

Zonazione sismogenetica ZS9 – App.2 al Rapporto Conclusivo

a cura di C. Meletti e G. Valensise (marzo 2004)
con contributi di R. Azzaro, S. Barba, R. Basili, F. Galadini,
P. Gasperini, M. Stucchi e G. Vannucci

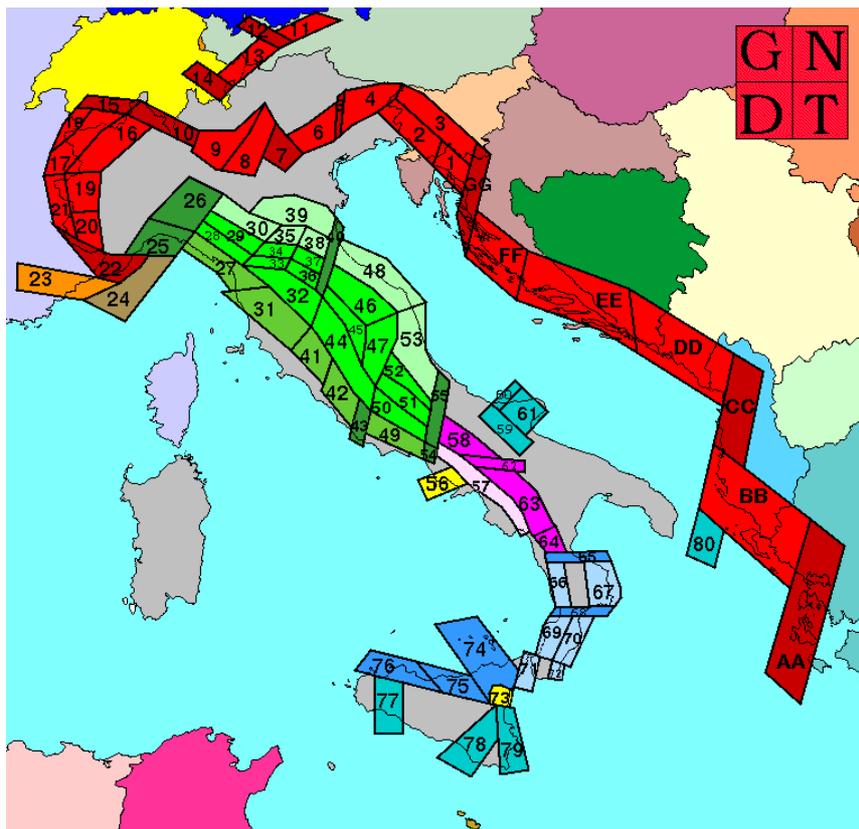
Introduzione

Negli ultimi anni, e fino al 2002, la zonazione sismogenetica ZS4 (fig.1: http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/ZONE/zone_sismo.html; Scandone e Stucchi, 2000) ha rappresentato il punto di riferimento per la maggior parte delle valutazioni di pericolosità sismica nell'area italiana.

Tale zonazione era stata realizzata da Scandone e colleghi nel 1996 e adottato anche dai progetti GSHAP (Slejko et al., 1998) e SESAME (Jiménez et al., 2001) con i necessari adattamenti nelle aree di confine. ZS4 rappresentava la traduzione operativa del modello sismotettonico a grande scala riassunto in Meletti et al. (2000). Gli sviluppi più recenti delle conoscenze in materia di sismogenesi (si vedano tra gli altri i contributi contenuti in Galadini et al., 2000 e il patrimonio informativo di DISS, Valensise e Pantosti, 2001) hanno evidenziato alcune inconsistenze di tale modello di zonazione, a cui a partire dal 1999 si è aggiunta una non completa coerenza con il catalogo CPTI (pubblicato in quell'anno da Gruppo di Lavoro CPTI); inoltre, a causa delle ridotte dimensioni delle zone sismogenetiche, anche utilizzando questo catalogo il campione di terremoti disponibili per molte delle zone sismogenetiche è scarso, tale da rendere instabili le stime dei ratei di sismicità.

Per superare questo stato di cose e rendere disponibile, nel breve tempo a disposizione, una zonazione utilizzabile per le finalità di questo progetto, si è convenuto di disegnare una nuova zonazione, denominata ZS9 (fig.2), che soddisfacesse i seguenti requisiti:

- a) essere basata prevalentemente sul *background* informativo e sull'impianto generale di ZS4, che deriva dall'approccio cinematico all'elaborazione del modello sismotettonico;
- b) recepire le informazioni sulle sorgenti sismogenetiche italiane messe a disposizione da DISS 2.0 (*Database of Potential Sources for Earthquake Larger than M5.5 in Italy*, Valensise e Pantosti, 2001) e da altre compilazioni regionali di faglie attive;
- c) considerare le indicazioni e gli spunti che derivano dall'analisi dei dati relativi ai terremoti più importanti verificatisi successivamente alla predisposizione di ZS4, alcuni dei quali (tra gli altri Bormio 2000, Monferrato 2001, Merano 2001, Palermo 2002, Molise 2002) localizzati al di fuori delle zone-sorgente in essa definite;
- d) superare il problema delle ridotte dimensioni delle zone-sorgente e della conseguente limitatezza del campione di terremoti che ricade in ciascuna di esse;
- e) essere utilizzabile in congiunzione con il nuovo catalogo CPTI2 utilizzato per i calcoli dei tassi di sismicità all'interno di questo progetto (ZS4 era stata tracciata anche sulla base del quadro di sismicità storica che derivava da NT.4);
- f) fornire una stima di profondità "efficace", definita come l'intervallo di profondità nel quale viene rilasciato il maggior numero di terremoti in ogni zona-sorgente, utilizzabile in combinazione con le relazioni di attenuazione determinate su base regionale;



Legenda della zonazione sismogenetica ZS.4 (aprile 1996)

- A. Zone di interazione tra piastra adriatica e piastra europea (Alpi e Sudalpino) e zone di interazione tra piastra adriatica e sistema dinarico (Dinaridi ed Ellenidi fino allo svincolo di Cefalonia). L'asse di compressione massima, suborizzontale segue i vettori di spostamento dell'indenter insubrico.**
- 1.1. Aree con meccanismi di rottura attesi di tipo thrust e transpressivi
 - 1.2. Aree di svincolo, con meccanismi di rottura attesi di tipo transpressivo o strike-slip
- B. Zone legate al margine interno della piastra padano-adriatico-ionica in subduzione sotto la catena appenninica.**
- 2.1. Fascia padano-adriatica in compressione. Meccanismi di rottura attesi: thrust e strike-slip
 - 2.2. Fascia intermedia. Meccanismi di rottura attesi: misti, con prevalenza di dip-slip
 - 2.3. Fascia tirrenica in distensione. Meccanismi di rottura attesi: dip-slip
 - 2.4. Zone di svincolo (transfer). Meccanismi di rottura attesi: misti, con prevalenza di strike-slip.
- Non è ancora definitivamente chiarito se l'Arco Calabro appartiene a questo gruppo o al gruppo 3. Nella prima ipotesi:*
- 2.5.a. Fasce sismogenetiche longitudinali. Meccanismi di rottura attesi: misti, con prevalenza di dip-slip
 - 2.5.b. Zone di svincolo. Meccanismi di rottura attesi: strike-slip
- C. Zone legate al recente sollevamento della catena appenninica, successivo ad una lunga storia di migrazione spazio-temporale del sistema catena-avampaese.**
- 3.1. Fascia appenninica principale. Meccanismi di rottura attesi: dip-slip e subordinatamente strike-slip
 - 3.2. Margine tirrenico. Meccanismi di rottura attesi: dip-slip
- D. Zone legate ad un regime compressivo giovane impostato su un precedente regime distensivo.**
- 4.1. Mar Ligure. Meccanismi di rottura attesi: thrust e strike-slip
 - 4.2. Liguria occidentale. Meccanismi di rottura attesi: strike-slip e transpressione
- E. Zone di rottura all'interno della piastra di avampaese e lungo i suoi margini in flessione.**
- 5. Belice, Iblei, Scarpata Ibleo-Maltese, Gargano-Tremiti, Canale d'Otranto. Meccanismi di rottura attesi: misti, con prevalenza di dip-slip nelle aree di flessura e lungo la scarpata di Malta e di strike-slip nelle altre
- F. Zone vulcaniche**
- 6. Ischia-Flegrei, Vesuvio ed Etna, con terremoti molto superficiali. Meccanismi di rottura attesi per i terremoti meno superficiali: dip-slip per l'area campana e misti (dip-slip e strike-slip) per l'Etna

Figura 1 - Zonazione sismogenetica ZS4 adottata dal GNDT nel 1996 e relativa legenda. Immagine tratta da http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/ZONE/zone_sismo.html/.

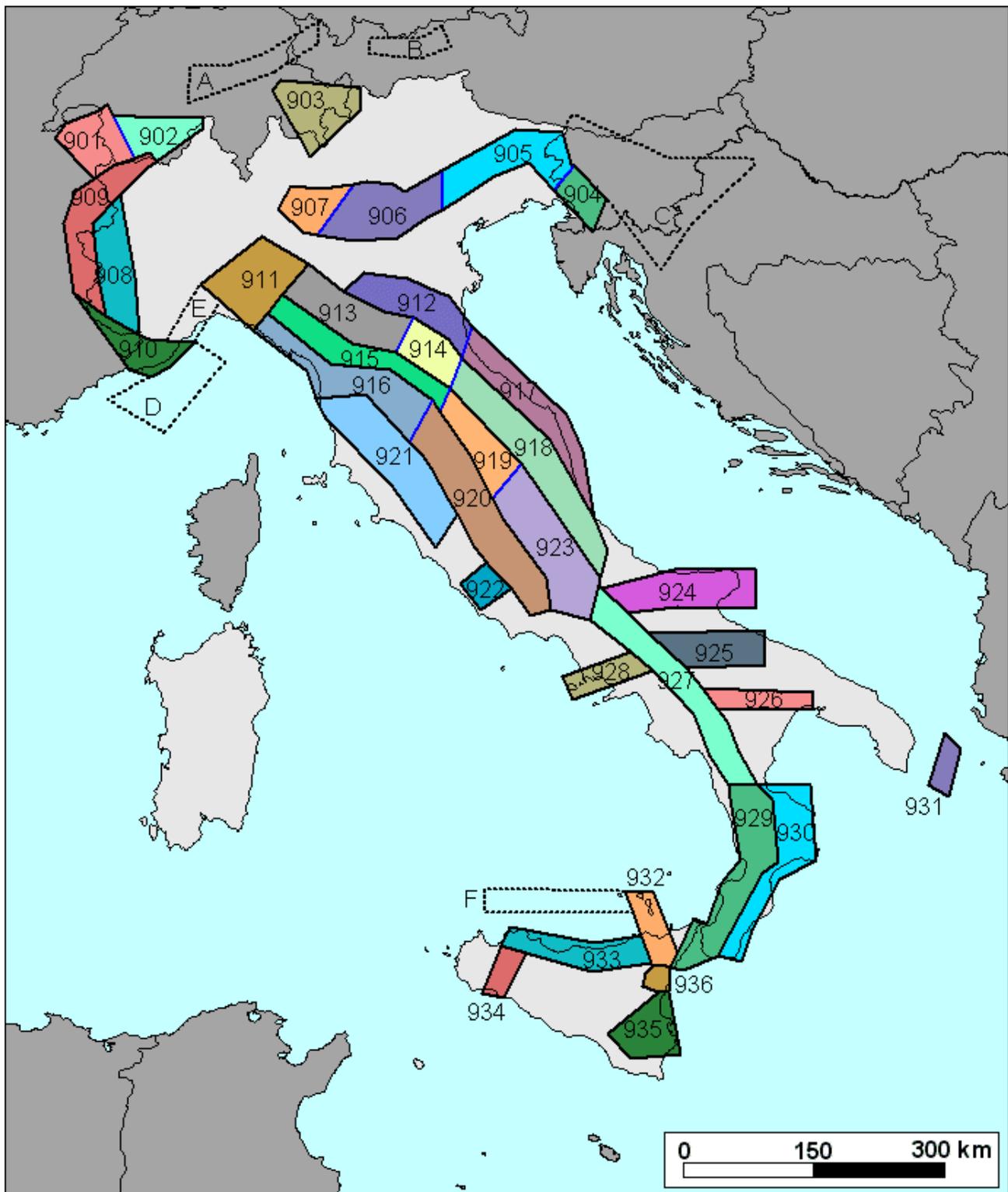


Figura 2 - Zonazione sismogenetica ZS9. Le diverse zone sono individuate da un numero; le zone indicate con una lettera non sono state utilizzate per la valutazione della pericolosità sismica. Il significato del colore (blu o nero) dei bordi delle zone è spiegato nel testo. Il colore delle zone non è invece significativo.

- g) fornire per ogni ZS un meccanismo di fagliazione prevalente utilizzabile in combinazione con le relazioni di attenuazione modulate sulla base dei coefficienti proposti da Bommer et al. (2003).

I dati di base

La zonazione sismogenetica ZS9 è il risultato di modifiche, accorpamenti ed elisioni delle numerose zone di ZS4 e dell'introduzione di nuove zone. L'obiettivo di questa ricerca è stato la realizzazione di un modello più coerente con i nuovi dati e con il quadro sismotettonico oggi disponibile. Il riferimento all'impianto di ZS4 è giustificato dal fatto che lo schema geodinamico e sismotettonico su cui fu fondata la redazione di questo modello nella prima metà degli anni '90 (Meletti et al., 2000) è ritenuto nelle sue linee generali tuttora valido.

Quanto sopra chiarisce che con ZS9 non si è inteso introdurre drastici elementi di novità in riferimento al quadro cinematico generale su cui si basava ZS4. Il vero elemento di novità, oltre naturalmente al catalogo sismico di cui si è detto ampiamente nella sezione precedente, è rappresentato dall'introduzione delle conoscenze più recenti sulla geometria delle sorgenti sismogenetiche. Negli ultimi anni, infatti, la quantità di informazioni sulla sismogenesi del territorio italiano (sia per quanto riguarda gli aspetti geometrici delle sorgenti che per quanto attiene il loro comportamento atteso) è notevolmente aumentata rispetto a quella disponibile nel periodo in cui i ricercatori procedevano alla realizzazione di ZS4. Tali conoscenze rappresentano uno degli elementi chiave per il tracciamento delle nuove zone. Nella descrizione delle singole zone (vedi oltre) si farà riferimento ad alcuni dei principali lavori che negli ultimi anni hanno trattato della identificazione e caratterizzazione di sorgenti sismogenetiche. Un'ampia bibliografia su questo argomento si trova comunque nella compilazione delle faglie attive realizzata dal GNDT (Galadini et al., 2000) e nel *database* delle sorgenti sismogenetiche dell'INGV (DISS 2.0, Valensise e Pantosti, 2001, e suoi sviluppi al novembre 2003, dei quali è prevista la pubblicazione entro la fine del 2004 come DISS 3.0: si veda la figura 3).

Un importante elemento di novità rispetto al passato è rappresentato dall'utilizzo del *database* delle soluzioni dei meccanismi focali dei terremoti italiani, recentemente pubblicato da Vannucci e Gasperini (2003). Tale *database* contiene meccanismi tratti da cataloghi *on-line* (come il catalogo CMT dell'Università di Harvard, il catalogo dell'ETH di Zurigo e il catalogo RCMT dell'INGV) o dalla letteratura cartacea pubblicata. Tra tutti i meccanismi contenuti nel *database* sono stati selezionati quelli che ricadono all'interno delle zone sorgente di ZS9: si tratta di 1051 *record* relativi a terremoti avvenuti tra il 1905 al 2003, con magnitudo M_w compresa tra 1.9 e 6.6 e profondità ipocentrale media di 11 km. Il numero di eventi per zona sorgente è estremamente variabile, poiché si va da zone per le quali si hanno solo 1 o 2 meccanismi disponibili a zone con diverse decine di meccanismi; solo in 12 zone sulle 36 utilizzate per il calcolo della pericolosità sismica si hanno meno di 10 soluzioni di meccanismi focali. Per ogni zona di ZS9 sono state determinate le somme delle componenti del momento tensore, utilizzando tutti i dati disponibili e avendo cura di scegliere il meccanismo più affidabile nel caso di soluzioni multiple per lo stesso evento (secondo criteri descritti in Vannucci e Gasperini, 2003). Il meccanismo medio ottenuto per le diverse zone è mostrato in figura 4.

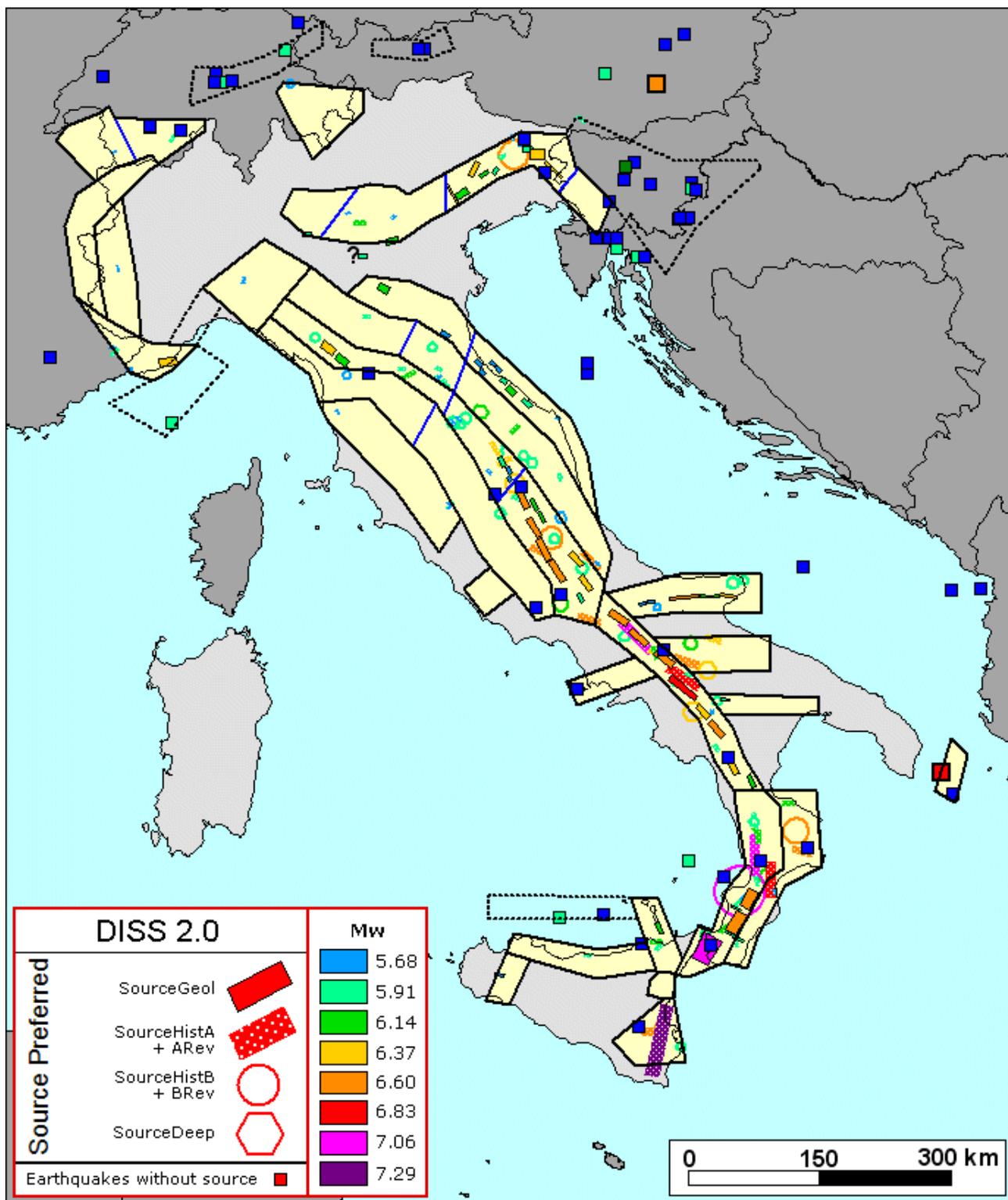


Figura 3 - Zonazione sismogenetica ZS9 a confronto con la distribuzione delle sorgenti sismogenetiche contenute nel *database* DISS 2.0. Ogni sorgente è rappresentata utilizzando una scala cromatica che esprime la magnitudo M_w del terremoto atteso per la sorgente stessa. I simboli quadrati indicano terremoti presenti nel catalogo di riferimento (CPTI2) ma non associati ad una specifica sorgente di DISS 2.0. La loro magnitudo viene rappresentata mediante la stessa scala cromatica usata per le sorgenti. Le classi di magnitudo con le quali sono rappresentati i terremoti e le sorgenti sono le stesse utilizzate per il calcolo dei tassi di sismicità.

Riassumendo, in ZS9 le informazioni sulle sorgenti sismogenetiche si innestano sul quadro di evoluzione cinematica Plio-Quaternaria su cui si basava ZS4. Tuttavia, l'elaborazione di ZS9 si fonda su una base informativa decisamente più ricca e affidabile di quella disponibile all'epoca della prima realizzazione di ZS4. Va altresì ricordato che il lavoro svolto da questo gruppo di lavoro raccoglie e sfrutta anche le esperienze di tentativi precedenti di rielaborazione della zonazione ZS4, e in particolare:

- le proposte di zonazione di nuovo tipo, tra cui quella cosiddetta "a strati" (Stucchi et al., 2000);
- la zonazione ZS5 (Stucchi et al., 2002);
- la zonazione e l'approccio metodologico per l'Appennino centrale proposti da Lavecchia et al. (2002);
- la zonazione ZS6 realizzata nel corso del 2003 nell'ambito del Progetto del GNDT "Terremoti probabili in Italia..." coordinato da A. Amato e G. Selvaggi e le zonazioni ZS7 e ZS8 elaborate nella prima fase dei lavori di questo stesso progetto.

Nel processo che ha portato alla redazione di ZS9, l'unione di più zone di ZS4 è avvenuta in base alle caratteristiche del dominio cinematico al quale ognuna delle zone veniva attribuita (fig.1). Le caratteristiche cinematiche venivano evidenziate, in ZS4, dall'utilizzo di colori specifici, come esplicitato nella legenda della figura pubblicata all'indirizzo http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/ZONE/zone_sismo.html (e riportata in fig. 1). Poiché le zone con uno stesso colore in ZS4 sono da considerarsi simili dal punto di vista strutturale-cinematico, la suddivisione di queste era stata fatta sulla base di accertate differenze delle caratteristiche del rilascio di terremoti, in termini di distribuzione spaziale e temporale e di massima magnitudo attesa. L'unione di zone di ZS4 adiacenti e con simile comportamento cinematico non ha, pertanto, controindicazioni di tipo sismotettonico. Nei casi dell'Appennino centro-settentrionale e delle Alpi Occidentali, per i quali in ZS4 uno stesso dominio cinematico-strutturale (rappresentato da colore omogeneo) veniva diviso in zone organizzate secondo fasce parallele agli assi delle catene, le unioni sono state fatte di norma all'interno di una stessa fascia.

Un problema del tutto particolare è rappresentato da quelle zone che in ZS4 racchiudevano strutture di "svincolo" (trasversali agli assi della catena), cinematicamente necessarie in un sistema orogenico in migrazione verso E o NE nel corso del Plio-Quaternario. Tali zone sono sempre state di difficile caratterizzazione. Dal punto di vista della geometria, risultano infatti di difficile individuazione e definizione ristrette aree trasversali alla direzione media della catena, in cui le strutture longitudinali siano interrotte da evidenti trasferimenti. Dal punto di vista sismologico, le maggiori difficoltà risiedono nella possibilità di riconoscere eventi sismici legati a meccanismi di rottura diversi da quelli che caratterizzano le più lunghe e larghe zone longitudinali. Pertanto, e in considerazione del fatto che la ridotta superficie e i relativi subcataloghi scarsamente consistenti determinavano instabilità nelle stime dei ratei di sismicità, tali zone sono state smembrate e ripartite fra le fasce longitudinali.

Contemporaneamente alla riduzione del numero di zone secondo la procedura sopra definita si è provveduto a modificare la geometria delle stesse in funzione delle mutate conoscenze sismotettoniche. Le modifiche ai limiti delle zone di ZS4 sono state basate su nuovi dati relativi alle geometrie di singole sorgenti o di insiemi di queste. Tali informazioni hanno anche consentito di inglobare all'interno delle zone-sorgente di ZS9 alcune aree escluse dalla zonazione ZS4 e, viceversa, di escluderne altre. Inoltre

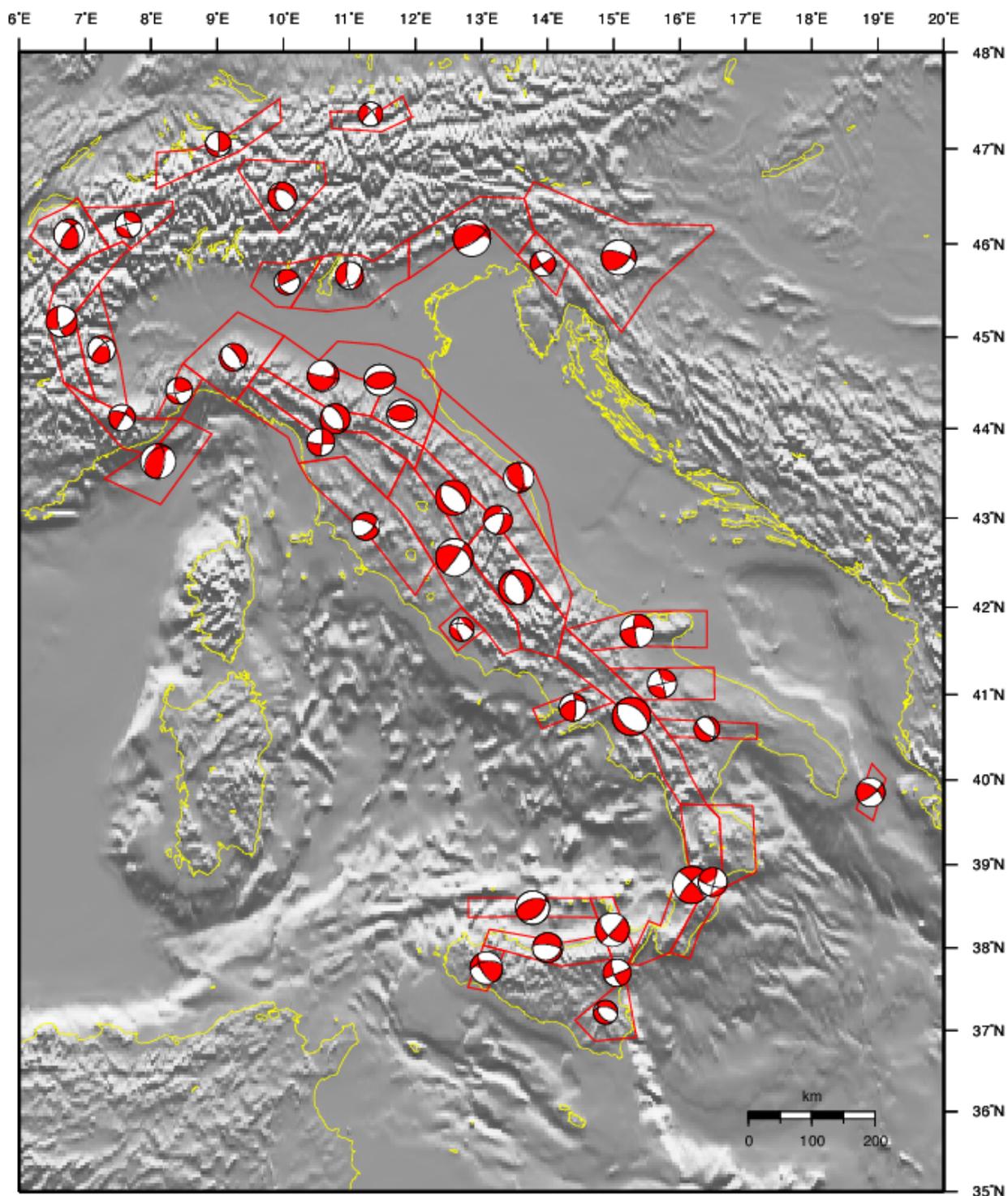


Figura 4 – Meccanismi focali medi calcolati per tutte le zone sismogenetiche di ZS9 a partire dal *database* recentemente pubblicato da Vannucci e Gasperini (2003). La dimensione dei simboli è proporzionale al logaritmo del momento sismico complessivo rilasciato all'interno delle singole zone.

è stato ripensato uno dei criteri usati nel disegno di ZS4, vale a dire quello di definire zone sorgente estese fino a inglobare al loro interno tutta la sismicità al di sopra di una certa soglia di magnitudo, giustificando questo modo di procedere come

maggiormente cautelativo verso queste aree. Si è verificato invece che in molti casi l'aumento di superficie portava a ridurre in maniera non corretta la stima di pericolosità nelle aree centrali della zona, caratterizzate dai terremoti più importanti per magnitudo e numero. Si è ritenuto pertanto che un procedimento più corretto fosse quello di disegnare zone sorgente più vincolate rispetto alle sorgenti sismogenetiche e alla sismicità storica e strumentale e di cautelare le aree circostanti attraverso i normali effetti di propagazione della pericolosità sismica al di fuori delle zone sorgente.

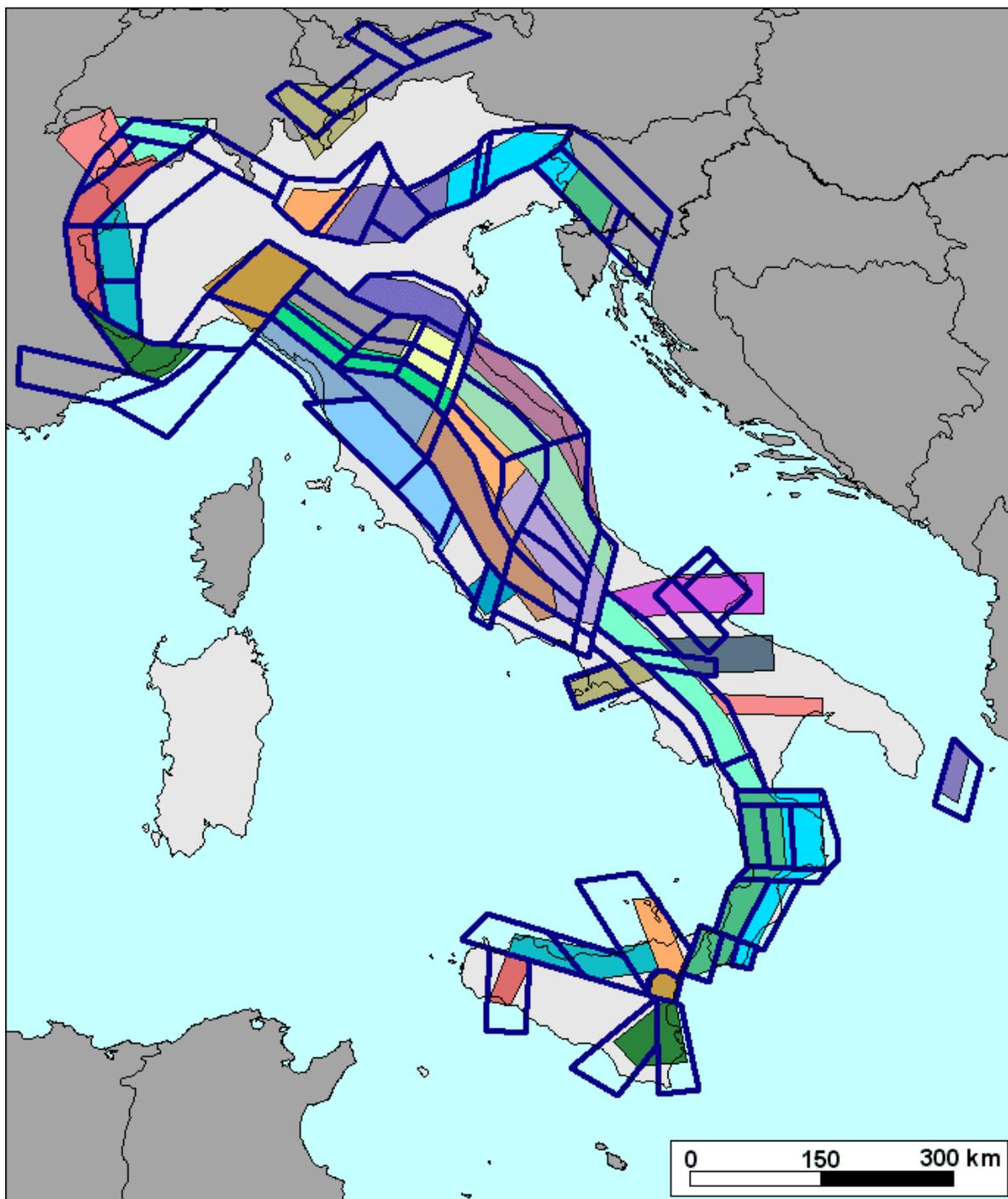


Figura 5 – Confronto tra le zonazioni sismogenetiche ZS9 (bordi neri) e ZS4 (bordi blu scuro).

La figura 2 mostra la zonazione che è stata realizzata seguendo i criteri appena esposti. Essa è costituita da 36 zone-sorgente, a cui vanno aggiunte 6 zone-sorgente per le quali non verrà valutata la pericolosità sismica per le ragioni esposte nel Rapporto Finale. La figura 2 mostra che per tracciare i limiti tra le zone sono stati utilizzati due diversi colori: nero e blu. Il primo colore definisce limiti il cui tracciamento è esclusivamente derivato da informazioni tettoniche o geologico-strutturali (es. presenza di una faglia di trasferimento, oppure terminazione di un determinato sistema di faglie-sorgenti). Il colore blu definisce suddivisioni di zone con uno stesso stile deformativo ma con differenti caratteristiche della sismicità, quali distribuzione spaziale e frequenza degli eventi, massima magnitudo rilasciata, ecc., differenze che per una corretta valutazione della pericolosità sismica sono significative.

La figura 5 mostra le differenze geometriche tra ZS4 e ZS9.

Descrizione delle zone-sorgente di ZS9

Le 42 zone-sorgente di ZS9 sono state identificate con un numero (da **901** a **936**) o con una lettera (da **A** a **F**). Nel seguito le zone verranno descritte secondo un criterio geografico, partendo dall'arco alpino per arrivare alla Sicilia.

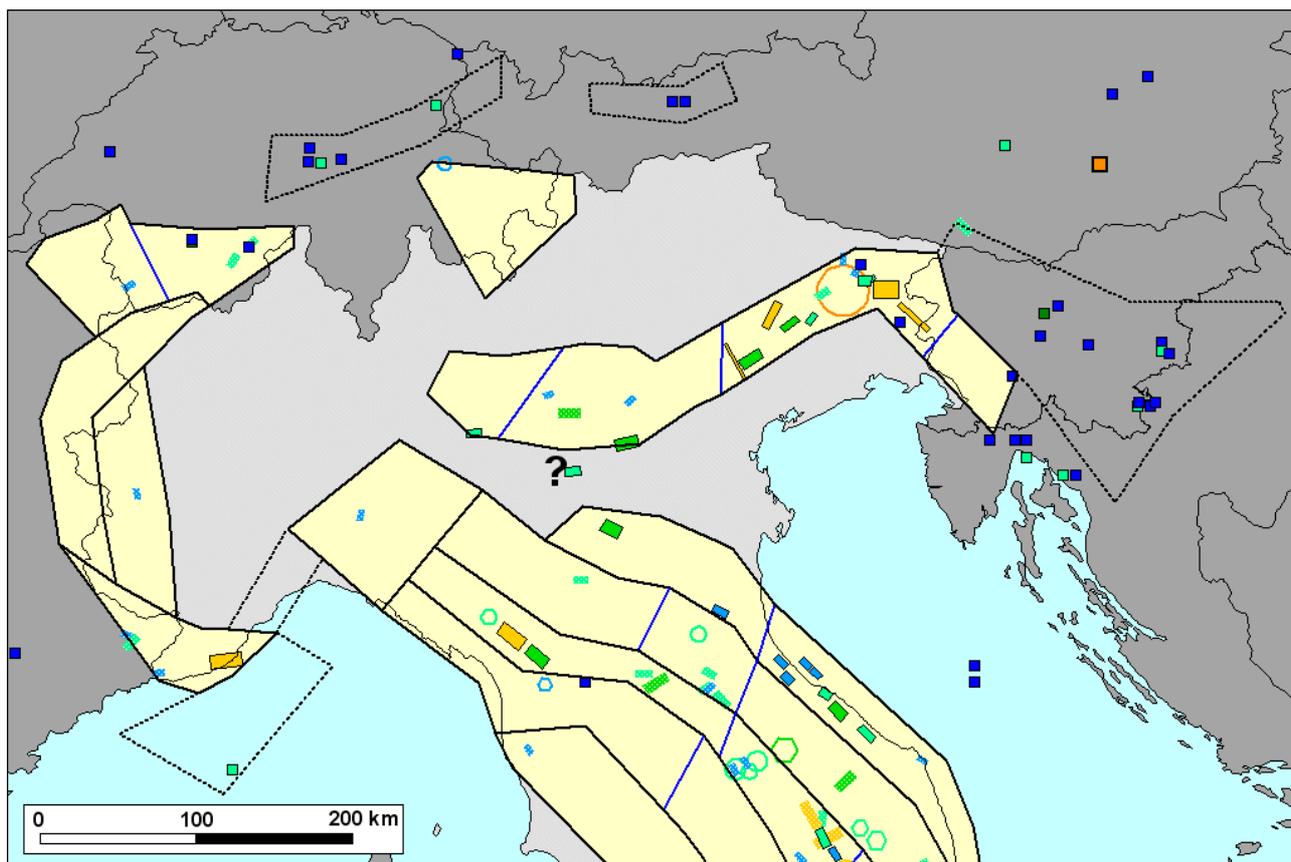


Figura 6 - Zonazione sismogenetica ZS9 per il Nord Italia (bordi in nero) a confronto con la distribuzione delle sorgenti sismogenetiche contenute nel *database* DISS 2.0. Il punto interrogativo è posto vicino alla sorgente "Mantova" sulla cui esistenza si discute nel testo. Per il significato dei simboli e della scala cromatica si veda la figura 3.

Arco Alpino (ZS dalla **901** alla **910**)

Le zone legate all'interazione Adria-Europa (zone originariamente numerate da 1 a 22 in ZS4) sono state modificate in 10 nuove zone. Il settore in cui è osservata la massima convergenza tra le placche adriatica ed europea (**904**, **905** e, subordinatamente, **906** di fig. 2) è caratterizzato dalle strutture a pieghe sud-vergenti del Sudalpino orientale e faglie inverse associate (Zanferrari et al., 1982; Slejko et al., 1989; Valensise e Pantosti, 2001; Peruzza et al., 2002; Galadini et al., 2002) e, nelle aree ad est del confine friulano, da faglie trascorrenti destre con direzione NW-SE (trend dinarico) (es., Bernardis et al., 2000; Bajc et al., 2001; Vrabec, 2001). La figura 6 mostra il modello proposto in relazione al contenuto informativo di DISS 2.0. L'individuazione delle tre zone deriva sia dall'osservazione delle caratteristiche della sismicità (vale a dire: massima magnitudo, numero di eventi in catalogo, loro distribuzione nelle diverse classi di magnitudo, ecc.), sia dalle geometrie delle sorgenti sismogenetiche (su questo punto si veda Galadini et al., 2002). La zona **905** ricalca le zone 4 e 5 di ZS4, con un ampliamento verso Sud-Est e verso Ovest per includere sorgenti sismogenetiche potenzialmente responsabili di terremoti con $M > 6$, cartografate in studi successivi a ZS4 (Valensise e Pantosti, 2001; Galadini et al., 2002). Inoltre, la zona **905** racchiude un'area nella quale la frequenza di eventi sismici (anche per le magnitudo medio-alte) è nettamente superiore a quella delle zone adiacenti, come mostrato dal catalogo CPTI2. Si è ritenuto opportuno rimarcare queste peculiari caratteristiche del rilascio di terremoti distinguendo la zona friulana dalle adiacenti zone **904** e **906**. La zona **905**, infine, comprende la sorgente del Montello (potenzialmente responsabile di terremoti con $M > 6$) che, in base ai dati attualmente disponibili, è definibile come "silente" (cioè mancano, nei cataloghi disponibili, terremoti storici con magnitudo prossima a quella massima attesa). La zona **904** ricalca approssimativamente la zona 2 di ZS4 a meno della porzione che è stata inclusa nella zona **905**. La zona **906** interessa l'area che va da Bassano del Grappa fino a Verona. Si noti che la sorgente sismogenetica n. 103 "Mantova" del database DISS 2.0, la cui presenza era stata ipotizzata già negli anni '70 sulla base di una forte anomalia nel corso del Fiume Mincio, è attualmente oggetto di una revisione critica basata anche su dati di sottosuolo (precedentemente non disponibili) che ne mette in discussione l'esistenza stessa. Tale circostanza verrà chiarita e dettagliata nell'ambito di DISS 3.0. Le zone-sorgente **904** e **906** sono distinte dalla zona **905** per le differenti caratteristiche della sismicità, con un limite riportato nella mappa delle zone con un limite di colore blu.

La zona **907** include la parte più bassa delle province di Bergamo e Brescia. È caratterizzata da una sismicità di energia normalmente medio-bassa con la sola eccezione del terremoto di Soncino evento del 1802, a cui viene assegnata una magnitudo M_w intorno a 5.9 (si veda Albini et al., 2002, per gli aspetti sismogenetici). Le zone da **901** a **903** sono state riprese dalla zonazione proposta dal progetto Sesame (Jimenez et al., 2001, fig. 7), anch'essa delineata per essere utilizzata con un approccio di tipo convenzionale che fa uso di zone-sorgente. Rispetto al quadro definito in Jimenez et al. (2001) si è tuttavia proceduto ad unire alcune zone (la zona **903** risulta dall'unione di tre diverse zone, mentre le zone **901** e **902** derivano dall'unione di due zone ciascuna) per poter avere zone-sorgente confrontabili per dimensioni e numero di eventi con quelle delineate per il territorio nazionale.

La zona **902** racchiude le zone-sorgente del Vallese, caratterizzate dalla concentrazione di alcuni dei terremoti di maggiore energia dell'intero settore, come risulta dal catalogo CPTI2. La geometria della zona che interessa quest'area è diversa da quella già definita in ZS4, dove prevaleva la visione strutturale del Vallese come "svincolo" cinematico dell'arco alpino occidentale (Meletti et al., 2000). Jimenez et al.

(2001) basano la loro zonazione prevalentemente su aspetti sismologici, scelta che viene adottata di norma in contesti strutturali in cui le evidenze di tettonica attiva sono poco chiare.

La zona **901** deriva dall'accorpamento di due zone-sorgente di Jimenez et al. (2001) e il loro insieme è stato leggermente modificato con un allargamento che consente di coprire, nella porzione meridionale, l'area del Monte Bianco.

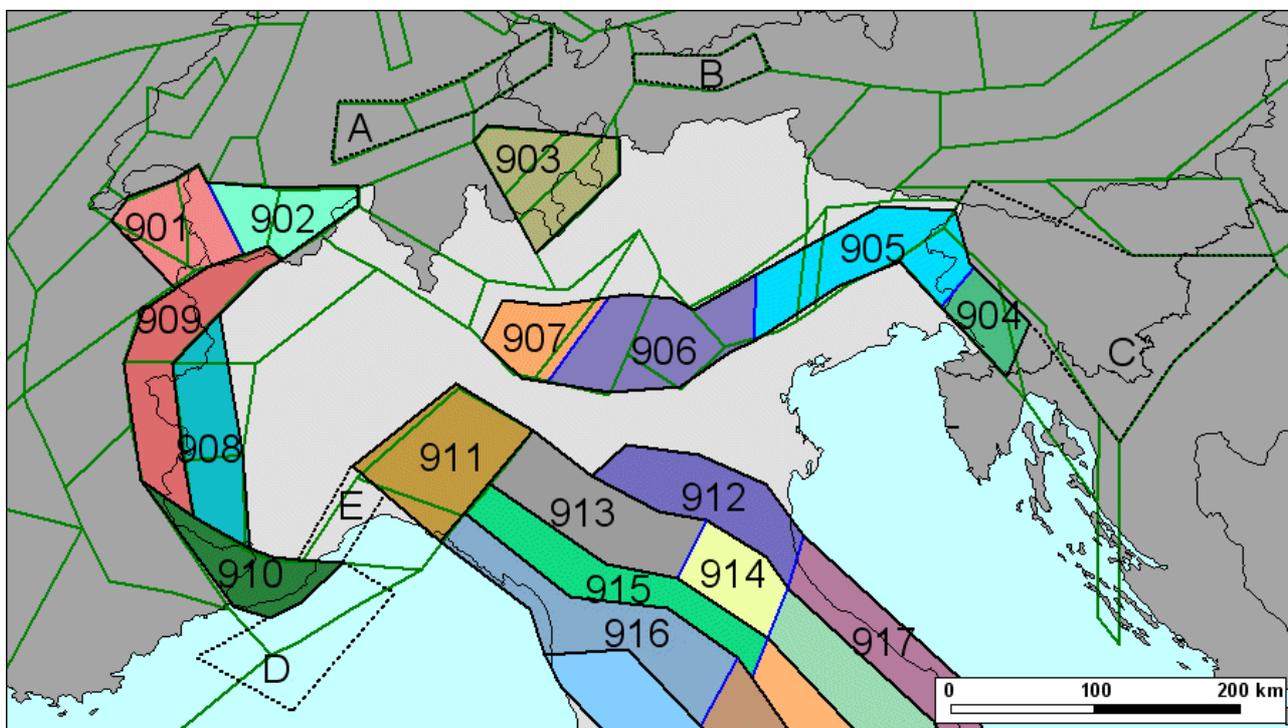


Figura 7 - Zonazione sismogenetica ZS9 per il Nord Italia (bordi in nero e blu) a confronto con la zonazione adottata dal progetto SESAME (bordi verdi, da Jiménez et al., 1991).

Le zone che disegnano l'arco delle Alpi occidentali sono disposte secondo due fasce parallele all'asse della catena. In accordo con quanto esposto nei criteri generali, sono state create due zone (**908** e **909**). Esse derivano dall'unione di più zone di ZS4. La distribuzione della sismicità sembra confortare questa scelta (la fascia interna ha terremoti di magnitudo maggiore, per quanto non frequenti). Rispetto a ZS4, la zona **908** è stata ridotta nella parte settentrionale, area per la quale non sono noti in catalogo eventi significativi.

La zona **910** (22 in ZS4) è tuttora poco caratterizzata dal punto di vista sismotettonico, nonostante alcuni studi recenti (es. Eva et al., 2000; Larroque et al., 2001 e relativa bibliografia) ed il fatto che ad essa sia riferibile il forte terremoto del 1887 (Mw 6.29 in CPTI2). Dal punto di vista strutturale, essa è considerata (come il Vallese) l'area di svincolo che consente l'arretramento dell'arco alpino occidentale (Meletti et al., 2000). La zona **910** è peraltro caratterizzata da una sismicità più elevata dei settori in arretramento. Questo aspetto impone che essa venga separata dalle zone adiacenti. Va ricordato che anche Jimenez et al. (2001) assumono una geometria simile alla zona 22 di ZS4 (figg. 1, 7), ora trasferita nella proposta di figura 2. La zona 23 di ZS4 non viene riportata in ZS9 per lo scarso contributo che da essa deriva al calcolo della PGA, mentre la zona 24 è stata riportata ma non se ne valuta la pericolosità sismica (zona D in fig.2) a causa della difficile caratterizzazione in termini

di sismicità (solo 7 eventi in catalogo tra i quali quello di maggiore energia è ubicato in mare a oltre 60 km dalla costa).

Appennino settentrionale e centrale (ZS dalla 911 alla 923)

Tutto l'arco appenninico settentrionale è stato riorganizzato secondo cinque fasce parallele longitudinali alla catena. La figura 8 mostra il modello proposto in relazione al contenuto informativo di DISS 2.0.

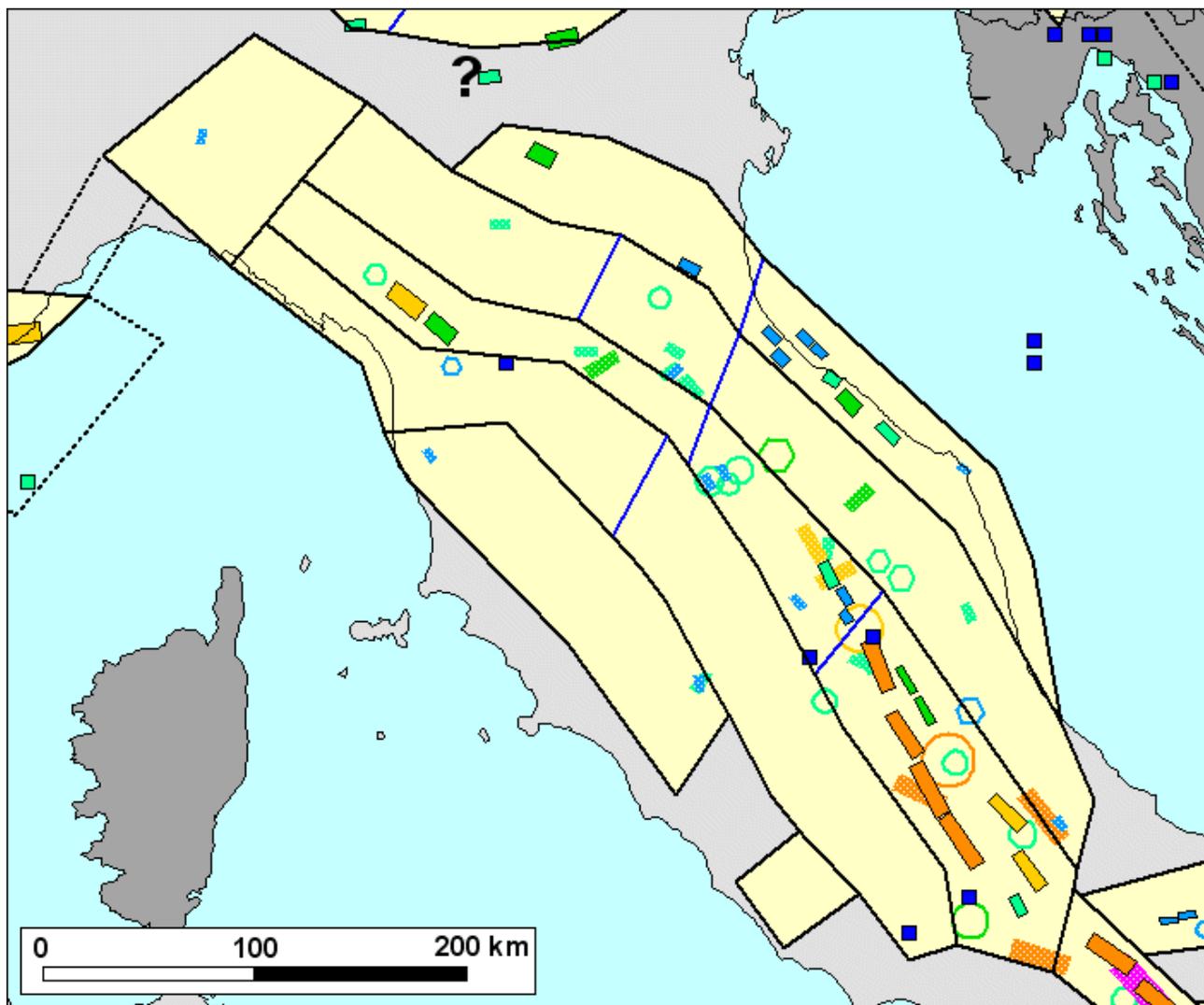


Figura 8 - Zonazione sismogenetica ZS9 per l'Appennino settentrionale e centrale (bordi in nero) a confronto con la distribuzione delle sorgenti sismogenetiche contenute nel *database* DISS 2.0. Il punto interrogativo è posto vicino alla sorgente "Mantova" sulla cui esistenza si discute nel testo. Per il significato dei simboli e della scala cromatica si veda la figura 3.

L'arco è limitato, a Nord, da una zona (**911**, unione delle zone 25 e 26 di ZS4, opportunamente ristrette) che comprende il cosiddetto "arco di Pavia" e le strutture ad esso relative. In realtà, si suppone che la funzione delle strutture comprese all'interno della **911** sia di "svincolo" cinematico del sistema supposto in migrazione (in accordo con quanto espresso, ad esempio, in Patacca et al., 1990). Lo smembramento di tale zona nelle diverse zone appenniniche longitudinali non avrebbe

consentito la corretta valutazione della pericolosità nell'area da essa racchiusa, a fronte di una non trascurabile sismicità propria dell'area stessa.

Procedendo dal Tirreno all'Adriatico, le zone-sorgente da **912** a **923**, longitudinali rispetto all'asse della catena appenninica, modificano le precedenti zone da 27 a 55 di ZS4, sulla base di vedute aggiornate sulla fagliazione attiva e sulla geometria delle sorgenti sismogenetiche (si vedano ad esempio Boncio et al., 2000; Galadini et al., 2001, con la relativa bibliografia; la compilazione di Valensise e Pantosti, 2001).

Nella fascia tirrenica vengono definite le zone **921** (derivante dall'unione di 31 e 41 di ZS4) e **922** (in parte corrispondente alla zona 43 di ZS4) che racchiudono aree caratterizzate da elevato flusso di calore (Mongelli e Zito, 1991). L'intero settore è caratterizzato da una diffusa sismicità di energia moderata, con pochi eventi di magnitudo più elevata, responsabili di danni significativi su aree di limitata estensione anche per la superficialità degli ipocentri (Bagnoregio 1695, Orciano Pisano 1846, Piancastagnaio 1919). La separazione di questo settore in due zone è dovuta alla presenza di un'area intermedia, coincidente con il vulcano sabatino e con l'Agro Romano, pressoché priva di sismicità.

Le zone **916** e **920** coincidono con il settore in distensione tirrenica definito nel modello sismotettonico di Meletti et al. (2000). Anche questa zona è caratterizzata da una sismicità di bassa energia che sporadicamente raggiunge valori di magnitudo relativamente elevati; la maggiore frequenza di questi eventi nella zona **920** suggerisce di distinguerla dalla adiacente zona **916**.

La fascia che dalla Lunigiana arriva fino al confine Abruzzo-Molise veniva indicata in ZS4 come l'area con il maggior rilascio di energia dell'Appennino centro-settentrionale. Essa corrisponde al settore più interno della catena appenninica, generalmente interessato da importanti faglie primarie e relative sorgenti sismogenetiche. Tali faglie immergono verso NE nel settore compreso tra la Toscana settentrionale e l'Umbria settentrionale e verso SW nel settore che si estende dall'Umbria centrale fino a tutto l'Abruzzo (Galadini et al., 2001; Valensise e Pantosti, 2001). Questa lunga fascia è stata suddivisa in tre zone (**915**, **919** e **923**) che includono le sorgenti sismogenetiche responsabili dei terremoti di più elevata magnitudo che hanno caratterizzato l'arco appenninico settentrionale e centrale. Tali sorgenti hanno in genere espressioni superficiali che consentono la caratterizzazione e la quantificazione degli aspetti cinematici mediante i tradizionali approcci geomorfologici e paleosismologici. Rispetto a ZS4, il nuovo assetto che deriva da questa proposta privilegia la continuità longitudinale delle strutture estensionali primarie. La suddivisione in tre zone è stata dettata da osservazioni prevalentemente di tipo sismologico. Nella zona più meridionale (**923**, a sud della Valnerina) sono infatti presenti le sorgenti più estese ed i terremoti con magnitudo più elevata; in questa zona sono state comprese anche le aree dei terremoti del 1654 e del 1349, per i quali le indagini geologiche di superficie non sono ancora state in grado di definire sorgenti sismogenetiche. Nonostante le limitate dimensioni, la zona **919** è caratterizzata da un elevato numero di terremoti, molti dei quali di magnitudo maggiore o uguale a 5. La zona **915**, invece, pur avendo al suo interno le aree della Garfagnana, della Lunigiana e del Mugello, appare complessivamente caratterizzata da tassi di sismicità leggermente inferiori. Il limite tra queste ultime due zone è stato posto in corrispondenza del bordo della zona 40 di ZS4, vale a dire lo "svincolo" del Forlivese che consente l'avanzamento della dorsale ferrarese verso NE rispetto al resto del fronte in compressione. Si ritiene che questo limite corrisponda con un elemento strutturale di importanza litosferica che interessa la placca adriatica (in arretramento flessurale al di sotto dell'Appennino settentrionale). Pertanto esso è stato utilizzato anche per separare la zona **914** dalla **918** e la **912** dalla **917**.

Le zone **913**, **914** e **918** risultano dalla scomposizione della fascia che da Parma si estende fino all'Abruzzo. In questa fascia si verificano terremoti prevalentemente compressivi nella porzione nord-occidentale e probabilmente distensivi nella porzione più sud-orientale; si possono altresì avere meccanismi trascorrenti nelle zone di svincolo che dissecano la continuità longitudinale delle strutture. L'intera fascia è caratterizzata da terremoti storici che raramente hanno raggiunto valori molto elevati di magnitudo. Le profondità ipocentrali sono mediamente maggiori in questa fascia di quanto non siano nella fascia più esterna; lo testimoniano anche quegli eventi che hanno avuto risentimenti su aree piuttosto vaste (es., eventi del 1799 di Camerino, del 1873 delle Marche meridionali e del 1950 del Gran Sasso, zona **918**). L'individuazione della zona **914** (Forlivese) è motivata dalle peculiari caratteristiche di rilascio della sismicità (nella fattispecie la frequenza degli eventi). Alla zona **918** sono da riferire alcune sorgenti "silenti" (es. M.ti della Laga, Campo Imperatore) legate a fagliazione normale. Studi paleosismologici lungo le espressioni superficiali delle sorgenti suggeriscono una ripetuta attivazione nel corso dell'Olocene con magnitudo attese che, sulla base della lunghezza della rottura di superficie, vengono stimate tra 6.5 e 7.0 (Galadini e Galli, 2000).

Infine le zone **912** e **917** rappresentano la porzione più esterna della fascia in compressione dell'arco appenninico settentrionale, ottenuta modificando leggermente quanto espresso in ZS4 e tenendo conto delle nuove informazioni sulla geometria di sorgenti sismogenetiche (es. Burrato et al., 2003; Vannoli et al., 2004) e sul regime di stress in atto (es. Montone, 1997; Montone e Mariucci, 1999; Montone et al., 1999). Nella presente proposta la fascia viene chiusa poco a Sud di Porto S. Giorgio, laddove non si hanno più chiare evidenze di cinematica compressiva. La zona **917** include le sorgenti sismogenetiche principali della fascia appenninica esterna, cui è possibile associare la sismicità della costa romagnola e marchigiana (Valensise e Pantosti, 2001). Il numero di terremoti che ricadono nella zona **917** è decisamente inferiore a quello degli eventi della zona **912**. In quest'ultima, la sismicità sembra evidenziare l'andamento del fronte compressivo sepolto più avanzato (a ridosso del Po).

Appennino meridionale e avampaese apulo (ZS dalla **924** alla **928** e **931**)

La geometria delle zone-sorgente dell'Appennino meridionale (zone da 56 a 64 in ZS4; zone da **924** a **928** in ZS9), inteso come il settore appenninico tra la Majella e il Pollino, è stata sensibilmente modificata nella sua configurazione generale rispetto a ZS4. La figura 9 mostra il modello proposto in relazione al contenuto informativo di DISS 2.0.

La zona **927** include l'area caratterizzata dal massimo rilascio di energia legata alla distensione generalizzata che, a partire da ca. 0.7 Ma, ha interessato l'Appennino meridionale (es. Patacca et al., 1990). Tale zona comprende tutte le precedenti zone di ZS4 coincidenti con il settore assiale della catena, fino al confine calabro-lucano (massiccio del Pollino). Quest'ultimo settore (zona 64 in ZS4) non è caratterizzato dalla forte sismicità propria di altre aree incluse nella zona-sorgente **927**. Dalle analisi paleosismologiche emerge tuttavia un potenziale sismogenetico confrontabile con quello dell'Irpinia e della Val d'Agri (Michetti et al., 1997; Cinti et al., 1997).

La zona 57 di ZS4, corrispondente alla fascia costiera tirrenica, è stata in gran parte cancellata. La parte rimanente è rappresentata nella zona **928**. Infatti si ritiene che, in caso di zonazione della fascia tirrenica, la sismicità non sarebbe tale da consentire una definizione affidabile dei tassi di sismicità. Peraltro, il contributo che verrebbe alla PGA sarebbe del tutto trascurabile rispetto agli effetti che su questa stessa zona verrebbero dall'attivazione di sorgenti nella zona **927**. Per valutare in maniera cautelativa la pericolosità sismica dell'area napoletana si è invece deciso di estendere

verso l'Appennino la zona 56 di ZS4, modificata in **928** nella presente proposta. Tale zona include così parte dei terremoti che prima ricadevano nella zona 57.

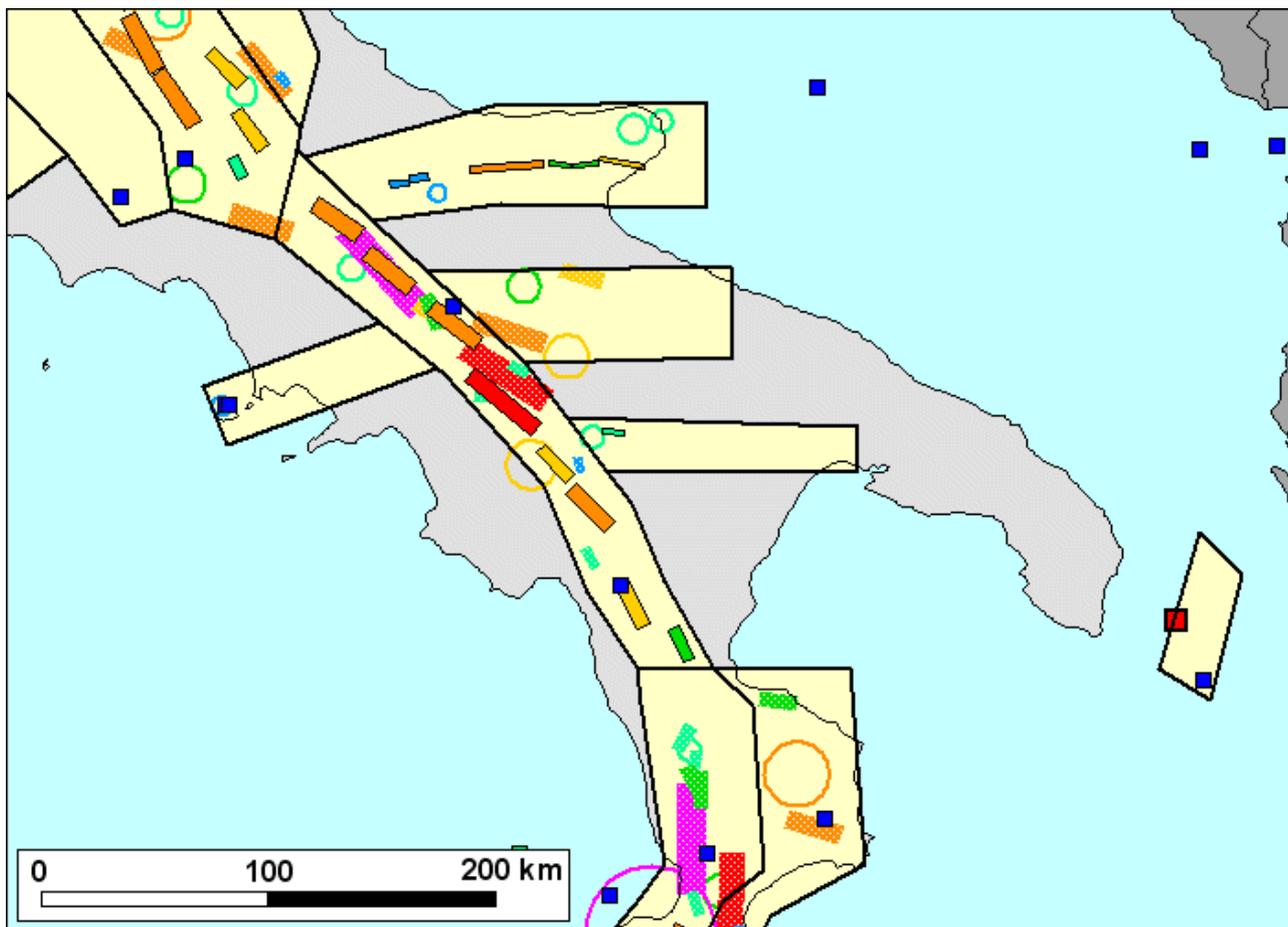


Figura 9 - Zonazione sismogenetica ZS9 per l'Appennino meridionale e l'avampaese apulo (bordi in nero) a confronto con la distribuzione delle sorgenti sismogenetiche contenute nel database DISS 2.0. Per il significato dei simboli e della scala cromatica si veda la figura 3.

Sull'area al confine tra la catena e la Puglia, vale a dire l'area dell'avanfossa e dell'avampaese apulo, sono state operate scelte che cambiano decisamente la percezione del potenziale sismogenetico dell'area. Su queste scelte hanno pesato le nuove chiavi di lettura della sismicità del settore (Di Bucci e Mazzoli, 2003; Valensise et al., 2004) suggerite dalle caratteristiche della sequenza sismica del Molise (ottobre-novembre 2002), originata da sorgenti con direzione circa E-W e dotate di cinematica trascorrente destra. Questi dati consentono di individuare una zona (**924**) orientata circa E-W nella quale collocare tutta la sismicità dell'area (es. terremoto del 1627), e che include la faglia di Mattinata, generalmente ritenuta attiva con una cinematica simile a quella del terremoto del 2002 (es. Piccardi, 1998; Piccardi et al., 2002). Le caratteristiche sismogenetiche della piattaforma apula fanno ipotizzare che zone di rottura ad andamento E-W non siano limitate all'area garganica. La zona **925**, la cui geometria in parte trae spunto dalla zona 62 di ZS4, include la sorgente del terremoto del 1930, ad andamento WNW-ESE in Valensise e Pantosti (2001) e per la quale anche Galli et al. (2002) ipotizzano una orientazione circa E-W. Un'ulteriore fascia E-W è stata definita come zona **926** in base all'allineamento di terremoti di magnitudo medio-bassa tra cui gli eventi di Potenza del 1990 e 1991 (Fracassi et al., 2003).

La zona 80 di ZS4, cui corrisponde con limitate modifiche la zona **931** della nuova proposta, risultava dal più ampio quadro cinematico dell' interazione tra la microplacca adriatica e la placca eurasiatica lungo i fronti compressivi delle strutture dinaridi e ellenidi (come mostrato in Slejko et al., 1999). Questa zona è stata definita per rendere ragione della pericolosità della penisola salentina, area che storicamente ha risentito del forte terremoto del 1743, localizzato in catalogo proprio nel canale d'Otranto. La zona-sorgente è comunque mal definita dal punto di vista della sismicità (solo 7 eventi nel suo sottocatalogo, che si riducono a 4 per l'applicazione dei criteri di completezza del catalogo).

Vi è infine da ricordare che tutte le zone E-W sono caratterizzate da sismicità relativamente profonda (10-20 km), come mostrato chiaramente dai dati strumentali disponibili per i terremoti di Potenza del 1990-91 e del Molise del 2002 e come suggerito dai piani quotati dei principali terremoti storici (es. terremoto del Foggiano del 1731).

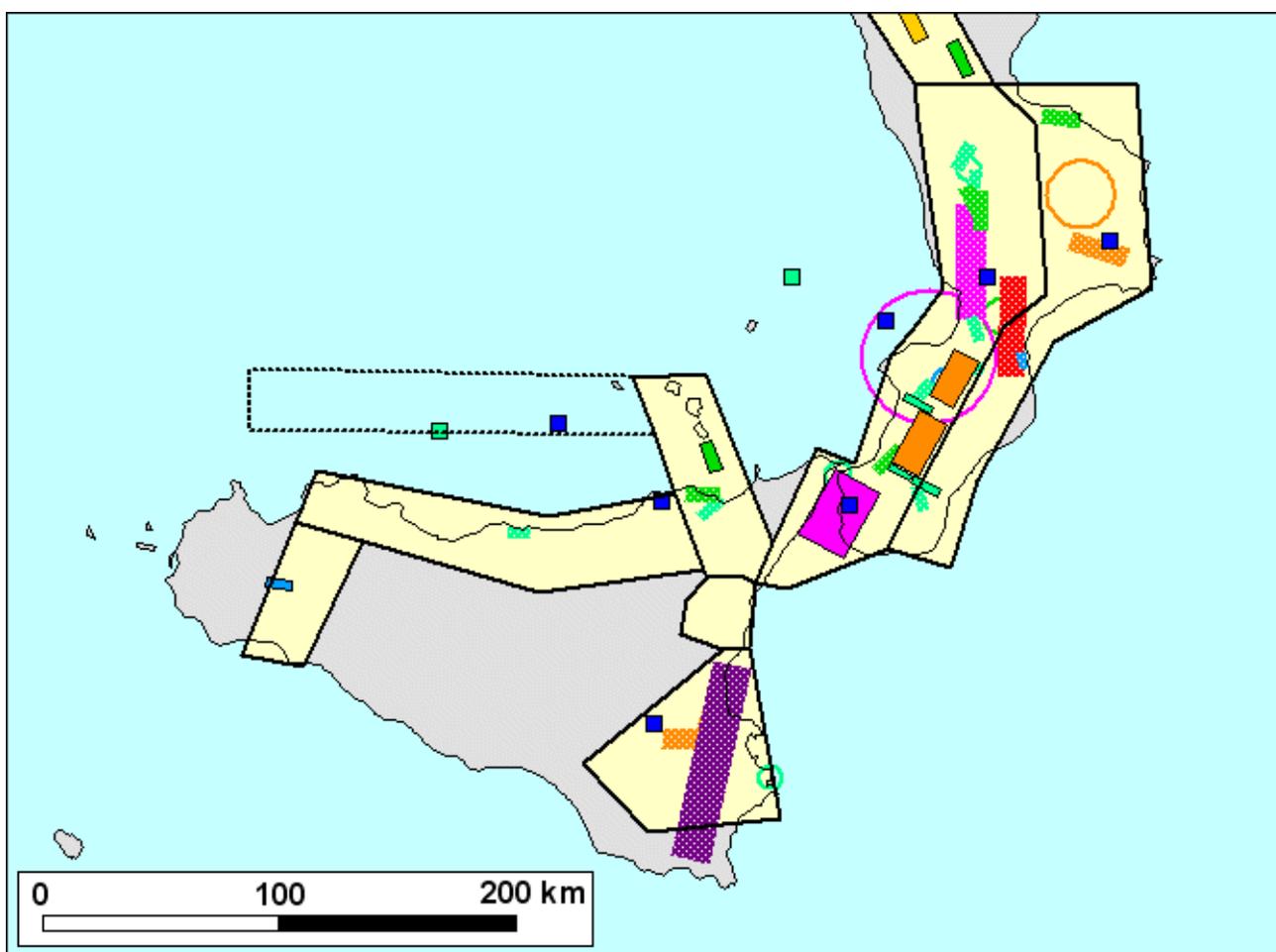


Figura 10 - Zonazione sismogenetica ZS9 per l'Arco calabro e la Sicilia (bordi in nero) a confronto con la distribuzione delle sorgenti sismogenetiche contenute nel *database* DISS 2.0. Per il significato dei simboli e della scala cromatica si veda la figura 3.

Calabria (ZS dalla **929** e **930**)

Le zone-sorgente della Calabria fino allo Stretto di Messina (zone da 65 a 72 in ZS4) sono state modificate in due nuove zone, una sul lato tirrenico della regione (zona **929**) e una sul lato ionico (zona **930**). La figura 10 mostra il modello proposto in

relazione al contenuto informativo di DISS 2.0. L'esistenza di queste due distinte zone rispecchia livelli di sismicità ben differenti. I terremoti con più elevata magnitudo hanno infatti interessato i bacini del Crati, del Savuto e del Mesima fino allo Stretto di Messina (zona **929**). Tra questi eventi spiccano la sequenza del 1783 e i terremoti del 1905 e 1908 (tra la scarsa letteratura sui terremoti di questo settore si vedano Valensise e Pantosti, 1992; Valensise e D'Addezio, 1994; Galli e Bosi, 2002). Viceversa sul lato ionico della Calabria solo 4 eventi hanno superato un valore di magnitudo pari a 6, e tra questi il terremoto del 1638 appare come l'evento più forte verificatosi. Peraltro recenti studi paleosismologici (Galli e Bosi, 2003) porrebbero l'evento del 9 giugno 1638 in relazione con la faglia dei Laghi posta sulla Sila. L'area della Sila, che in ZS4 veniva equiparata al *background*, nella nuova proposta viene divisa in due parti attribuite alle due zone appena descritte. Secondo lo stesso criterio si è deciso di attribuire alla zona **929** l'area che in ZS4 era compresa tra le zone 71 e 72.

Sicilia (ZS dalla **932** alla **936**)

Le zone individuate in Sicilia (zone da 73 a 79 in ZS4) mostrano un certo livello di semplificazione rispetto ai modelli precedenti. La figura 10 mostra il modello proposto in relazione al contenuto informativo di DISS 2.0.

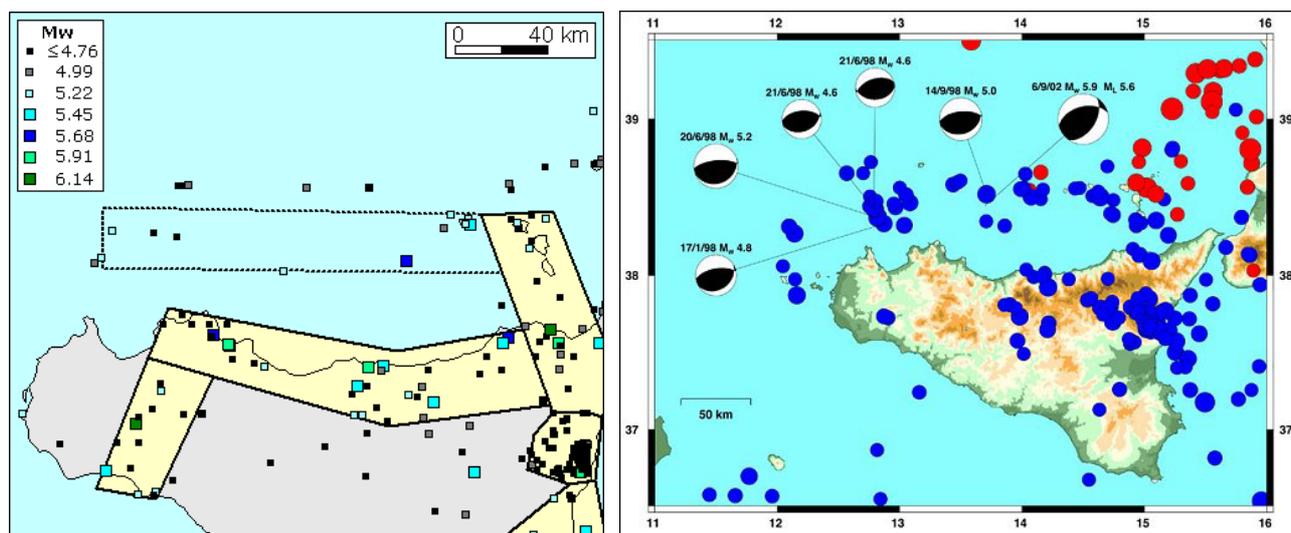


Figura 11 – (a sinistra) Sismicità del catalogo CPT12 a confronto con la zonazione sismogenetica ZS9; (a destra) mappa della sismicità maggiore e dei meccanismi focali per il periodo 1983-2002. Gli epicentri blu e rossi si riferiscono a terremoti con profondità rispettivamente minore e maggiore di 30 km; immagine elaborata da INGV (<http://www.ingv.it/~roma/reti/rms/terremoti/italia/Palermo06-09-02/mappe/sicilia-totale.html>) con dati in parte provenienti da Pondrelli et al. (2002).

La zona **936** coincide con l'area etnea ed è il risultato di limitate modifiche apportate alla zona 73 di ZS4. La zona **936** presenta sismicità, caratteristiche della fagliazione di superficie e dell'attenuazione del moto del suolo del tutto peculiari (sui primi due aspetti si vedano Azzaro, 1999 e Azzaro et al., 2000a). La zona **932**, risultante da modifiche apportate alla zona 74 in ZS4, non è stata unita ad altre zone adiacenti. Anche in questo caso la scelta è stata motivata dalle sue particolari caratteristiche sismogenetiche. La zona **932** include strutture note essenzialmente da esplorazione geofisica; ad essa sono attribuite faglie legate allo "svincolo" che consente l'arretramento dell'arco calabro e le strutture "sintetiche" che segmentano il Golfo di

Patti, analogamente a quanto avviene più ad Ovest nel bacino di Cefalù. In ZS4 questa zona era particolarmente ampia in senso Est-Ovest per comprendere anche alcuni terremoti con epicentro intorno all'isola di Salina e ancora più a Ovest: tali terremoti ricadono adesso nella zona **F**, che racchiude un sistema di faglie che dalla parte più occidentale delle isole Eolie si protende fino a Ustica, con orientamento E-W. A questo sistema è anche da ricondurre il recente terremoto del settembre 2002, che ha provocato danni non trascurabili a Palermo (Azzaro et al., 2004). La zona **F**, tuttavia, non verrà usata per il calcolo della pericolosità (per le motivazioni si veda il Rapporto Conclusivo). La particolarità di questa situazione impone che le valutazioni di pericolosità sismica delle Isole Eolie, e in particolare della parte più occidentale dell'arcipelago, vengano effettuate con procedure *ad hoc*.

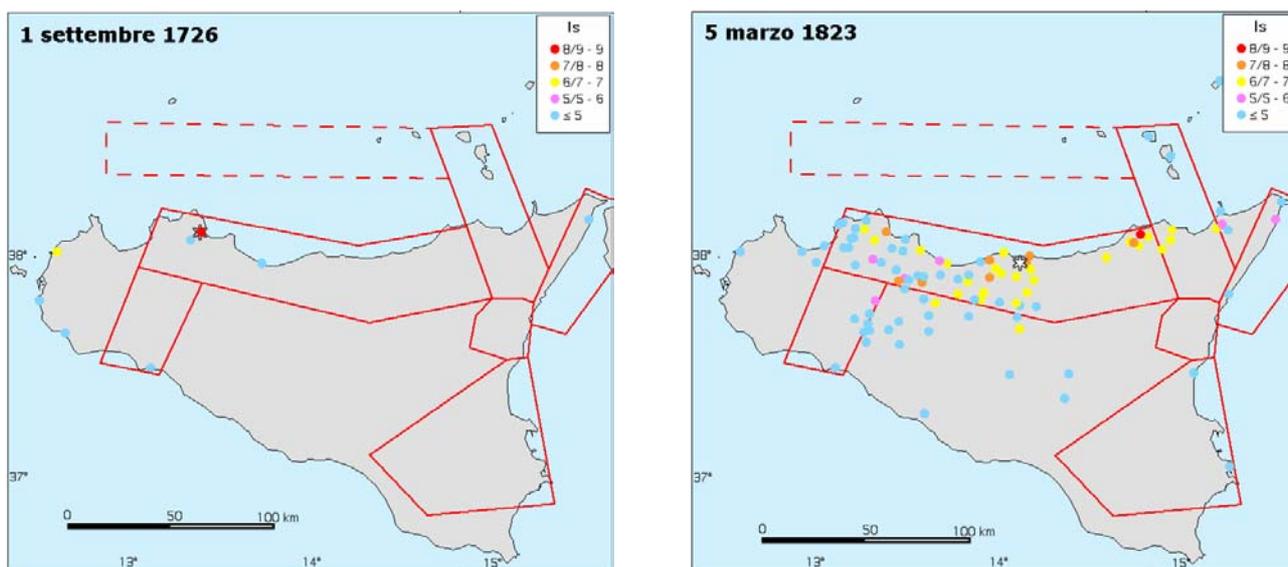


Figura 12 – Distribuzione dei punti di intensità dei terremoti del 1726 (a sinistra) e 1823 (a destra). In entrambi i casi è evidente la difficoltà di localizzare correttamente l'epicentro, sia seguendo un giudizio esperto che utilizzando un algoritmo automatico. L'asterisco mostra la localizzazione di questi eventi in CPTI2. I punti di intensità sono tratti dagli studi di riferimento utilizzati per la compilazione del catalogo CPTI2.

Un'ulteriore zona di "svincolo", nota in letteratura come linea Monte Kumeta – Alcantara (Ghisetti e Vezzani, 1984), caratterizza l'area compresa tra l'Etna e i Monti di Palermo. Tale zona è comunemente ritenuta avere carattere prevalentemente trascorrente. In ZS4 tale settore era diviso in due zone (75 e 76) che sono state qui raggruppate (con modifiche) nella zona **933**. La geometria di quest'ultima è di difficile definizione anche perché le tecniche automatiche di determinazione epicentrale utilizzate per il catalogo CPTI2 tendono a localizzare sulla costa tutti i terremoti storici che l'hanno interessata (un caso emblematico è quello del terremoto del 1823: fig.12). Va ricordato anche che i terremoti registrati strumentalmente negli ultimi 20 anni (fig. 11), i più forti dei quali sono contenuti in CPTI2, sembrano indicare che l'attività sismica della zona **F** è molto superiore a quella delle costa siciliana settentrionale e del suo immediato offshore. Il principale tra questi eventi è il già citato terremoto del settembre 2002 con le sue repliche (fig.13). Inoltre, studi di deformazione (ad esempio Hollenstein et al., 2003) suggeriscono per il settore prospiciente la costa settentrionale della Sicilia un raccorciamento attivo con tassi di deformazione dell'ordine di 1 cm/anno, un valore tra i più alti osservati o ipotizzati per tutta l'area italiana. È pertanto verosimile che alcuni terremoti storici medio-forti,

quali ad esempio quelli del 1726, 1823 e 1940, le cui distribuzioni di intensità sono difficilmente riconducibili a eventi localizzati sulla terraferma (figg. 12, 13), siano riferibili al già citato sistema di faglie della zona **F**. Accettare questa ipotesi implica anche che la magnitudo dei predetti terremoti, determinata per epicentri localizzati in terra, andrebbe rivalutata secondo il rapporto suggerito appunto dal terremoto del 2002 (Mw5.9 contro una Mw determinata dai dati macrosismici pari a 5.1).

È tuttavia lecito ritenere che eventi di tale magnitudo o ancora più grandi (con lo stesso ragionamento l'evento del 1823 potrebbe essere rivalutato fino a Mw6.7) avrebbero dovuto produrre effetti distruttivi nelle isole di Ustica o Alicudi/Filicudi qualora si fossero verificati nei pressi delle medesime, danni di cui tuttavia non si ha traccia nelle fonti storiche. Un indizio di segno contrario è fornito dal terremoto di Alicudi/Filicudi del 1894 (Mw5.2), che ha determinato notevoli danni ad Alicudi ma è stato avvertito con intensità modesta sulla terraferma.

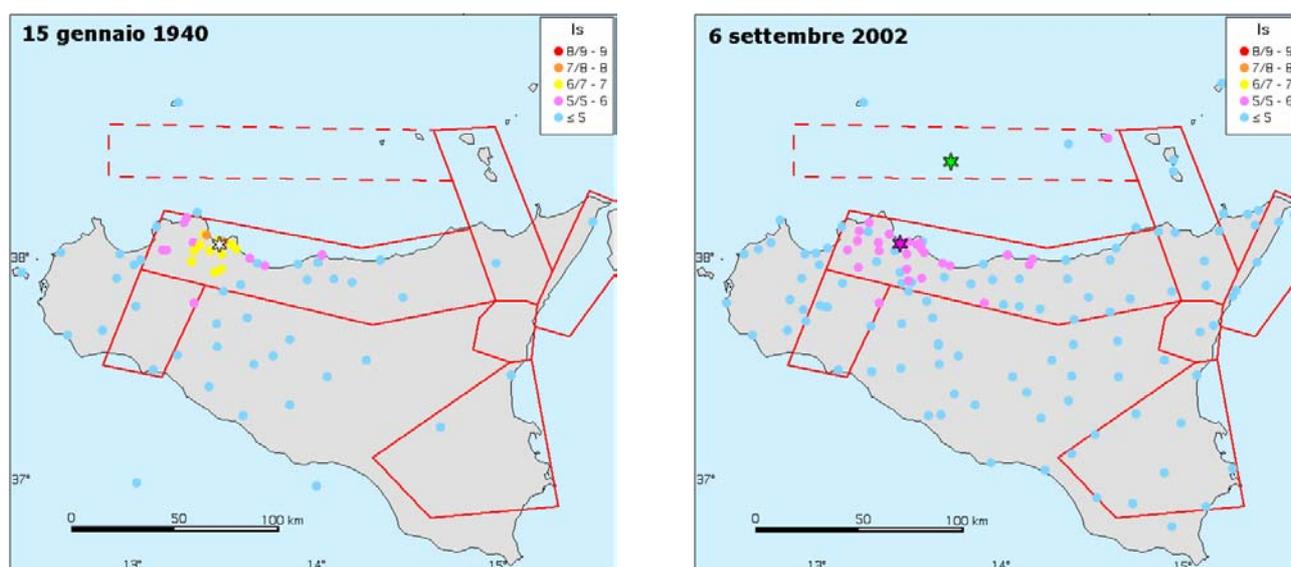


Figura 13 - (a sinistra) Distribuzione dei punti di intensità del terremoto del 1940. L'asterisco mostra la localizzazione di questo evento in CPTI2. I punti di intensità sono tratti dagli studi di riferimento utilizzati per la compilazione del catalogo CPTI2. Il confronto con i terremoti del 1726 e 1823 (figura precedente) suggerisce per questo evento un epicentro *offshore* ma più vicino alla costa di quanto non appaia per gli altri due casi citati. (a destra) Distribuzione dei punti di intensità del terremoto del 2002 (Azzaro et al., 2004), che esemplifica perfettamente il problema posto dai terremoti di questa regione. L'asterisco rosa indica l'epicentro strumentale (dati INGV), mentre l'asterisco nero indica l'epicentro che si ottiene a partire dai dati di intensità utilizzando l'algoritmo di localizzazione normalmente utilizzato per il catalogo CPTI2.

In conclusione, la consapevolezza dei limiti delle tecniche oggettive di localizzazione e l'analisi delle distribuzioni di danno fanno risultare oggi difficile scorporare dalla ZS **933** la sismicità che andrebbe attribuita alla ZS **F**. Si ritiene pertanto che la soluzione più conservativa per il territorio della Sicilia settentrionale (senza che questo comporti il sostegno ad una ipotesi sismotettonica piuttosto che ad un'altra) sia quella di mantenere una geometria della zona **933** compatibile con le informazioni attualmente disponibili in catalogo, associandole anche i forti terremoti originatisi probabilmente in mare senza alcuna rideterminazione della magnitudo.

Sulle caratteristiche sismogenetiche dell'area del Belice (racchiusa nella zona **934** che modifica la 77 di ZS4) non c'è omogeneità di risultati tra gli studi finora effettuati. La

zona è caratterizzata da un'unica grande sequenza sismica, quella del gennaio 1968, ma le analisi geologiche svolte non forniscono dati conclusivi in merito alla geometria della sua sorgente (Michetti et al., 1995; Monaco et al., 1996). Infatti le interpretazioni che vedono nel Belice una zona dell'avampese interessata da movimenti trascorrenti, che originano una struttura "a fiore", si contrappongono a quelle che ipotizzano un thrust cieco con direzione E-W e vergenza meridionale (si rimanda al riguardo alla documentazione allegata alla sorgente n.14 in Valensise e Pantosti, 2001). Pur ritenendo che la pericolosità che viene calcolata in questa zona sia sottovalutata, non si hanno al momento elementi per fare scelte di tipo diverso da quelle già fatte in ZS4.

La zona **935**, all'interno della quale ricadono eventi di elevata magnitudo, deriva dall'unione delle precedenti zone 78 e 79 di ZS4. Il limite occidentale della zona 78 corrispondeva al fronte dell'avampese Ibleo sull'avanfossa; la seconda aveva come limite orientale la cosiddetta Scarpata Ibleo-Maltese. Il terremoto del 1693, l'evento con la magnitudo più alta riportata da tutti i cataloghi nazionali e in particolare da CPTI2, veniva assegnato alla zona 79. L'ipotesi esplicita di attribuzione del terremoto del 1693 alla Scarpata Ibleo-Maltese veniva adottata in lavori più recenti (Hirn et al., 1997; Zollo et al., 1999; Azzaro e Barbano, 2000). Alla zona 79 venivano anche assegnati gli eventi del 1169 e del 1542, sulla base delle indicazioni del catalogo storico NT4.1 utilizzato all'epoca (Camassi e Stucchi, 1996). Il catalogo CPTI (Gruppo di Lavoro CPTI, 1999) e il suo aggiornamento CPTI2 (compiuto per questo studio) hanno in parte modificato le informazioni di base e successivamente spostato gli epicentri sulla terraferma come effetto dell'applicazione di un algoritmo automatico di calcolo dell'epicentro. La distribuzione del danno legato all'evento del 1693 mostra in effetti distruzione totale anche nell'entroterra ibleo, a molta distanza dalla costa orientale della Sicilia. Il *database* DISS (Valensise e Pantosti, 2001) suggerisce sorgenti sismogenetiche con un andamento differente da quello della Scarpata Ibleo-Maltese, e segnatamente una possibile origine del terremoto del 1693 sulla faglia nota come Scicli-Ragusa, una ipotesi supportata anche da Sirovich e Pettenati (1999). Questi elementi hanno messo in dubbio, pur senza suggerire un'alternativa certa, l'attribuzione del terremoto del 1693 alla Scarpata Ibleo-Maltese. Si è ritenuto opportuno, pertanto, proporre una soluzione meno dipendente da forti ipotesi interpretative, come quelle implicite in ZS4, rinviando al futuro l'acquisizione di nuovi dati che consentano di trattare il problema con maggior cognizione di causa. La figura 10 presenta la soluzione adottata, nella quale vengono unite come zona **935** le vecchie zone di ZS4 avendone limitato le dimensioni alle sole aree con sismicità.

Compatibilità cinematica tra ZS9 e ZS4

Come evidenziato nei precedenti paragrafi, ZS9 non introduce elementi di novità per quanto attiene gli aspetti cinematici rispetto a ZS4. Il testo che segue propone un confronto sugli aspetti cinematici tra ZS9 con ZS4, con dettaglio per i vari settori del territorio nazionale precedentemente descritti.

Arco Alpino

Le zone che in ZS4 definivano la convergenza attiva Adria-Europa sono state mantenute in ZS9 (da **901** a **910**), con modifiche rappresentate da:

1. Abolizione di alcune zone con funzione di trasferimento (sistema giudicariense, Cansiglio e le zone 10 e 15 di ZS4):

- i) la zona 5 di ZS4 (Cansiglio) non è presente in ZS9, in assenza di dati di base a supporto del suo tracciamento, oltre alla scelta di non mantenere le zone di svincolo;
 - ii) una specifica zona che racchiuda il sistema delle Giudicarie non può essere motivata dai dati neotettonici disponibili: attività tettonica recente può essere solo attribuita alla parte meridionale del sistema, probabilmente in relazione al movimento della struttura compressiva più meridionale del Sudalpino centrale; la direzione giudicariense viene tuttavia mantenuta nel limite che divide la zona **906** dalla **907**;
 - iii) il tracciamento di zone di trasferimento tra il settore piemontese ed il Sudalpino centro-orientale non sembra necessario, a fronte della collocazione della relativa sismicità e delle sorgenti nel *background*. Inoltre, recenti pubblicazioni evidenziano che la cinematica attiva della Alpi occidentali italiane potrebbe essere dovuta a meccanismi diversi da quelli legati alla convergenza attiva tra Adria ed Europa (es. "fuga" verso SW della catena o collasso estensionale perpendicolare all'asse di questa; Eva e Solarino, 1998; Bistacchi et al., 2000). La mancanza di zone di trasferimento che connettano la **909** alla **907** è funzionale anche alla possibilità che meccanismi diversi da quelli della convergenza attiva stiano attualmente condizionando la tettonica delle Alpi occidentali.
2. Il tracciamento di zone con geometrie geologicamente più vincolate per il settore orientale, in base all'acquisizione di nuove conoscenze sulle sorgenti sismogenetiche del Sudalpino orientale.
 3. Il disegno di zone vincolate da caratteristiche della sismicità più che dalle conoscenze geologiche (**901-903**), derivate da Jimenez et al. (2001). Zone tracciate con simili vincoli erano presenti, per l'arco alpino, anche in ZS4 (11-14, tipicamente in settori di avampaese).

In conclusione, la convergenza tra Adria e Europa è ancora considerata come il principale meccanismo responsabile della tettonica attiva in Italia settentrionale. Tuttavia, a differenza di quanto ipotizzato da ZS4, in ZS9 il Sudalpino centro-orientale è considerato come un sistema strutturalmente continuo di *thrust* adiacenti, all'interno del quale la distinzione delle varie zone proposte è unicamente suggerita dalla distribuzione della sismicità. Il ruolo di faglie di trasferimento o di faglie trasversali al momento non sembra significativo, anche se DISS 2.0 ipotizza una sorgente di questo tipo per il terremoto di Asolo del 1695. Nel settore alpino occidentale, la mancanza dei trasferimenti con il Sudalpino centro-orientale lascia anche aperta la possibilità che altri meccanismi geodinamici stiano attualmente condizionando l'evoluzione del settore.

Appennino settentrionale e centrale

La distinzione tra un arco appenninico settentrionale ed un arco meridionale, uno dei presupposti cinematici di ZS4, è evidentemente mantenuta in ZS9. Nel dettaglio, sembra utile ribadire il ruolo di zona di "svincolo" tra il sistema alpino ed il sistema appenninico ricoperto dalla **911**, che di fatto eredita il ruolo precedentemente svolto dalle zone 25 e 26 in ZS4. Le zone **915**, **919** e **923** racchiudono faglie e sistemi di faglie legati all'estensione appenninica, mentre le zone **916** e **920** rappresentano una transizione alla distensione peritirrenica. Tale impostazione si richiama interamente ai presupposti cinematici di ZS4. Le zone **913**, **914** e **918** ricadono invece in una fascia di transizione a carattere misto, ovvero in cui convivono meccanismi diversi (essenzialmente compressivi a NW e distensivi a SE).

Le principali modifiche di ZS4 in ZS9 sono legate alle geometrie delle vecchie zone 46 e 47. Queste seguivano l'andamento dell'arco dei Monti Sibillini. La geometria delle zone era, quindi, condizionata dalla presenza di strutture legate ad un regime tettonico non più in atto. In ZS9, invece, viene data maggiore enfasi alla distensione appenninica, anche grazie alle accresciute conoscenze sulle sorgenti sismogenetiche di questo dominio strutturale. Questa scelta ha portato al tracciamento di zone con un più franco andamento NW-SE su cui nessuna influenza ha la geometria di elementi strutturali non più attivi.

Come in ZS4, le zone più prossime al margine tirrenico (**921-922**) racchiudono le aree di vulcanismo recente, con geometrie modificate in funzione della rilettura della sismicità.

Nelle zone più esterne di ZS9 (**912** e **917**), come nelle zone 39, 48 e 53 di ZS4, si osserva un regime tettonico debolmente compressivo in atto. Strutture compressive (prevalentemente *thrust*) allineate lungo la costa o a breve distanza da essa sono responsabili della sismicità.

A differenza di quanto avveniva in ZS4, il limite meridionale dell'arco appenninico settentrionale non è stato definito da una zona trasversale all'andamento dell'asse della catena (55 in ZS4, la cosiddetta linea Ortona-Roccamonfina). Questa scelta è dovuta al fatto che la sismicità che era in passato attribuita alla faglia Ortona-Roccamonfina (es. il terremoto del 1706) viene in ZS9 riferita a zone estensionali intrappenniche con direzione NW-SE. Anche in questo caso, alla struttura trasversale, pur mantenuta come limite "necessario" per lo svincolo tra arco appenninico settentrionale e arco meridionale (in accordo con i presupposti cinematici di ZS4) non si riesce ad associare in maniera chiara e univoca una sismicità caratterizzata da cinematica trascorrente.

Appennino meridionale e avampaese apulo

Come in ZS4, anche in ZS9 la zonazione dell'Appennino meridionale risulta condizionata dalla presenza del dominio estensionale intrappenninico. A differenza di ZS4, comunque, questo dominio estensionale è stato rappresentato con una sola zona che ricalca l'asse della catena (**927**).

ZS4 presentava una zona (62) con direzione E-W, che riprendeva una strutturazione in sottosuolo che non ha chiare evidenze in superficie e in posizione anomala nella porzione più interna dell'Appennino (generalmente dominata dalle strutture con direzione NW-SE). Come riportato nel paragrafo dedicato alla descrizione delle zone, i dati sismotettonici oggi disponibili indicano che sorgenti sismogenetiche con direzione E-W interessano con certezza i settori più orientali dell'Italia meridionale. Lungi dall'aver spiegazioni conclusive sul significato delle strutture E-W, si sottolinea che una ipotesi corrente sulla loro origine è che esse siano ereditate da un precedente regime tettonico e che siano oggi attive come risposta alla convergenza Adria-Europa.

Calabria

Meccanismi estensionali sono attesi nelle zone **929** e **930**, come risultato della risposta superficiale all'arretramento flessurale della litosfera adriatica. Tale interpretazione è in accordo col presupposto cinematico su cui si fondava ZS4. Le modifiche alle zone della Calabria, risultato dei recenti avanzamenti nella conoscenza della tettonica attiva di questo settore, non cambiano il quadro cinematico di riferimento.

Come nel resto del territorio italiano, le faglie di trasferimento (su cui erano modellate le zone 65 e 68 di ZS4) sono state incluse nelle zone longitudinali.

Sicilia

La principale modifica rispetto a ZS4 è rappresentata dall'unione della zona che includeva la "Scarpata di Malta" (79 di ZS4) con il settore centro-occidentale dell'avampese ibleo (78 di ZS4). In ZS9 viene considerata la prima come limite orientale dell'ultimo. Di conseguenza, seguendo il criterio generale di fusione di domini strutturali adiacenti e compatibili, si è ritenuto opportuno tracciare una sola zona (**935**) all'interno della quale sono attesi eventi di elevata magnitudo prevalentemente caratterizzati da meccanismi trascorrenti con una componente estensionale entità variabile. Infine per la zona **933**, nella quale vengono fatti ricadere i terremoti che presumibilmente avvengono nella zona **F**, viene adottato lo stile di fagliazione prevalente che caratterizza la zona **F** stessa (fig.11b).

Profondità efficace

Per quanto riguarda il requisito f) (si veda la lista di requisiti di ZS9 all'inizio di questa Appendice), in assenza di letteratura specifica si è convenuto di determinare per ogni ZS lo strato sismogenetico e, al suo interno, il valore della "profondità efficace", vale a dire quella profondità alla quale avviene il maggior numero di terremoti che determina la pericolosità della zona.

Lo strato sismogenetico è stato definito come l'intervallo di profondità nel quale viene rilasciato il maggior numero di terremoti, ovvero quell'intervallo in cui presumibilmente avverranno i prossimi eventi sismici. Questa affermazione è basata sulle seguenti assunzioni:

- a) l'accadimento di eventi sismici indica che il materiale crostale da essi interessato è di natura fragile e sottoposto a un carico tettonico;
- b) il comportamento sismico del materiale determina la distribuzione di eventi in profondità e viceversa.

I dati utilizzati consistono nel catalogo della sismicità strumentale (1983-2002) dell'INGV, disponibile in Internet sul sito ftp.ingv.it/bollet. Tali dati strumentali sono stati selezionati secondo i seguenti criteri:

- per ogni zona sono stati selezionati tre gruppi di eventi sismici aventi magnitudo-durata (Md) rispettivamente superiore a 3.0, 2.5 e 2.0, in ordine decrescente di significatività;
- per ogni gruppo sono stati tenuti in considerazione solo gli eventi con profondità <50 km ed errore di localizzazione ipocentrale <30 km;
- tutti gli eventi con profondità ipocentrale fissata sono stati considerati come accaduti nello strato sismogenetico.

Il *dataset* utilizzato per l'elaborazione è costituito da oltre 13.600 eventi, pari a circa il 28% del totale degli eventi presenti in catalogo. Per ogni zona sono state calcolate le distribuzioni di frequenza degli eventi - differenziale e cumulata normalizzate - rispetto alla profondità. I criteri sopra esposti sono giustificati dalle seguenti considerazioni:

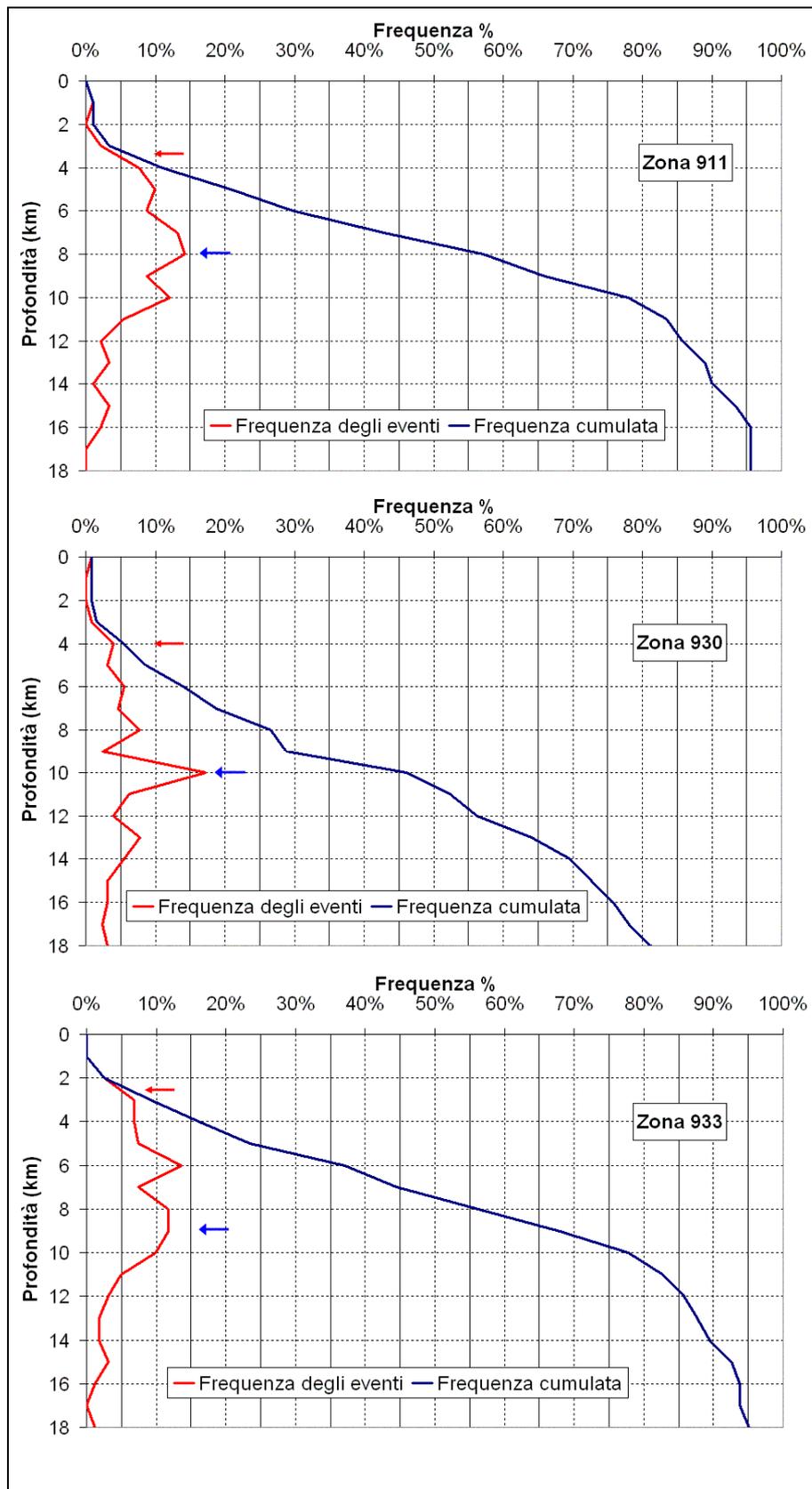


Figura 14 – Distribuzione di frequenza della profondità dei terremoti per tre ZS. La freccia blu indica la moda, le frecce rosse il 5 % e 95% del totale degli eventi (vedi testo).

- 1) i valori di profondità presenti nel catalogo strumentale utilizzato sono affetti solo da errori di tipo gaussiano (Di Giovambattista e Barba, 1997);
- 2) l'adozione di un margine di errore molto grande è funzionale solo al campionamento di un buon numero di eventi in zone di scarsa copertura delle rete sismometrica, mentre le localizzazioni ipocentrali dei singoli eventi sono affette da errori <10 km nelle aree e alle profondità di interesse;
- 3) la profondità media di un gran numero di eventi è affetta da errori molto più piccoli di quelli di un singolo evento;
- 4) gli errori associati alla distribuzione di eventi in profondità sono dello stesso ordine di grandezza delle code della distribuzione stessa (1-2 km).

Lo strato sismogenetico è stato definito convenzionalmente come l'intervallo di profondità che ha generato il 90% degli eventi che ricadono all'interno di ogni zona. I limiti superiore e inferiore dello strato sismogenetico sono stati quindi individuati alle profondità che includono un numero di eventi cumulato pari rispettivamente al 5% e al 95% del totale. La profondità alla quale avviene la maggior parte degli eventi è stata naturalmente identificata con la moda principale della distribuzione di frequenza degli eventi (Figura 14).

Si può ragionevolmente assumere, in assenza di ulteriori informazioni e sulla base delle distribuzioni mostrate in fig.14, che il maggior numero di eventi sismici avverranno in corrispondenza della suddetta moda e del suo intorno. Gli errori associati a questo procedimento sono: 1) l'incertezza associata al calcolo delle profondità, e 2) l'incertezza nella scelta della moda nelle distribuzioni multimodali. Nei casi in cui le code della distribuzione non possano essere trascurate, significa che vi è un elevato errore associato alla determinazione delle profondità corrispondenti al 5% e 95% del totale degli eventi. In tali casi l'identificazione dello strato sismogenetico è stata basata su un giudizio esperto.

Ove possibile la profondità dello strato sismogenetico è stata confrontata con:

- a) le distribuzioni di frequenza della sismicità clusterizzata, ottenute dalla banca dati delle sequenze sismiche 1981-2000 di Basili et al. (2001);
- b) le profondità delle sorgenti sismogenetiche riportate in DISS 2.0, individuate sulla base di dati geologici e geofisici.

La profondità efficace corrisponde alla moda della distribuzione di frequenza degli eventi nei casi di distribuzioni unimodali. Negli altri casi, distribuzioni bimodali o multimodali, la profondità efficace corrisponde alla moda che si trova nell'intervallo di profondità delle sorgenti sismogenetiche riportate in DISS 2.0 e delle principali sequenze sismiche.

Nei casi in cui i dati disponibili si sono rivelati non significativi o addirittura contraddittori, la profondità della ZS non è stata assegnata sulla base del catalogo strumentale ma della similitudine geologica e geodinamica con le ZS vicine.

Per tener conto di tutte le incertezze e del fatto che un valore unico di profondità può non essere rappresentativo dell'intero strato sismogenetico, viene proposta la seguente suddivisione delle profondità efficaci nelle seguenti 4 classi di profondità:

1-5 km

5-8 km

8-12 km

12-20 km

Ogni zona è stata dunque associata a una classe di profondità in base al valore che assume la profondità efficace corrispondente. La classe di profondità rappresenta

dunque la maggior parte degli eventi, considerando anche gli errori associati, e contiene al suo interno il valore di profondità efficace rispondente al requisito f). La Tabella 1 e la figura 15 mostrano i valori delle profondità efficaci ottenute per le 36 ZS. Nelle 4 zone dominate dalla presenza di attività vulcanica recente la profondità è stata fissata *a priori*. In 9 casi sui 32 rimanenti si è fatto ricorso al giudizio esperto. La figura 16 mostra la classe di profondità di appartenenza di ogni zona di ZS9 per le quali l'attribuzione è stata fatta in base al valore della moda e della forma della distribuzione di frequenza degli eventi in funzione della profondità. Tutti i risultati dell'analisi sono riassunti in Tabella 1.

Zona	Numero di eventi Md>2.0	Numero di eventi Md>2.5	Numero di eventi Md>3.0	Magnitudo massima (Md)	Classe di profondità (km)	Profondità efficace (km)
901	18	15	2	4.0	8-12	8
902	34	25	2	3.8	8-12	10
903	23	19	2	4.5	8-12	9
904	13	9	1	3.4	5-8	7 *
905	181	110	32	4.8	5-8	8 *
906	41	34	13	4.7	5-8	8 *
907	33	19	7	4.2	5-8	8 *
908	495	128	25	3.7	8-12	10
909	263	94	9	4.1	8-12	10
910	80	24	2	3.4	8-12	10
911	126	91	18	4.1	8-12	8
912	180	141	54	4.6	5-8	7
913	767	362	100	4.8	12-20	13
914	878	542	131	4.5	12-20	13
915	614	346	65	4.2	8-12	8
916	140	83	16	4.6	5-8	6 *
917	103	71	22	4.9	5-8	7
918	455	179	26	4.2	12-20	13
919	3001	1545	421	5.0	8-12	8
920	296	201	39	4.6	5-8	6 *
921	97	63	9	4.0	1-5	4 #
922	355	146	29	3.9	1-5	4 #
923	1195	663	139	5.4	8-12	9
924	442	308	65	4.4	12-20	13
925	41	24	5	3.9	12-20	13
926	85	55	15	5.0	12-20	13
927	1507	654	139	5.0	8-12	10
928	15	9	1	3.9	1-5	3 #
929	522	294	73	3.9	8-12	10
930	193	128	41	4.3	8-12	10
931	2	2	2	3.7	8-12	10 *
932	277	194	55	4.3	12-20	13
933	413	162	44	4.4	8-12	10
934	8	6	3	3.7	8-12	10
935	45	34	6	3.7	12-20	13
936	374	283	67	4.3	1-5	3 #

Tabella 1. Simboli: #: Valore fissato (zona di vulcanismo recente). *: "Giudizio Esperto"

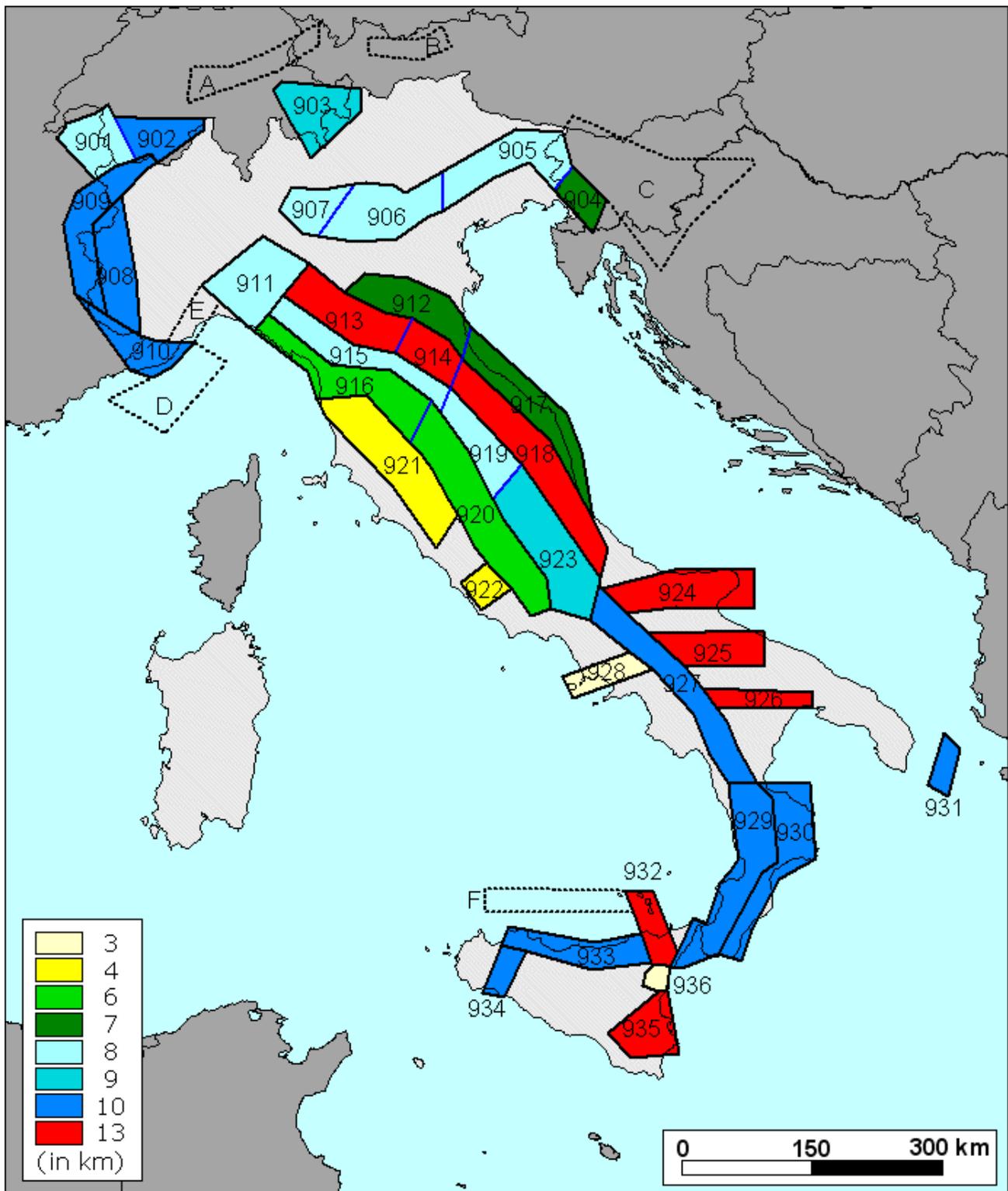


Figura 15 – Moda delle distribuzioni di frequenza in funzione della profondità dei terremoti riportati nel catalogo strumentale INGV (1983-2002) per tutte le ZS di ZS9 .

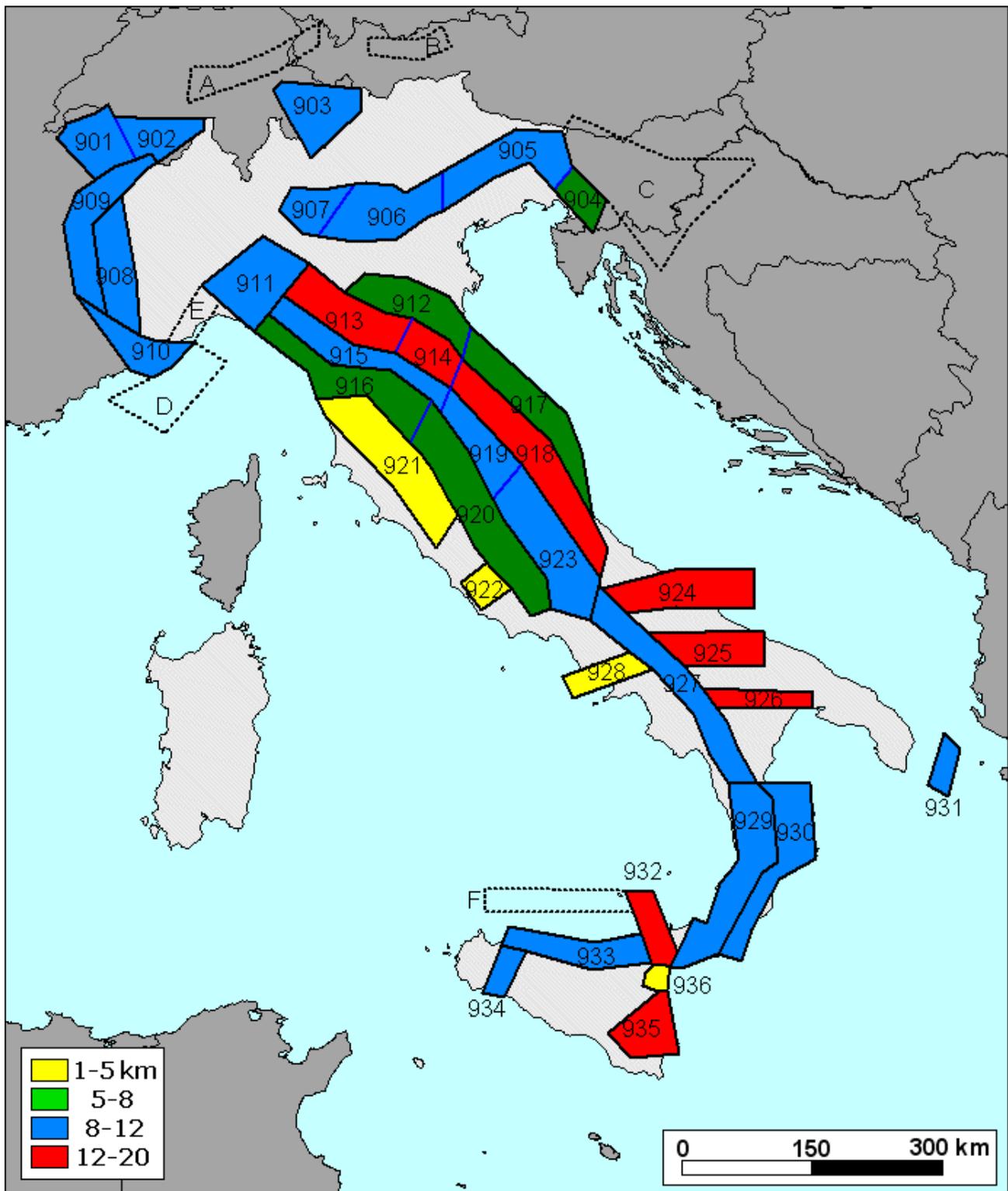


Figura 16 – Classi di profondità efficace assegnate alle diverse sone sismogenetiche di ZS9 sulla base del valore della moda (vedi figura precedente) e della forma della distribuzione di frequenza degli eventi in funzione della profondità (in km).

Meccanismo di fagliazione prevalente

Al fine di poter utilizzare i fattori correttivi alle relazioni di attenuazione proposti da Bommer et al. (2003) (si vedano le Appendici successivi) è stato determinato il meccanismo di fagliazione prevalente per ogni zona di ZS9. Per meccanismo prevalente si intende quello che ha la massima probabilità di caratterizzare i futuri terremoti significativi. Concordemente alla classificazione utilizzata da Sadigh et al. (1997) tale meccanismo è stato espresso secondo tre tipologie: "Diretto", "Inverso", "Trascorrente (destro e sinistro)", a cui va aggiunta la tipologia "Indeterminato" per i casi in cui l'insieme dei dati non è risultato sufficiente per una determinazione univoca.

L'assegnazione della tipologia è stata effettuata in funzione dell'angolo di *rake* sulla base del seguente semplice criterio:

Meccanismo prevalente		Angolo di <i>rake</i>
Diretto		>225 (-135), <315 (-45)
Inverso		>45, <135
Trascorrente	sinistro	<45, >315 (-45)
	destro	>135, <225 (-135)

I dati utilizzati per l'assegnazione appartengono a due categorie principali:

- 1) meccanismi focali di terremoti significativi dell'epoca strumentale tratti da un ampio *database* nazionale recentemente pubblicato (Vannucci e Gasperini, 2003). Si ricorda che la figura 4 mostra il meccanismo focale medio calcolato per ogni ZS a partire da tale *database*;
- 2) dati geologici a varie scale, incluse misure di *stress in situ* (Montone et al., 1999), dati di sottosuolo e stime sulla cinematica delle principali faglie attive (*database* DISS 2.0).

Nel bilanciare l'informazione strumentale sintetizzata in figura 4 con informazioni di altra natura si è tenuto conto delle caratteristiche di rilascio delle singole zone. In particolare, si è preso atto del fatto che la sismicità strumentale (e quindi recente) di alcune zone non è rappresentativa del meccanismo che caratterizza i terremoti più forti, che tendono ad accadere più raramente e quindi ad essere sottorappresentati nel *database* di Vannucci e Gasperini (2003). Nel caso della zona **935** (Iblei), invece, il *database* contiene solo 3 eventi di magnitudo massima di 4.1. L'evento recente più significativo di questa zona è quello del 13 dicembre 1990 con una magnitudo Mw pari a 5.68 secondo il catalogo CPTI2: il meccanismo focale di questo evento è trascorrente, ma questo evento non è rientrato nel calcolo del meccanismo medio perché il suo epicentro ricade all'esterno della zona stessa. Per quanto riguarda la zona **934** (Belice) invece il meccanismo focale medio calcolato (si veda fig.4) e le interpretazioni sismotettoniche formulate non forniscono una soluzione univoca; per le peculiarità di questa area si è scelta il tipo di fagliazione che si traduce in valori di pericolosità più conservativi, quindi la faglia inversa.

La figura 17 mostra l'assegnazione del meccanismo prevalente ad ogni zona. Nella maggior parte delle zone sismogenetiche l'indicazione derivante dai dati strumentali e da quelli geologici coincide. Per un numero limitato di casi ha prevalso il criterio geologico a causa della scarsa rappresentatività dei meccanismi strumentali. Si noti infine che per 11 zone sismogenetiche l'insieme dei dati non è risultato sufficiente per una determinazione univoca.

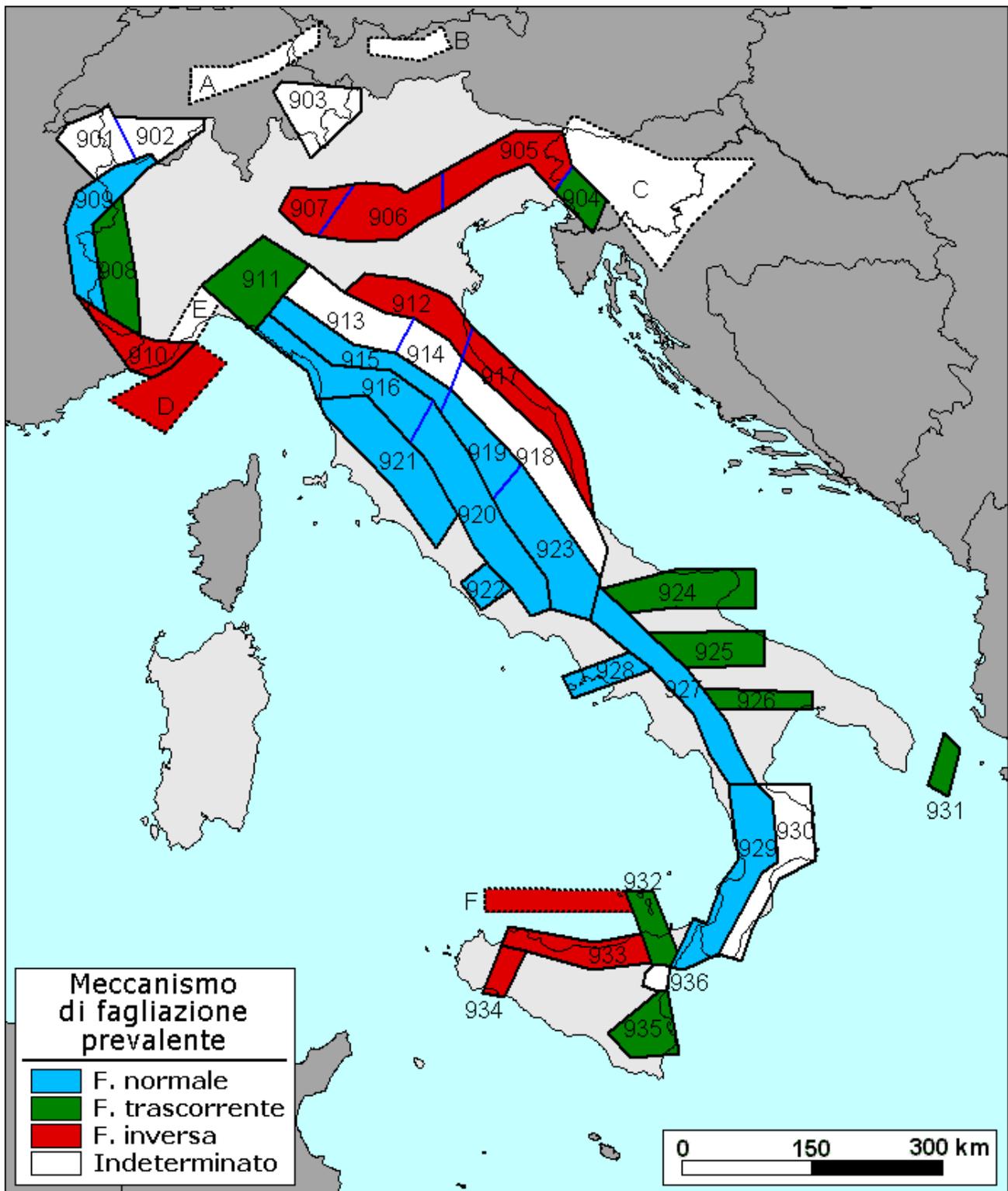


Figura 17 - Meccanismo di fagliazione prevalente atteso per le diverse zone sismogenetiche che compongono ZS9. L'assegnazione è basata su una combinazione dei meccanismi focali osservati con dati geologici a varie scale.

Attendibilità delle geometrie delle ZS

Come ampiamente discusso nel testo di questa Appendice, i confini geografici di molte zone di ZS9 rappresentano il frutto di un compromesso tra numerosi parametri. Tale compromesso è necessariamente basato su decisioni di tipo esperto e affetto da un certo margine di incertezza. Questo perché non esistono in generale dei criteri oggettivi per il tracciamento delle zone sorgente, il cui significato varia a seconda dell'ambito in cui si opera. Poiché ZS9 è stata concepita per essere usata per la valutazione della pericolosità sismica, le incertezze sono state gestite, con criteri conservativi, con riferimento a due aspetti indipendenti:

- a) *associazione dei terremoti alle ZS di cui al precedente requisito e).* Le valutazioni di pericolosità sismica basate su ZS4 che sono state prodotte dopo la pubblicazione del catalogo CPTI (1999) si sono scontrate con numerose incongruenze e incompatibilità, rappresentate ad esempio dal fatto che terremoti ritenuti generati sotto un certo sistema geodinamico e per questi appartenenti ad una determinata ZS in effetti ricadono in un'altra ZS o nel *background*. Tra i vari risultati di questa ricerca si è provveduto a rendere il catalogo CPTI2 completamente utilizzabile in combinazione con la nuova zonazione ZS9, attraverso l'associazione evento/zona. Questo passaggio ha reso necessario considerare criticamente l'associazione compiuta automaticamente con strumenti GIS; in un certo numero di casi si è ritenuto opportuno assegnare un certo numero di eventi alle zone non in base ad un criterio geografico ma sulla base di altre considerazioni quali la localizzazione strumentale e la distribuzione dei punti di intensità. L'operazione è stata effettuata secondo un criterio conservativo e dopo un attento esame delle incertezze nella definizione degli epicentri e dei limiti di zona. Sono stati così associati alle ZS 96 eventi ricadenti nel *background*. Con criteri analoghi altri 18 eventi sono stati a loro volta associati a ZS diverse da quelle in cui ricadrebbe l'epicentro. L'associazione dei terremoti alle zone sorgente di ZS9 è riportata nel catalogo. La figura 18 mostra la distribuzione degli eventi per cui si è ricorsi a questo tipo di procedura.
- b) *utilizzo di "bordi morbidi".* La tecnica di calcolo della pericolosità utilizzata in questo progetto consente di gestire le incertezze sulle localizzazioni epicentrali attraverso l'adozione dei cosiddetti "bordi morbidi". Si tratta di una fascia (definita in chilometri) intorno ai limiti di una zona nella quale si produce uno smussamento della distribuzione della pericolosità producendo gradienti meno accentuati ai confini tra le diverse ZS. Di fatto questo strumento consente di esprimere numericamente anche il grado di incertezza che esiste nella delimitazione delle zone e in questo senso è stato utilizzato. Come per i limiti delle zone sorgente anche la definizione della loro incertezza può essere molto soggettiva, ma è comunque espressione del grado di conoscenza che si ha su una certa area. E' stato pertanto deciso di definire 5 classi (1, 3, 5, 8 e 10 km) attraverso le quali descrivere un grado di incertezza crescente nella delimitazione delle zone. Per alcune zone sorgente si è deciso invece di non attribuire incertezza per sottolineare come il loro disegno fosse stato guidato da un grado di conoscenza sulle sorgenti sismogenetiche più elevato; questo è ad esempio il caso delle zone che costituiscono la fascia in distensione della catena appenninica, laddove si verificano gli eventi più disastrosi. Alla definizione dell'incertezza sui limiti delle zone sorgente si è giunti in combinazione con la definizione della zona stessa, nel senso che in alcuni casi le scarse conoscenze

sulle sorgenti hanno portato a disegnare zone già molto ampie per le quali non si è ritenuto di dover aggiungere un'incertezza elevata (per esempio la ZS **921**); in altri casi le zone sono di dimensioni ridotte (es. ZS **904, 922**) o ben controllate dall'informazione geologica e sismologica (es. ZS **936**) e pertanto è stata definita un'incertezza comunque ridotta; nel caso infine delle ZS dell'Italia Nord-Orientale (**905, 906, 907**) e della ZS **935** (Iblei) si è operato riducendo le dimensioni rispetto alla zone corrispondenti di ZS4 e essendo conservativi rispetto alle aree circostanti. Poiché il codice di calcolo non consente di gestire incertezze di larghezza differente nei diversi lati di una zona, queste sono state definite con un unico valore per ogni zona, per quanto il dettaglio dei dati di base utilizzati in questo progetto avrebbe consentito di definire incertezze variabili (per esempio esiste un'incertezza maggiore nella definizione della segmentazione longitudinale della catena appenninica che non nella definizione della larghezza della fascia estensionale). La fig.19 presenta la mappa delle zone sorgente con le relative incertezze che saranno tradotte in "bordi morbidi" nel calcolo della pericolosità.

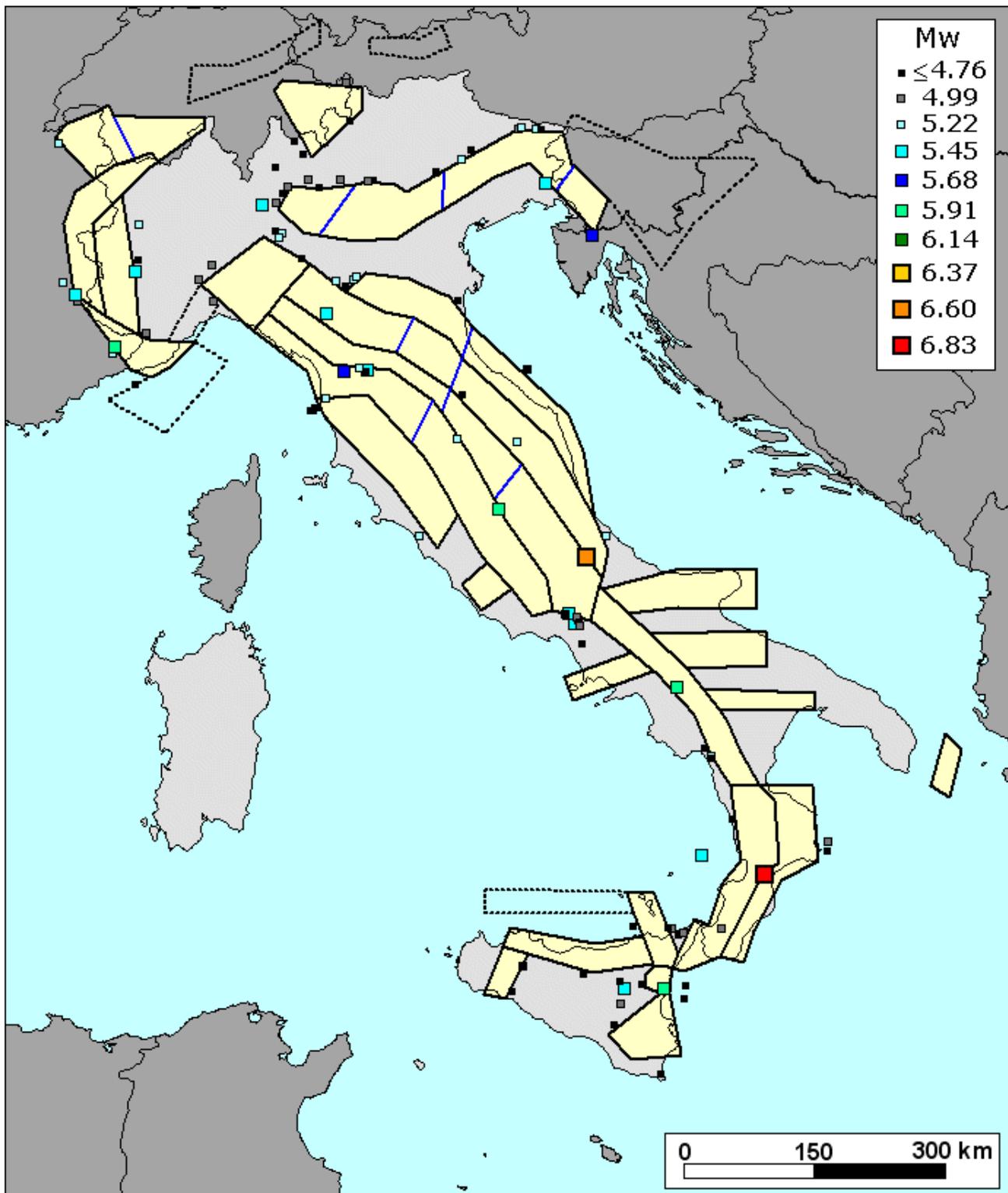


Figura 18 – Eventi del catalogo CPTI2 assegnati ad una zona sismogenetica diversa da quella di stretta pertinenza geografica.

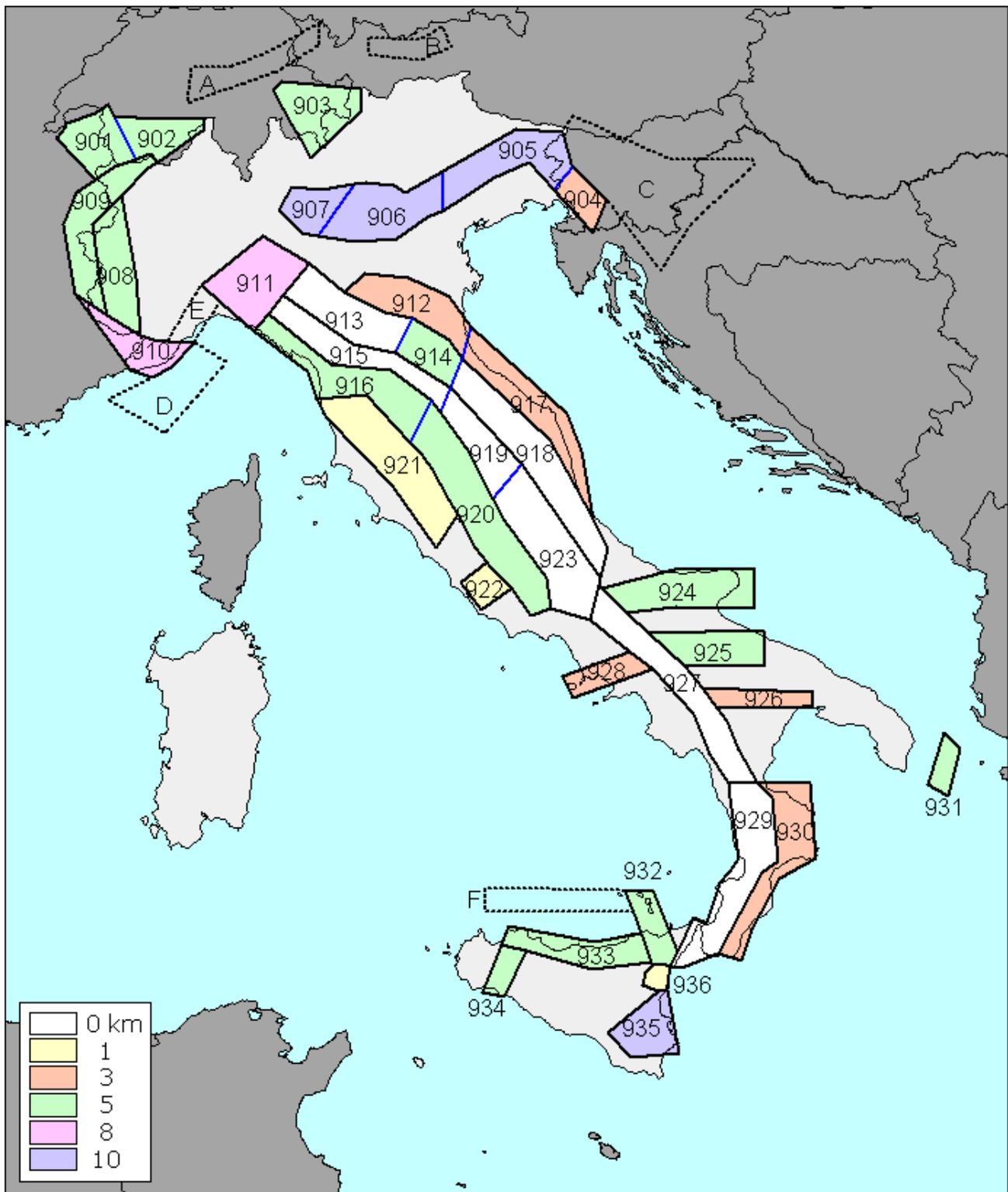


Figura 19 - Zone nelle quali sono stati adottati i "bordi morbidi" e dimensioni dei bordi.

Bibliografia

- Albini P., Burrato P. e Valensise G. (2002). Il terremoto del 12 maggio 1802, Valle dell'Oglio (Lombardia): nuove inferenze sulla sorgente sismogenetica da dati macrosismici e geologici. 21° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma (Italy), 19-21 Novembre 2002, volume degli abstract, 3-4.
- Azzaro R. (1999). Earthquake surface faulting at Mount Etna volcano (Sicily) and implications for active tectonics. *J. Geodynamics*, 28, 193-213.
- Azzaro R. e Barbano M.S. (2000). Analysis of seismicity of Southeastern Sicily: a proposed tectonic interpretation. *Annali di Geofisica*, 43, 1, 171-188.
- Azzaro R., Barbano M.S., Camassi R., D'Amico S., Mostaccio A., Piangiamore G. e Scarfi L. (2004). The earthquake of 6 September 2002 and the seismic history of Palermo (Northern Sicily, Italy): implications for the seismic hazard assessment of the city. *J. Seismology*, in stampa, 1-19.
- Bajc J., Aoudia A., Saraò A. e Suhadolc P., (2001). The 1998 Bovec-Krn mountain (Slovenia) earthquake sequence. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (9), 1839-1842.
- Basili R., S. Barba, e Valensise G. (2001). The location of potential large earthquake sources in the Apennines: major constraints from minor seismicity. *Eos. Trans. AGU*, 82(47), Fall Meet. Suppl., Abstract T52B-0941, F1257, 20 Nov. 2001.
- Bernardis G., Poli M.E., Snidarcig A. e Zanferrari A. (2000). Seismotectonic and macroseismic characteristics of the earthquake of Bovec (NW Slovenia: April 12, 1998). *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 41, 133-148.
- Bistacchi A., Eva E., Massironi M. e Solarino S. (2000). Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *J. Geodynamics*, 30, 205-228.
- Bommer J.J., Douglas J. e Strasser F.O. (2003). Style-of-faulting in ground-motion prediction equations. *Bull. Earthq. Eng.*, 1, 171-203.
- Boncio P., Brozzetti F. and Lavecchia G. (2000) Architecture and seismotectonics of a regional low-angle normal fault zone in Central Italy. *Tectonics*, 19, 1038-1055.
- Burrato P., Ciucci F. e Valensise G. (2003). Geomorphic signature of thrust faults buried beneath the Po Plain, northern Italy. *Ann. Geophys.*, 46 (5), 865-882.
- Camassi R. e Stucchi M. (1996). NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno. CNR/GNDT. [HTTP://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html](http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html)
- Cinti F.R., Cucci L., Pantosti D., D'Addezio G. e Meghraoui M. (1997). A major seismogenic fault in a "silent area": the Castrovillari fault (southern Apennines, Italy). *Geophys. J. Int.*, 130, 595-605.
- Di Bucci D. e Mazzoli S. (2003). The October–November 2002 Molise seismic sequence (southern Italy): an expression of Adria intraplate deformation. *Journal of the Geological Society*, 160, 503–506.
- Di Giovambattista R. e Barba S. (1997). An estimate of hypocenter location accuracy in large networks: possible implications for tectonic studies in the Italian case. *Geophys. J. Int.*, 129, 124-132.
- Eva E. e Solarino S. (1998). Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophys. J. Int.*, 135, 438-448.
- Eva C., Augliera P., Eva E., Solarino S. e Spallarossa D. (2000). Sintesi delle conoscenze sulla sismotettonica della Liguria occidentale ed influenza sui parametri di hazard. In: Galadini F., Meletti C., Rebez A. (a cura di), *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 59-70.
- Fracassi U., Valensise G., Guidoboni E. e Ferrari G. (2003). La sorgente del terremoto del 1456: nuove ipotesi dal riesame congiunto di dati storici e strutturali. 22° Convegno, Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma, 18-20 Novembre 2003, volume degli abstract, 104-106.
- Galadini F. e Galli P. (2000). Active tectonics in the Central Apennines (Italy) - Input data for seismic hazard Assessment. *Natural Hazards*, 22, 225-270.

- Galadini F., Meletti C. e Vittori E. (2000). Stato delle conoscenze sulle faglie attive in Italia: elementi geologici di superficie. In: Galadini F., Meletti C. e Rebez A. (a cura di), *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. CNR-GNDT, Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 107-136.
- Galadini F., Meletti C. e Vittori E. (2001). Major active faults in Italy: available surficial data. *Netherlands Journal of Geoscience/Geologie en Mijnbouw*, 80, 273-296.
- Galadini F., Poli M.E. e Zanferrari A. (2002). Sorgenti sismogenetiche responsabili di terremoti distruttivi nell'Italia nord-orientale. 21° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma (Italy), 19-21 Novembre 2002, volume degli abstract, 27-30.
- Galli P. e Bosi V. (2002). Paleoseismology along the Cittanova fault: implications for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (southern Italy). *J. Geophys. Res.*, 107, no. 0, 10.1029/2001JB000234.
- Galli P. e Bosi V. (2003). The catastrophic 1638 Calabrian earthquakes (southern Italy). New insight from paleoseismologic investigation. *J. Geophys. Res.*, 108, B1, 10.1029/2002JB01713.
- Galli P., Molin D., Galadini F. e Giaccio B. (2002). Aspetti sismotettonici del terremoto irpino del 1930. In: Castenetto S., Sebastiano M. (a cura di), *Il terremoto irpino del 1930*, Servizio Sismico Nazionale, Roma, 217-262.
- Ghisetti F. e Vezzani L. (1984). Thin-skinned deformations of the western Sicily thrust belt and relationships with crustal shortening: mesostructural data on the Mt. Kumeta-Alcantara fault zone and related structures. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 103, 129-157.
- Gruppo di lavoro CPTI (1999). *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING, GNDT, SGA, SSN, Bologna, 92 pp.
- Hirn A., Nicolich R., Gallart J., Laigle M. e Cernobori L. (1997). Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 171-191.
- Hollenstein Ch., Kahle H.-G., Geiger A., Jenny S., Goes S. e Giardini D. (2003). New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate boundary zone in southern Italy. *Geophys. Res. Lett.*, **30(18)**, 1935, doi:10.1029/2003GL017554.
- Jiménez M. J., Giardini D., Grünthal G. e SESAME Working Group (2001). Unified seismic hazard modeling throughout the Mediterranean region. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 42, 3-18.
- Larroque C., Bethoux N., Calais E., Courboux F., Deschamps A., Déverchère J., Stéphan J.F., Ritz J.F. e Gilli E. (2001). Active and recent deformation at the Southern Alps - Ligurian basin junction. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 80, 255-272.
- Lavecchia G., Boncio P., Brozzetti F., Stucchi M. and Leschiutta I. (2002). New criteria for seismotectonic zoning in Central Italy; insights from the Umbria-Marche Apennines. *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 1*, 881-891.
- Meletti C., Patacca E. e Scandone P. (2000). Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. *Pageoph*, 157, 11-35.
- Michetti A. M., Ferrelì L., Serva L. e Vittori E. (1997). Geological evidence for strong historical earthquakes in an "aseismic" region: the Pollino case (southern Italy). *J. Geodynamics*, 24, 67-86.
- Michetti A.M., Brunamonte F. e Serva L. (1995). Paleoseismological evidence in the epicentral area of the January 1968 earthquakes, Belice, southwestern Sicily. In: Serva L., Slemmons D. B. (a cura di), *Perspectives in paleoseismology*. Association of Engineering Geologists, spec. publ. 6, 127-139.
- Monaco C., Mazzoli S. e Tortorici L. (1996). Active thrust tectonics in western Sicily (southern Italy): the 1968 Belice earthquake sequence. *Terra Nova*, 8, 372-381.
- Mongelli F. e Zito G. (1991). Flusso di calore nella regione Toscana. In: Piali G., Barchi M., Menichetti M. (a cura di), *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 03 Punta Ala - Gabicce*. Studi Geol. Cam., vol. spec. 1991/1, 91-98.
- Montone P. (1997). The active crustal stress: methods and results in Italy. *Il Quaternario*, 10, 313-320.
- Montone P. e Mariucci M.T. (1999). Active stress in the Po Plain: the Emilia and Ferrara folded arcs, Northern Italy. *J. Geodynamics*, 28, 251-265.

- Montone P., Amato A. e Pondrelli S. (1999). Active stress map of Italy. *J. Geophys. Res.*, 104, B11, 25595-25610.
- Patacca E., Sartori R. e Scandone P. (1990). Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 425-451.
- Peruzza L., Poli M.E., Rebez A., Renner G., Rogledi S., Slejko D. e Zanferrari A. (2002). The 1976-1977 seismic sequence in Friuli: new seismotectonic aspects. *Mem. Soc. Geol. It.*, 57, 391-400.
- Piccardi L. (1998). Cinematica attuale, comportamento sismico e sismologia storica della faglia di Monte Sant'Angelo (Gargano, Italia): la possibile rottura superficiale del "leggendaro" terremoto del 493 d.C. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 21, 155-166.
- Piccardi L., Ferrelli L., Michetti A.M., Tondi E. e Vittori E. (2002). First Trench Investigation Along The Gargano Fault, Apulia Foreland, Southern Italy. In: *Environmental Catastrophes and Recoveries in the Holocene*, Department of Geography & Earth Sciences, Brunel University Uxbridge, UK, August 29 - September 2, 2002. Available on: <http://atlas-conferences.com/cgi-bin/abstract/caiq-90>
- Pondrelli S., Morelli A., Ekström G., Mazza S., Boschi E. e Dziewonski A. M. (2002). European-Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997-2000, *Phys. Earth Planet. Int.*, **130**, 71-101.
- Sadigh K., Chang C.Y., Egan J.A., Makdisi F. e Youngs R.R. (1997). Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion Data. *Seism. Res. Lett.*, 68, 154-180.
- Scandone P. e Stucchi M. (2000). La zonazione sismogenetica ZS4 come strumento per la valutazione della pericolosità sismica. In: Galadini F., Meletti C. e Rebez A. (a cura di), *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 3-14
- Sirovich, L. e Pettenati F. (1999). Seismotectonic outline of South-eastern Sicily: an evaluation of available options for the earthquake fault rupture scenario. *J. Seismology*, **3**, 213-233.
- Slejko D., Carulli G.B., Nicolich R., Rebez A., Zanferrari A., Cavallin A., Doglioni C., Carraro F., Castaldini D., Iliceto V., Semenza E. e Zanolli C. (1989). Seismotectonics of the eastern Southern-Alps: a review. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 31, 109-136.
- Slejko D., Camassi R., Cecic I., Herak D., Herak M., Kociu S., Kouskouna V., Lapajne J., Makropoulos K., Meletti C., Muco B., Papaioannou C., Peruzza L., Rebez A., Scandone P., Sulstarova E., Voulgaris N., Zivcic M. e Zupancic P. (1999). Seismic hazard assessment for Adria. *Ann. Geofis.*, 42, 1085-1107.
- Stucchi M., Scandone P., Galadini F., Meletti C., Rebez A. (2000). Towards a new seismogenic zonation of Italy. XXVII General Assembly of the European Seismological Commission (ESC), Lisbona, 10-15/9/2000.
- Stucchi M., Galadini F., Meletti C. e Rebez A. (2002). Sorgenti sismogenetiche e zone-sorgente: una alternativa irriducibile? 21° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma (Italy), 19-21 Novembre 2002, volume degli abstract, 96-97.
- Valensise G. e D'Addezio G. (1994). Il contributo della geologia di superficie all'identificazione delle strutture sismogenetiche della Piana di Gioia Tauro. Istituto Nazionale di Geofisica, pubbl. 559, 21 pp.
- Valensise G. e Pantosti D. (1992). A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake ($M_s 7\frac{1}{2}$). *Terra Nova*, 4, 472-483.
- Valensise G. e Pantosti D. (2001). Database of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy. *Ann. Geofis.*, suppl. vol. 44 (4), 797-964, con CD-ROM.
- Valensise G., Pantosti D. e Basili R. (2003). Seismology and tectonic setting of the Molise earthquake sequence of October 31-November 1, 2002. *Earthquake Spectra* (in stampa).
- Vannoli P., Basili R. e Valensise G. (2004). New evidence for anticlinal growth driven by blind faulting along the northern Marche coastal belt (central Italy). *J. of Seismology*, 8(3) (in stampa).
- Vannucci G. e Gasperini P. (2003). A database of revised fault plane solutions for Italy and surrounding regions. *Computer Geosciences*, 29 (7), 903-909.

- Vrabec M. (2001). Strukturna analiza cone Savskega preloma med Trstenikom in Stahovico, phd Thesis, Univ. of Ljubljana, 94 pp.
- Zanferrari A., Bollettinari G., Carobene L., Carton A., Carulli G.B., Castaldini D., Cavallin A., Panizza M., Pellegrini G.B., Pianetti F. e Sauro U. (1982). Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale. Mem. Sc. Geol., 35, 355-376.
- Zollo A., Emolo A., Herrero A. e Improta L. (1999). High frequency strong ground motion modelling in the Catania area associated with the Ibleo-Maltese fault system. J. Seismology, 3, 279-288.