
75%	10, 20	Si	48.7
	8, 16	Si	55.8
	6, 12	Si	55.8
	4, 8	Si	56.8
	2, 4	Si	48.1
100%	10, 20	Si	38.1
	8, 16	Si	53.1
	6, 12	Si	53.1
	4, 8	Si	53.9
	2, 4	Si	42.5

Successivamente è stato affrontato il problema dell'applicabilità dall'algoritmo MSc (KOSSOBOKOV *et alii*, 1999). Lo schema generale secondo cui è strutturato questo algoritmo di previsione che, in seconda approssimazione, consente di ridurre l'incertezza spaziale, è il seguente. Qualora sia stato diagnosticato (e.g. mediante l'algoritmo M8S) un aumento della probabilità che si verifichi un forte evento entro una certa regione U, l'algoritmo MSc identifica una regione V più piccola entro la quale è atteso l'epicentro del terremoto incombente, tramite l'analisi quantitativa dell'irregolarità nel flusso sismico e dei periodi di quiescenza sismica a scala temporale breve. L'algoritmo MSc si basa sostan-

zialmente sull'ipotesi che l'area V sia caratterizzata da una marcata quiescenza a breve termine, rispetto al livello relativamente elevato dell'attività sismica nell'area allertata.

L'analisi preliminare effettuata per il territorio della regione Friuli Venezia Giulia ha evidenziato che l'algoritmo MSc non può essere applicato nella sua formulazione originale, a causa della ridotta dimensione dei circoli di investigazione negli esperimenti effettuati con M5.5+ e del numero limitato di eventi contenuti nel catalogo Curr_OGS. Tuttavia è stato possibile sperimentare, mediante analisi retrospettiva, una versione modificata dell'algoritmo MSc, raddoppiando la lunghezza delle finestre temporali considerate per l'analisi (i.e. da 2 a 4 mesi). I risultati ottenuti appaiono del tutto soddisfacenti, come illustrato in figura 17, e confermano la possibilità di applicare, in via preliminare, questa variante dell'algoritmo MSc all'area coperta dal catalogo Curr_OGS nell'Italia Nord-Orientale.

La validazione degli algoritmi M8S ed MSc (in caso di allarme M8S), mediante l'analisi in tempo reale e dunque utilizzando dati indipendenti, è proseguita considerando i dati progressivamente aggiornati per il Friuli Venezia Giulia, disponibili on-line fino al Giugno 2013. Le previsioni, regolarmente aggiornate a partire dal Gennaio 2008, non hanno fornito ad oggi alcun allarme in corso, coerentemente con la realtà. I risultati ottenuti da tale aggiornamento sono stabili e soddisfacenti, perché tutte le varianti considerate forniscono risultati consistenti fra loro (i.e. nessun allarme dichiarato) e con le osservazioni disponibili (i.e. non si sono verificati terremoti forti nel periodo analizzato, almeno fino a Luglio 2013).

I risultati del monitoraggio in tempo reale forniti dall'algoritmo M8S per il territorio del Friuli Venezia Giulia, sulla base del catalogo Curr_OGS, appaiono consistenti con quelli ottenuti nell'esperimento di previsione a scala nazionale, basati sui dati globali. In entrambi i casi infatti non si ha alcun allarme in corso per l'area in esame nel periodo monitorato. In tal modo è stato quindi possibile verificare le previsioni fornite dall'algoritmo M8S per il territorio del Friuli Venezia Giulia, mentre ciò non è possibile per l'intero territorio nazionale, data la mancanza di dati adeguati allo scopo.

1.7. - ANALISI DELLE VARIAZIONI TEMPORALI DELLA RELAZIONE DI SCALA UNIFICATA PER I TERREMOTI (USLE)

Le variazioni spazio-temporali della sismicità nell'intero Arco Alpino ed Appennini settentrionali, cioè nell'area inclusa nel dominio geografico di latitudine 43.5°N - 48.5°N e longitudine 5°E -

16°E., sono state studiate mediante l'analisi dei parametri della *Unified Scaling Law for Earthquakes* (USLE, KOSSOBOKOV & MAZHKENOV, 1994). Tale metodologia, a differenza di quelle tradizionalmente impiegate per l'analisi della relazione frequenza-magnitudo dei terremoti, permette, secondo un approccio multi-scala, di includere nella statistica le proprietà frattali della distribuzione degli epicentri.

La legge di GUTENBERG & RICHTER (1954, 1956), GR, che costituisce una delle relazioni di invarianza scalare più ampiamente accettate in sismologia, infatti, non include alcuna informazione sulle dimensioni della regione considerata né sulle caratteristiche geometriche della distribuzione spaziale degli epicentri, due elementi questi che possono portare ad una pericolosa sottostima della probabilità di occorrenza degli eventi più forti. Se gli epicentri sono uniformemente distribuiti sull'area considerata, il loro numero N è proporzionale alla superficie, mentre se essi sono distribuiti lungo una fascia ristretta (e.g. lungo una zona di faglia lineare), il loro numero è proporzionale alla lunghezza della fascia stessa. Il problema della scala spazio-temporale è dunque rilevante sia per l'analisi della pericolosità sismica sia per gli studi sui precursori che possono essere identificati nelle sequenze sismiche che precedono i forti terremoti.

Indicando con $N(M,L)$ il numero annuale di terremoti attesi in un'area sismicamente attiva con dimensione lineare L , la legge di ricorrenza GR può essere riscritta nella forma generalizzata, indicata come la Legge di Scala Unificata per i Terremoti (USLE):

$$\log_{10} N(M,L) = A + B(5-M) + C \log_{10} L$$

dove il coefficiente C rappresenta la dimensione frattale dell'insieme di epicentri considerato, il coefficiente A caratterizza il livello atteso dell'attività sismica nell'area considerata, mentre B descrive il tasso con cui diminuisce il numero di terremoti all'aumentare della magnitudo.

I coefficienti A , B e C sono stimati, con il metodo dei minimi quadrati, sulla base dei valori calcolati suddividendo, compatibilmente con la completezza dei dati considerati e con la dimensione delle sorgenti sismiche incluse nell'analisi, il territorio in esame in una gerarchia di aree di dimensioni progressivamente decrescenti (*telescope*). Una descrizione esaustiva dell'algoritmo utilizzato ed i dettagli della sua applicazione per l'intero territorio italiano, considerando tre distinte scale spazio-temporali, sono forniti in NEKRASOVA *et alii*, (2011). Per quanto riguarda le stime di pericolosità sismica ottenute sulla base della USLE, lo studio ha evidenziato valori di pericolosità diversi da quelli previsti dalla normativa vigente ed una analisi approfondita di tali differenze. Tale analisi si è

rivelata particolarmente attuale in occasione del terremoto dell'Emilia del 2012, in occasione del quale la mappa di normativa si è rivelata fatalmente sottostimata, come descritto nel seguito (e.g. paragrafo 4.4).

Il catalogo utilizzato per l'analisi delle variazioni temporali della USLE è il medesimo utilizzato negli studi a scala regionale volti alla previsione dei forti terremoti, ossia nell'applicazione degli algoritmi CN ed M8S precedentemente descritti. È stata utilizzata inoltre la parte storica del *Current Catalogue of Italy*, CCI1996 (PERESAN *et alii*, 2005 e riferimenti inclusi), che integra il catalogo con l'informazione sui terremoti avvenuti nel periodo 1896-1900, caratterizzato da un livello di completezza confrontabile con l'UCI2001. La magnitudo operativa nel catalogo così ottenuto è la M_{max} , ossia corrisponde al massimo dei valori riportati per ciascun terremoto.

I parametri della USLE e le loro variazioni temporali sono stati studiati per l'intero arco Alpino Appennini settentrionali. Sono state così definite una serie di mappe a diversa scala spazio-temporale. In particolare, la stima dei coefficienti A , B , C che caratterizzano l'attività sismica è stata eseguita su due diverse scale spazio-temporali, definendo le dimensioni spaziali della gerarchia di aree (celle) ed il corrispondente intervallo di magnitudo

e di tempo. La gerarchia di celle ha dimensioni che variano da $2^\circ - 1/4^\circ$ a $1^\circ - 1/8^\circ$, mentre la magnitudo varia da 3 a 2.6; queste soglie di magnitudo corrispondono al livello di completezza del catalogo, stimato per l'intervallo temporale corrispondente. Per quanto riguarda la finestra temporale, abbiamo analizzato la USLE sia considerando l'intero periodo coperto dal catalogo, sia utilizzando finestre temporali variabili di durata pari a 6 anni.

Gli epicentri dei terremoti con $M \geq 3.0$, avvenuti nel periodo che va dal 1870 al 2013, sono rappresentati in figura 18. Tale catalogo consente il calcolo dei parametri della USLE mediante 4 passi di bisezione della gerarchia spaziale, partendo da celle con dimensioni lineari pari a $L_0=2^\circ$ e fino ad $L_3=1/4^\circ$. La figura 19 mostra le mappe dei coefficienti USLE valutati per le celle di interesse sismicamente attive con $L_3 = 1/4^\circ$. Le funzioni di distribuzione della densità di probabilità dei coefficienti, *pddf*, sono riportate sulla destra di ciascuna mappa. Il logaritmo dell'attività sismica \mathcal{A} (normalizzato rispetto al numero annuale di eventi di magnitudo 5, entro un'area di $1^\circ \times 1^\circ$) presenta valori che variano tra -2.2 e -0.6 sul territorio analizzato, corrispondenti ad un intervallo di ricorrenza che varia da 4 a 160 anni, per i terremoti di magnitudo 5.0. I valori più alti sono stati osservati nelle Alpi Carniche e Giulie e nei dintorni di queste, oltre che

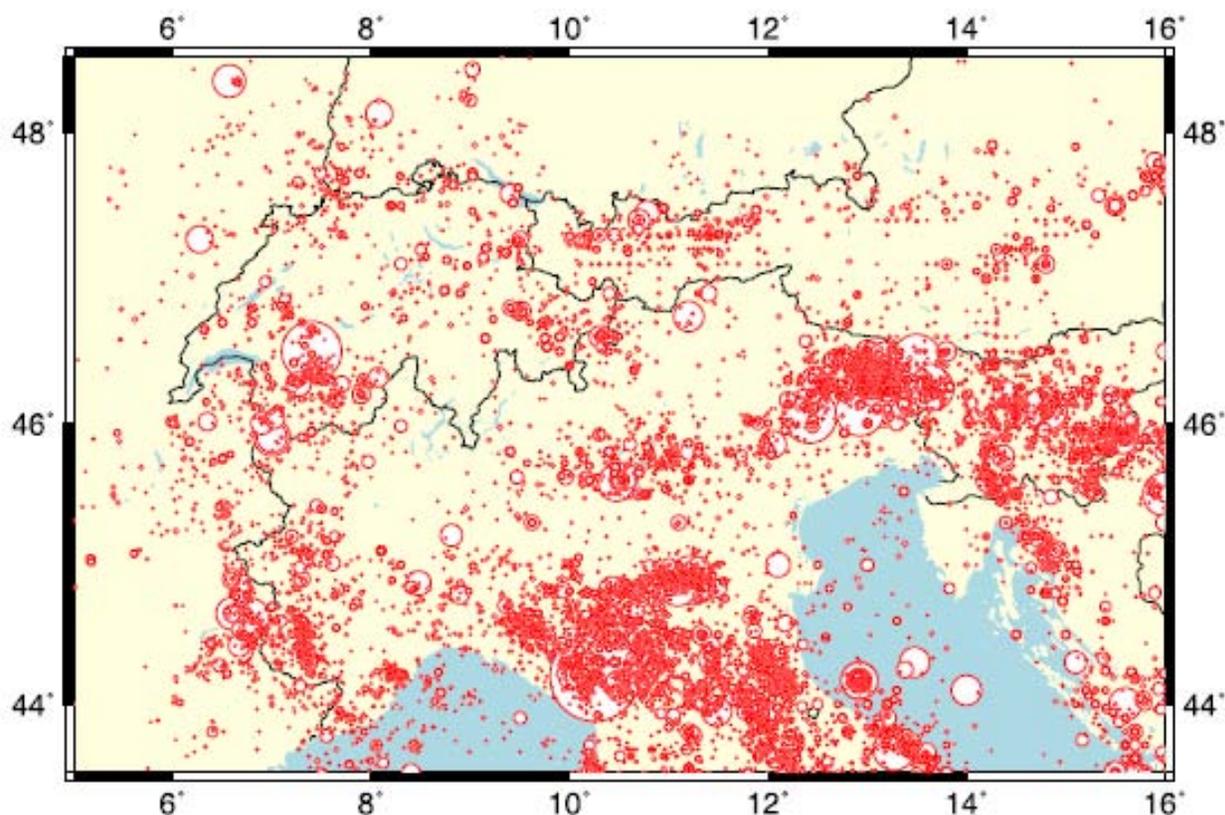


Fig. 18 – Mappa degli epicentri dei terremoti di magnitudo $M \geq 3.0$, avvenuti nel periodo 1870–2013.
– Map of epicenters for earthquakes with magnitude $M \geq 3.0$, which occurred in the period 1870–2013.

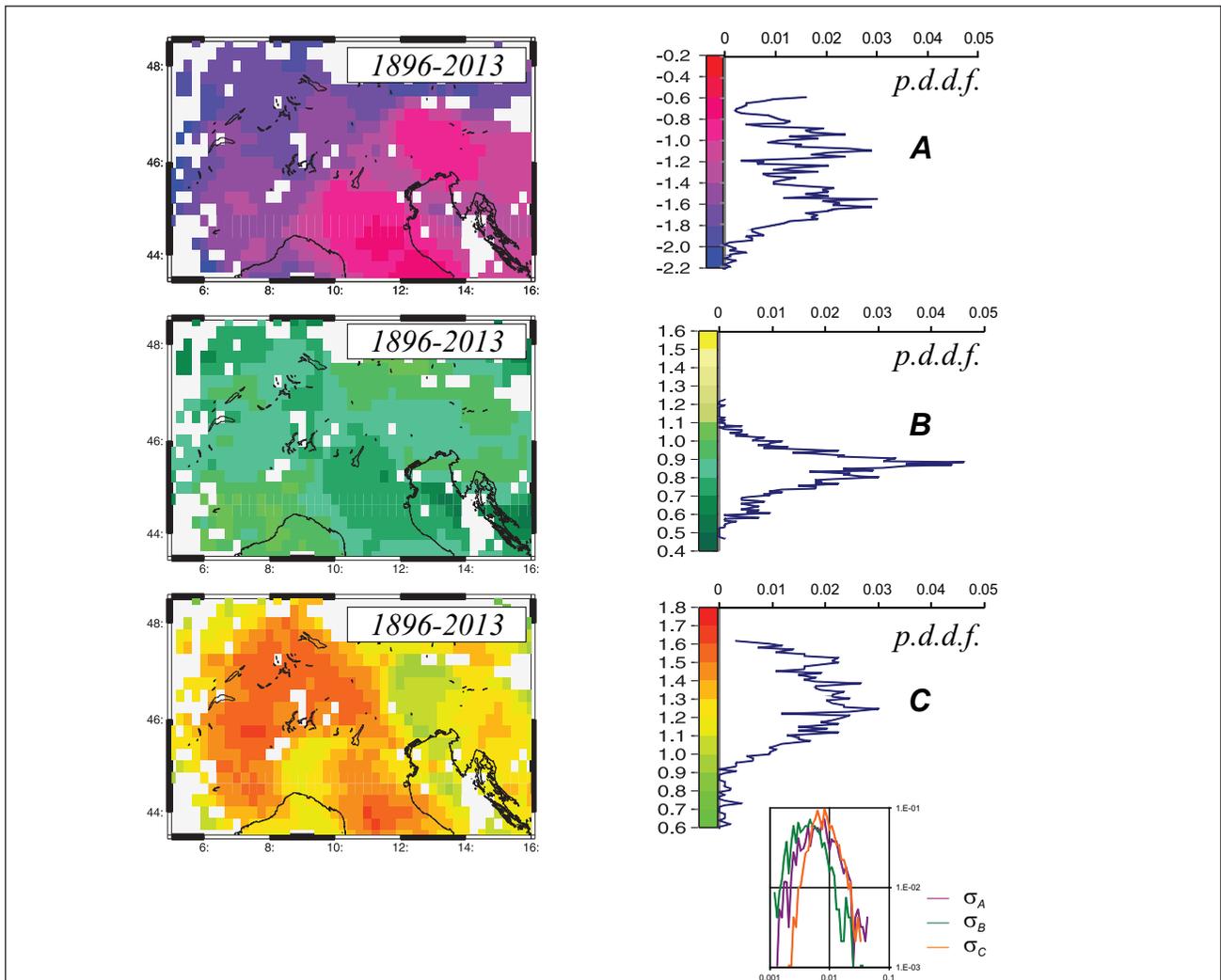
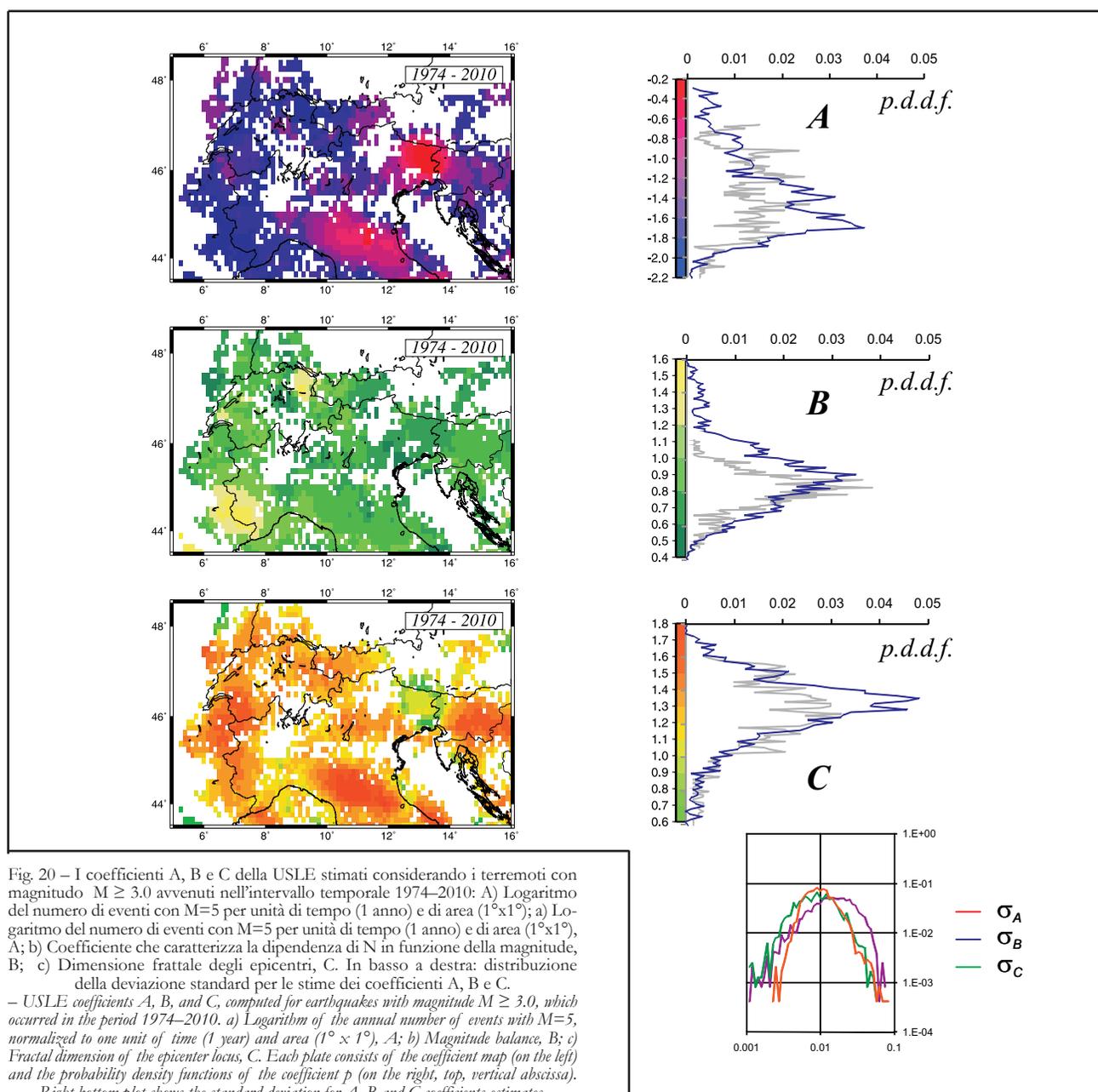


Fig. 19 – I coefficienti A, B e C della USLE stimati considerando i terremoti con magnitudo $M \geq 3.0$ avvenuti nell'intervallo temporale 1896–2013: a) Logaritmo del numero di eventi con $M=5$ per unità di tempo (1 anno) e di area ($1^\circ \times 1^\circ$), A; b) Coefficiente che caratterizza la dipendenza di N in funzione della magnitudo, B; c) Dimensione frattale degli epicentri, C. In basso a destra: distribuzione della deviazione standard per le stime dei coefficienti A, B e C. – USLE coefficients A, B, and C, computed for earthquakes with magnitude $M \geq 3.0$, which occurred in the period 1896–2013. a) Logarithm of the annual number of events with $M=5$, normalized to one unit of time (1 year) and area ($1^\circ \times 1^\circ$), A; b) Magnitude balance, B; c) Fractal dimension of the epicenter locus, C. Each plate consists of the coefficient map (on the left) and the probability density functions of the coefficient p (on the right, top, vertical abscissa). Right bottom plot shows the standard deviation for A, B and C coefficients estimates.

negli Appennini Settentrionali. I valori del coefficiente B (che è l'analogo del b -value, ossia della pendenza nella relazione GR) sono concentrati per lo più tra 0.5 ed 1.1, mentre la dimensione frattale della distribuzione spaziale degli epicentri, C , varia tra 0.8 ed 1.6. I più elevati valori di C sono per lo più riscontrati nelle Alpi Occidentali e negli Appennini Settentrionali, mentre i più bassi si riscontrano nelle Alpi Carniche. La deviazione standard delle stime ottenute per i diversi coefficienti non supera 0.07, confermando l'evidente accuratezza dei valori riportati nelle mappe.

Per caratterizzare i parametri USLE su una scala spaziale di maggior dettaglio, sono stati utilizzati terremoti di magnitudo maggiore o uguale a 2.6, riportati nel catalogo UCI2001 dal 1974 fino al 2013, compilato ed aggiornato come descritto nelle sezioni 1.1 ed 1.3. Il livello di completezza dei

dati permette, anche in questo caso, di utilizzare 4 livelli della gerarchia spaziale, partendo dalla dimensione lineare $L_0=1^\circ$ fino a $L_3=1/8^\circ$. Analogamente alla figura 19, la figura 20 mostra le mappe e le distribuzioni dei coefficienti della USLE per l'intero arco Alpino e Appennini settentrionali. La figura 20 evidenzia che gli intervalli di variabilità dei coefficienti della USLE sono più ampi per la scala geografica più bassa. La distribuzione di densità di A , compresa tra -2.2 e -0.6, risulta unimodale ed asimmetrica con il picco del 4% intorno a -1.7 ed una "forte coda" (circa lo 0.5%) che varia da -0.6 a -0.2. Questa coda è chiaramente associata alla sequenza dei forti terremoti in Friuli del 1976, che rappresenta la caratteristica dominante dell'attività sismica nell'intero periodo di 36 anni considerato e potrebbe anche spiegare la presenza di alti valori di A al confine nord-orientale



dell'Italia. Anche la distribuzione di densità dei valori di B presenta una evidente coda per valori da 1.2 e fino a 1.6; tuttavia questa coda deriva da valori ottenuti in siti diversi, che coincidono con le aree a bassa attività sismica situate nella Svizzera nord-orientale ed al confine Francia-Italia. La distribuzione di densità di C varia da 0.6 ad 1.8. I valori più elevati di C si riscontrano nelle aree montuose degli Appennini Settentrionali, delle Alpi Svizzere e delle Alpi Giulie. Bassi valori di C nelle Alpi Carniche sono invece dovuti alla sequenza sismica del 1976 in Friuli.

Il buon livello di completezza dei dati considerati nel periodo dal 1974 fino al 2013 consente di

analizzare la variabilità temporale a medio termine dei parametri USLE. Al fine di ottenere stime attendibili dei coefficienti A, B e C, è necessario utilizzare un elevato numero di terremoti; pertanto non è chiaramente possibile analizzare la variabilità temporale dei parametri USLE con lo stesso livello di attendibilità che si ha per le stime a lungo termine. Al fine di garantire una certa stabilità dei risultati, nell'analisi temporale dei coefficienti A, B e C per la regione Friuli Venezia Giulia sono stati considerati i valori medi ottenuti entro un'area compresa nell'intervallo latitudine $45.8^\circ\text{N} - 46.8^\circ\text{N}$ e longitudine $12.0^\circ\text{E} - 14.4^\circ\text{E}$, che include le Dolomiti e le Alpi Carniche e Giulie. Le prime

tre curve rappresentate in figura 21 corrispondono alle stime delle mediane dei coefficienti A , B e C , calcolati su finestre variabili di 6 anni; la quarta curva invece rappresenta il numero di punti che contribuiscono alla stima di tale media. Nei grafici, oltre alle mediane, sono rappresentate le curve corrispondenti al 75-esimo a 25-esimo percentile, che caratterizzano la variabilità della stime di ciascun coefficiente. Sono inoltre evidenziati i periodi di tempo in cui la regione analizzata è stata interessata da forti terremoti, ossia eventi di magnitudo superiore a 6.0, quali i terremoti del Friuli del 1976 e quello di Bovec del 1998. I parametri epicentrali dei terremoti moderati e forti avvenuti nella regione nel periodo di tempo studiato sono riportati in tabella 10.

La figura 21 evidenzia che A è caratterizzato da variazioni modeste, comprese tra -1 e -0.7, nel periodo 1984 - 1998, cioè nei quattordici anni compresi tra i due forti terremoti. Allo stesso tempo B cala dal valore 1.0 a 0.7, mentre C cresce da 0.7 a più di 1.2 intorno al 1996, poi cala due anni prima

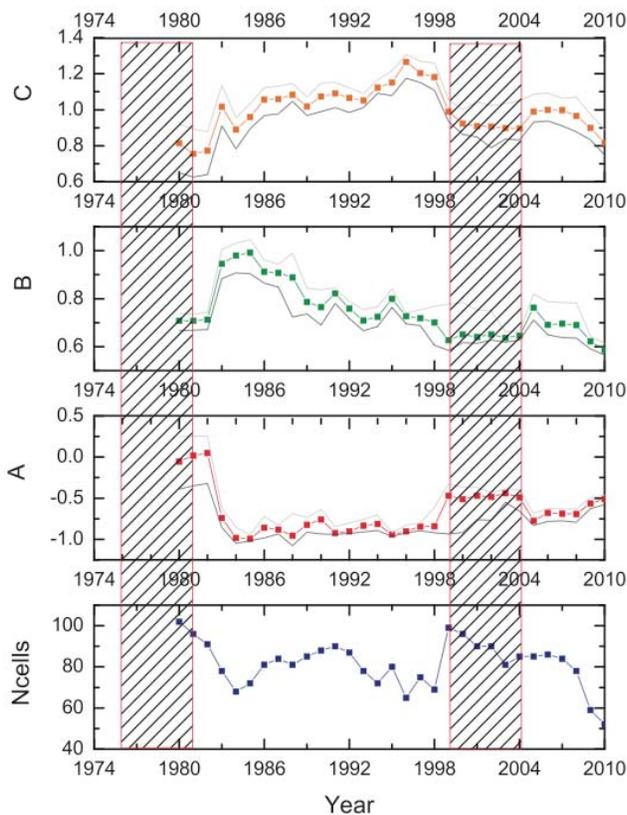


Fig. 21 – Andamento temporale dei coefficienti A , B e C della USLE, stimati per finestre variabili di 6 anni: i punti e le relative curve in grassetto nei primi tre grafici rappresentano l'andamento della mediana calcolata per il territorio analizzato; le curve sottili corrispondono al 25-esimo e 75-esimo percentile. L'ultimo grafico rappresenta il numero di celle, N_{cells} , utilizzato nella stima della mediana.

– Intermediate-term variations of the USLE coefficients in Italy and surrounding areas, 1974–2010. The first three graphs down from the top display trailing sexennial estimates of the A , B and C medians bracketed by the 75th and 25th percentiles, correspondingly. The graph at the bottom shows the trailing sample size, N_{cells} , that was used for the estimates on the same dates as above.

Tab. 10 - *Terremoti di magnitudo $M \geq 5.5$, avvenuti dal 1976 in Carnia e nelle Alpi Giulie.*

- Earthquakes with magnitude greater than 5.5 which occurred since 1976 in the Carnia and Julian Alps area.

Data	Magnitudo	Epicentro		Profondità
		Lat	Lon	
1976-5/6/76	6.5	46.23	13.13	12
1976-6/17/76	6.1	46.08	12.93	14
1976-6/17/76	6.1	46.45	13.50	35
1976-9/11/76	5.8	46.28	13.20	24
1976-9/15/76	6.0	46.30	13.18	2
1976-9/15/76	6.0	46.25	13.13	12
1998-4/12/98	6.0	46.24	13.65	10
2004-7/12/04	5.7	46.30	13.64	7

dell'evento di Bovec del 1998. In generale, come evidenziato in figura 21, nel corso dei 6 anni che seguono i due terremoti più forti, ossia gli eventi del Friuli del 1976 e di Bovec del 2004, si osservano valori relativamente alti di A e relativamente bassi di B e C . Inoltre a partire dal 2004, si può notare l'andamento crescente di A da -0.8 fino a -0.5, mentre i parametri B e C diminuiscono. In particolare, B cala da più di 0.7 a valori più bassi di 0.6 e C decresce fino a 0.8. L'analisi delle variazioni temporali a medio e lungo termine dei coefficienti A , B , C viene aggiornata progressivamente, in modo da acquisire nuove osservazioni che consentano di correlare i parametri della USLE con l'occorrenza dei forti terremoti. I valori dei tre coefficienti non sono variati in modo significativo nel corso dal 2009 al 2013, assestandosi su valori piuttosto bassi.

1.8. - APPLICAZIONE PRELIMINARE DELL'ALGORITMO PI AL TERRITORIO ITALIANO

In collaborazione con i colleghi dell'*International Institute of Earthquake Engineering and Seismology* (IIEES – Teheran, Iran) è stata sperimentata l'applicazione retrospettiva di un ulteriore algoritmo, noto come *Pattern Informatics*, PI (TIAMPO *et alii*, 2002) già applicato in California ed in altre regioni del globo (HOLLIDAY *et alii*, 2006). Sono stati evidenziati alcuni aspetti critici connessi con l'interpretazione e valutazione dei suoi risultati e, quindi, è stato impostato uno schema per la rigorosa sperimentazione di PI in tempo reale, sia sul territorio italiano che in Iran (RADAN *et alii*, 2013).

L'algoritmo PI (RUNDLE *et alii*, 2000; TIAMPO *et alii*, 2002) utilizza l'informazione fornita dai cataloghi strumentali dei terremoti ed analizza il tasso

di sismicità nell'area di studio e, sulla base dei dati disponibili sulla sismicità passata, calcola la probabilità di occorrenza dei forti terremoti futuri. La principale misura utilizzata da questo metodo per quantificare le proprietà dell'attività sismica consiste nel conteggio del numero di terremoti, di magnitudo superiore ad una soglia prefissata M_c , avvenuti entro le celle di una griglia regolare che copre l'area analizzata. Sulla base di tale misura, il PI identifica le celle dove risulta più probabile il verificarsi di forti terremoti, indicate come "hotspots".

Nel corso dell'ultimo decennio, l'algoritmo PI è stato applicato in diverse regioni del mondo e sono state proposte diverse varianti del metodo (e.g. CHEN *et alii*, 2005). È stato pertanto necessario affrontare, in una prospettiva operativa, il problema della valutazione formale e del confronto della capacità predittiva delle diverse varianti dell'algoritmo PI, al fine di identificare la variante del metodo che consente di ottenere i migliori risultati. Il metodo PI è stato applicato all'analisi retrospettiva del catalogo UCI2001, già utilizzato per il monitoraggio del flusso sismico mediante gli algoritmi CN ed M8S, per verificare la possibilità di prevedere i terremoti moderati e forti ($M \geq 5.0$) che hanno interessato il territorio italiano nel periodo 1996-2011. L'analisi è stata inoltre estesa al territorio dell'Iran, per ampliare la casistica e verificare la generalità delle conclusioni tratte sulle diverse varianti del metodo PI in un contesto sismotettonico egualmente complesso. In particolare, sono state considerate due versioni dell'algoritmo PI, ossia quella originariamente proposta da TIAMPO *et alii* (2002), indicata come PI-T, e la variante proposta da CHEN *et alii* (2005), indicata come PI-C. È stato considerato inoltre il modello RI (*Relative Intensity*), che non considera le caratteristiche temporali della sismicità e che quindi rappresenta un utile modello di riferimento per valutare la reale capacità predittiva delle diverse varianti del PI (RADAN *et alii*, 2013).

È stato proposto un nuovo schema di applicazione dell'algoritmo PI, basato sull'aggiornamento sistematico delle mappe con cadenza annuale. Inoltre, per valutare e confrontare i risultati forniti dai diversi metodi, sono state utilizzate diverse strategie di valutazione e diverse misure per la quantificazione del volume spazio-temporale degli allarmi. In tal modo è stato possibile evidenziare che un elemento critico nella valutazione dei risultati è connesso alla definizione e quantificazione dell'incertezza spaziale delle previsioni PI. In particolare lo studio sottolinea la necessità di considerare in modo consistente gli *hotspots* e le celle circostanti (Moore *neighbors*) nella valutazione dei risultati. Le celle di Moore infatti sono considerate come possibili sedi di forti terremoti analogamente agli *hot-*

spots (quindi un evento si ritiene previsto se avviene nelle celle di Moore), ma non vengono generalmente incluse nel computo dell'incertezza spaziale (e.g. CHEN *et alii*, 2005). Qualora anche le celle di Moore siano considerate a tutti gli effetti delle aree allertate, il volume spazio-temporale degli allarmi aumenta notevolmente e si riduce la significatività delle previsioni.

In sintesi i risultati ottenuti mostrano che, per quanto riguarda l'applicazione in Italia ed in Iran, le prestazioni dell'algoritmo PI nelle sue diverse varianti, sono altamente dipendenti dalla strategia di valutazione considerata ed in generale non forniscono informazioni prognostiche migliori rispetto a quelle fornite da altri metodi, quali il CN e l'M8S. Le prestazioni complessive possono essere migliorate con l'introduzione di soglie specifiche che scartano le cellule meno attive. Questa procedura, tuttavia, essendo basata su una ottimizzazione a posteriori, richiede un rigoroso test prospettico per valutare la reale capacità predittiva del metodo. Lo studio ha consentito di stabilire le regole di tale sperimentazione, inclusa la definizione anticipata della strategia di valutazione.

La sperimentazione in tempo reale del PI in Iran ed in Italia è stata avviata nel Gennaio 2012. La figura 22 mostra la mappa degli "hotspots" e delle celle di Moore circostanti identificate per gli eventi di magnitudo $M \geq 5.0$ nel territorio italiano, utilizzando le due varianti del metodo PI-T e PI-C. Entrambe le mappe hanno fornito risultati soddisfacenti nel periodo di sperimentazione in tempo reale, infatti gli epicentri dei terremoti *target* avvenuti nel corso del 2012 sono tutti compresi nelle aree identificate; il metodo PI-C tuttavia appare caratterizzato da una maggiore incertezza spaziale, rispetto al PI-T.

La sperimentazione in tempo reale del metodo PI così impostata ha consentito la previsione del forte terremoto ($M=7.8$) che ha colpito l'Iran il 16 Aprile 2013, il cui epicentro ha confermato una delle aree ad elevata probabilità precedentemente identificate.

1.9. - VALUTAZIONE DELLA POSSIBILITÀ DI INTEGRAZIONE FORMALE DEI RISULTATI FORNITI DA DIVERSE METODOLOGIE DI INDAGINE

È stata valutata la possibilità di integrare in modo formale i risultati forniti dalle metodologie di previsione a medio termine spazio-temporale, con ulteriori osservabili di natura diversa (e.g. osservazioni geodetiche, satellitari) unitamente alle modellazioni delle variazioni a scala regionale dello stato di carico della litosfera (PANZA *et alii*, 2011c), al fine di ridurre l'incertezza delle previsioni stesse.

Tale analisi è stata possibile grazie ai risultati ac-

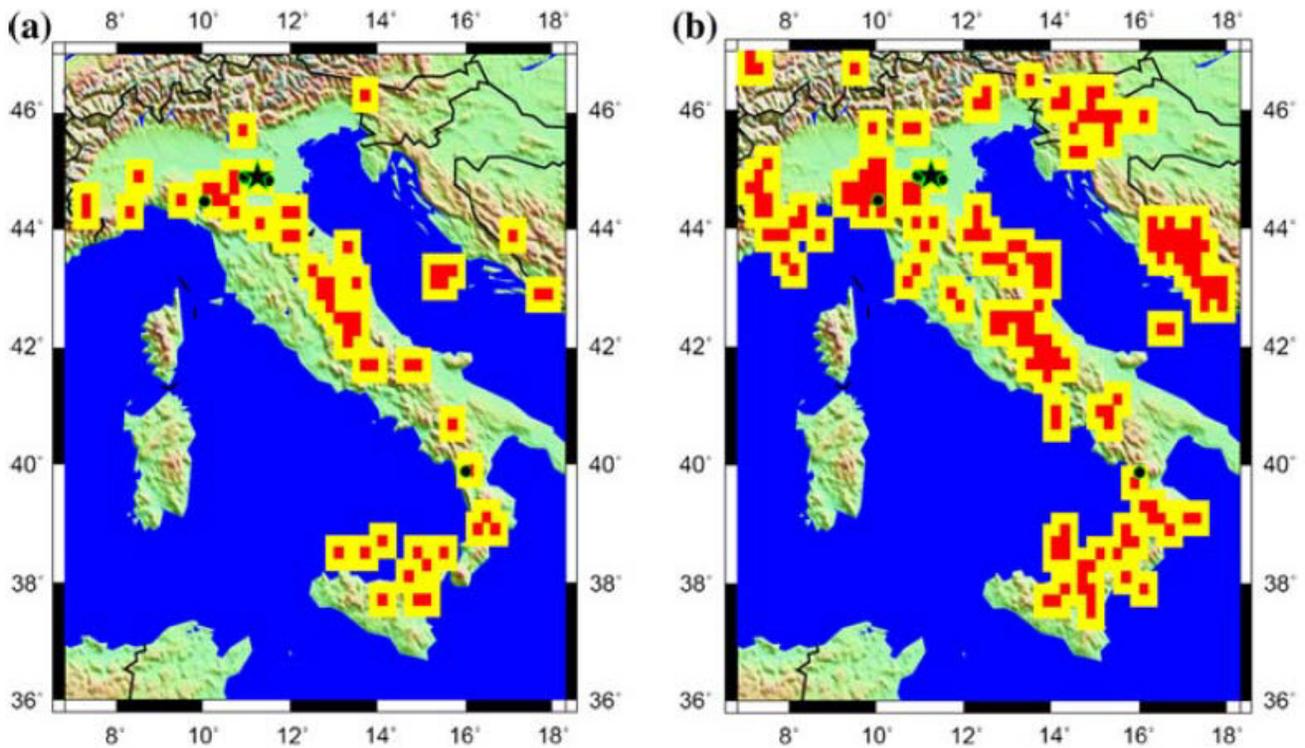


Fig. 22 – Mappa PI delle aree allertate (“hotspots”, in rosso, e celle di Moore circostanti, in giallo) identificate per gli eventi di magnitudo $M \geq 5.0$ nel periodo Gennaio – Dicembre 2012 per il territorio italiano, utilizzando la versione: a) PI-T (TIAMPO *et alii*, 2002) e b) PI-C (CHEN *et alii*, 2005). Sulla mappa sono riportati gli epicentri dei terremoti avvenuti nel corso del 2012, ossia nel periodo di sperimentazione in tempo reale.

– *Forward forecast PI hotspot maps for $M \geq 5$ earthquakes in Italy as on January–December 2012: a) PI-T version (TIAMPO *et alii*, 2002) and b) PI-C version (CHEN *et alii*, 2005). Hot-spots (in red) and Moore-neighbors (in yellow) are possible locations for target events. The black star and circles indicate the target events that occurred in the forecast time window.*

quisiti mediante il monitoraggio sistematico del flusso sismico effettuato con gli algoritmi CN ed M8S (ampiamente descritti in precedenti pubblicazioni), ossia due metodi previsionali formulati in modo verificabile e sottoposti a rigorosa sperimentazione in tempo reale per un intervallo temporale sufficiente a validarne i risultati. Lo studio, inoltre, ha beneficiato in modo sostanziale delle ricerche svolte nell’ambito del progetto ASI-SISMA (*Information System for Monitoring and Alert*), che ha visto la Protezione Civile della Regione Friuli Venezia Giulia come utente di riferimento, nell’ambito del quale è stata proposta una prima definizione quantitativa delle anomalie geodetiche, essenziale per lo sviluppo di un sistema integrato formalmente definito e verificabile.

Per consentire l’integrazione delle informazioni fornite dalle diverse osservabili, è stato seguito un approccio bayesiano che ha richiesto una definizione preliminare delle probabilità a posteriori associate alle anomalie sismiche e geodetiche. Per quanto riguarda le aree allertate sulla base dell’analisi della sismicità (algoritmi CN ed M8S), sono stati definiti i criteri per il calcolo di specifici indicatori di allerta (o non-allerta sismico). Tali indicatori, e la loro evoluzione temporale, forniscono una stima complessiva dell’attendibilità dell’identificazione

dello stato di allarme (o non-allarme), basate sui risultati di previsione ottenuti mediante l’analisi retrospettiva ed in tempo reale della sismicità, in un periodo di oltre quaranta anni. Come già evidenziato nella sezione 1.5, la probabilità che si verifichi un forte terremoto entro una regione allertata dagli algoritmi CN ed M8S aumenta di circa tre volte rispetto alle condizioni normali (i.e. rispetto alla probabilità stimata sul lungo termine) ed è circa venti volte maggiore della probabilità che l’evento si verifichi entro un’area non allertata.

In modo analogo, per ogni poligono geodetico delineato a partire dalla rete GNSS nazionale, oltre al tasso di deformazione, viene definita una probabilità a posteriori di anomalia geodetica che può essere confrontata con gli indicatori di attendibilità associati alle anomalie sismiche. L’analisi delle variazioni rispetto al campo di deformazione medio viene effettuata entro finestre temporali di durata semestrale, e viene aggiornata ogni due mesi, in accordo con le previsioni basate sull’analisi della sismicità. Integrando successivamente le stime di allerta prodotte dall’analisi di sismicità (fig. 23) con le anomalie dedotte dall’analisi delle deformazioni geodetiche (fig. 24) è possibile ottenere un’unica mappa di allerta che presenta contemporaneamente le aree analizzate sia in termini di anomalie geodetiche che sismiche (i.e.

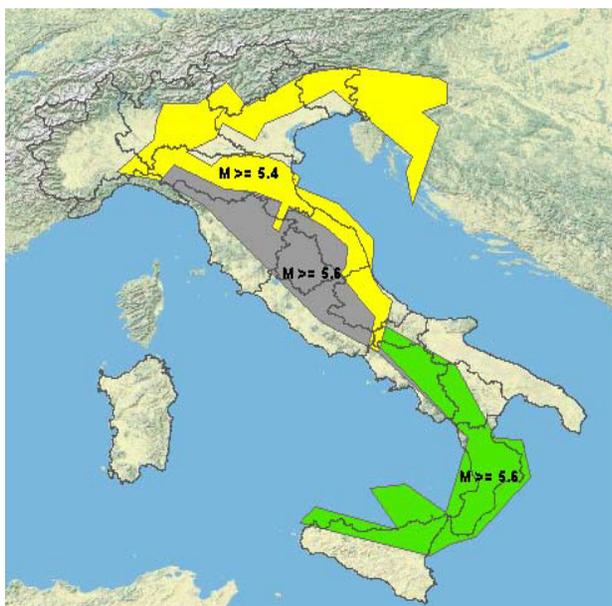


Fig. 23 – Esempio di territorio monitorato (aree grigie, gialle e verdi) ed allertato (aree gialle e verdi) dall’algoritmo CN. Le magnitudini che identificano i terremoti da prevedere sono indicate per ciascuna regione (da PANZA et alii 2011c).

– Example of territory monitored (gray, yellow and green areas) and alerted (yellow and green areas) by CN algorithm. The magnitude thresholds selecting the earthquakes target of predictions are indicated for each region (after PANZA et alii, 2011c).

intersezione delle aree monitorate), suddivise secondo i quattro seguenti possibili stati:

- Allerta sismica – anomalia geodetica
- Non allerta sismica – non anomalia geodetica
- Allerta sismica – non anomalia geodetica
- Non allerta sismica – anomalia geodetica

Nelle aree in cui è registrata una anomalia geodetica e contemporaneamente una allerta sismica (caso a), viene calcolato il prodotto di probabilità fra il valore GNSS e l’indicatore di attendibilità del-

l’allerta sismica. I valori vengono normalizzati usando il valore più elevato fra le probabilità così ottenute, per poter individuare entro l’area allertata la zona con più alta anomalia. Questo tipo di mappa (fig. 25) fornisce dunque una rappresentazione sinottica delle zone in cui i dati sismici e le osservazioni geodetiche mostrano entrambi delle criticità. Dall’analisi nel tempo di queste mappe e dallo studio della correlazione formale tra gli eventi sismici e le quattro diverse tipologie di zone individuate sarà possibile ricavare informazioni molto importanti per poter comprendere meglio le relazioni esistenti tra sorgenti sismiche e le deformazioni superficiali ad esse associate e quindi migliorare la previsione di eventi sismici.

Grazie a questo studio è stato possibile evidenziare che, sebbene lo stato di anomalia GNSS e di allerta sismica siano definiti su aree con dimensioni lineari confrontabili, ossia dell’ordine di decine o centinaia di km, la loro sovrapposizione consente di delimitare delle aree di dimensioni più ridotte, caratterizzate da una diversa combinazione dello stato di anomalia geodetica e sismica.

Le aree allertate ottenute mediante l’integrazione fra l’osservazione geodetica e quella sismica rappresentano un risultato innovativo rispetto allo stato dell’arte, che definisce ed individua in modo formale le anomalie geodetiche sulla base dell’analisi dell’evoluzione temporale della velocità di deformazione entro una certa area. Tali mappe sono particolarmente avanzate al confronto di altri studi attualmente in corso sia a scala nazionale che internazionale, ove le possibilità di integrazione delle diverse osservabili è tuttora considerata in modo prevalentemente qualitativo.

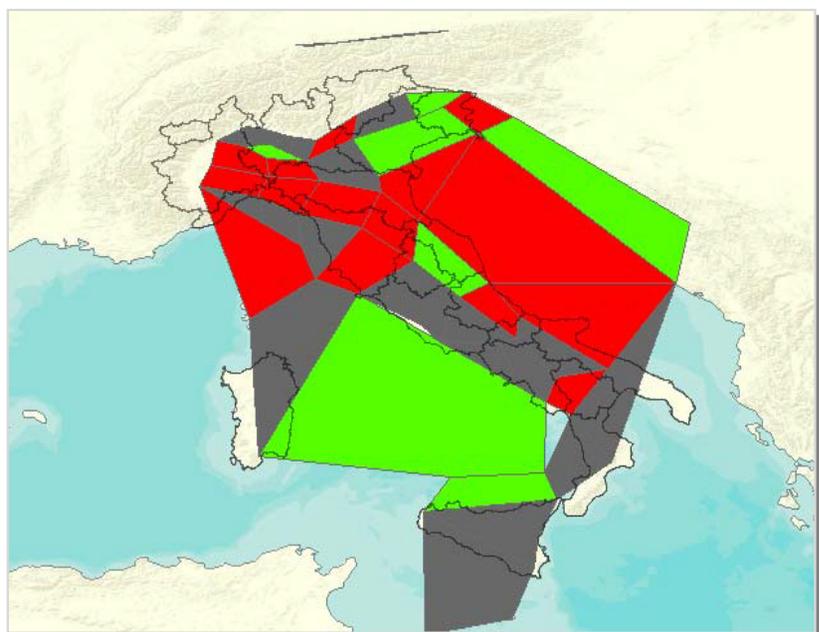


Fig. 24 – Esempio di mappa delle anomalie geodetiche. In rosso sono rappresentati i poligoni anomali, in verde i poligoni caratterizzati da comportamento normale rispetto alla deformazione tettonica media ed in grigio i poligoni dove i dati non sono disponibili (modificato da PANZA et alii, 2011c).

– Example of map of seismic anomalies. The anomalous polygons are represented in red. The green polygons present a normal behavior with respect to the mean tectonic deformation, whereas for the gray areas no information is available (modified after PANZA et alii, 2011c).

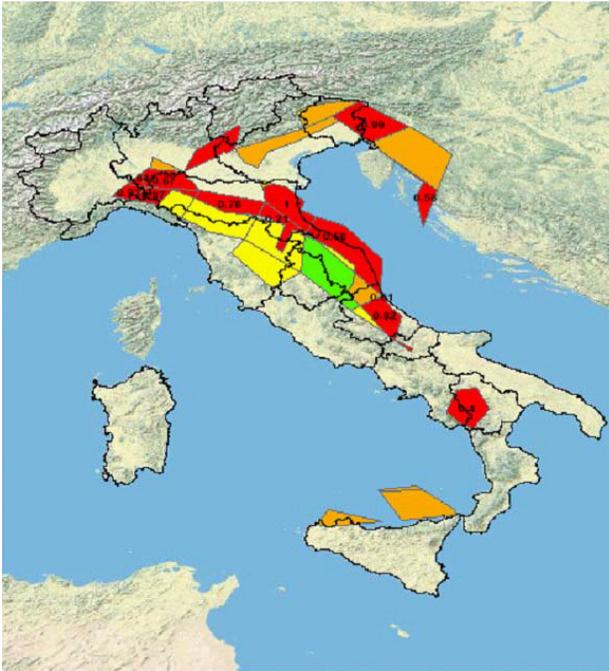


Fig. 25 – Esempio di mappa delle aree allertate ottenuta mediante integrazione bayesiana delle anomalie sismiche e geodetiche illustrate in fig. 23 e fig. 24. – Example of integrated alert map for the Italian territory obtained by Bayesian integration of seismic and geodetic anomalies shown in figures 23 and 24.

2. - CARATTERIZZAZIONE DELLE SORGENTI SISMICHE

2.1. - DEFINIZIONE DELLA GEOMETRIA DEI NODI SISMOGENETICI

La Zonazione Morfostrutturale (ALEKSEEVSKAYA, 1977), delineata per l'Arco Alpino e le Dinaridi in scala 1:1.000.000, e la successiva analisi di *pattern-recognition* (GELFAND *et alii*, 1976) applicata ai nodi morfostrutturali hanno consentito l'identificazione delle aree ad elevato potenziale sismogenetico. In particolare, considerando i nodi, definiti in prima approssimazione come aree circolari di raggio prefissato localizzate all'intersezione dei lineamenti morfostrutturali, sono stati identificati in modo sistematico i siti ove risulta possibile il verificarsi dei terremoti con magnitudo superiore a 6.0 e 6.5, nell'arco Alpino e nelle Dinaridi. Il riconoscimento dei nodi sismogenetici (*Earthquake Prone Areas*) non considera la sismicità osservata e quindi è particolarmente utile per l'identificazione delle zone ad elevato rischio sismico laddove non si sono verificati forti terremoti in tempi storici e dovunque l'informazione storico-strumentale è carente. L'informazione sui nodi sismogenetici, infatti, può essere utilmente introdotta nelle procedure per la stima neo-deterministica della pericolosità sismica.

Utilizzando informazioni di tipo tettonico e geologico, con particolare attenzione alla geomor-

fologia, ovvero il rilievo topografico attuale, il territorio è stato suddiviso in un sistema di *blocchi* di vario rango, separati da zone di faglia (*lineamenti*) il cui ordine gerarchico dipende dal rango del blocco da essi delimitato. I lineamenti possono essere longitudinali o trasversali a seconda dell'andamento della struttura tettonica e topografica; generalmente i lineamenti longitudinali comprendono le faglie principali. In particolare, per il dominio Alpi-Dinaridi è stata definita una struttura gerarchica a tre livelli per i blocchi morfostrutturali e per le zone di faglia che li delimitano. Le geo-strutture principali (e.g. le Alpi), sviluppate da un'orogenesi comune e caratterizzate da un'orografia uniforme, costituiscono le unità del primo ordine (indicate come *mountain countries, o domini montuosi*). Tali strutture sono suddivise in *megablocchi*, cioè le aree di secondo ordine, che sono a loro volta suddivise nelle aree del terzo livello, dette *blocchi*.

Sulla base della zonazione morfostrutturale alla scala di 1:1.000.000 è stata identificata la posizione dei nodi, in corrispondenza delle intersezioni dei lineamenti. Per delimitare, in prima approssimazione, le aree corrispondenti a ciascun nodo e procedere all'identificazione sistematica dei nodi sismogenetici, sono stati considerati dei cerchi di raggio prefissato, pari a 25 km. La geometria dei nodi può essere definita in modo più dettagliato, considerando i lineamenti morfostrutturali di ordine più basso, tracciati a tale scopo utilizzando mappe topografiche di maggior scala (i.e. 1:100.000 - 1:150.000). La possibilità di definire i confini strutturali di un nodo è stata dimostrata mediante estese indagini di campagna nelle regioni Pamir-Tian Shan e del Caucaso (RANTSMAN, 1979; GVISHIANI *et alii*, 1986).

Per quanto riguarda la regione Friuli Venezia Giulia, la zonazione morfostrutturale definita in corrispondenza della giunzione Alpi-Dinaridi comprende due megablocchi, uno appartenente alle Alpi ed uno all'estremità settentrionale delle Dinaridi, come illustrato in figura 26. In particolare, il confine morfostrutturale fra le Alpi e le Dinaridi corrisponde al lineamento del primo ordine compreso fra i nodi D1 e D6, la cui curvatura in prossimità di Lubiana appare riconducibile agli scorrimenti destri lungo il linamento compreso fra A108 e D5, corrispondente alla faglia Žuzemberk (BUSER & DRAKSLER 1990). Nella parte occidentale della zonazione, il lineamento del primo ordine che si estende fra le intersezioni A104 e D1, separa la regione analizzata dalla pianura friulana. Nella parte orientale del Friuli Venezia Giulia, il lineamento compreso fra D1 e D5 separa la pianura dalle Dinaridi Esterne; gli studi di tettonica attiva hanno evidenziato deformazioni tettoniche recenti lungo tale lineamento (e.g. BENEDETTI, 1999; AODIA *et*

alii, 2000; GALADINI *et alii*, 2005). Il lineamento compreso fra i nodi A97 ed A109 corrisponde alla parte orientale della linea Insubrica-Periadriatica (DOGLIONI, 2000), mentre il lineamento da A100 ad A108 è tracciato lungo la linea Fella-Sava. Nel settore delle Dinaridi qui considerato, la faglia più rilevante è rappresentata dal lineamento compreso fra i nodi D3 e D17 (Idrija line; PLACER, 1981).

I nodi sono strutture specifiche associate alle intersezioni dei lineamenti, ed appaiono caratterizzati da una topografia complessa, con un mosaico di forme ed orientazioni diverse. In prossimità dei nodi le faglie generalmente si biforcano e/o cambiano geometria. Lungo le faglie che si intersecano, secondo il modello proposto da GABRIELOV *et alii* (1996), l'interazione fra diversi blocchi causa un accumulo di sforzi e deformazioni ed una fagliazione secondaria in prossimità dell'intersezione stessa. Questo determina la formazione di una struttura

a mosaico, il nodo, caratterizzata da una elevata fratturazione, con faglie di dimensioni progressivamente decrescenti. Allontanandosi dall'intersezione, i confini del nodo possono essere fissati laddove la topografia torna ad allinearsi con l'orientazione originaria del lineamento. Per definire i confini strutturali dei nodi, è stata dunque tracciata una mappa degli assi topografici ad elevata scala di dettaglio, delimitando intorno a ciascuna intersezione le aree che presentano la topografia più complessa.

Seguendo tali criteri sono stati delineati sedici nodi, di diversa forma e dimensione, alla giunzione Alpi-Dinaridi (fig. 27). Tra i nodi delineati sulla base dell'analisi morfostrutturale sono stati poi identificati quelli capaci di forti terremoti. La selezione dei nodi sismogenetici per terremoti di magnitudo $M \geq 6.0$ è stata condotta considerando un insieme di tratti caratteristici specificamente indi-

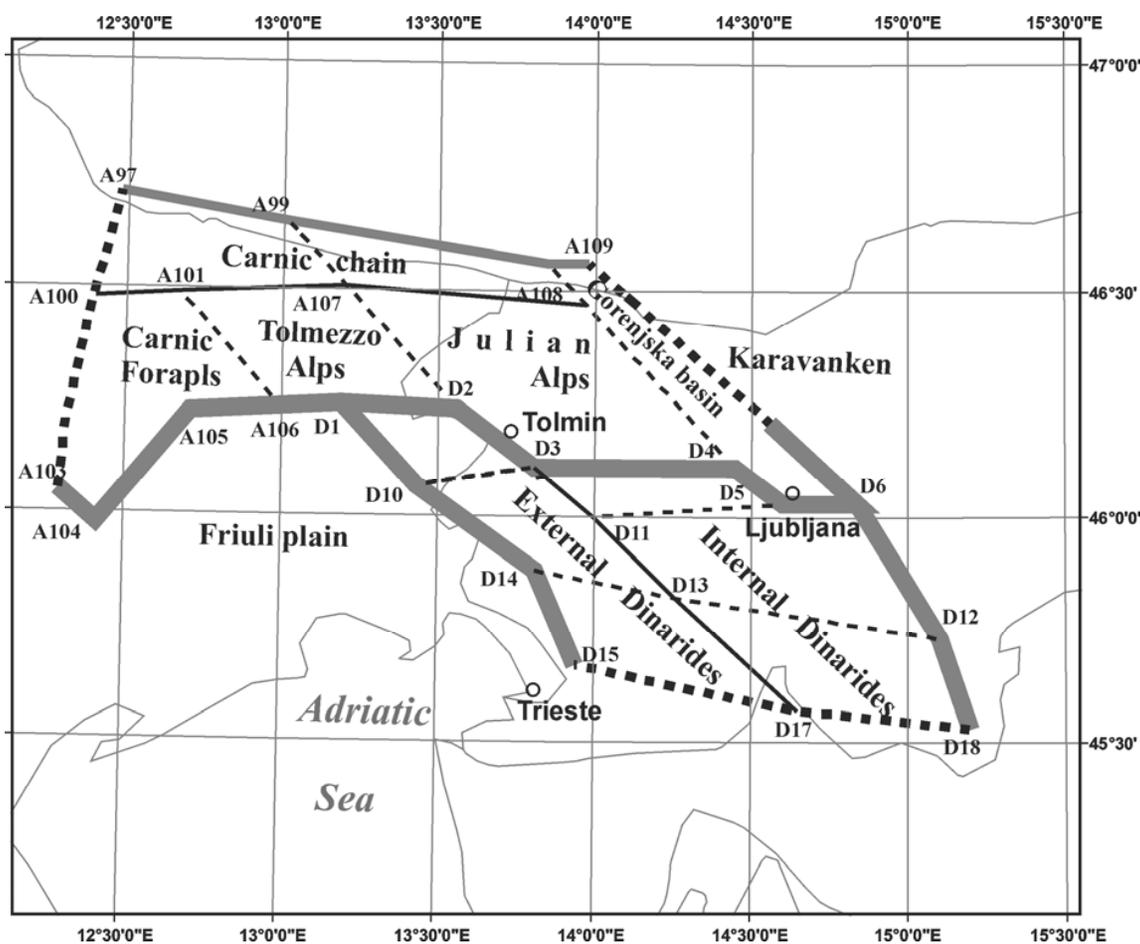


Fig. 26 – Mappa morfostrutturale alla giunzione Alpi-Dinaridi. Le linee di diverso spessore rappresentano lineamenti morfostrutturali di diverso rango: le linee in grassetto indicano i lineamenti del primo ordine, quelle medie i lineamenti del secondo ordine e quelle sottili i lineamenti del terzo ordine. I lineamenti longitudinali sono rappresentati da linee continue, quelli trasversali da linee tratteggiate. I nodi appartenenti al dominio alpino e dinarico sono indicati rispettivamente dalle lettere A e D, seguite dalla relativa numerazione. I nomi dei diversi domini sono attribuiti secondo CUCCHI *et alii* (2000).

– *Morphostructural map of the hinge zone between the Alps and Dinarides. Thick, medium and thin lines are the lineaments of the first, second and third rank respectively; continuous and dashed lines are the longitudinal and transverse lineaments respectively. The grey polygon shows the study region. A and D denote Alpine and Dinaric intersections of lineaments respectively. Names of the physiographical provinces in the Alps are indicated in accordance with CUCCHI *et alii* (2000).*

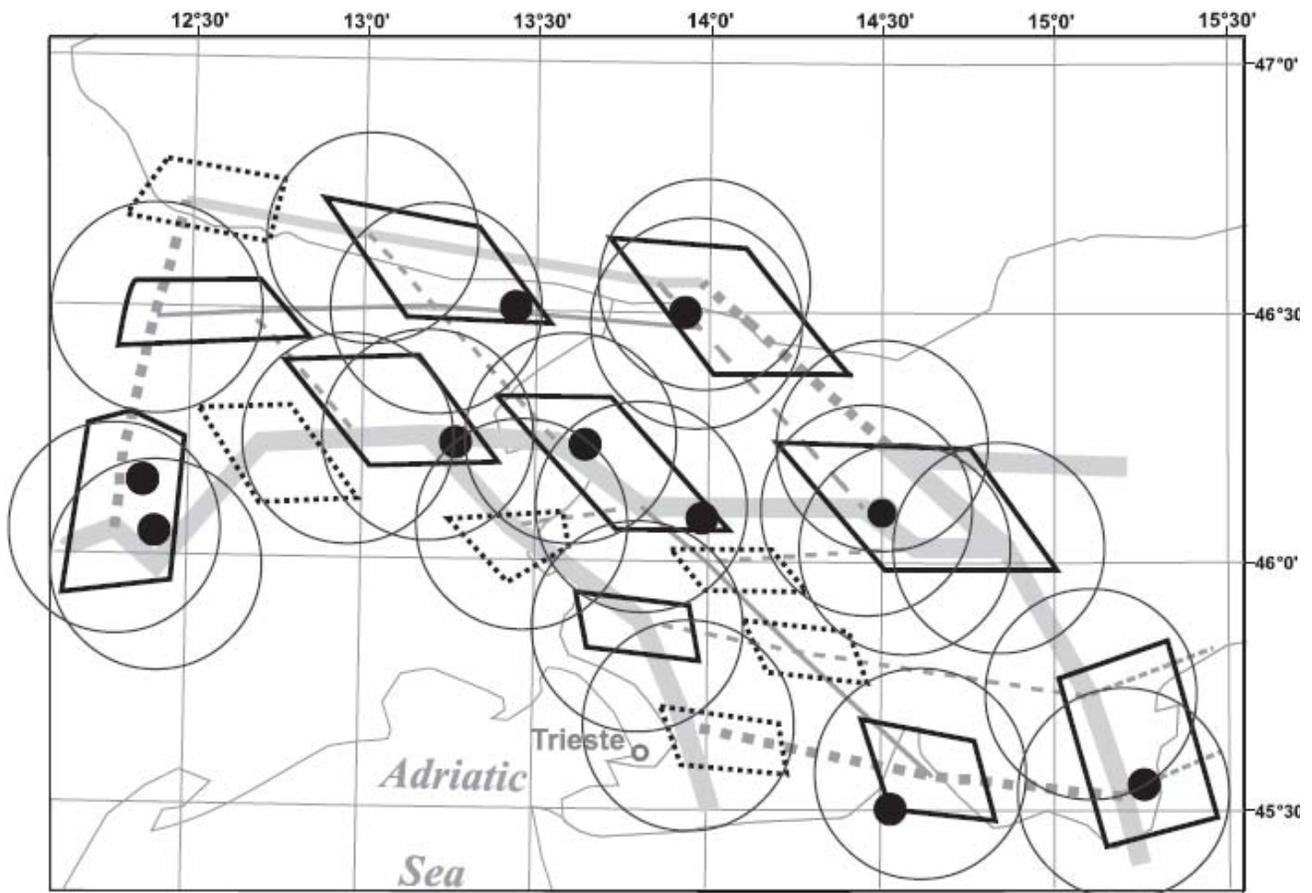


Fig. 27 – Geometria dei nodi morfostrutturali definita secondo il criterio morfostrutturale. I nodi sismogenetici identificati come potenziali sedi di terremoti con $M \geq 6.0$ sono delimitati dai poligoni in grassetto, i rimanenti nodi sono rappresentati dai poligoni tratteggiati. Le aree ad elevato potenziale sismogenetico precedentemente definite (circoli) sono rappresentate per confronto (tratto da GORSHKOV *et alii*, 2009).

– *Seismogenic nodes defined according to morphostructural criteria. The numbered polygons depict the nodes. The polygons delimited by thick continuous lines indicate seismicogenic nodes, prone to $M \geq 6.0$ earthquakes; the remaining nodes are bounded by dashed lines. Areas with high seismicogenic potential (circles), identified in earlier studies, are shown for comparison (after GORSHKOV *et alii*, 2009).*

viduati per la giunzione Alpi-Dinaridi, a partire dai dati di tettonica attiva, geomorfologici, geofisici e geodetici disponibili per l'area in esame ed utilizzando l'algoritmo CORA-3 (GELFAND *et alii*, 1976; GORSHKOV *et alii*, 2003). In questo modo dieci dei sedici nodi delineati sono stati identificati come potenziali sedi di terremoti con magnitudo superiore o uguale a 6.0.

In figura 27 i nodi definiti secondo il criterio strutturale sono confrontati con quelli precedentemente definiti come cerchi di raggio prefissato, pari a 25 km. Si osserva che il nuovo criterio geometrico adottato consente di ridurre la porzione di territorio ove risultano possibili i terremoti più forti.

2.2. - CARATTERIZZAZIONE DELLE SORGENTI SISMICHE: FAGLIE ATTIVE, MECCANISMI FOCALI E NODI SISMOGENETICI

Accanto alla definizione di dettaglio della geometria dei nodi sismogenetici, sono state acquisite le informazioni disponibili sulle faglie attive. Per

consentire il calcolo degli scenari neo-deterministici di scuotimento del suolo connessi alle aree ad elevato potenziale sismogenetico, si è proceduto alla caratterizzazione dei parametri delle sorgenti sismiche associabili a ciascun nodo, utilizzando le banche dati disponibili ed acquisendo ulteriori informazioni a scala regionale e nazionale. In un secondo passo, anche in vista di una possibile modellazione del moto del suolo che consideri la sorgente estesa, i nodi sismogenetici sono stati associati alle faglie attive selezionate dalla banca dati DISS3 (<http://diss.rm.ingv.it/diss/>).

La procedura seguita per associare un meccanismo focale rappresentativo (*Fault Plane Solution, FPS*) a ciascun nodo sismogenetico si compone sostanzialmente di tre passi. Gli elenchi dei nodi sismogenetici e di meccanismi focali da utilizzare per la correlazione spaziale sono stati predisposti considerando i nodi sismogenetici ed i meccanismi focali identificati. In prima approssimazione i nodi ove risulta possibile il verificarsi dei terremoti con magnitudo superiore a 6.0 e 6.5, sono definiti come cerchi di raggio pari a 25 km. L'elenco dei mecca-

nismi focali (FPS) è stato estratto invece dalla banca dati compilata presso l'ICTP (e.g. SARAÒ *et alii* 1997; GUIDARELLI & PANZA, 2006 e riferimenti inclusi).

Successivamente sono state calcolate le distanze fra il centro di ciascun nodo sismogenetico e tutti le FPS disponibili nella banca dati, selezionando per ciascun nodo le sole FPS con distanza inferiore a 25 km. Infine, il meccanismo focale rappresentativo è stato selezionato sulla base dello *strike* del piano di faglia; in particolare si considera la FPS con orientazione dello *strike* più simile all'orientazione dei lineamenti che formano il nodo sismogenetico considerato.

L'analisi effettuata ha consentito, di assegnare a ciascun nodo sismogenetico identificato nell'arco Alpino, nelle Dinaridi e nell'Italia peninsulare, due possibili meccanismi focali:

- il meccanismo focale del terremoto più forte compreso nel nodo sismogenetico;
- il meccanismo focale del terremoto più vicino al centro del nodo sismogenetico.

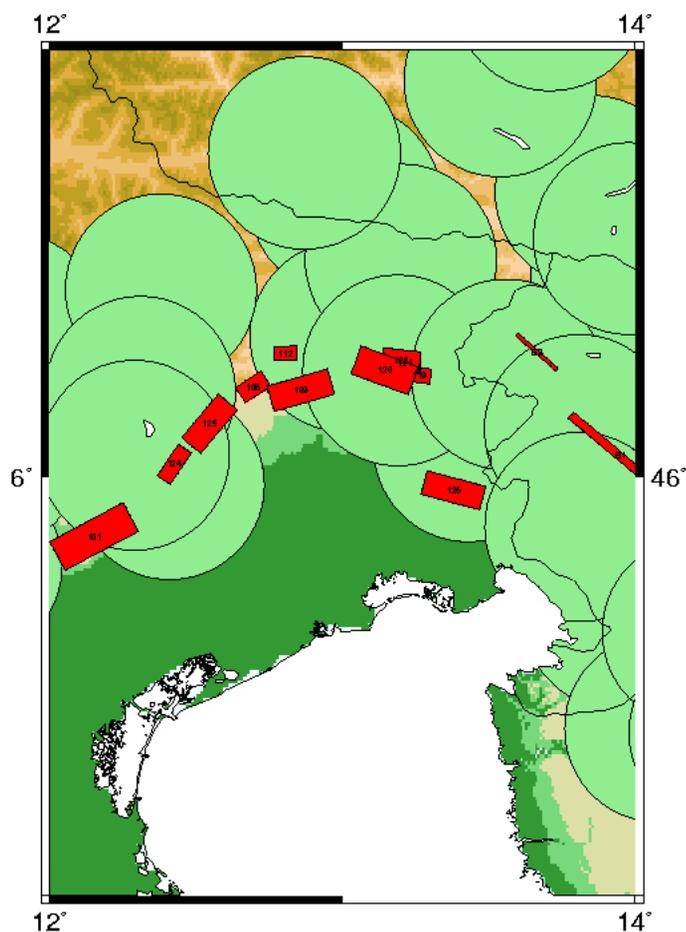


Fig. 28 – Mappa dei nodi sismogenetici identificati come potenziali sedi di terremoti con $M \geq 6.0$ ed $M \geq 6.5$ (circoli in verde) e faglie attive estratte dalla banca dati DISS (rettangoli rossi).

– Map of seismogenic nodes identified as prone to earthquakes with magnitude $M \geq 6.0$ and $M \geq 6.5$ (green circles) and active faults extracted from DISS database (red rectangles).

Oltre che alle FPS disponibili, i nodi sismogenetici che interessano la Regione Friuli Venezia Giulia, sono stati associati alle informazioni disponibili sulle faglie attive (<http://diss.rm.ingv.it/diss/>), come illustrato in figura 28. A ciascun nodo sismogenetico possono essere associate una o più faglie attive. Una faglia risulta essere associata ad un nodo se questa si sovrappone, anche solo parzialmente, al nodo stesso. Pertanto una stessa faglia può essere associata a nodi diversi. L'associazione è stata determinata manualmente, mediante ispezione visiva della mappe GIS e valutando l'intersezione geometrica tra faglie e nodi e (tab. 11).

Come vedremo nel seguito, con riferimento alla definizione degli scenari di scuotimento del suolo ed all'analisi comparativa fra le stime neo-deterministica e probabilistica della pericolosità sismica effettuate, l'informazione fornita dai nodi sismogenetici (considerati ad integrazione della zonazione sismogenetica) può contribuire ad una caratterizzazione rappresentativa della pericolosità, particolarmente laddove non sono riportati terremoti in epoca storica.

Nell'intento di migliorare la comprensione delle connessioni esistenti fra il campo di deformazione, la cinematica in atto e le caratteristiche principali della sismicità storica e recente è stata effettuata

Tab. 11 - Faglie attive nel territorio del Friuli Venezia Giulia (codice faglie della banca dati DISS) - e nodi sismogenetici ad esse corrispondenti (codice faglie da GORSHKOV *et alii*, 2004).

- Active faults in Friuli Venezia Giulia (faults code from DISS database) and corresponding seismogenic nodes (nodes code from GORSHKOV *et alii*, 2004).

Codice faglia	Codici nodi associati
ITGG-101	A85, A103,A104
ITGG-124	A102, A103,A104
ITGG-125	A102, A103,A104
ITGG-108	A106
ITGG-109	A106,D1
ITGG-112	A106
ITGG-119	A106,D1,D2,D10
ITGG-120	A106,A107,D1,D2,D10
ITGG-121	A106,A107,D1,D2,D10
ITGG-122	A106,A107,D1,D2,D10
ITGG-126	D10
SIGG-001	D2,D3,D14,D16
SIGG-002	D2,D3

una simulazione numerica della dinamica della litosfera alla giunzione Alpi-Dinaridi, utilizzando il modello lineare a blocchi rigidi (e.g. PANZA *et alii*, 1997a e riferimenti inclusi).

La geometria della struttura a blocchi per la modellazione alla giunzione Alpi – Dinaridi è stata delineata sulla base della zonazione morfostrutturale, nonché considerando la distribuzione spaziale della sismicità storica e strumentale e le faglie attive (fig. 29). La struttura, definita è rappresentata in figura 30. Il confronto fra la sismicità osservata e la mappa morfostrutturale definita da GORSHKOV *et alii* (2009) ha, infatti, permesso di evidenziare che la distribuzione degli epicentri dei terremoti è ben correlata con i lineamenti morfostrutturali. L'area caratterizzata da elevata attività sismica, nella parte occidentale, è situata al confine fra le Alpi e la pianura Friulana, mentre nella parte orientale corrisponde al margine fra il dominio Alpino e quello Dinarico.

2.3. - ANALISI CONGIUNTA DELLE CARATTERISTICHE DEL RILASCIO DI ENERGIA SISMICA E DEL CAMPO DI DEFORMAZIONE

La struttura (fig. 30) è composta da sei blocchi, delimitati da sedici discontinuità (dette *faglie*), tracciate in corrispondenza dei lineamenti morfostrutturali. Il confine sud-occidentale della struttura corrisponde ai lineamenti del primo ordine che separano le Alpi e le Dinaridi dalla placca Adriatica. Il margine settentrionale della struttura corrisponde alla linea Insubrica (lineamento del secondo ordine), mentre il margine orientale è tracciato lungo il lineamento del primo ordine che separa le Dinaridi dal bacino Pannonico. Le Alpi e le Dinaridi sono separate da lineamenti del primo ordine. Le Alpi Meridionali sono rappresentate da due blocchi, mentre quattro blocchi rappresentano le Dinaridi. Sono stati inoltre definiti dieci blocchi esterni (*boundary blocks*) che delimitano la struttura e consentono di prescrivere le forze esterne che agiscono sulla regione stessa.

Per definire lo spessore della struttura a blocchi è stata analizzata la distribuzione degli ipocentri dei terremoti in funzione della profondità; l'analisi ha evidenziato che la maggior parte degli eventi è localizzata entro i primi 20 km di profondità, sebbene la sismicità si estenda fino a 40 km. Parallelamente sono state considerate anche le informazioni disponibili sul modello strutturale dell'area in esame (e.g. CLOETINGH *et alii*, 2006; PANZA & RAYKOVA, 2008). In generale, possono essere identificate due discontinuità strutturali, la prima localizzata ad una profondità di circa 20 km e la seconda, corrispondente alla Moho, a circa 40 km. Pertanto nella simulazione sono state consi-

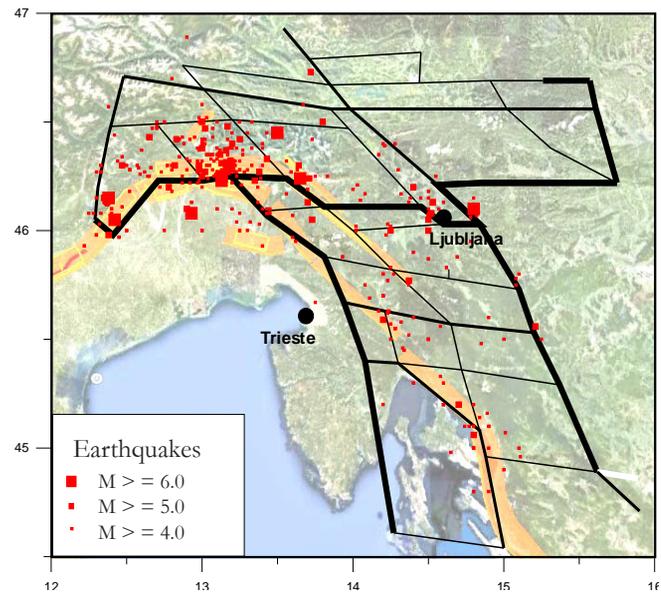


Fig. 29 – Rappresentazione sinottica: a) della sismicità nel periodo 1000 – 2011 (PERESAN & PANZA, 2002); b) della zonazione morfostrutturale (linee nere di diverso spessore; GORSHKOV *et alii*, 2004), e c) delle faglie sismogenetiche (giallo: sorgenti semplici; arancio: sorgenti composite; DISS3.1.1,2010)

– Synoptic view of: a) seismicity from 1000 to 2011 (PERESAN & PANZA, 2002); b) the lineament-and-block structure (black lines of different thickness show lineaments; GORSHKOV *et alii*, 2004) and c) seismogenic faults (yellow: Individual Seismogenic Source; orange: Composite Seismogenic Source; after DISS 3.1.1, 2010).

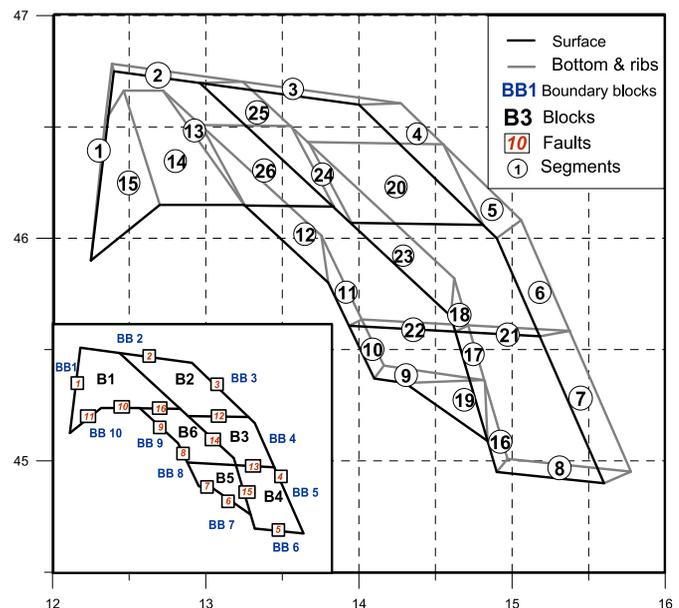


Fig. 30 – Geometria della struttura a blocchi utilizzata per la modellazione numerica alla giunzione Alpi – Dinaridi e definita sulla base della zonazione morfostrutturale (GORSHKOV *et alii*, 2004). La struttura è composta da sei blocchi (B1 – B6) e da dieci blocchi che la delimitano (BB1 – BB10).

La numerazione dei blocchi e delle faglie è fornita nell'insetto. – Geometry of the block-structure used for numerical simulation of the Alps–Dinarides hinge zone, defined according to the morphostructural zonation (GORSHKOV *et alii*, 2004). The block structure consists of six blocks (B1 – B6) and ten boundary blocks (BB1 – BB10). Numeration of blocks and faults are given in the inset.

derate due possibili varianti del modello, di spessore pari a 20 km e 40 km rispettivamente. Un ulteriore elemento rilevante ai fini della modellazione

è rappresentato dalla definizione degli angoli di immersione per le discontinuità (*piani di faglia*) che delimitano i diversi blocchi; la scelta di tali angoli, essenziale per consentire una adeguata simulazione, è stata effettuata utilizzando la banca dati dei meccanismi focali compilata presso l'ICTP e la raccolta delle informazioni disponibili sulle faglie attive per la regione Friuli Venezia Giulia e le regioni circostanti.

La modellazione numerica della dinamica a blocchi alla giunzione Alpi-Dinaridi è stata realizzata tramite una serie di test parametrici con l'obiettivo di riprodurre le principali caratteristiche della sismicità storica e strumentale osservata e della cinematica in atto nella regione studiata, a partire dalle informazioni disponibili sul campo di deformazione.

Le velocità al contorno, prescritte per i blocchi esterni che delimitano la struttura, sono state definite in accordo con il campo delle deformazioni, utilizzando le osservazioni GPS disponibili (NOCQUET & CALAIS, 2003; D'AGOSTINO *et alii*, 2005; CUFFARO *et alii*, 2010). Nella modellazione svolge inoltre un ruolo essenziale il moto verso nord assunto per la placca Adriatica; i valori prescritti variano da 3 mm/anno con direzione NNO in prossimità di Trieste, a 2 mm/anno con direzione N verso Venezia. Anche per le Dinaridi è prescritto un moto in direzione NNO, ma con velocità comparabilmente più bassa (D'AGOSTINO *et alii*, 2005). Si assume inoltre che nel dominio dinarico della regione analizzata le velocità siano decrescenti da ovest verso est, mentre nelle Alpi le velocità sono molto inferiori che nelle Dinaridi. Tale ipotesi è supportata dall'esistenza di due strutture, al margine fra Alpi e Dinaridi, caratterizzate da una fles-

sione verso ovest, come evidenziato anche dalla zonazione morfostrutturale; secondo ŠUŠTERŠIČ (1996), il massimo *offset* destro è di circa 12 km in prossimità di Tolmino, lungo la faglia dell'Idria, mentre la struttura vicino a Lubiana presenta una flessione minore. Nella parte Alpina del modello le osservazioni GPS indicano velocità dirette verso nord inferiori ad 1 mm/anno (D'AGOSTINO *et alii*, 2005), mentre NOCQUET & CALAIS (2003) forniscono una velocità di circa 0.5 mm/anno con direzione NEE nelle Alpi Centrali, a nord della linea Periadriatica che delimita la struttura a blocchi. Le velocità prescritte al confine fra la pianura Padana e le Dinaridi sono leggermente più elevate di quelle stimate da CUFFARO *et alii* (2010), in considerazione dei risultati di un ulteriore studio che evidenzia velocità relativamente elevate nell'area di Udine (BECHTOLD *et alii*, 2009), non spiegabili con l'utilizzo di un diverso sistema di riferimento (ALTAMIMI *et alii*, 2002).

Le velocità prescritte per i blocchi che delimitano la struttura sono fornite in tabella 12; nessuna velocità è stata prescritta per il mezzo sottostante i blocchi della struttura.

I risultati ottenuti dalla modellazione numerica possono essere sintetizzati come segue: (1) le velocità ottenute per la struttura a blocchi (blocchi B1 – B6) sono confrontabili con quelle dedotte dalle osservazioni GPS (D'AGOSTINO *et alii*, 2005, NOCQUET & CALAIS, 2003); (2) la distribuzione degli epicentri dei terremoti sintetici riproduce le caratteristiche principali della sismicità osservata (fig. 30); (3) la relazione frequenza-magnitudo ottenuta per la sismicità sintetica è lineare ed ha una pendenza simile a quella della sismicità osservata (fig. 32); (4) i meccanismi focali dei terremoti sintetici sono

Tab. 12 - *Velocità prescritte per i blocchi che delimitano la struttura BB1 –BB10 (in cm per unità di tempo adimensionale).*
- Prescribed velocities of boundary blocks BB1 –BB10 (expressed in cm per unit of dimensionless time).

Boundary block - BB	Descrizione	Vx (Est)	Vy (Nord)
1	Margine occidentale, Alpi	0.0	0.0
2	Margine settentrionale, linea Periadriatica	8.0	5.0
3	Margine orientale, Alpi	0.0	0.0
4	Margine orientale, Dinaridi settentrionali	-1.0	9.0
5	Margine orientale, Dinaridi meridionali	-2.0	13.0
6	Margine meridionale, Dinaridi	-5.0	25.0
7	Costa Adriatica, ad est dell'Istria	-7.0	50.0
8	Confine Adria-Dinaridi	-8.0	50.0
9	Confine Pianura Friulana – Dinaridi	-9.0	50.0
10	Confine Pianura Friulana – Alpi	0.0	30.0

compatibili con le osservazioni disponibili.

Le relazioni frequenza-magnitudo stimate per la sismicità sintetica e quella osservata sono le seguenti:

Osservata: $\text{Log } N = -0.97 M + 6.4$
 Sintetica: $\text{Log } N = -0.97 M + 9.2$

Grazie all'accordo fra le pendenze (*b-value*) delle due distribuzioni è stato possibile stimare con buona approssimazione l'effettiva durata temporale associata a ciascuna unità di tempo adimensionale utilizzata nella modellazione, che risulta pari a $T = 1 \text{ unità} \gg 200 \text{ anni}$. Il catalogo sintetico, ottenuto considerando $T = 500 \text{ unità}$, copre pertanto un intervallo temporale di circa 100.000 anni.

In generale, si osserva che la sismicità sintetica (e.g. fig. 31) risulta piuttosto elevata anche in aree ove non sono stati registrati forti terremoti in tempi storici. Questo è naturalmente spiegato dalla insufficiente lunghezza temporale delle osservazioni disponibili, rispetto ai tempi caratteristici dei processi tettonici. Il modello ha generato oltre un centinaio di terremoti di magnitudo maggiore o uguale a 7 ($M7+$), con una media di circa 1-2 eventi per millennio. Il catalogo sintetico, è caratterizzato da lunghi periodi privi di eventi $M7+$, anche superiori a duemila anni, e dunque la possibilità di tali terremoti non è esclusa dalle osservazioni disponibili (PERESAN & PANZA, 2002; Gruppo di lavoro CPTI, 2004).

Un confronto ulteriore è stato quindi effettuato considerando i risultati ottenuti dall'identificazione

dei nodi ad elevato potenziale sismogenetico (fig. 33), i quali non si basano sulla sismicità osservata, ma su un ampio insieme di dati geomorfologici e geofisici. Tale analisi ha evidenziato una buona correlazione fra la sismicità sintetica ottenuta ed i nodi sismogenetici, suggerendo l'opportunità di approfondire le ricerche soprattutto nelle aree ove

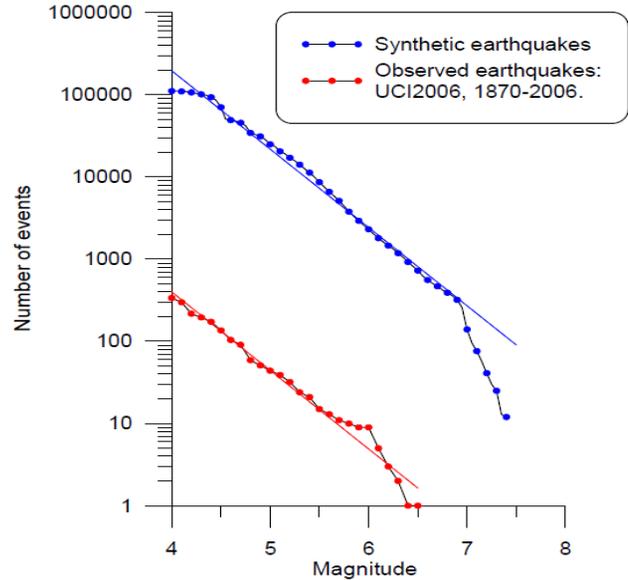


Fig. 32 – Confronto fra le distribuzioni del numero di eventi in funzione della magnitudo ottenute per la sismicità sintetica e quella osservata, come riportata nel catalogo UCI (PERESAN & PANZA, 2002).
 – Comparison of the frequency–magnitude distributions for synthetic and observed seismicity, as reported in UCI catalogue (PERESAN & PANZA, 2002).

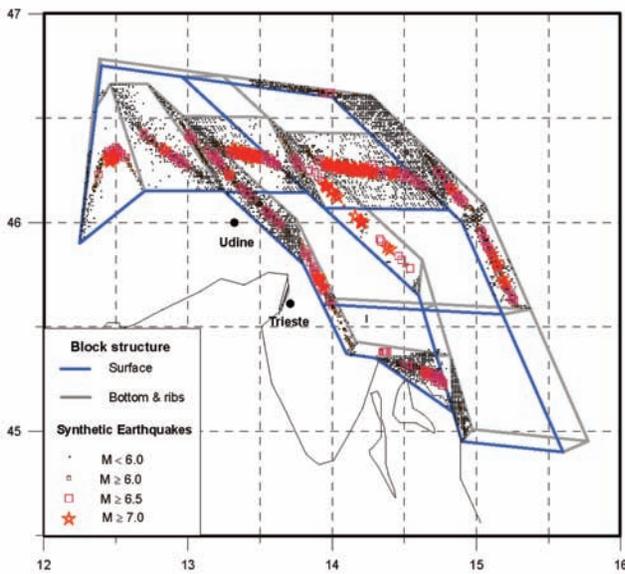


Fig. 31 – Sismicità sintetica ottenuta mediante la modellazione preliminare della dinamica a blocchi alla giunzione Alpi – Dinaridi, considerando uno spessore della struttura pari a 40 km. In questo esperimento le forze esterne che agiscono sulla regione stessa sono state prescritte secondo D'AGOSTINO et alii (2005).

– Synthetic seismicity obtained from preliminary simulation of blocks dynamic at the Alps–Dinarides hinge zone, considering a structure with thickness of 40 km. In the considered experiment, the external forces acting on the block structure are prescribed according to D'AGOSTINO et alii (2005).

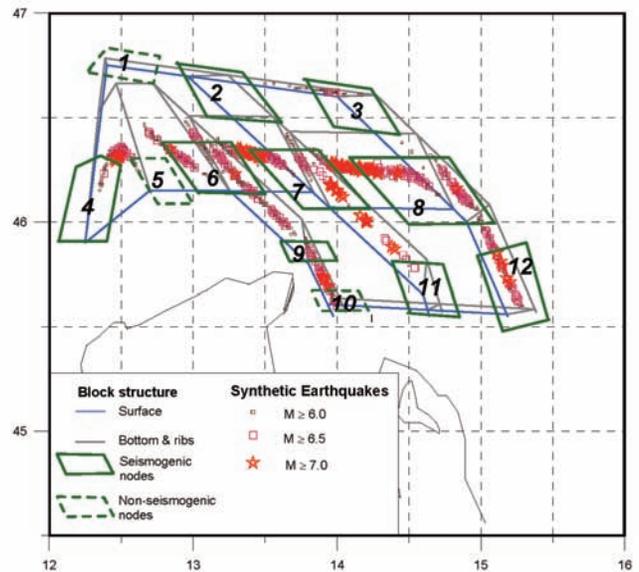


Fig. 33 – Terremoti sintetici con magnitudo $M \geq 6.0$ e nodi morfostrutturali di dettaglio (GORSHKOV et alii., 2009). I nodi sismogenetici sono delimitati da linee continue; i nodi non riconosciuti come sismogenetici sono delimitati da linee tratteggiate.

– Synthetic earthquakes with magnitude $M \geq 6.0$ and morphostructural nodes (GORSHKOV et alii, 2009). The polygons delimited by continuous lines indicate seismogenic nodes; those bounded by dashed lines show nodes not recognized as seismogenic.

risulta possibile il verificarsi di terremoti forti, ma nelle quali la sismicità storica e strumentale si è estrinsecata con eventi di piccola magnitudo.

2.4. - NON-STAZIONARIETÀ DELLA SISMICITÀ: MODULAZIONE CLIMATICA ED IMPLICAZIONI PER LA STIMA DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA

Una delle ipotesi fondamentali delle tradizionali metodologie probabilistiche per la stima della pericolosità sismica consiste nella stazionarietà dell'attività sismica, ipotesi che resta indimostrata a causa dell'intervallo temporale troppo breve, rispetto alla scala temporale dei processi tettonici, durante il quale sono disponibili adeguati cataloghi di terremoti. Un certo numero di eventi recenti (tra i quali: Bhuj, India 2001; Bam, Iran 2003; Haiti, 2010, Tohoku, Giappone 2011), le indicazioni fornite dall'analisi di pattern recognition delle caratteristiche geologiche e morfostrutturali, così come la modellazione della dinamica a blocchi della litosfera hanno evidenziato che la sismicità osservata non è sufficiente ad identificare in modo esaustivo i siti dove possono verificarsi i terremoti più forti.

PANZA *et alii* (2011b), ha messo in evidenza l'esistenza di una significativa modulazione stagionale e secolare della sismicità, in antitesi con l'ipotesi di stazionarietà. Tale modulazione è identificata, in fase, nelle aree in compressione caratterizzate da accrescimento montuoso e da un significativo arretramento dei ghiacciai, quali le Alpi e l'Himalaya, ed in controfase nelle aree in distensione, quali gli Appennini. Le forze tettoniche alla base dell'accres-

cimento montuoso devono infatti superare la gravità; tali forze sono dunque in competizione con il carico esercitato dalle nevi stagionali e, soprattutto, dalle coperture glaciali perenni; una situazione inversa si riscontra in zone di distensione dove l'effetto di carico è cospirante col regime tettonico.

La modulazione stagionale, ossia la possibilità che la copertura nevosa perturba il processo di deformazione inter-sismico, è stata inizialmente suggerita da HEKI (2003) considerando la sismicità del Giappone. Il carico nevoso aumenta, infatti, la compressione sulle faglie inverse, riducendo lo sforzo di Coulomb di qualche kPa, un valore sufficiente a modulare l'accumulo degli sforzi tettonici (alcune decine di kPa/anno). L'aumento del carico verticale in un regime compressivo, accresce la componente verticale e riduce la componente deviatoria dello sforzo; lo sforzo di taglio resta quindi inferiore al valore critico e le faglie sono più "stabili". Pertanto, nelle aree quali le Alpi e l'Himalaya, durante l'inverno i terremoti forti sono meno numerosi rispetto a periodi dell'anno più caldi, quando la neve si scioglie e cessa il suo effetto stabilizzante.

La modulazione stagionale della sismicità nelle Alpi è stata analizzata considerando i forti terremoti avvenuti dal 1850 in poi, raggruppati secondo le stagioni (WI: inverno; SP: primavera; SU: estate; AU: autunno). L'analisi è stata effettuata considerando due misure quantitative dell'attività sismica: (a) il numero di eventi e (b) il rilascio energetico (Benioff *strain release*) normalizzato (fig. 34). Il

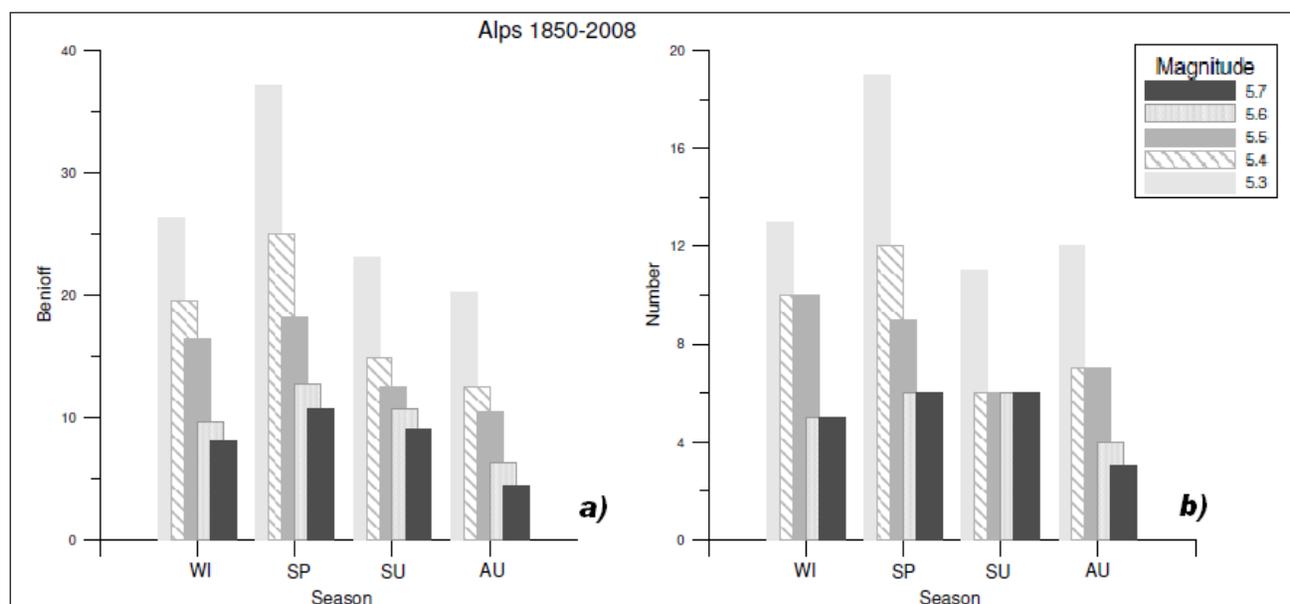


Fig. 34 – Istogrammi a) del rilascio energetico (Benioff) e b) del numero dei terremoti crostali, avvenuti nell'arco Alpino dal 1850 al 2008. Cinque soglie inferiori della magnitudo sono state considerate, da 5.7 fino a 5.3. Gli eventi sono raggruppati secondo le stagioni (WI: inverno; SP: primavera; SU: estate; AU: autunno).

Fig. tratta da PANZA *et alii* (2011b).

– Histograms of a) normalized strain release (Benioff) and b) number of crustal events that occurred in 1850–2008, in the Alps and in the Apennines (after PANZA *et alii*, 2011b). Five magnitude thresholds are considered, from 5.7 down to 5.3. Events are grouped on the basis of the seasons (WI: winter; SP: spring; SU: summer; AU: autumn).

picco primaverile dell'attività sismica nelle Alpi appare ben evidente e stabile in funzione della soglia inferiore della magnitudo, utilizzata per la selezione dei terremoti forti.

L'analisi è stata successivamente estesa ai terremoti di magnitudo $M > 7.0$ avvenuti in Himalaya, caratterizzato da un contesto simile a quello alpino. I risultati ottenuti sono illustrati in figura 35; il picco stagionale (primavera-estate) risulta chiaramente visibile, come nelle Alpi, anche nell'Himalaya. Sono stati considerati inoltre due contro-esempi: i terremoti relativi all'intero emisfero settentrionale che risultano uniformemente distribuiti nel corso dell'anno, mentre i terremoti negli Appennini tendono a concentrarsi in autunno-inverno, come naturale attendersi in aree di distensione.

Accanto alla modulazione stagionale evidenziata, considerato che il ghiaccio è circa tre volte più denso della neve, è apparso opportuno studiare i possibili effetti delle variazioni secolari dell'estensione dei ghiacciai, naturalmente associate alle variazioni globali della temperatura atmosferica media, sulla sismicità dei domini montuosi. Lo studio effettuato ha permesso di identificare, negli ultimi dieci secoli, una modulazione secolare che caratterizza la sismicità delle Alpi e dell'Himalaya. Tale modulazione può essere correlata con le variazioni di temperatura atmosferica superficiale nell'emisfero settentrionale (ESPER *et alii*, 2002; JONES & MANN, 2004), che vengono utilizzate come indicatori dei cambiamenti di dimensione subiti dai ghiacciai permanenti. Come si osserva in figura 36, alla minigiacciata verificatasi

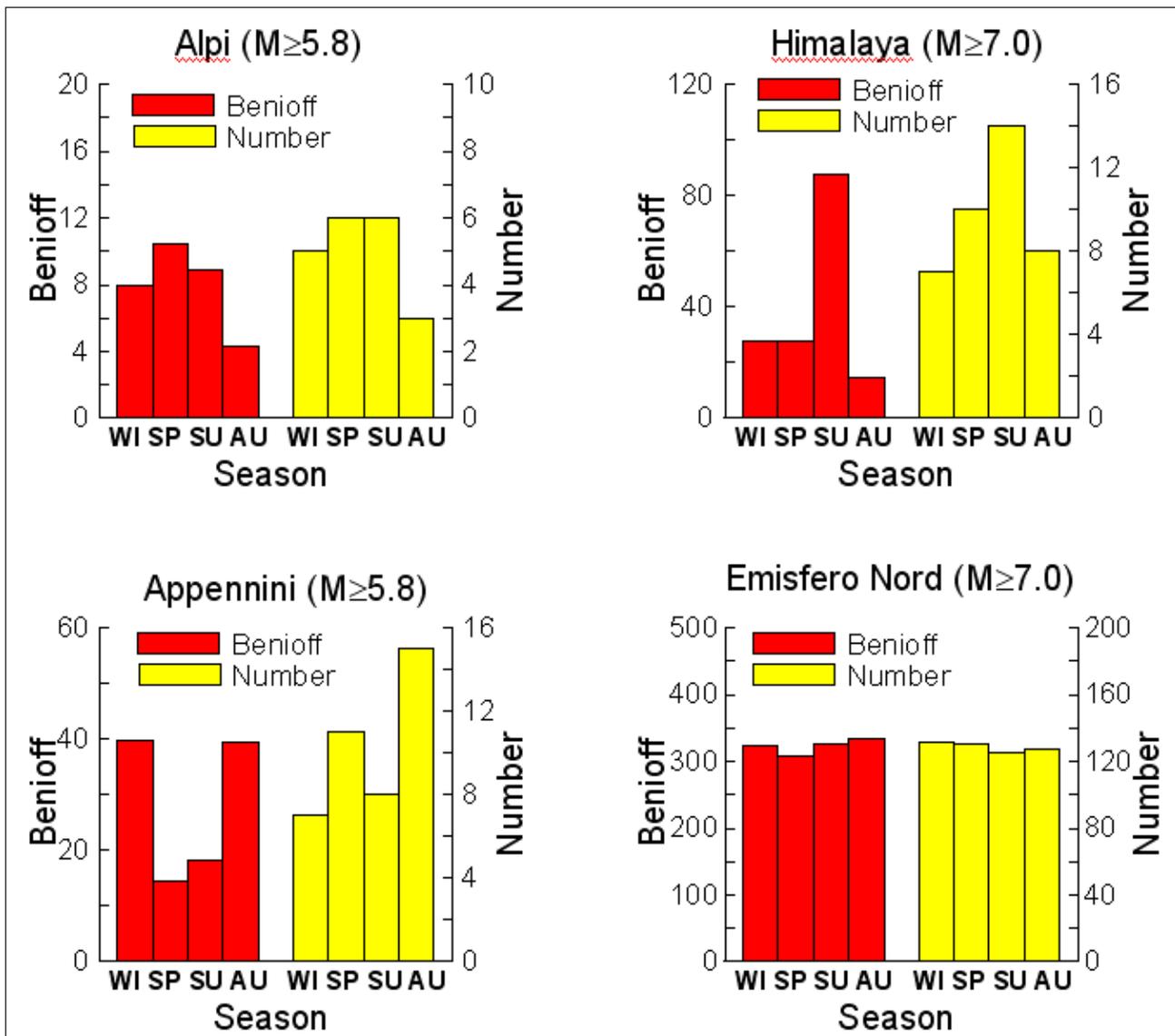


Fig. 35 – Istogrammi del rilascio energetico (Benioff) e del numero dei terremoti, avvenuti nelle Alpi, in Himalaya, negli Appennini e nell'intero emisfero settentrionale. Gli eventi sono raggruppati secondo le stagioni, come in fig. 33.

– Histograms of normalized strain released (Benioff) and of the number of crustal events that occurred in the Himalayan region, the Alps, the Northern Hemisphere and the Apennines. Events are grouped on the basis of the seasons, as in figure 33.

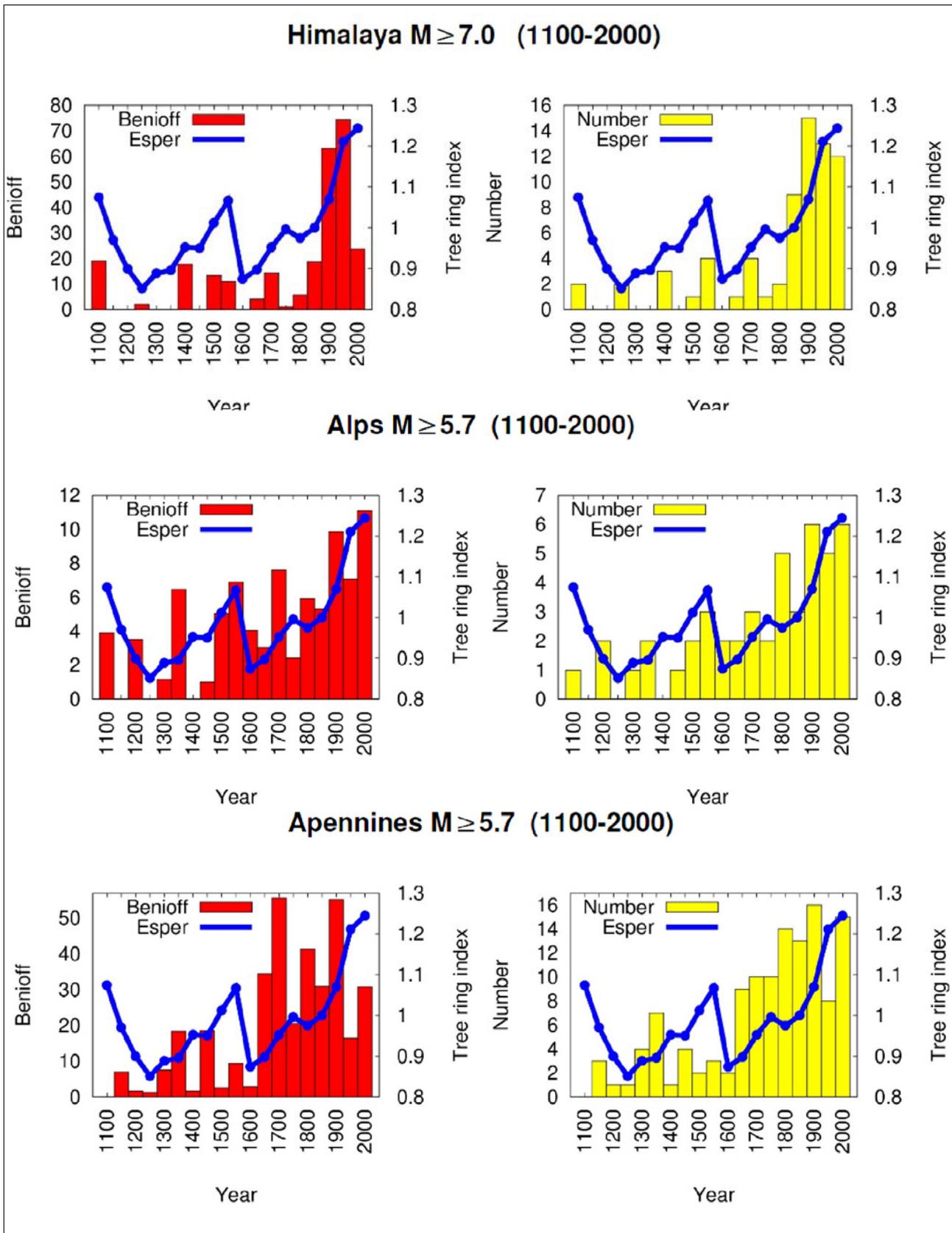


Fig. 36 – Istogrammi del rilascio energetico (Benioff) e del numero dei terremoti in funzione del tempo nelle Alpi, in Himalaya e negli Appennini (da PANZA *et alii*, 2011b). La curva rappresenta le variazioni della temperatura superficiale media dell’atmosfera, rilevate nel corso dell’ultimo millennio nell’emisfero settentrionale; le temperature sono espresse mediante un indice basato sull’accrescimento degli alberi, il *tree-ring index* (ESPER *et alii*, 2002), – Histograms of normalized strain released (Benioff) and number of earthquakes as a function of time, for the events which occurred in the Alps, Himalayan region, and the Apennines (from PANZA *et alii*, 2011b). The curve shows variation of the average surface atmospheric temperature in the northern hemisphere, estimated for the last millennia; temperatures are expressed by an index based on tree-ring chronologies (ESPER *et alii*, 2002).

tra il 1350 e il 1850 è corrisposto un basso livello di sismicità; invece, quando, dopo il 1850, l'atmosfera terrestre ha iniziato a riscaldarsi, l'attività sismica ha registrato una brusca impennata. Negli Appennini, dove, per altro, la glaciazione ed il conseguente arretramento dei ghiacciai hanno avuto modesta rilevanza nell'ultimo millennio, la sismicità risulta inferiore nell'ultimo secolo, confermando quanto osservato su scala stagionale e cioè che in zone di distensione l'effetto dell'aumento di carico tende ad aumentare il tasso di sismicità.

Lo studio effettuato ha permesso di concludere che lo scioglimento dei ghiacciai, su scale temporali dell'ordine di secoli e millenni, può causare defor-

mazioni crostali che modulano la sismicità in aree tettoniche caratterizzate da un regime compressivo e da accrescimento montuoso, come le Alpi.

In considerazione della evidenziata non-stazionarietà della sismicità, nonché dei limiti connessi alle osservazioni disponibili, è stata effettuata una analisi di stabilità per valutare l'influenza dell'estensione temporale del catalogo della sismicità sulle mappe neo-deterministiche della pericolosità sismica (NDSHA) (ZUCCOLO *et alii*, 2011). I risultati ottenuti considerando due finestre temporali di 500 anni, ossia per i periodi [1000,1500] e [1500, 2000], sono illustrati in figura 37. I risultati indicano un aumento dei terremoti di magnitudo $M \geq 5.0$ negli ultimi

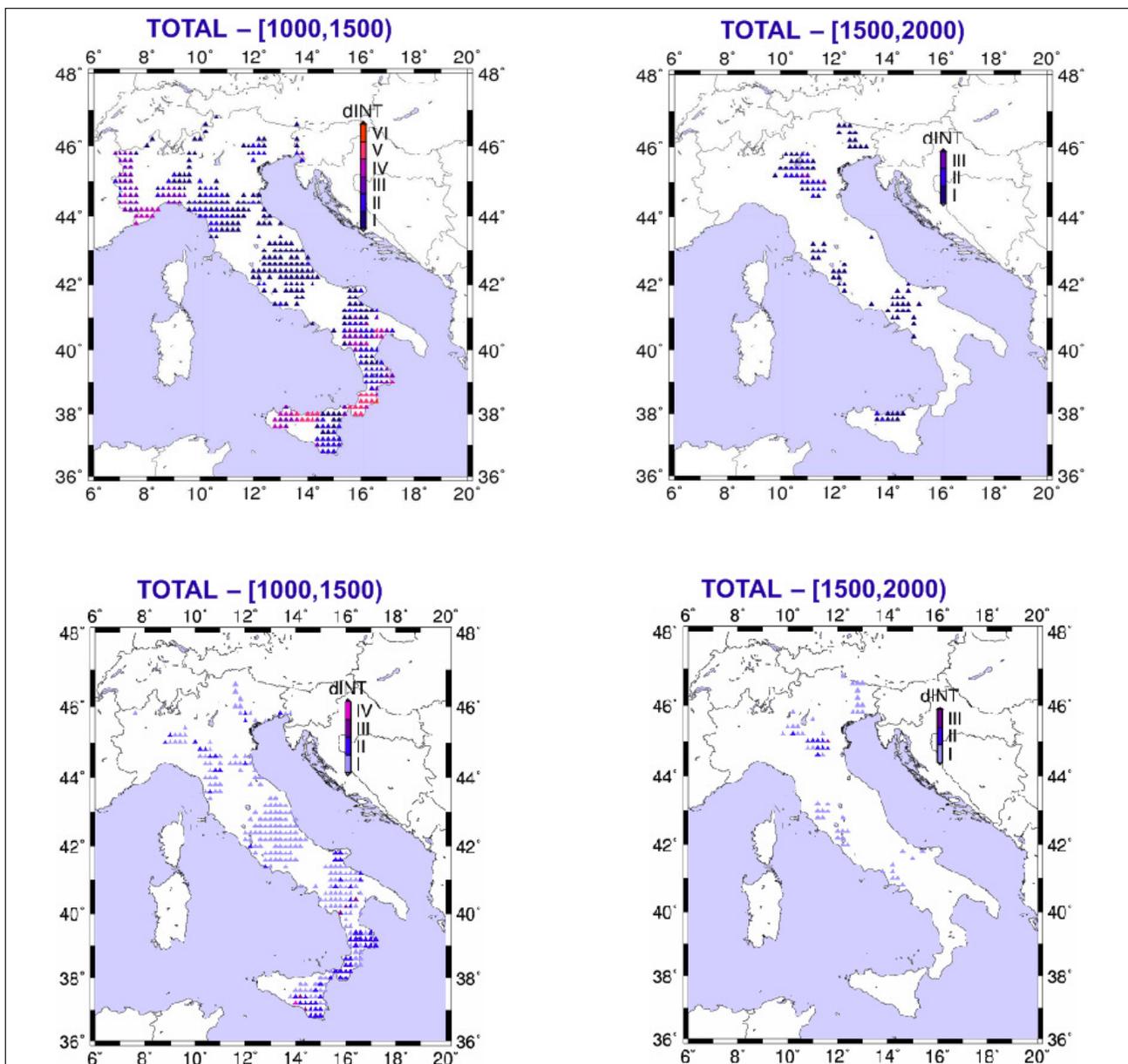


Fig. 37 – Differenze in intensità fra le mappe NDSHA ottenute per il territorio italiano considerando l'intero catalogo (TOTAL) e le mappe calcolate per gli intervalli temporali [1000,1500] e [1500, 2000]. L'analisi è stata effettuata: a) senza nodi sismogenetici; b) con nodi sismogenetici (da ZUCCOLO *et alii*, 2011). – Differences in intensity between the NDSHA map computed considering the whole catalogue and the map computed for the periods a) [1000, 1500], b) [1500, 2000]. Analysis was made: a) with and b) without seismogenic nodes (after ZUCCOLO *et alii*, 2011).

500 anni, rispetto al periodo [1000,1500), una conclusione simile a quella raggiunta a suo tempo da VOROBIEVA & PANZA (1993). In particolare, le differenze in intensità ottenute fra la mappa che considera l'intero catalogo e le mappe ottenute considerando solo 500 anni di dati, risultano minori per il periodo più recente (fig. 37a); inoltre le differenze diminuiscono, quando si integrano le informazioni fornite dai nodi sismogenetici (fig. 37b).

L'identificazione della modulazione climatica stagionale e secolare della sismicità ed i risultati dell'analisi di stabilità delle stime di pericolosità sismica indicano che 500 anni di catalogo non sono sufficienti per caratterizzare la sismicità di un'area e che le mappe di pericolosità sono dipendenti dalla porzione di catalogo considerata. Risultati più stabili si ottengono considerando i nodi morfostrutturali, che forniscono indicazioni a lungo termine sul potenziale sismogenetico e quindi permettono di colmare la lacuna connessa alla limitata copertura temporale dei dati (500 anni). Gli aspetti evidenziati appaiono particolarmente rilevanti ai fini della stima probabilistica della pericolosità sismica (PSHA), dove la sismicità passata è fondamentale per il calcolo delle ricorrenze e la stazionarietà è un'ipotesi critica.

3. - RAFFINAMENTO DEI MODELLI STRUTTURALI PER LA REGIONE FRIULI VENEZIA GIULIA

3.1. - TOMOGRAFIA SISMICA CON ONDE DI SUPERFICIE E RAFFINAMENTO DEI MODELLI STRUTTURALI DELLA CROSTA E DELLA LITOSFERA A SCALA REGIONALE E LOCALE

Lo studio è stato effettuato seguendo il protocollo definito in ambito progetto S1 DPC-INGV (Presidenza del Consiglio dei Ministri – Dipartimento di Protezione Civile) (e.g. BRANDAMAYR *et alii*, 2010, 2011).

In particolare è stata applicata la metodologia *Frequency-Time Analysis* (FTAN) per determinare le curve di dispersione del modo fondamentale delle onde di superficie di Rayleigh (LEVSHIN *et alii*, 1972; LEVSHIN *et alii*, 1992). Le curve di dispersione sono state determinate lungo diversi percorsi: la distribuzione dei percorsi utilizzata in questo studio per le curve di dispersione della velocità di fase e della velocità di gruppo sono mostrate in figura 38.

Le registrazioni utilizzate provengono da stazioni che appartengono sia a reti nazionali che a reti internazionali.

Le mappe di tomografia per le velocità di fase e le velocità di gruppo sono state ottenute utilizzando

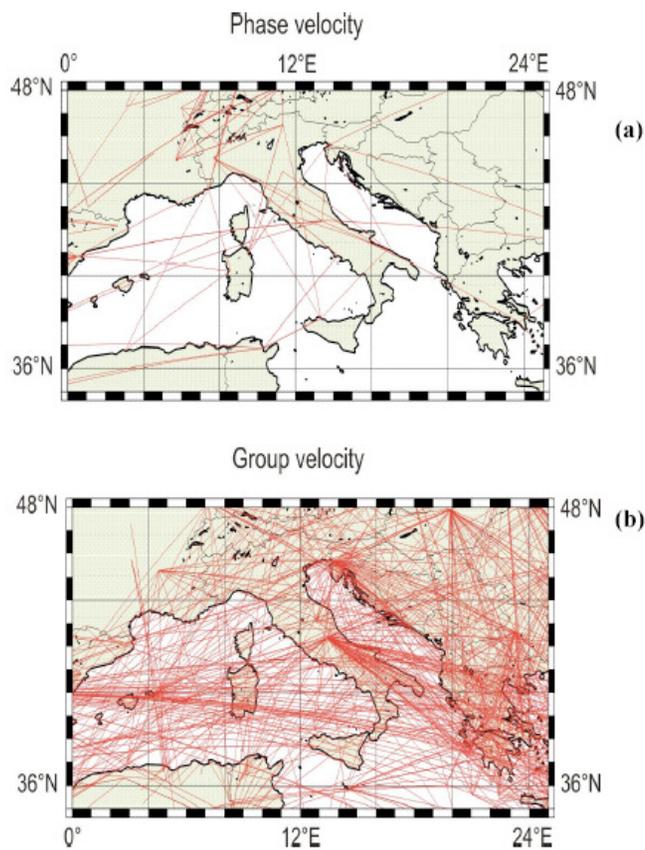


Fig. 38 – a) Percorsi analizzati per la tomografia della velocità di fase; b) percorsi analizzati per la tomografia della velocità di gruppo
– a) *Analyzed paths for phase velocity tomography;*
b) *analyzed paths for group velocity tomography.*

la procedura per la tomografia con onde di superficie (DITMAR & YANOVSKAYA, 1987; YANOVSKAYA & DITMAR *et alii*, 1990). Le mappe riportate nelle figure 39, 40 rappresentano su scala regionale le variazioni percentuali delle velocità di gruppo e di fase, rispettivamente, rispetto alla omologa velocità media al periodo selezionato, per periodi compresi tra i 10 ed i 35 secondi per la velocità di gruppo e periodi compresi tra 30 e 150 secondi per la velocità di fase.

Modelli strutturali preliminari, utilizzati per la modellazione della propagazione delle onde sismiche per la regione Friuli Venezia Giulia sono riportati in figura 41.

3.2. - REVISIONE ED OTTIMIZZAZIONE DEI MODELLI STRUTTURALI PER LA CROSTA E LA LITOSFERA A SCALA REGIONALE ALLA RISOLUZIONE DI 1°x 1°

Le curve di dispersione fornite dalla tomografia sismica sono state invertite con il metodo di inversione non lineare “*hedgehog*” (PANZA *et alii*, 2007), che consente la caratterizzazione dei modelli strutturali superficiali senza fare ricorso ad alcun modello a priori, considerando la velocità delle onde S e lo spessore degli strati come variabili indipendenti. A partire dai dati di tomografia opportuna-

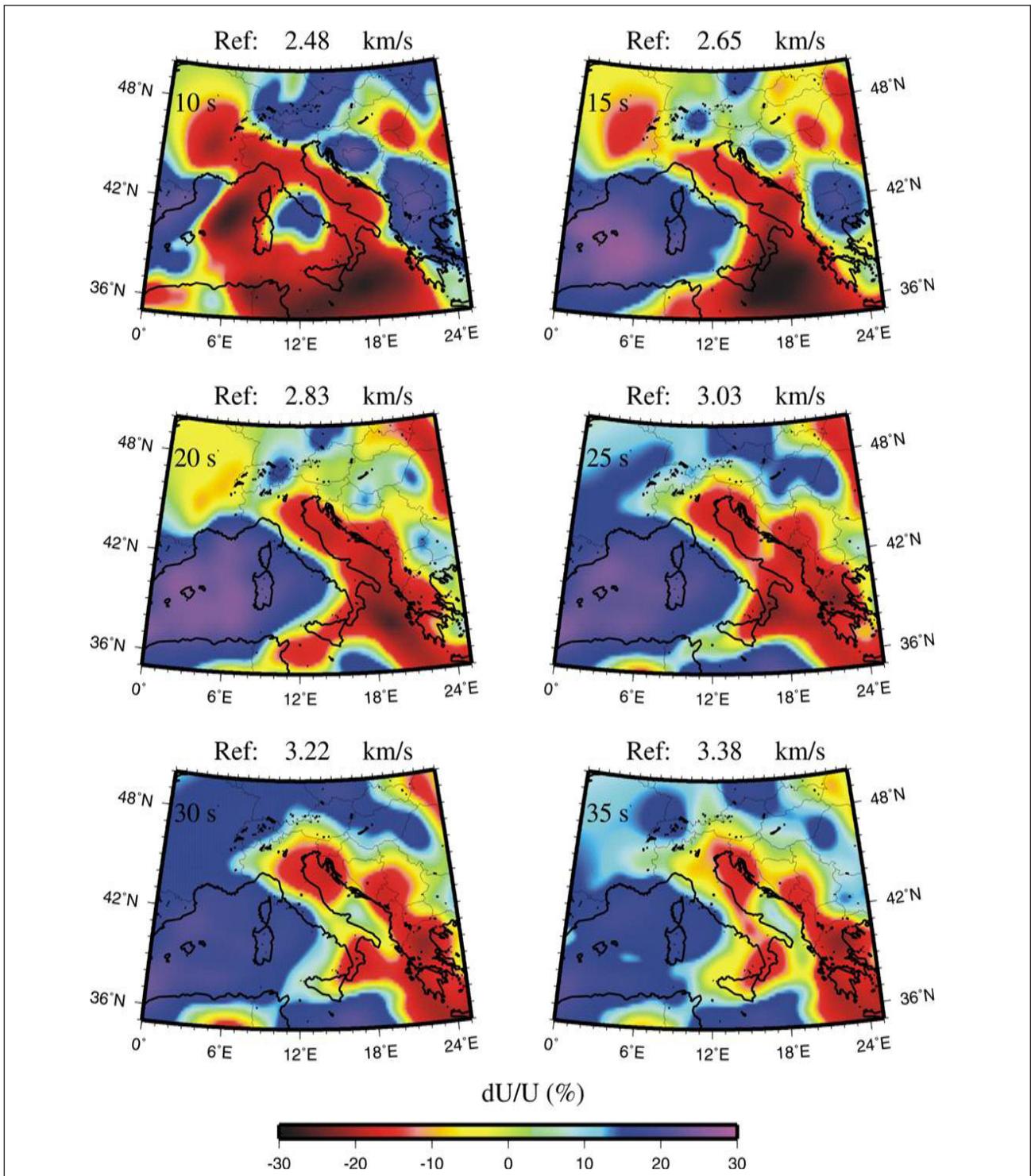


Fig. 39 – Tomografia a scala regionale con le onde di superficie di Rayleigh a diversi periodi visualizzata come deviazione percentuale dalla velocità di gruppo di riferimento media (ref.: vel.).

– Group velocity tomography maps at regional scale with Rayleigh surface waves at different periods. In each map the percent variation of the group velocity with respect to the mean velocity value.

mente regionalizzati, è stato così ottenuto un insieme di modelli strutturali preliminari (espressi in termini di velocità delle onde sismiche, V_S , in funzione della profondità), per celle di dimensioni $1^\circ \times 1^\circ$. La metodologia applicata ed i modelli strutturali ottenuti sono descritti in dettaglio in BRANDMAYR *et alii*, (2010).

Nel processo di inversione, il valore della velocità delle onde P, V_P , è un parametro dipendente rispetto a V_S (in generale $V_P / V_S = 3^{1/2}$, in approssimazione di solido di Poisson) mentre la densità è fissata a valori crescenti con la profondità. I modelli cellulari si estendono a circa 350 km di profondità, in base al potere risolutivo verticale dei

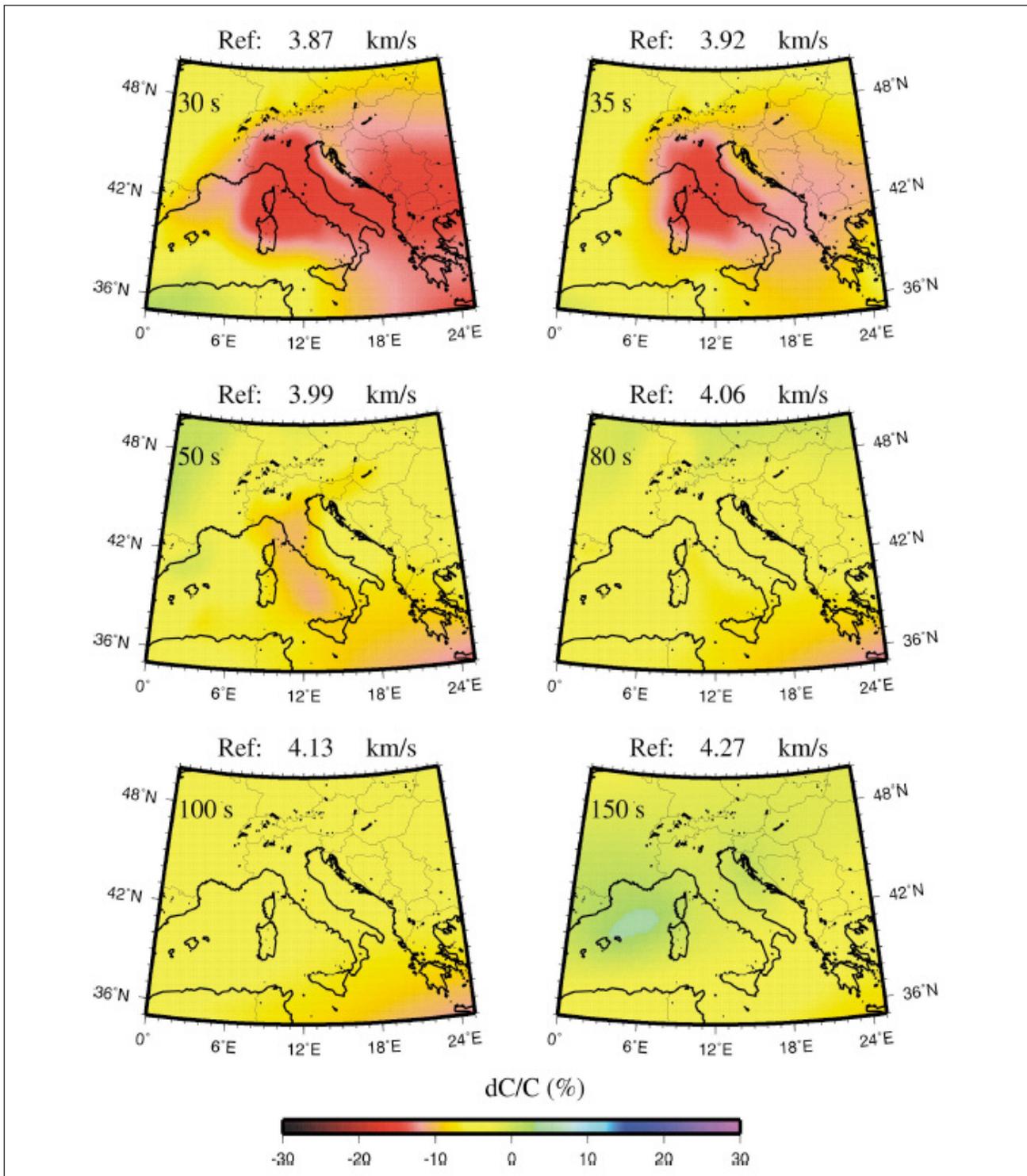


Fig. 40 – Tomografia a scala regionale con le onde di superficie di Rayleigh a diversi periodi visualizzata come deviazione percentuale dalla velocità di gruppo di riferimento media (ref.: vel.).

– Group velocity tomography maps at regional scale with Rayleigh surface waves at different periods. In each map is shown the percent variation of the group velocity with respect to the mean velocity value.

periodi considerati. La soluzione del problema inverso è intrinsecamente non univoca; conseguentemente per ogni cella il metodo “*bedgehog*” restituisce un insieme di soluzioni, il cui numero è dell’ordine del numero dei parametri invertiti. Al fine di selezionare la soluzione rappresentativa entro questo insieme, tutte le soluzioni per ogni

cella sono simultaneamente trattate con un metodo di ottimizzazione, tramite l’applicazione del quale si ottiene un modello tridimensionale del sistema litosfera-astenosfera. Il metodo di ottimizzazione consente di scegliere quale soluzione rappresentativa, per ciascuna cella, quella che minimizza il gradiente laterale di velocità (BOYADZHIEV *et alii*,

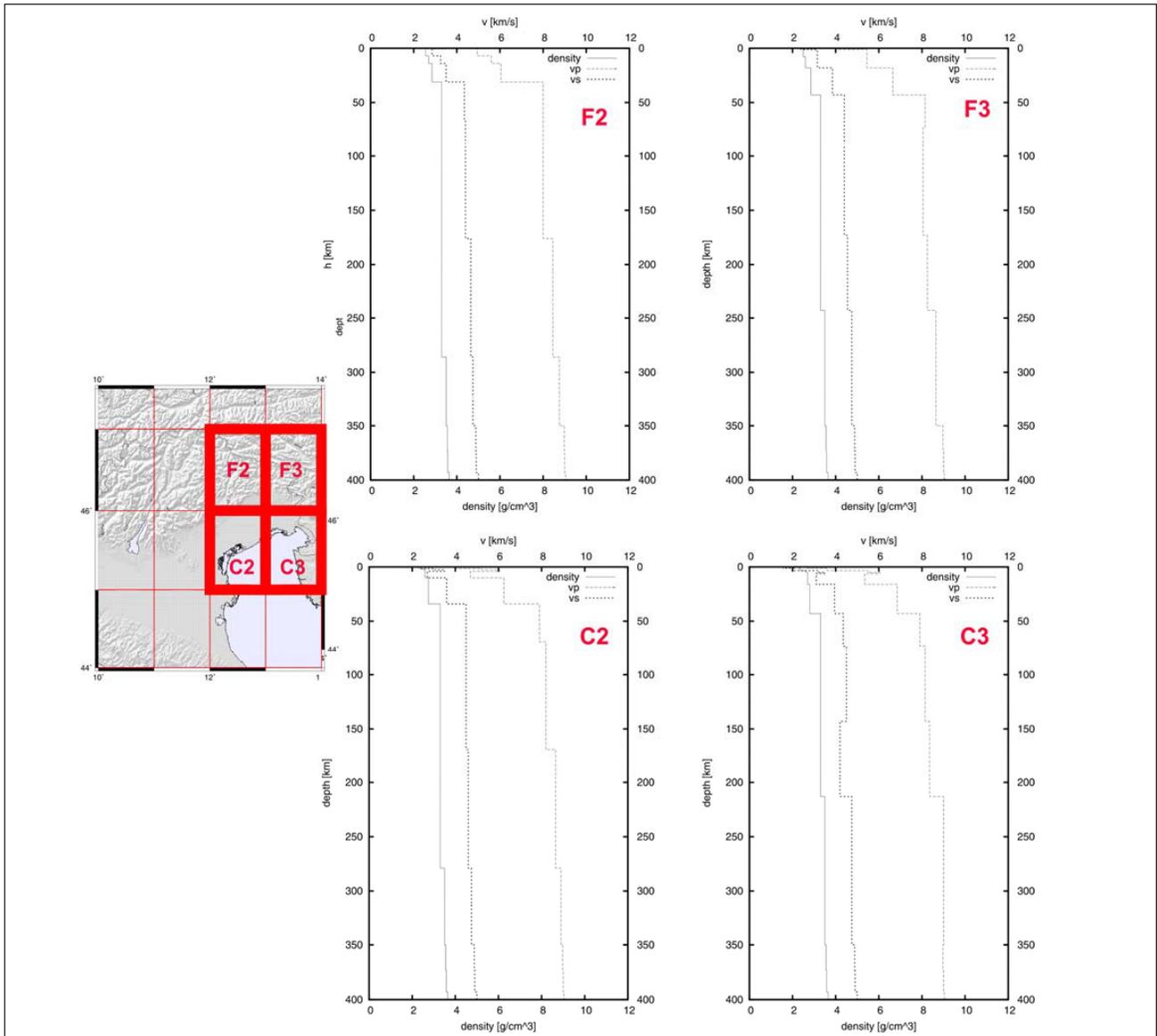


Fig. 41 – Modelli strutturali preliminari relativi alle quattro celle di $1^\circ \times 1^\circ$ che interessano la Regione Friuli Venezia Giulia. I grafici riportano l'andamento della velocità delle onde sismiche, V_P e V_S , e della densità in funzione della profondità.

– Preliminary structural models of four cells of $1^\circ \times 1^\circ$ inside Friuli Venezia Giulia territory. Velocity of seismic waves (V_P and V_S) and density are shown as function of depth.

2008). Il metodo si compone di tre algoritmi: (1) LSO (*Local Smoothing Optimization*) che cerca iterativamente, all'interno di un insieme di cinque celle adiacenti, la soluzione che minimizza il gradiente laterale della velocità delle onde di taglio; (2) GSO (*Global Smoothing Optimization*) e (3) GFO (*Global Flattening Optimization*), che ricercano la soluzione che minimizza il gradiente di velocità lungo una fila di celle e attraverso l'intera area di studio, rispettivamente. I tre algoritmi di ottimizzazione (BOYADZHEV *et alii*, 2008; BRANDMAYR *et alii*, 2010) vengono applicati gerarchicamente: le soluzioni comuni ad LSO e GSO sono fissate nell'applicazione del metodo GFO.

Il risultato di questo studio a scala regionale è rap-

presentato da una serie di modelli strutturali rappresentativi della crosta e della litosfera per la regione alpina e l'intero territorio italiano (BRANDMAYR *et alii*, 2010). La figura 42 mostra la regione dove sono stati definiti i modelli strutturali rappresentativi entro celle di dimensioni $1^\circ \times 1^\circ$. Nella mappa sono evidenziate le celle entro le quali la soluzione preliminare, ottenuta con i metodi LSO e GSO, differisce da quella finale, ottenuta con il metodo GFO; si osserva che tale variabilità è concentrata ai margini dell'area di studio ed in alcune zone di maggiore complessità geodinamica (zone orogeniche e di collisione).

I modelli strutturali ottenuti per le Alpi orientali, alla giunzione Alpi-Dinaridi, sono riportati in figura

43. In particolare, i modelli strutturali che interessano il Friuli Venezia Giulia e le aree circostanti corrispondono alle celle f2, f3, f4 ed e2, e3, e4.

I modelli rappresentativi così ottenuti sono stati validati per confronto con dati indipendenti relativi alla profondità della Moho (DEZES & ZIEGLER, 2001; GRAD & TIIRA, 2008; TESAURO, 2008), distribuzione della sismicità rispetto alla profondità (ISC, 2007), tomografia di dati V_P (PIROMALLO & MORELLI, 2003) e flusso di calore (HURTING *et alii*, 1991; DELLA VEDOVA *et alii*, 2001). I dati di DEZES & ZIEGLER (2001), TESAURO *et alii* (2008) e GRAD & TIIRA (2008), sono stati utilizzati per valutare l'intervallo di variazione della profondità della Moho riportata in letteratura per ogni cella, confrontato con la profondità Moho, assunta entro i limiti di errore, del modello rappresentativo. La distribuzione della sismicità rispetto alla profondità è stata utilizzata come criterio supplementare nel delineare sia la profondità della Moho che lo spessore del LID sismico, ovvero la porzione di mantello che presenta un comportamento fragile. A tale scopo i dati del catalogo internazionale ISC (2007),

per il periodo 1904-giugno 2005 sono stati utilizzati raggruppando gli ipocentri in intervalli di profondità di 4 km per la sismicità crostale e 10 km per la sismicità di mantello (PANZA & RAYKOVA, 2008; BRANDMAYR *et alii*, 2010). L'analisi dei meccanismi focali costituisce un'informazione complementare rispetto alla distribuzione della sismicità rispetto alla profondità; anche se statisticamente più esigua, permette una maggiore comprensione dei processi cinematici agenti in diverse province tettoniche, fornendo ulteriori vincoli sulle geometrie e sul campo di sforzi nella regione in esame. Le velocità delle onde P, tratte dallo studio tomografico di PIROMALLO & MORELLI (2003), sono state utilizzate per ridurre l'intervallo di variabilità delle V_S ottenuto dalla modellazione "hedgehog". Il valore di V_P calcolato per ogni strato del modello cellulare rappresentativo è stato usato come vincolo per la variabilità di V_S nel medesimo strato, in accordo al rapporto V_P / V_S quanto più vicino possibile al valore di 1,82 per gli strati di mantello (KENNET *et alii*, 1995).

In un passo successivo, la stratificazione di ogni modello rappresentativo cellulare è stata utilizzata come vincolo a priori per la determinazione di un modello tridimensionale della densità, mediante l'inversione lineare di dati gravimetrici, usando come modello di riferimento la stratificazione in densità fissata nell'inversione "hedgehog". L'inversione gravimetrica è stata effettuata mediante il software GRAV3D sviluppato dalla University of British Columbia (LI & OLDENBURG, 1998). I dati gravimetrici di input costituiscono un sottoinsieme di quelli utilizzati per produrre la mappa gravimetrica digitale d'Italia (ISPRA, ENI, OGS, 2009). Un rumore gaussiano con ampiezza di 1,5 mGal è stato sovrapposto ai dati di anomalia di gravità. Le differenze tra i valori di anomalia osservati e calcolati mostrano un comportamento gaussiano, con una deviazione standard di 1,8 mGal, in linea con la qualità dei dati ed il livello del rumore. La rappresentazione grafica del modello delle velocità V_S e delle densità nel mantello, lungo una sezione che va dalla Toscana alle Alpi Giulie (fig. 44), permette di evidenziare i processi di collisione in atto ai margini della Placca Adriatica, ovvero la subduzione appenninica e la subduzione alpino-dinarica. Dai dati di velocità e densità si ottengono infine ulteriori parametri utili alla caratterizzazione sismica ed all'interpretazione geodinamica, come il modulo di taglio (shear modulus) che delinea con maggior chiarezza le aree sottoposte a sforzo (fig. 45). Maggiori dettagli sull'analisi congiunta dei dati gravimetrici e dei modelli di velocità sono forniti in BRANDMAYR *et alii* (2011), dove viene dimostrata l'inadeguatezza del concetto di *slab pull*, almeno per il Mediterraneo.

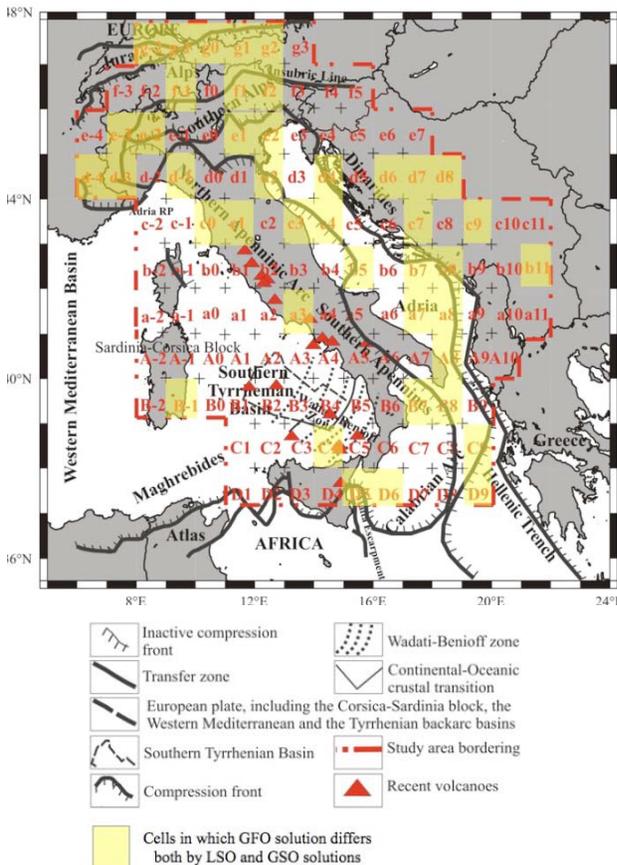


Fig. 42 – Mappa dell'area di studio, entro la quale è stato definito il modello cellulare. In giallo sono evidenziate le celle in cui la soluzione preliminare, ottenuta con i metodi LSO e GSO, differisce da quella finale, ottenuta con il metodo GFO.

– Map of the study area modeled by $1^\circ \times 1^\circ$ cells, with main tectonic lineaments. The cells in which the final GFO solution is different from both GSO and LSO solutions are highlighted in yellow.

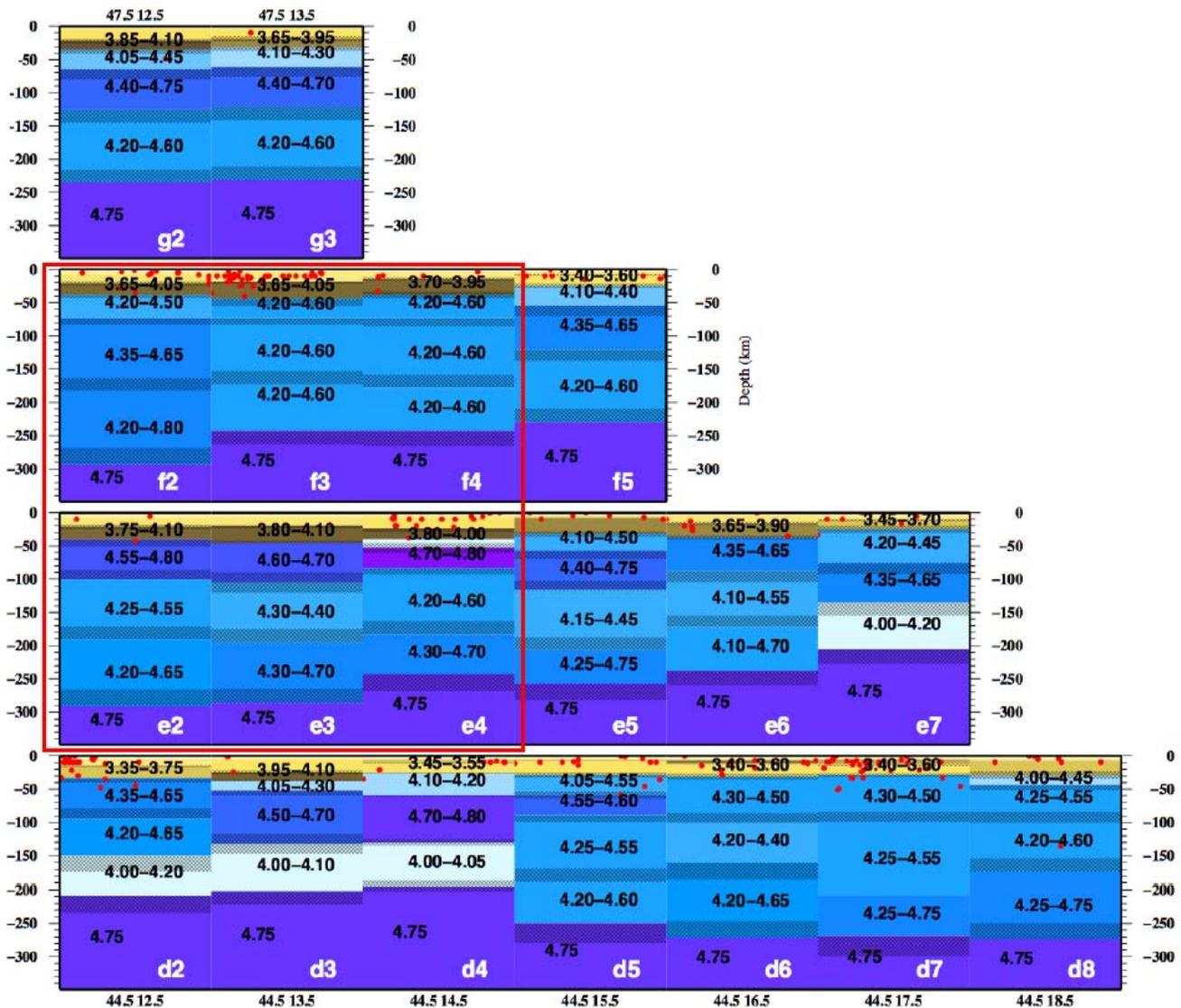


Fig. 43 – Modelli strutturali ottenuti dall'inversione delle curve di dispersione a scala regionale nelle Alpi orientali, entro le celle di $1^\circ \times 1^\circ$ rappresentate in fig. 42. Per ciascuno strato invertito, nella fig. è riportato l'intervallo di variabilità di V_s , mentre l'errore sugli spessori degli strati è rappresentato dal tratteggio. I punti rossi indicano gli ipocentri dei terremoti di magnitudo $M > 3.0$ riportati nel catalogo ISC (1904–2005). Il rettangolo rosso evidenzia le sei celle che interessano il territorio del Friuli Venezia Giulia.

– Cellular structural models, obtained from the inversion of regional scale dispersion curves in Eastern Alps, extended down to 350 km depth for the NE Alps area. Red dots denote all seismic events collected by ISC with magnitude ≥ 3 (1904–2005). For each layer, V_s variability range is given. The uncertainty on thickness is represented by texture. The cells corresponding to the Friuli Venezia Giulia territory are marked by the red rectangle. (after BRANDMAYR et alii, 2010)

3.3. - RAFFINAMENTO DEL MODELLO STRUTTURALE DELL'AREA ALPINA ALLA RISOLUZIONE DI $0.5^\circ \times 0.5^\circ$

Si è proceduto al raffinamento del modello strutturale per l'area alpina, definito per celle di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Tale risultato è stato conseguito effettuando l'inversione non-lineare dei dati di dispersione disponibili per l'area alpina (fig. 46), usando come informazione a priori le proprietà fisiche della parte più superficiale della crosta (fino a 4-13 km di profondità), così come determinabili, per celle di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, sulla base delle informazioni disponibili in letteratura.

Il database più completo per l'area in esame è fornito dal progetto EuCrust 07 (TESAURO et alii,

2008) (fig. 47). Utilizzando le informazioni in tale banca dati sono state vincolate in particolare le proprietà fisiche dei sedimenti (velocità V_s e densità), nonché la profondità della discontinuità tra crosta superiore e crosta inferiore, laddove questa risultasse utile ad una maggiore definizione della struttura fissa. La mappa della profondità della Moho è stata inoltre utilizzata come guida alla parametrizzazione degli strati invertiti; infatti i primi due strati invertiti sono generalmente afferenti alla crosta.

Ulteriori informazioni relative alla variazione delle velocità delle onde P ed S lungo specifici profili sono state tratte da CASSINIS (2006), SUMANOVAC et alii (2009), GRAD et alii (2008). Laddove le infor-

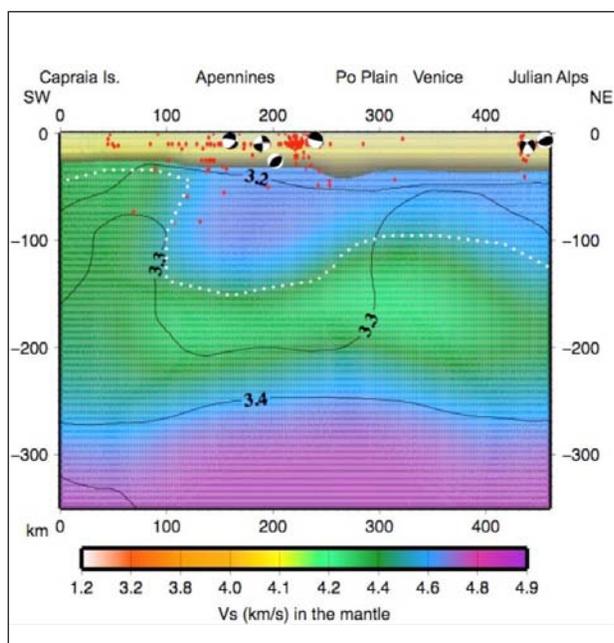


Fig. 44 – Rappresentazione grafica del modello di V_S (scala cromatica) e densità (isolinee, in g/cm^3) nel mantello, lungo una sezione dalla Toscana alle Alpi Giulie. I punti rossi rappresentano gli ipocentri degli eventi sismici storici (catalogo ISC, 1904–2005), i meccanismi focali si riferiscono ai maggiori eventi sismici dell'ultimo decennio. La punteggiatura bianca rappresenta lo spessore del LID sismico.

– V_S and density models along a SW–NE profile, from Tuscany to Julian Alps. The color scale gives V_S distribution while continuous contour lines refer to density (g/cm^3). Seismicity (red dots) (ISC catalogue, 1904–2005) and focal mechanism of major events of last decade are shown as well. The dotted white line delineates the lid–LVZ margin.

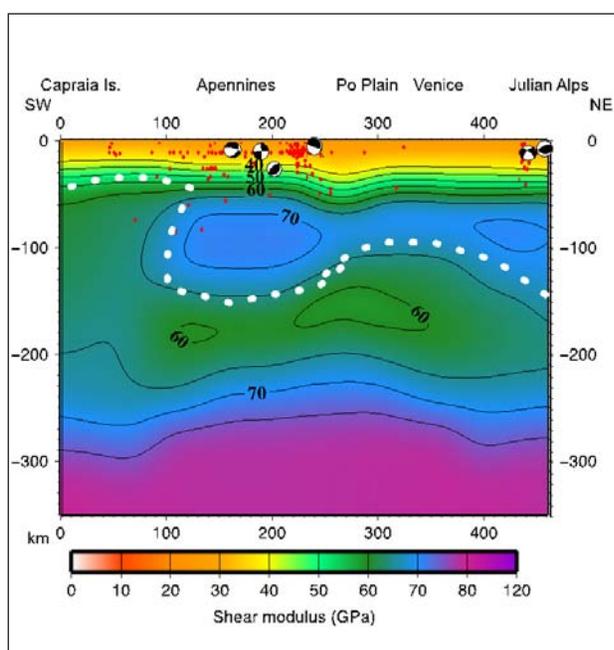


Fig. 45 – Rappresentazione grafica del modulo di taglio ($V_S^2\rho$, in GPa), lungo la sezione della fig. 44. I punti rossi rappresentano gli ipocentri degli eventi sismici storici (catalogo ISC, 1904–2005), i meccanismi focali si riferiscono ai maggiori eventi sismici dell'ultimo decennio. La punteggiatura bianca rappresenta lo spessore del LID sismico.

– Shear modulus model ($V_S^2\rho$, in GPa) along the section considered in figure 44. Seismicity (red dots) (ISC catalogue, 1904–2005) and focal mechanism of major events of last decade are shown as well. The dotted white line delineates the lid–LVZ margin.

mazioni in letteratura non sono sufficienti alla definizione degli strati fissi superficiali, è stata assunta la parametrizzazione della cella attigua che risulta più simile per caratteristiche geomorfologiche e tettoniche; questo caso si verifica per 27 delle 128 celle che compongono l'area di studio. Per quanto concerne la parametrizzazione degli strati invertiti, questa è stata assunta in partenza uguale al preesistente modello a $1^\circ \times 1^\circ$, con la sola eccezione degli spessori degli strati crostali che, laddove possibile, sono stati ridefiniti in base alla profondità della Moho. Il numero massimo di soluzioni accettate è stato limitato a 15, con l'intento di renderlo il più aderente possibile al requisito matematico dell'inversione (il numero di soluzioni è confrontabile con quello dei parametri invertiti, in questo caso 11), limitando contestualmente il tempo di calcolo necessario alla successiva ottimizzazione. L'ottimizzazione è stata effettuata secondo lo schema gerarchico degli algoritmi definito in BRANDMAYR *et alii* (2010), e menzionato nel paragrafo 3.2. Come ulteriore vincolo, al margine dell'area di studio le soluzioni delle celle sono state fissate in base al modello definito a scala $1^\circ \times 1^\circ$. Il modello strutturale ottenuto dal processo d'inversione è completato dai dati inerenti la velocità delle onde P (PIROMALLO & MORELLI, 2003) e la ridefinizione della struttura di densità da inversione gravimetrica tridimensionale alla risoluzione di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, secondo lo schema già applicato al modello a scala $1^\circ \times 1^\circ$.

Il modello tridimensionale ottenuto alla risoluzione di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ conferma le caratteristiche strutturali generali del modello a scala $1^\circ \times 1^\circ$, dimostra l'importanza della adeguata definizione degli strati superficiali e consente di apprezzare non solo l'estrema variabilità dello spessore crostale nell'area alpina e padana ma anche le eterogeneità presenti nel mantello in corrispondenza delle aree collisionali alpina, subalpina, appenninica e dinarica (fig. 48). Il modello strutturale, definito in termini delle velocità V_S in funzione della profondità, conferma la presenza di uno strato di mantello astenosferico a bassa velocità (*low velocity zone*, LVZ) in corrispondenza della Bassa Pianura Friulana ed in parte dell'area dolomitica, a profondità comprese tra 100 e 200 km. L'inversione gravimetrica conferma le caratteristiche generali già descritte in BRANDMAYR *et alii* (2011), con valori di densità relativamente alti ($3.30 \text{ g}/\text{cm}^3$) nel mantello sottostante la Bassa Pianura Friulana, che rappresenta il margine settentrionale della placca adriatica in subduzione. Caratteristiche simili si riscontrano nella zona dei Colli Euganei, mentre densità più basse si riscontrano nella litosfera in subduzione, sia nel sud alpino (Dolomiti Friulane) sia in corrispondenza delle Dinaridi (Alpi Giulie), come illustrato in figura 49.

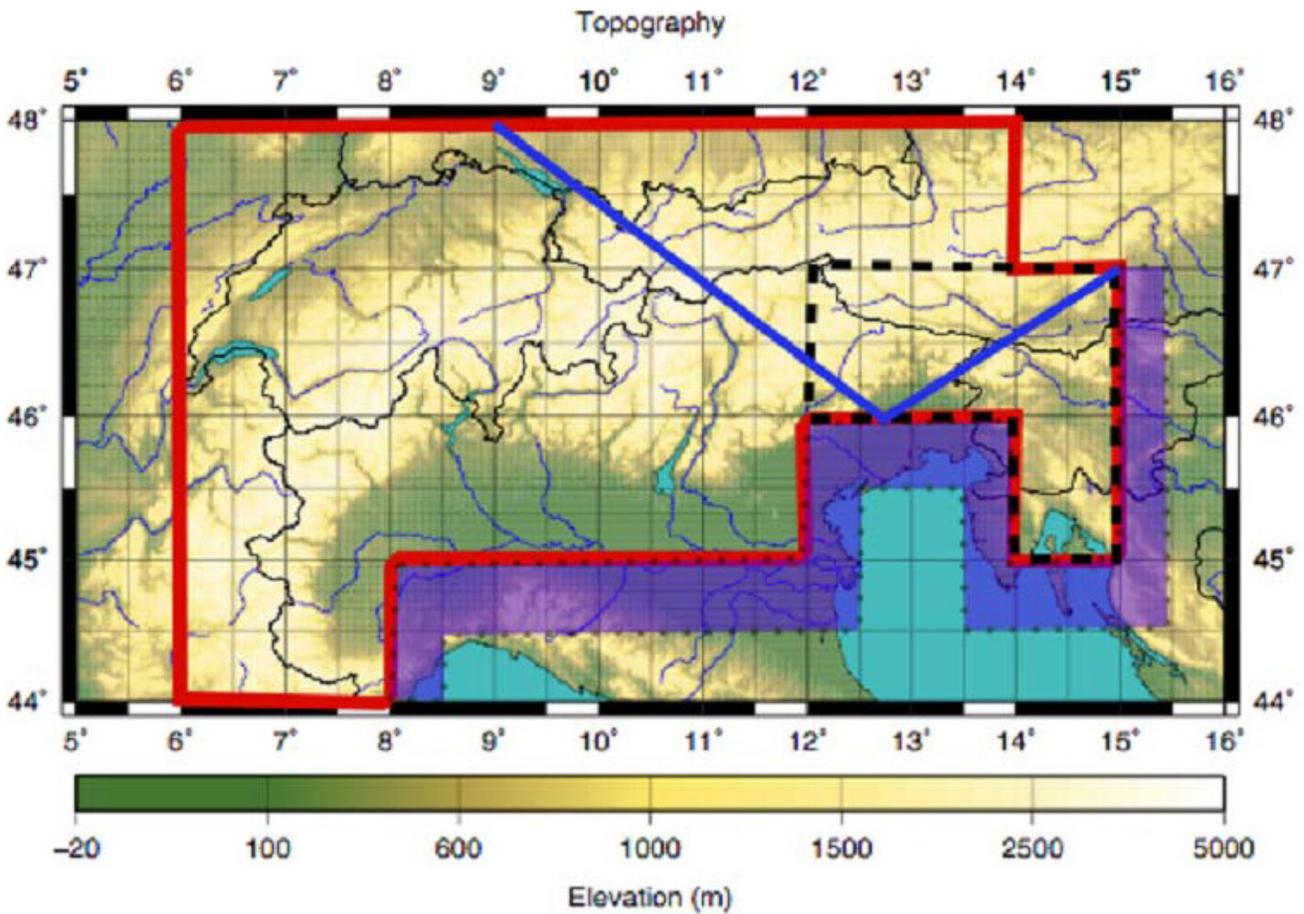


Fig. 46 – La linea rossa delimita l'area invertita alla risoluzione di $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. L'area ombreggiata blu è costituita dalle celle di raccordo sul modello a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Il tratteggio nero delimita le celle rappresentate in fig. 48. La linea blu localizza la sezione mostrata in fig. 49.
 – Study area for the definition of the structural model at a resolution of $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. Blue band region is fixed in the optimization according to the $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ model. Black dashed line encloses the cells shown in figure 48. Blue line denotes the section of figure 49.

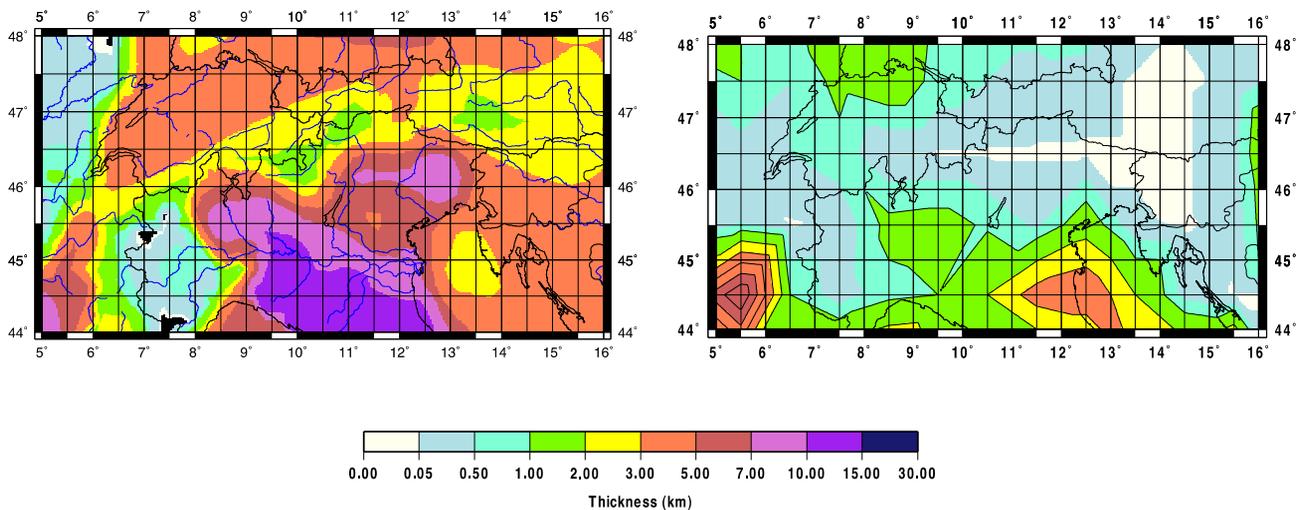


Fig. 47 – Definizione dello spessore dei sedimenti secondo: a) TESAURO *et alii* (2008), utilizzato nel modello a $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ e b) LASKE E MASTERS (1997), utilizzato nel modello a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Lo spessore dei sedimenti è indicato in km.
 – Top: thickness of the sedimentary cover according to TESAURO *et alii* (2008) used in the definition of the surficial properties of the refined model. Bottom: thickness of the sedimentary cover according to LASKE & MASTERS (1997), used in the definition of the $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ model.

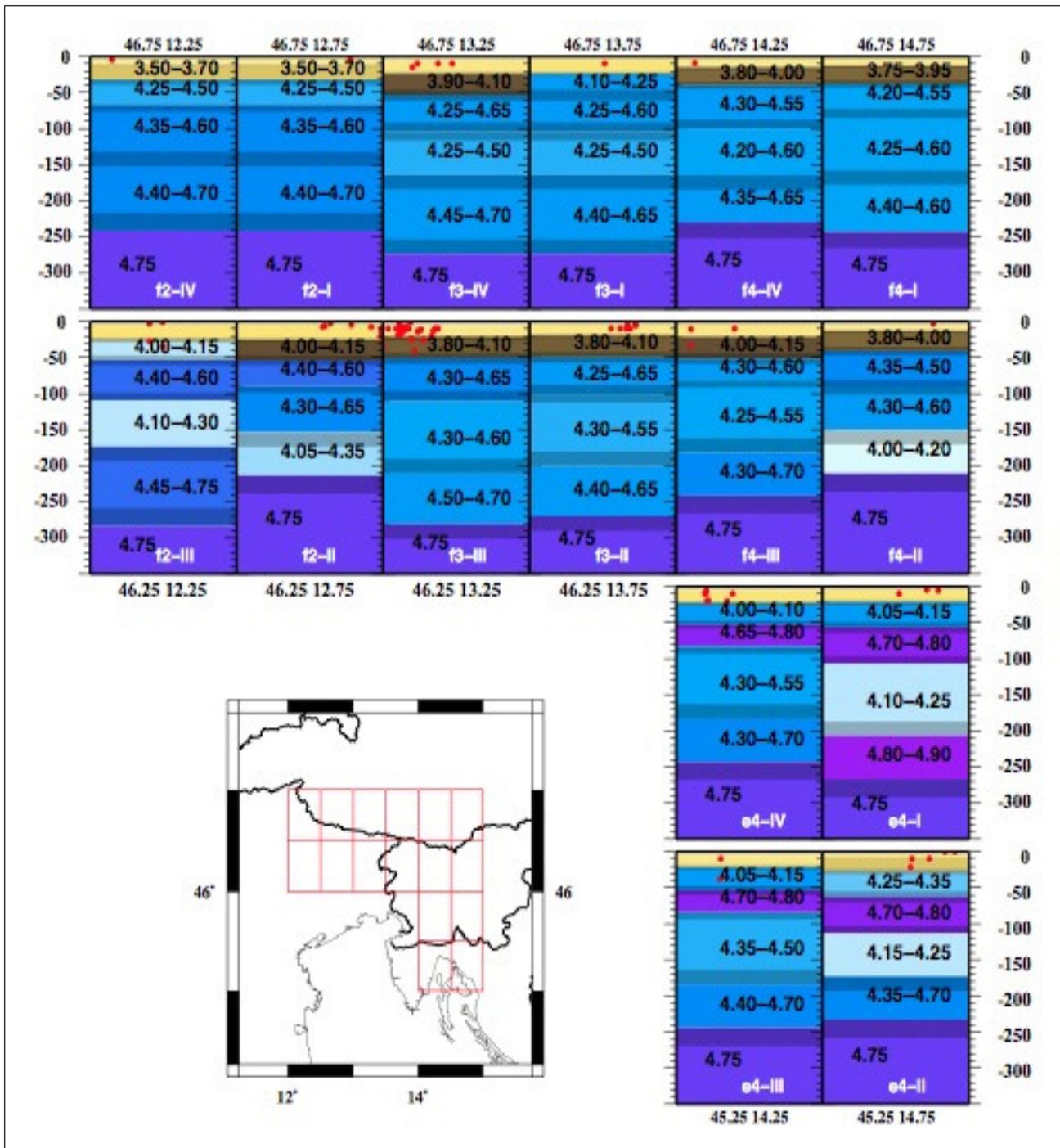


Fig. 48 – Modelli strutturali ottenuti dall’inversione delle curve di dispersione a scala regionale nelle Alpi orientali, entro la linea tratteggiata nera di fig. 46, alla risoluzione di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Per ciascuno strato invertito nella fig. è riportato l’intervallo di variabilità di Vs, mentre l’errore sugli spessori degli strati è rappresentato dal tratteggio. I punti rossi indicano gli ipocentri dei terremoti di magnitudo $M > 3.0$ riportati nel catalogo ISC (1904–2005).
 – Cellular structural model at the resolution scale of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ extended down to 350 km depth for the NE Alps area (dashed black line showed in figure 46). Red dots denote all seismic events collected by ISC with magnitude ≥ 3 (1904–2005). For each layer Vs variability range is given. The uncertainty on thickness is represented by texture.

4. - SCENARI NEO-DETERMINISTICI DI PERICOLOSITÀ SISMICA

4.1. - DEFINIZIONE DI SCENARI NEO-DETERMINISTICI DI MOTO DEL SUOLO AL BASAMENTO PER LA

REGIONE FRIULI VENEZIA GIULIA IN APPROSSIMAZIONE DI SORGENTE PUNTFORME

Nel seguito è fornita una descrizione sintetica dell’applicazione dell’approccio neo-deterministico all’intero territorio italiano, illustrando ed esemplificando

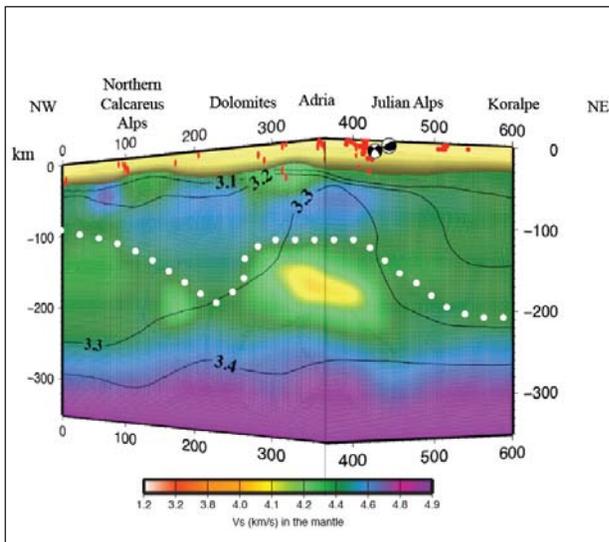


Fig. 49 – Sezione delle velocità V_S (scala cromatica) e densità (isolinee, in g/cm^3) che fornisce uno spaccato tridimensionale delle Alpi Orientali. In evidenza la zona a bassa velocità (LVZ) in corrispondenza del margine della placca adriatica, cui corrispondono densità relativamente alte rispetto alle zone di mantello circostante, caratterizzata dalla subduzione sud-alpina in direzione NW (a sx) e dalla subduzione dinarica verso NE (a dx). La punteggiatura bianca rappresenta lo spessore del LID sismico (tratta da BRANDMAYR 2013).

– 3D representation of velocities V_S (color scale) and density (isolines, in g/cm^3) along a section of Eastern Alps, as obtained from $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ model. The double verging collision between Europe and Adria is clearly evinced by high velocity lid and lithospheric roots reaching about 180 km of depth below Southern Alps. A marked LVZ is present below Adria plate, between 140 and 210 km of depth (after BRANDMAYR 2013).

ficando la sua progressiva evoluzione.

Il metodo neo-deterministico (*Neo-Deterministic Seismic Hazard Assessment*, NDSHA) (PANZA *et alii*, 2001, 2012), si basa sulla possibilità di modellare il moto del suolo in qualsiasi sito di interesse, a partire dalla conoscenza del processo di sorgente e della propagazione delle onde sismiche, e permette di dare una descrizione realistica del moto del suolo associato ad un terremoto di certa intensità e distanza epicentrale (“terremoto di scenario”), compreso il terremoto massimo credibile (MCE). Il metodo neo-deterministico utilizza le informazioni disponibili sulla struttura della Terra, le sorgenti sismiche ed il livello di sismicità dell’area investigata per calcolare i sismogrammi sintetici realistici associati ad un ampio insieme di potenziali terremoti. La definizione degli scenari neo-deterministici di scuotimento utilizza, oltre alle conoscenze disponibili sulla storia sismica e la sismotettonica della zona in esame, anche quelle relative alle aree ad elevato potenziale sismogenetico, definite mediante l’analisi morfostrutturale e di *pattern recognition* che ha permesso di identificare i nodi sismogenetici dove risulta possibile il verificarsi dei terremoti più forti (con magnitudo maggiore a 6.0 e 6.5, rispettivamente). In questo modo si ottiene una stima realistica della pericolosità sismica anche in quelle aree per le quali l’informazione storica o strumentale è scarsa o nulla. Inoltre la descrizione

del moto del suolo non si limita ai soli valori di picco dello scuotimento, ma è effettuata mediante sismogrammi sintetici a larga banda. Questo risulta particolarmente utile per lo studio della risposta non lineare delle strutture alla sollecitazione sismica (PANZA *et alii*, 2001).

Per la stima della pericolosità sismica a scala regionale il metodo NDSHA considera diversi insiemi di poligoni, che vengono utilizzati per caratterizzare le sorgenti sismiche (e.g. i meccanismi focali, le aree sismogenetiche ed i cataloghi di terremoti) e per delimitare le aree associabili a differenti modelli strutturali (modelli 1D, ossia con proprietà anelastiche del mezzo attraversato dalle onde sismiche definite in funzione della profondità). In tale analisi, effettuata mediante la simulazione del moto del suolo al *bedrock* (basamento), chiaramente gli effetti di sito vengono trascurati.

Per la definizione delle sorgenti sismiche ci si riferisce alla zonazione sismotettonica, eventualmente integrata dalle informazioni fornite dai nodi sismogenetici, ed agli eventi contenuti nei cataloghi di terremoti. La sismicità viene discretizzata in celle di dimensioni $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ ed al centro di ciascuna cella viene posta una sorgente puntiforme a cui viene assegnata la massima magnitudo in essa registrata. Successivamente per tenere conto:

- dei possibili errori di localizzazione dei terremoti presenti nei cataloghi storici,
- delle dimensioni finite delle sorgenti sismiche,
- della possibilità, per un terremoto avvenuto in passato in un certo punto, di avvenire in un altro punto della faglia, se questa è attiva,

viene applicata una procedura di lisciamento (smoothing). In pratica viene definita una finestra di lisciamento con raggio pari a 3 celle, che ha la funzione di “spalmare” sulle celle della finestra la magnitudo della cella centrale se questa è maggiore di quella della cella in esame. Completata l’operazione di smoothing, vengono selezionate le sole celle che cadono all’interno delle zone sismogenetiche e ad ogni poligono che definisce una zona sismogenetica viene assegnato un meccanismo focale rappresentativo della tettonica della zona. I nodi sismogenetici, identificati mediante l’analisi morfostrutturale, possono essere inclusi nella procedura in modo del tutto analogo alle zone sismogenetiche. Alle sorgenti che cadono all’interno di un nodo viene assegnato il meccanismo focale associato al nodo stesso (come descritto nella sezione 2.2), e per quanto riguarda la magnitudo, se la magnitudo “lisciata”, M , delle sorgenti all’interno del nodo, è inferiore al valore M^* indicato dall’analisi morfostrutturale, si pone $M=M^*$.

Per quanto riguarda la struttura, la procedura considera un insieme di poligoni regionali ciascuno dei quali rappresenta le proprietà della litosfera a

scala regionale. Più recentemente, la procedura è stata applicata sostituendo i poligoni regionali con i modelli strutturali cellulari descritti al Capitolo III (Panza *et alii*, 2012). Ogni modello strutturale è caratterizzato da strati piani paralleli, fino a una profondità di circa 1000 km, alla quale la velocità delle onde S raggiunge il valore di circa 6.4 km/s. Questa scelta garantisce che la velocità delle onde S nel semispazio sia maggiore delle velocità delle onde P nei singoli strati crostali più superficiali, che controllano la risposta sismica del suolo. Infatti, con la tecnica della somma modale, i sismogrammi sintetici contengono tutte le onde che viaggiano con una velocità di fase inferiore alla velocità delle onde S del semispazio omogeneo con cui termina la struttura stratificata. Per ogni strato vengono quindi definiti spessore, densità, velocità delle onde P, velocità delle onde S e i rispettivi parametri di attenuazione. Nel calcolo dei sismogrammi sintetici, l'effetto delle eterogeneità laterali viene preso in considerazione in modo approssimativo: se il percorso sorgente-ricevitore attraversa uno o più confini tra modelli strutturali adiacenti, il segnale è calcolato assumendo il modello del ricevitore come rappresentativo dell'intero percorso, massimizzandone quindi gli effetti.

Le strutture e le sorgenti vengono utilizzate come dati di input per generare una banca-dati di sismogrammi sintetici, cioè di sismogrammi ottenuti mediante la modellazione realistica del moto del suolo, effettuata utilizzando i principi fisico-matematici che stanno alla base della generazione e propagazione delle onde sismiche (e.g. metodo della somma modale). I sismogrammi sintetici vengono calcolati in siti collocati ai vertici di una griglia di passo $0.2^\circ \times 0.2^\circ$, che copre l'intero territorio italiano, e ad ogni sito viene stimata la somma vettoriale delle componenti radiale e trasversale del moto del suolo ai fini della mappatura dello scuotimento. Per ridurre il numero di elaborazioni, la distanza massima sorgente-ricevitore veniva originariamente fissata a 25, 50 e 90 km, in funzione della magnitudo associata alla sorgente stessa ($M < 6$, $6 \leq M < 7$ e $M \geq 7$, rispettivamente). Recentemente, grazie al progresso negli strumenti di calcolo e all'ottimizzazione dei programmi è stato possibile estendere il calcolo dei sismogrammi fino a 150 km per tutte le sorgenti. Secondo la procedura standard, i sismogrammi sono valutati per un contenuto in frequenza massimo di 1 Hz. I sismogrammi sintetici sono inizialmente calcolati per un momento sismico unitario (1 dyna cm), poi la finitezza della sorgente viene tenuta in considerazione scalando lo spettro con le leggi di scala proposte da GUSEV (1983): la magnitudo viene convertita in momento usando la relazione di KANAMORI (1977) e la legge di scala relativa è ottenuta per interpola-

zione tra quelle definite da Gusev per valori discreti del momento.

A ciascun sito restano così associati diversi segnali completi, generati dalle varie sorgenti, ed è quindi possibile produrre un insieme di mappe di pericolosità sismica che descrivono il moto del suolo e che rappresentano scenari regionali. Tali mappe vengono tracciate considerando i valori massimi dello spostamento, della velocità, dell'accelerazione di progetto (DGA, *Design Ground Acceleration*), o di qualsivoglia altro parametro di progetto estraibile dalla banca dati di sismogrammi sintetici. Solitamente, ossia quando il contenuto in frequenza dei segnali sintetici è ragionevolmente limitato a 1 Hz, non vengono prodotte mappe considerando direttamente i valori massimi dell'accelerazione (i.e. PGA), in quanto essi sono generalmente più bassi rispetto alle accelerazioni associate a frequenze maggiori. Pertanto, per quanto riguarda le accelerazioni, i risultati deterministici vengono estesi a frequenze più alte di 1 Hz estrapolando lo spettro di risposta sintetico con lo spettro di normativa (o equivalente) mediante sovrapposizione dei due spettri nell'intervallo di periodi ($1 < T < 5$) s. Per la definizione degli scenari ad 1 Hz è stata utilizzata la forma spettrale prevista dalla normativa italiana, ossia lo spettro di risposta del moto del terreno per uno smorzamento pari al 5% dello smorzamento critico. Il valore dell'intercetta ($T=0$) dello spettro di normativa, opportunamente raccordato con lo spettro di risposta sintetico calcolato per frequenze inferiori a 1 Hz, rappresenta il valore di DGA (*Design Ground Acceleration*) riportato nelle mappe.

Le mappe di scuotimento definite per la regione Friuli Venezia Giulia e riportate nella figura 50 sono state calcolate utilizzando i cataloghi dei terremoti italiano (CPTI04 - Gruppo di Lavoro CPTI, 2004), sloveno e croato, la zonazione sismogenetica ZS9 con i relativi meccanismi focali rappresentativi (MELETTI & VALENSISE, 2004) ed i nodi morfostrutturali (GORSHKOV *et alii*, 2002 e 2004).

4.1.1. - Scenari di scuotimento associati alle aree allertate dagli algoritmi CN ed M8S

Gli scenari neo-deterministici di scuotimento appena descritti sono affiancati dagli scenari dipendenti dal tempo associati alle aree allertate dagli algoritmi CN ed M8S (PERESAN *et alii*, 2011, PANZA *et alii*, 2012, PANZA *et alii*, 2013). Tali scenari sono stati progressivamente aggiornati in accordo con i risultati forniti dalle previsioni a medio termine spazio-temporale dei terremoti, e sono stati trasmessi alla Protezione Civile del Friuli Venezia Giulia ed agli esperti che partecipano, come testi-

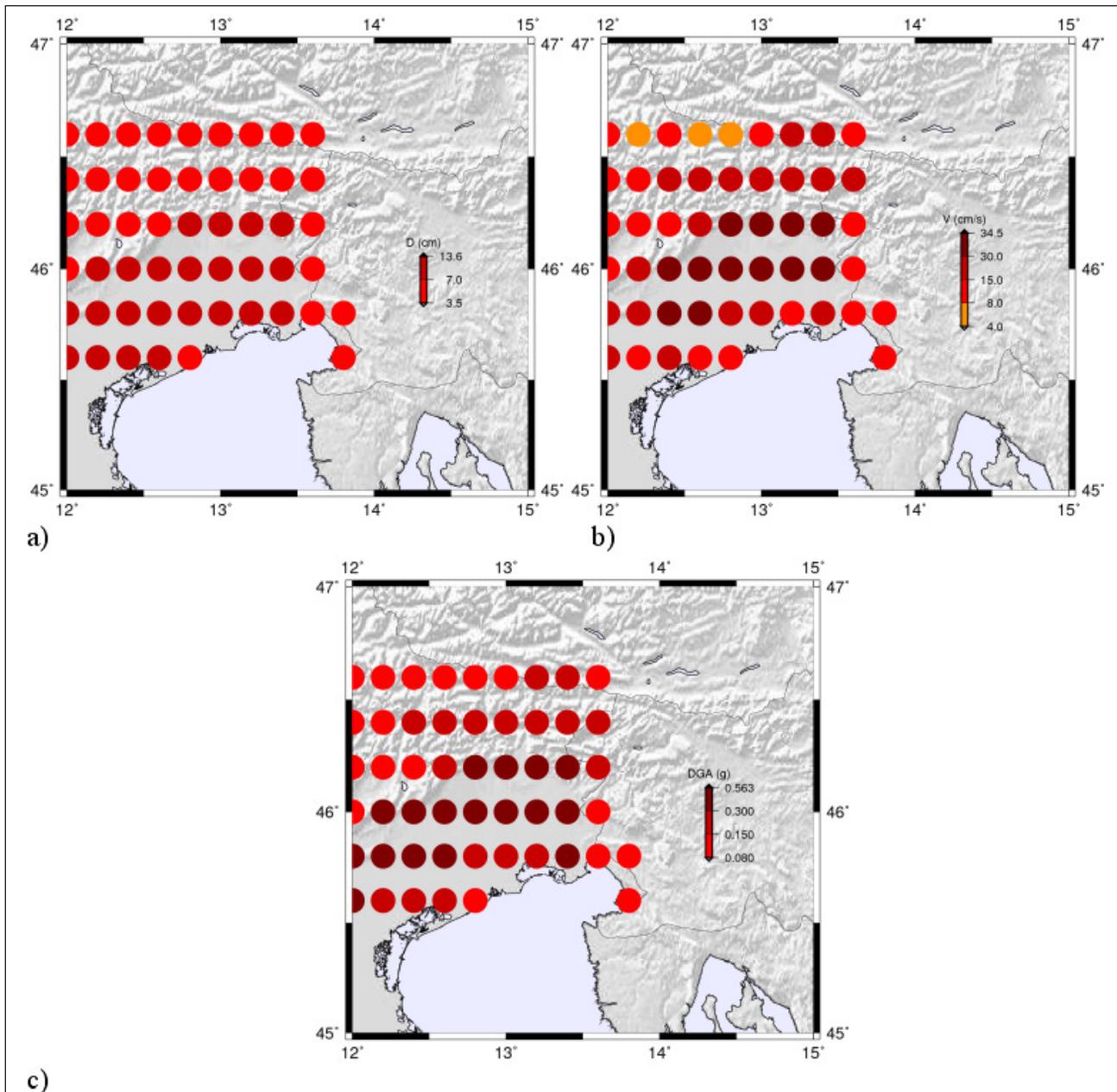


Fig. 50 – Mappe dei massimi valori di scuotimento orizzontale attesi, dedotti dai sismogrammi sintetici, secondo il metodo per la stima neo-deterministica della pericolosità sismica a scala regionale. a) spostamenti, b) velocità, c) DGA.

– Maps of maximum horizontal ground shaking, determined from synthetic seismograms, by NDSHA approach at regional scale: a) displacement, b) velocity, c) DGA.

moni all'esperimento di previsione iniziato nel luglio 2003.

Gli algoritmi CN ed M8S indicano la possibile imminenza di un forte terremoto, di magnitudo compresa in un intervallo prefissato, entro una data regione ed un certo intervallo temporale. Per effettuare la stima integrata della pericolosità sismica, ossia per generare lo scenario di scuotimento del suolo associato ad un allarme, si considerano dunque solo le possibili sorgenti incluse nella regione allertata.

Per la definizione delle sorgenti sismiche attese si procede analizzando la sismicità all'interno della

regione allertata, ove la magnitudo massima osservata viene discretizzata e lasciata su una griglia di passo $0.2^\circ \times 0.2^\circ$. Successivamente si selezionano le sole celle comuni alla zonazione sismotettonica ed alla regione allertata, ed a ciascuna cella viene assegnata una sorgente sismica con caratteristiche proprie della zona sismotettonica corrispondente. Per quanto riguarda le zone sismogenetiche, vengono incluse nell'analisi solo quelle che sono caratterizzate da una magnitudo massima maggiore della soglia di magnitudo data dagli algoritmi di previsione. Per essere conservativi, laddove la magnitudo M assegnata a ciascuna sorgente sulla base

delle osservazioni disponibili (discretizzate e lisce), risulta inferiore alla soglia M_0 indicata dalle previsioni, viene posto un valore operativo di magnitudo $M = M_0$.

All'interno dell'area allertata viene naturalmente considerata la presenza dei nodi morfostrutturali. Inoltre, nel caso dell'algoritmo M8S, nel quale le previsioni vengono effettuate per intervalli consecutivi di magnitudo M_0+ , se la magnitudo lasciata eccede l'intervallo di magnitudo considerato, viene posto un valore operativo di magnitudo uguale al limite superiore dell'intervallo M_0+ (ad es. per lo scenario M6.0+, la massima magnitudo operativa è 6.4). Infatti un evento di magnitudo più elevata sarebbe eventualmente associato alle previsioni effettuate per un intervallo di magnitudo superiore. Utilizzando le sorgenti sismiche così definite per il calcolo dei sismogrammi sintetici, in siti collocati ai vertici di una griglia di passo $0.2^\circ \times 0.2^\circ$, si ottengono gli scenari che descrivono il moto del suolo al basamento associati all'area allertata.

Secondo la procedura NDSHA integrata, a ciascun sito restano associati diversi segnali completi, generati dall'insieme di possibili sorgenti comprese nell'area allertata. È quindi possibile produrre un insieme di mappe di moto del suolo considerando i valori massimi dello spostamento, della velocità, dell'accelerazione di progetto (DGA, *Design Ground*

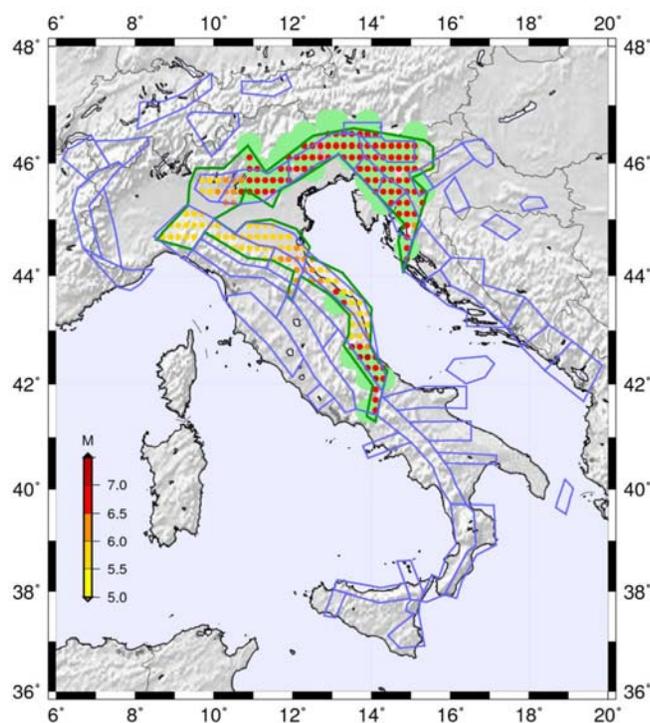


Fig. 51 – Sorgenti utilizzate per il calcolo dei sismogrammi sintetici per l'area allertata CN Nord (poligono verde), ubicate all'interno delle zone sismogenetiche ZS9 (poligoni blu) e nei nodi morfostrutturali (cerchi verde chiaro). – Sources used for synthetic seismograms computation, associated to an alert in CN Northern region (green polygon). Seismic sources are located inside ZS9 seismicogenic zones (blue polygons) and morphostructural nodes (light green circles).

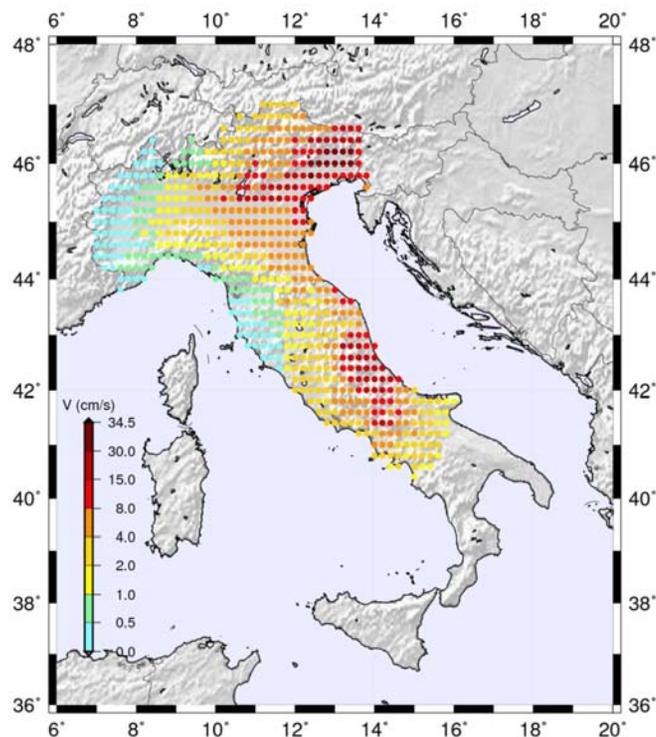


Fig. 52 – Scenario dei massimi valori di velocità orizzontale attesi, dedotti dai sismogrammi sintetici, associato all'area allertata CN Nord. – Maximum horizontal velocity scenario, determined from synthetic seismograms, for an alarm in CN Northern region.

Acceleration), o di qualsivoglia altro parametro di progetto estraibile dalla banca dati di sismogrammi sintetici.

A titolo di esempio è fornito lo scenario dei massimi valori di velocità associato ad un allarme dichiarato per la regione CN Nord. Le sorgenti identificate sono mostrate in figura 51 e lo scenario di scuotimento orizzontale è mostrato in figura 52.

Gli scenari relativi alle aree allertate da M8S, per i gli intervalli di magnitudo definiti da M5.5+ sono illustrati nelle figure 53, 54, mentre per l'intervallo M6.0+ sono illustrati nelle figure 55, 56, considerando a titolo di esempio lo stato degli allarmi aggiornato al 1 luglio 2010. Poiché nel corso di un allarme il forte terremoto potrebbe verificarsi in qualsiasi punto dell'area allertata, tali mappe rappresentano il valore di picco (velocità) ottenuto considerando tutti i possibili eventi in essa compresi. Le mappe di scuotimento restano valide fino al termine dell'allarme, ossia almeno fino all'aggiornamento successivo (i.e. due mesi per il CN e sei mesi per l'M8S).

Gli scenari di scuotimento, associati alle aree allertate dagli algoritmi di previsione a medio-termini spazio-temporale, vengono aggiornati con cadenza bimestrale e sono regolarmente trasmessi alla Protezione Civile del Friuli Venezia Giulia. L'aggiornamento sistematico degli scenari neo-de-

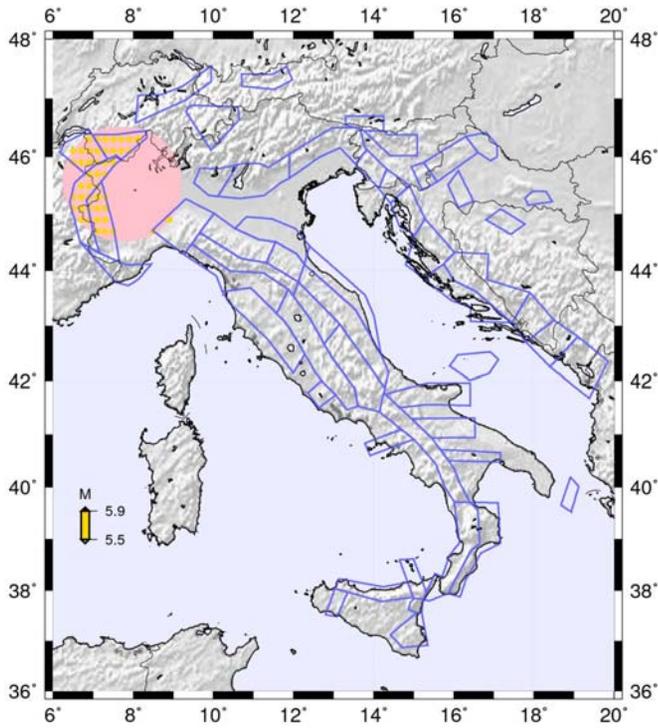


Fig. 53 – Sorgenti utilizzate per il calcolo dei sismogrammi sintetici per l'area allertata M8S per eventi di magnitudo $5.5 \leq M < 6.0$ (area rosa), ubicate all'interno delle zone sismogenetiche ZS9 (poligoni blu).
 – Sources used for synthetic seismograms computation, associated with M8S alerted area (pink area) for an earthquake with magnitude $5.5 \leq M < 6.0$. Sources are located inside ZS9 seismicogenic zones (blue polygons).

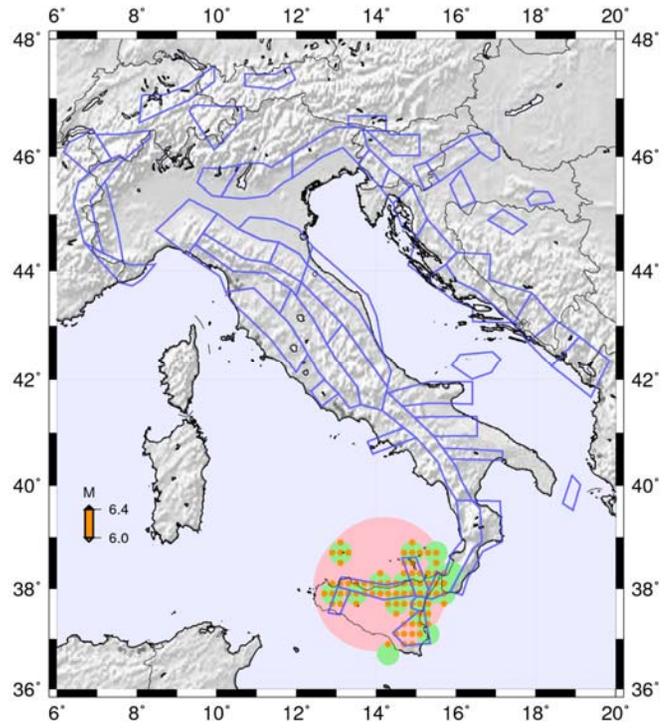


Fig. 55 – Sorgenti utilizzate per il calcolo dei sismogrammi sintetici per l'area allertata M8S per eventi di magnitudo $6.0 \leq M < 6.5$ (area rosa), ubicate all'interno delle zone sismogenetiche ZS9 (poligoni blu) e nei nodi morfostrutturali (cerchi verde chiaro).
 – Sources used for synthetic seismograms computation, associated with M8S alerted area (pink area) for an earthquake with magnitude $6.0 \leq M < 6.5$. Sources are located inside ZS9 seismicogenic zones (blue polygons) and morfostructural nodes (light green circles).

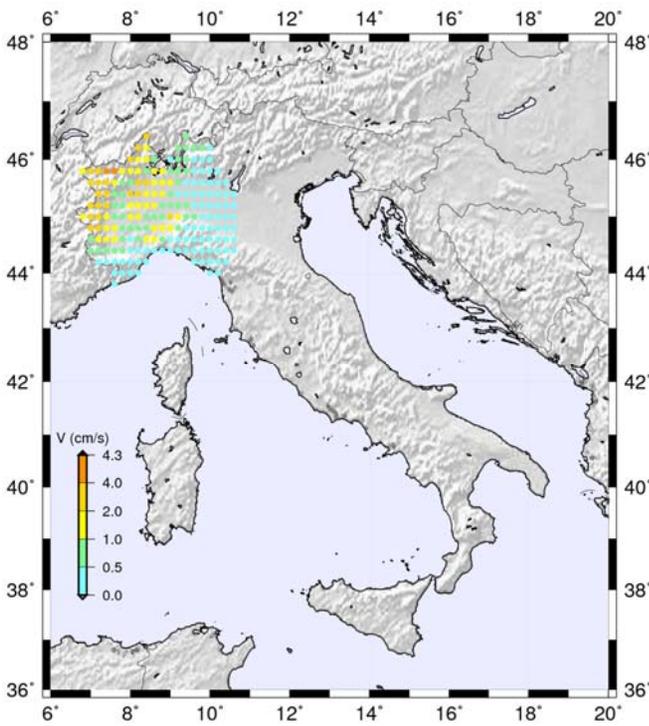


Fig. 54 – Scenario dei massimi valori di velocità orizzontale attesi, dedotti dai sismogrammi sintetici, associato all'area allertata da M8S per $5.5 \leq M < 6.0$.
 – Maximum horizontal velocity scenario, determined from synthetic seismograms, associated with the area alerted by M8S algorithm for an earthquake with magnitude $5.5 \leq M < 6.0$.

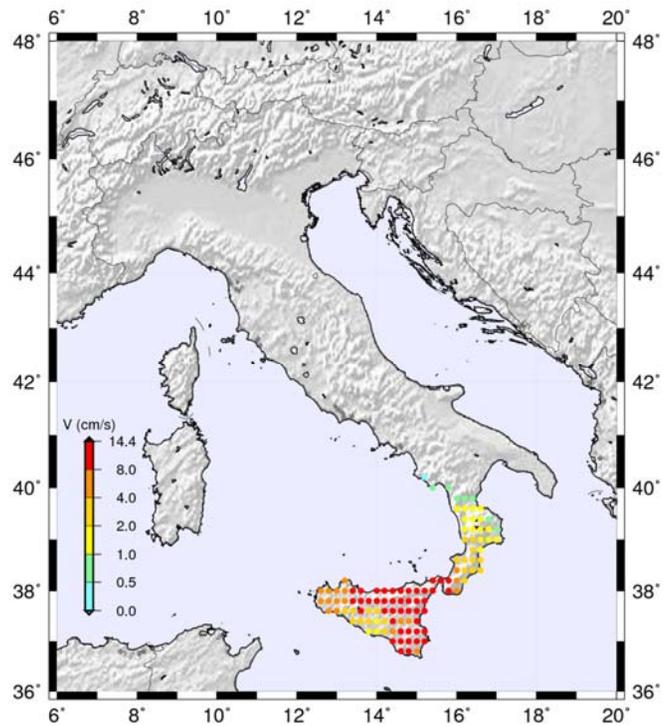


Fig. 56 – Scenario dei massimi valori di velocità orizzontale attesi, dedotti dai sismogrammi sintetici, associato all'area allertata da M8S per $6.0 \leq M < 6.5$.
 – Maximum horizontal velocity scenario, determined from synthetic seismograms, associated with the area alerted by M8S algorithm for an earthquake with magnitude $6.0 \leq M < 6.5$.

terministici di pericolosità sismica dipendenti dal tempo, consentendo il confronto in tempo reale con i dati osservati in occasione degli eventuali forti terremoti, ha permesso di avviare una procedura di validazione rigorosa delle mappe di scuotimento all'avanguardia mondiale.

Come esempio, vengono definiti gli scenari associati ai nodi sismogenetici compresi nelle aree allertate, che determinano il massimo scuotimento ai capoluoghi della Regione Friuli Venezia Giulia (Gorizia, Pordenone, Udine e Trieste).

4.2. - MODELLAZIONE DELLA COMPONENTE VERTICALE DEL MOTO DEL SUOLO E DEI RELATIVI SCENARI DI SCUOTIMENTO PER LE AREE ALLERTATE ED I NODI SISMOGENETICI IN ESSE COMPRESI

Tradizionalmente nella procedura NDSHA sono state considerate solo le componenti orizzontali del moto del suolo, essendo le più pericolose per gli edifici che subiscono lo scuotimento. Tuttavia studi teorici e alcune specifiche applicazioni pratiche possono beneficiare significativamente della conoscenza anche della componente verticale del moto del suolo. Pertanto il codice di calcolo è stato ulteriormente sviluppato, così da poter calcolare anche la componente verticale del moto e quindi fornire gli scenari di scuotimento ad essa associati. Il software sviluppato è in fase di avanzata verifica da circa due anni; gli scenari forniti

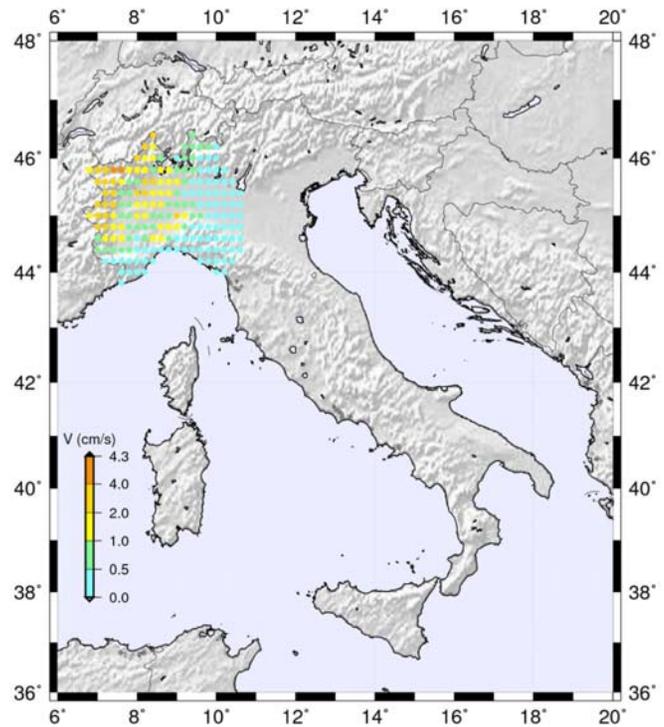


Fig. 58 – Scenario dei massimi valori di velocità verticale attesi, dedotti dai sismogrammi sintetici, associato all'area allertata da M8S per $5.5 \leq M < 6.0$ – Maximum vertical velocity scenario, determined from synthetic seismograms, associated with the area alerted by M8S algorithm for an earthquake with magnitude $5.5 \leq M < 6.0$

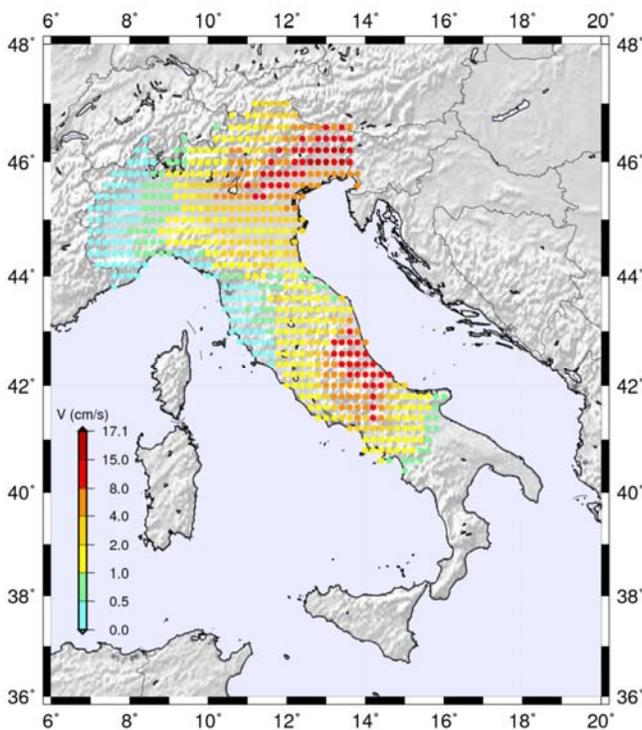


Fig. 57 – Scenario dei massimi valori di velocità verticale attesi, dedotti dai sismogrammi sintetici, associato all'area allertata CN Nord. – Maximum vertical velocity scenario, determined from synthetic seismograms, associated with an alarm in CN Northern region.

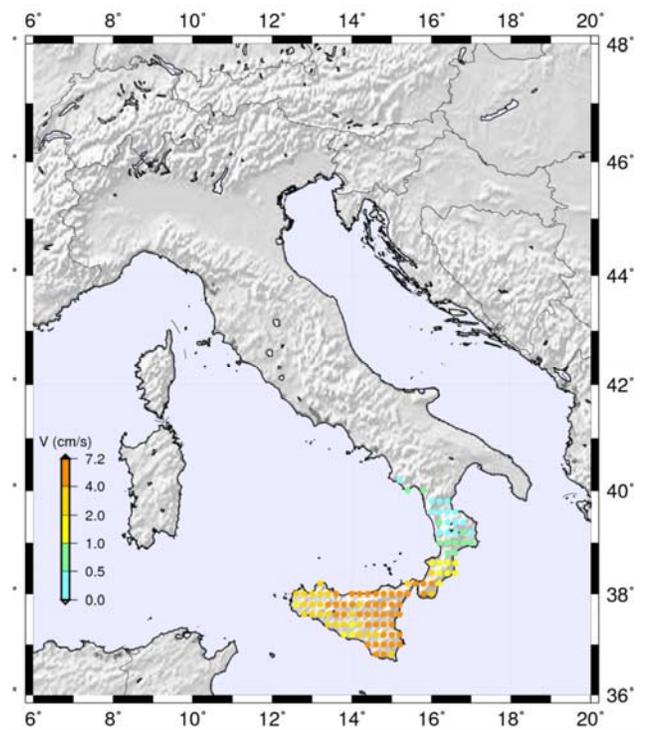


Fig. 59 – Scenario dei massimi valori di velocità verticale attesi, dedotti dai sismogrammi sintetici, associato all'area allertata da M8S per $6.5 \leq M < 7.0$ – Maximum vertical velocity scenario, determined from synthetic seismograms, associated with the area alerted by M8S algorithm for an earthquake with magnitude $6.5 \leq M < 7.0$

per la componente verticale del moto sono da considerare comunque preliminari. Per l'area allertata CN Nord lo scenario per la velocità verticale è mostrato in figura 57. Per le aree allertate dall'algoritmo M8S gli scenari corrispondenti sono mostrati in figura 58 (per l'allerta $5.5 \leq M < 6$) ed in figura 59 (per l'allerta $6 \leq M < 6.5$).

Confrontando gli scenari associati alla componente verticale del moto con i corrispondenti scenari associati alla componente orizzontale si nota come in valore assoluto quest'ultima sia dominante. Cionondimeno, l'azione della componente verticale non va trascurata poiché, soprattutto nel caso di edifici molto alti, potrebbe agire su strutture sbilanciate dalla contemporanea azione delle componenti orizzontali.

4.2.1. - *Scenari di scuotimento associati ad un nodo morfostrutturale*

Gli scenari associati alle regioni CN o M8S forniscono informazioni sull'intera regione per la quale viene dichiarato un TIP; tuttavia un singolo terremoto, per quanto forte, non coinvolge un'area così estesa, né i terremoti più forti ($M \geq 6.0$ o $M \geq 6.5$) possono aver luogo in qualsiasi punto della regione allertata. Poiché l'incertezza spaziale delle previsioni (i.e. dell'ordine delle centinaia di chilometri per l'algoritmo CN) è intrinsecamente piuttosto grande, si cerca di vincolare la localizzazione dei terremoti attesi mediante l'identificazione delle aree ad elevato potenziale sismogenetico. Infatti, quando viene dichiarato un TIP, è ragionevole pensare che gli eventi più forti abbiano luogo, all'interno della regione allertata, in uno dei nodi riconosciuti capaci di forti terremoti. Pertanto è possibile associare a ciascuno dei nodi uno scenario comparabile a quello che potrebbe essere realisticamente generato da un singolo terremoto di magnitudo elevata.

La procedura per il calcolo degli scenari di scuotimento risulta del tutto analoga a quella precedentemente descritta per la definizione degli scenari neo-deterministici di scuotimento del suolo, con la semplice estensione a 200 km della distanza massima per cui vengono calcolati i sismogrammi sintetici, in

modo da fornire uno scenario di dimensioni compatibili con l'area che potrebbe essere effettivamente interessata da un singolo forte evento.

Seguendo la procedura appena delineata, sono stati calcolati, come esempio, gli scenari per tutti i nodi che potrebbero interessare il Friuli Venezia Giulia, considerando separatamente i nodi identificati come potenziali siti di eventi nell'area allertata.

Gli scenari di moto del suolo al basamento ottenuti per i nodi sismogenetici inclusi nell'area allertata CN Nord sono illustrati qui di seguito (figg. 60-63), considerando a titolo di esempio le mappe di velocità orizzontale per i nodi che determinano il massimo scuotimento ai capoluoghi di Provincia della regione Friuli Venezia Giulia.

Le caratteristiche delle sorgenti considerate sono riportate in tabella 13.

Il calcolo degli scenari NDSHA di scuotimento associati ai nodi sismogenetici identificati nella regione Friuli Venezia Giulia e nelle regioni circostanti, ha consentito di predisporre una banca dati comprendente mappe di spostamento, velocità e DGA.

4.3. - MODELLAZIONE DEL MOTO DEL SUOLO E RELATIVI SCENARI DI SCUOTIMENTO, DEFINITI IN APPROSSIMAZIONE DI SORGENTE ESTESA E FINO AD UNA FREQUENZA MASSIMA DI 10 Hz

Per estendere la modellazione a più alte frequenze, è stato utilizzato un modello dettagliato e realistico della sorgente sismica (GUSEV, 2011), che tiene in considerazione le principali caratteristiche dei processi di frattura reali. Il modello è basato su una simulazione cinematica e, poiché non è possibile a priori conoscere tutti i dettagli del processo di rottura, è in parte stocastico. Si è scelto di considerare lo spettro di sorgente calcolato in una condizione neutra rispetto alla direttività della faglia.

I modelli strutturali e le sorgenti sismiche vengono utilizzati come dati di input per generare una banca-dati di sismogrammi sintetici, cioè di sismogrammi ottenuti mediante la modellazione realistica del moto del suolo. I sismogrammi sintetici vengono calcolati in siti collocati ai nodi di una gri-

Tab. 13 - *Caratteristiche delle sorgenti sismiche utilizzate per il calcolo degli scenari di moto del suolo ai capoluoghi di provincia.*
- Parameters of seismic sources considered in the computation of ground shaking scenarios for the capital cities of the Friuli Venezia Giulia Provinces (Gorizia, Pordenone, Udine and Trieste).

Scenario	Lon (°)	Lat (°)	Prof (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Mag
Gorizia	13.7	45.9	10	145	76	180	6.5
Pordenone	12.5	46.1	10	289	23	140	6.7
Trieste	14.1	45.7	10	66	79	16	6.5
Udine	13.3	46.1	10	247	44	40	6.7

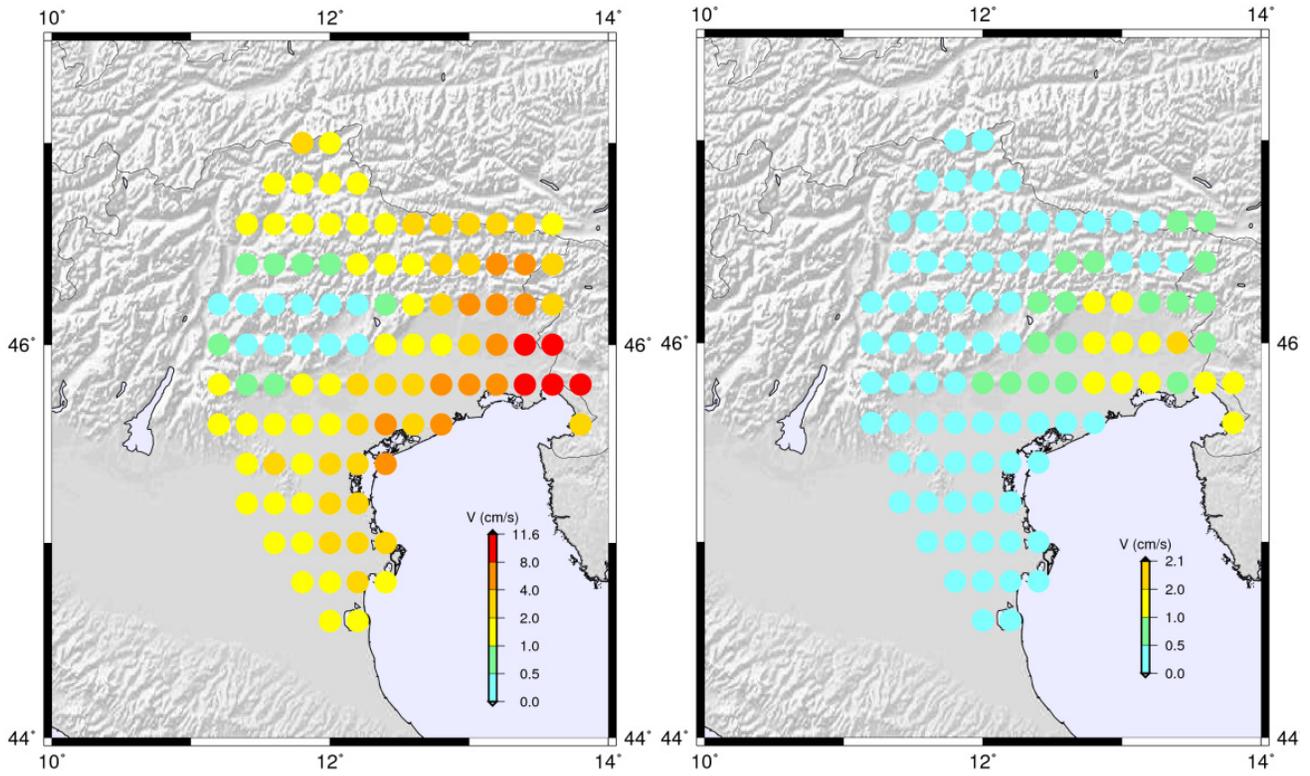


Fig. 60 – Scenario Gorizia, velocità orizzontali (sinistra) e verticali (destra).
 – Gorizia scenario: horizontal (left) and vertical (right) velocities.

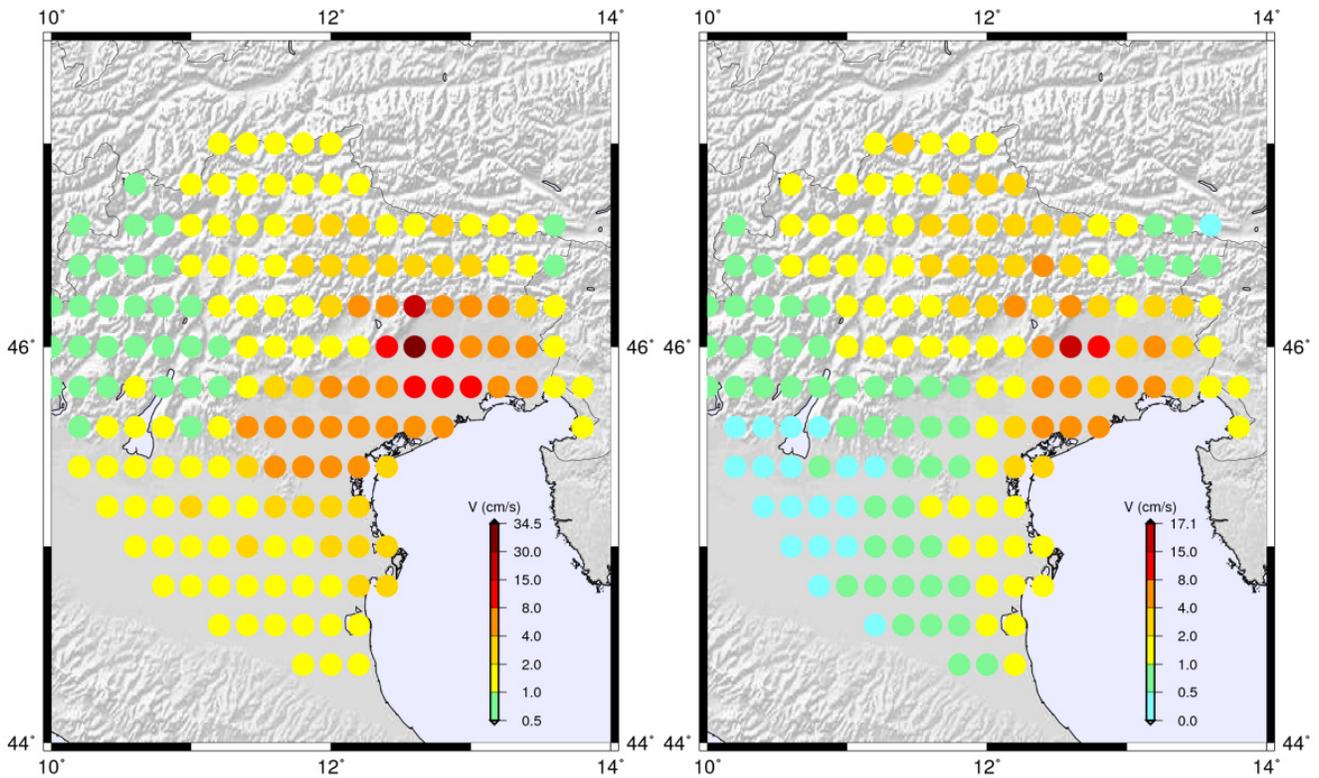


Fig. 61 – Scenario Pordenone, velocità orizzontali (sinistra) e verticali (destra).
 – Pordenone scenario: horizontal (left) and vertical (right) velocities.

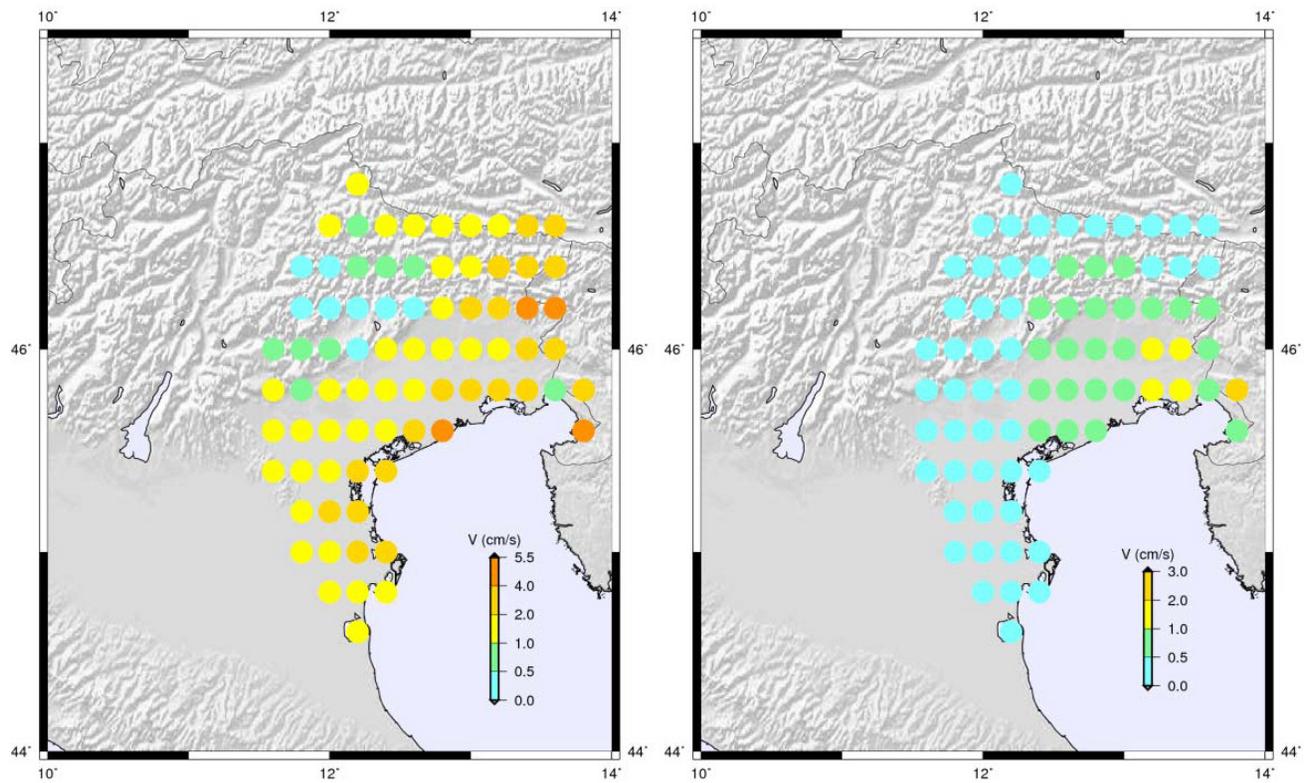


Fig. 62 – Scenario Trieste, velocità orizzontali (sinistra) e verticali (destra).
 – Trieste scenario: horizontal (left) and vertical (right) velocities.

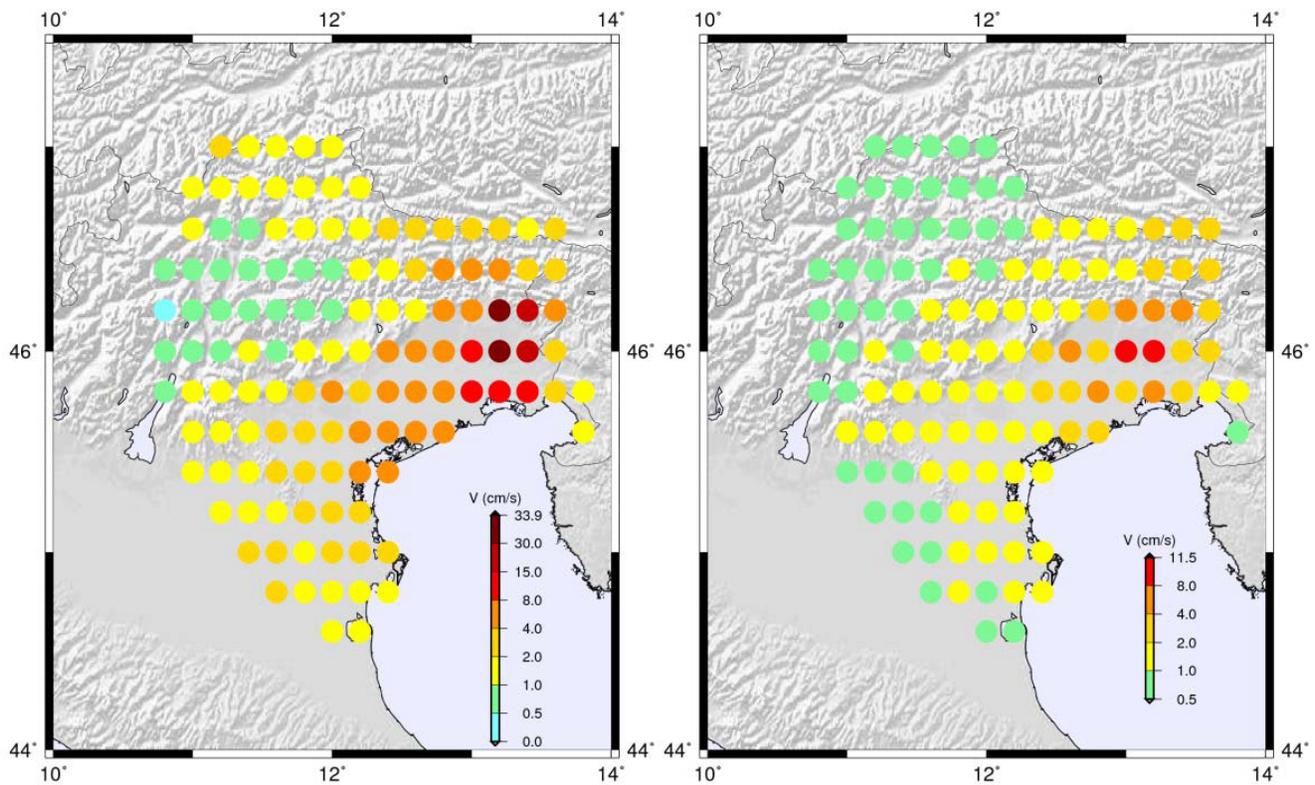


Fig. 63 – Scenario Udine, velocità orizzontali (sinistra) e verticali (destra).
 – Udine scenario: horizontal (left) and vertical (right) velocities.

glia di passo $0.2^\circ \times 0.2^\circ$, che copre l'intero territorio italiano, e ad ogni sito viene stimata la somma vettoriale delle componenti radiale e trasversale del moto del suolo ai fini della mappatura dello scuotimento. A ciascun sito restano così associati diversi segnali completi, generati dalle varie sorgenti, ed è quindi possibile produrre un insieme di mappe di pericolosità sismica che descrivono il moto del suolo e che rappresentano gli scenari neo-deterministici regionali. Tali mappe sono tracciate considerando i valori massimi dello spostamento, della velocità o di qualsivoglia altro parametro di progetto che può essere estratto dalla banca dati di sismogrammi sintetici.

Secondo quanto descritto nel paragrafo 4.1, nella definizione degli scenari di scuotimento ove il contenuto in frequenza dei segnali sintetici è limitato a 1 Hz, di solito non vengono prodotte mappe considerando direttamente i valori massimi dell'accelerazione, bensì i valori di DGA (*Design Ground Acceleration*) ottenuti estendendo alle alte frequenze lo spettro di risposta sintetico mediante lo spettro di normativa. L'utilizzo di sismogrammi sintetici fino a 10 Hz elimina questo problema e dunque per la definizione degli scenari si sono considerati i valori di picco in accelerazione (PGA) direttamente ottenuti dalla modellazione.

Per valutare gli effetti della nuova procedura, si sono confrontate le mappe di scuotimento otte-

nute, in approssimazione di sorgente estesa, da sismogrammi calcolati con frequenza massima di 1 Hz e di 10 Hz rispettivamente. Le differenze sono state valutate considerando il rapporto tra i valori massimi calcolati a 10 Hz e quelli a 1 Hz. Tali differenze sono ritenute significative quando portano almeno ad un raddoppio dei valori di scuotimento, che corrisponde all'aumento di un grado in intensità macrosismica (CANCANI 1904; PANZA *et alii*, 1997b). I valori di picco in spostamento sono associati alle basse frequenze, quindi le relative mappe a 1 Hz e 10 Hz, sia orizzontali (fig. 64) che verticali (fig. 65), non presentano ovviamente differenze rilevanti. Per quanto riguarda le velocità (figure 66, 67, 68, 69) si osserva un incremento dei valori di picco, che può essere legato sia alla presenza di frequenze maggiori nello spettro della sorgente che al differente effetto delle strutture attraversate dalle onde sismiche a frequenze diverse. Il confronto delle stime di accelerazione (figure 70, 71, 72, 73) è effettuato tra la mappa dei valori di picco a 10 Hz e quella dell'accelerazione di progetto (DGA) ad 1 Hz. In questo caso si osservano sia incrementi che diminuzioni delle stime di accelerazione. Valgono considerazioni analoghe a quelle relative alle mappe di velocità, ossia le differenze possono essere determinate sia dalla sorgente che dagli effetti di propagazione delle onde. Sono attualmente in corso ulteriori studi finalizzati

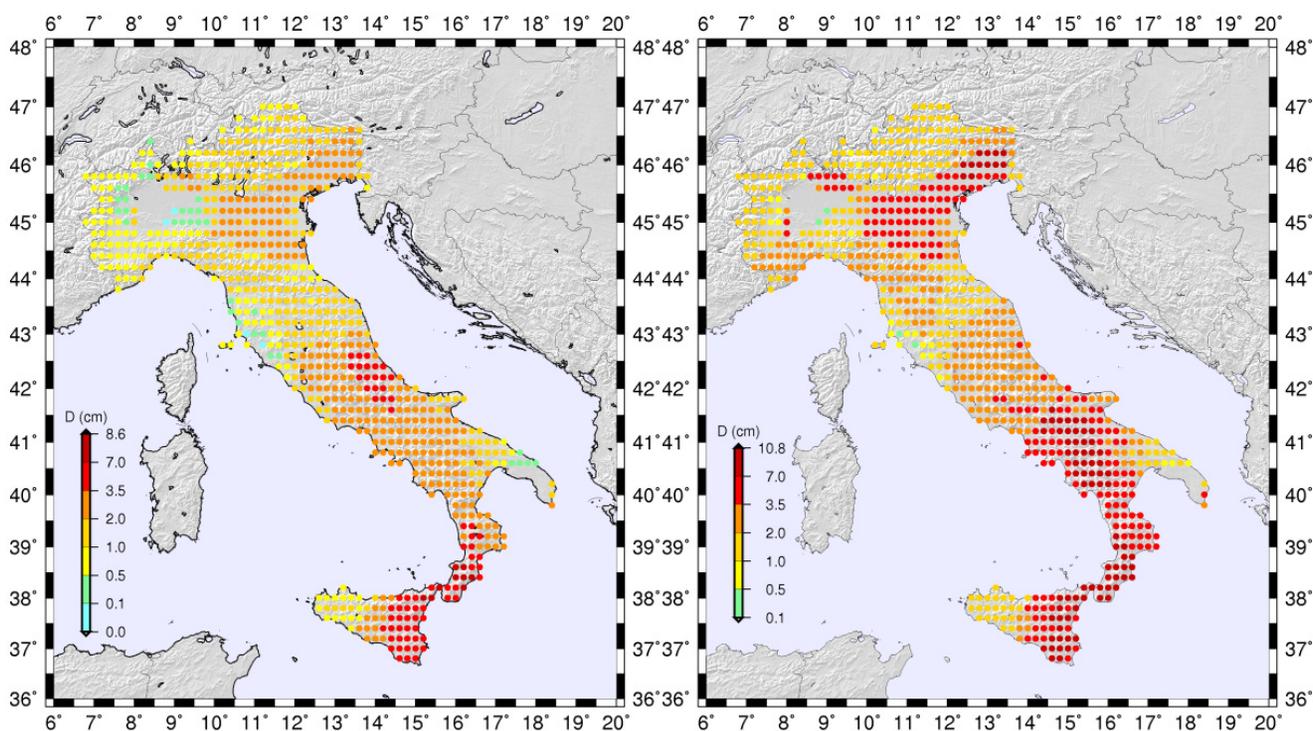


Fig. 64 – Scenari dei massimi valori dello spostamento orizzontale (risultante delle due componenti orizzontali) atteso, dedotti dai sismogrammi sintetici calcolati fino alla frequenza massima di 1 Hz (sinistra) e 10 Hz (destra).

– Maps of maximum horizontal displacement (resultant from the two horizontal components), determined from synthetic seismograms with maximum frequency contents of 1 Hz (left) and 10 Hz (right).

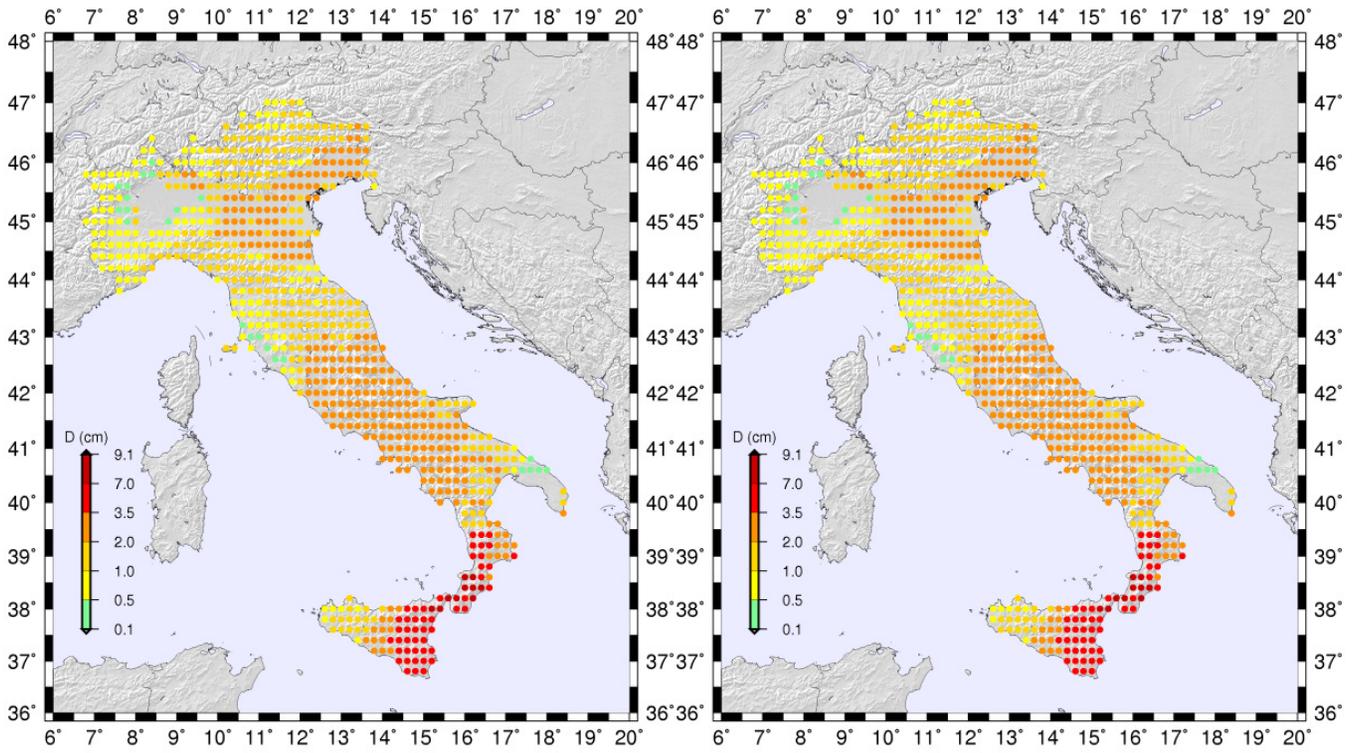


Fig. 65 – Scenari dei massimi valori dello spostamento verticale atteso, dedotti dai sismogrammi sintetici calcolati fino alla frequenza massima di 1 Hz (sinistra) e 10 Hz (destra).
 – Maps of maximum vertical displacement, determined from synthetic seismograms with maximum frequency contents of 1 Hz (left) and 10 Hz (right).

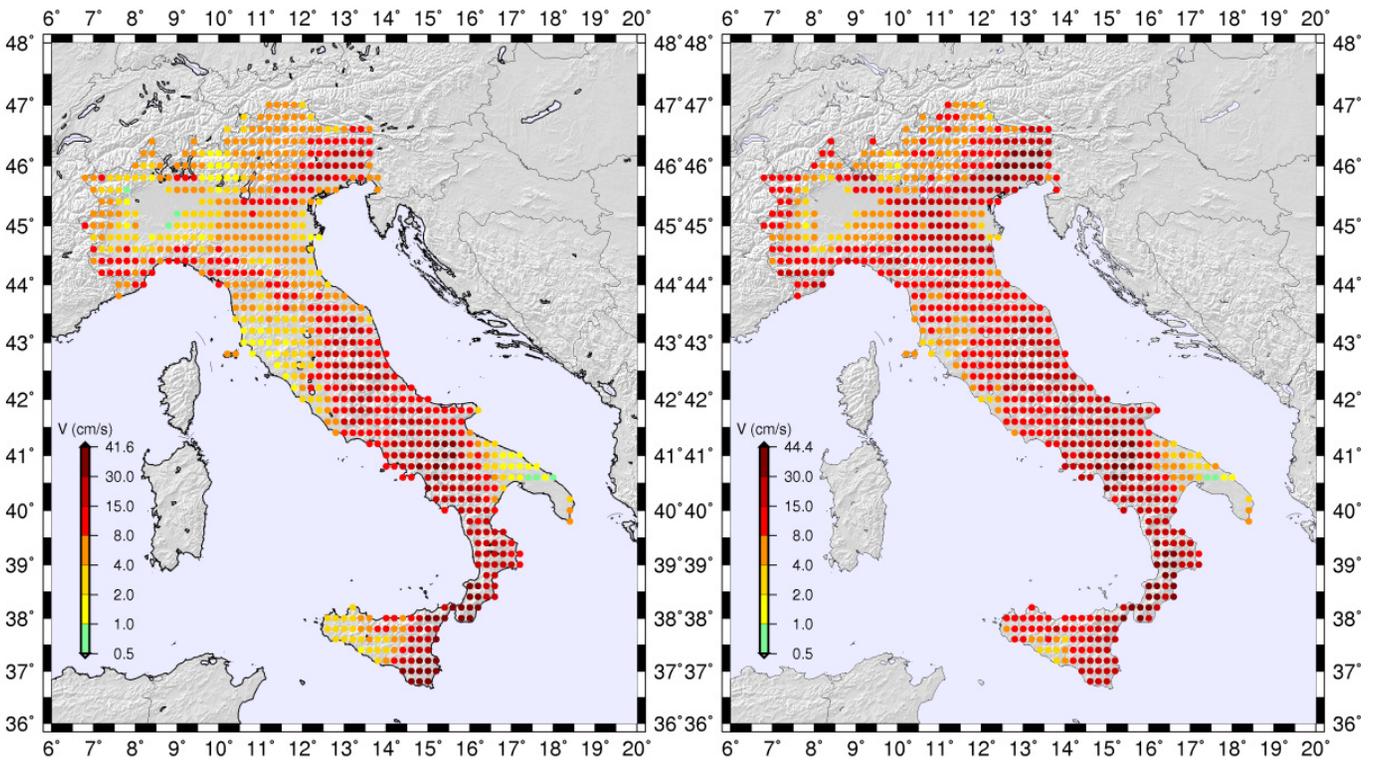


Fig. 66 – Scenari dei massimi valori della velocità orizzontale attesa (risultante delle due componenti orizzontali), dedotti dai sismogrammi sintetici calcolati fino alla frequenza massima di 1 Hz (sinistra) e 10 Hz (destra).
 – Maps of maximum horizontal velocity (resultant from the two horizontal components), determined from synthetic seismograms with maximum frequency contents of 1 Hz (left) and 10 Hz (right).

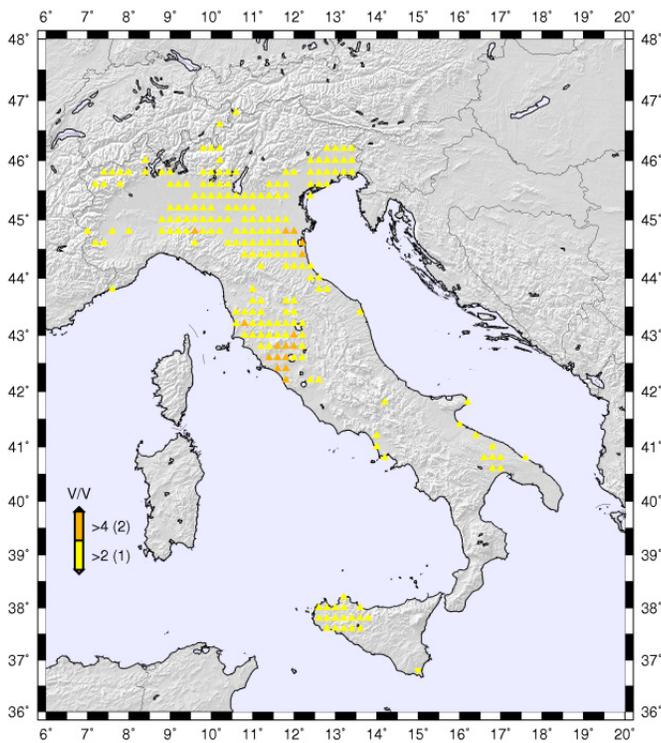


Fig. 67 – Rapporto tra i massimi valori della velocità orizzontale attesa per lo scenario a 10 Hz e quello a 1 Hz (i triangoli con la punta rivolta verso l'alto indicano che i picchi dello scenario a 10 Hz superano quello a 1 Hz, verso il basso che i picchi dello scenario a 1 Hz superano quello a 10 Hz). – Ratio between maximum horizontal velocity computed at 10 Hz and at 1 Hz (upward triangles indicate larger values in 10 Hz scenario than in 1 Hz scenario, whereas downward triangles indicate larger values in 1 Hz scenario than in 10 Hz scenario).

alla valutazione dettagliata della rilevanza della parte stocastica del modello di sorgente, che influenza soprattutto sulle alte frequenze e quindi in particolare sui picchi di accelerazione.

Gli scenari associati alle regioni CN ed M8S forniscono informazioni sull'intera regione per la quale viene dichiarato un TIP; tuttavia un singolo terremoto, per quanto forte, non coinvolge un'area così estesa, né i terremoti più forti ($M \geq 6.0$ o $M \geq 6.5$) possono aver luogo in qualsiasi punto della regione allertata. Poiché l'incertezza spaziale delle previsioni (i.e. dell'ordine delle centinaia di chilometri per l'algoritmo CN) è intrinsecamente piuttosto grande, si cerca di vincolare la localizzazione dei terremoti attesi mediante l'identificazione delle aree ad elevato potenziale sismogenetico. Infatti, quando viene dichiarato un TIP, è ragionevole pensare che gli eventi più forti abbiano luogo, all'interno della regione allertata, in uno dei nodi riconosciuti capaci di forti terremoti. Pertanto è possibile associare a ciascuno dei nodi uno scenario comparabile a quello che potrebbe essere realisticamente generato da un singolo terremoto di magnitudo elevata.

La procedura per il calcolo degli scenari di scuotimento risulta del tutto analoga a quella precedentemente descritta per la definizione degli scenari neo-deterministici di scuotimento del suolo, con la semplice estensione a 200 km della distanza mas-

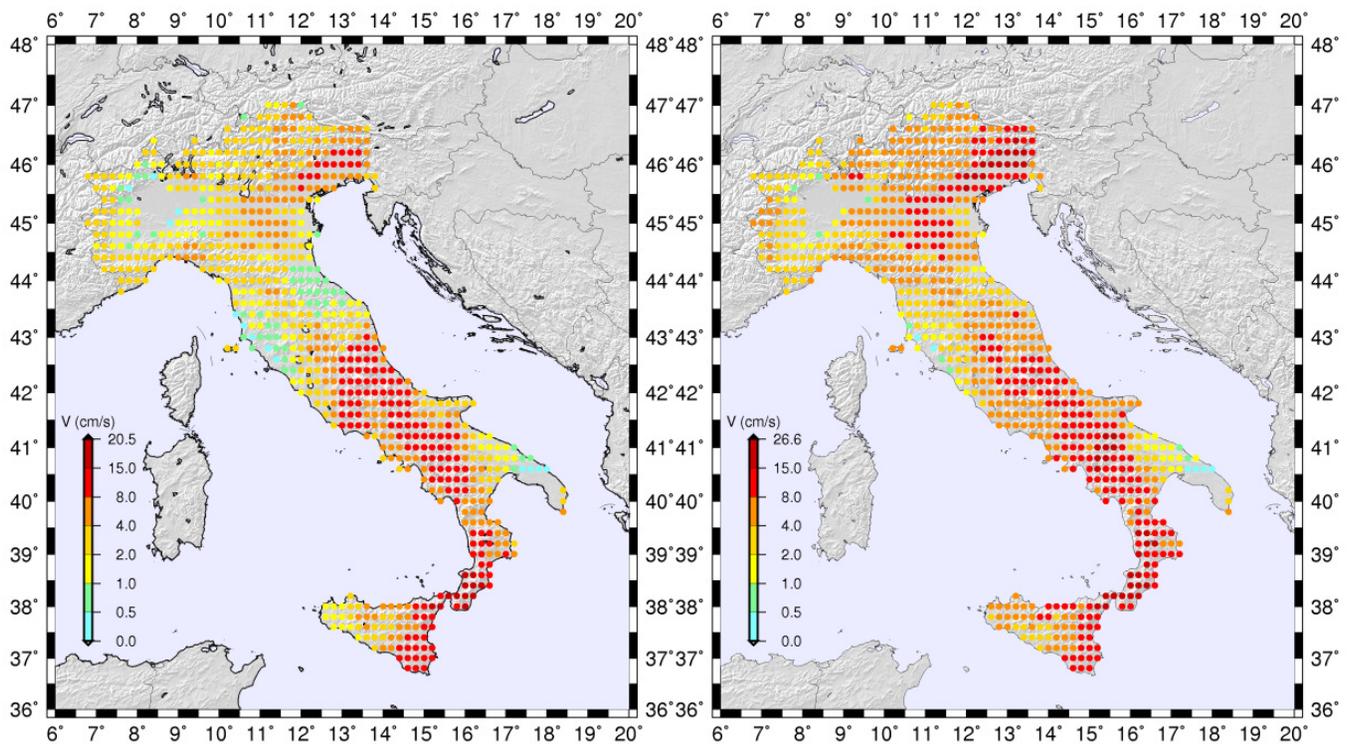


Fig. 68 – Scenari dei massimi valori della velocità verticali attese, dedotti dai sismogrammi sintetici calcolati fino alla frequenza massima di 1 Hz (sinistra) e 10 Hz (destra). – Maps of maximum vertical velocity determined from synthetic seismograms with maximum frequency contents of 1 Hz (left) and 10 Hz (right).

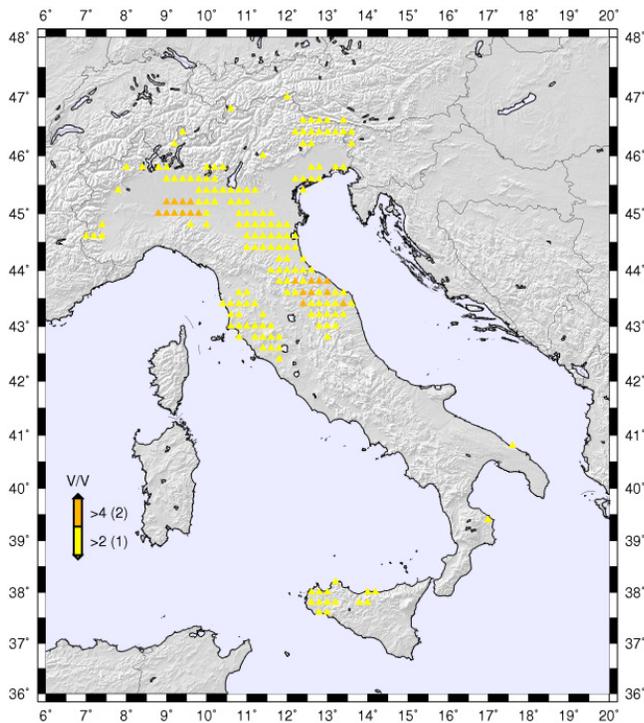


Fig. 69 – Rapporto tra i massimi valori della velocità verticale attesa per lo scenario a 10 Hz e quello a 1 Hz (i triangoli con la punta rivolta verso l'alto indicano che i picchi dello scenario a 10 Hz supera quello a 1 Hz, verso il basso che i picchi dello scenario a 1 Hz supera quello a 10 Hz). – Ratio between maximum vertical velocity computed at 10 Hz and at 1 Hz (upward triangles indicate larger values in 10 Hz scenario than in 1 Hz scenario, whereas downward triangles indicate larger values in 1 Hz scenario than in 10 Hz scenario).

sima cui vengono calcolati i sismogrammi sintetici, in modo da fornire uno scenario di dimensioni compatibili con l'area che potrebbe essere effettivamente interessata da un singolo forte evento, e l'uso della frequenza massima di 10 Hz.

A titolo di esempio è illustrato lo scenario associato ad un singolo nodo sismogenetico (figure 74–76) considerando il nodo che determina il massimo scuotimento nella città di Trieste e compreso nella regione CN Adria, in stato di allerta al 1 Luglio 2013.

4.4. - AGGIORNAMENTO SISTEMATICO DEGLI SCENARI NEO-DETERMINISTICI DI SCUOTIMENTO DEL SUOLO (COMPONENTE ORIZZONTALE E VERTICALE) PER LE AREE ALLERTATE ED I NODI SISMOGENETICI IN ESSE COMPRESI

A partire da Settembre 2010, il calcolo degli scenari di scuotimento è stato esteso a comprendere la componente verticale del moto del suolo la quale, pur essendo, solitamente, meno dannosa per gli edifici che subiscono lo scuotimento, risulta utile per alcune specifiche applicazioni e per gli studi teorici. Inoltre, gli scenari forniti a partire da Settembre 2011 sono stati calcolati estendendo la frequenza massima a 10 Hz ed utilizzando un modello dettagliato e realistico della sorgente sismica che tiene conto delle principali caratteristiche dei processi di frattura reali.

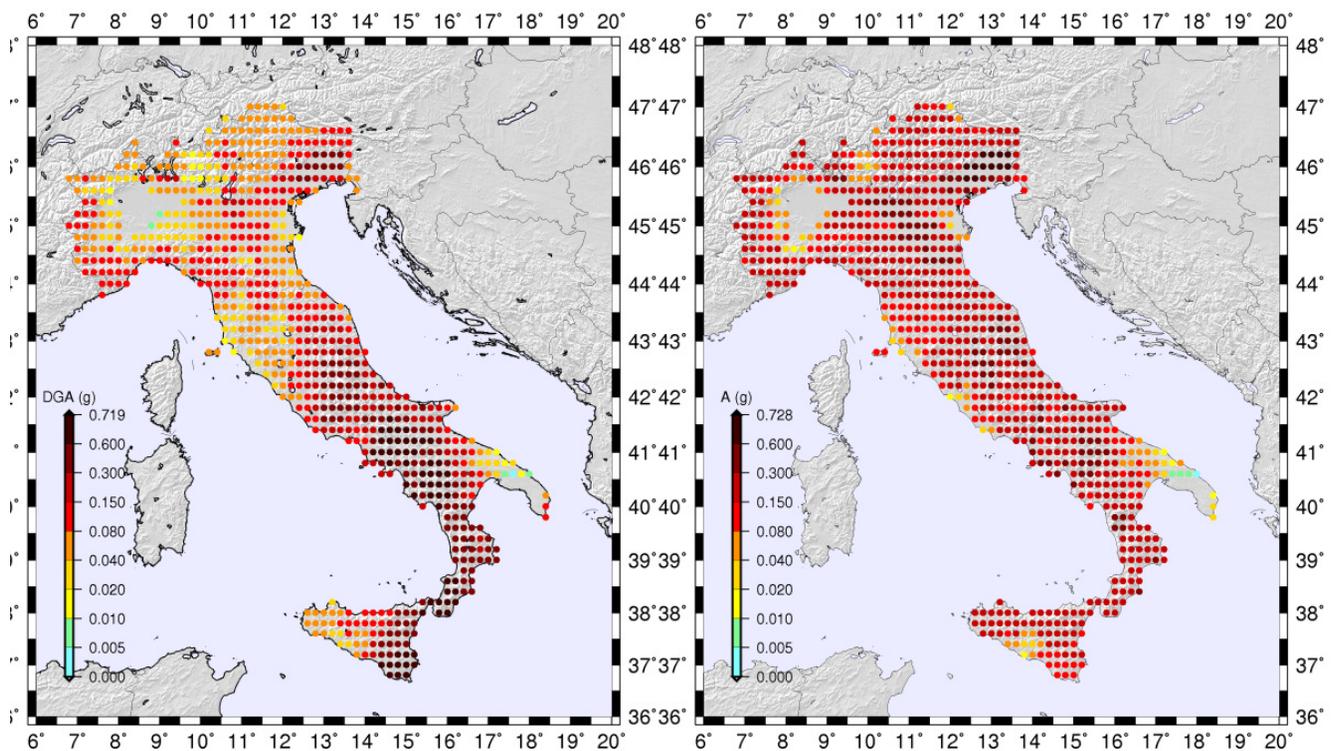


Fig. 70 – Scenari dei massimi valori di DGA orizzontale attesa, dedotti dai sismogrammi sintetici calcolati fino alla frequenza massima di 1 Hz (sinistra) e dei massimi valori di accelerazione orizzontale (risultante delle due componenti orizzontali) attesa, dedotti dai sismogrammi sintetici calcolati fino alla frequenza massima 10 Hz (destra).

– Map of maximum horizontal DGA, determined from synthetic seismograms with maximum frequency contents of 1 Hz (left), and map of maximum horizontal acceleration (resultant from the two horizontal components), determined from synthetic seismograms with maximum frequency contents of 10 Hz (right).

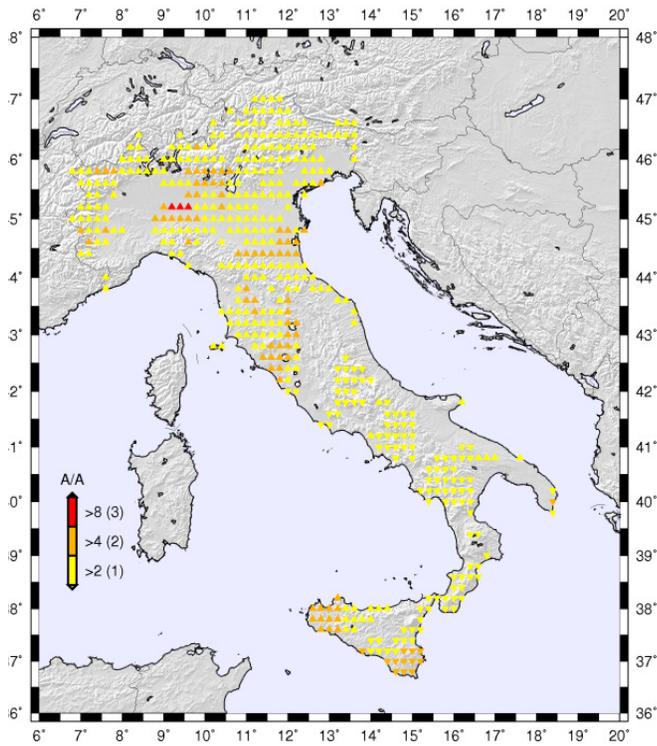


Fig. 71 – Rapporto tra i massimi valori di accelerazione orizzontale attesa per lo scenario a 10 Hz e di DGA per quello a 1Hz (i triangoli con la punta rivolta verso l'alto indicano che i picchi dello scenario a 10 Hz supera quello a 1 Hz, verso il basso che i picchi dello scenario a 1 Hz supera quello a 10 Hz).
 – Ratio between maximum horizontal acceleration computed at 10 Hz and maximum DGA computed at 1 Hz (upward triangles indicate larger values in 10 Hz scenario than in 1 Hz scenario, whereas downward triangles indicate larger values in 1 Hz scenario than in 10 Hz scenario).

Come già accennato, l'aggiornamento sistematico degli scenari neo-deterministici di pericolosità sismica dipendenti dal tempo, ha consentito di avviare una rigorosa procedura di validazione delle mappe di scuotimento all'avanguardia mondiale. Le mappe aggiornate infatti, regolarmente trasmesse alla PCFVG, possono essere confrontate in modo immediato con i dati osservati in occasione di eventuali forti terremoti, e consentono di valutare l'effettiva capacità prognostica delle mappe stesse.

Fra gli eventi sismici di maggiore intensità che hanno colpito il territorio si annoverano il terremoto dell'Aquila del 6 Aprile 2009 ed il terremoto dell'Emilia del 20 Maggio 2012; in entrambi i casi gli scenari precedentemente definiti in base ad allarmi CN si sono rivelati compatibili con le osservazioni raccolte a seguito degli eventi stessi.

4.4.1. - Il terremoto dell'Aquila del 6 Aprile 2009

L'epicentro del terremoto dell'Aquila del 6 Aprile 2009 è stato localizzato entro un'area precedentemente identificata come possibile sede di terremoti con $M \geq 6.0$, secondo l'analisi basata sulla zonazione morfostrutturale (fig. 77). Il terremoto è avvenuto, però, fuori dalle aree allertate dagli algoritmi CN ed M8S; si tratta quindi di un fallimento di previsione, come già menzionato nel

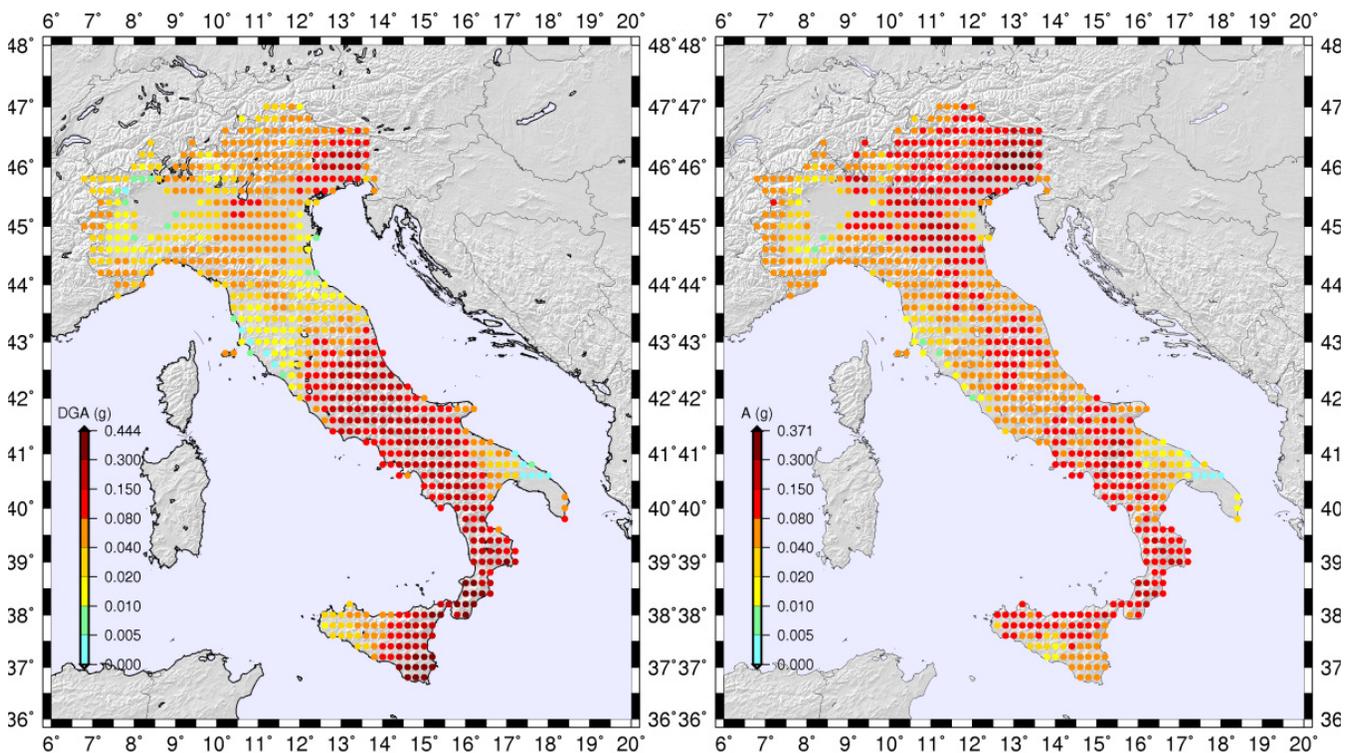


Fig. 72 – Scenari dei massimi valori di DGA verticale attesi, dedotti dai sismogrammi sintetici calcolati fino alla frequenza massima di 1 Hz (sinistra) e dei massimi valori di accelerazione verticale attesi, dedotti dai sismogrammi sintetici calcolati fino alla frequenza massima 10 Hz (destra).
 – Map of maximum vertical DGA, determined from synthetic seismograms with maximum frequency contents of 1 Hz (left), and map of maximum vertical acceleration, determined from synthetic seismograms with maximum frequency contents of 10 Hz (right).

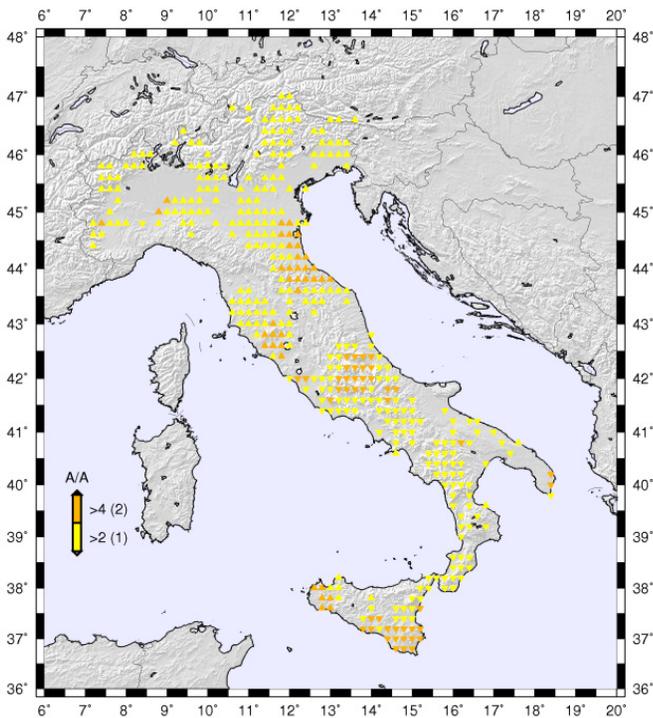


Fig. 73 – Rapporto tra i massimi valori di accelerazione verticale attesi per lo scenario a 10 Hz e di DGA per quello a 1 Hz (i triangoli con la punta rivolta verso l'alto indicano che i picchi dello scenario a 10 Hz supera quello a 1 Hz, verso il basso che i picchi dello scenario a 1 Hz supera quello a 10 Hz). – Ratio between maximum vertical acceleration computed at 10 Hz and maximum DGA computed at 1 Hz (upward triangles indicate larger values in 10 Hz scenario than in 1 Hz scenario, whereas downward triangles indicate larger values in 1 Hz scenario than in 10 Hz scenario).

paragrafo 1.4.

Il 6 Aprile 2009 era in corso un allarme CN nella regione Settentrionale (fig. 78); l'epicentro del terremoto è localizzato appena fuori (circa 10 km) dalla regione allertata. Pertanto lo scenario di scuotimento (moto del suolo al basamento) associato all'allarme nella regione Settentrionale (fig. 79), definito per il periodo 1 Marzo 2009 – 1 Maggio 2009, ha correttamente previsto le intensità macrosismiche che sono state osservate in seguito al terremoto (fig. 80).

4.4.2. - Il terremoto dell'Emilia del 21 Maggio 2012

Il forte terremoto ($M_w=6.1$) che ha colpito l'Emilia il 21 Maggio 2012 ha avuto epicentro entro la regione CN Settentrionale (fig. 81), allertata per un evento di magnitudo $M \geq 5.4$ a partire dal 1 Marzo 2012. L'evento ha dunque confermato l'allerta, risultando un successo di previsione per l'algoritmo CN, come descritto nel paragrafo 1.4.

Gli scenari neo-deterministici associati alla regione allertata, definiti per il periodo 1 Maggio 2012 – 1 Luglio 2012 (fig. 82), indicano per l'area epicentrale valori di scuotimento nell'intervallo 0.20 – 0.35 g, in buon (se non ottimo) accordo con quanto osservato (~ 0.25 g).

D'altro canto è opportuno sottolineare che la mappa probabilistica PSHA (Gruppo di Lavoro, 2004), che costituisce la base della attuale norma-

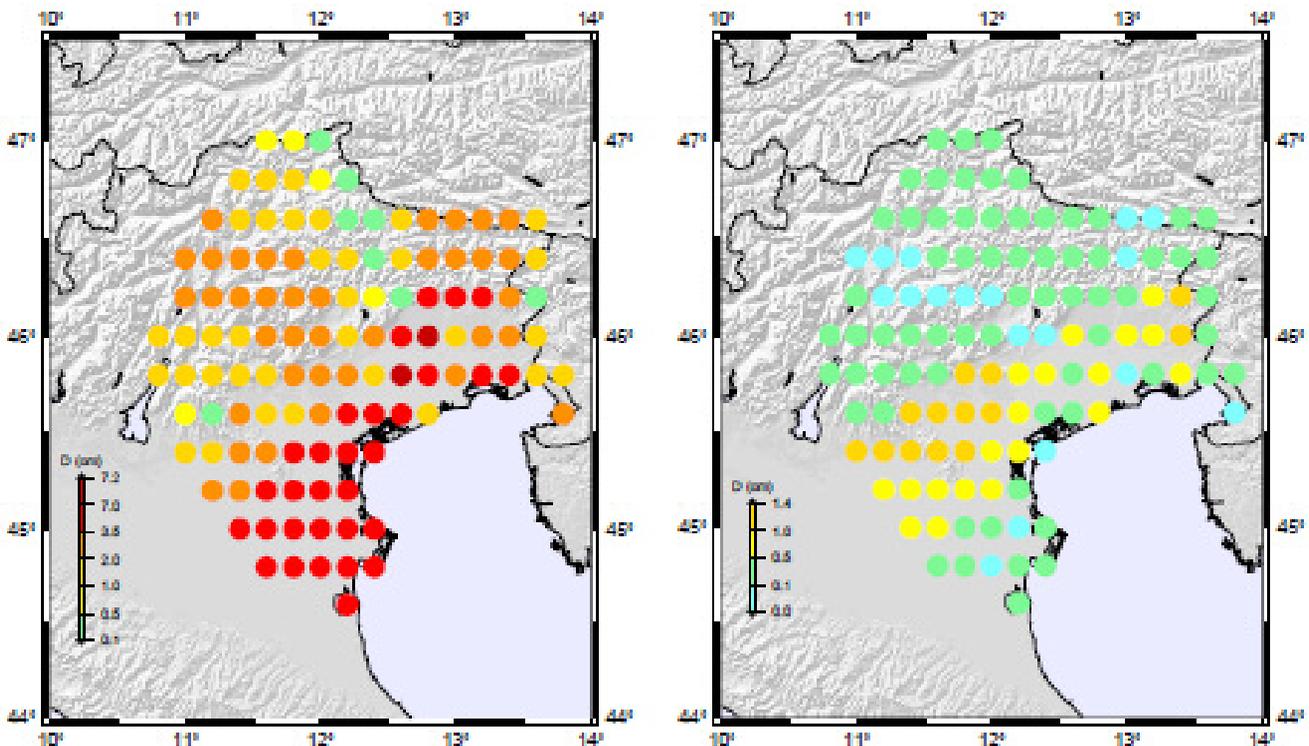


Fig. 74 – Scenari dei massimi valori di spostamento orizzontale (risultante delle due componenti orizzontali) (sinistra) e verticale (destra) attesi, dedotti dai sismogrammi sintetici calcolati fino alla frequenza massima di 10 Hz per il nodo che determina il massimo scuotimento nella città di Trieste. – Scenarios of maximum horizontal (resultant from the two horizontal components) (left) and vertical (right) displacement, determined from synthetic seismograms with frequency contents up to 10 Hz, associated with the seismogenic node that causes the maximum ground shaking in Trieste.

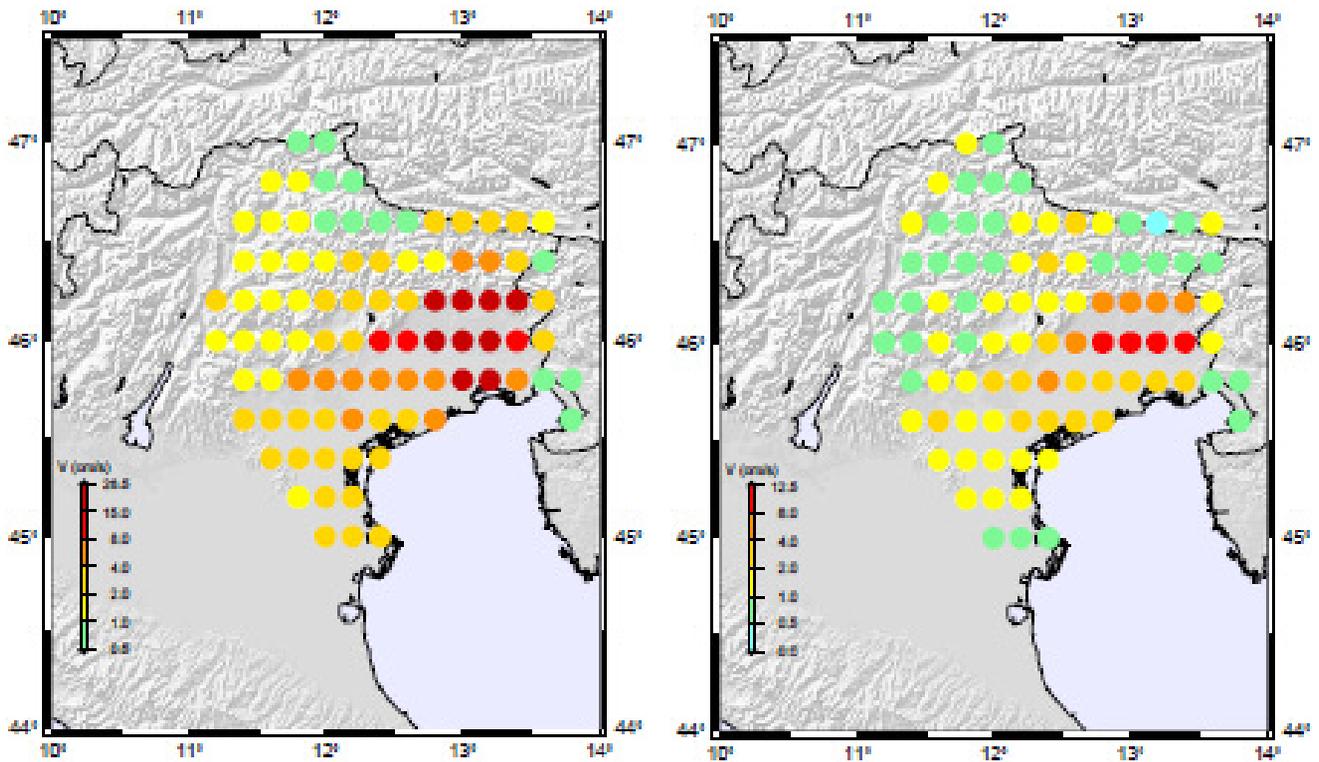


Fig. 75 – Scenari dei massimi valori di velocità orizzontale (risultante delle due componenti orizzontali) (sinistra) e verticale (destra) attesi, dedotti dai sismogrammi sintetici calcolati fino alla frequenza massima di 10 Hz per il nodo che determina il massimo scuotimento nella città di Trieste.
 – Scenarios of maximum horizontal (resultant from the two horizontal components) (left) and vertical (right) velocity, determined from synthetic seismograms with frequency contents up to 10 Hz, associated with the seismogenic node that causes the maximum ground shaking in Trieste.

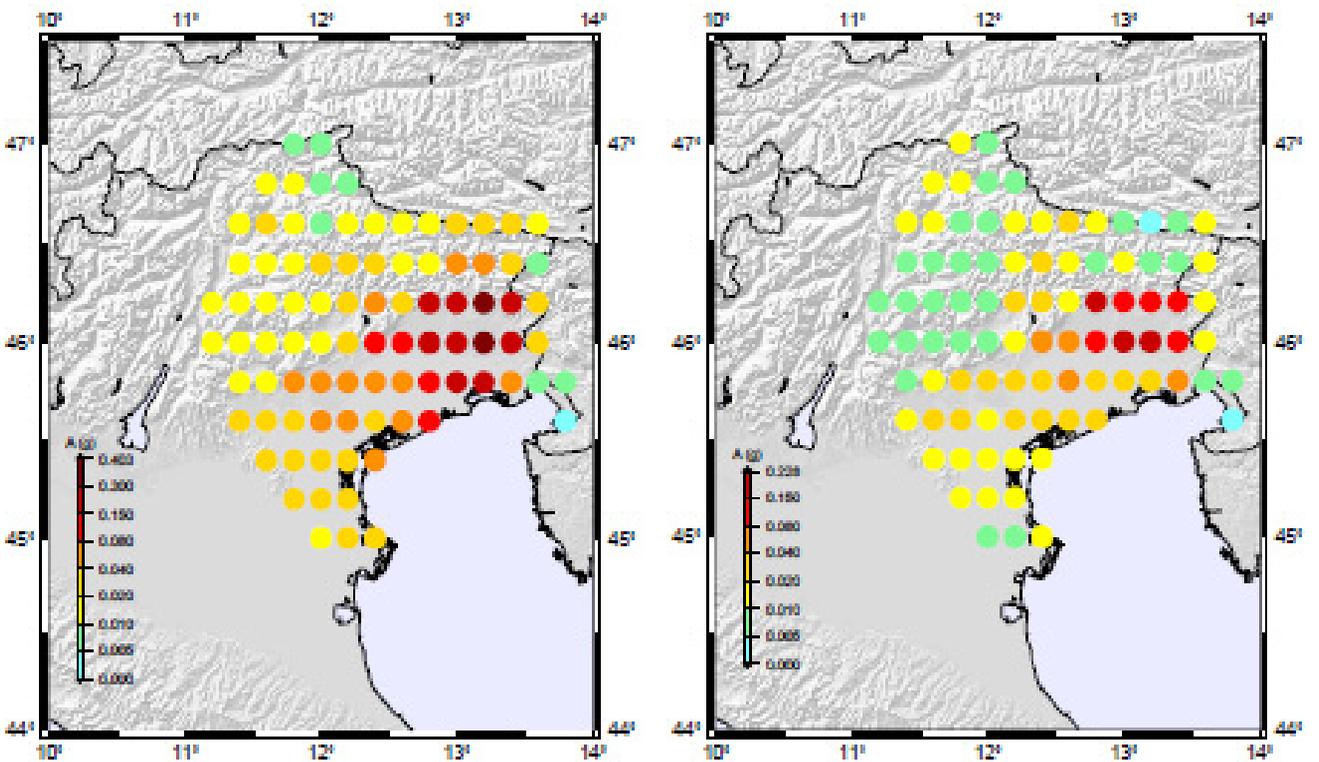


Fig. 76 – Scenari dei massimi valori di accelerazione orizzontale (risultante delle due componenti orizzontali) (sinistra) e verticale (destra) attesi, dedotti dai sismogrammi sintetici calcolati fino alla frequenza massima di 10 Hz per il nodo che determina il massimo scuotimento nella città di Trieste.
 – Scenarios of maximum horizontal (resultant from the two horizontal components) (left) and vertical (right) acceleration, determined from synthetic seismograms with frequency contents up to 10 Hz, associated with the seismogenic node that causes the maximum ground shaking in Trieste.

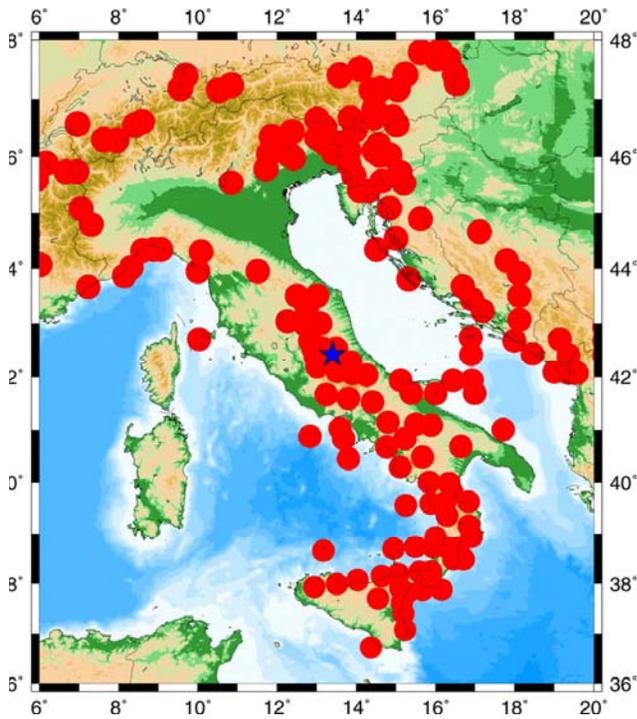


Fig.77 – Mappa dei nodi sismogenetici identificati come potenziali sedi di terremoti con $M \geq 6.0$. I cerchi in rosso indicano le aree ove risulta possibile il verificarsi di terremoti con $M \geq 6.0$. La stella blu indica l'epicentro del terremoto del 6 Aprile 2009.

– Maps of seismogenic nodes prone to earthquakes with $M \geq 6.0$ (red circles). The blue star marks the epicenter of April 6 2009 L'Aquila earthquake.

tiva sismica italiana, prevede un valore di PGA inferiore a 0.175 volte l'accelerazione di gravità (g), e sottostima significativamente la pericolosità dell'area, come discusso in dettaglio nella sezione 4.6.

Questi risultati, unitamente all'analisi statistica delle previsioni a medio termine spazio-temporale dei terremoti, illustrati nella sezione 1.4, confermano in via preliminare la validità della metodologia sviluppata. Infatti, da quando gli scenari NDSHA dipendenti dal tempo sono regolarmente aggiornati, ossia a partire dal 2006, questo è il secondo forte terremoto, insieme a quello dell'Aquila, che ha colpito il territorio italiano ed in entrambi i casi il metodo integrato ha correttamente previsto, con ampio anticipo, lo scuotimento osservato.

È opportuno ricordare che le incertezze associate con le previsioni a medio termine spazio-temporale fornite dagli algoritmi CN ed M8S sono intrinsecamente piuttosto ampie, come si desume dalla figura 81, ossia si riferiscono ad aree con dimensioni lineari di centinaia di chilometri e finestre temporali di qualche mese o anno. Il livello di confidenza di tali previsioni, stimato mediante rigorosa sperimentazione in tempo reale sul territorio italiano, è tuttavia molto elevato. Inoltre, le probabilità associate ad un eventuale allerta ed al relativo scenario di scuotimento sono tutt'altro che trascurabili, come invece accade per diverse metodologie

probabilistiche (e.g. ICEF, 2011). Se consideriamo ad esempio la regione CN Settentrionale, allertata in occasione del terremoto dell'Emilia, la probabilità che un terremoto $M \geq 5.4$ si verificasse in quell'area entro un anno, era stata stimata intorno al 40%; in assenza di allerta, la probabilità sarebbe stata dell'ordine del 3%, come descritto nella sezione 1.4. Inoltre, come si può osservare dal diagramma dei TIP riportato in figura 81, ben 7 dei 10 allarmi dichiarati sono stati effettivamente seguiti (confermati) da un terremoto di magnitudo superiore a 5.4, e dunque il tasso dei falsi allarmi per tale regione è dell'ordine del 30%. L'incertezza spaziale delle previsioni, infine, può essere ridotta significativamente considerando le informazioni relative al moto del suolo, ossia focalizzando l'attenzione sulle aree dove lo scuotimento atteso raggiunge valori che possono prefigurare danni

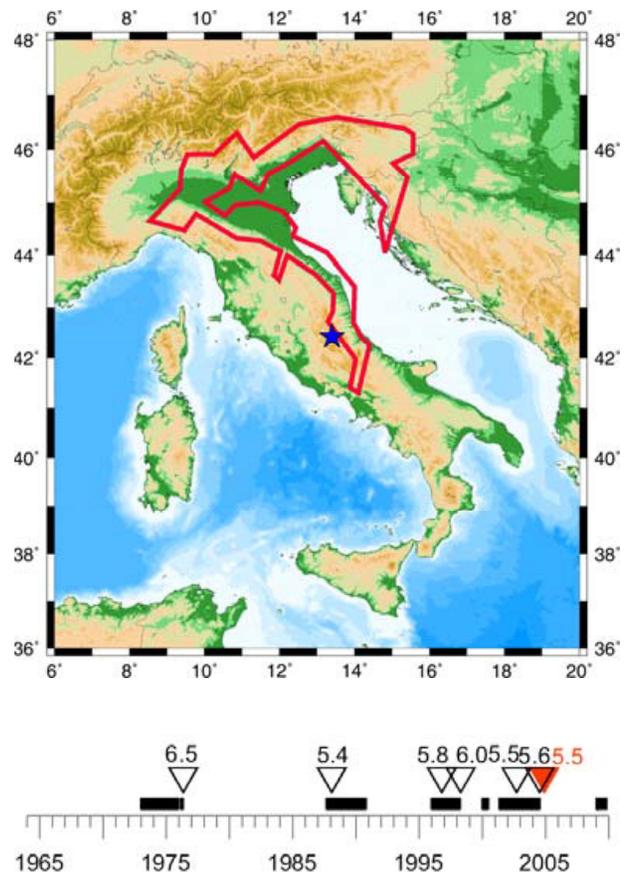


Fig. 78 – Regione Settentrionale (poligono rosso) allertata dall'algoritmo CN per un terremoto di magnitudo $M \geq 5.4$ (situazione degli allarmi nel periodo 1 Marzo – 30 Aprile 2009). Diagramma dei TIP entro la Regione Settentrionale: i rettangoli neri indicano i periodi di allarme, mentre i triangoli indicano il verificarsi dei forti terremoti ($M \geq M_0 = 5.4$), la cui magnitudo è data dai numeri sovrastanti. I fallimenti di previsione sono indicati da triangoli pieni in rosso.

– Northern Region (red polygon) alerted by CN algorithm for an earthquake with magnitude $M \geq 5.4$ (situation of alarms as on 1 March – 30 April 2009). In the diagram of TIPs for Northern Region, the black boxes represent periods of alarm, while each triangle surmounted by a number indicates the occurrence of a strong event ($M \geq M_0 = 5.4$), together with its magnitude. Full red triangles indicate failures to predict. The blue star in the map indicates the epicenter of the L'Aquila earthquake (April 6, 2009).

significativi (e.g. $A > 0.2 g$), come illustrato in figura 82b.

Il metodo neo-deterministico integrato fornisce dunque informazioni che, riducendo l'incertezza sulla possibile occorrenza di un forte terremoto e sul relativo scuotimento, possono fornire indica-

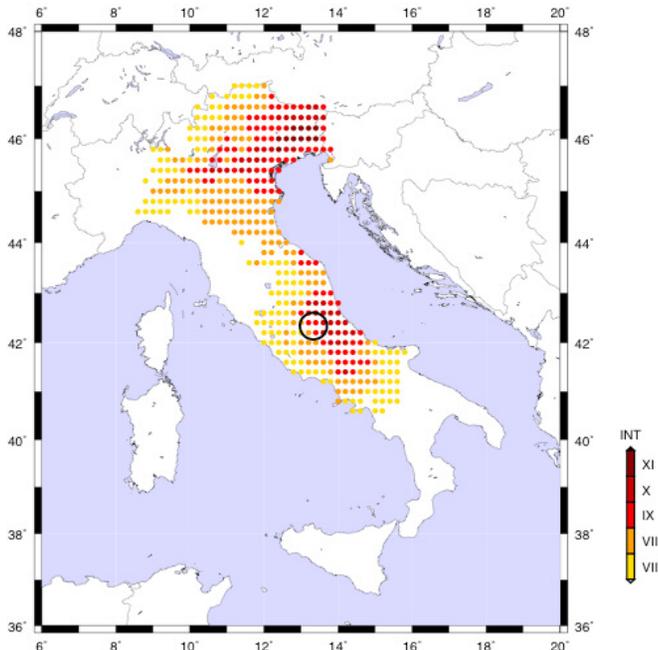


Fig. 79 – Scenario delle massime intensità attese per il periodo 1 Marzo 2009 – 1 Maggio 2009. Lo scenario delle intensità ($MCS \geq VII$), associate all'allarme CN nella regione Settentrionale, è stato ottenuto usando le relazioni che legano i valori della velocità di picco del moto orizzontale del suolo alle intensità macrosismiche ING (PANZA *et alii*, 1997). Il circolo evidenzia l'area compresa in un raggio di 30 Km dall'epicentro del terremoto del 6 Aprile 2009.
 – Time-dependent scenario of maximum expected intensities associated to alarm in CN Northern Region for the period 1 March 2009 – 1 May 2009. The intensity scenario ($MCS \geq VII$) was obtained using the existing relationships between the maximum horizontal velocity values and the ING macroseismic intensities (PANZA *et alii*, 1997). The circle evidences the area within 30 km distance from the epicenter of the April 6 2009 earthquake.

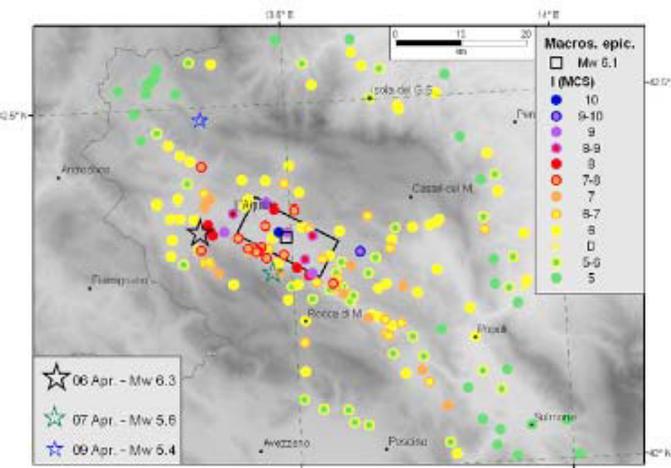


Fig. 80 – Mappa degli effetti del terremoto del 6 Aprile 2009 e relativa box sismogenetica (tratto da <http://www.mi.ingv.it/eq/090406/quest.html>).
 – Map of the effects of the April 6, 2009 earthquake and the corresponding seismogenic box (from <http://www.mi.ingv.it/eq/090406/quest.html>).

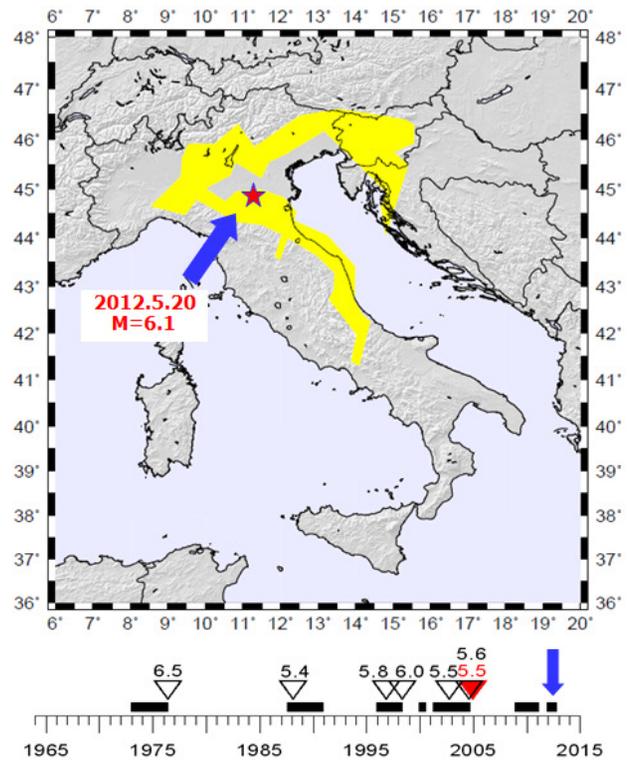


Fig. 81 – Regione Settentrionale (in giallo) utilizzata per l'applicazione dell'Algoritmo CN. Nel diagramma dei TIP, i rettangoli neri indicano i periodi di allarme diagnosticati per la regione, mentre i triangoli sormontati dai numeri indicano l'occorrenza dei forti terremoti ($M \geq M_0$) e la loro magnitudo. I triangoli rossi indicano i fallimenti di previsione. La stella rossa indica l'epicentro del terremoto dell'Emilia del 20 Maggio 2012.
 – Northern Region (in yellow) used for the application of CN algorithm. In the diagram of TIPs, the black boxes represent periods of alarm, while each triangle surmounted by a number indicates the occurrence of a strong event ($M \geq M_0$), together with its magnitude. Full red triangles indicate failures to predict. The red star in the map and the blue arrow indicate the May 20, 2012 Emilia earthquake.

zioni utili per stabilire la priorità delle opere di risanamento insieme ad azioni preventive di basso profilo (KANTOROVICH & KEILIS-BOROK, 1991; KEILIS-BOROK & PRIMAKOV, 1997). Ad esempio, per i siti dove le stime dello scuotimento del suolo al basamento eccedono $0.2 g$ (fig. 83b), è possibile come vedremo condurre ulteriori studi che tengano in considerazione le caratteristiche locali dei suoli (effetti di sito) ed studiare in dettagli la risposta sismica di edifici strategici ed infrastrutture critiche, come illustrato da VACCARI *et alii* (2009).

4.5. - ANALISI COMPARATIVA DELLE STIME NEO-DETERMINISTICA E PROBABILISTICA DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA PER IL TERRITORIO ITALIANO

La stima della pericolosità sismica può essere effettuata in modi diversi, ad esempio mediante una descrizione della severità dello scuotimento del suolo dovuto ad un terremoto ad una certa distanza e magnitudo ("scenario di scuotimento"), oppure mediante mappe probabilistiche dei para-

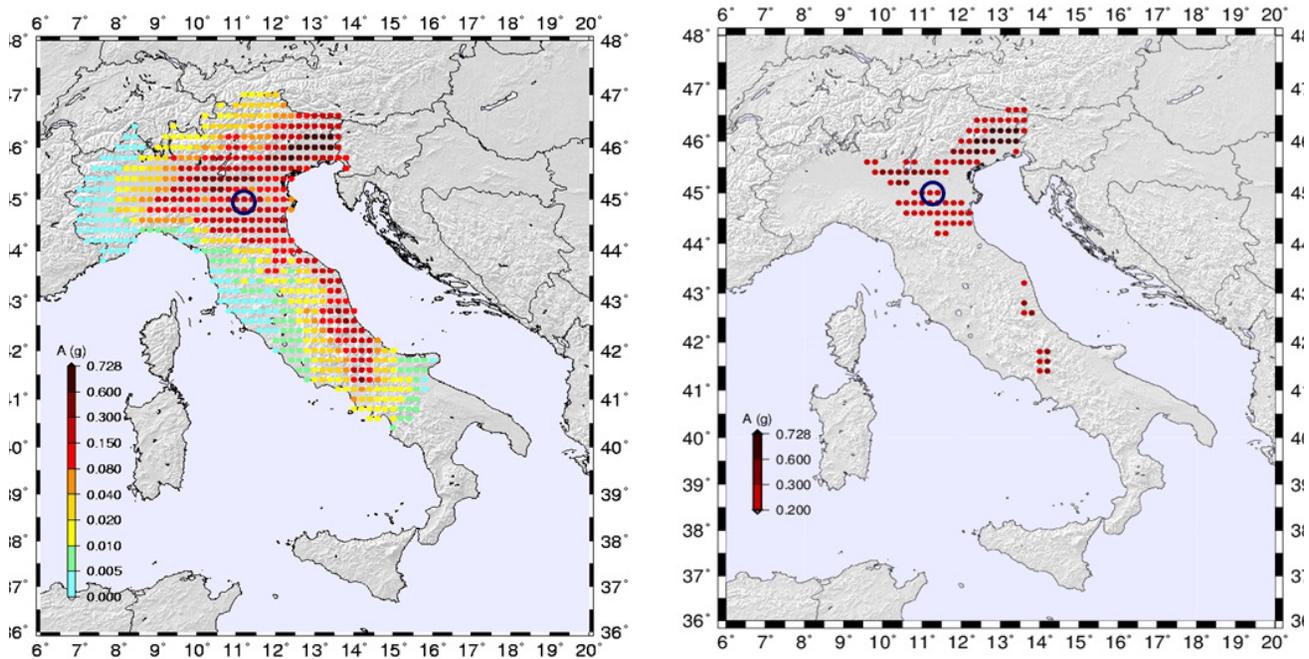


Fig. 82 – Scenari di scuotimento dipendenti dal tempo (PERESAN *et alii* 2012b), associati alla regione CN Settentrionale e definiti per il periodo 01/03/2012 – 01/05/2012: a) mappa di accelerazione, calcolata considerando simultaneamente tutte le possibili sorgenti comprese nella regione allertata; b) stesso della fig. a), ma per $A > 0.2$ g. Il circolo evidenzia l'area entro un raggio di 30 km dall'epicentro del terremoto dell'Emilia.
 – Time-dependent scenarios of ground shaking associated to an alarm in CN Northern Region, for the period 1 March – 1 May 2012: a) acceleration map, computed considering simultaneously all of the possible sources within the alarmed area and for frequencies up to 10 Hz; b) same as map a), but for $A > 0.2$ g. The circle evidences the area within 30 km distance from the epicentre of the Emilia earthquake.

metri rilevanti che descrivono il moto del suolo. Storicamente il parametro più frequentemente utilizzato nell'analisi ingegneristica per la stima della pericolosità sismica è la PGA (*Peak Ground Acceleration*), ossia la massima accelerazione del suolo attesa in un determinato sito. Oggi, tuttavia si riconosce l'impossibilità di descrivere in modo adeguato gli effetti del terremoto utilizzando solo la PGA, in quanto il danneggiamento dipende in modo rilevante anche da altri fattori, quali la durata e la frequenza delle onde sismiche. Sebbene si sia compreso che le caratteristiche del moto del suolo, quali l'ampiezza, il contenuto in frequenza e la durata, sono importanti per valutare il suo potenziale di danneggiamento, alcune di queste proprietà vengono spesso ignorate.

Recenti studi hanno evidenziato che l'analisi probabilistica (CORNELL, 1968), sulla quale è basata la normativa sismica italiana (Ordinanza PCM n. 3519/2006), è formalmente non corretta (e.g. CASTAÑOS & LOMNITZ, 2002; KLÜGEL, 2007a; KLÜGEL, 2007b), poiché fa ricorso a tecniche convolutive e approssimazioni nel processo di calcolo, che possono portare a risultati non realistici. I principali problemi teorici dell'approccio probabilistico sono superati dal metodo NDSHA il quale è basato sul calcolo di sismogrammi sintetici (PANZA *et alii*, 2001) e pertanto non richiede le approssimazioni menzionate (e.g. legate alle relazioni di at-

tenuazione), generalmente non valide.

Sono state confrontate le mappe di pericolosità sismica probabilistica e neo-deterministica per il territorio italiano, focalizzando l'attenzione sulla mappa probabilistica sulla quale è basata la normativa sismica in vigore (GRUPPO DI LAVORO, 2004), e due mappe neo-deterministiche (ZUCCOLO *et alii*, 2010). La prima mappa è stata calcolata usando gli stessi elementi su cui è basata la mappa probabilistica (i.e. catalogo di terremoti CPTI04 (GASPERINI *et alii*, 2004), zone sismo genetiche ZS9 (MELETTI & VALENSISE, 2004)); la seconda include anche le informazioni sulle aree capaci di generare forti terremoti (nodi sismo genetici, GORSHKOV *et alii*, 2002, 2004).

Il confronto è stato effettuato in termini di intensità. I valori di accelerazione (PGA con probabilità di superamento del 10% in 50 anni, nel caso probabilistico, e DGA, nei casi neo-deterministici) sono stati convertiti in una scala di intensità consistente con la scala MCS. L'uso di una scala di intensità semplifica i problemi nella stima delle incertezze nei risultati neo-deterministici: i valori di picco del moto del suolo sono raggruppati in intervalli corrispondenti ad intensità, tali che un raddoppio dei valori di picco corrisponde ad un incremento di un grado di intensità MCS (CANCANI, 1904). Le mappe che illustrano le differenze fra le intensità attese sulla base dei metodi probabilistico e neo-deterministico, sono fornite in figura 83. Il confronto evi-

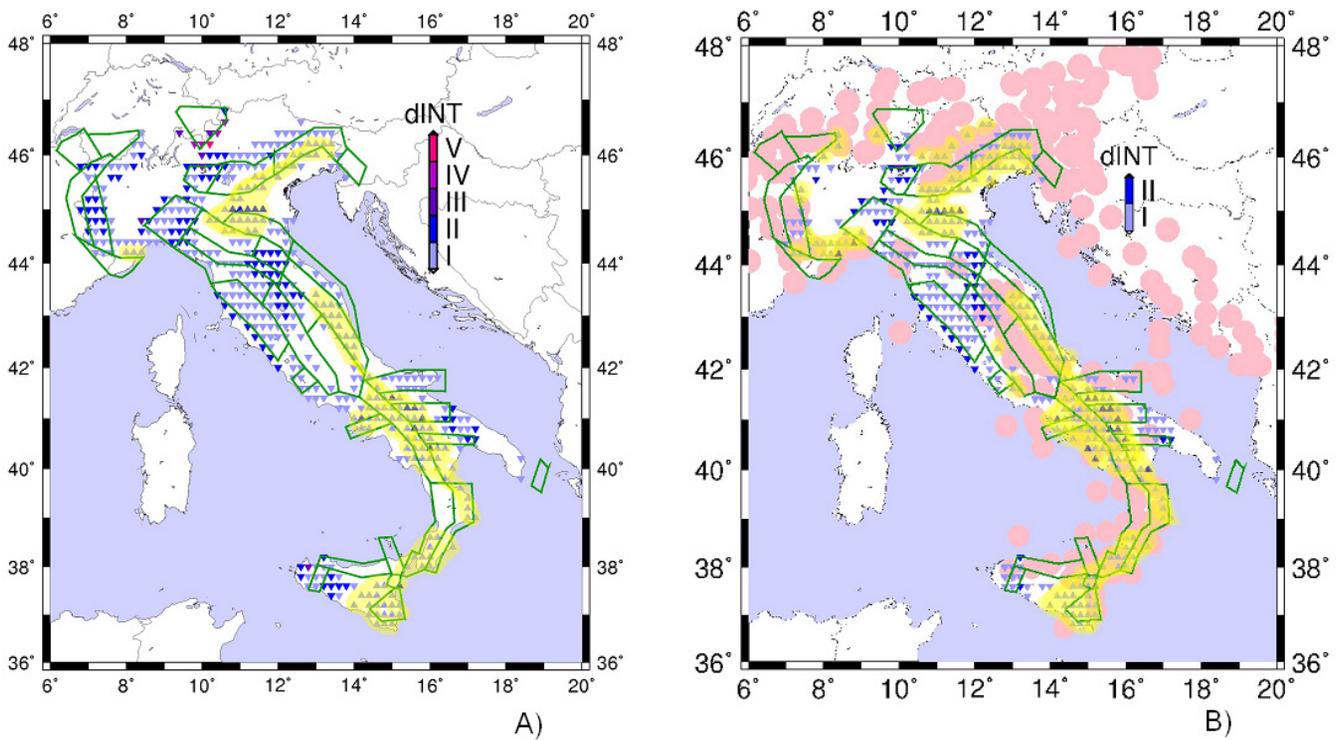


Fig. 83 – Mappa delle differenze in intensità fra: A) mappa probabilistica e neo–deterministica; B) mappa probabilistica e neo–deterministica, con nodi sismo–genetici. I triangoli rivolti verso l’alto indicano una differenza positiva, i triangoli rovesciati una differenza negativa. Le zone sismo–genetiche ZS9 (poligoni) ed i nodi sismo–genetici per $M \geq 6.0$ e $M \geq 6.5$ (cerchi rosa) sono illustrati. In giallo sono evidenziate le aree dove le stime neo–deterministiche superano quelle probabilistiche.

– Differences in intensity between A) PSHA and NDSHA maps and B) PSHA and NDSHA including seismicogenic nodes. The upward triangles indicate a positive difference, while the downward triangles indicate a negative difference. The seismicogenic zones ZS9 (polygons) and the seismicogenic nodes identified for $M \geq 6.0$ and $M \geq 6.5$ (full pink circles) are shown as well. The areas where neo–deterministic estimates are higher than probabilistic ones are marked in yellow.

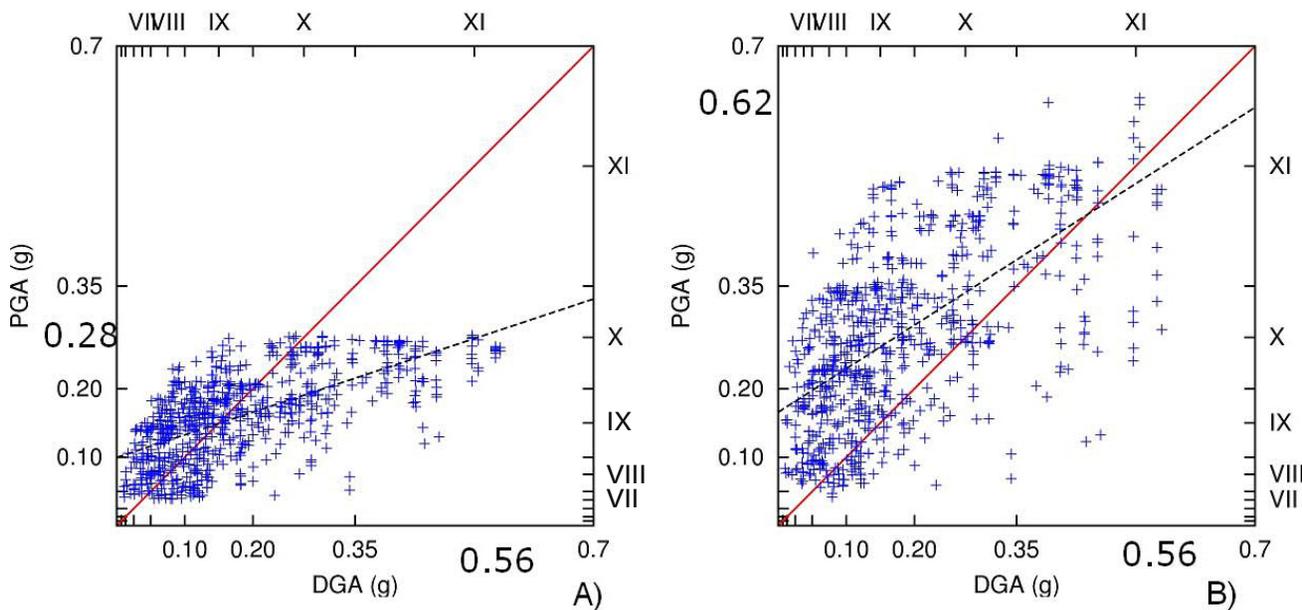


Fig. 84 – Distribuzione delle stime di DGA (metodo neo–deterministico) rispetto alle PGA fornite dal metodo probabilistico ai diversi nodi della griglia. Sono considerati due diversi casi: A) PGA con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (periodo di ritorno: 475 anni); B) PGA con probabilità di eccedenza del 2% in 50 anni (periodo: 2475 anni). La linea rossa corrisponde a valori coincidenti di PGA e DGA; la linea tratteggiata è la retta di regressione.

– Scatter plots comparing the values of DGA from NDSHA analysis and PGA from PSHA, for the common grid points. Two cases are considered: a) PGA values with 10% probability of being exceeded in 50 year (return period: 475 years); b) PGA values with 2% probability of being exceeded in 50 years (return period: 2475 anni). The red line corresponds to the values for which PGA and DGA estimations coincide. The linear regression line (black dashed, line) is shown as well.

denzia come le mappe neodeterministiche forniscono valori più elevati di quelli probabilistici, particolarmente nelle aree a maggiore attività sismica (e.g. nodi sismogenetici); viceversa i valori sono più bassi di quelli probabilistici nelle aree a bassa attività sismica. Questo sottolinea la tendenza del metodo probabilistico ad “appiattare” le stime di moto del suolo atteso attorno un valore medio poco rappresentativo, come evidenziato anche nei diagrammi di figura 84, che confrontano le stime di accelerazione probabilistica e neo-deterministica per due diversi periodi di ritorno. Si osserva infatti che, per il periodo di ritorno *standard* di 475 anni, i valori di PGA per i terremoti forti risultano fortemente sottostimati rispetto alla DGA; viceversa per il periodo di ritorno di 2475 anni, la PGA risulta sovrastimata. Le differenze così evidenziate sono state tragicamente confermate dalle osservazioni raccolte in occasione del terremoto dell’Emilia del 20 Maggio 2012.

4.6. - PROBLEMI CONNESSI ALL’UTILIZZO DELLE MAPPE PROBABILISTICHE DI PERICOLOSITÀ SISMICA ALLA LUCE DEI RECENTI FORTI TERREMOTI

Una valutazione attendibile dello scuotimento del suolo, eventualmente comprendente indicazioni temporali, è essenziale per pianificare azioni efficaci di mitigazione del rischio sismico. La capacità di anticipare lo scuotimento associato ai terremoti futuri, in ogni caso, deve essere provata mediante un rigoroso processo di validazione.

Il terremoto del 20 Maggio 2012, in Emilia, ha evidenziato un problema generale nelle mappe di pericolosità sismica (PERESAN & PANZA, 2012) definite secondo il classico approccio probabilistico PSHA. L’evento si è verificato in un’area classificata a “bassa pericolosità sismica” nella attuale mappa nazionale, pubblicata nel 2004 (GRUPPO DI LAVORO, 2004). L’ultima revisione della classificazione sismica era stata motivata dal terremoto di S. Giuliano di Puglia del 31/10/2002, avvenuto anch’esso in un’area precedentemente definita a bassa pericolosità sismica. La precedente classificazione era stata a sua volta aggiornata nel 1981-1984, dopo che le precedenti mappe avevano mancato il terremoto dell’Irpinia del 1980. Dunque, sebbene le mappe di pericolosità abbiano l’intento di “prevedere” la pericolosità associata ai possibili terremoti futuri, tali mappe hanno dovuto essere sistematicamente aggiornate dopo aver mancato un forte terremoto. È lecito dunque chiedersi quale sia l’effettiva utilità di tali mappe.

Alla luce dei limiti prognostici evidenziati dal terremoto dell’Emilia, si prospetta una ulteriore revisione delle attuali mappe di pericolosità sismica e delle relative norme recentemente entrate in vi-

gore. Prima di procedere a modifiche ed aggiornamenti è essenziale capire che cosa non ha funzionato e soprattutto perché. In realtà la situazione dell’Emilia riflette i problemi evidenziati a scala globale dalle tradizionali stime PSHA. La mappa di riferimento per la normativa italiana, ad esempio, prevede il valore dell’accelerazione del suolo (l’accelerazione massima attesa su roccia, PGA) che ha una probabilità del 10% di essere superata in 50 anni. Tali stime appaiono inadeguate non solo in Italia, dove peraltro sono disponibili informazioni molto prolungate sulla storia sismica, ma anche nel resto del mondo: i terremoti di Tohoku (Giappone, 2011), Haiti (2010) e Wenchuan (Cina, 2008) sono avvenuti in aree indicate come relativamente sicure nelle mappe di pericolosità (GELLER 2011, STEIN *et alii* 2012). È stato infatti recentemente dimostrato che le mappe probabilistiche tradizionali, sviluppate una decina di anni fa nell’ambito del programma globale GSHAP, forniscono valori 2-3 volte inferiori a quelli realmente osservati (KOSSOBOKOV & NEKRASOVA, 2012), soprattutto in occasione dei terremoti più forti e distruttivi; conseguentemente il numero di vittime causato dai terremoti risulta di gran lunga superiore a quello stimato sulla base di tali mappe. Le mappe di pericolosità basate sul metodo PSHA *standard*, in uso a tutt’oggi, non consentono dunque una valutazione attendibile del rischio a cui è esposta la popolazione (WYSS *et alii*, 2012). Purtroppo, molti dei problemi metodologici, che spiegano la ridotta capacità predittiva delle mappe globali GSHAP, appaiono sostanzialmente irrisolti nei programmi per la revisione delle mappe di pericolosità sismica a scala globale attualmente in corso (e.g. *Global Earthquake Model*).

In alternativa, o quanto meno a complemento, del metodo PSHA proponiamo la valutazione neodeterministica della pericolosità (NDSHA), effettuata secondo la metodologia NDSHA. Le differenze fra i due diversi approcci, PSHA ed NDSHA, sono sostanziali. L’obiettivo dell’approccio PSHA è quello di stimare la probabilità che il moto del suolo superi una certa soglia prefissata, considerando lo scuotimento e la relativa probabilità associati a tutti i terremoti possibili nell’area in esame. L’approccio NDSHA, invece, determina il massimo moto del suolo associato ad un ampio insieme di terremoti di scenario. In altre parole, PSHA enfatizza la probabilità, che dipende dai modelli statistici, mentre NDSHA enfatizza i modelli fisici (PANZA *et alii*, 2012).

Consideriamo dunque il caso del terremoto dell’Emilia (fig. 85). Come già evidenziato, la mappa PSHA, che costituisce la base della normativa sismica italiana, prevedeva un valore di PGA inferiore a 0.175 g, mentre la mappa NDSHA indicava

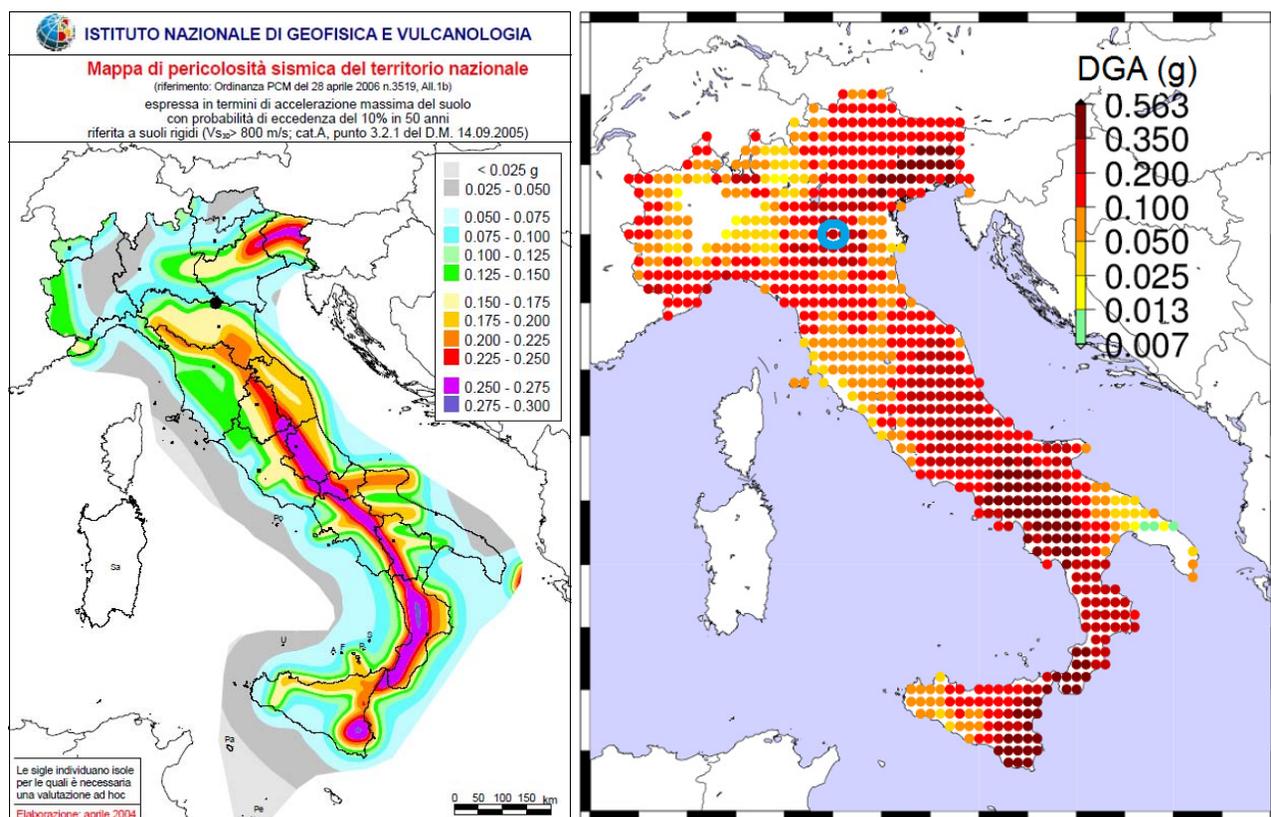


Fig. 85 – Mappe di pericolosità sismica sviluppate per l'Italia utilizzando: a) PSHA (mappa di normativa; Gruppo di Lavoro, 2004) e b) NDSHA, dove l'accelerazione di progetto DGA è equivalente a PGA (ZUCCOLO *et alii* 2011). L'epicentro del terremoto dell'Emilia è evidenziato nelle mappe. A differenza della fig. b), nella fig. a) l'epicentro è localizzato in un'area a basso scuotimento atteso. Le mappe sono tratte da PERESAN E PANZA (2012) – *Seismic hazard maps of Italy, developed using (a) PSHA (reference seismic hazard map for the Italian territory; Gruppo di Lavoro, 2004) and (b) NDSHA, where design ground acceleration (DGA) is equivalent to PGA (ZUCCOLO *et alii*, 2011). The epicentre of the Emilia earthquake is marked (dot on the left; circle on the right). Contrary to figure b), in figure a) the epicentre is located in a low ground shaking area. Maps are taken from PERESAN & PANZA (2012).*

valori nell'intervallo 0.20 – 0.35 g, in buon accordo con quanto osservato (~ 0.25 g). Il confronto delle diverse stime in termini di intensità macrosismiche (descritto al paragrafo 4.5) aveva già evidenziato che l'area epicentrale del terremoto dell'Emilia si trova in una zona in cui PSHA fornisce una intensità inferiore di almeno una unità rispetto a quella fornita da NDSHA, il cui valore è più vicino alla reale intensità del sisma.

La mappa PSHA (fig. 85a) fornisce stime di pericolosità apparentemente più dettagliate ed ottimistiche rispetto alla mappa NDSHA (fig. 85b); in realtà, l'elevato dettaglio di tale mappa appare poco realistico, considerate le incertezze in gioco ed il fatto che le informazioni utilizzate per la sua definizione sono in gran parte costituite da osservazioni macrosismiche. Qualora la medesima mappa PSHA (fig. 85a) venga tracciata utilizzando una scala di colori più realistica, identica a quella utilizzata per la mappa NDSHA, dove ciascun colore corrisponde ad un diverso grado di intensità macrosismica, si può osservare che PSHA sottostima lo scuotimento osservato, pur prevedendo valori relativamente elevati sull'intero territorio nazionale (fig. 86).

In generale, il metodo PSHA ha sottostimato lo scuotimento osservato perché fornisce stime con il 10% di probabilità di superamento in 50

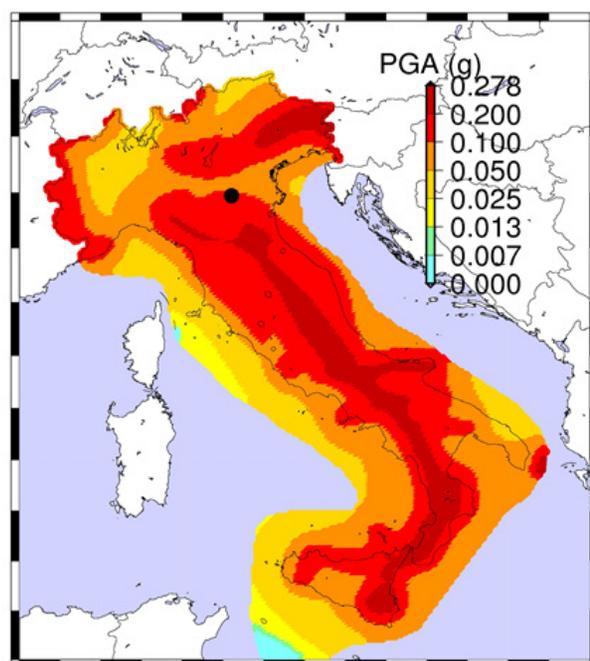


Fig. 86 – Mappa di pericolosità sismica PSHA di Fig. 85a tracciata utilizzando la medesima scala di colori utilizzata per la mappa NDSHA di Fig. 85b, dove ciascun colore corrisponde ad un diverso grado di intensità macrosismica (ZUCCOLO *et alii*, 2011). Il circolo nero indica l'epicentro del terremoto dell'Emilia, che ricade nell'intervallo di scuotimento 0.1–0.2 g. – *Probabilistic seismic hazard map of Italy (same as in Fig. 85a) drawn using the same color palette used for the NDSHA map, where each interval corresponds to one degree of intensity (ZUCCOLO *et alii*, 2011). The black dot marks the epicentre of the Emilia earthquake, which falls in an area where the estimated ground shaking is in the range 0.1–0.2 g.*

anni, ossia indica uno scuotimento che può essere superato, in media, una volta ogni circa 500 anni ($= 50/10^0\%$). Il terremoto più forte ipotizzato nell'area emiliana (di magnitudo $M = 6.2$, confrontabile con quella del 20 Maggio) ha un tasso atteso di 0.14 per secolo (ossia un evento ogni 700 anni circa). Questo tuttavia non significa che il terremoto avverrà fra 700 anni. In realtà un simile evento può verificarsi in ogni momento. Ed infatti si è verificato pochi anni dopo la pubblicazione della mappa. Dunque le mappe PSHA sottostimano lo scuotimento reale se si considerano i terremoti più forti, che sono caratterizzati da tempi di ricorrenza più lunghi. Il confronto tra i valori PSHA con quelli NDSHA e con la sismicità osservata indica che l'accelerazione del suolo per gli eventi più forti può superare anche di due o tre volte quella prevista dalle mappe tradizionali. Basti considerare che l'accelerazione massima prevista sull'intero territorio italiano è 0.28 g, un valore ampiamente superato sia da terremoti recenti (es. L'Aquila) che passati. Considerando mappe definite con una minore probabilità di superamento, ad esempio 2% in 50 anni, si ha un aumento generalizzato della pericolosità, ottenendo valori più rappresentativi dei terremoti forti, ma sovrastimati nelle aree a bassa sismicità. Questa caratteristica, osservata in varie parti del mondo, ha reso il metodo PSHA controverso ed oggetto di un lungo dibattito (CASTAÑOS & LOMNITZ 2002, PANZA *et alii* 2011a) che ha messo in luce errori sia nella sua formulazione matematica che nelle ipotesi di base.

Come rilevato in PERESAN & PANZA (2012), visto che lo scuotimento atteso è strettamente dipendente dalle ipotesi sulla ricorrenza dei forti terremoti, che sono affette da notevoli incertezze e spesso si rivelano errate, appare poco adeguato utilizzare il metodo PSHA come base per la definizione delle norme antisismiche.

In un'ottica di prevenzione, è essenziale che almeno le strutture strategiche e pubbliche siano progettate in modo da resistere a futuri forti terremoti. Quando si verifica un terremoto con una data magnitudo M , lo stesso genera un moto sismico del suolo che non dipende certamente dalla sua sporadicità nell'area di studio. In questa prospettiva, i parametri di progettazione antisismica non devono essere ridotti o aumentati in funzione della maggiore o minore sporadicità del terremoto, come previsto da PSHA, ma devono tener conto dei valori di magnitudo definiti in base alla storia sismica e alla sismotettonica, come previsto dall'approccio NDSHA. Conseguentemente, per passare da un'ottica focalizzata sulla gestione dell'emergenza ad una nuova prospettiva basata sulla prevenzione, è necessario rivalutare sostanzialmente l'ambito di applicabilità di PSHA.

Se si considerano quindi due siti possibili sedi di terremoti della stessa magnitudo (ad esempio $M=7$), ovvero esposto agli stessi effetti, a parità di tutte le altre condizioni, il sito dove la sporadicità è maggiore risulta naturalmente preferibile per nuovi insediamenti (viceversa per gli interventi di riqualificazione preventiva e riduzione della vulnerabilità). Tuttavia i parametri di riferimento della progettazione antisismica devono essere uguali nei due siti, dato che la magnitudo da cui ci si deve difendere, $M=7$, è la stessa. Tali considerazioni di validità generale sono particolarmente rilevanti per gli impianti chimici, per l'elevata vulnerabilità degli stessi. La valutazione può essere ovviamente diversa in una prospettiva puramente attuariale, che però richiede una caratterizzazione statistica adeguata, che non risulta generalmente possibile a causa della scarsità delle osservazioni disponibili.

Alla luce dei recenti terremoti distruttivi che hanno colpito l'Italia, il metodo NDSHA sembra dunque fornire una stima più attendibile della pericolosità sismica rispetto al PSHA. Per ampliare la casistica disponibile, si ritiene particolarmente importante la sperimentazione su ampia scala del metodo, già avviata nell'ambito di diversi progetti e pluriennali collaborazioni internazionali. In tale ottica, appare significativa MOURABIT *et alii* (2013), che illustra l'applicazione preliminare del metodo NDSHA per la stima della pericolosità sismica nei Paesi del Nord Africa (Marocco, Algeria, Tunisia, Libia ed Egitto). Il lavoro dimostra l'applicabilità del metodo NDSHA in funzione dello specifico stato e qualità delle conoscenze.

4.7. - DEFINIZIONE DI SCENARI DI DETTAGLIO UTILIZZANDO STRUTTURE LOCALI STRATIFICATE LATERALMENTE ETEROGENEE

La modellazione dello scuotimento del suolo al basamento, a scala regionale, è stata affiancata dalla definizione di scenari di dettaglio per siti di particolare interesse, utilizzando strutture locali lateralmente eterogenee che permettono quindi di considerare le caratteristiche geologiche locali (i.e. effetti di sito).

Per la modellazione dello scuotimento a scala locale lo studio è focalizzato sulla città di Trieste, anche in considerazione dell'elevata densità abitativa e della rilevante pericolosità sismica di alcune sue zone. Per Trieste sono infatti disponibili dati geologici e geotecnici sufficientemente dettagliati (Servizio Geologico, Direzione centrale ambiente energia e politiche per la montagna, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Progetto CGT - Cartografia Geologica Tecnica alla scala 1:5.000), necessari per definire il profilo stratigrafico bidimensionale del terreno e le caratteristiche mec-

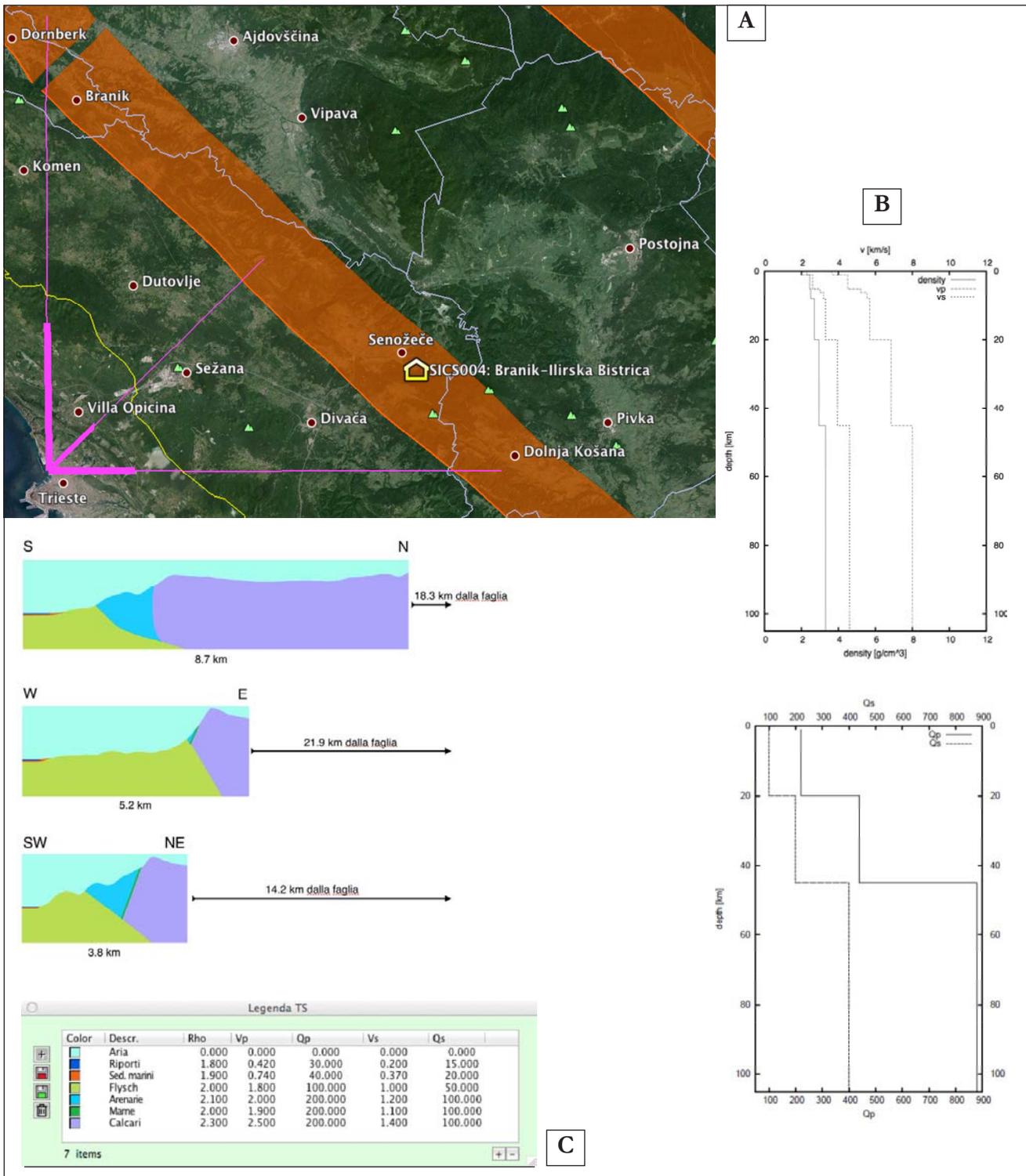


Fig. 87 – A) Mappa che illustra le tracce (in lilla) dei tre profili considerati. La propagazione delle onde nella parte sottile della traccia è modellata mediante la somma multimodale, mentre nella parte terminale dei profili, dal ciglione carsico verso il Porto Vecchio, è modellata con la tecnica delle differenze finite. B) Proprietà del modello strutturale al bedrock (da BRANDMAYR *et alii*, 2010) utilizzato per la propagazione del campo d’onda dalle sorgenti all’inizio dei tre profili (tratto sottile delle tracce in Fig. A. C) Dall’alto verso il basso, il modello locale lateralmente eterogeneo per i profili in direzione N–S, E–W e NE–SW, corrispondente al tratto ingrossato delle tracce mostrate in Fig. A. In legenda le proprietà geofisiche degli strati considerati: densità in g/cm³ (Rho), velocità delle onde P ed S in km/s (Vp e Vs), e relativo fattore di qualità Qp e Qs (adimensionale) che definisce l’anelasticità del modello. La dimensione verticale del modello per i tre profili è di 700 m.

– A) Map showing the position (in lilac) of the three considered profiles. Wave propagation in the thin part is computed with multimodal summation, whereas in the last part of the profile, from Karst to the port, it is computed with finite difference technique. B) Properties of bedrock model (BRANDMAYR *et alii*, 2010) used for full wave field propagation in the first part of the three profiles (thin path in Figure A). C) From top to bottom, laterally heterogeneous local model for N–S, E–W and NW–SW profiles. In the legend the geophysical properties of each considered layer: density in g/cm³ (Rho), velocity of P and S waves in km/s (Vp e Vs), and relative quality factor Qp and Qs (dimensionless) that defines the model anelasticity. Vertical size of the model of the three profiles is 700 m.

caniche ed il fattore di attenuazione dei diversi strati.

Grazie ad una estesa e onerosa ricerca delle informazioni disponibili nelle banche dati regionali ed in letteratura, sono stati reperiti i dati geotecnici e geologici necessari a caratterizzare i modelli strutturali bidimensionali lungo tre profili tracciati nella città di Trieste che dal Carso raggiungono la zona del Porto Vecchio, in direzione NS, EW e nella direzione NE-SW, rispettivamente (fig. 87).

La sorgente sismica considerata per il profilo NS è posizionata all'estremità SE della faglia Cividale-Nova Gorica riportata nel *database* DISS 3.1 (BASILI *et alii*, 2008; DISS Working Group, 2010), mentre le sorgenti per i profili EW e NE-SW sono ubicate sulla faglia Branik-Ilirska Bistrica del medesimo database. Il *database* DISS contiene la descrizione delle faglie attive che hanno già generato un terremoto di entità significativa nel passato, e le tabelle di riferimento in cui è possibile individuare, per ogni possibile sorgente, la sua localizzazione, l'intervallo delle magnitudo possibili ed il relativo meccanismo di rottura atteso.

Per entrambe le faglie, il DISS indica una magnitudo attesa di 5.5. Nella modellazione degli scenari di scuotimento tuttavia si è preferito essere maggiormente conservativi, ipotizzando l'occorrenza di un terremoto di magnitudo 6, ovvero la magnitudo prevista secondo l'analisi morfostrutturale di dettaglio e l'identificazione dei nodi sismogenetici descritta nel paragrafo 2.1.

Il meccanismo focale adottato per le tre sorgenti è il medesimo, ed è caratterizzato da *strike* di 310° , dip di 80° e rake di 176° . Si tratta pertanto di un meccanismo trascorrente destrorso su una faglia sub-verticale di orientazione dinarica.

Dall'orientazione del piano di faglia (*strike*) e dall'ubicazione dei profili dipende uno dei parametri fondamentali che influenza i livelli di radiazione dalla sorgente per le componenti del moto, ovvero l'angolo *strike-receiver*. Questo è l'angolo, misurato in senso antiorario, che lo *strike* della faglia forma con il sito di interesse posto lungo il profilo. Tale parametro può essere soggetto a variazione nel caso di un'eventuale rotazione del piano di faglia oppure per una diversa localizzazione dell'epicentro. In base al valore dell'angolo di *strike-receiver*, a parità di altri parametri significativi che definiscono il meccanismo del terremoto, le ampiezze delle componenti del moto del suolo (radiale, trasversale, verticale) causato dalle onde sismiche variano secondo uno specifico profilo di radiazione (*radiation pattern*). Nel particolare caso del profilo NE-SW, a causa della specifica configurazione sorgente-profilo, le componenti radiale e verticale verrebbero a trovarsi in un minimo del profilo di radiazione. Al fine di ottenere risultati conservativi,

per tali componenti è stato pertanto considerato un angolo *strike-receiver* opportunamente modificato, compatibilmente con il quadro sismotettonico dell'area in esame.

Gli scenari di scuotimento sono stati modellati attraverso il calcolo di sismogrammi sintetici a larga banda spettrale, ottenuti mediante una metodologia ibrida basata sulla somma multimodale e le differenze finite (PANZA *et alii*, 2001). Lo schema è mostrato in figura 88.

La metodologia di calcolo, utilizzata per la modellazione dei sismogrammi sintetici, consta di due parti:

- nella prima si utilizza il metodo della Somma Modale (MS) in mezzi anelastici lateralmente omogenei per modellare la propagazione delle onde dalla sorgente all'inizio del profilo locale di studio. Il modello strutturale utilizzato è rappresentativo delle proprietà medie della crosta. In questa fase si calcolano gli autovalori, ossia le velocità di fase, e le relative autofunzioni associate ai modi di RAYLEIGH & DI LOVE, moto P-SV e moto SH rispettivamente, nel semispazio stratificato. Utilizzando in ogni strato del modello strutturale un fattore Q, espressione dell'attenuazione spaziale e temporale, si tiene conto degli effetti prodotti dall'anelasticità. Tali segnali, ottenuti al basamento mediante somma multimodale, costituiscono l'*input* per la propagazione del campo d'onda nei profili locali, calcolato secondo il metodo delle differenze finite;

- nella seconda si sfrutta la tecnica delle Differenze Finite (FD), che permette di tener conto delle eterogeneità laterali, anche articolate, stimando così gli effetti di sito. In particolare, si traccia un profilo stratigrafico (2D) del terreno lungo una sezione contenente i siti di interesse, assegnando ai vari strati le caratteristiche meccaniche ed il fattore di attenuazione pertinente, sulla base delle informazioni geotecniche e geologiche fornite da materiale cartografico inerente l'area e studi specifici di settore.

Inoltre, applicando il metodo delle FD al profilo, privo però dell'andamento topografico locale e delle eterogeneità laterali, e pertanto rappresentativo del modello strutturale di riferimento usato nella prima parte (MS), si ottengono i sismogrammi e i relativi spettri di risposta caratteristici del basamento, che quindi non risentono dell'influenza degli strati di terreno più superficiali definiti nel profilo locale dettagliato. Dal rapporto fra gli spettri di risposta, ottenuti rispettivamente per il modello lateralmente eterogeneo e per il modello di basamento, si possono stimare le amplificazioni (o deamplificazioni) che caratterizzano ciascun sito di interesse. Le amplificazioni così ottenute vengono mappate lungo il profilo in funzione della frequenza e permettono quindi di identificare le

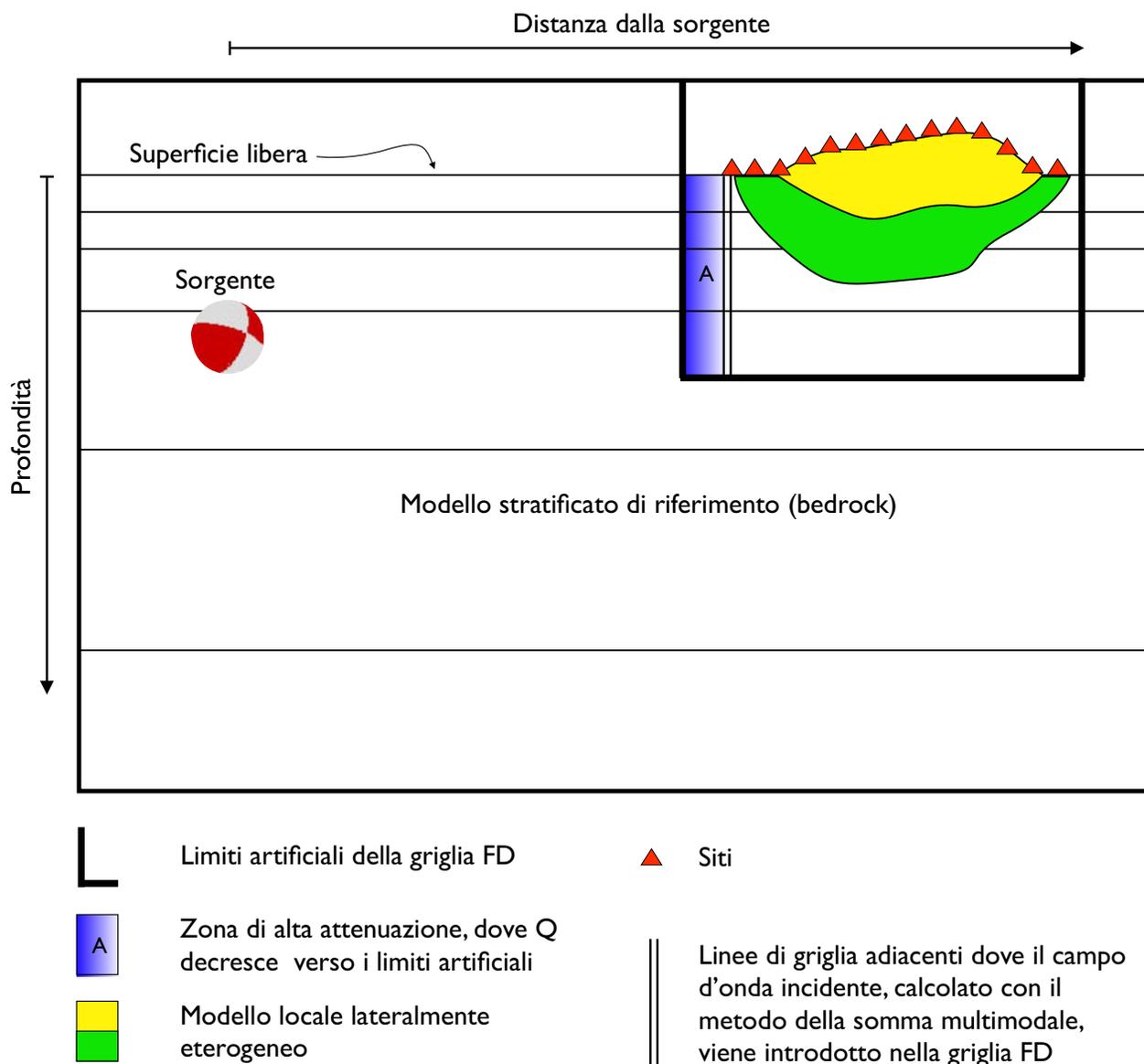


Fig. 88 – Diagramma schematico del metodo ibrido (PANZA *et alii*, 2001)
 – *Scheme of hybrid method (PANZA et alii, 2001)*

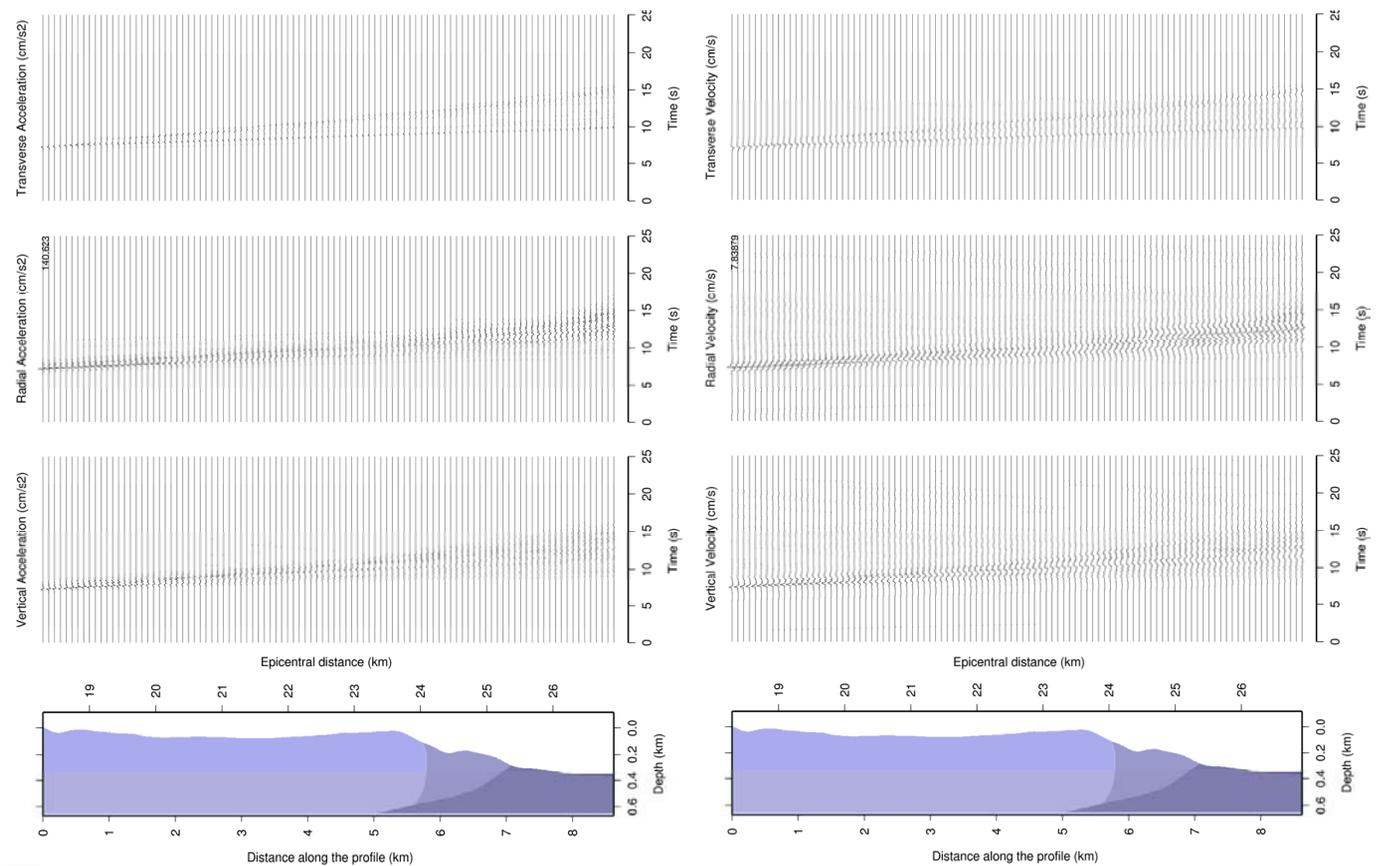
costruzioni più a rischio in base al loro periodo fondamentale di risonanza.

I sismogrammi sintetici calcolati possono essere scalati in relazione al valore della magnitudo associata al terremoto di scenario, considerando funzioni temporali di sorgente che possono tenere in conto anche degli effetti di direttività generati dal processo di rottura lungo la faglia. Nell'analisi illustrata qui di seguito, i segnali calcolati per i tre profili in esame sono stati scalati secondo l'approssimazione puntiforme di GUSEV (1983), come riportato in AKI (1987). In questo modo si ottengono sismogrammi sintetici a tre componenti (radiale, trasversale e verticale) nel dominio degli spostamenti, velocità ed accelerazioni. Queste ultime, in particolare, rappresentano i dati di mag-

giore interesse nelle applicazioni ingegneristiche, per lo studio degli effetti del moto del suolo sulle strutture, anche se va prendendo sempre più piede la consapevolezza che il potenziale distruttivo di un terremoto è meglio rappresentato da funzioni della velocità del moto del suolo (BERTERO & UANG, 1992; DECANINI & MOLLAIOLI, 1998; MOLLAIOLI *et alii*, 2003).

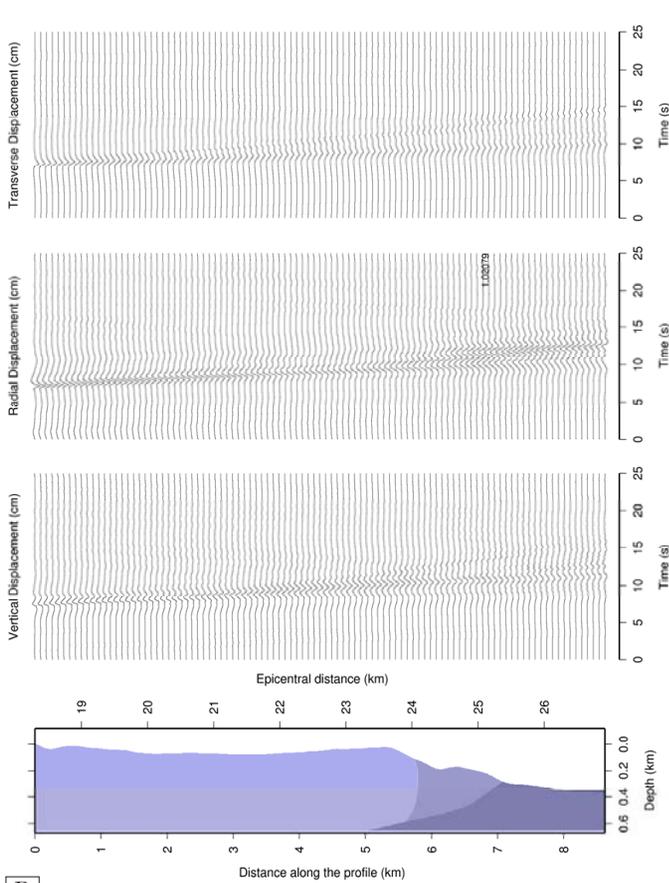
L'*input* sismico derivante da una simile modellazione può essere scelto tra un'ampio insieme di possibili serie temporali e relativi spettri, e relazionati all'*input* sismico previsto dalla normativa.

Nella figura 89 sono mostrate le serie temporali in accelerazione, velocità e spostamento per le tre componenti del moto (radiale, verticale e trasversale) lungo il profilo NS. I sismogrammi per i pro-



A

C

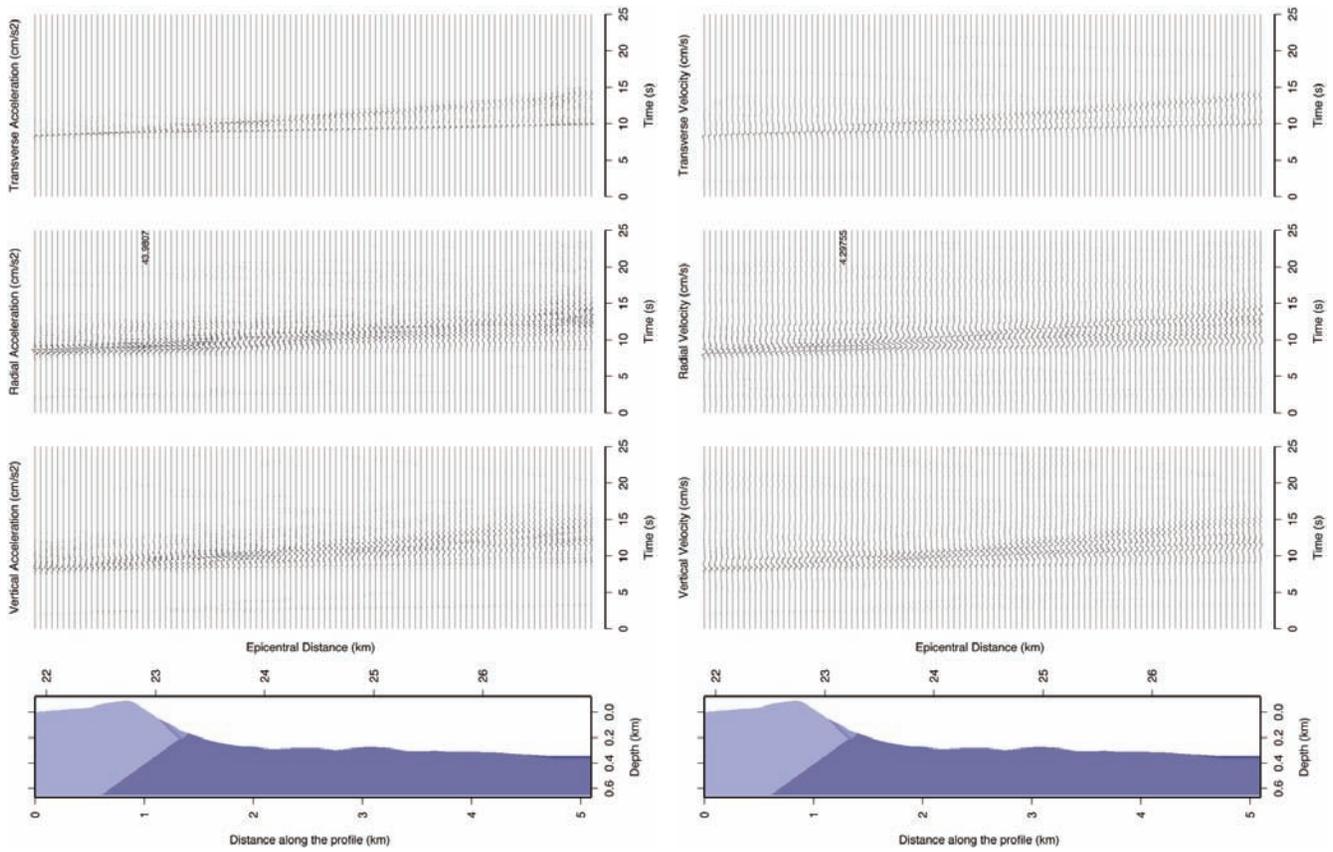


B

Fig 89 – A) Accelerazioni ottenute lungo il profilo NS per le tre componenti del moto. B) Velocità ottenute lungo il profilo NS per le tre componenti del moto. C) Spostamenti ottenute lungo il profilo NS per le tre componenti del moto.
 – A) Accelerations along the profile NS for the three ground motion components. B) Velocities along the profile NS for the three ground motion components. C) Displacements along the profile NS for the three ground motion components.

filii EW e NE-SW sono riportati nelle figure 90, 91, mentre le amplificazioni spettrali per i tre profili sono visibili in figura 92. Nelle figure in cui sono raffigurati i sismogrammi, l'ampiezza di ciascuna serie temporale è graficamente normalizzata rispetto al sismogramma di ampiezza massima, in corrispondenza del quale è posizionato il valore di picco (cm per gli spostamenti, cm/s per le velocità, cm/s² per le accelerazioni).

Si può notare come la presenza dei sedimenti marini e dei riporti nella parte terminale di ciascun profilo, nella zona del Porto Vecchio, sia la causa di un incremento delle ampiezze dei segnali, pur all'aumentare della distanza epicentrale, e di una maggior durata dello scuotimento, che si traducono in una maggior pericolosità per l'edificato. Il grafico dell'amplificazione spettrale di figura 92 mostra inoltre come le amplificazioni, evidenziate in rosso, in tale area possano manifestarsi a frequenze diverse a seconda del profilo considerato.

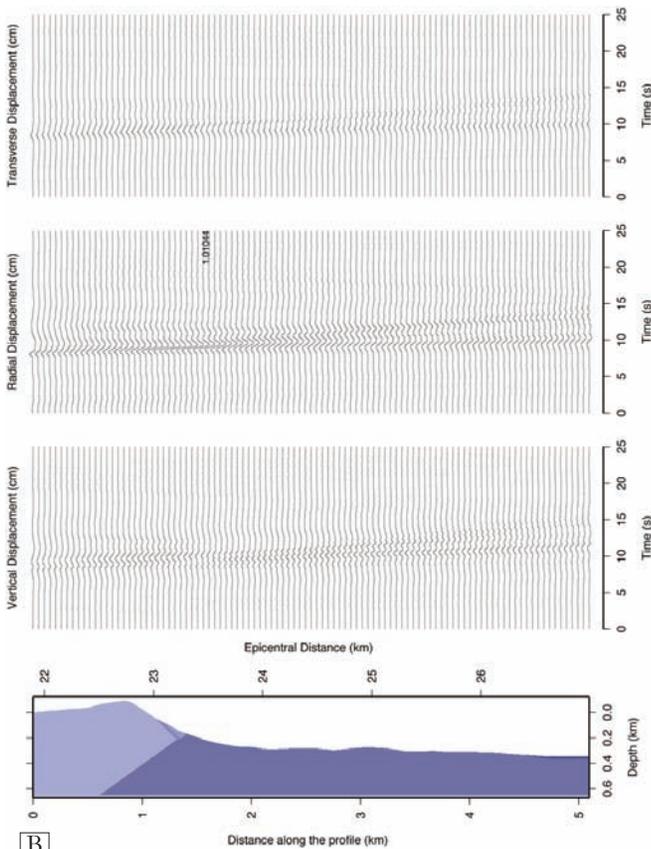


A

C

Fig. 90 – A) Accelerazioni ottenute lungo il profilo EW per le tre componenti del moto. B) Velocità ottenute lungo il profilo EW per le tre componenti del moto. C) Spostamenti ottenute lungo il profilo EW per le tre componenti del moto.

– A) Accelerations along the profile EW for the three ground motion components. B) Velocities along the profile EW for the three ground motion components. C) Displacements along the profile EW for the three ground motion components.



B

L'amplificazione si manifesta anche per la componente verticale del moto, generalmente ritenuta poco sensibile alle caratteristiche del sito sulla base di modellazioni semplificate basate sull'incidenza di un scampo d'onda verticale.

Le diverse caratteristiche di amplificazione ottenute per la zona del Porto Vecchio, all'intersezione fra i tre diversi profili, implicano una dipendenza non solo dalle proprietà del sito stesso (che è il medesimo nei tre profili), ma anche dalle caratteristiche della sorgente che ha generato il campo d'onda e dal modello strutturale attraversato dalle onde sismiche lungo il percorso fra la sorgente ed il sito.

Questa osservazione evidenzia come l'amplificazione locale (ossia i così detti "effetti di sito") dipenda in realtà dalla specifica configurazione sorgente-sito, e dunque può difficilmente essere caratterizzata sulla base delle osservazioni connesse ad un singolo terremoto. Appare dunque ancor più rilevante il ruolo della modellazione rea-

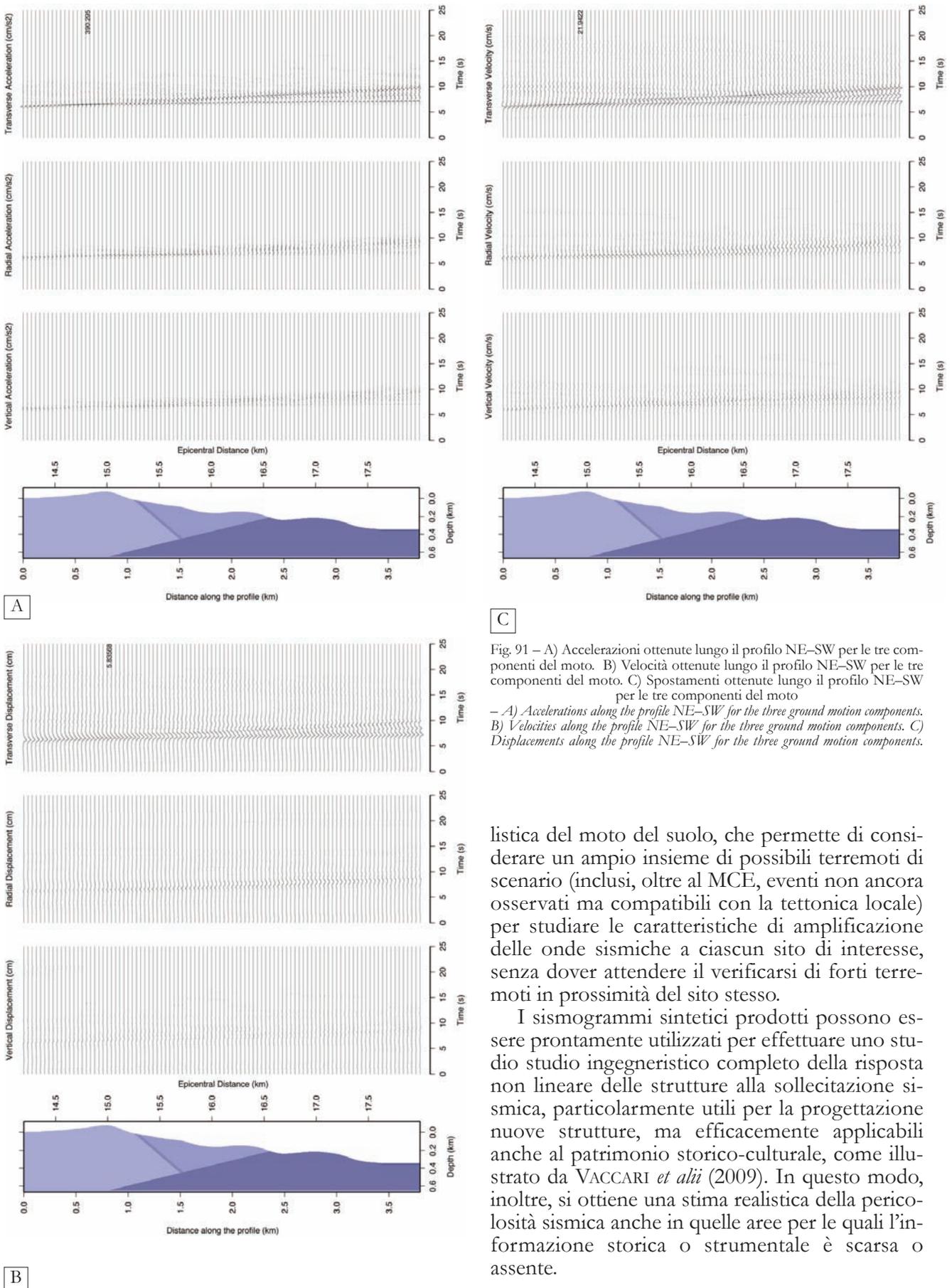


Fig. 91 – A) Accelerazioni ottenute lungo il profilo NE–SW per le tre componenti del moto. B) Velocità ottenute lungo il profilo NE–SW per le tre componenti del moto. C) Spostamenti ottenute lungo il profilo NE–SW per le tre componenti del moto
 – A) Accelerations along the profile NE–SW for the three ground motion components. B) Velocities along the profile NE–SW for the three ground motion components. C) Displacements along the profile NE–SW for the three ground motion components.

listica del moto del suolo, che permette di considerare un ampio insieme di possibili terremoti di scenario (inclusi, oltre al MCE, eventi non ancora osservati ma compatibili con la tettonica locale) per studiare le caratteristiche di amplificazione delle onde sismiche a ciascun sito di interesse, senza dover attendere il verificarsi di forti terremoti in prossimità del sito stesso.

I sismogrammi sintetici prodotti possono essere prontamente utilizzati per effettuare uno studio ingegneristico completo della risposta non lineare delle strutture alla sollecitazione sismica, particolarmente utili per la progettazione nuove strutture, ma efficacemente applicabili anche al patrimonio storico-culturale, come illustrato da VACCARI *et alii* (2009). In questo modo, inoltre, si ottiene una stima realistica della pericolosità sismica anche in quelle aree per le quali l'informazione storica o strumentale è scarsa o assente.

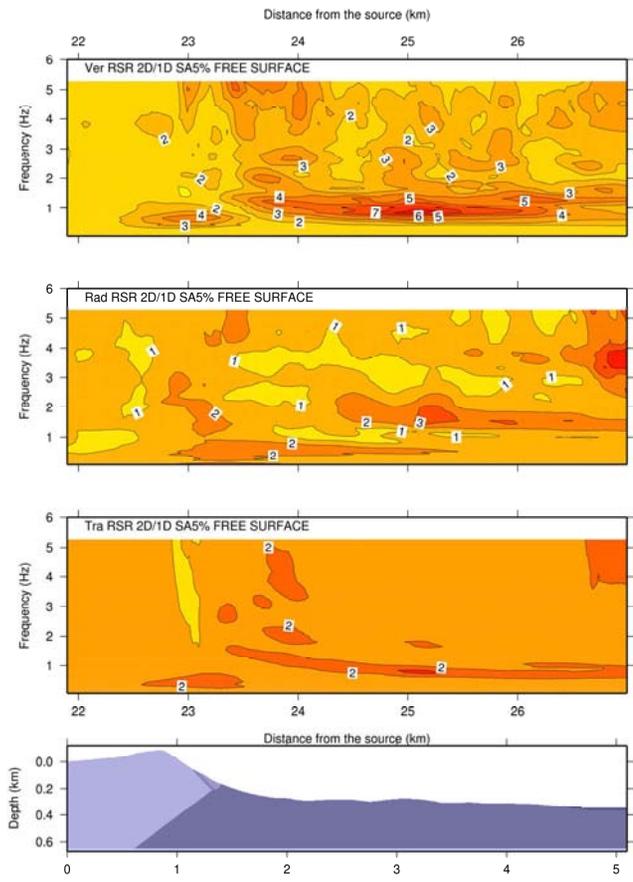
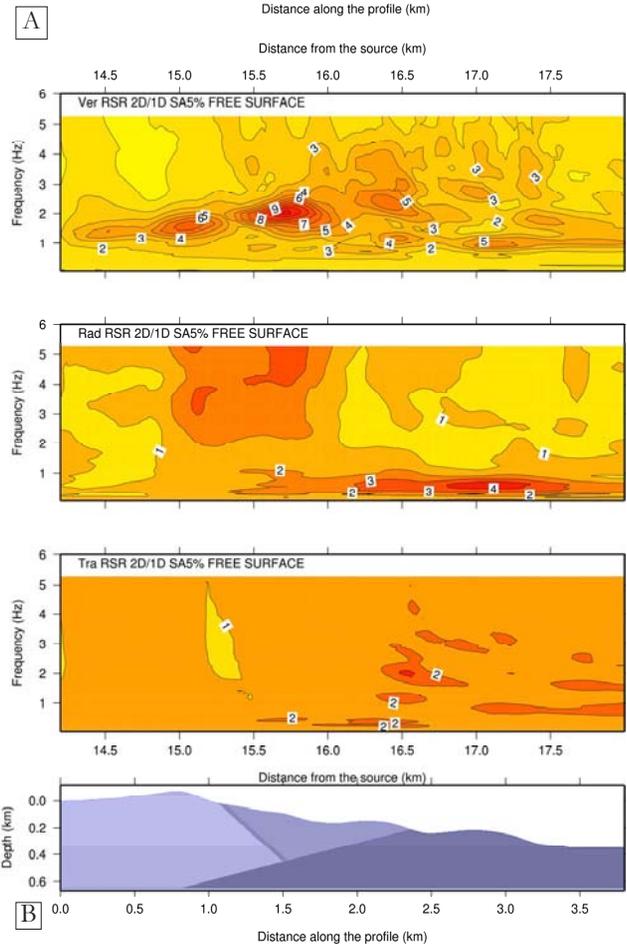
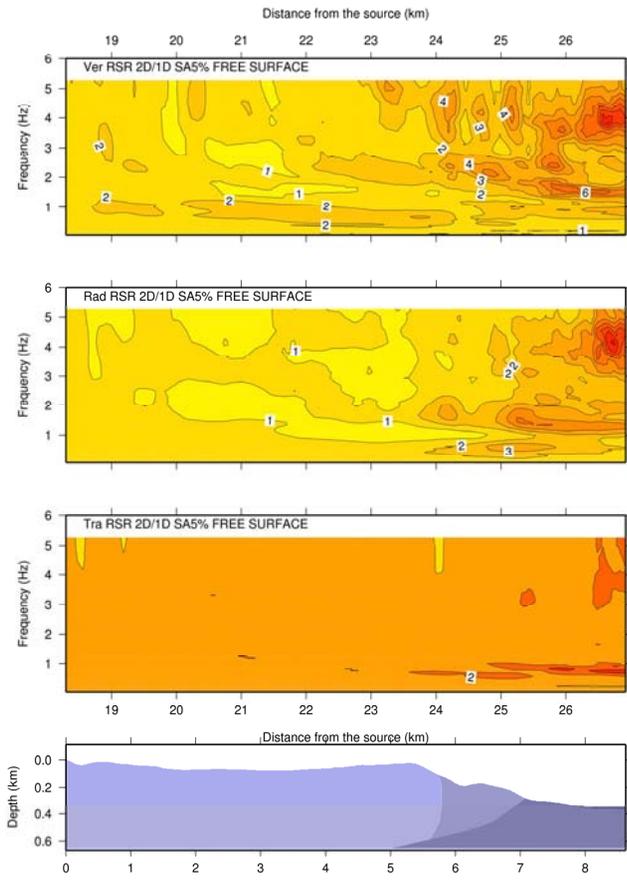


Fig. 92 – A) Amplificazioni spettrali ottenute lungo il profilo NS per le tre componenti del moto. Dall'alto verso il basso: verticale, radiale, trasversale. B) Amplificazioni spettrali ottenute lungo il profilo EW per le tre componenti del moto. Dall'alto verso il basso: verticale, radiale, trasversale. C) Amplificazioni spettrali ottenute lungo il profilo NE-SW per le tre componenti del moto. Dall'alto verso il basso: verticale, radiale, trasversale. – A) Spectral amplification along the profile NS for the three ground motion components. From top to bottom: vertical component, radial component, and transverse component. B) Spectral amplification along the profile EW for the three ground motion components. From top to bottom: vertical component, radial component, and transverse component. C) Spectral amplification along the profile NE-SW for the three ground motion components. From top to bottom: vertical component, radial component, and transverse component.

5. - SCENARI DI PERICOLOSITÀ DA TSUNAMI PER LA CITTÀ DI TRIESTE

5.1. - SCENARI NEO-DETERMINISTICI DI PERICOLOSITÀ DA TSUNAMI

È stato effettuato uno studio della pericolosità da tsunami per la città di Trieste, basato sulla modellazione di mareogrammi sintetici. Uno studio di questo genere è motivato dalla rinnovata attenzione verso questo fenomeno naturale che, sebbene molto più diffuso negli oceani, può causare danni non trascurabili a persone, strutture portuali ed altre attività produttive costiere anche in bacini più piccoli. Nella città di Trieste, ad esempio, il problema risulta particolarmente rilevante qualora si verifici in concomitanza con il fenomeno dell'acqua alta (che, in particolari condizioni, può rag-

giungere un'ampiezza di 2 metri).

Una corretta conoscenza del fenomeno, ed in particolare una stima quanto più precisa possibile dell'altezza massima e del tempo di arrivo dell'eventuale onda di tsunami, può essere determinante per una corretta opera di prevenzione e mitigazione del danno, in particolare attraverso la predisposizione di barriere anti-onda e di sistemi di allerta in tempo reale.

L'approccio utilizzato in questo studio è quello modale, ove le equazioni del moto sono le stesse che descrivono la propagazione delle onde sismiche in una struttura a stratificazione verticale, che nel caso degli tsunami è caratterizzata da uno o più strati liquidi in superficie. In questo modo lo tsunami può essere sostanzialmente trattato come un modo sismico a velocità di fase ed a frequenze molto basse, in cui tra le forze di richiamo sia considerata anche la gravità oltre all'elasticità. La principale variabile che regola la velocità di fase, e quindi le modalità di propagazione dell'onda, è la profondità degli strati liquidi: da qui la particolare importanza, nel calcolo del moto dell'onda, di utilizzare una batimetria realistica.

L'approccio seguito può essere definito "totalmente accoppiato", in quanto considera simultaneamente la propagazione nel liquido e nel solido sottostante (PANZA *et alii*, 2000b). In tal modo è possibile una naturale e formale inclusione della sorgente sismica nella modellazione, e ciò consente, fra l'altro, la modellazione di tsunami generati da terremoti con epicentro in terra in prossimità della costa. Un'applicazione di questo metodo allo studio della pericolosità da Tsunami per l'area industriale di Priolo-Augusta è contenuto in PANZA *et alii*, (2004b).

Un esempio di modellazione di mareogrammi sintetici, effettuata considerando il terremoto ed il

relativo tsunami che hanno colpito il Giappone nel Marzo 2011, è illustrato da BISIGNANO *et alii*, (2011); lo studio evidenzia la capacità del metodo di determinare in modo più che soddisfacente l'ampiezza massima ed il tempo di arrivo dell'onda in condizioni di mare aperto, come illustrato in figura 93. Tale lavoro include, inoltre, una mappatura neo-deterministica della pericolosità da tsunami per le aree costiere del Vietnam, definita in collaborazione con i colleghi dell'*Institute of Geophysics, Vietnam Academy of Science and Technology* (VAST, Hanoi, Vietnam), considerando un ampio insieme di potenziali sorgenti tsunamigeniche compatibili con le osservazioni disponibili e le informazioni sulla tettonica regionale.

5.2. - STUDIO DELLA PERICOLOSITÀ DA TSUNAMI PER LE CITTÀ DI TRIESTE

Nel Mare Adriatico, dove la sismicità storica si è manifestata con eventi di bassa o moderata magnitudo (generalmente inferiore a $M=7$), si sono contati circa 60 tsunami negli ultimi 2000 anni (PAULATTO *et alii*, 2007).

Per quanto riguarda la caratterizzazione delle sorgenti tsunamigeniche potenzialmente pericolose per la città di Trieste, si fa riferimento alle sorgenti associate alla zona 1 ed alla zona 2, secondo la definizione fornita da PAULATTO *et alii*, (2007) (figura 94).

La Zona 1 include la parte sud-est della placca Adriatica e la costa Croata, da Zara all'isola di Hvar, e la sua attività sismica è determinata dalla subduzione della placca Adriatica sotto la placca Dinarica; i meccanismi tipici delle sorgenti sismiche sono quello inverso e *strike-slip*, con profondità focali comprese tra 10 e 25 km. La massima magnitudo storica registrata in tale zona è pari a 6.1.

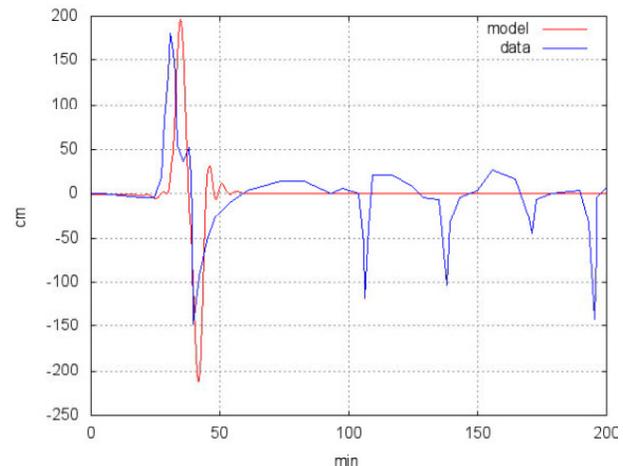
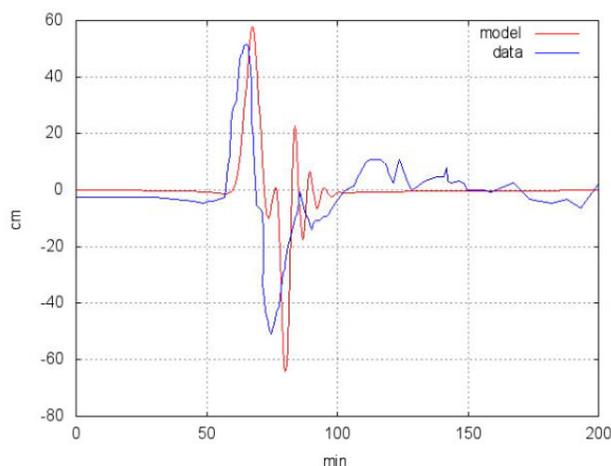


Fig. 93 – Confronto fra gli tsunamigrammi modellati (in rosso) e le ampiezze realmente osservate (in blu) in corrispondenza di due diverse boe DART, considerando la simulazione a posteriori dello tsunami causato dal terremoto di Tohoku dell'11 Marzo 2011.

– Comparison between modeled (red) and observed (blue) tsunamigrams for two DART buoys, for the post event simulation of the tsunami caused by the Tohoku earthquake (March 11, 2011).

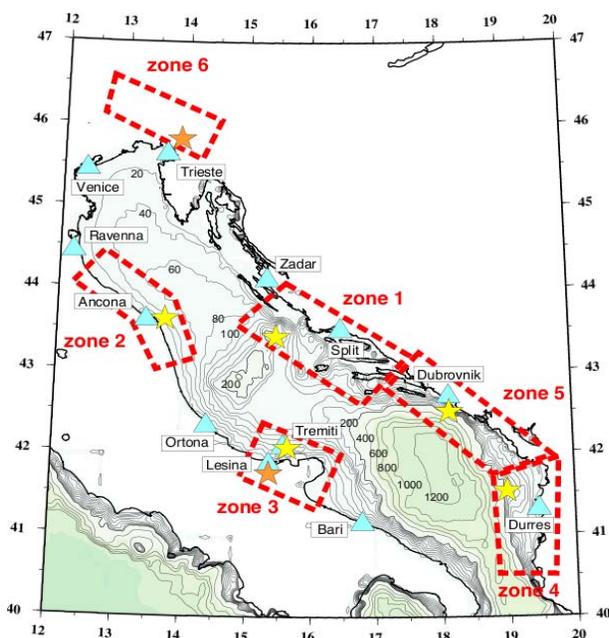


Fig. 94 – Mappa delle zone tsunamigeniche delineate per il Mare Adriatico (da PAULATTO *et alii*, 2007) e considerate nel presente studio. – Maps of tsunamigenic zones in Adriatic Sea (PAULATTO *et alii*, 2007) considered in this study.

Con le simulazioni è stata effettuata una analisi parametrica, considerando come epicentro quello dell'evento del 29 Marzo 2003 (PAULATTO *et alii*, 2007), localizzato in mare; per tale epicentro sono stati generati diversi scenari, considerando le magnitudo 6.5, 7.0 e 7.5 e profondità focali pari a 10, 15 e 25 km, rispettivamente.

La Zona 2 invece comprende la costa adriatica dell'Italia centrale, da Ravenna a San Benedetto del Tronto; la sua sismicità è determinata dalla subduzione passiva della placca Adriatica al di sotto dell'Appennino Settentrionale. Anche in questo caso i meccanismi delle sorgenti sismiche sono principalmente di tipo inverso e *strike-slip*, con profondità focali variabili da 10 a 25 km. In questo caso per la modellazione sono state considerate magnitudo pari a 6.0, 6.5, 7.0 e profondità di 10, 15 e 25 km, rispettivamente; l'epicentro è fissato in corrispondenza di quello del terremoto del 1972, avvenuto a circa 10 km al largo di Ancona, dove, recentemente si è verificato un terremoto di $M=5.0$ (21 Luglio 2013).

Riguardo alla scelta delle sorgenti è opportuno fare una precisazione: nel citato lavoro di PAULATTO *et alii* (2007), che riguarda l'intero bacino adriatico, l'onda di tsunami generata dalle suddette sorgenti non è stata calcolata in corrispondenza della città di Trieste. PAULATTO *et alii* (2007), infatti, utilizzano un modello di propagazione con eterogeneità in due dimensioni, cioè quella verticale e quella lungo la retta che unisce sorgente e ricevitore; con tale tipo di modellazione risulta quindi

impossibile, o comunque molto approssimativo, riprodurre l'effetto di un raggio d'onda curvo, come dev'essere quello che unisce le due sorgenti selezionate alla città Trieste, essendo quest'ultima otticamente coperta comunque dalla penisola istriana.

Per ovviare a questo problema, nell'ambito del presente studio è stato necessario passare da un modello con eterogeneità a due dimensioni ad un modello, più realistico, a tre dimensioni, in cui la propagazione, obbedendo al principio di Fermat, tenga anche conto degli effetti di curvatura del raggio. Ovviamente la trattazione di una tale eterogeneità ha richiesto anche lo sviluppo di nuovi codici di calcolo che, sempre nel contesto dell'approccio modale, permettessero di considerare la propagazione delle onde in strutture di questo tipo. A tale scopo è stato adattato il formalismo WKBJ definito per le onde sismiche (e.g. LA MURA *et alii*, 2011) ed i relativi codici di calcolo al caso degli tsunami.

I primi esperimenti numerici, effettuati nelle condizioni opportune, cioè con gradiente d'eterogeneità laterale sufficientemente dolce, hanno dato buoni risultati. Pertanto è stato possibile applicare questa metodologia al caso in esame, considerando per il mare Adriatico una griglia di celle di un $1^\circ \times 1^\circ$ che rappresentano la batimetria del bacino in modo più realistico possibile.

Nelle tabelle 14 e 15 sono forniti i risultati delle modellazioni, in termini di ampiezze massime, ottenuti per le due sorgenti menzionate, considerando le diverse magnitudo e le diverse profondità. Per quanto riguarda i tempi d'arrivo del picco dell'onda per la prima sorgente si ha un intervallo di circa 155 minuti prima che l'onda raggiunga la città di Trieste, mentre per la seconda sorgente 140 minuti.

Si può osservare che il valore massimo ottenuto è di poco inferiore al metro d'altezza solo per $M=7.5$ e per la sorgente nella Zona 1. Tali valori rappresentano un limite inferiore per i seguenti motivi.

1 - Il modello usato ha validità solo per strati d'acqua abbastanza profondi, ossia in mare aperto. In questo caso abbiamo considerato valido il modello fino a una zona con profondità di 40 metri. Quindi in particolare per studiare gli effetti di ingressione dell'onda sulla costa, che possono determinare un'amplificazione significativa rispetto all'onda entrante, è necessaria una modellazione numerica scala locale, che necessita di una descrizione più dettagliata delle caratteristiche batimetriche e topografiche del sito in esame.

2 - L'onda di tsunami può trovarsi in fase (sommarsi) con gli effetti di marea, che a Trieste può determinare un innalzamento del livello del mare fino a 2 metri, oppure con onde da vento, considerato che a Trieste una forte libeccata può alzare

Tab. 14 - *Altezze massime attese per la sorgente di Spalato, compresa nella Zona 1, considerando diverse scelte della magnitudo e profondità.*

- Maximum amplitude computed for Split source, included in Zone 1, for different choices of magnitude and depth.

	M = 6.5	M = 7	M = 7.5
H = 10 km	3 cm	15 cm	81 cm
H = 15 km	< 2 cm	4 cm	27 cm
H = 25 km	< 2 cm	< 2 cm	12 cm

Tab. 15 - *Altezze massime attese per la sorgente di Ancona, compresa nella Zona 2, considerando diverse scelte della magnitudo e profondità.*

- Maximum amplitude computed for Ancona source, included in Zone 2, for different choices of magnitude and depth.

	M = 6	M = 6.5	M = 7
H = 10 km	< 2 cm	3 cm	13 cm
H = 15 km	< 2 cm	< 2 cm	3.8 cm
H = 25 km	< 2 cm	< 2 cm	< 2 cm

il livello del mare in modo sensibile.

Si può pertanto concludere che i risultati fin qui illustrati possono fungere da dati iniziali per modellazioni più dettagliate che tengano conto degli elementi sopra menzionati.

Nelle simulazioni sin qui descritte, le sorgenti sismiche utilizzate sono state modellate in approssimazione di sorgente puntiforme. Così come già descritto per la modellazione dello scuotimento del suolo (si veda in proposito il paragrafo 4.3) è possibile trattare la sorgente sismica in modo più realistico, modellandola mediante una griglia di diverse sottosorgenti a ognuna delle quali è associato un certo slip (definito stocasticamente o in funzione delle informazioni disponibili sui dettagli della rottura). Per informazioni più dettagliate su questa metodologia si può fare riferimento a GUSEV & PAVLOV (2006), mentre per il suo utilizzo nella modellazione degli tsunami, e in particolare un confronto con i dati reali dello tsunami del Giappone del marzo 2011, si veda BISIGNANO *et alii* (2011).

È opportuno precisare che il codice per la sorgente estesa non permette l'utilizzo di strutture con eterogeneità laterale in 3D, ma solo la trattazione di strutture con eterogeneità in forma bidimensionale semplificata. Tuttavia un'opportuna scelta dei parametri della modellazione può consentire, in alcuni casi, di approssimare la propaga-

zione di un'onda in una struttura con eterogeneità 3D con il caso con eterogeneità 2D.

Per consentire una scelta appropriata di questi parametri è stato effettuato un confronto, sempre utilizzando la sorgente puntiforme, tra i segnali ottenuti con strutture realistiche 3D e quelli ottenuti in approssimazione 2D. Nel caso in esame questa approssimazione è risultata decisamente soddisfacente per la sorgente di Spalato, mentre per la sorgente di Ancona si ha una differenza non trascurabile nel valore di picco del segnale, dovuta probabilmente a effetti di focalizzazione dei raggi nel cammino 3D.

È stata calcolata una serie di segnali per entrambe le sorgenti, spingendosi alle magnitudo più alte a cui effettivamente l'approssimazione di sorgente puntiforme può risultare non più soddisfacente. I risultati, ottenuti per diverse scelte di sottosorgenti e con i parametri appropriati per la struttura, sono stati confrontati con quelli ottenuti in approssimazione di sorgente puntiforme, come illustrato nelle figure 95, 96. In ogni figura sono mostrati i segnali ottenuti per le magnitudo massime associate alle due sorgenti, ossia $M = 7.5$ per la sorgente di Spalato ed $M = 7$ per la sorgente di Ancona. Il confronto è effettuato tra la serie temporale calcolata con la sorgente in approssimazione puntiforme, quella calcolata con la sorgente

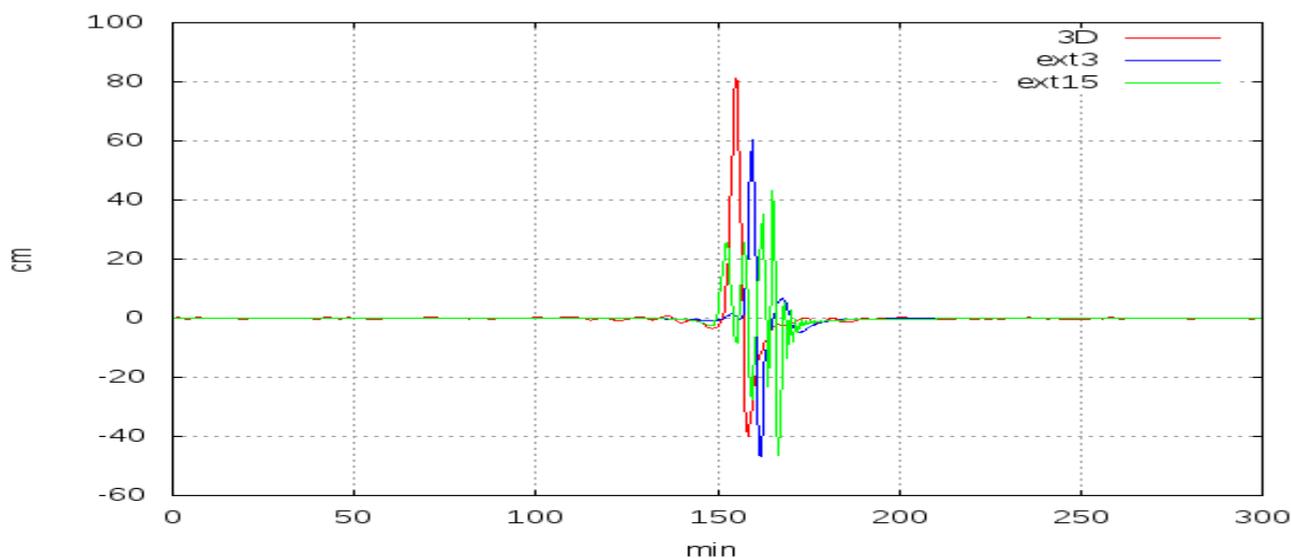


Fig. 95 – Confronto tra segnali calcolati con sorgente puntiforme (rosso), sorgente estesa con 3 sottosorgenti (blu) e sorgente estesa con 15 sottosorgenti (verde), per la sorgente di Spalato con $M=7.5$
 – Comparison between signals computed for Split source with $M=7.5$ using: a point source (red), an extended source with 3 subsources (blue) and an extended source with 15 subsources (green).

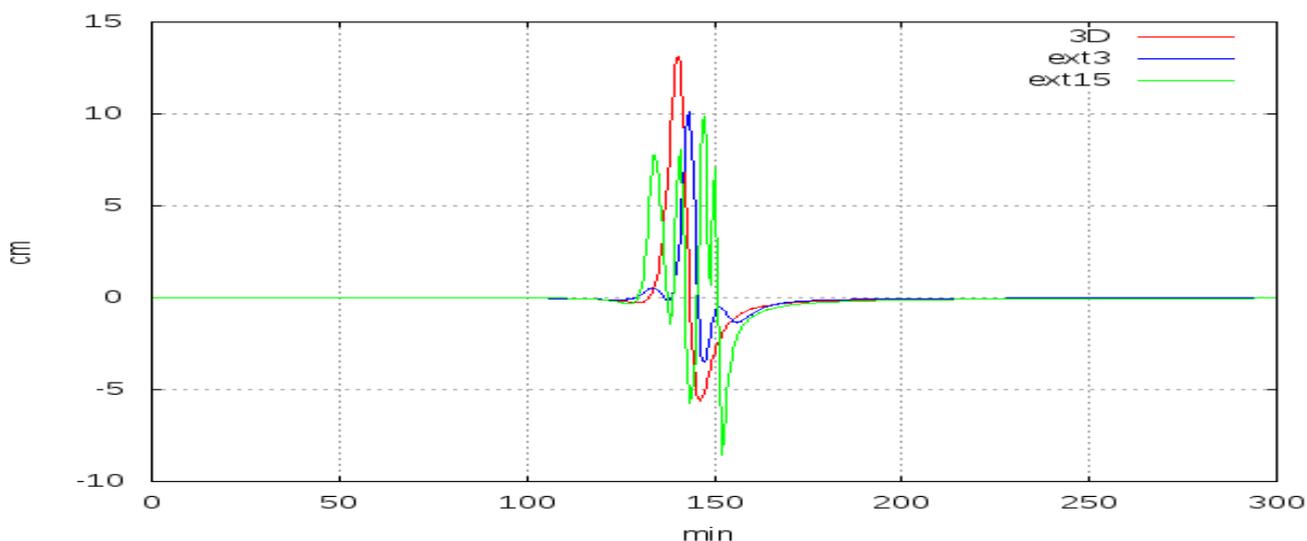


Fig. 96 – Confronto tra segnali calcolati con sorgente puntiforme (rosso), sorgente estesa con 3 sottosorgenti (blu) e sorgente estesa con 15 sottosorgenti (verde) per la sorgente di Ancona con $M=7$
 – Comparison between signals computed for Ancona source with $M=7$ using: a point source (red), an extended source with 3 subsources (blue) and an extended source with 15 subsources (green).

estesa usando 3 sottosorgenti, e quella calcolata con la sorgente estesa usando 15 sottosorgenti.

Come si può vedere, l'utilizzo della sorgente estesa cambia i valori di picco del segnale ed anche la sua forma, in particolare nel caso di 15 sottosorgenti, questo in effetti riproduce meglio la situazione reale in cui spesso lo tsunami non è formato da un'unica onda ma da un treno d'onde il cui picco massimo spesso non corrisponde al primo arrivo.

BIBLIOGRAFIA

- AKI M. (1965) - *Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits*. Bull. Earthquakes Res. Inst., Tokyo Univ., **43**, 237-239.
- AKI K. & RICHARDS P.G. (1980) - *Quantitative Seismology*. Freeman, San Francisco.
- AKI K. (1987) - *Strong motion seismology*. In: M. Erdik & M. Toksöz (Eds.), "Strong ground motion seismology", NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, **204**, pp. 3-39.
- ALEXEEVSKAYA M.A., GABRIELOV A.M., GVISHIANI A.D., GELFAND I.M. & RANZMAN E.YA. (1977) - *Formal morphostructural zoning of mountain territories*. J. Geophys., **43**, 227-233.
- ALTAMIMI Z., COLLILIEUX X., LEGRAND J., GARAYT B. & BOUCHER C. (2007) - *ITRF2005, a new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters*. J Geophys Res **112**. doi:10.1029/2007JB004949.
- AOUDIA A. (1998) - *Active faulting and seismological studies for earthquake hazard assessment*. Ph.D. thesis. 153 pp., Univ. of Trieste, October 1998.
- AOUDIA A., SARAÒ A., BUKCHIN. B. & SUHADOLC P. (2000) - *The 1976 Friuli (NE Italy) thrust faulting earthquake: a reappraisal 23 years later*. Geophys. Res. Lett., **27**(4): 577-580.
- BAJČ J., AOUDIA A., SARAÒ A. & SUHADOLC P. (2001) - *The 1998 Bovec-Krn mountain (Slovenia) earthquake sequence*. Geophys. Res. Lett., **28**: 1839-1842.
- BAK P. & TANG C. (1989) - *Earthquakes as a self-organized critical phenomenon*. J. Geophys. Res., **94**, 15635-15637.
- BASILI R., VALENSISE G., VANNOLI P., BURRATO P., FRACASSI U., MARIANO S., TIBERTI M.M. & BOSCHI E. (2008) - *The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS) - version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology*. Tectonophysics, doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014
- BECHTOLD M., BATTAGLIA M., TANNER D.C. & ZULIANI D. (2009) - *Constraints on the active tectonics of the Friuli/NW Slovenia area from CGPS measurements and three-dimensional kinematic modelling*. J. Geophys. Res., **114**, B03408, doi:10.1029/2008JB005638.
- BENEDETTI L. (1999) - *Sismotectonique de l'Italie et des régions adjacentes: fragmentation du promontoire Adriatique*. These pour l'obtention du Diplôme de Docteur de l'Université Paris VII. 345 p.
- BERTERO V.V. & UANG C.M. (1992) - *Issues and future directions in the use of energy approach for seismic-resistant design of structures*. In: *Nonlinear seismic analysis of RC Buildings*, p. 3-22, Elsevier.
- BISIGNANO D., ROMANELLI F. & PERESAN A. (2011) - *Modeling scenarios of earthquake-generated tsunamis for the Vietnam coasts*. Proceedings of the International Symposium on Grids and Clouds, ISGC 2011 (19-25 March 2011, Academia Sinica, Taipei, Taiwan), Proceedings of Science, PoS. (ISSN: 1824-8039), PoS (ISGC 2011 & OGF 31)078, pp. 1-10. ISSN: 1824-8039
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., GASPERINI P. & VALENSISE G. (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*, (with CD-ROM). Ist. Naz. di Geofis., Storia Geofis. Ambiente, 644 pp., Bologna, Italy.
- BOSCHI E., GASPERINI P. & MULARGIA F. (1995) - *Forecasting where larger crustal earthquakes are likely to occur in Italy in the near future*. Bull. Seism. Soc. Am., **85** (5), 1475-1482.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARGOTTI D., VALENSISE G. & GASPERINI P. (2000) - *Catalogue of Strong Italian Earthquakes from 461 a.C. to 1997*. Introductory Texts and CD-ROM, Annali di Geofisica **43**(4) - 609-868.
- BOYADZHIEV G., BRANDMAYR E., PINAT T. & PANZA G.F. (2008) - *Optimization For Non-Linear Inverse Problem In Geophysics*. Rendiconti Lincei, Scienze Fisiche e Naturali, **19**, 17 - 43. DOI: 10.1007/s12210-008-0002-z.
- BRANDMAYR, E. (2013). *The geodynamics of the Mediterranean in the framework of the global asymmetric Earth: evidences from seismological and geophysical methods*. Ph.D. Thesis.
- BRANDMAYR E., RAYKOVA R., ZURI M., ROMANELLI F., DOGLIONI C. & PANZA G.F. (2010) - *The lithosphere in Italy: structure and seismicity*. In: (Eds.) M. BELTRANDO, A. PECCERILLO, M. MATTEI, S. CONTICELLI & C. DOGLIONI: "The Geology of Italy". Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, **36**, paper 1. doi:10.3809/jvirtex.2010.00224
- BRANDMAYR, MARSON, ROMANELLI & PANZA G.F. (2011) - *Lithosphere density model in Italy: no hint for slab pull*. Terra Nova, DOI 10.1111/j.1365-3121.2011.01012.x).
- CANCANI A. (1904) - *Sur l'emploi d'une double échelle seismique des intensités, empirique et absolue*. G. Beitr., Ergänzungsband **2**, 281-283.
- CASTAÑOS H. & LOMNITZ C. (2002) - *PSHA: is it science?*. Engineering Geology **66**, 315-317.
- CARULLI G.B., NIKOLICH R., REBEZ A. & SLEJKO D. (1990) - *Seismotectonics of the Northwest External Dinarides*. Tectonophysics, **179**, 11-25.
- CASSINIS R. (2006) - *Reviewing pre-TRANSALP DSS models*. Tectonophysics, **414** (1-4), pp. 79-86. doi: 10.1016/j.tecto.2005.10.0.26
- CASTAÑOS H. & LOMNITZ C. (2002) - *PSHA: is it science?*. Engineering Geology, **66**, (3-4), 315-318.
- CASTELLO B., OLIVIERI M. & SELVAGGI G. (2007) - *Local and Duration Magnitude Determination for the Italian Earthquake Catalog*. 1981-2002, **97**, 128-139. GHDB (Global Hypocenter Data Base), (1989), Global Hypocenters Data Base CD-ROM NEIC/USGS, Denver, CO, 1989 and its updates through July 2009.
- CHAN CH., SØRENSEN M.B., STROMEYER D., GRÜNTAL G., HEIDBACH O., HAKIMHASHEMI A. & CATALI F. (2010) - *Forecasting Italian seismicity through a spatio-temporal physical model: importance of considering time-dependency and reliability of the forecast*. Annals of Geophysics, **53** (3), doi:10.4401/ag-4840.
- CHEN C.C., RUNDLE J.B., HOLLIDAY J.R., NANJO K.Z., TURCOTTE D.L., LI S.C. & TIAMPO K.F. (2005) - *The 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake as a typical example of seismic activation and quiescence*. Geophys. Res. Lett., **32**, L22315, doi:10.1029/2005GL023991.
- CHIMERA G., AOUDIA A., SARAÒ A. & PANZA G.F. (2003) - *Active tectonics in Central Italy: constraints from surface wave tomography and source moment tensor inversion*. Phys. Earth Planet. Int., **138**, 241-262.
- CHIMERA G. (2004) - *Structure of the Earth across Apennines and Alps: surface-wave tomography and non-linear inversion through a multiscale approach*. Ph.D. thesis, University of Trieste (16 ciclo, supervisor G.F. Panza).
- CHRISTOPHERSEN A., MARZOCCHI W. & WIEMER S. (2009) - *Summary of analysis of CPTI08 and CSI1.1 catalogs*. <http://cseptest.org/sites/default/files/SummaryItalyCatalogsUpdate.pdf>.
- CLOETINGH T., TORNU P., ZIEDLER A. & BEEKMAN F. (2006) - *Neotectonics and intraplate topography of the northern Alpine Foreland*. Earth-science Reviews **74**, 127-196.
- CORNELL C.A. (1968) - *Engineering seismic risk analysis*. Bull. Seism. Soc. Am., **58**, 1583-1606
- CUCCHI F., PIANO C., MARINETTI E., MASSARI G., OBERTI S. & ZINI L. (2000) - *Studies for the realization of the hydrogeological map of Friuli-Venezia-Giulia*. Ipogea, **3**, 57-71.

- CUFFARO M., RIGUZZI F., SCROCCA D., ANTONIOLI F., CARMINATI, E. LIVANI M. & DOGLIONI C. (2010) - *On the geodynamics of the northern Adriatic plate*. Rend. Fis. Acc. Lincei, Springer-Ferlag (2010) - doi 10.1007/s12210-010-0098-9
- D'AGOSTINO D., CHELONI S., MANTENUTO G., SELVAGGI A., MICHELINI & ZULIANI D. (2005) - *Strain accumulation in the southern Alps (NE Italy) and deformation at the northeastern boundary of Adria observed by CGPS measurements*. Geophysical Research Letters, **32**, L19306, doi:10.1029/2005GL024266.
- DECANINI L. & MOLLAIOLI F. (1998) - *Formulation of elastic earthquake input energy spectra*. Earthquake engineering and structural dynamics, **27**, 1503-1522.
- DECANINI L., MOLLAIOLI F., PANZA G.F. & ROMANELLI F. & VACCARI F. (2001) - *Probabilistic vs deterministic evaluation of seismic hazard and damage earthquake scenarios: a general problem, particularly relevant for seismic isolation*. Proceedings of the 7th International Seminar on Seismic Isolation, Passive Energy Dissipation and Active Control of Vibrations of Structures. 2-5 October 2001, Assisi, Italy.
- DELLA VEDOVA B., MARSON I., PANZA G.F. & SUHADOLC P. (1991) - *Upper mantle properties of the Tuscan-Tyrrhenian area: a framework for its recent tectonic evolution*. Tectonophysics, **195**: 311-318.
- DELLA VEDOVA B., BELLANI S., PELLIS G. & SQUARCI P. (2001) - *Deep temperatures and surface heat flow distribution*. In: "Anatomy of an orogen", VAI & MARTINI (Eds.).
- DEZES P. & ZIEGLER P. (2001) - *Map of the European Moho*. EUCOR URGENT.
- DISS WORKING GROUP (2010) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS) - Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. All rights reserved, DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1
- DITMAR P.G. & YANOVSKAJA T.B. (1987) - *A generalization of the Backus-Gilbert method for estimation of lateral variations of surface wave velocity*. Izv. Akad. Nauk SSSR, Fiz. Zemli, **6**, 30-60.
- DOGLIONI C. (2000) - *Sismotettonica dell'Italia nord-orientale e possibile comparazione con gli Appennini*. In: F. GALADINI, C. MELETTI & A. REBEZ (Eds.): "Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)". CNR-Gruppo Nazionale Difesa Terremoti, 51-58, Roma.
- ESPER J., COOK E.R. & SCHWEINGRUBER F.H. (2002) - *Low-Frequency Signals in Long Tree-Ring Chronologies for Reconstructing Past Temperature Variability*. Science, **295**, 5563, 22 March 2002.
- FIELD E.H. & SCEC PHASE III WORKING GROUP (2000) - *Accounting for site effects in probabilistic seismic hazard analyses of Southern California: overview of the SCEC Phase III Report*. Bull. Seism. Soc. Am., **90**, S1-S31.
- FLORSCH N., FÄH D., SUHADOLC P. & PANZA G.F. (1991) - *Complete synthetic seismograms for high-frequency multimode SH-waves*. Pageoph, **136**: 529-560.
- GASPARINI C., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1985) - *Fault-plane Solutions and Seismicity of the Italian Peninsula*. Tectonophysics **117**, 59-78.
- GASPERINI P. (2002) - *Local magnitude reevaluation for recent Italian earthquakes (1981-1996)*. J. Seismol. **6**, 503-524.
- GASPERINI P., CAMASSI R., MIRTO C. & STUCCHI M. (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna.
- GASPERINI P., LOLLI B. & VANNUCCI G. (2013) - *Empirical Calibration of Local Magnitude Data Sets Versus Moment Magnitude in Italy*. Bull., Seism. Soc. Am., **103**, 2227-2246.
- GELFAND I., GUBERMAN SH., IZVEKOVA M., KEILIS-BOROK V. & RANTSMAN E. (1972) - *Criteria of high seismicity, determined by pattern recognition*. Tectonophysics, **13**, 415-422.
- GELFAND I., GUBERMAN SH., KEILIS-BOROK V., KNOPOFF L., PRESS F., RANTSMAN E., ROTWAIN I. & SADOVSKY A. (1976) - *Pattern recognition applied to earthquake epicentres in California*. Phys. Earth Planet. Inter., **11**, 227-283.
- GORSHKOV A., PANZA G.F., SOLOVIEV A.A. & AOUDIA A. (2004) - *Identification of seismogenic nodes in the Alps and Dinarides*. Boll. Soc. Geol. It., **123**, 3-18.
- GORSHKOV A., PANZA G.F., SOLOVIEV A., AOUDIA A. & PERESAN A. (2009) - *Delineation of the geometry of nodes in the Alps-Dinarides hinge zone and recognition of seismogenic nodes (M ≥ 6)*. Terra Nova, **21** (4), 257-264, DOI 10.1111/j.1365-3121.2009.00879.x
- GRAD M. & THIRA T. (2008) - *The Moho depth map of the European Plate*. Geophysical Journal International, **176** I, 279-292.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>.
- GRUPPO DI LAVORO (2004) - *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003*. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp., 5 allegati.
- GUIDARELLI M. & PANZA G.F. (2006) - *INPAR, CMT and RCMT seismic moment solutions compared for the strongest damaging events (M ≥ 4.8) occurred in the Italian region in the last decade*. Rendiconti Accademia Nazionale delle Scienze detta dei 60. Memorie di Scienze Fisiche e Naturali **124**°, **30**, P. II, pp. 81-98.
- GUSEV A.A. (1983) - *Descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short period strong motion*. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **74**, 787-800.
- GUSEV A.A. & PAVLOV V. (2006) - *Wideband simulation of earthquake ground motion by a spectrum-matching, multiple-pulse technique*. Proc. First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology. (a joint event of the 13th ECEE & 30th Generale Assembly of the ESC).
- GUSEV A.A. (2011) - *Broadband Kinematic Stochastic Simulation of an Earthquake Source: a Refined Procedure for Application in Seismic Hazard Studies*. Pure Appl. Geophys., **168**, 1-2, 155-200, DOI: 10.1007/s00024-010-0156-3.
- GUTENBERG B. & RICHTER C.F. (1944) - *Frequency of earthquakes in California*. Bull. Seism. Soc. Am., **34**, 185-188.
- GVISHIANI A., GORSHKOV A.I., KOSOBOKOV V. & RANTSMAN E. (1986) - *Morphostructures and earthquake-prone areas in the Great Caucasus*. Izvestiya USSR Ac. Sci., Physics of the Earth., **9**, 15-23 (in Russian).
- HEALY J.H., KOSOBOKOV V.G. & DEWEY J.W. (1992) - *A test to evaluate the earthquake prediction algorithm*. M8, USGS Open-File Rep. Iss. 401, 23 pp.
- HEKI K. (2003) - *Snow load and seasonal variation of earthquake occurrence in Japan*. Earth and Planetary Science Letters, **207**, 159-164.
- HERAK M., HERAK D. & MAKRUSIC S. (1996) - *Revision of the earthquake catalogue and seismicity of Croatia. 1908-1992*, Terra Nova, **8**, 86-94.
- HOLLIDAY J.R., RUNDLE J.B., TIAMPO K.F, KLEIN W. & DONNELLAN A. (2006) - *Systematic procedural and sensitivity analysis of the pattern informatics method for forecasting large (M > 5) earthquake events in southern California*. Pure Appl. Geophys., **163**, 2433-2454.
- HURTING E., CERMAK V., HAENEL R. & ZUI V. (Eds.) (1991) - *Geothermal Atlas of Europe*. Hermann Haack Verlag, Gotha, 156 pp.
- JACKSON D. & KAGAN Y. (1999) - *Testable earthquake forecasts*

- for 1999. *Seism. Res. Lett.*, **70**, 393-403.
- JONES P.D. & MANN M.E. (2004) - *Climate over past millennia*. *Rev. Geophys.*, **42**, RG2002, doi:10.1029/2003RG000143.
- KAGAN Y.Y. & JACKSON D.D. (2000) - *Probabilistic forecasting of earthquakes*. *Geophys. J. Int.*, **143**, 438-453.
- KANAMORI H. (1977) - *The energy release in great earthquakes*. *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- KANTOROVICH L.V. & KEILIS-BOROK V.I. (1991) - *Earthquake prediction and decision-making: social, economic and civil protection aspects*. (Proc. International Conference on Earthquake Prediction: State-of-the-Art, pp. 586-593, Scientific-Technical Contributions, CSEM-EMSC, Strasbourg, France, 1991). Based on: "Economics of earthquake prediction" (Proc. UNESCO Conference on Seismic Risk, Paris, 1977).
- KEILIS-BOROK V.I. (1990) - *The lithosphere of the Earth as a non-linear system with implications for earthquake prediction*. *Rev. Geophys.*, **28**: 19-34
- KEILIS-BOROK V.I. & KOSSOBOKOV V.G. (1990) - *Preliminary activation of seismic flow: Algorithm M8*, *Phys. Earth and Planet. Inter.*, **61**, 73-83.
- KEILIS-BOROK V.I. & ROTWAIN I.M. (1990) - *Diagnosis of time of increased probability of strong earthquakes in different regions of the world: algorithm CN*. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **61**, 57-72.
- KEILIS-BOROK V.I., KUTZNETSOV I.V., PANZA G.F., ROTWAIN I.M. & COSTA G. (1990) - *On intermediate-term earthquake prediction in Central Italy*. *Pure and Appl. Geophys.*, **134**, 79-92.
- KEILIS-BOROK V.I. (1996) - *Intermediate term earthquake prediction*. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **93**, 3748-3755.
- KEILIS-BOROK V.I. & PRIMAKOV I. (1997) - *Earthquake Prediction and Earthquake Preparedness: The Possibilities to Reduce the Damage from Earthquake*. Fourth Workshop on Non-Linear Dynamics and Earthquake Prediction, 6-24 October 1997, Trieste: ICTP, H4.SMR/1011-11, 30 pp.
- KEILIS-BOROK V.I. & SOLOVIEV A. (Eds.) (2003) - *Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- KEILIS-BOROK V.I., SHEBALIN P., GABRIELOV A. & TURCOTTE D. (2004) - *Reverse tracing of short-term earthquake precursors*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **145** (2004) 75-85.
- KENNETT B.K.N., ENGDAHL E.R. & BULAND R. (1995) - *Constraints on seismic velocities in the earth from travel times*. *Geophys. J. Int.*, **122**, 108-124. 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x
- KLUGEL J.U. (2007a) - *Error inflation in Probabilistic Seismic Hazard Analysis*. *Engineering Geology*, **90**, 186-192.
- KLUGEL J.U. (2007b) - *Comment on "Why Do Modern Probabilistic Seismic-Hazard Analyses Often Lead to Increased Hazard Estimates"*. In: JULIAN J. BOMMER & NORMAN A. ABRAHAMSON. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, 2198-2207.
- KOSSOBOKOV V.G. & MAZHKENOV S.A. (1994) - *On similarity in the spatial distribution of seismicity*. In: D.K. CHOWDHURY (Ed.), "Computational Seismology and Geodynamics" / *Am. Geophys. Un.*, 1, Washington, D.C. The Union, 6-15.
- KOSSOBOKOV V.G., ROMASHKOVA L.L., KEILIS-BOROK V.I. & HEALY J.H. (1999) - *Testing earthquake prediction algorithms: statistically significant advance prediction of the largest earthquakes in the Circum-Pacific*. 1992-1997, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **111**, 187-196.
- KOSSOBOKOV V.G., MAEDA K. & UYEDA S. (1999a) - *Precursory activation of seismicity in advance of the Kobe, 1995 earthquake*. *Pure Appl. Geophys.*, **155**: 409-423.
- KOSSOBOKOV V.G., ROMASHKOVA L., PANZA G.F. & PERESAN A. (2002) - *Stabilizing intermediate-term middle-range earthquake predictions*. *J. of Seism. and Earthquake Engineering*, **8**, 11-19.
- KOSSOBOKOV V.G. (2003) - *An independent evaluation of the West Pacific short-term earthquake forecast*. In IUGG2003, June 30 - July 11, 2003, Sapporo, Japan. Abstracts, Week A: A.184.
- KOSSOBOKOV V.G. & NEKRASOVA A.K. (2004) - *Unified scaling law for earthquakes: global map of parameters*. In: "Analysis of geodynamical and seismic processes", Moscow: Geos, p. 160-175 (Computational Seismology 35, in Russian).
- KOSSOBOKOV V. & NEKRASOVA A. (2010) - *Global Seismic Hazard Assessment Program Maps Are Misleading*. Poster, AGU Fall Meeting 2010, U13A-0020. 2010.
- ICEF (2011) - *Operational Earthquake Forecasting. State of Knowledge and Guidelines for Utilization*. Report by the International Commission on Earthquake Forecasting for Civil Protection (ICEF), established by the Department of Civil Protection, Rome, Italy. *Annals of Geophysics*, **54**, 4, 2011, pp. 316-391, doi: 10.4401/ag-5350.
- ISC (2007) - *International Seismological Centre*. <http://www.isc.ac.uk>
- ISPRA, ENI & OGS (2009) - *Cartografia Gravimetrica Digitale d'Italia alla scala 1:250.000*.
- LA MURA C., YANOVSKAYA T.B., ROMANELLI F. & PANZA G.F. (2011) - *Three-Dimensional Seismic Wave Propagation by Modal Summation: Method and Validation*. *Pure and Applied Geophysics*, **168**, 1-2, 201-216.
- LASKE G. & MASTERS G. (1997) - *A global digital maps of sediment thickness*. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, **78**, F483.
- LEVSHIN A.L., PISARENKO V.F. & POGREBINSKY G.A. (1972) - *On a Frequency Time Analysis of Oscillations*. *Ann. Geophys.*, **28**, 211-218.
- LEVSHIN A.L., RATNIKOVA L.I. & BERGHER J. (1992) - *Peculiarities of surface wave propagation across Central Eurasia*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 2464-2493.
- LI Y. & OLDENBURG D.W. (1998) - *3D inversion of gravity data*. *Geophysics*, **63**, 1, 109-119.
- MELETTI C., PATACCA E. & SCANDONE P. (2000) - *Construction of a seismotectonic model: the case of Italy*. *Pure and Appl. Geophys.*, **157**, 11-35.
- MELETTI C. & VALENSISE G. (2004) - *Zonazione sismogenetica ZS9-App.2 al Rapporto Conclusivo*. In: Gruppo di Lavoro MPS (2004): "Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003". Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp., 5 allegati.
- NEKRASOVA A., KOSSOBOKOV V., PERESAN A., AOUDIA A. & PANZA G.F. (2011) - *A Multiscale Application of the Unified Scaling Law for Earthquakes in the Central Mediterranean area and Alpine region*. *Pure Appl. Geophys. Special Issue on "Advanced seismic hazard assessments"*, **168**, 297-327, DOI 10.1007/s00024-010-0163-4.
- NEKRASOVA A., KOSSOBOKOV V., PERESAN A. & MAGRIN A. (2013) - *The comparison of the NDSHA, PSHA seismic hazard maps and real seismicity for the Italian territory*. *Nat Hazards*, DOI 10.1007/s11069-013-0832-6, ISSN 0921-030X, pp. 1-15.
- MOLCHAN G.M. & PODGAETSKAYA V.M. (1972) - *Parameters of global seismicity*. In: V.I. KEILIS-BOROK (Ed.): "Computational and Statistical methods of interpretation of seismological data". *Comput. Seismol.*, **6**, pp. 44-66 (in Russian).
- MOLCHAN G.M., KRONROD T.L. & PANZA G.F. (1997) - *Multiscale seismicity model for seismic risk*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **87**, 5, 1220-1229.
- MOLCHAN G. & ROMASHKOVA L. (2011) - *Gambling score in earthquake prediction analysis*. *Geophysical Journal Interna-*

- tional, **184**: 1445–1454, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.04930.x.
- MOLCHAN G. (2011) - *On the Testing of Seismicity Models*. Acta Geophysica, **60**, Issue 3, pp. 624-637, June 2012, DOI 10.2478/s11600-011-0042-0.
- MOLLAIOI F., DECANINI L., BRUNO S. & PANZA G.F. (2003) - *Analysis of the response behaviour of structures subjected to damaging pulse-type ground motions*. OECD/NEA Workshop on the Relations between Seismological DATA and Seismic Engineering, Istanbul, 16-18 October 2002, NEA/CSNI/R (2003) 18, pp. 109-119.
- MOURABIT T., ABOU ELENEAN K.M., AYADI A., BENOUAR D., BEN SULEMAN A., BEZZEGHOUD M., CHEDDADI A., CHOURAK M., ELGABRY M.N., HARBI A., HFAIEDH M., HUSSEIN H.M., KACEM J., KSENTINI A., JABOUR N., MAGRIN A., MAOUCHE S., MEGHRAOUI M., OUSADOU F., PANZA G.F., PERESAN A., ROMDHANE N., VACCARI F. & ZUCCOLO E. (2013) - *Neo-deterministic seismic hazard assessment in North Africa*. Journal of Seismology, DOI 10.1007/s10950-013-9375-2.
- NANJO K.Z. (2010) - *Earthquake forecast models for Italy based on the RI algorithm*. Annals of Geophysics, **53** (3) - doi:10.4401/ag-4840.
- NOCQUET J.M. & CALAIS E. (2003) - *Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions*. 1996–2001, Geophys. J. Int. 154, 72–88.
- NT: CAMASSI R. & STUCCHI M. (1998) - *NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno: a parametric catalogue of damaging earthquakes in the Italian area*. NT4.1.1, 1997; NT4.1.1/81-92, Web site: emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html.
- OPCM 3519 (28/04/2006) - *Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone*. (G.U. n.108 11/05/2006).
- PANZA G.F. (1981) - *The resolving power of seismic surface waves with respect to the crust and upper mantle structural models*. In: CASSINIS R. (Ed.): "The solution of the inverse problem in geophysical interpretation", Plenum Publishing Corporation, 39-77.
- PANZA G.F. (1985) - *Synthetic Seismograms: the Rayleigh Waves Modal Summation*. J. of Geophys., 58: 125-145.
- PANZA G.F., VACCARI F., COSTA G., SUHADOLC P. & FAH D. (1996) - *Seismic input modelling for zoning and microzoning*. Earthquake Spectra, **12** (3) - 529-566.
- PANZA G.F., SOLOVIEV A.A. & VOROBIEVA I.A. (1997a) - *Numerical modeling of block-structure dynamics: Application to the Vrancea region*. Pure Appl. Geophys. 149, 313-336.
- PANZA G.F., VACCARI F. & CAZZARO R. (1997b) - *Correlation between macroseismic intensities and seismic ground motion parameters*. Annali di geofisica, **15**, 1371-1382.
- PANZA G.F., VACCARI F. & CAZZARO R. (1999) - *Deterministic seismic hazard assesment*. In: F. WENZEL *et alii*, (Eds.), Vrancea Earthquake: "Tectonics, Hazard and Risk Mitigation", 269-286. Kluwer Academic Publishers, Olanda.
- PANZA G.F., ROMANELLI F. & VACCARI F. (2000a) - *Realistic modelling of waveforms in laterally heterogeneous anelastic media by modal summation*. Geophys., J. Int., **143**, 1-20.
- PANZA G.F., ROMANELLI F. & YANOVSKAYA T. (2000b) - *Synthetic Tsunami mareograms for realistic oceanic models*, Geophysical Journal International, **141**, 498-508.
- PANZA G.F., RADULIAN M. & TRIFU C. (2000c)(Eds.) - *Seismic Hazard in the Circum Pannonian Region*. PAGEOPH Topical Volume, Birkhauser Verlag, 280.
- PANZA G.F., VACCARI F. & ROMANELLI F. (2001) - *Seismic wave propagation in laterally heterogeneous anelastic media: theory and applications to the seismic zonation*. Advances in Geophysics, Academic press, **43**, 1-95.
- PANZA G.F., ALVAREZ L., AOUDIA A., AYADI A., BENHALLOU H., BENOUAR D., CHEN YUN-TAI, CIOFLAN C., DING ZHIFENG EL-SAYED A., GARCIA J., GAROFALO B., GORSHKOV A., GRIBOVSKI K., HARBI A., HATZIDIMITRIOU P., HERAK M., KOUTEVA M., KUZNETZOV I., LOKMER I., MAOUCHE S., MARMUREANU G., MATOVA M., NATALE M., NUNZIATA C., PARVEZ I., PASKALEVA I., PICO R., RADULIAN M., ROMANELLI F., SOLOVIEV A., SUHADOLC P., TRIANTAFYLIDIS P. & VACCARI F. (2002) - *Realistic modeling of seismic input for megacities and large urban areas (the UNESCO/IUGS/IGCP project 414)* - Episodes, 25, No. 3, 160-184.
- PANZA G., PONTEVIVO A., CHIMERA G., RAYKOVA R. & AOUDIA A. (2003) - *The lithosphere-asthenosphere: Italy and surroundings*. EPISODES, **26**, pp. 169-174.
- PANZA G.F. & PONTEVIVO A. (2004a) - *The Calabrian Arc: a detailed structural model of the lithosphere-asthenosphere system*. Acc. Naz. XL V. XXVIII: 51-88.
- PANZA G.F., CUSPILICI A., DECANINI L., FERRELLI L., MOLLAIOI F., MICHETTI A.M., PISCOPIÀ R., PANZICA LA MANNA M., ROMANELLI F. & VACCARI F. (2004b) - *La messa in sicurezza dell'area industriale di Priolo-Augusta rispetto ai rischi da terremoto e maremoto*. APAT, 41/2004, pp. 1-28 (CD-ROM).
- PANZA G.F., PECCERILLO A., AOUDIA A. & FARINA B. (2007) - *Geophysical and petrological modeling of the structure and composition of the crust and upper mantle in complex geodynamic settings: The Tyrrhenian Sea and surroundings*. Earth-Science Reviews, **80**, 1-46.
- PANZA G.F. & RAYKOVA R.B. (2008) - *Structure and rheology of lithosphere in Italy and surrounding*. Terra Nova, 20, 194-199. 10.1111/j.1365-3121.2008.00805.x.
- PANZA G.F., IRIKURA K., KOUTEVA M., PERESAN A., WANG Z. & SARAGONI R. (Eds.) (2011a) - *Advanced seismic hazard assessment*. Pure Appl. Geophys., Topical, **168**, 752 pp.
- PANZA G.F., PERESAN A. & ZUCCOLO E. (2011b) - *Climatic modulation of seismicity in the Alpine-Himalayan mountain ranges*. Terra Nova, 23: 19–25, doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00976.x.
- PANZA G.F., PERESAN A., MAGRIN A., VACCARI F., SABADINI R., CRIPPA B., MAROTTA A.M., SPLENDORE R., BARZAGHI R., BORGHI A., CANNIZZARO L., AMODIO A. & ZOFFOLI S. (2011c) - *The SISMA prototype system: integrating Geophysical Modeling and Earth Observation for time-dependent seismic hazard assessment*. Natural Hazards, DOI 10.1007/s11069-011-9981-7.
- PANZA G.F., LA MURA C., PERESAN A., ROMANELLI F. & VACCARI F. (2012) - *Seismic Hazard Scenarios as Preventive Tools for a Disaster Resilient Society*. In: R. DMOWSKA (Ed.), Advances in Geophysics, Elsevier, London, 93–165.
- PANZA G.F., PERESAN A. & LA MURA C. (2013) - *Seismic Hazard and Strong Ground Motion: an Operational Neo-deterministic Approach from National to Local Scale*. [Eds. UNESCO-EOLSS Joint Committee]. In: Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), Geophysics and Geochemistry, Developed under the Auspices of the UNESCO, Eolss Publishers, Oxford, UK, <http://www.eolss.net/> [Retrieved June 5, 2013].
- PAULATTO M., PINAT T. & ROMANELLI F. (2007) - *Tsunami hazard scenarios in the Adriatic Sea domain*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 7, 309–325.
- PERESAN A., COSTA G. & PANZA G.F. (1999) - *Seismotectonic model and CN earthquake prediction in Italy*. Pure and Appl. Geophys., **154**, 281-306.
- PERESAN A. & ROTWAIN I.M. (1998) - *Analysis and definition of magnitude selection criteria for NEIC (PDE) data, oriented to the compilation of a homogeneous updated catalogue for CN monitoring in Italy*. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics. ICTP, Miramare, Trieste, Italy, Preprint IC/98/97.

- PERESAN A., PANZA G.F. & COSTA G. (2000) - *CN algorithm and long lasting changes in reported magnitudes: the case of Italy*. Geophysical Journal International, **141**, 425-437.
- PERESAN A. & PANZA G.F. (2002) - *UCI2001: The updated catalogue of Italy*. ICTP, Trieste, Italy, Internal report, IC/IR/2002/3.
- PERESAN A., PANZA G.F., GORSHKOV A. & AODIA A. (2002a) - *Pattern recognition methodologies and deterministic evaluation of seismic hazard: a strategy to increase earthquake preparedness*. Bollettino della Società Geologica Italiana. Volume Speciale, **1** (parte 1), 37-46.
- PERESAN A., ROTWAIN I., ZALIAPIN I. & PANZA G.F. (2002b) - *Stability of intermediate-term earthquake predictions with respect to random errors in magnitude: the case of Central Italy*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, **130**, 117-127.
- PERESAN A., KOSSOBOKOV V., ROMASHKOVA L. & PANZA G.F. (2005) - *Intermediate-term middle-range earthquake predictions in Italy: a review*. Earth Science Reviews, **69** (1-2), 97-132.
- PERESAN A., ZUCCOLO E., VACCARI F. & PANZA G.F. (2009) - *Neo-Deterministic Seismic Hazard Scenarios For North-Eastern Italy*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **128**, 1, 229-238.
- PERESAN A., ZUCCOLO E., VACCARI F., GORSHKOV A. & PANZA G.F. (2011) - *Pattern recognition techniques and neo-deterministic seismic hazard: time dependent scenarios for North-Eastern Italy*. Pure and Applied Geophysics, **168** (3-4), DOI 10.1007/s00024-010-0166-1.
- PERESAN A., KOSSOBOKOV V.G. & PANZA G.F. (2012a) - *Operational earthquake forecast/prediction*. Rendiconti Lincei, **23**, 131-138, DOI 10.1007/s12210-012-0171-7.
- PERESAN A., MAGRIN A., VACCARI F., PANZA G.F. (2012b) - *Prospective testing of time-dependent neo-deterministic seismic hazard scenarios*. In: SLEJIKO *et alii*, Atti del 31° Convegno del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida: Tema 2: *Caratterizzazione sismica del territorio*, pp. 429-433, Trieste: Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale, ISBN: 9788890210129 Potenza, 20-22 Novembre 2012.
- PERESAN A., VACCARI F., PANZA G.F., GRASSO S. & MAUGERI M. (2012c) - *National scale seismic hazard assessment: comparing probabilistic and deterministic estimates*. Proceedings of the "Second International Conference on performance-based design in earthquake geotechnical engineering" (May 28-30, 2012; Taormina, Italy). Paper No. 01.17.
- PERESAN A. & PANZA G.F. (2012) - *Improving earthquake hazard assessment in Italy: an alternative to "Texas sharpshooting"*. EOS Transaction, American Geophysical Union., **93**, No. 51, 18 December 2012.
- PERESAN A., MAGRIN A., NEKRASOVA A., KOSSOBOKOV V.G. & PANZA G.F. (2013) - *Earthquake recurrence and seismic hazard assessment: a comparative analysis over the Italian territory*. In: *Proceedings of the ERES 2013 Conference*. WIT Transactions on The Built Environment, **132**, pp. 23-34, doi:10.2495/ERES130031, ISSN 1743-3509 (on-line).
- PERESAN A. (2013) - *Identificazione sistematica di aree di interesse prioritario mediante analisi di pattern recognition di dati sismici e morfostrutturali*. Progetto S3-UR10, Progetti Sismologici, Convenzione INGV-DPC 2012-2013.
- PIROMALLO C. & MORELLI A. (2003) - *P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area*. Journal of Geophysical Research, **108** (B2) - 2065-2088.10.1029/2002JB001757.
- PLACER L. (1981) - *Geoloka zgradba jugozahodne Slovenije*. Geologija, **24** (1): 27-60.
- POLJAK M., ŽIVČIČ M. & ZUPANIČ P. (2000) - *The seismotectonic characteristics of Slovenia*. Pure Appl. Geophys., **157**, 37-56.
- PONDRELLI S., EKSTRÖM G. & MORELLI A. (2001) - *Seismotectonic re-evaluation of the 1976 Friuli, Italy, seismic sequence*. Journal of Seismology, **5**: 73-83.
- PONTEVIVO A. & PANZA G.F. (2002) - *Group Velocity Tomography and Regionalization in Italy and bordering areas*. Phys. Earth Planet. Inter., **134**: 1-15.
- PONTEVIVO A. (2003) - *Surface-wave tomography and non-linear inversion in Italy and surrounding areas*. Ph.D. thesis, University of Trieste (15 ciclo, supervisor G.F. Panza).
- POSTPISCHL D. (Ed.) (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **2B**, no. 114, 239 pp., Cons. Naz. Ric., Rome.
- RADAN M.Y., HAMZEHLOO H., PERESAN A., ZARE M. & ZAFARANI H. (2013) - *Assessing performances of pattern informatics method: a retrospective analysis for Iran and Italy*. Nat Hazards. DOI 10.1007/s11069-013-0660-8.
- RANTSMAN E.Ya. (1979) - *Sites of Earthquakes and Morphostructures of Mountain Countries*. Editorial Nauka, Moscow, (in Russian).
- RAYKOVA R., CHIMERA G., FARINA B. & PANZA G.F. (2004) - *S-wave velocity structure of the lithosphere-asthenosphere system in Mediterranean region*. 32nd Int. Cong., Abs. Vol., Pt. 2, abs 208-5, 970 pp.
- RITZWOLLER M.H. & LEVSHIN A.L. (1998) - *Enrasian surface wave tomography: Group velocities*. J. Geophys. Res., **103**, 4839-4878.
- ROMASHKOVA L., PERESAN A. & NEKRASOVA A. (2009) - *Analysis of Earthquake Catalogs for CSEP Testing Region Italy*. ICTP Internal Report, IC/IR/2009/006
- ROMASHKOVA L. & PERESAN A. (2013) - *Analysis of Italian earthquake catalogs in the context of intermediate-term prediction problem*. Acta Geophysica, **61** (3) - 583-610. DOI: 10.2478/s11600-012-0085-x.
- ROSSO M.A., PERESAN A., ROMASHKOVA L.L., PANZA G.F. & HERAK M. (2006) - *The Adria catalogue: a unified catalogue of earthquakes for the Adriatic region and its surroundings*. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics. ICTP, Miramare, Trieste, Italy, Internal report IC/IR/2006/001.
- ROTWAIN I.M. & NOVIKOVA O. (1999) - *Performance of the earthquake prediction algorithm CN in 22 regions of the world*. Phys. Earth Planet. Inter., **111**, 207-213.
- ROVIDA A. & CPTI WORKING GROUP (2008) - *Parametric Catalog of Italian Earthquakes*. Version 2008 (CPTI08) - 1900-2006, http://cseptest.org/sites/default/files/expl_cpti08_1901-2006.pdf.
- RUNDLE J.B., KLEIN W., TIAMPO K. & GROSS S. (2000) - *Linear pattern dynamics in nonlinear threshold systems*. Phys. Rev. E., **61**, 2418-2432.
- SABETTA F. & PUGLIESE A. (1987) - *Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion records*. Bull. Seism. Soc. Am., **77**, 1491-1513.
- SARAO A., PANZA G.F. & SUHADOLC P. (1997) - *Waveforms and polarities for extended and point source studies. Earthquake fault plane solutions: data bases, derived parameters, geodynamic inferences*. In: "Geodynamics of the Calabrian Arc", Proceedings of the Messina University Forum on Taormina, Messina, Italy, pp. 13-17.
- SCHORLEMMER D., CHRISTOPHERSEN A., ROVIDA A., MELE F., STUCCHI M. & W. MARZOCCHI (2010a) - *Setting up an Earthquake Forecast Experiment in Italy*. Annals of Geophysics, **53** (3) - doi:10.4401/ag-4844.
- SCHORLEMMER D., MELE F. & MARZOCCHI W. (2010b) - *A Completeness Analysis of the National Seismic Network of Italy*. J. Geophys. Res., **115**, B04308, doi:10.1029/2008JB006097.
- SILENY J. & PANZA G.F. (1991) - *Inversion of seismograms to determine simultaneously the moment tensor components and source*

- time function for a point source buried in a horizontally layered medium.* *Studia Geophysica et Geodaetica*, **35**, 166-183.
- SILENY J., PANZA G.F. & CAMPUS P. (1992) - *Waveform inversion for point source moment tensor retrieval with variable hypocentral depth and structural model.* *Geophys. J. Int.*, **109**, 259-274.
- STEIN S., GELLER R.J. & LIU M. (2011) - *Bad assumptions or bad luck: why earthquake hazard maps need objective testing.* *Seis. Res. Lett.*, **82**, 623-626.
- STEIN S., GELLER R. & LIU M. (2012) - *Why Earthquake Hazard Maps Often Fail and What To Do About It.* *Tectonophysics*, DOI:10.1016/j.tecto.2012.06.047.
- STUCCHI M., SCANDONE P., GALADINI F., MELETTI C. & REBEZ A. (2000) - *Verso una nuova zonazione sismogenetica.* In: 19° Convegno Nazionale G.N.G.T.S., Riassunti estesi delle comunicazioni, Esagrafica, Roma, pp. 287.
- ŠUMANOVAC F., OREŠKOVIĆ J. & GRAD M. (2009) - *Crustal structure at the contact of the dinarides and pannonian basin based on 2-D seismic and gravity interpretation of the Alp07 profile in the ALP 2002 experiment.* *Geophysical Journal International*, **179** (1), pp. 615-633.
- ŠUŠTERŠIĆ F. (1996) - *Poljes and caves of Notranjska.* *Acta Carsologica*, **25**, 251-289
- TESAURO M., KABAN M.K. & S.A.P.L. CLOETINGH (2008) - *EuCRUST-07: A new reference model for the European crust.* *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L05313, doi:10.1029/2007GL032244.
- TIAMPO K.F., RUNDLE J.B., MCGINNIS S. & KLEIN W. (2002) - *Pattern dynamics and forecast methods in seismically active regions.* *Pure Appl. Geophys.*, **159**, 2429-2467.
- VACCARI F., ROMANELLI F. & PANZA G.F. (2005) - *Detailed modelling of strong ground motion in Trieste.* *Geologia Tecnica & Ambientale* **2**: 7-40.
- VACCARI F., PERESAN A., ZUCCOLO E., ROMANELLI F., MARSON C., FIOROTTO V. & PANZA G.F. (2009) - *Neo-deterministic seismic hazard scenarios: application to the engineering analysis of historical buildings.* Atti del convegno PROHITECH 2009, Protection of Historical Buildings Mazzolani (Ed.), Taylor & Francis Group, London. ISBN 978-0-415-55803-7, pp. 1559 – 1564.
- VOROBIEVA I. & PANZA G.F. (1993) - *Prediction of the occurrence of related strong earthquakes in Italy.* *PAGEOPH*, **141**, 1: 25-41.
- YANOVSKAJA T.B. & DITMAR P.G. (1990) - *Smoothness criteria in surface wave tomography.* *Geophys. J. Int.*, **102**, 63-72.
- WANG Z. (2011) - *Seismic Hazard Assessment: Issues and Alternatives.* *Pure Appl. Geophys.*, **168**, 11-25.
- WERNER M.J., HELMSTETTER A., JACKSON D.D., KAGAN Y.Y. & WIEMER S. (2010) - *Adaptively smoothed seismicity earthquake forecasts for Italy.* *Annals of Geophysics*, **53** (3), doi:10.4401/ag-4840.
- WERNER M.J., ZECHAR J.D., MARZOCCHI W., WIEMER S. & CSEP-ITALY WORKING GROUP (2010) - *Retrospective evaluation of the five-year and ten-year CSEP-Italy earthquake forecasts.* *Annals of Geophysics*, **53** (3), doi:10.4401/ag-4840.
- WYSS M., NEKRASOVA A. & KOSSOBOKOV V. (2012) - *Errors in expected human losses due to incorrect seismic hazard estimates.* *Nat. Hazards*, DOI 10.1007/s11069-012-0125-5
- ZUCCOLO E., VACCARI F., PERESAN A. & PANZA G.F. (2010) - *Neo-deterministic (NDSHA) and probabilistic seismic hazard (PSHA) assessments: a comparison over the Italian territory.* *Pure and Applied Geophysics, Special Issue on "Advanced seismic hazard assessments"*. **168** (3-4) - DOI 10.1007/s00024-010-0151-8
- ZS9 WORKING GROUP (2004) - *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM del 20 marzo 2003.* Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, appendice 2.

INDICE

	Pag.
Introduzione – <i>Introduction</i>	3
1. - ANALISI SISTEMATICA DELLA SISMICITÀ NELLA REGIONE FRIULI VENEZIA GIULIA E NELLE AREE CIRCOSTANTI.....	13
1.1. - COMPILAZIONE ED AGGIORNAMENTO DEL CATALOGO DI TERREMOTI UNIFICATO PER LA REGIONE ADRIATICA.....	13
1.2. - ANALISI COMPARATIVA DEI CATALOGHI STRUMENTALI DEI TERREMOTI PER L'ANALISI DELLA SISMICITÀ ITALIANA.....	14
1.3. - AGGIORNAMENTO DEL CATALOGO DEI TERREMOTI PER L'ANALISI DEL FLUSSO SISMICO MEDIANTE INTEGRAZIONE DI BANCHE DATI GLOBALI.....	19
1.4. - AGGIORNAMENTO SISTEMATICO DELLE PREVISIONI A MEDIO-TERMINE SPAZIO TEMPORALE DEI TERREMOTI PER IL TERRITORIO ITALIANO E LA REGIONE ADRIATICA.....	20
1.5. - ANALISI SISTEMATICA DEI RISULTATI OTTENUTI DAL SISTEMA DI PREVISIONE A MEDIO TERMINE, MEDIANTE GLI ALGORITMI CN ED M8S.....	24
1.6. - ANALISI DELL'APPLICABILITÀ DEGLI ALGORITMI M8S ED M8C AL TERRITORIO DEL FRIULI VENEZIA GIULIA.....	30
1.7. - ANALISI DELLE VARIAZIONI TEMPORALI DELLA RELAZIONE DI SCALA UNIFICATA PER I TERREMOTI (USLE).....	34
1.8. - APPLICAZIONE PRELIMINARE DELL'ALGORITMO PI AL TERRITORIO ITALIANO.....	38
1.9. - VALUTAZIONE DELLA POSSIBILITÀ DI INTEGRAZIONE FORMALE DEI RISULTATI FORNITI DA DIVERSE METODOLOGIE DI INDAGINE.....	39
2. - CARATTERIZZAZIONE DELLE SORGENTI SISMICHE.....	42
2.1. - DEFINIZIONE DELLA GEOMETRIA DEI NODI SISMOGENETICI.....	42
2.2. - CARATTERIZZAZIONE DELLE SORGENTI SISMICHE: FAGLIE ATTIVE, MECCANISMI FOCALI E NODI SISMOGENETICI.....	44
2.3. - ANALISI CONGIUNTA DELLE CARATTERISTICHE DEL RILASCIO DI ENERGIA SISMICA E DEL CAMPO DI DEFORMAZIONE.....	46
2.4. - NON-STAZIONARIETÀ DELLA SISMICITÀ: MODULAZIONE CLIMATICA ED IMPLICAZIONI PER LA STIMA DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA.....	49
3. - RAFFINAMENTO DEI MODELLI STRUTTURALI PER LA REGIONE FRIULI VENEZIA GIULIA.....	53
3.1. - TOMOGRAFIA SISMICA CON ONDE DI SUPERFICIE E RAFFINAMENTO DEI MODELLI STRUTTURALI DELLA CROSTA E DELLA LITOSFERA A SCALA REGIONALE E LOCALE.....	53
3.2. - REVISIONE ED OTTIMIZZAZIONE DEI MODELLI STRUTTURALI PER LA CROSTA E LA LITOSFERA A SCALA REGIONALE ALLA RISOLUZIONE DI 1°x 1°.....	53
3.3. - RAFFINAMENTO DEL MODELLO STRUTTURALE DELL'AREA ALPINA ALLA RISOLUZIONE DI 0.5°x0.5°.....	58
4. - SCENARI NEO-DETERMINISTICI DI PERICOLOSITÀ SISMICA.....	61
4.1. - DEFINIZIONE DI SCENARI NEO-DETERMINISTICI DI MOTO DEL SUOLO AL BASAMENTO PER LA REGIONE FRIULI VENEZIA GIULIA IN APPROSSIMAZIONE DI SORGENTE PUNTIIFORME.....	61
4.1.1. - <i>Scenari di scuotimento associati alle aree allertate dagli algoritmi CN ed M8S</i>	63
4.2. - MODELLAZIONE DELLA COMPONENTE VERTICALE DEL MOTO DEL SUOLO E DEI RELATIVI SCENARI DI SCUOTIMENTO PER LE AREE ALLERTATE ED I NODI SISMOGENETICI IN ESSE COMPRESI.....	67
4.2.1. - <i>Scenari di scuotimento associati ad un nodo morfostrutturale</i>	68
4.3. - MODELLAZIONE DEL MOTO DEL SUOLO E RELATIVI SCENARI DI SCUOTIMENTO, DEFINITI IN APPROSSIMAZIONE DI SORGENTE ESTESA E FINO AD UNA FREQUENZA MASSIMA DI 10 Hz.....	68
4.4. - AGGIORNAMENTO SISTEMATICO DEGLI SCENARI NEO-DETERMINISTICI DI SCUOTIMENTO DEL SUOLO (COMPONENTE ORIZZONTALE E VERTICALE) PER LE AREE ALLERTATE ED I NODI SISMOGENETICI IN ESSE COMPRESI.....	74
4.4.1. - <i>Il terremoto dell'Aquila del 6 Aprile 2009</i>	75
4.4.2. - <i>Il terremoto dell'Emilia del 21 Maggio 2012</i>	76
4.5. - ANALISI COMPARATIVA DELLE STIME NEO-DETERMINISTICA E PROBABILISTICA DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA PER IL TERRITORIO ITALIANO.....	79
4.6. - PROBLEMI CONNESSI ALL'UTILIZZO DELLE MAPPE PROBABILISTICHE DI PERICOLOSITÀ SISMICA ALLA LUCE DEI RECENTI FORTI TERREMOTI.....	82
4.7. - DEFINIZIONE DI SCENARI DI DETTAGLIO UTILIZZANDO STRUTTURE LOCALI STRATIFICATE LATERALMENTE ETEROGENEE.....	84
5. - SCENARI DI PERICOLOSITÀ DA TSUNAMI PER LA CITTÀ DI TRIESTE.....	91
5.1. - SCENARI NEO-DETERMINISTICI DI PERICOLOSITÀ DA TSUNAMI.....	91
5.2. - STUDIO DELLA PERICOLOSITÀ DA TSUNAMI PER LE CITTÀ DI TRIESTE.....	92
BIBLIOGRAFIA.....	96