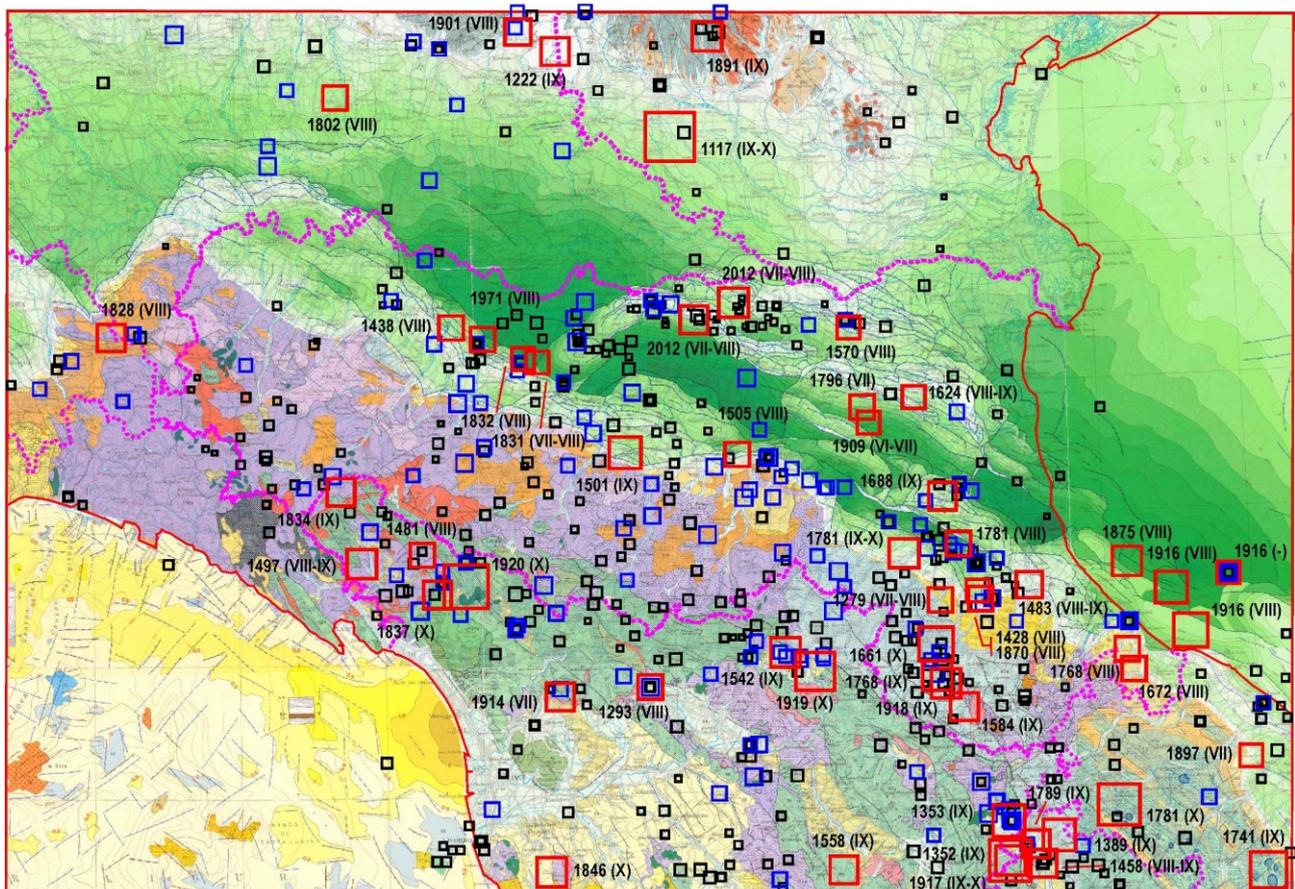




# Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana







# Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana

A cura di:

**E. Mantovani, M. Viti, D. Babbucci, N. Cenni, C. Tamburelli, A. Vannucchi, F. Falciani**

*Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente - Università di Siena*

**G. Fianchisti, M. Baglione, V. D'Intinosante, P. Fabbroni**

*Genio Civile di Area Vasta di Firenze, Prato, Pistoia e Arezzo - Coordinamento Regionale Prevenzione Sismica  
Regione Toscana*

**L. Martelli**

*Servizio Geologico Sismico e dei Suoli - Regione Emilia-Romagna*

**P. Baldi, M. Bacchetti**

*Dipartimento di Fisica e Astronomia - Università di Bologna*

## **Prefazione**

Quello che è successo in occasione dei terremoti che hanno colpito il territorio emiliano nel maggio 2012 (e anche per altri terremoti italiani), ha messo in evidenza che le mappe di pericolosità sismica attualmente disponibili hanno gravi limitazioni, come discusso ampiamente nel testo. Questa pubblicazione descrive una valutazione alternativa della pericolosità nella Regione Emilia-Romagna, realizzata nell'ambito di una collaborazione tra l'Università di Siena e le Regioni Toscana ed Emilia-Romagna. Il risultato finale dello studio effettuato consiste in una carta di intensità massime attese per i comuni della Regione. Lo scopo principale di questa pubblicazione è spiegare in modo chiaro ed esauriente la metodologia adottata e i motivi per cui i risultati ottenuti si possono considerare più realistici rispetto alle stime precedenti. Questo tipo di indagine è già stato utilizzato per aggiornare la stima della pericolosità sismica nella Regione Toscana, come descritto in due pubblicazioni edite dalla Regione in oggetto (vedi riferimenti nel testo). Lo studio descritto in questa pubblicazione ha beneficiato dell'utilizzo di una vasta mole di dati geodetici acquisiti da stazioni GPS permanenti, resi gentilmente disponibili dalle Organizzazioni citate di seguito, che ringraziamo sentitamente.

Associazione Geometri Liberi Professionisti della Provincia di Modena, European Reference Frame (EU.RE.F.) Permanent Network, Fondazione dei Geometri e Geometri Laureati dell'Emilia Romagna (F.O.G.E.R.), Friuli Regional Deformation Network (FReDNet) dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (O.G.S), Geodetic Data Archiving Facility (GeoDAF) dell'Agenzia Spaziale Italiana (A.S.I.), Italian Positioning Service (ItalPos) della Leica SmartNet Italia, Progetto per il SIT e la Cartografia della Regione Veneto e il Centro Interdipartimentale Studi ed Attività Spaziali (CISAS), Rete di Posizionamento GPS della Regione Lombardia, Rete di Posizionamento GPS della Regione Piemonte, Rete "A. Marussi" del Servizio Territorio e Protezione Civile della Regione Friuli Venezia Giulia, Rete Integrata Nazionale GPS (R.I.N.G.) dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (I.N.G.V.), Servizi Cartografici della Comunità Montana del Mugello, Servizio Catasto della Provincia Autonoma di Trento, Servizio di Posizionamento GNSS della Regione Liguria, Servizio Informazioni Territoriali e Telematica della Regione Abruzzo, Sistema Informativo Ambientale della Provincia di Milano, Stonex Europe, Struttura Complessa Geologia e dissesto dell'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente (A.R.P.A.) del Piemonte, Ufficio Geodetico della Provincia Autonoma di Bolzano Alto Adige, Università degli Studi di Perugia – Facoltà di Ingegneria Dipartimento di Ingegneria Civile ed Ambientale - Laboratorio di Topografia.

Il Dr. Cenni è attualmente presso il Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali dell'Università di Bologna.

**Prima edizione: Aprile 2013**

**Stampa:**

# Indice

<b>1. Caratteristiche strutturali e tettoniche</b>	
1.1 Geomorfologia	7
1.2 Geologia	8
1.3 Assetto strutturale	13
1.4 Sezioni sismogeologiche	20
1.5 Ulteriori informazioni sulla Dorsale ferrarese e zone circostanti	30
1.6 Vincoli geofisici alla struttura crostale e litosferica	34
<b>2. Evoluzione neogenica, assetto tettonico e cinematica attuale da osservazioni geodetiche</b>	38
<b>3. Possibili connessioni tra tettonica e distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nell'area mediterranea centrale: implicazioni per l'Appennino Settentrionale</b>	
3.1 Interazione a breve termine (anni) tra sorgenti sismiche indotta dal rilassamento post sismico generato da forti scosse	51
3.2. Analisi della distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nel contesto tettonico dell'area mediterranea centrale: possibili implicazioni per la stima della pericolosità sismica nella catena appenninica	57
Fase A (1600-1657)	62
Fase B (1658-1706)	63
Fase C (1707-1761)	64
Fase D (1762-1802)	65
Fase E (1803-1839)	66
Fase F (1840-1885)	67
Fase G (1886-1914)	68
Fase H (1915-1929)	70
Fase I (1931-2012)	71
Sequenza sismica 1456-1520	74
3.3 Implicazioni sulla possibile sismicità futura nell'Appennino Settentrionale e zone circostanti	75
<b>4. Attività sismica dell'Emilia-Romagna</b>	
3.1 Sismicità storica	81
3.2 Sismicità strumentale	85
3.3 Deformazione sismica	94
<b>5. Possibili zone sismogenetiche dell'Emilia-Romagna</b>	
5.1 Parma-Reggio Emilia	99
5.2 Appennino parmense	101
5.3 Modenese	103
5.4 Bolognese	106
5.5 Sillaro	108
5.6 Appennino romagnolo	109
5.7 Forlivese	112

5.8	Riminese	114
5.9	Pieghe ferraresi	116
5.10	Altre potenziali zone: Lunigiana-Garfagnana, Mugello	119

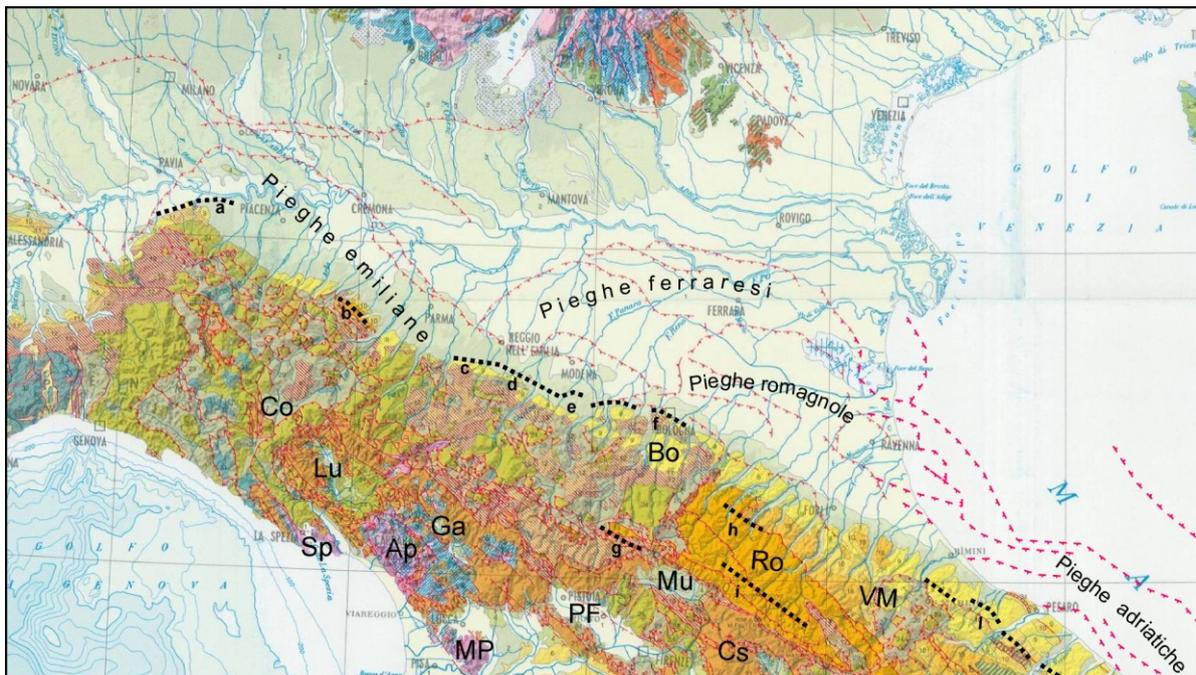
## **6. Intensità massima attesa nei comuni dell'Emilia Romagna**

6.1	Carta delle intensità massime	123
	Piacenza	129
	Parma	130
	Reggio Emilia	131
	Modena	132
	Bologna	134
	Ravenna	136
	Forlì Cesena	137
	Rimini	138
	Ferrara	139
6.2	Precedenti valutazioni dell'intensità massima e considerazioni sull'attuale classificazione sismica	142
6.3	Aggiornamento delle I <sub>max</sub> per alcuni comuni della Toscana settentrionale	152

<b>Riferimenti</b>	<b>154</b>
--------------------	------------

## 1. Caratteristiche strutturali e tettoniche

Oggetto di questa indagine è il settore nordoccidentale della catena appenninica, grosso modo compresa tra Pesaro ed Alessandria (Fig. 1.1). Si tratta di un complesso sistema di pieghe e sovrascorrimenti (*thrust and fold belt*), che solo in parte è esposto in superficie e può essere quindi indagato con i tradizionali metodi di rilevamento stratigrafico e strutturale. Una parte cospicua dell'edificio orogenico, indicata con il nome di Pieghe emiliane, ferraresi, romagnole ed adriatiche, è infatti sepolta sotto le potenti coperture sedimentarie quaternarie della Pianura Padana e del Mar Adriatico. La sua ricostruzione richiede l'attenta interpretazione dei dati raccolti per la ricerca di risorse idriche ed idrocarburi, ricavati da numerose perforazioni profonde e sondaggi sismici (prevalentemente a riflessione) che si sviluppano per migliaia di chilometri, ma non sempre sono accessibili alla comunità scientifica. Nonostante tali difficoltà, innumerevoli indagini geologiche e geofisiche condotte dalla fine del XIX secolo, ma soprattutto nelle ultime decadi, hanno permesso di fissare le principali caratteristiche geomorfologiche, litologico-stratigrafiche e tettoniche dell'Appennino tosco-emiliano-romagnolo.



**Fig. 1.1.** Quadro morfologico, geologico e strutturale del settore della catena appenninica considerato in questa indagine (modificato dalla Carta geologica dell'Italia in scala 1: 1250000 di Compagnoni e Galluzzo, 2004, cui si rimanda per la descrizione dei colori). In rosso sono indicati i principali lineamenti tettonici (linee con triangoli e a pettine rispettivamente per sovrascorrimenti e faglie normali). Affioramenti di complessi metamorfici: Ap = Alpi Apuane, MP = Monte Pisano, Sp = La Spezia. Bacini intermontani: Bo = Bologna, Co = Compiano, Cs = Casentino, Ga = Garfagnana, Lu = Lunigiana, Mu = Mugello, PF = Pistoia-Firenze, VM = Val Marecchia. Ro = Appennino romagnolo. Le linee nere puntinate indicano i presunti lineamenti compressivi attivi, per lo più assi di pieghe antiformi, dedotti in base all'analisi morfotettonica (riferimenti nel testo): a) Stradella, b) Salsomaggiore, c) Quattro Castella, d) Sassuolo, e) Castelvetro di Modena, f) Bologna, g) Castiglion de' Pepoli, h) Portico di Romagna, i) Santa Sofia, l) Rimini-Pesaro-Senigallia.

### 1.1 Geomorfologia

Come già accennato, v'è un netto contrasto del rilievo tra la zona di catena, una fascia collinare e montuosa che ospita cime di ragguardevole altezza (1000-2000 m), e la pianura padana, che si eleva di poche decine di metri sul livello del mare. Il bordo morfologico tra catena e pianura corrisponde peraltro all'affioramento di un sistema di sovrascorrimenti indicato come Fronte pede-

appenninico (e.g., Boccaletti et al., 1985; Vai, 1987; Argnani et alii, 2003). Lo spartiacque tra Mar Tirreno e Mar Adriatico è l'elemento morfologico che permette di distinguere il versante emiliano-romagnolo (esterno) dal versante toscano-umbro (interno); i due versanti presentano una considerevole asimmetria. Per esempio, mentre il reticolo idrografico del bordo interno è alquanto irregolare, il bordo esterno è caratterizzato da numerose aste fluviali relativamente brevi con decorso circa da SO a NE (e.g. Mazzanti e Trevisan, 1978). E' possibile che tale disposizione sia almeno in parte influenzata da motivi strutturali. I principali corsi d'acqua, come il Taro, l'Enza, il Secchia ed il Sillaro, definiscono infatti l'andamento dei lineamenti trasversali alla catena, ripetutamente proposti in letteratura (e.g. Vai, 1987; Sorgi et alii, 1998). Un'altra importante differenza, anch'essa strettamente legata all'evoluzione tettonica, è la scarsa presenza di bacini intramontani recenti (Pliocene-Quaternario) sul bordo esterno. Il versante interno è infatti caratterizzato da imponenti conche intramontane (Val Tiberina, Casentino, Mugello, Pistoia-Firenze, Garfagnana e Lunigiana), colme di sedimenti fluvio-lacustri e delimitate da sistemi di faglie normali e transtensive (e.g., Martini e Sagri, 1993, Bosi, 2004). Al contrario, nel versante esterno il piccolo bacino quaternario continentale di Compiano nell'Appennino parmense, i più estesi bacini marini pliocenici di Bologna e della Val Marecchia si sono sviluppati nell'ambito di un regime tettonico compressivo (e.g., Cremonini e Ricci Lucchi, 1982; Bernini et alii, 1994; Capozzi et alii, 1998; Amorosi et al., 2002; Bonciani et alii, 2007).

Per quanto riguarda l'analisi morfotettonica, negli ultimi anni è stata suggerita la presenza di strutture tettoniche attive in varie parti del bordo emiliano-romagnolo, sia in catena che nella zona di pianura. Spesso si tratta di pieghe antiformali in crescita, presumibilmente indotte da sovrascorrimenti attivi nella copertura sedimentaria (e.g. Benedetti et alii, 2003; Boccaletti e Martelli, 2004; Vannoli et alii, 2004; Bonini, 2007; Wegmann e Pazzaglia, 2009; Wilson et alii, 2009; Boccaletti et alii, 2010), oppure di faglie normali (Picotti e Pazzaglia, 2008). Pur essendo tali indicazioni morfotettoniche molto interessanti al fine del riconoscimento di lineamenti attivi, eventualmente sismogenici, occorre ricordare che sono necessari ulteriori controlli basati su evidenze geologiche e geofisiche indipendenti. E' noto infatti che le forme del rilievo possono essere determinate da processi, come l'erosione selettiva, dipendenti da fattori climatici e litologici ma non strettamente tettonici (e.g., Bartolini, 2004). Inoltre certe deformazioni molto superficiali osservate in catena potrebbero dipendere dal contrasto delle proprietà meccaniche degli strati della copertura, piuttosto che dall'attività di lineamenti attivi soggiacenti (e.g., Borgia et alii, 2006).

## 1.2 Geologia

Come accennato sopra, solo il settore affiorante della catena è direttamente accessibile al rilevamento geologico. Nonostante ciò, disponiamo da tempo di una dettagliata ricostruzione della stratigrafia dell'Appennino tosco-emiliano-romagnolo e dintorni. Una grande quantità di informazioni è contenuta in pubblicazioni, monografie e cartografie, soprattutto nei fogli e note illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:100000 e della più recente Carta Geologica d'Italia 1:50000, le quali registrano l'avanzamento nel tempo della conoscenza di questa parte dell'Appennino. E' quindi conveniente fare riferimento a lavori di rassegna, per lo più curati dalla Società Geologica Italiana, contenenti la sintesi dei dati e delle interpretazioni ed i necessari riferimenti. Ricordiamo a tale proposito i volumi collettanei editi da Cremonini e Ricci Lucchi (1982) e da Crescenti et alii (2004), quest'ultimo contenente la sintesi di Cerrina Feroni et alii (2004). Una sintesi cartografica recente è fornita dalla Carta geologico-strutturale di Cerrina Feroni et alii (2002), mentre Costa (2003) e soprattutto Ghielmi et alii (2010) forniscono un quadro dettagliato dei lineamenti sepolti della Pianura Padana. Un certo interesse presentano anche le Guide Geologiche Regionali "Appennino Tosco-Emiliano" (Bortolotti, 1992) e "Appennino Ligure-Emiliano" (Zanzucchi, 1994) per la quantità di dettagli stratigrafici e strutturali. Un quadro di sintesi delle unità e delle strutture quaternarie è offerto soprattutto dalle pubblicazioni "Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna" (RER-ENI Agip, 1998) e "Geologia degli

acquiferi padani della Regione Lombardia” (RL e ENI Agip, 2001) e dalla “Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna” (Boccaletti e Martelli, 2004).

L’edificio dell’Appennino settentrionale è formato dalla sovrapposizione di varie unità tettoniche, deformate e scollate, parzialmente o totalmente, dal proprio basamento. L’impilamento e la traslazione delle scaglie tettoniche, provenienti dalla deformazione di domini paleogeografici molto diversi, è avvenuto attraverso un lungo processo cominciato nell’Oligocene. Tuttavia, come descritto successivamente, la configurazione attuale dell’Appennino settentrionale è il risultato di una serie di intense fasi tettoniche, cominciata nel Miocene superiore in concomitanza con l’apertura del bacino tirrenico, e importanti deformazioni della porzione orientale delle Alpi meridionali. Prima di descrivere per sommi capi le principali unità strutturali, procedendo dai livelli geometricamente più in basso, è opportuno ricordare che la pila orogenica completa può essere ricostruita solo in alcune parti della zona in esame, in particolare nella porzione nordoccidentale, dalla Lunigiana sino al confine con le Alpi liguri. In altri settori, come l’Appennino romagnolo, le unità tettoniche più elevate sono state presumibilmente smantellate dall’erosione indotta dal sollevamento.

Tenendo presente gli schemi geologici semplificati (Figg. 1.1 e 1.2.1), possiamo mettere in evidenza le seguenti unità tettonico-stratigrafiche:

- *Basamento crostale*. Tale termine è spesso impiegato per indicare la parte di crosta soggiacente ai complessi sedimentari mesozoici della Placca adriatica. Nell’area in esame il basamento pre-triassico affiora solo nel bordo interno, assieme ai prodotti del metamorfismo della Successione toscana (Monte Pisano, Alpi Apuane e presso La Spezia). L’approfondimento del basamento pre-triassico da SO a NE, ovvero dalla Toscana occidentale all’Emilia, è discusso in Argnani et alii (1997, 2003). L’interpretazione di linee sismiche di rilevanza litosferica (Progetto CROP, Finetti, 2005) mostra che l’orogenesi appenninica ha coinvolto non solo le coperture sedimentarie ma anche la crosta superiore ed inferiore. L’analisi della sismicità strumentale (descritta in dettaglio nel paragrafo 4.2) suggerisce che alcune delle fratture che dislocano la crosta adriatica sono ancora attive (e.g., Lavecchia et alii, 2003). A tale proposito è opportuno ricordare che il recente terremoto del 27/1/2012 (Mw=5.4), con epicentro nell’alto Appennino parmense, è associato allo slittamento su una faglia inversa collocata a circa 60 km di profondità (ulteriori informazioni su [www.ingv.it](http://www.ingv.it)).



**Fig. 1.2.1.** Schema semplificato delle principali unità tettonico-stratigrafiche presenti nella zona in esame (modificato dalla Carta geologica dell’Italia in scala 1: 1250000 di Compagnoni e Galluzzo, 2004). In rosso sono indicati i principali lineamenti tettonici. In celeste sono riportati i contatti tettonici descritti nel testo: CF = Cervarola-Falterona, FT = Falda Toscana, OL = Ottone-Levanto, SV = Sestri-Voltaggio. 1 = Successioni sedimentarie continentali (Pliocene-Quaternario), 2 = Successioni continentali e marine, prevalentemente associate a tettonica estensionale, 11 = Unità Liguri e relative coperture (Epiliguri), 12 = Unità Subliguri, 14 = Unità appenniniche interne (derivate dal Dominio Toscano e relative avanfosse), 15 = Unità appenniniche intermedie (derivate dal Dominio Umbro-Marchigiano e relative avanfosse), 16 = Unità appenniniche esterne (Miocene superiore-Pliocene).

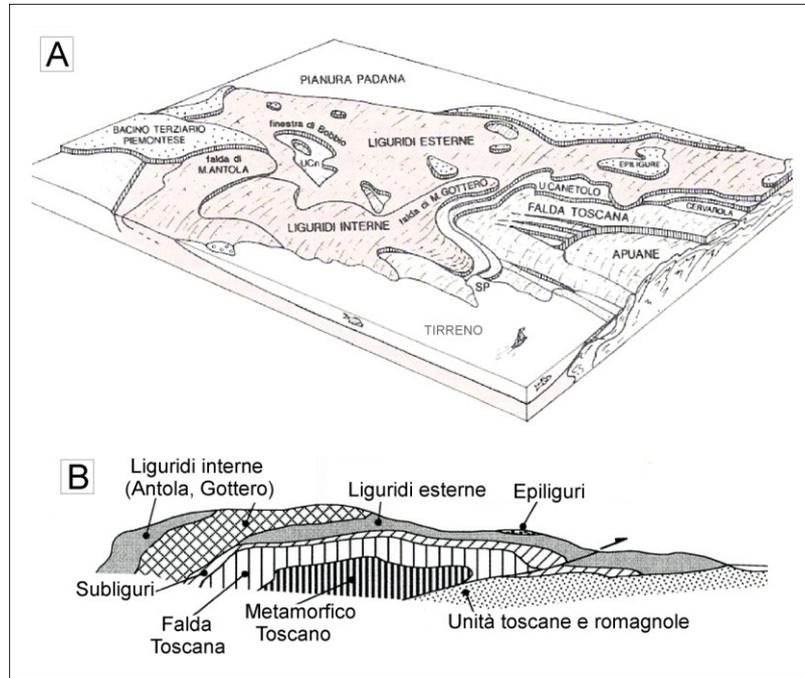
- *Evaporiti triassiche*. Si tratta della nota Formazione delle Anidriti di Burano, del Triassico superiore (Martinis e Pieri, 1964), costituita da una fitta alternanza di livelli di dolomia ed anidrite. Le ricostruzioni paleogeografiche (Bosellini, 2004; Ciarapica e Passeri, 2005) suggeriscono che tale formazione si trova alla base della copertura sedimentaria in un'ampia zona dell'Appennino settentrionale, almeno sino alla Lunigiana, dove è incontrata in una perforazione profonda (Anelli et alii, 1994). Nel versante padano la formazione in oggetto affiora solo nell'alta valle del fiume Secchia, come un insieme di scaglie tettoniche incorporate nelle Unità liguri (e.g. Lugli, 2001). E' dubbio che le evaporiti triassiche siano presenti sotto l'Appennino nordoccidentale, mentre sono assenti nelle Alpi liguri, dove la sedimentazione triassica era esclusivamente dolomitica (Vanossi et alii, 1994; Ciarapica e Passeri, 2005). Le particolari proprietà meccaniche delle rocce evaporitiche (e.g. De Paola et alii, 2008) suggeriscono che la Formazione di Burano potrebbe essere un importante livello di scollamento tra copertura sedimentaria e basamento (e.g., Finetti et alii, 2005; Mantovani et alii, 2009a, 2011, 2012a,b; Cenni et alii, 2012).

- *Unità toscane*. La sedimentazione nel Dominio toscano, posto al margine occidentale della placca adriatica tra i domini subligure e umbro-marchigiano, ha avuto luogo dal Triassico superiore all'Eocene - Oligocene inferiore. Si tratta di un insieme di formazioni deposte in ambiente marino prima di piattaforma e poi pelagico, tra le quali ricordiamo il Calcere Massiccio, il Rosso Ammonitico, la Maiolica e la Scaglia Toscana. Dall'Oligocene medio al Miocene medio si instaura una sedimentazione di tipo torbidity, alimentata dall'erosione delle zone emerse circostanti (formazioni del Macigno, Arenarie di M. Modino, M. Cervarola e M. Falterona); la deposizione in ambiente di avanfossa segna l'avvio dei processi di accrezione. Il progressivo avanzamento delle coltri di ricoprimento provenienti da occidente (Liguridi) chiude le avanfosse, interrompendo la sedimentazione nel Dominio toscano. Tale dominio, coinvolto nel trasporto tettonico, è deformato e parzialmente scollato dal proprio basamento, producendo un sistema di scaglie tettoniche i cui fronti di accavallamento (Falda Toscana e Cervarola-Falterona) costituiscono importanti lineamenti strutturali (Fig. 1.2.1).

- *Unità umbro-marchigiane-romagnole*. Come nell'adiacente dominio toscano, sopra le evaporiti triassiche si deposita una successione marina, prima di piattaforma e poi pelagica (Calcere Massiccio, Rosso Ammonitico, Maiolica, Scaglia, Bisciaro e Schlier). Nel Miocene inferiore-medio comincia la deposizione di potenti corpi torbidity in ambiente di avanfossa, prima nel settore umbro-romagnolo (Marnoso Arenacea) e poi in quello marchigiano-adriatico (Flysch della Laga). Presso il bordo esterno del dominio la sedimentazione prosegue nel Miocene superiore (Gessoso-Solfifera, Colombacci), nel Pliocene (Argille Azzurre, Sabbie Gialle) e nel Quaternario (Sabbie Gialle, Omatello). Nell'Appennino romagnolo la Marnoso Arenacea è sovrascorsa dalle unità toscane (Cervarola-Falterona in figura 1.2.1) e impilata in una serie di scaglie tettoniche, più recenti da SO a NE.

- *Unità liguri e subliguri*. Il dominio ligure, collocato ad occidente del dominio toscano, è costituito da sedimenti deposti su una litosfera di tipo oceanico, i cui resti (ofioliti) sono rappresentati da porzioni di crosta basaltico-gabbriaca e sottostante mantello peridotitico, di solito molto alterato in rocce serpentinitiche. La successione del dominio ligure interno, il più occidentale e prossimo al margine europeo, è formata dal basamento igneo giurassico, su cui poggiano sedimenti pelagici (Diaspri, Calcari a Calpionelle e Argille a Palombini) e torbidity del Cretaceo superiore-Paleocene. Le Liguridi interne formano le falde tettoniche geometricamente più elevate della catena (Antola e Gottero), che sovrascorrono le Liguridi esterne presso il lineamento Ottone-Levanto (Fig. 1.2.1). Da notare che presso il lineamento Sestri-Voltaggio (Fig. 1.2.1) le Liguridi interne sono in contatto tettonico con le ofioliti metamorfiche del Gruppo di Voltri, che per convenzione segnano l'inizio delle Alpi liguri. Anche nelle successioni del dominio ligure esterno le ofioliti sono coperte da sedimenti pelagici, poi argillitici (Complessi basali) ed infine torbidity (Flysch ad Elmintoidi del Cretaceo superiore-Paleocene tipo M. Venere, M. Cassio e M. Caio). Spostandosi verso il margine continentale adriatico incontriamo i complessi torbidity del Cretaceo superiore-Eocene, noti come

Supergruppo della Calvana (Sillano, M. Morello), completamente sradicati dal loro substrato. Nella zona tra il dominio ligure e quello toscano, dal Cretaceo superiore all'Oligocene si è depositato il Complesso di Canetolo, che forma la falda inferiore della pila orogenica ligure. I rapporti geometrici tra le varie unità tettoniche dell'Appennino settentrionale (Fig. 1.2.2a,b) sono ben visibili nel settore compreso tra le Apuane, le Alpi liguri ed il Bacino Terziario Piemontese, grazie alla copertura ligure ben conservata ed alla presenza di ampie finestre tettoniche, come quella di Bobbio. Sebbene a NO del lineamento Sestri-Voltaggio gli affioramenti siano scarsi, l'interpretazione dei dati di sottosuolo suggerisce che le Liguridi proseguano sino alle Alpi Occidentali, formando parte del substrato del Bacino Terziario Piemontese (Mosca et alii, 2010).

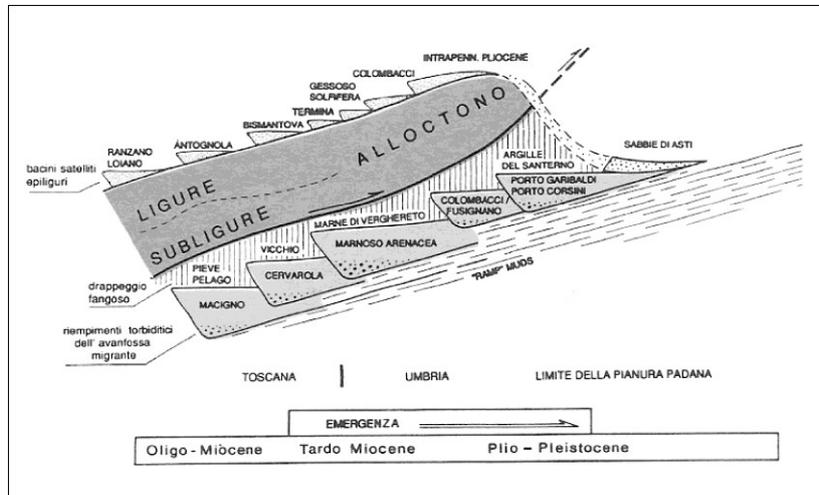


**Fig. 1.2.2.** Rappresentazione schematica dei rapporti geometrici tra le unità tettoniche che formano l'Appennino settentrionale. **A)** Vista prospettica del settore di catena compreso tra la finestra tettonica delle Apuane ed il Bacino Terziario Piemontese. SP = La Spezia, UCn = Unità di Canetolo (modificata da Bortolotti, 1992). **B)** Sezione verticale schematica della catena appenninica, per illustrare la sovrapposizione delle varie unità tettoniche descritte nel testo (da Marroni et alii, 2001). La sezione, non in scala, taglia trasversalmente il settore di catena rappresentato in A.

E' interessante notare che la copertura delle Liguridi, pressoché continua nell'Appennino ligure-emiliano, è del tutto assente nell'Appennino romagnolo, tra le zone tettoniche Sillaro e Marecchia (Fig. 1.2.1). Questo fatto ha suscitato un vivo dibattito; per esempio, alcuni autori ritengono che quel settore non sia mai stato ricoperto dalle Unità liguri (Corrado, 1995; Lucente et alii, 2002). Al contrario, diversi lavori suggeriscono che l'Appennino romagnolo sia una grande finestra tettonica, dalla quale la copertura liguride è stata completamente smantellata per erosione (Vai, 1988; Anelli et alii, 1994; Cerrina Feroni et alii, 1997, 2001; Zattin et alii, 2000; Boccaletti e Martelli, 2004; Boccaletti et alii, 2010). Quest'ultima ipotesi ha importanti implicazioni tettoniche, poiché presuppone il forte sollevamento di quel settore di catena, presumibilmente indotto da tettonica compressiva e particolarmente accentuato dal Pleistocene medio. Tale interpretazione, tra l'altro, è in accordo con l'idea che l'assenza delle Liguridi e unità simili nell'intero Appennino umbro-marchigiano-abruzzese (dalla Val Marecchia al Molise) coincida con la porzione di catena che ha subito i maggiori sollevamenti recenti (Ghisetti e Vezzani, 1999).

- *Unità epiligruri.* Mentre il dominio ligure veniva deformato e traslato sopra il margine adriatico, la sedimentazione continuava sopra le falde tettoniche in movimento. La successione epiligrure si è deposta dall'Eocene medio al Miocene superiore, dando luogo a varie formazioni tipiche

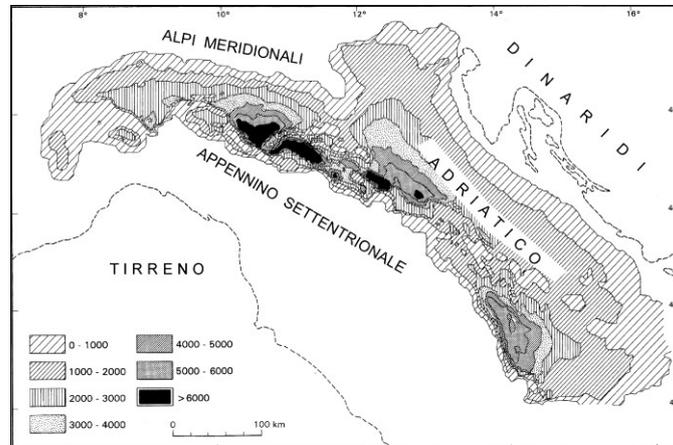
dell'Appennino emiliano e romagnolo (M. Piano, Ranzano, Antognola, Bismantova, S. Marino, M. Fumaiolo e Termina). In certi settori (Bolognese, Modenese e Val Marecchia) la deposizione epiligure prosegue anche nel Pliocene e, nella fascia esterna pedemontana, sino al Pleistocene inferiore. Come accennato sopra, l'avanzamento delle Liguridi verso l'avampaese adriatico interrompe la sedimentazione nelle avanfosse toscano-romagnole. L'evoluzione temporale del sistema avanfosse-alloctono ligure-bacini satelliti epiliguri ed i rapporti geometrici tra le varie formazioni sono illustrati dallo schema di figura 1.2.3.



**Fig. 1.2.3.** Schema dell'avanzamento dell'Alloctono ligure e subligure sulle successioni torbitiche delle avanfosse toscano-umbro-romagnole-padane. I sedimenti depositi direttamente sulla coltre ligure formano le successioni dei bacini satelliti epiliguri (modificato da Bortolotti, 1992).

- *Pianura Padana.* La Pianura Padana costituisce il riempimento sedimentario dell'avanfossa dell'attuale orogene appenninico, il cui substrato è costituito dalle falde tettoniche che formano la parte sepolta della catena (Fig. 1.1). Le caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche delle successioni padane post-tortoniane sono descritte da un'ampia letteratura (e.g. Ghielmi et alii, 2010 e riferimenti), per lo più basata sull'interpretazione dei dati di sottosuolo (perforazioni profonde ed indagini sismiche). Si tratta di numerose formazioni, spesso di tipo torbiditico, riferibili ad un ambiente di avanfossa piuttosto profonda (e.g., Bagnolo, Fusignano, Canopo, Porto Corsini, Porto Garibaldi, Carola). E' solo dal Pleistocene medio che subentra una deposizione costiera e continentale (Formazione di Ravenna o Sabbie Gialle e Supersintema Emiliano-Romagnolo) che testimonia il rapido colmamento dell'avanfossa. In alcuni casi la sedimentazione è avvenuta in bacini satellite (*piggy-back basins*), formati sopra alle falde tettoniche in movimento verso NE (e.g., Cortemaggiore e Castell'Arquato). Un aspetto importante è l'enorme spessore della successione Plio-Quaternaria, che localmente eccede i 6 km (Fig. 1.2.4). Ghielmi et alii (2010) affermano che l'avanfossa padano-adriatica era principalmente alimentata dai materiali erosi dalla catena alpina, trasportati dai paleo-fiumi lombardi e veneti come l'Adda, il Mincio e l'Adige. Dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore l'Appennino settentrionale, invece, fu una sottile fascia di terra emersa, con rilievo poco accentuato (Bartolini, 1999, 2003). Nonostante ciò, il volume dei sedimenti accumulati nella Pianura Padana suggerisce che negli ultimi 5 milioni di anni sarebbero stati erosi in media quasi 1500 m di copertura dalla parte emersa dell'Appennino, di cui forse 1 km nel solo Quaternario (Bartolini et alii, 1996; Bartolini, 1999). Localmente, tale smantellamento può essere stato molto più accentuato. Nell'Appennino romagnolo, le paleo-temperature raggiunte dalle torbiditi mioceniche (Marnoso Arenacea), dedotte dalla riflettanza della vitrinite e dalle tracce di fissione dell'apatite, rivelano che tali unità, ora affioranti, avrebbero perso sino a 4500 metri di copertura dal Messiniano superiore (Zattin et alii, 2000; Cerrina Feroni et alii, 2001). Tale forte erosione contrasta con l'attuale accentuato rilievo appenninico, e con il fatto che i maggiori rilievi

della catena (tra cui il M. Cimone, il M. Cusna ed il M. Falterona) sono impostati sulle litologie arenacee delle Unità toscane, assai poco resistenti all'erosione. L'apparente contraddizione può essere risolta invocando un cospicuo sollevamento recente della catena, particolarmente accentuato dal Pleistocene medio, in grado di compensare lo smantellamento del rilievo. Le conseguenze di tale fenomeno sono peraltro messe in evidenza da molteplici indicatori geomorfologici (e.g., Argnani et alii, 1997, 2003; Cerrina Feroni et alii, 1997, 2001; Bartolini, 1999, 2003; Balestrieri et alii, 2003).



**Fig. 1.2.4.** Carta della profondità della base della successione Plio-Quaternaria nell'avanfossa padano-adriatica. Gli intervalli tra le isobate, identificati dai simboli in legenda, sono espressi in metri (modificato da Bartolini et alii, 1996).

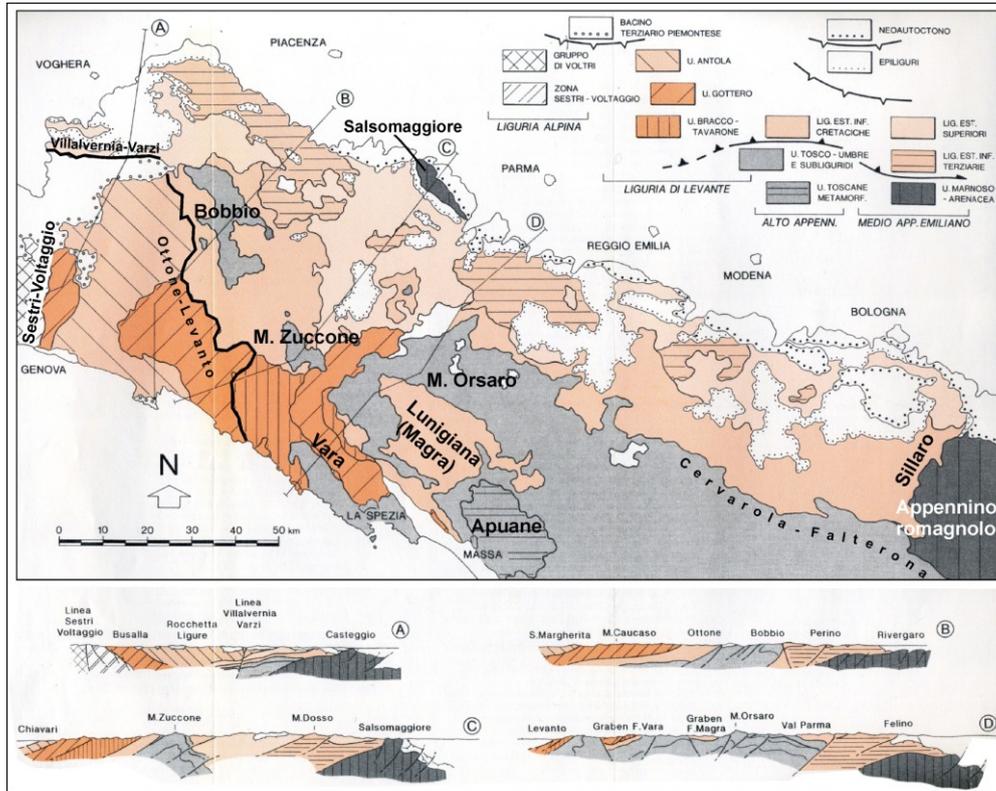
### 1.3 Assetto strutturale

La conoscenza delle principali unità tettonico-stratigrafiche, descritte nel paragrafo precedente, consente di approfondire l'analisi dell'assetto strutturale della zona in esame. A tale proposito è conveniente trattare separatamente la catena affiorante, per la quale è disponibile un'ampia letteratura geologica e relativa cartografia, e la porzione sepolta dell'orogene, la cui interpretazione presenta maggiori ambiguità.

Per quanto riguarda la catena, lo schema degli accavallamenti tettonici descritto in figura 1.2.2 può essere completato con alcune considerazioni che si avvalgono di sezioni geologiche trasversali rispetto alla catena (Fig. 1.3.1). Nell'Appennino ligure-emiliano, grosso modo tra le sezioni A e C, i terreni di copertura sono quasi esclusivamente Liguridi (interne ed esterne) ed Epiliguri. E' però importante notare la presenza di due finestre tettoniche (Bobbio e M. Zuccone, sezioni B e C), ove la copertura ligure è stata smantellata, presumibilmente a causa del sollevamento indotto dalla crescita di pieghe antiformali, determinando l'affioramento delle sottostanti Unità toscane (e.g., Costa, 1987; Ogata et alii, 2012). Presso il bordo padano della catena (Salsomaggiore nella sezione C) è da notare l'affioramento delle torbiditi mioceniche, anch'esso imputabile ad un'antiforme probabilmente connessa ad un sovrascorrimento attivo (e.g., Bonini, 2007; Wilson et alii, 2009).

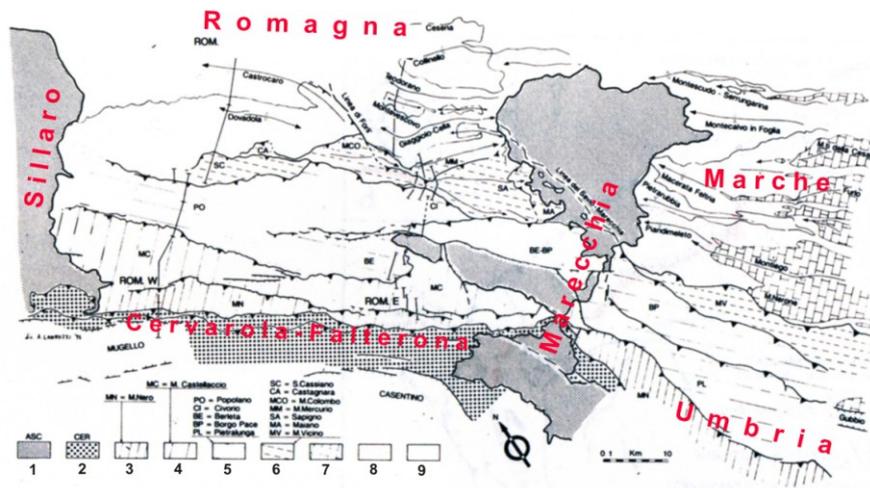
A differenza delle precedenti, la sezione D è divisa in due parti con assetto tettonico molto diverso. A NO del M. Orsaro la strutturazione è compressiva come nell'Appennino ligure-emiliano, mentre a SO predomina l'effetto della estensione crostale che ha prodotto le fosse toscane (Magra-Lunigiana e Vara).

Nella porzione di catena a SE della sezione D, la copertura delle Liguridi (esterne) è pressoché continua sino alla valle del Sillaro. Tale copertura è però meno ampia rispetto al settore ligure-emiliano, poiché le Unità toscane, esposte a SO dello spartiacque principale, occupano circa la metà della fascia di catena. Il contatto tettonico tra le Unità toscane e romagnole, esposto solo al bordo SE dell'Appennino romagnolo (Cervarola-Falterona), dovrebbe continuare con andamento SE-NO sotto la copertura delle Unità liguri.



**Fig. 1.3.1.** Schema geologico ed assetto strutturale dell'Appennino settentrionale tra il Bacino Terziario Piemontese e l'Appennino romagnolo (modificato da Zanzucchi, 1994).

Per quanto riguarda l'Appennino romagnolo (Fig. 1.3.2), oltre al fronte Cervarola-Falterona si osservano vari sovrascorrimenti nella successione torbiditica miocenica (Marnoso Arenacea), che risulta così suddivisa in unità tettoniche interne ed esterne, testimoniando il progressivo coinvolgimento dell'avanfossa romagnola nell'orogenesi appenninica (Fig. 1.3.3). La copertura ligure, assente dal Sillaro alla Val Marecchia, manca anche a SE della Val Marecchia, nell'area umbro-marchigiana. In tale zona, gli estesi affioramenti della successione pelagica mesozoico-paleogenica, sottostante ai depositi di avanfossa, suggeriscono una esumazione maggiore rispetto al settore romagnolo (Ghisetti e Vezzani, 1999).



**Fig. 1.3.2.** Assetto strutturale dell'Appennino romagnolo e dintorni (modificato da Bortolotti, 1992). 1) Liguridi 2) Unità Cervarola-Castel Guerrino 3,4,5) Unità romagnole interne 6) Unità romagnole esterne 7) Successione umbro-marchigiana non torbiditica (Mesozoico-Paleogene) 8) Unità romagnole poco deformate 9) Successione terrigena.

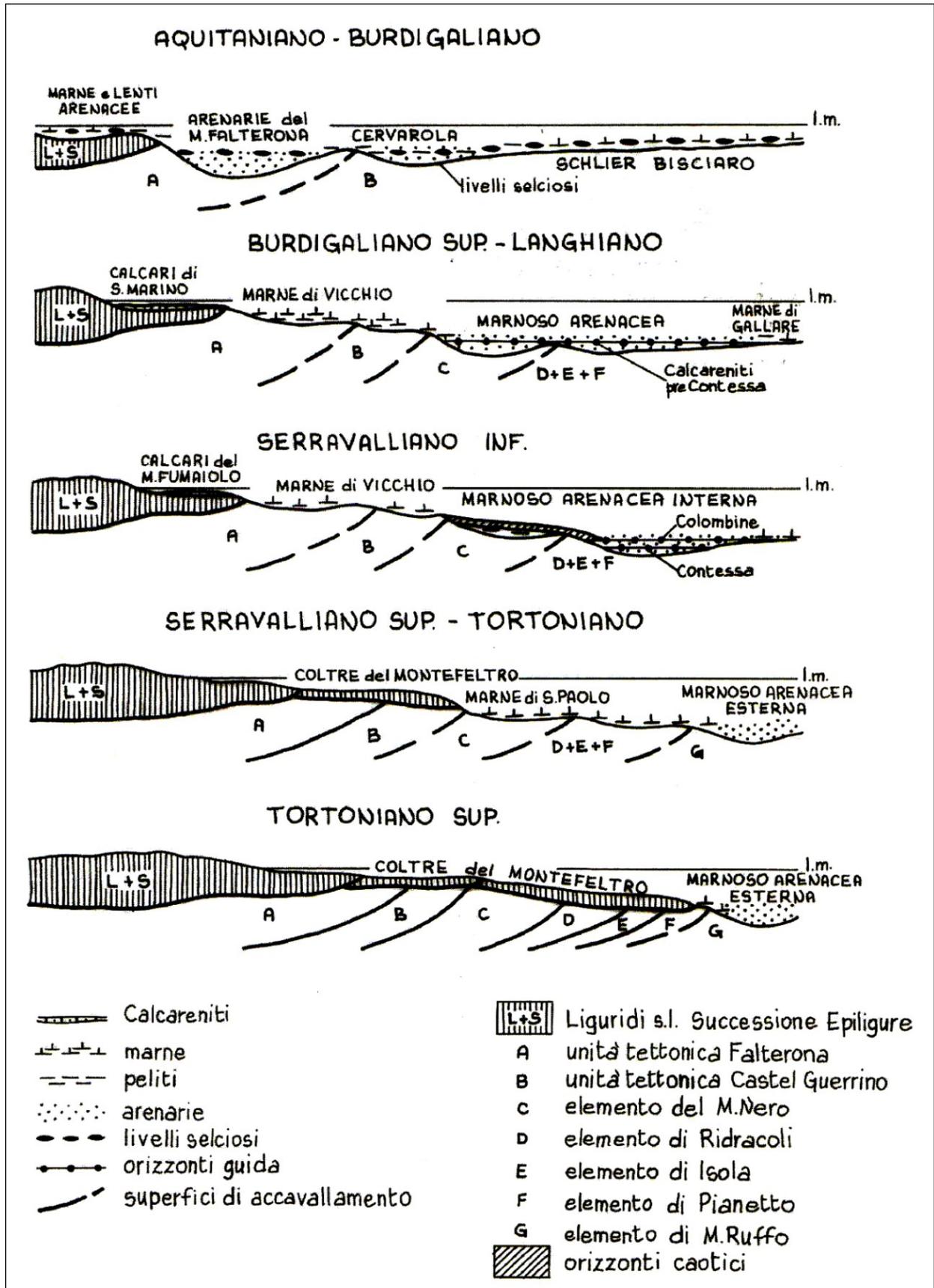
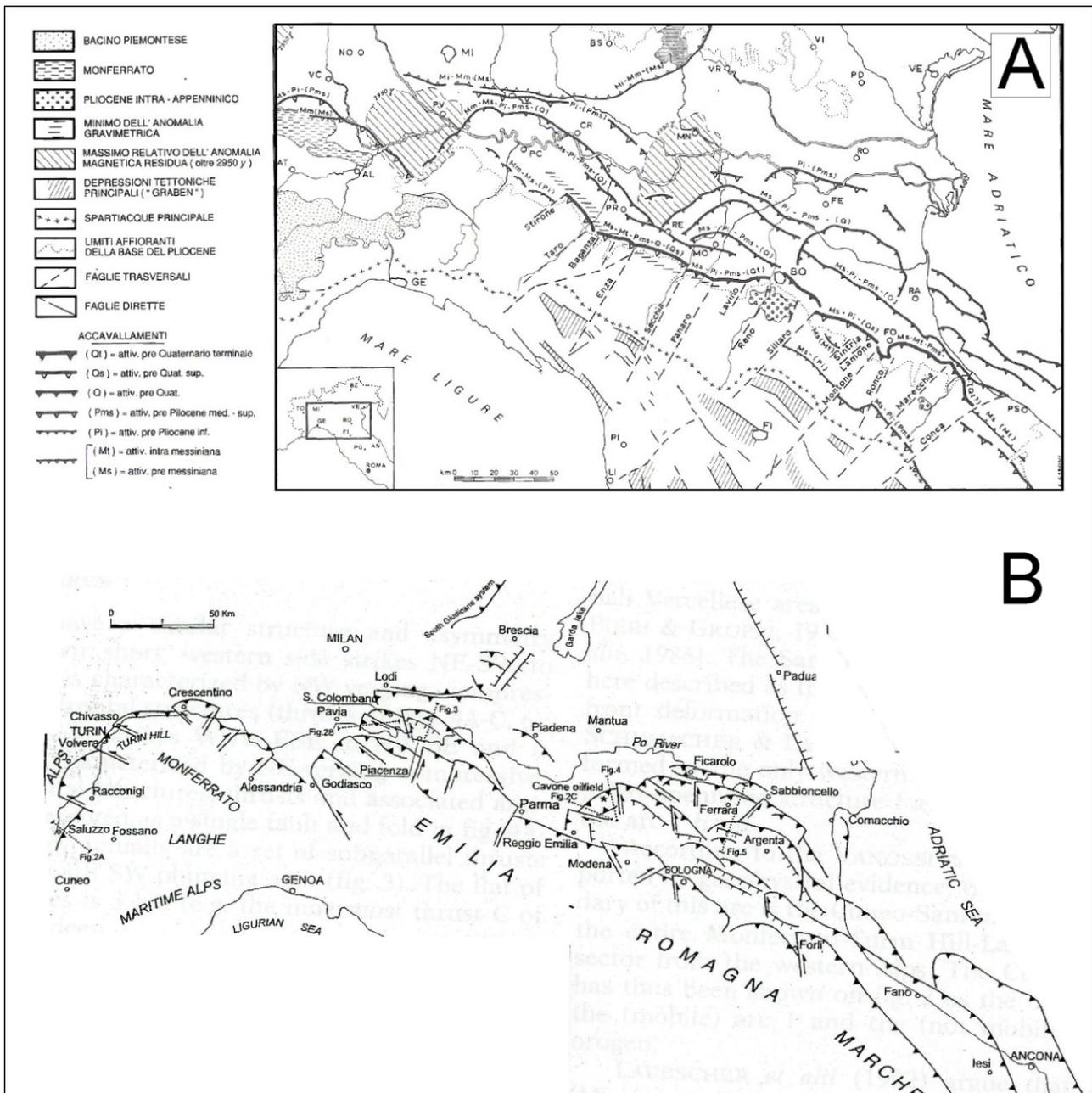


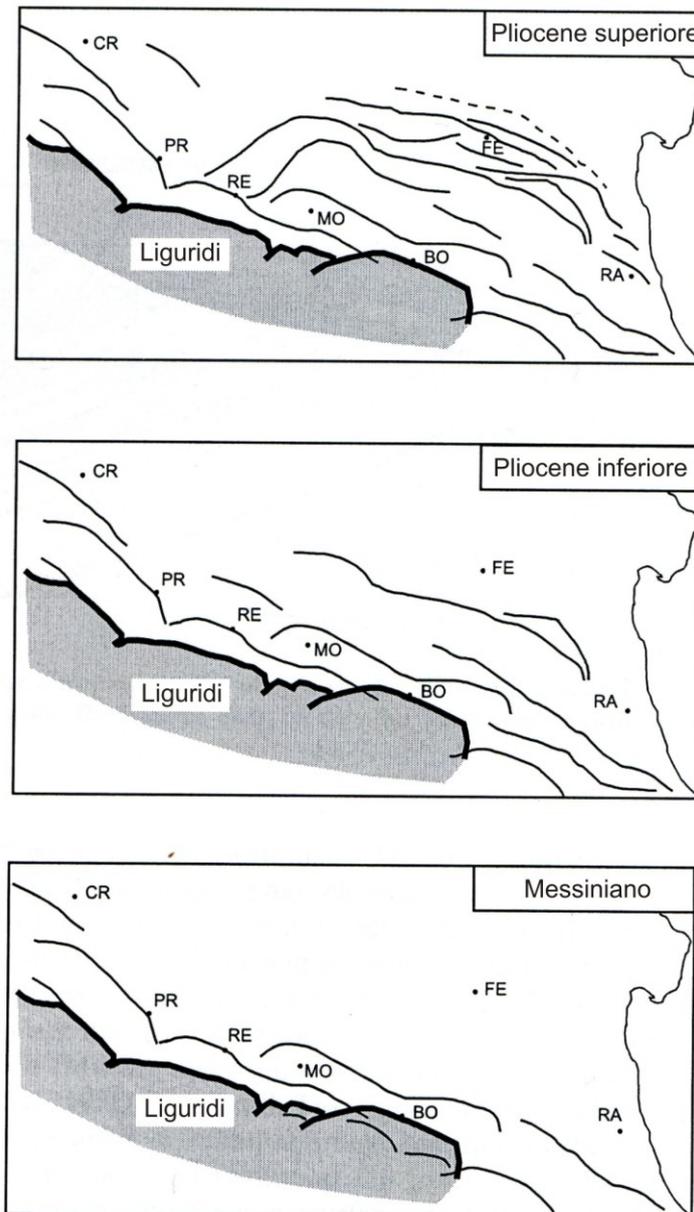
Fig. 1.3.3. Schema dell'evoluzione paleogeografica e strutturale dell'Appennino romagnolo nel Miocene, attraverso un profilo orientato da SO a NE (modificato da Martelli et alii, 2002).

L'assetto strutturale della parte sepolta dell'Appennino è abbastanza conosciuto, tuttavia si riscontrano significative differenze nell'interpretazione dei dati di sottosuolo. Alcuni lavori (e.g. Castellarin et alii, 1985; Vai, 1987; Costa, 2003) suggeriscono che gran parte dei sovrascorrimenti che formano gli archi sepolti erano ben strutturati sin dalla fine del Miocene (Fig. 1.3.4). Secondo tale ipotesi, l'evoluzione pliocenico-quadernaria delle Pieghe emiliane, ferraresi e romagnole sarebbe avvenuta mediante la riattivazione "fuori-sequenza" di lineamenti interni, tra cui il fronte pede-appenninico che divide la catena affiorante dalla Pianura padana. Altre interpretazioni (e.g., Argnani et alii, 2003; Ghielmi et alii, 2010), pur confermando la riattivazione di strutture interne, mettono in evidenza il progressivo coinvolgimento dei settori esterni del sistema catena-avanfossa-avampaese adriatico. In tal caso, la strutturazione definitiva dell'arco strutturale più esterno (Pieghe ferraresi) è acquisita solo tra la fine del Pliocene e l'inizio del Pleistocene (Fig. 1.3.5).



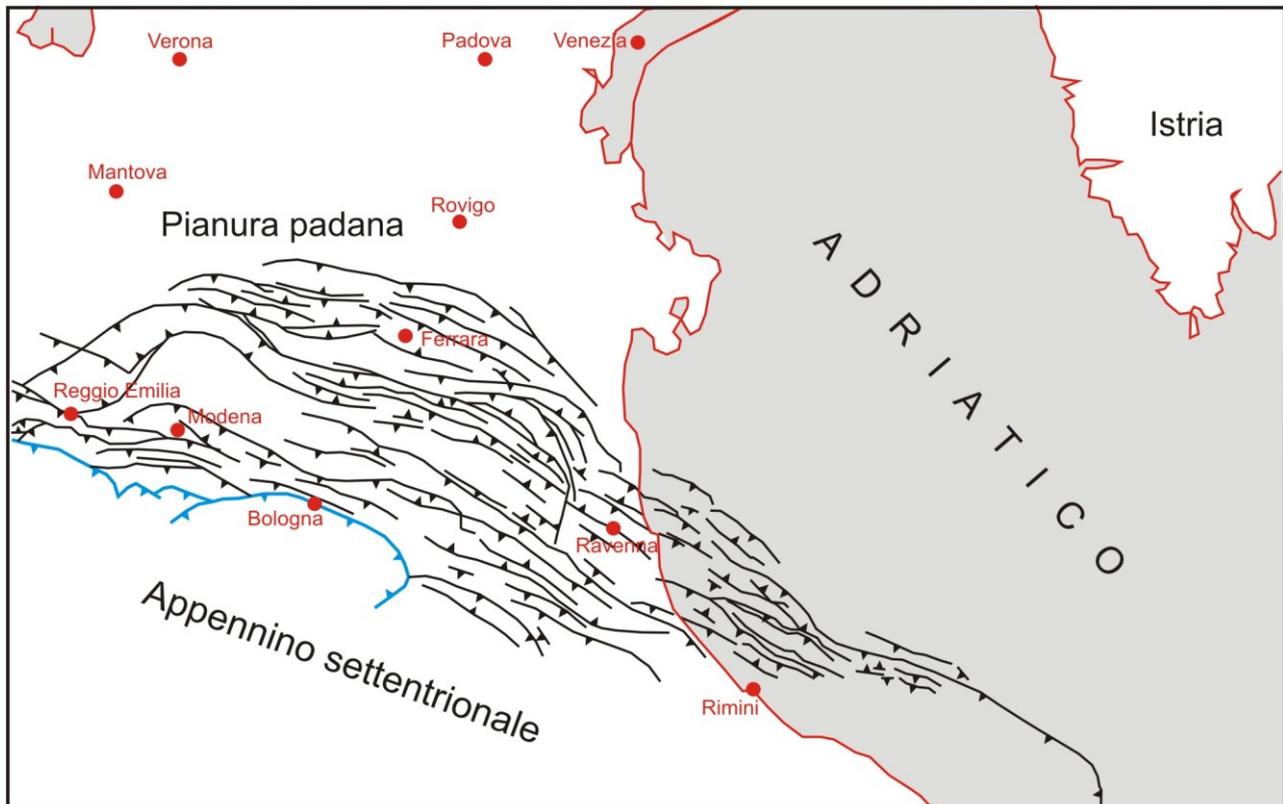
**Fig. 1.3.4.** Quadro delle principali strutture tettoniche riconosciute nella parte sepolta dell'Appennino settentrionale attraverso i dati di sottosuolo (perforazioni profonde e linee sismiche). A) Assetto strutturale ed età dei principali lineamenti secondo Castellarin et alii (1985). B) Schema dei lineamenti attivi prima del Pliocene secondo Costa (2003).

A proposito di strutture recenti o attive (anche per quanto riguarda la sismogenesi), una certa attenzione è stata dedicata al fronte di accavallamento delle Liguridi sull'avanfossa padana, collocato al bordo tra catena e pianura (Fig. 1.3.5). Gli studi più recenti (e.g., Argnani et alii, 2003; Toscani et alii, 2006) considerano sostanzialmente inattivo dal Messiniano-Pliocene inferiore il settore del fronte da Piacenza a Parma, anche se deformazioni compressive pleistoceniche sono segnalate nei depositi marini neogenici del margine appenninico piacentino (Morelli e Costa, 1997). D'altra parte, evidenze geologiche e geomorfologiche (strati quaternari inclinati e piegati, anomalie del reticolo idrografico ecc.) suggeriscono la riattivazione recente del fronte delle Liguridi tra Reggio Emilia e Bologna (e.g., Ghiselli e Martelli, 1997; Argnani et alii, 2003; Boccaletti e Martelli, 2004; Bonini, 2007; Boccaletti et alii, 2010).



**Fig. 1.3.5.** Evoluzione dei principali sovrascorrimenti tra il fronte pedeappenninico e le Pieghe ferraresi, dal Messiniano al Pliocene superiore (modificato da Argnani et alii, 2003). Il lineamento tratteggiato nel riquadro in alto è attribuito al Pleistocene inferiore. La linea spessa indica il fronte di accavallamento delle Liguridi sull'avanfossa padana. Le sigle identificano le città principali.

Un quadro dettagliato dei lineamenti tettonici riconosciuti nell'avanfossa padana centro-orientale è riportato in figura 1.3.6. Tale schema riveste una certa importanza rispetto all'oggetto di questa trattazione, ovvero l'analisi sismotettonica e la valutazione della potenzialità sismica dell'Emilia-Romagna. Come verrà discusso più avanti, se si eccettua l'Appennino romagnolo, l'epicentro di gran parte dei forti terremoti storici avvenuti nella regione è collocato nella Pianura padana, in particolare tra Reggio Emilia e Rimini. E' dunque plausibile che tali eventi siano causati dall'attivazione di alcune delle strutture tettoniche riportate nello schema suddetto.

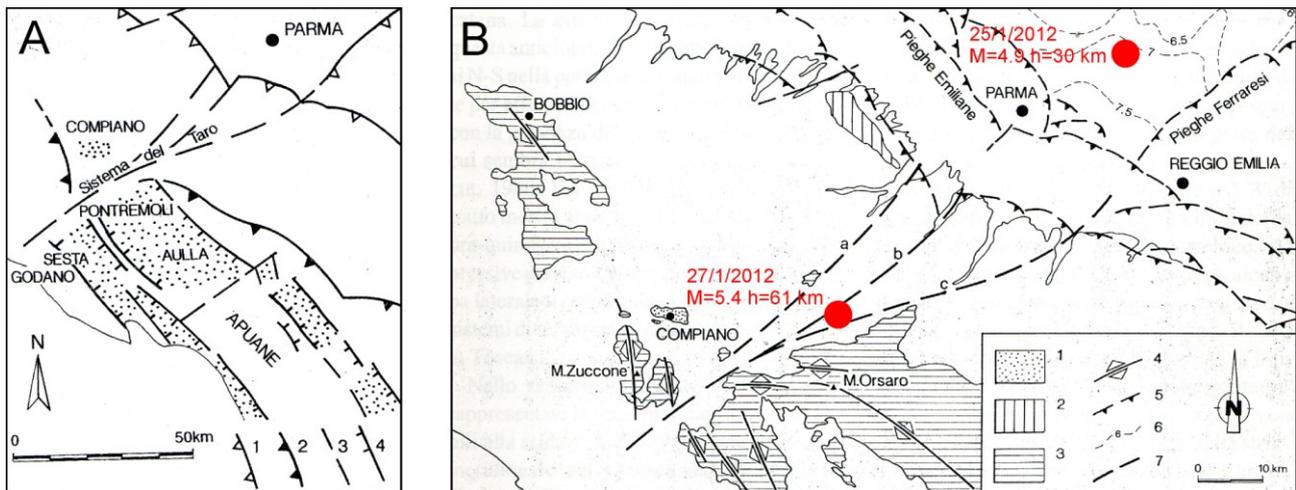


**Fig. 1.3.6.** Sovrascorrimenti sepolti dell'avanfossa padana centro-orientale, riconosciuti in base all'interpretazione dei dati di sottosuolo (modificato da Ghielmi et alii, 2012). I lineamenti indicati, generati tra il Messiniano ed il Pleistocene medio, costituiscono le cosiddette Pieghe ferraresi, romagnole ed adriatiche (Fig. 1.1). In blu è indicato il fronte di accavallamento delle Liguridi sull'avanfossa padana.

Ancora dibattuto è il ruolo dei lineamenti trasversali alla catena o "antiappenninici". Tali lineamenti, disposti circa SO-NE, prendono il nome dai corsi d'acqua su cui sono impostati: Taro, Enza, Secchia, Sillaro, Montone ecc. (Fig. 1.3.4a). Si tratta per lo più di fasci di strutture, non sempre identificabili con facilità sul terreno e probabilmente connesse con fratture profonde della crosta. Da notare che in corrispondenza di queste valli le principali strutture appenniniche, come ad esempio il *thrust* pedeappenninico, subiscono interruzioni e dislocazioni. In superficie le evidenze principali sono costituite da anomalie morfologiche e del reticolo idrografico, e da variazioni laterali della sedimentazione nei bacini attraversati dalle presunte dislocazioni (e.g., Bartolini et alii, 1982; Castellarin et alii, 1985). Il dibattito riguarda l'età di formazione e (ri)attivazione delle strutture, la loro cinematica e l'eventuale prosecuzione sotto la Pianura padana. Per esempio, Sorgi et alii (1998) attribuiscono ai lineamenti trasversali una cinematica trascorrente sinistra, che, favorendo il movimento differenziato di segmenti della catena durante l'orogenesi, avrebbe prodotto la distorsione del fronte esterno dell'Appennino, in origine quasi lineare. Altri autori (Boccaletti e Martelli, 2004; Boccaletti et alii, 2010) suggeriscono invece che le linee

antiappenniniche siano fronti di sovrascorrimento capaci di accomodare il raccorciamento NE-SO indotto da una compressione parallela alla catena (si veda la figura 1.3.8).

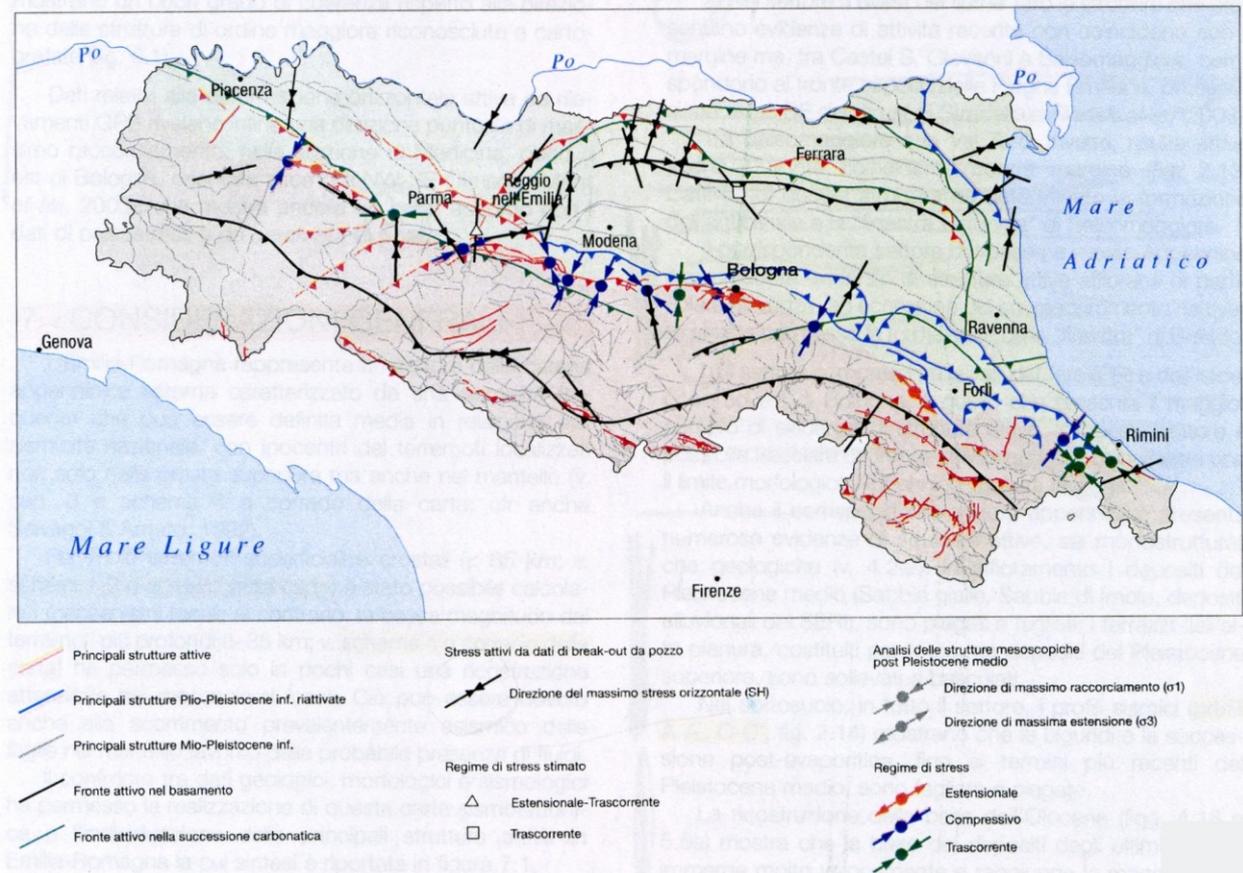
Sebbene il quadro dei lineamenti trasversali sia ancora piuttosto incerto, è opportuno mettere in evidenza uno di tali elementi strutturali che sembra avere un'importanza regionale: il Sistema Enza-Taro (Fig. 1.3.7). Anzitutto, a NO di tale sistema non sono presenti i bacini intramontani, dominati dalla tettonica estensionale/transensiva, che caratterizzano il bordo interno dell'Appennino settentrionale (Figg. 1.3.1 e 1.3.7a). Il bacino di Compiano, infatti, è associato ad un regime compressivo (Bernini et alii, 1994). Inoltre, la presunta prosecuzione del Sistema Enza-Taro nella Pianura padana corrisponde alla transizione tra i due principali archi strutturali appenninici, ovvero le Pieghe emiliane e ferraresi (Fig. 1.3.7b). Infine, la fascia coperta dal suddetto Sistema è caratterizzata da sismicità non trascurabile. L'esempio più recente è la serie di eventi sismici del 25-27 Gennaio 2012; in tal caso le due scosse principali ( $M = 4.9$  e  $5.4$ ) hanno interessato sia la zona di pianura che la montagna parmense (Fig. 1.12b). Il fatto che entrambe le scosse abbiano una sorgente profonda, suggerisce che il Sistema Enza-Taro è la manifestazione superficiale di una frattura della litosfera adriatica sottostante la catena.



**Fig. 1.3.7.** Assetto tettonico del Sistema Enza-Taro e dintorni (modificato da Bernini et alii, 1994). A) Distribuzione dei bacini intermontani appenninici (puntinati) in rapporto al Sistema Enza-Taro. 1) Sovrascorrimenti padani 2) Fronte della Falda Toscana 3) Lineamenti trasversali 4) Faglie normali. B) Schema strutturale: 1) Bacino di Compiano 2) Unità di Salsomaggiore 3) Unità toscane e subliguri 4) Assi di pieghe antiformi 5) Sovrascorrimenti padani 6) Isobate della base del Pliocene (in km) 7) Sistema Enza-Taro: a) Linea del Taro, b) Linea del Baganza, c) Linea Passo della Cisa-Bassa Val d'Enza. I cerchi rossi indicano l'epicentro delle scosse avvenute alla fine del Gennaio 2012 (ulteriori informazioni su [www.ingv.it](http://www.ingv.it)).

Come illustrato in questo e nel paragrafo successivo, dedicato alle sezioni geologiche, la cartografia geologica ed i rilievi geofisici delineano un quadro abbastanza dettagliato dei lineamenti strutturali che hanno controllato l'evoluzione tettonica e stratigrafica dell'Appennino settentrionale e, in particolare, dell'Emilia-Romagna. Tuttavia è ancora dibattuto il ruolo di tali strutture nella deformazione attiva e, in particolare, la connessione con la genesi dei terremoti. Infatti, solo per i pochi terremoti forti avvenuti negli ultimi 20-30 anni sono disponibili dati sismologici attendibili con i quali associare gli eventi sismici con lineamenti strutturali noti o presunti (e.g., Selvaggi et alii, 2001; Lavecchia et alii, 2003, 2012; Piccinini et alii, 2006). D'altra parte, i molteplici studi geologico-strutturali mesoscopici (alla scala dell'affioramento) portati avanti negli ultimi decenni hanno messo in evidenza le strutture che mostrano tracce di attività tettonica dal Pleistocene medio (e.g. Ghiselli e Martelli, 1997; Boccaletti e Martelli, 2004; Boccaletti et alii, 2010). Sebbene ciò non permetta di definirne con sicurezza la potenzialità sismogenetica, gli indicatori neotettonici suggeriscono di porre l'attenzione (e portare avanti ulteriori ricerche) su determinati lineamenti, escludendone altri palesemente inattivi.

La distribuzione dei regimi di sforzo tettonico, dedotti dalle informazioni geologico strutturali (Fig. 1.3.8), indica una prevalenza di stili compressivi, con varia orientazione dell'asse di massima compressione orizzontale in relazione all'andamento delle strutture. Indicazioni analoghe provengono dalle ricostruzioni basate sulla deformazione osservata nei fori delle perforazioni profonde (*borehole break-out*, e.g., Montone e Mariucci, 1999 per le Pieghe ferraresi).

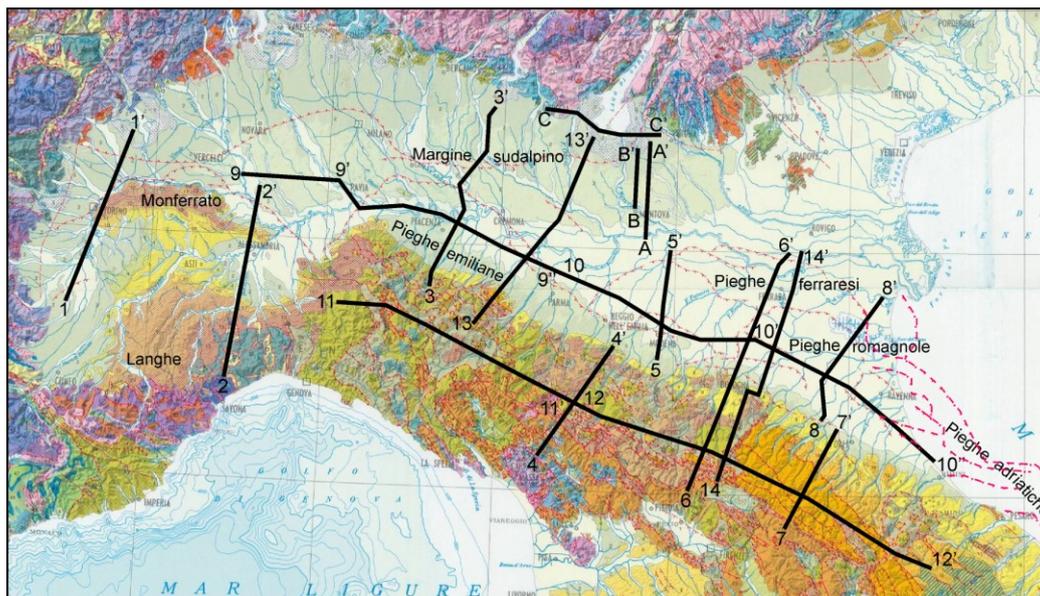


**Fig. 1.3.8.** Principali lineamenti strutturali attivi in Emilia-Romagna e quadro dei regimi di sforzo dedotti da indicatori neotettonici ed analisi di pozzi profondi (*borehole break-out*). Modificata da Boccaletti e Martelli (2004).

#### 1.4 Sezioni sismogeologiche

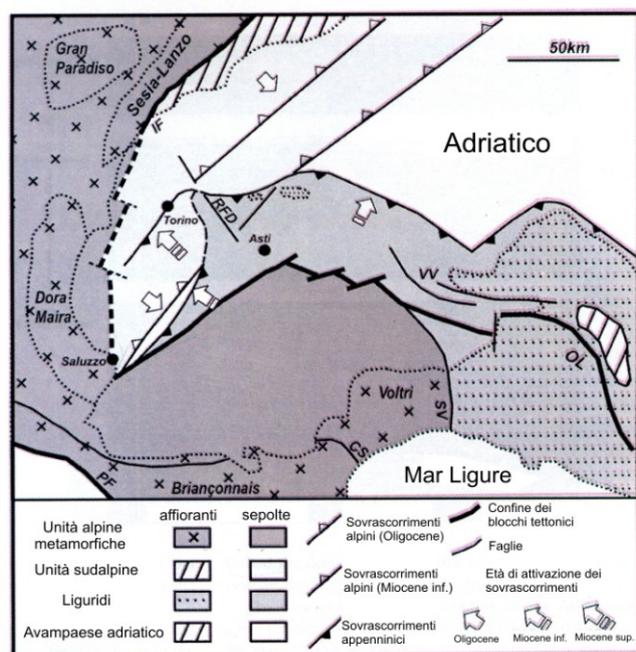
Come ricordato in precedenza, le ricerche di idrocarburi condotte nei decenni precedenti hanno permesso di raccogliere una grande mole di informazioni sul sottosuolo della catena appenninica. Sebbene parte dei dati siano tutelati da segreto industriale e quindi poco accessibili, è da segnalare l'iniziativa congiunta del Ministero dello Sviluppo Economico, della Società Geologica Italiana e dell'Assomineraria, che hanno reso disponibile la documentazione riguardante titoli minerari cessati (linee sismiche, profili finali di pozzo e relazioni tecniche); le informazioni relative si possono liberamente consultare sul sito [www.videpi.com](http://www.videpi.com). C'è comunque da ricordare che in letteratura sono disponibili diversi lavori che, in base ai risultati delle indagini geologiche e geofisiche, propongono interpretazioni dell'Appennino settentrionale attraverso sezioni verticali, che definiremo "sismogeologiche" seguendo la terminologia di Finetti (2005). Nel seguito presentiamo la descrizione di alcune delle sezioni pubblicate in letteratura (Fig. 1.4.1), mettendo in risalto le informazioni che possono contribuire a definire la geometria e le caratteristiche delle possibili sorgenti sismogenetiche, soprattutto per quanto riguarda la parte sepolta della catena appenninica.

Le prime due sezioni descrivono l'assetto strutturale di quella che può essere definita la propaggine occidentale della catena appenninica. Infatti, le Liguridi affiorano in catena solo fino alla zona di Voghera, delimitando il ramo occidentale dell'arco delle Pieghe emiliane (Fig. 1.4.1).



**Fig. 1.4.1.** Traccia delle sezioni sismogeologiche descritte nel testo, riportate sulla Carta geologica dell'Italia edita da Compagnoni e Galluzzo (2004). Le sezioni 1-1' e 2-2' sono tratte da Piana (2000), le sezioni da 3-3' a 12-12' da Boccaletti et alii (2010). Le sezioni 13-13' e 14-14' sono riprese rispettivamente da Wilson et alii (2009) e Picotti e Pazzaglia (2008). I profili sismici A-A', B-B' e C-C' sono tratti da Rogledi (2010).

Tuttavia, tali unità appenniniche, sepolte sotto la copertura del Bacino Terziario Piemontese, formano il substrato di buona parte dell'arco del Monferrato, accavallandosi sia sull'avampaese adriatico che sul dominio sudalpino (Fig. 1.4.2). Pertanto, è lecito affermare che il sistema del Monferrato è tettonicamente connesso con l'Appennino settentrionale. L'interazione tra l'Appennino Settentrionale e le Alpi occidentali, per mezzo del sistema del Monferrato, è discussa da Kraus (2013).

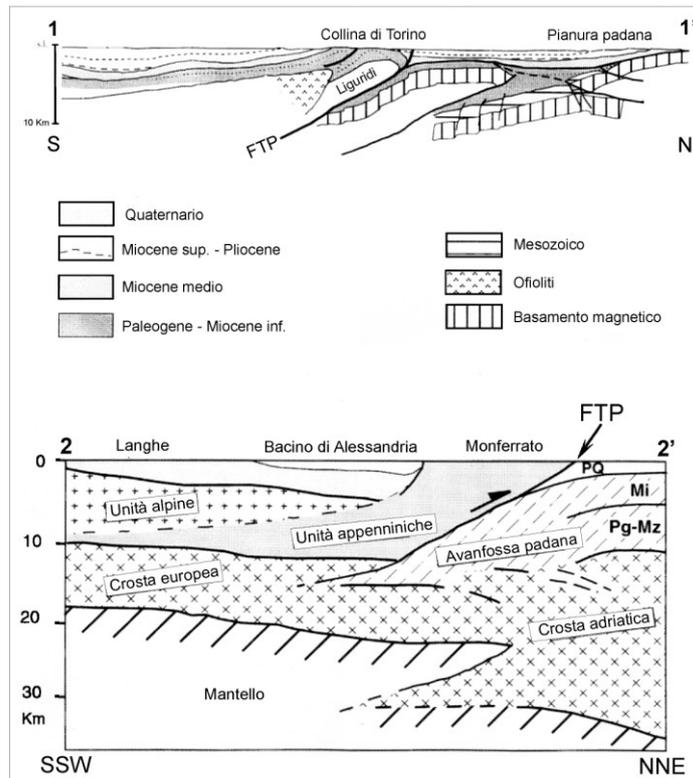


**Fig. 1.4.2.** Assetto strutturale del settore compreso tra le Alpi occidentali, le Alpi liguri e l'Appennino settentrionale (modificato da Mosca et alii, 2010). Lo schema riporta le parti affioranti e sepolte dei vari tipi di substrato (alpino metamorfico, sudalpino, adriatico ed appenninico), mettendo in evidenza la continuità della catena appenninica, attraverso le unità liguri, sino alla zona di Torino. Principali sistemi di faglie: CS=Celle-Sanda, IF=Insubrica, OL=Ottone-Levanto, PF=Sovrascorrimento frontale penninico, RFD=Riofreddo, SV=Sestri-Voltaggio, VV=Villalvernia-Varzi.

La sezione 1-1' in Fig.1.4.3 mette in evidenza un importante lineamento tettonico, il Fronte del sovrascorrimento (*thrust*) pedeappenninico o FTP, che permette la sovrapposizione delle Liguridi ai

complessi sedimentari dell'Avanfossa padana. La Collina di Torino, in particolare, è un alto strutturale impostato dal Messiniano su una grossa piega anticlinale generata dal suddetto sovrascorrimento (e.g., Piana, 2000).

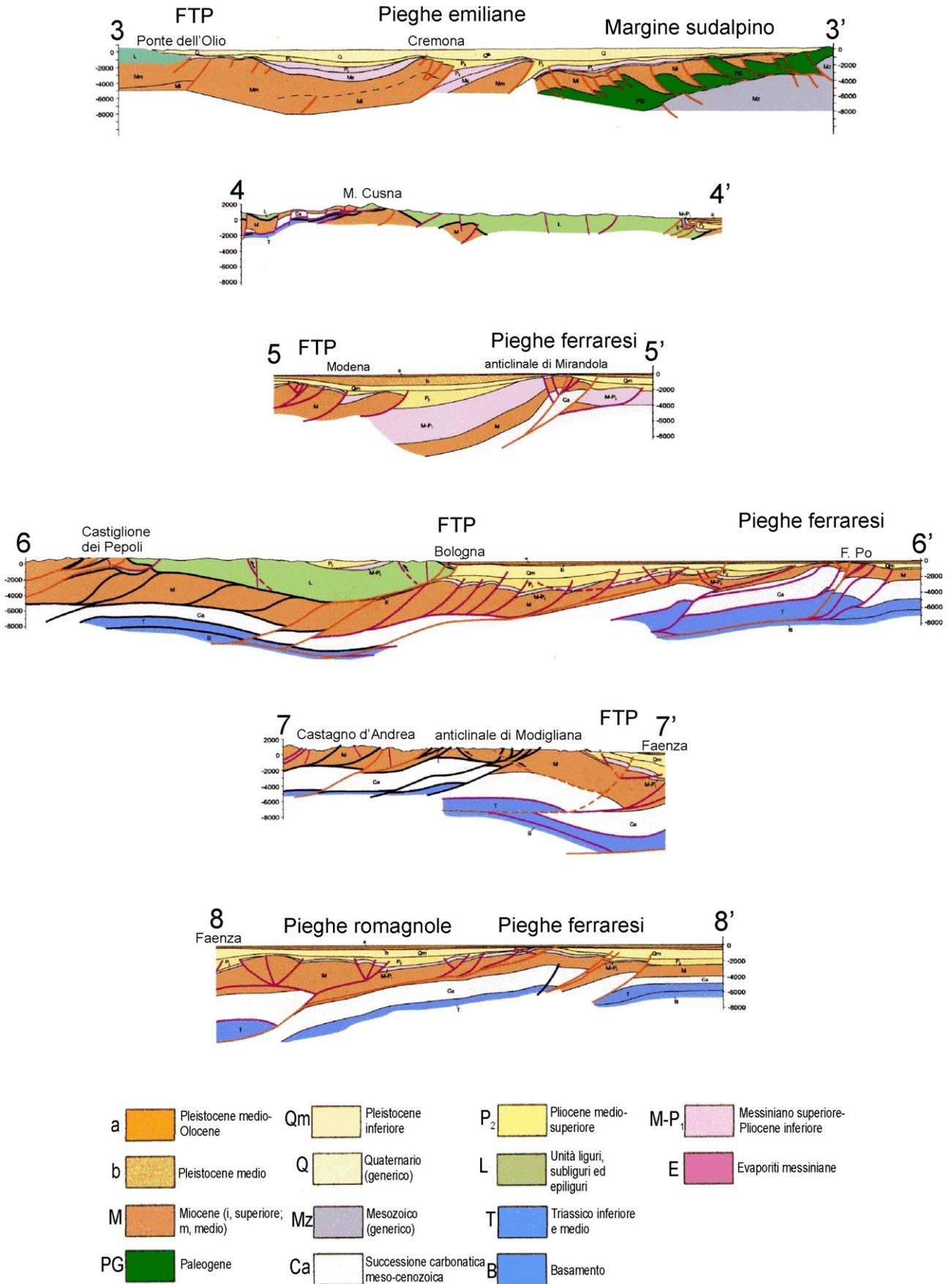
Il Fronte pedeappenninico, che definisce il bordo settentrionale dell'intero arco del Monferrato, si ritrova anche ad est del Monferrato, come indicato dalla sezione 2-2' (Fig. 1.4.3). In questo caso l' FTP definisce l'accavallamento delle unità appenniniche (Liguridi) sui sedimenti padani. C'è anche da notare che le Liguridi costituiscono una scaglia tettonica, sovrascorsa dalle unità alpine tra le Langhe ed il Bacino di Alessandria. A livelli più profondi (20-30 km) si nota il sottoscorrimento del basamento adriatico rispetto alla crosta europea.



**Fig. 1.4.3.** Sezioni sismogeologiche che attraversano l'arco del Monferrato (modificato da Piana, 2000). La traccia delle sezioni (1-1' e 2-2') è riportata in figura 1.4.1. Mi=Miocene, Pg-Mz=Paleogene-Mesozoico, PQ=Pliocene-Quaternario, FTP= Fronte del sovrascorrimento (thrust) pedeappenninico.

Circa l'attività recente del Fronte pedeappenninico, occorre notare che la storia sismica conosciuta mostra una scarsa attività dell'arco del Monferrato (e.g., Rovida et alii, 2011). Tuttavia, alcuni indicatori geomorfologici suggeriscono l'azione di processi tettonici recenti al bordo tra la zona collinare e la pianura (e.g., Dela Pierre et alii, 2003; Vezzoli et alii, 2010; Michetti et al., 2012). Per esempio, il rilievo isolato di Trino nel Vercellese potrebbe corrispondere ad un alto strutturale connesso ad un anticlinale in crescita, come descritto per la Collina di Torino. Quest'ultima zona, peraltro, è soggetta ad un sollevamento significativo (dell'ordine di 1 mm/anno), come suggerisce l'analisi dei terrazzi fluviali quaternari (Boano et alii, 2004; Barbero et alii, 2007). Il cospicuo sollevamento della Collina di Torino e dell'arco del Monferrato (da 1.5 a 3.5 mm/anno) è inoltre messo in evidenza dalle livellazioni geodetiche condotte dall'Istituto Geografico Militare nel periodo 1897-1957 (Arca e Beretta, 1985).

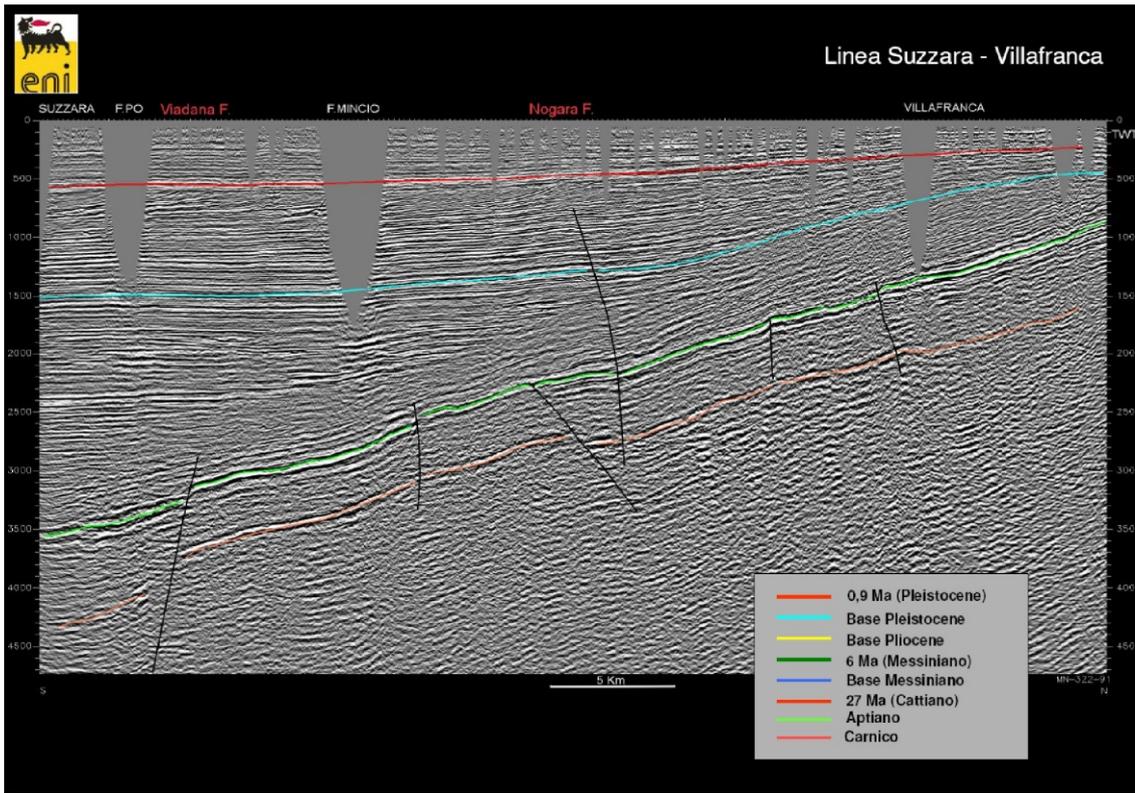
Le sezioni da 3-3' a 8-8' (Fig. 1.4.4a), mettono in evidenza le strutture orientate trasversalmente all'andamento della catena. L'area a nord della sezione 5-5' (Mantovano e Veronese) è coperta dai profili sismici riportati nella figura 1.4.4b.



**Fig. 1.4.4a.** Sezioni sismogeologiche trasversali all'Appennino settentrionale (da Boccaletti et alii, 2010, modificate). La traccia delle sezioni (da 3-3' a 8-8') è riportata in figura 1.4.1. La stessa legenda vale anche per le sezioni longitudinali riportate in figura 1.4.7. FTP = Fronte del sovrascorrimento (thrust) pedeappenninico.

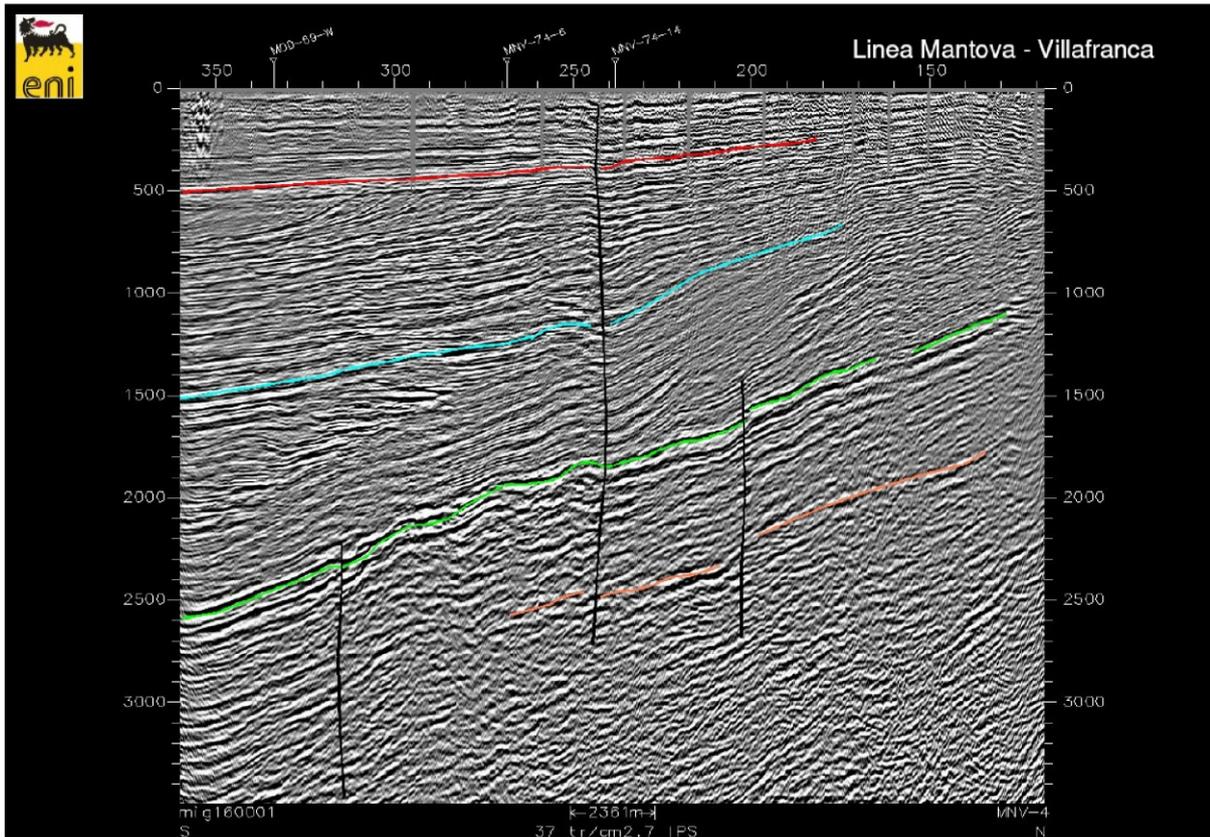
A

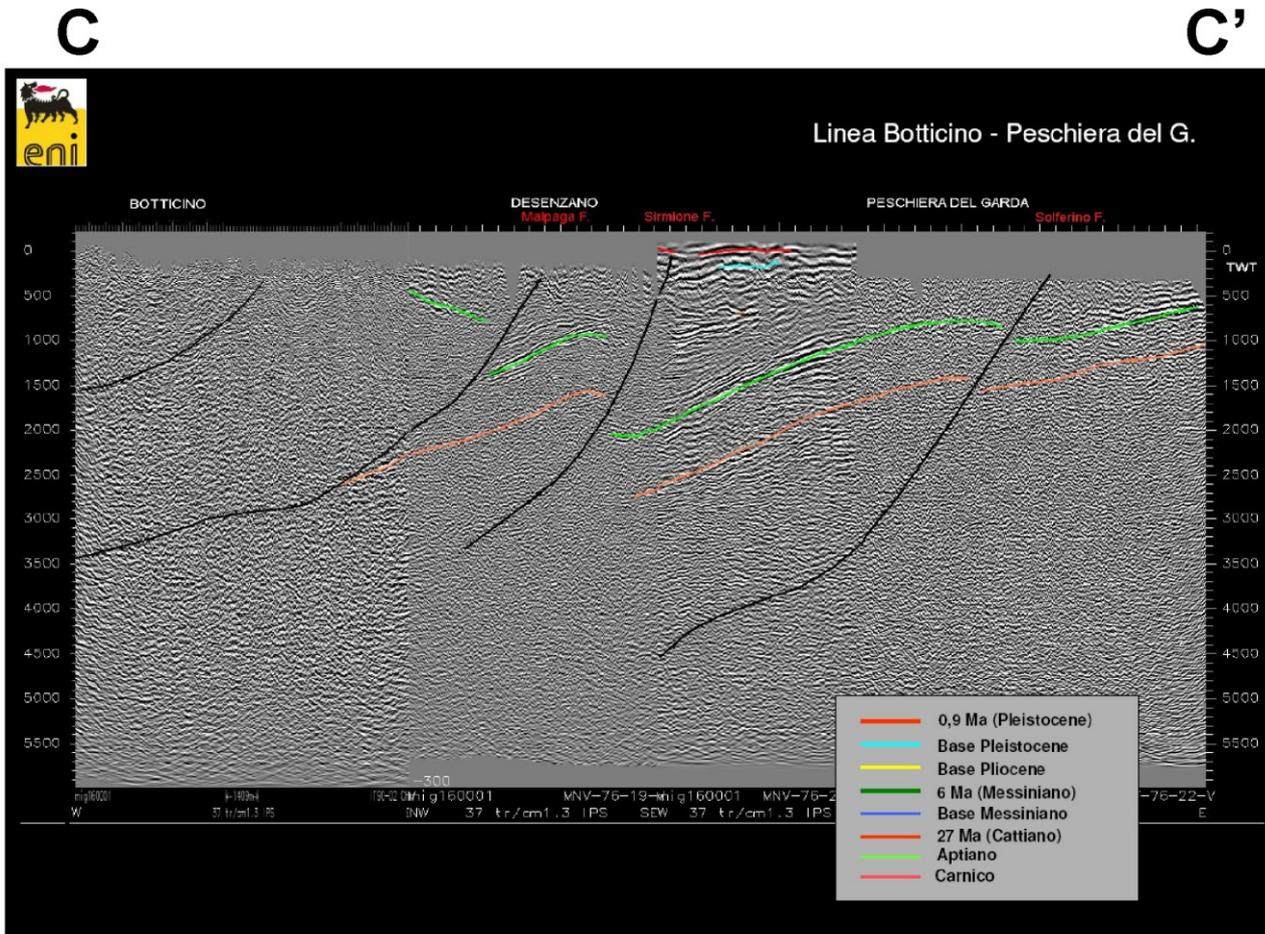
A'



B

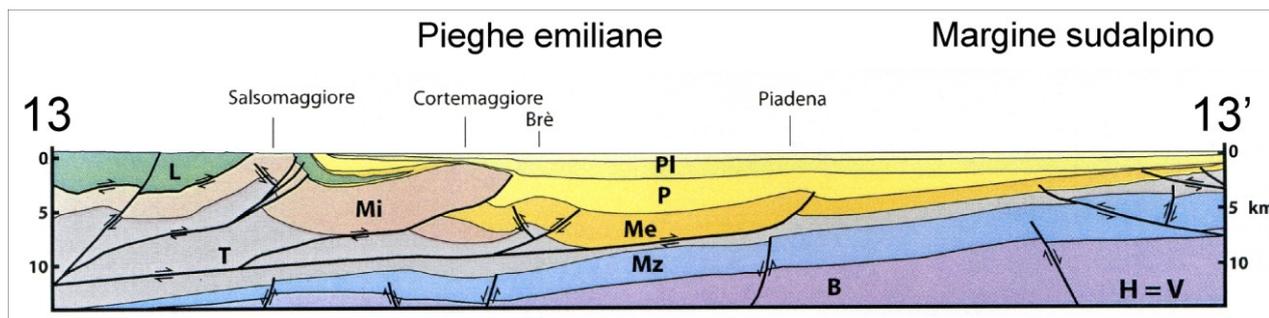
B'





**Fig. 1.4.4b.** Profili sismici situati a nord delle Pieghe ferraresi, attraverso il Mantovano ed il Veronese: Suzzara-Villafranca (in alto), Mantova-Villafranca (al centro) e Botticino-Peschiera del Garda (in basso). Le tracce dei profili (rispettivamente A-A', B-B' e C-C') sono riportate in figura 1.4.1. Modificati da Rogledi (2010).

La sezione 3-3', collocata all'estremità nordoccidentale dell'Appennino emiliano, interessa solo marginalmente la catena affiorante, mentre attraversa il cuore delle Pieghe emiliane sepolte. Presso l'estremo sudoccidentale della sezione si nota che la copertura liguride, assai spessa in catena, si assottiglia sino a scomparire presso la transizione morfologica tra collina e pianura, che dal punto di vista strutturale corrisponde al Fronte del *thrust* pedeappenninico (PTF secondo Boccaletti et alii, 2010). Le sottostanti torbiditi mioceniche (M nella sezione) vanno quindi a costituire l'ossatura delle Pieghe emiliane, caratterizzate da sovrascorrimenti e pieghe, tra le quali sono collocate le successioni padane, più o meno deformate, deposte dal Miocene superiore all'Olocene. A NO di Cremona si nota infine la zona di sutura tra il sistema appenninico ed il sistema sudalpino, qui rappresentato da una serie di sovrascorrimenti sepolti in gradinata, che si approfondiscono verso SO delineando una strutturazione a monoclinale del margine sudalpino. Poco a sud-ovest della sezione suddetta è collocata la traccia della sezione 13-13' (Fig. 1.4.5), che mette in evidenza importanti lineamenti strutturali. Il più meridionale, collocato presso il bordo della catena, è la piega anticlinale di Salsomaggiore, connessa ad un sovrascorrimento profondo. Il piegamento ha generato una finestra tettonica, con la completa erosione delle Liguridi e l'affioramento delle torbiditi mioceniche. Poco più a nord si trova l'alto strutturale di Cortemaggiore, dove il sollevamento delle torbiditi per sovrascorrimento ha determinato il ridotto spessore della copertura plio-quadernaria. Infine si può notare il sovrascorrimento di Piadena (Cremona) che, a differenza dei precedenti, interessa le unità messiniane, qui coperte da un forte spessore (oltre 5 km) di sedimenti dell'avanfossa padana. Tale discontinuità, peraltro, sembra essere il livello di scollamento a cui si raccordano i sovrascorrimenti più superficiali.



**Fig. 1.4.5.** Sezione sismogeologica trasversale all'Appennino settentrionale (modificata da Wilson et alii, 2009). La traccia della sezione è riportata in figura 1.4.1. B=basamento pre-Mesozoico, L=Liguridi, Mi=Miocene medio-superiore (Langhiano-Tortoniano), Me=Messiniano, Mz=Mesozoico, T=Terziario (generico), P=Pliocene, PI=Pleistocene-Olocene.

Le sezioni 4-4' e 5-5', poste a SE della precedente, definiscono la struttura della porzione centrale dell'Appennino emiliano. Nella sezione 4-4', che attraversa la catena, si osserva una netta differenza tra il versante toscano, a SO dello spartiacque principale qui identificato dal Monte Cusna, e quello emiliano. Quest'ultimo è infatti caratterizzato dalla copertura delle Unità liguri, subliguri ed epiliguri, che spesso supera i 2 km di spessore. Nel versante toscano, invece, tale copertura è sporadica, pellicolare o assente, mentre affiorano spesso le sottostanti unità torbiditiche (mioceniche) o pelagiche (meso-cenozoiche). E' opportuno ricordare che, a differenza del versante emiliano, quello toscano è contrassegnato da cospicue fosse tettoniche generate in regime estensionale/transtensionale, come la fossa della Garfagnana attraversata dalla traccia della sezione.

La sezione 5-5', anche se leggermente sfalsata verso ovest, può essere considerata come la prosecuzione della precedente. Come già osservato per la sezione 3-3', si nota che la coltre liguride si interrompe presso o poco oltre il bordo tra collina e pianura, per cui le strutture sepolte, qui rappresentate dalle Pieghe emiliane e ferraresi, sono impostate sulle unità torbiditiche mioceniche e le sottostanti successioni pelagiche. Presso Modena si notano diversi sovrascorrimenti, posti tra 2 e 6 km di profondità, che interessano le torbiditi mioceniche ed il Pliocene, mentre non sembrano propagarsi ai depositi quaternari, piuttosto spessi in questa zona. Tra Modena e le Pieghe ferraresi si trova una cospicua depressione, il Bacino di Carpi-Cento (e.g., Serva, 1990), dove lo spessore dei depositi post-messiniani raggiunge 8 km. In questo settore le torbiditi mioceniche sono strutturate in sinforme asimmetrica mentre faglie inverse e sovrascorrimenti sono meno evidenti. Ben diversa è invece la situazione delle Pieghe ferraresi, dove la tettonica compressiva ha determinato una serie di alti strutturali, associati a pieghe antiformi controllate da sottostanti sovrascorrimenti, tra cui l'anticlinale di Mirandola attraversata dalla sezione (si veda anche Carminati et alii, 2010). L'attività recente di tali strutture, già ipotizzata sulla base dell'analisi della sismicità storica (e.g., Mucchi, 1993) e di indagini geomorfologiche (e.g., Burrato et alii, 2003), è stata messa in evidenza dalla recente crisi sismica del Maggio-Giugno 2012, con 7 scosse di magnitudo maggiore di 5 ed ingenti danneggiamenti. L'analisi preliminare dei dati sismologici, geodetici ed interferometrici disponibili (Salvi et alii, 2012) suggerisce che la scossa del 20/5/2012 (M=5.9 con ipocentro a circa 6 km) è associata ad una faglia inversa del sistema ferrarese più esterno, mentre l'evento del 29/5/2012 (M=5.8 con ipocentro a circa 10 km) potrebbe essere connesso con l'anticlinale di Mirandola (sezione 5-5').

Si può notare che per i terremoti suddetti non sono state riscontrate evidenti tracce in superficie delle fratture sismiche. Ciò concorda con l'analisi di Lettis et alii (1997), per cui le faglie inverse sepolte (*blind thrust*), capaci di generare terremoti distruttivi, ma con magnitudo inferiore a 6, spesso non raggiungono la superficie terrestre. Si tratta di fratture sismogeniche particolarmente insidiose, difficilmente riconoscibili sia con il rilevamento geologico-strutturale, sia con le analisi

geomorfologiche, poiché in zone di pianura producono solo deboli anomalie della topografia o del reticolo idrografico (e.g., Anzidei et alii, 2012; Michetti et alii, 2012 e riferimenti).

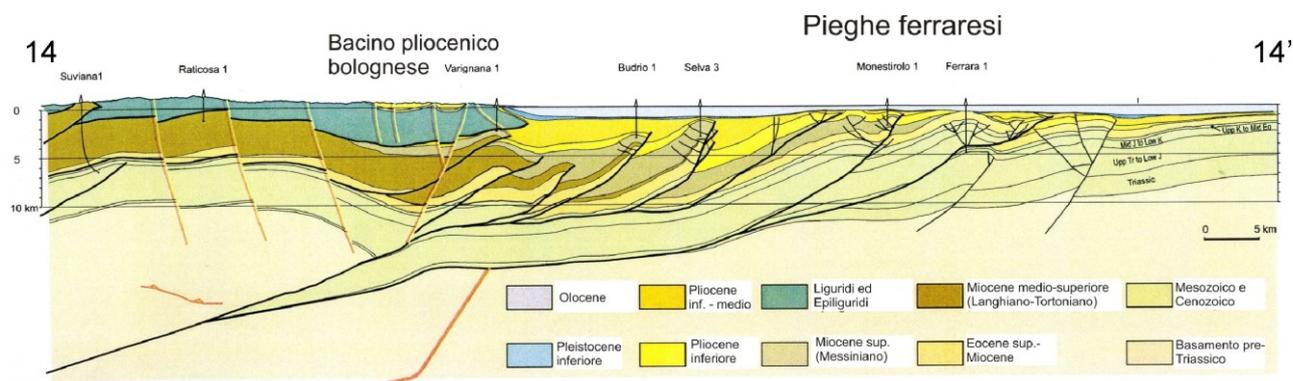
I profili sismici Suzzara-Villafranca, Mantova-Villafranca e Botticino-Peschiera del Garda (Fig. 1.4.4b) costituiscono il proseguimento verso nord della sezione 5-5' e permettono di completare un transetto tra il crinale tosco-emiliano (vedi sezione 4-4') e il margine sud-alpino. In queste sezioni, tratte da una presentazione di Rogledi (2010), sono evidenziate le strutture tettoniche e l'assetto geometrico del settore padano compreso tra il fronte occidentale delle Pieghe ferraresi e il margine sud-alpino in corrispondenza del Lago di Garda. La descrizione di queste sezioni è utile per comprendere l'origine della sismicità della Pianura Padana a nord del Po, causa di terremoti anche importanti che hanno interessato gran parte della pianura (es. terremoti del 1117 e 1222) o causa di sismicità minore ma non trascurabile a scala locale (es. il recente terremoto del 17/11/2011). Queste sezioni, oltre a documentare l'assetto tettonico e la geometria delle strutture del margine sud-alpino, sono di particolare importanza poiché per la prima volta sono documentate faglie con evidenze di attività molto recente nel settore compreso tra l'Oltrepò mantovano e il Lago di Garda. Infatti, nonostante la risoluzione delle linee sismiche non sia sempre ottimale per caratterizzare le deformazioni recenti, dai profili sismici rappresentati in figura 1.4.4b emerge chiaramente la presenza di strutture subverticali che dislocano la piattaforma lombardo-veneta e, in alcuni casi, anche la sua copertura plio-quadernaria, fino ad interessare unità del Pleistocene medio.

La sezione 6-6', posta poco più a sud-est delle due precedenti, presenta un'altra immagine dell'Appennino emiliano dal versante toscano, poco più a nord del bacino di Pistoia-Firenze, alla Dorsale ferrarese. Tra gli elementi salienti della sezione c'è da notare l'anticlinale di Castiglione dei Pepoli, una struttura in catena considerata attiva da Boccaletti et alii (2010). In questa zona, posta presso lo spartiacque Tirreno-Adriatico, le Liguridi sono scarse o assenti a causa dell'esumazione delle sottostanti torbiditi. Più a nord-est, sotto il bacino pliocenico del Bolognese, la coltre liguride riassume uno spessore consistente, superando i 4 km di spessore. La coltre liguride, comunque, scompare bruscamente poco oltre Bologna, mentre le sottostanti torbiditi mioceniche proseguono, pur assottigliandosi, sino alle Pieghe ferraresi. In quest'ultimo settore il substrato costituito da depositi pelagici e di piattaforma carbonatica meso-cenozoici, risulta tettonicamente sollevato sin quasi alla superficie. Ovviamente ciò determina anche il sollevamento relativo dei livelli triassici e del sottostante basamento crostale, posto a meno di 10 km dalla superficie. Per converso, tra Bologna e la Dorsale Ferrarese si osserva il massimo spessore dei depositi plio-quadernari dell'avanfossa padana. Dal punto di vista strutturale, la sezione in oggetto mostra che i principali sovrascorrimenti e faglie inverse interessano le torbiditi mioceniche, propagandosi sovente anche alle sottostanti unità pelagiche, al Triassico e, in alcuni casi, al basamento crostale. Meno evidente è il coinvolgimento nella fagliazione dei depositi di avanfossa, in particolare dei livelli quadernari. Ciò, tra l'altro, rende difficile l'identificazione di faglie attive in Pianura padana con le usuali tecniche del rilevamento geologico-strutturale. Anche la copertura liguride presenta poche discontinuità tettoniche di interesse sismogenetico.

A fianco della sezione in oggetto è riportata la traccia della sezione 14-14' (Fig. 1.4.6), che descrive l'interpretazione di Picotti e Pazzaglia (2008). Rispetto alla sezione 6-6', si possono notare alcune differenze riguardanti la geometria dei sovrascorrimenti e delle pieghe, nonché la presenza, nella catena a sud di Bologna, di faglie normali che dislocano la copertura sedimentaria ed oltre. L'elemento strutturale più rilevante è comunque il grande sovrascorrimento profondo che, collocato ad oltre 20 km sotto la catena, a nord di Bologna si diffonde in un fascio di fratture che si propagano sino alla zona ferrarese.

Con la sezione 7-7' l'analisi si sposta dall'Appennino emiliano a quello romagnolo. Quest'ultimo settore è infatti confinato tra le valli del Sillaro (a nord-ovest) e della Val Marecchia (a sud-est), come indicato in figura 1.3.2. La sezione in oggetto mette in evidenza la natura di finestra tettonica dell'Appennino romagnolo, ove la copertura liguride è assente mentre affiorano le sottostanti torbiditi mioceniche, qui rappresentate dalla formazione Marnosa Arenacea, intensamente deformata e strutturata in scaglie tettoniche da numerosi sovrascorrimenti orientati a

NO-SE. Localmente sono presenti strutture plicative, come l'anticlinale di Modigliana, che determinano alti strutturali ed il sollevamento del substrato e del basamento crostale.



**Fig. 1.4.6.** Sezione sismogeologica trasversale all'Appennino settentrionale (da Picotti et alii, 2009, modificata). La traccia della sezione è riportata in **figura 1.4.1**. Sopra la sezione è riportato il nome delle perforazioni profonde usate per la taratura delle linee sismiche.

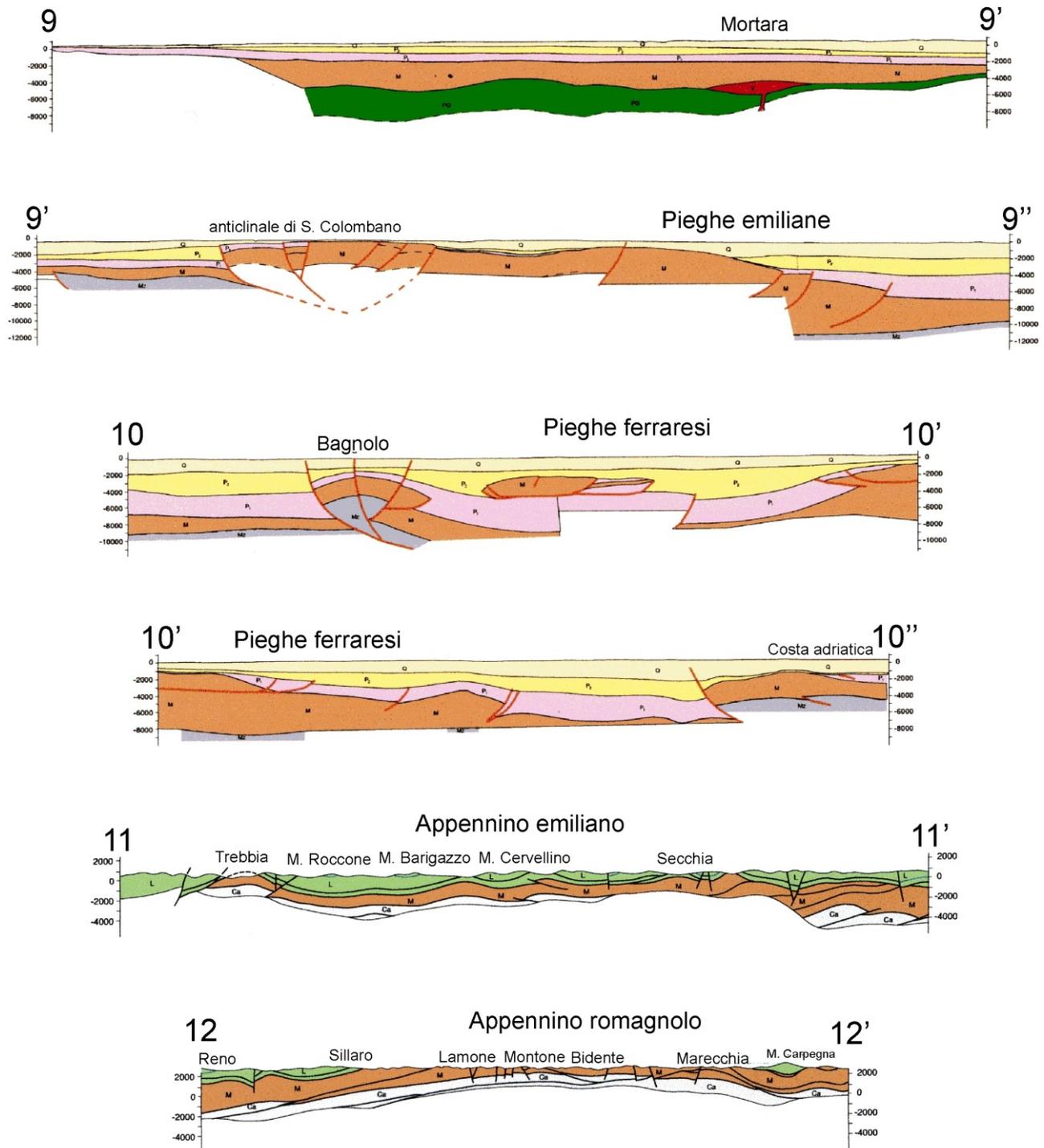
La sezione 8-8', che può essere considerata come la prosecuzione in pianura della precedente, attraversa la struttura delle Pieghe romagnole e ferraresi. Come già notato per le sezioni precedenti, i depositi dell'avanfossa padana poco deformati coprono un substrato (unità torbiditiche, pelagiche e di piattaforma, unità triassiche e basamento) intensamente piegato e fratturato. Nelle Pieghe romagnole si notano faglie inverse che delimitano blocchi sollevati come nelle strutture a pop-up, che potrebbero identificare fratture transpressive più profonde. Nelle Pieghe ferraresi lo spessore delle torbiditi mioceniche si riduce, mentre il substrato ed il basamento risultano sollevati. Da notare che la sedimentazione plio-quadernaria dell'avanfossa padana, presenta il massimo spessore sia a sud che a nord della Dorsale ferrarese, in accordo con il modello strutturale di avanfossa orogenica di De Celles e Giles (1996).

Le sezioni da 9-9' a 12-12' (Fig. 1.4.7) sono orientate in senso longitudinale all'andamento della catena, per cui possono aiutare ad identificare strutture tettoniche, sia compressive che trascorrenti, dirette in senso NE-SO.

Le sezioni 9-9' e 9'-9'' attraversano il settore padano dall'arco del Monferrato alle Pieghe emiliane. Il tratto 9-9', più occidentale, è compreso tra i due archi strutturali e mostra una deformazione molto blanda dei sedimenti padani e del substrato miocenico e paleogenico sottostante. L'unico elemento degno di nota è il cospicuo corpo magmatico di Mortara (Pavia), di età stimata attorno a 30 milioni di anni (Mattioli et alii, 2002), messo in posto presso il passaggio Paleogene-Miocene a circa 5-6 km di profondità. Il tratto 9'-9'' attraversa invece le Pieghe emiliane, mettendo in evidenza importanti dislocazioni compressive, per lo più concentrate nelle unità torbiditiche mioceniche e nel sottostante substrato mesozoico. I depositi padani plio-quadernari risultano invece poco deformati. L'alto strutturale di San Colombano al Lambro (Milano), ove il Miocene quasi raggiunge la superficie, corrisponde ad una piega antiforale delimitata da faglie inverse ad opposta vergenza. Sebbene l'asse della piega sia circa E-W, la disposizione delle fratture suggerisce una componente di raccorciamento NO-SE, parallela all'andamento della catena sepolta. Proseguendo lungo la traccia della sezione verso sud-est, si notano altre evidenze di raccorciamento e l'approfondimento del substrato miocenico, che determina un considerevole ispessimento della copertura plio-quadernaria.

L'analisi della parte sepolta dell'Appennino settentrionale prosegue con le sezioni 10-10' e 10'-10''. Il tratto 10-10' mostra il passaggio dalle Pieghe emiliane a quelle ferraresi, e da queste alle Pieghe romagnole. L'elemento strutturale più rilevante è l'alto strutturale di Bagnolo, appartenente al ramo orientato NE-SO dell'arco delle Pieghe ferraresi. L'andamento dei sovrascorrimenti e degli

assi di pieghe in questo settore sono compatibili con il raccorciamento NO-SE. Nel caso della struttura di Bagnolo, inoltre, la dislocazione interessa anche il substrato Mesozoico e può essere tracciata sino ad oltre 10 km di profondità. Nel tratto 10'-10'' si passa dalle pieghe romagnole a quelle adriatiche. Come già notato in altri settori, i sovrascorrimenti principali interessano il substrato pre-pleiocenico o, al più, il Pliocene inferiore, mentre la restante parte della copertura padana sembra essere poco deformata. In prossimità della costa adriatica si nota una faglia inversa con rilevante rigetto verticale, che solleva il substrato pre-pleiocenico determinando al contempo uno spessore molto ridotto dei depositi pliocenici.



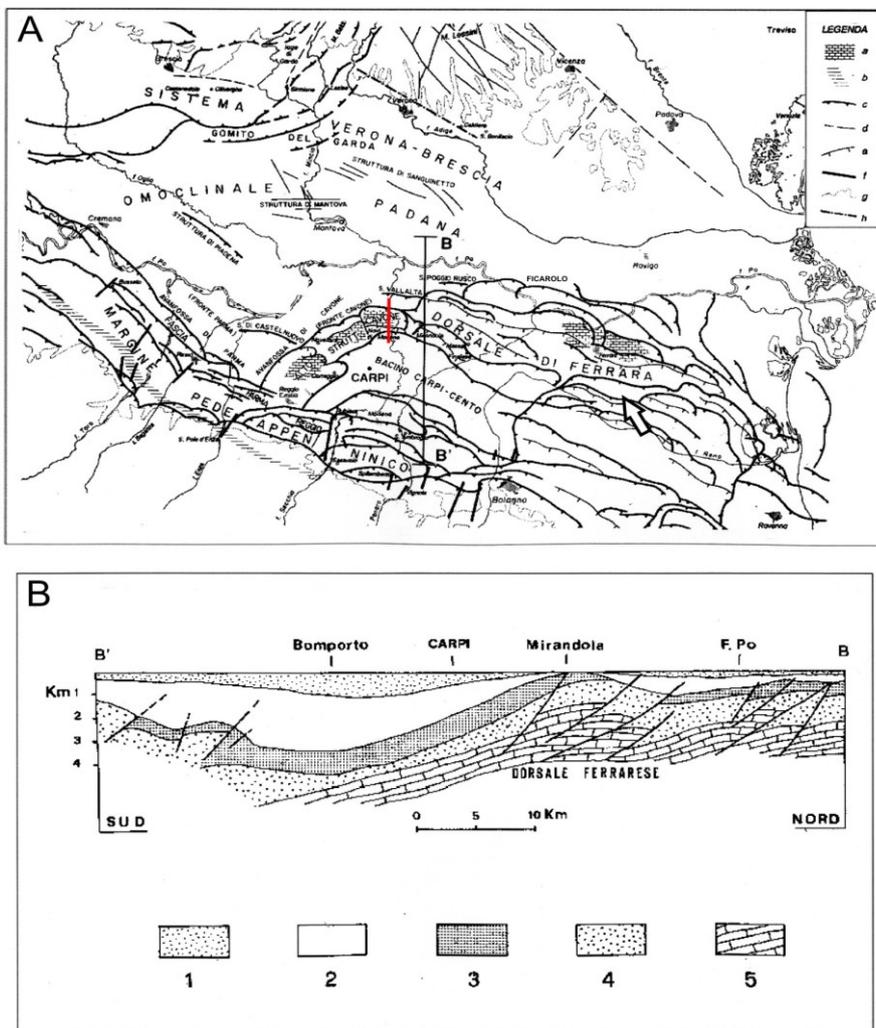
**Fig. 1.4.7.** Sezioni sismogeologiche disposte in senso longitudinale rispetto all'Appennino settentrionale (modificate da Boccaletti et alii, 2010). La traccia della sezioni (da 9-9'' a 12-12') è riportata in figura 1.4.1. Per la legenda si veda la figura 1.4.4.

Le sezioni 11-11' e 12-12', subparallele alle precedenti, permettono di chiarire l'assetto strutturale della parte affiorante dell'Appennino settentrionale. La sezione 11-11' attraversa in senso longitudinale l'Appennino emiliano, caratterizzato dalla copertura quasi uniforme da parte delle Liguridi e unità affini, sovrastanti le torbiditi mioceniche (qui rappresentate dalla formazione Marnoso Arenacea). L'assetto strutturale è caratterizzato da una successione di blande antiformi e sinformi, con alcune faglie inverse situate nel substrato carbonatico meso-cenozoico. La sezione 12-12', contigua alla precedente, illustra la struttura ad antiforme dell'Appennino romagnolo. Come discusso in precedenza, tale settore è caratterizzato dall'assenza delle Liguridi, dal ridotto spessore della Marnoso Arenacea (esumata ed erosa) e dal sollevamento del sottostante substrato carbonatico meso-cenozoico. Tutto ciò suggerisce anche una significativa compressione diretta in senso longitudinale alla catena (e.g., Cerrina Feroni et alii, 2001).

### 1.5 Ulteriori informazioni sulla Dorsale ferrarese e zone circostanti

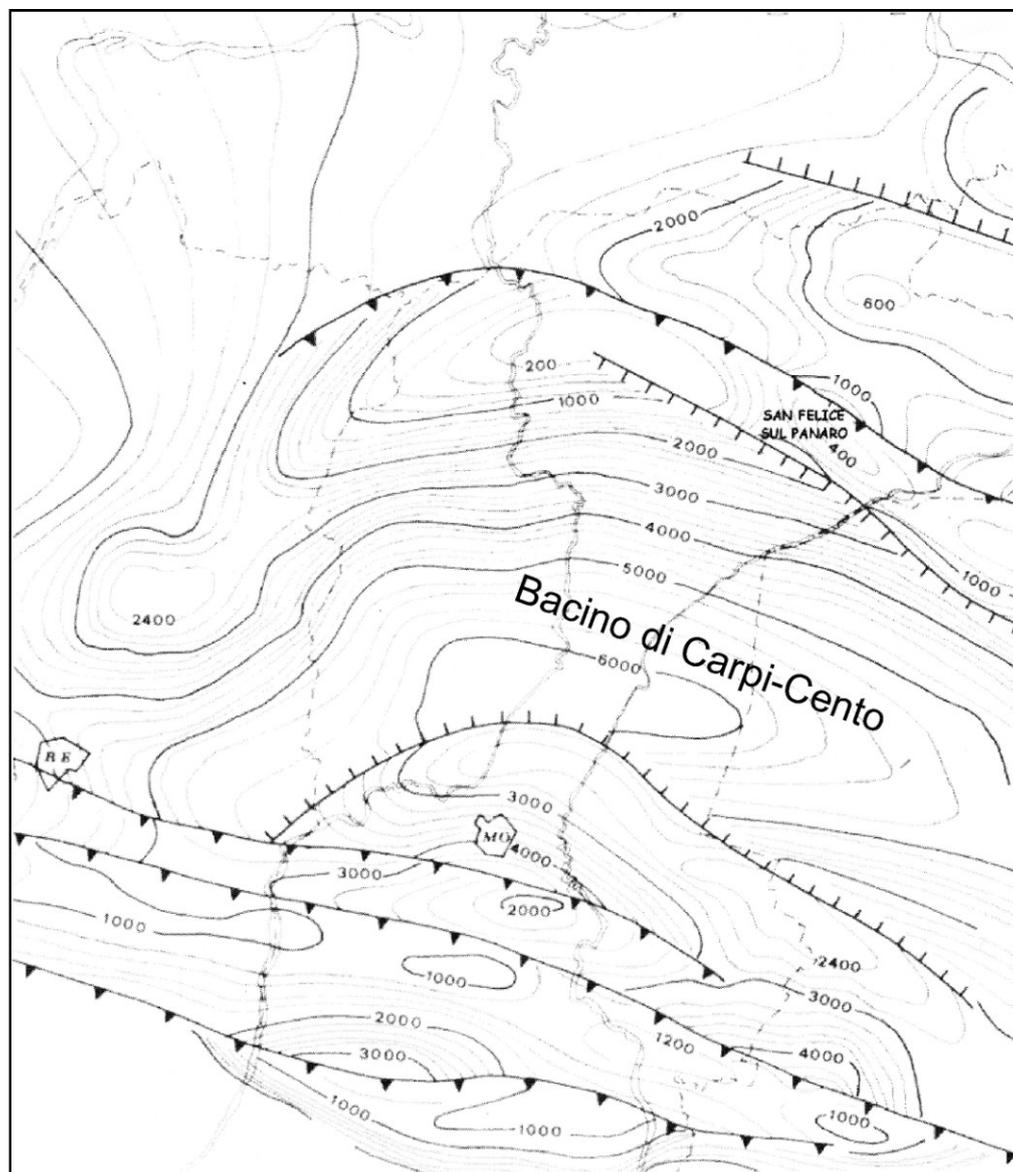
Come discusso in precedenza, i terremoti del Maggio 2012 hanno messo in evidenza la potenzialità sismogenetica della Dorsale ferrarese, per la quale da tempo erano state segnalate sia la deformazione attiva che la vulnerabilità sismica, pur in assenza di forti terremoti recenti (e.g. Mucchi, 1993; Burrato et alii, 2003). E' quindi opportuno fornire dettagli aggiuntivi sulla configurazione della Dorsale ferrarese e delle possibili fratture sismogeniche sepolte.

La mappa strutturale (Fig. 1.5.1) mostra che il sistema delle Pieghe ferraresi è costituito da sovrascorrimenti, strettamente connessi a pieghe anticlinali che interessano i livelli più superficiali



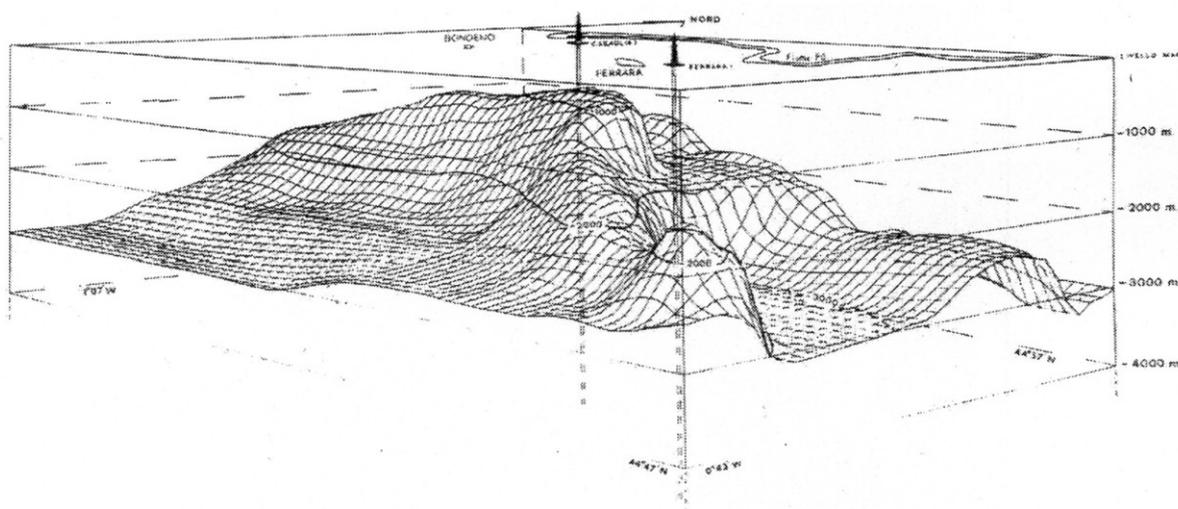
**Fig. 1.5.1.** A) Carta strutturale del sistema delle Pieghe ferraresi e zone circostanti (modificato da Serva, 1990). La freccia indica il punto di vista dello stereogramma riportato nella figura 1.5.3. La linea rossa indica la traccia della sezione illustrata in figura 1.5.4. a) Unità carbonatiche mesozoiche al nucleo delle pieghe antiformi b) minimo dell'anomalia gravimetrica c) sovrascorrimenti principali d) faglie verticali e) faglie normali f) faglie normali trasversali al margine appenninico g) confine morfologico tra catena e pianura h) faglie del Veronese. B) Sezione sismogeologica tratta da Pieri e Groppi (1981), la cui traccia (BB') è riportata in a). 1) Depositi alluvionali 2) sedimenti marini del Pliocene superiore e del Quaternario 3) sedimenti marini del Pliocene inferiore 4) sedimenti marini del Paleocene-Miocene 5) formazioni carbonatiche marine del Mesozoico.

della copertura sedimentaria; le pieghe principali sono quelle di Novi-Correggio, Mirandola, Poggio Rusco e Ficarolo. Il sistema ferrarese, inoltre, è composto da due rami: la Dorsale di Ferrara con andamento circa ONO-ESE, e l'Alto strutturale del Cavone, con andamento NE-SO, che connette la Dorsale al Margine pedeappenninico ed alle Pieghe emiliane. Tra la Dorsale di Ferrara ed il Margine pedeappenninico modenese-bolognese si trova la sinforme del Bacino di Carpi-Cento, caratterizzato da una spessa copertura plio-quadernaria (Figg. 1.5.1 e 1.5.2).



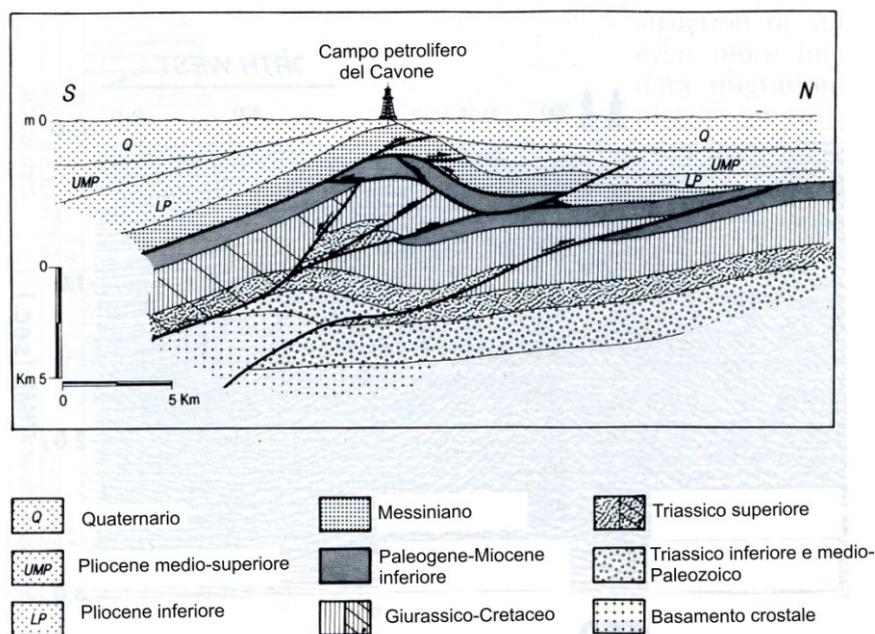
**Fig. 1.5.2.** Spessore della copertura plio-quadernaria (in metri) nella porzione centrale delle Pieghe ferraresi (modificato da Pellegrini et alii, 1976). MO = Modena, RE = Reggio Emilia.

Al contrario, il substrato pre-pliocenico risulta assai sollevato nella Dorsale, che pertanto spicca come un alto strutturale ben definito dalle indagini gravimetriche e sismiche e dalle perforazioni profonde (Fig. 1.5.3). E' plausibile che le porzioni più sollevate dell'alto strutturale siano emerse nel Pleistocene, almeno laddove si osserva una copertura cenozoica molto ridotta o assente. Occorre ricordare, tuttavia, che sono scarse le tracce di attività tettonica che coinvolgano sedimenti quaternari. Ciò implica che le principali faglie inverse sismogenetiche sono sepolte e quindi difficilmente individuabili.



**Fig. 1.5.3.** Visione prospettica della superficie del substrato pre-pleiocenico nella parte centrale della Dorsale di Ferrara. Il punto di vista, posto a sud-est di Ferrara, è riportato in figura 1.5.1a.

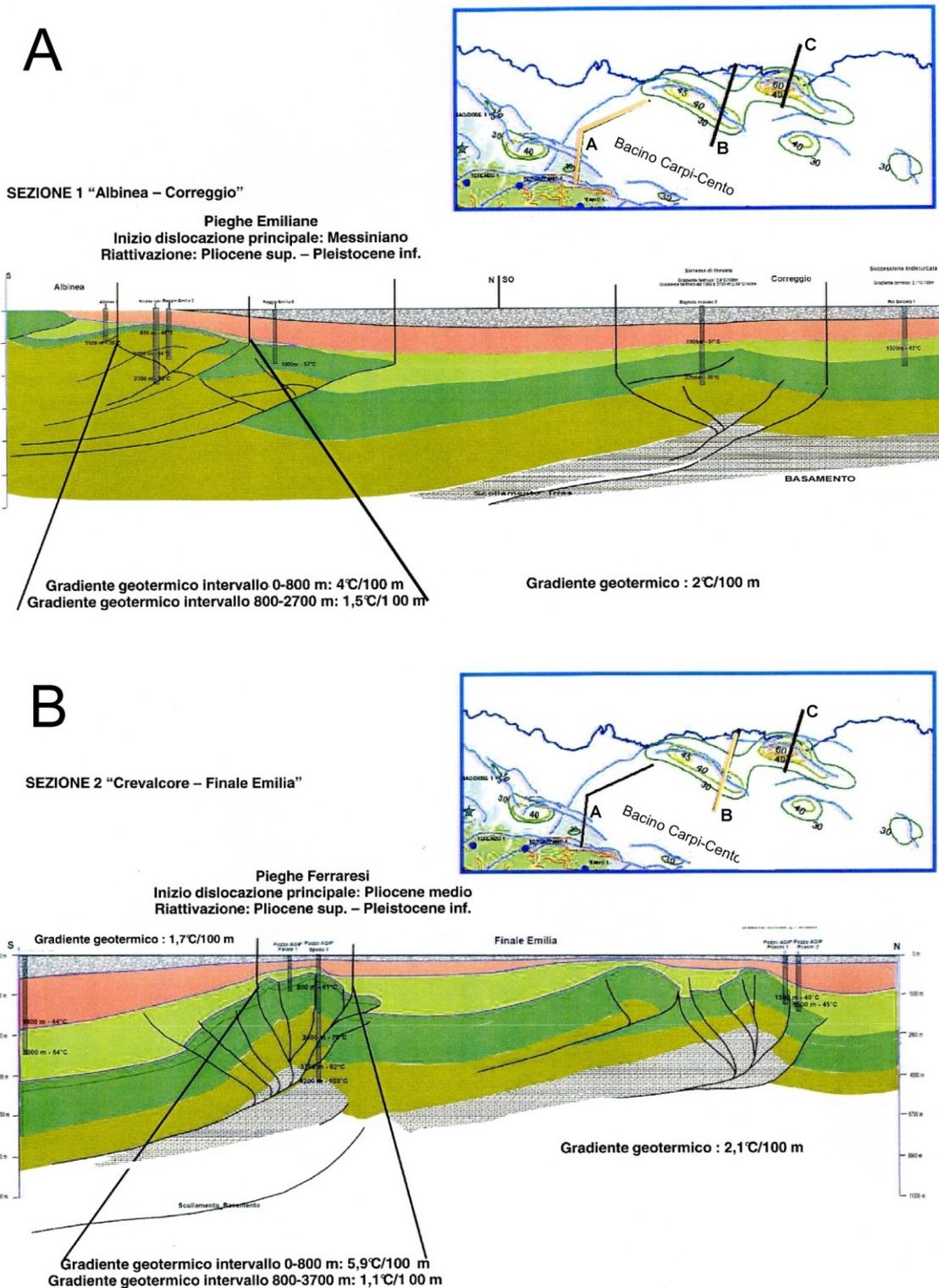
Un'ampia documentazione sul sottosuolo della Dorsale ferrarese deriva dagli studi condotti per la ricerca degli idrocarburi e delle risorse geotermiche. Per esempio, il giacimento petrolifero del Cavone (Fig. 1.5.4) è impostato su una piega antiforale del Pliocene medio-superiore, asimmetrica ed allungata in senso Est-Ovest e tagliata da un sistema di faglie inverse (Nardon et alii, 1990). Di fatto si tratta della prosecuzione verso ovest dell'anticlinale di Mirandola descritta nel paragrafo precedente (Fig. 1.4.4).

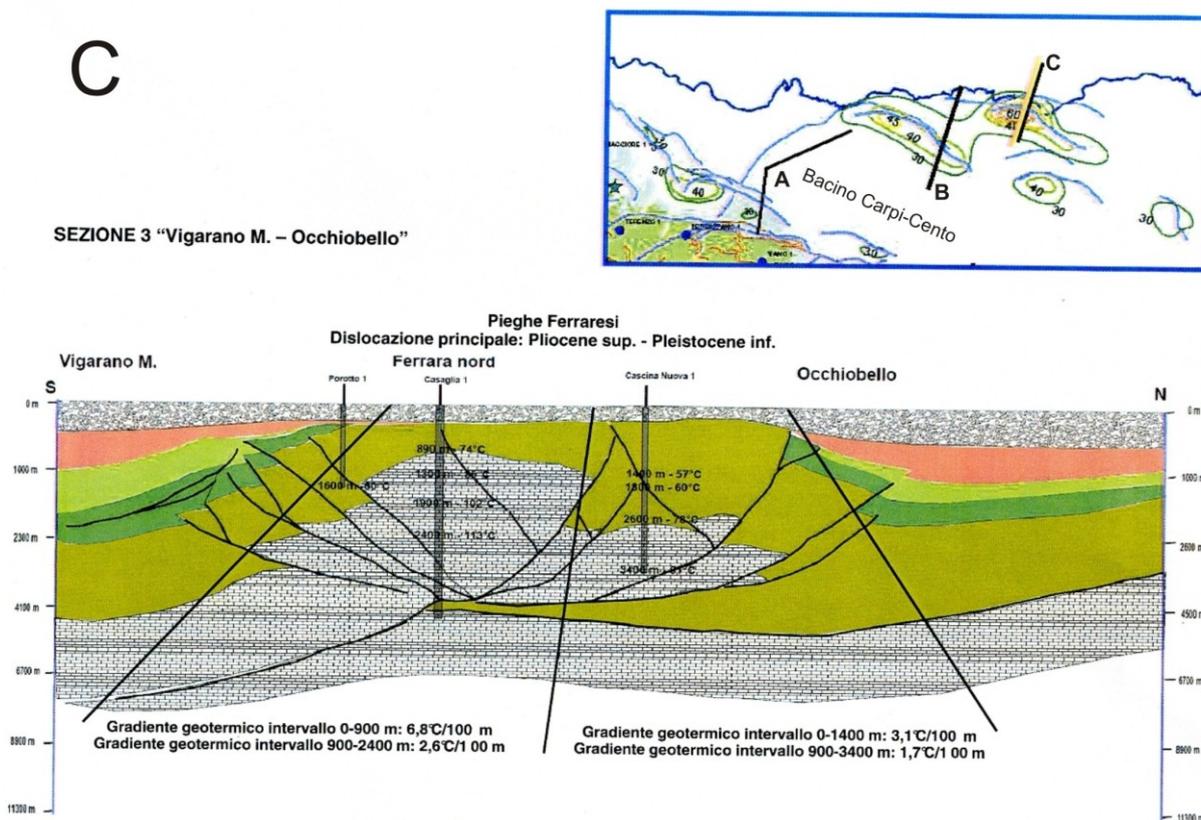


**Fig. 1.5.4.** Sezione sismogeologica attraverso il campo petrolifero del Cavone, la cui traccia è mostrata nella figura 1.5.1a (da Nardon et alii, 1990, modificata).

Anche la ricerca di fonti energetiche alternative ai combustibili fossili ha prodotto ulteriori conoscenze sulla strutturazione delle Pieghie ferraresi. In particolare, avvalendosi dei dati sismici e delle numerose perforazioni, Martelli e Molinari (2009) hanno proposto delle sezioni verticali

attraverso la Dorsale ferrarese, per definire la configurazione dei serbatoi geotermici nell'area in esame. La prima sezione (Albinea-Correggio in figura 1.5.5a) riguarda il ramo occidentale della Dorsale, la seconda sezione (Crevalcore-Finale Emilia in figura 1.5.5b) attraversa la parte centrale della struttura in prossimità del fronte di Mirandola, mentre la terza sezione (Vigarano Mainarda - Occhiobello in figura 1.5.5c) interseca il settore orientale della Dorsale ferrarese. L'esame combinato delle tre sezioni permette una più chiara visualizzazione spaziale delle principali strutture tettoniche (pieghe e sovrascorrimenti) e dei rapporti tra la copertura sedimentaria padana ed il substrato pre-pleiocenico.





**Fig. 1.5.5.** Sezioni sismogeologiche attraverso la Dorsale ferrarese, realizzate per la definizione dei serbatoi geotermici profondi (modificate da Martelli e Molinari, 2009). A) Sezione Albinea-Correggio B) Sezione Crevalcore-Finale Emilia C) Sezione Vigarano Mainarda-Occhiobello. In grigio i depositi quaternari, in rosa il Pliocene, in verde i termini dal Cretaceo al Miocene, con reticolo a mattoni e termini dal Triassico al Giurassico. Nei riquadri sono indicate le tracce delle sezioni ed il confine regionale (in blu).

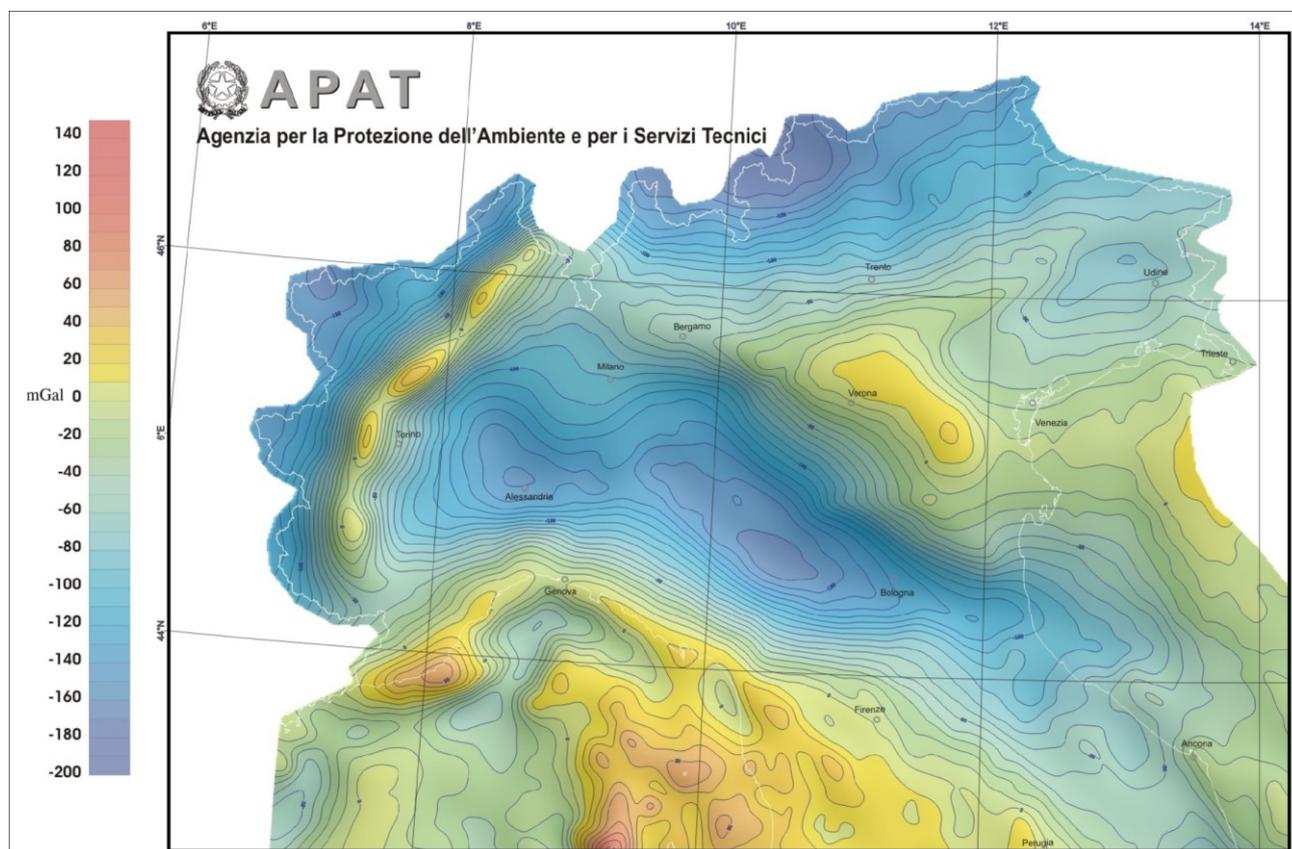
## 1.6 Vincoli geofisici alla struttura crostale e litosferica

Per completare il panorama delle conoscenze disponibili sulla zona in esame, è opportuno illustrare i dati geofisici che forniscono indicazioni importanti sulle proprietà termiche e meccaniche del sistema crosta-mantello. Tali indicazioni, in aggiunta a quanto descritto in precedenza, possono essere utili per interpretare la distribuzione orizzontale e verticale delle sorgenti dei terremoti storici e strumentali, che verrà descritta nel terzo capitolo.

Storicamente, l'esecuzione e l'analisi delle misure gravimetriche sono state l'oggetto delle prime ricerche geofisiche, condotte per scopi scientifici o per indagini minerarie, che hanno portato a carte di sintesi per l'intero territorio nazionale (e.g., Ballarin, 1963; Mongelli et alii, 1975; Servizio Geologico Nazionale, 1989; Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1992). Nell'area considerata, la distribuzione delle anomalie gravimetriche (Fig. 1.6.1) mostra che le Alpi centro-orientali sono caratterizzate da cospicue anomalie negative, sino a circa -200 milligal, mentre nella parte interna delle Alpi occidentali spicca una fascia di anomalia positiva con andamento NE-SO, circa corrispondente al Lineamento insubrico (confine tra le Placche europea ed adriatica). Tale zona è stata associata con la presenza di porzioni di crosta inferiore e mantello continentale adriatico a profondità relativamente basse messe in posto nell'ambito della tettonica compressiva alpina (e.g., Schmid et alii, 2004; Finetti, 2005a,b).

La zona prealpina e la pianura veneta, comprese nel quadrilatero Trento-Udine-Trieste-Venezia, mostrano deboli anomalie gravimetriche, mentre un significativo massimo positivo, allungato in senso NO-SE, è collocato ad est di Verona. Questa zona è caratterizzata dalla presenza, in affioramento e a bassa profondità, di corpi magmatici basaltici del Paleocene-Oligocene, generati

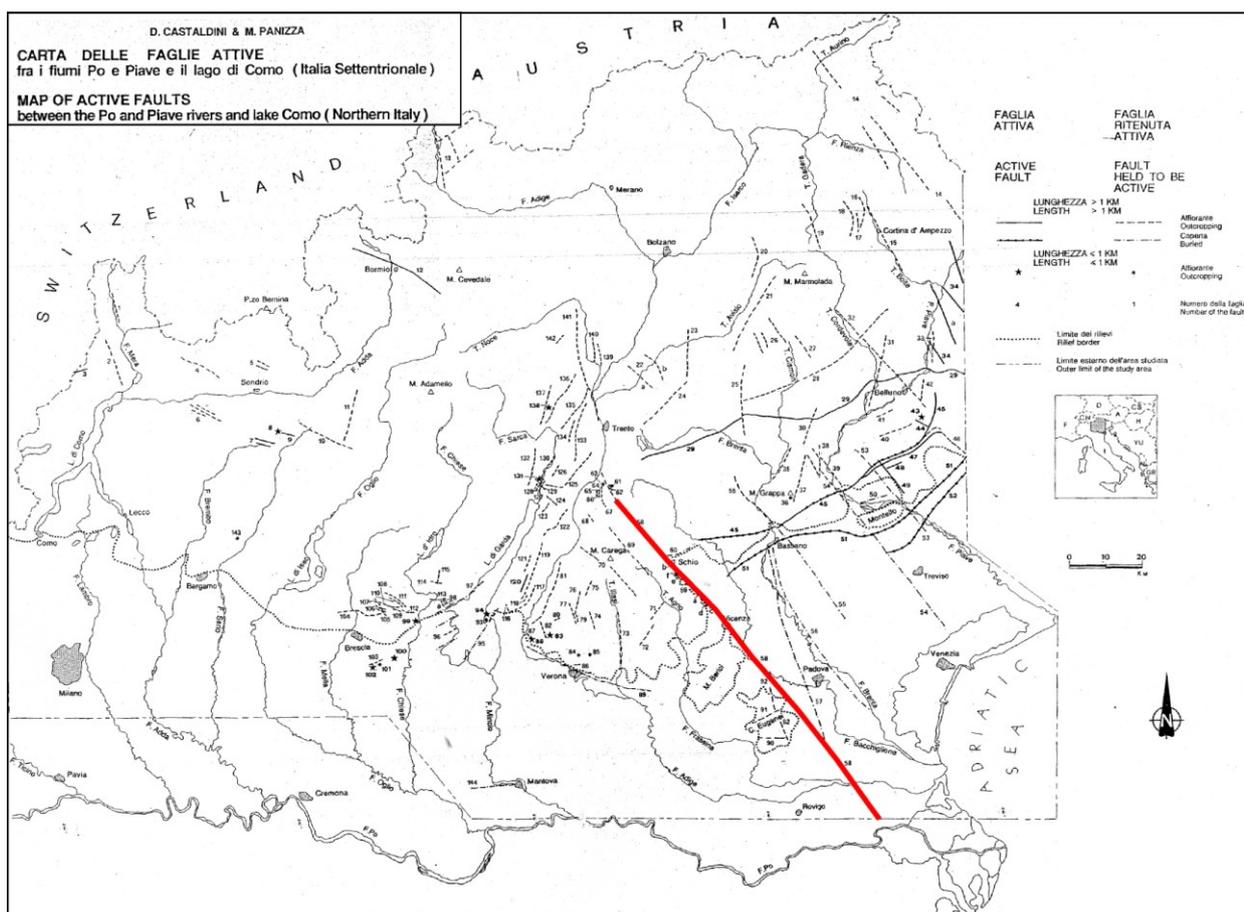
da 60 a 25 milioni di anni fa (Mt. Berici ed Euganei, e.g., Lustrino et alii, 2011). Secondo Zanolla et alii (2006) tale magmatismo può in parte spiegare la suddetta anomalia gravimetrica, anche se è plausibile supporre il concorso di altri fattori, come un ridotto spessore della crosta adriatica (<30 km), che porterebbe le dense rocce del mantello più vicino alla superficie (e.g., Finetti, 2005a,b). C'è inoltre da ricordare che nella zona considerata è impostata una importante frattura, la Faglia Schio-Vicenza, che ha avuto una cinematica trascorrente sinistra dalla fine del Miocene, permettendo il disaccoppiamento della placca principale adriatica dalla sua porzione occidentale padana (e.g., Castellarin et alii, 2006; Massironi et alii, 2006; Fantoni e Franciosi, 2010). Tale lineamento presenta tracce di attività tettonica recente ed attuale (Fig. 1.6.2).



**Fig. 1.6.1.** Particolare della Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1:1.250.000, relativo all'Italia centro-settentrionale, realizzata dall'Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici (APAT) - Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geofisica (da Bonci, 2005, modificato). A sinistra è riportata la scala delle anomalie gravimetriche (con equidistanza a 10 milligal), rappresentate da anomalie all'aria libera per le zone marine ed anomalie di Bouguer per le zone terrestri.

Il settore interno dell'Appennino settentrionale (a sud-ovest della direttrice Genova-Firenze-Perugia) è caratterizzato da anomalie gravimetriche positive che raggiungono il massimo nel Mar Ligure e nel Tirreno (Fig. 1.6.1). La vasta zona che abbraccia la catena appenninica e gran parte della Pianura padana, compresa tra le anomalie positive sopra descritte, è segnata da una considerevole anomalia negativa. Il minimo relativo, di entità paragonabile all'anomalia delle Alpi orientali, è collocato ad ovest di Bologna e corrisponde al settore padano caratterizzato da un rilevante spessore di sedimenti plio-quadernari (Bacino di Carpi-Cento in figura 1.5.2).

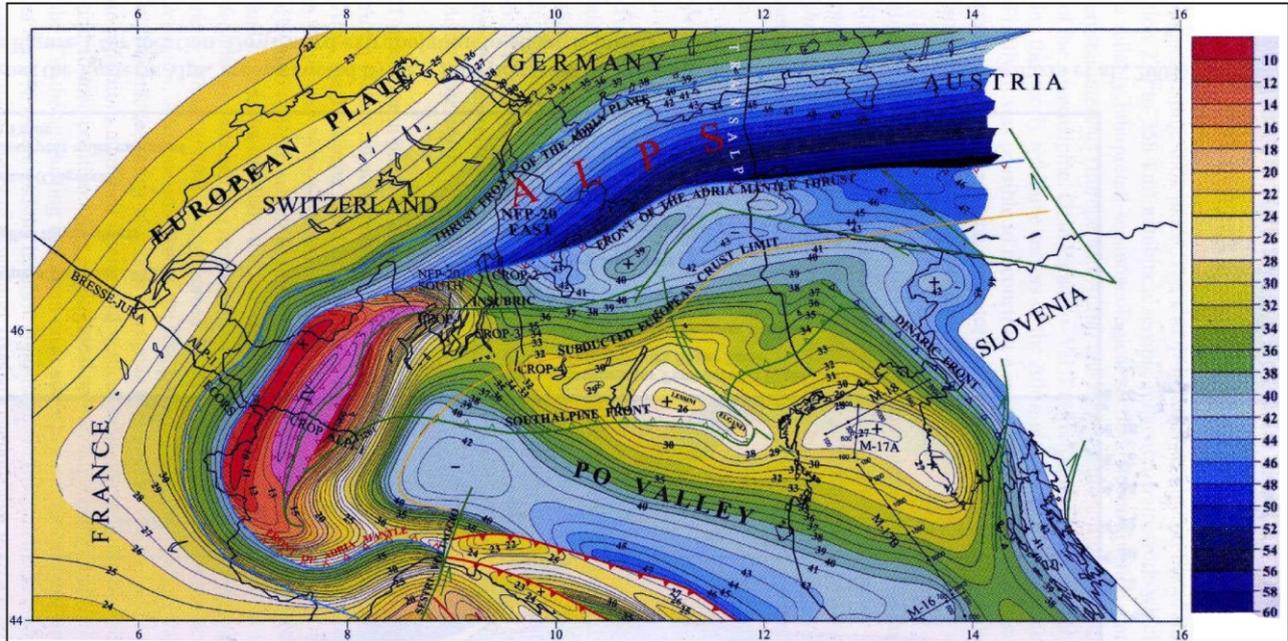
L'interpretazione delle numerose linee sismiche esplorate per la ricerca di idrocarburi, integrate da sondaggi sismici profondi e dalle informazioni gravimetriche sopra descritte, ha permesso di valutare lo spessore della crosta terrestre nella regione italiana (e.g., Cassinis, 1983; Ansorge et alii, 1992; Kissling, 1993; Finetti, 2005a,b). Nella regione oggetto di questo studio si notano considerevoli



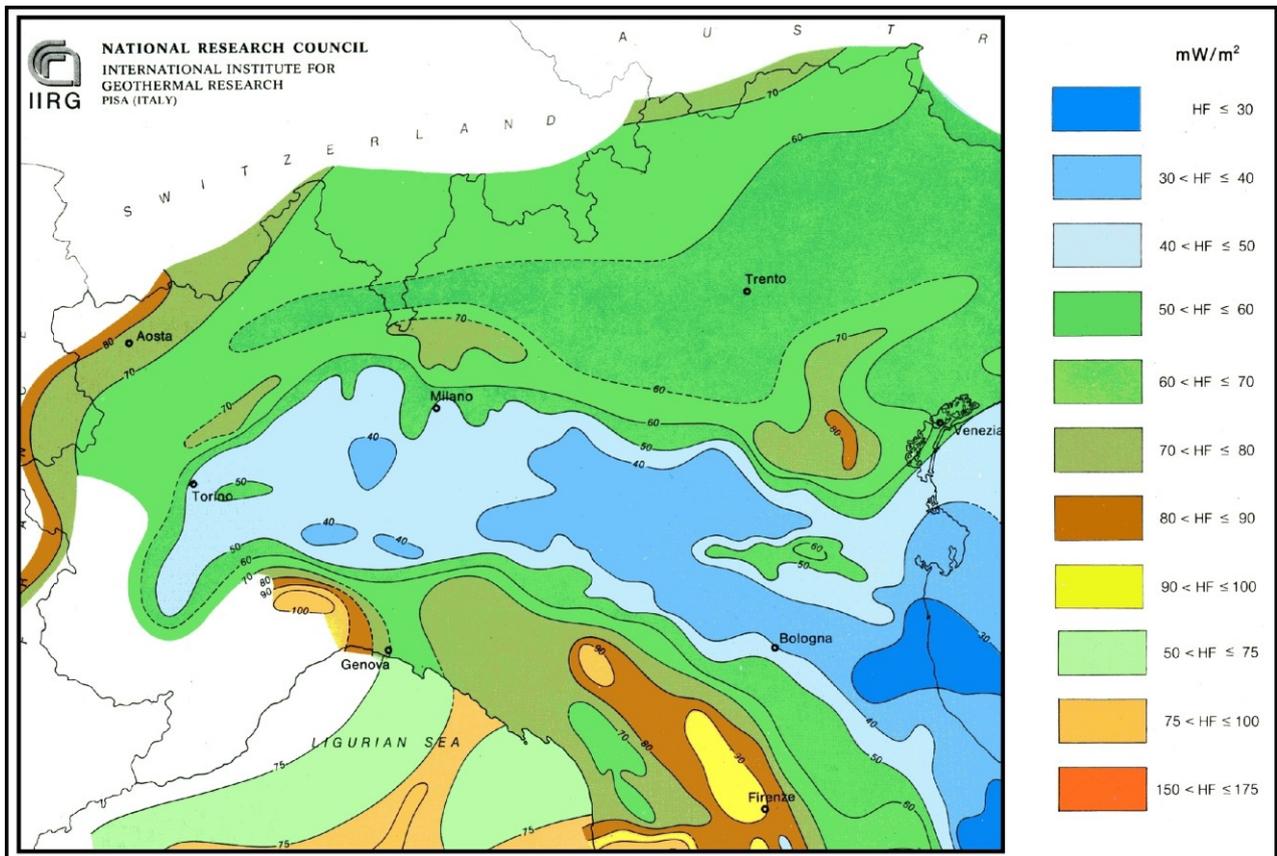
**Fig. 1.6.2.** Carta delle faglie attive nel settore orientale dell'Italia settentrionale (da Castaldini e Panizza, 1991). Per i nomi delle faglie e la relativa numerazione si veda la fonte originale. La linea rossa indica la traccia della Faglia Schio-Vicenza.

variazioni laterali dello spessore crostale (Fig.1.6.3). Nella catena alpina lo spessore massimo (oltre 50 km) si raggiunge nel settore orientale, mentre la crosta delle Alpi occidentali sembra essere assai più sottile. L'andamento dello spessore crostale è correlato con quello delle anomalie gravimetriche (Fig. 1.6.1). Per quanto riguarda la catena appenninica, si nota l'incremento dello spessore crostale da sud-ovest (settore interno o tirrenico) verso nord-est (settore esterno o padano). Tale incremento è segnato da bruschi salti, corrispondenti ai principali sovrascorrimenti appenninici. Nella Pianura padana lo spessore della crosta, massimo presso il fronte dell'Appennino (>45 km), diminuisce verso nord-est, per giungere a valori di 30-35 km tipici dell'Avampaese adriatico. Si possono comunque notare settori assottigliati come la zona tra i Mt. Lessini ed i Mt. Euganei, sopra ricordata a proposito dell'anomalia gravimetrica positiva (Fig. 1.6.1).

Come ultima considerazione sui dati geofisici, presentiamo la distribuzione delle misure di flusso termico emesso dalla superficie terrestre nell'Italia centro-settentrionale (Fig. 1.6.4). La caratteristica più evidente è l'ampia zona di flusso relativamente basso (<50 mW m<sup>-2</sup>), che dalla zona di Torino si estende alla Pianura Padana ed al settore adriatico. Ciò suggerisce che sotto tale zona la litosfera adriatica sia particolarmente "fredda" e quindi in grado di conservare le proprietà meccaniche elastico-fragili sino a profondità di varie decine di chilometri (e.g., Kohlstedt et alii, 1995; Viti et alii, 1997; Karato, 2008). Questo fatto potrebbe spiegare la presenza di sorgenti sismiche piuttosto profonde in Pianura Padana e, in particolare, in Emilia-Romagna, come descritto in dettaglio nel terzo capitolo, dedicato alla sismicità storica e strumentale.



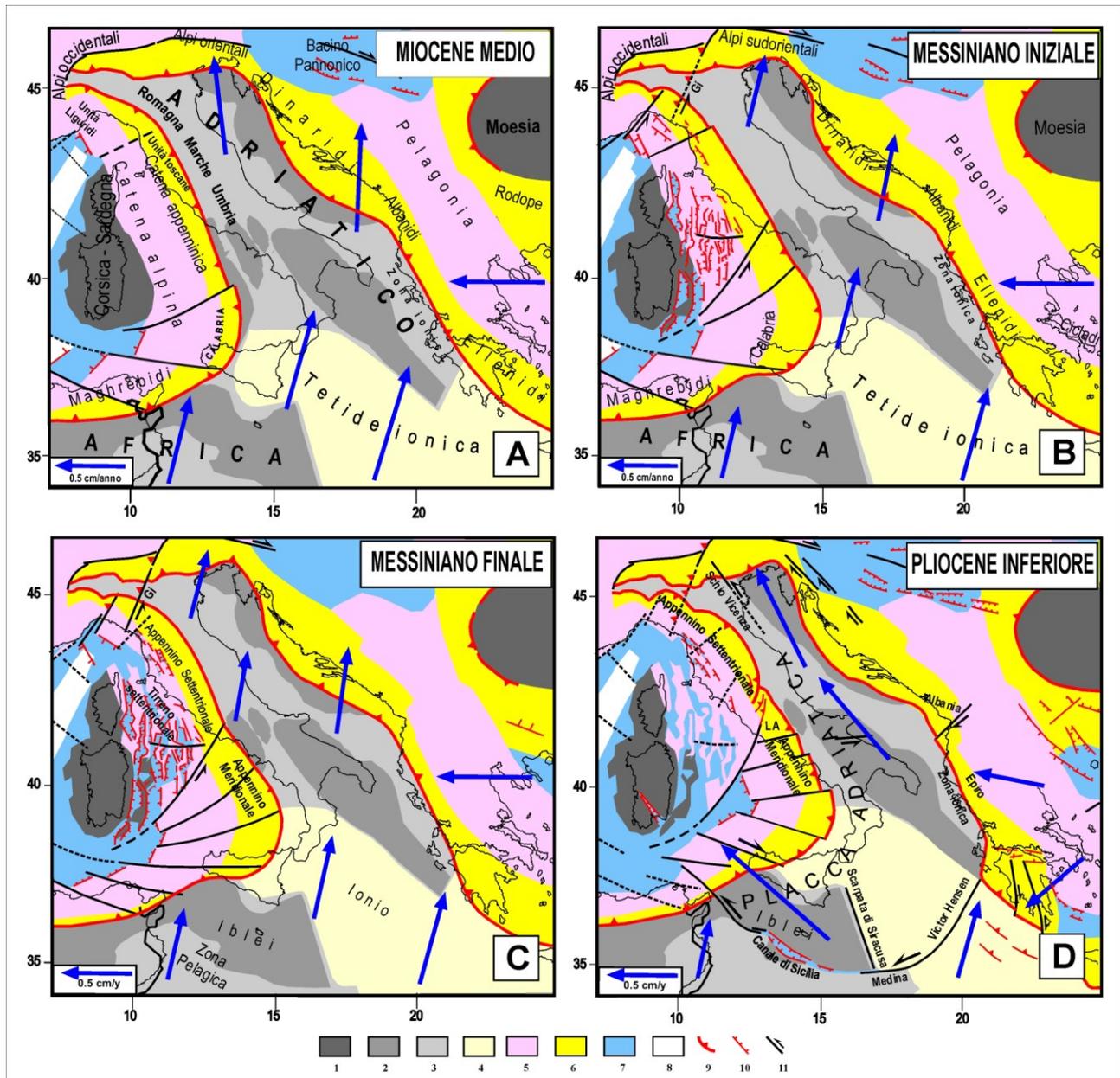
**Fig. 1.6.3.** Carta dello spessore crostale per l'Italia settentrionale, definito dalla profondità del confine crosta-mantello (discontinuità di Mohorovicic o Moho), dedotta dall'interpretazione dei sondaggi sismici profondi (modificata da Finetti, 2005a,b). La scala cromatica a destra descrive gli intervalli di profondità della Moho (in chilometri). Le linee rosse con triangoli identificano i principali fronti di sovrascorrimento dell'Appennino settentrionale.



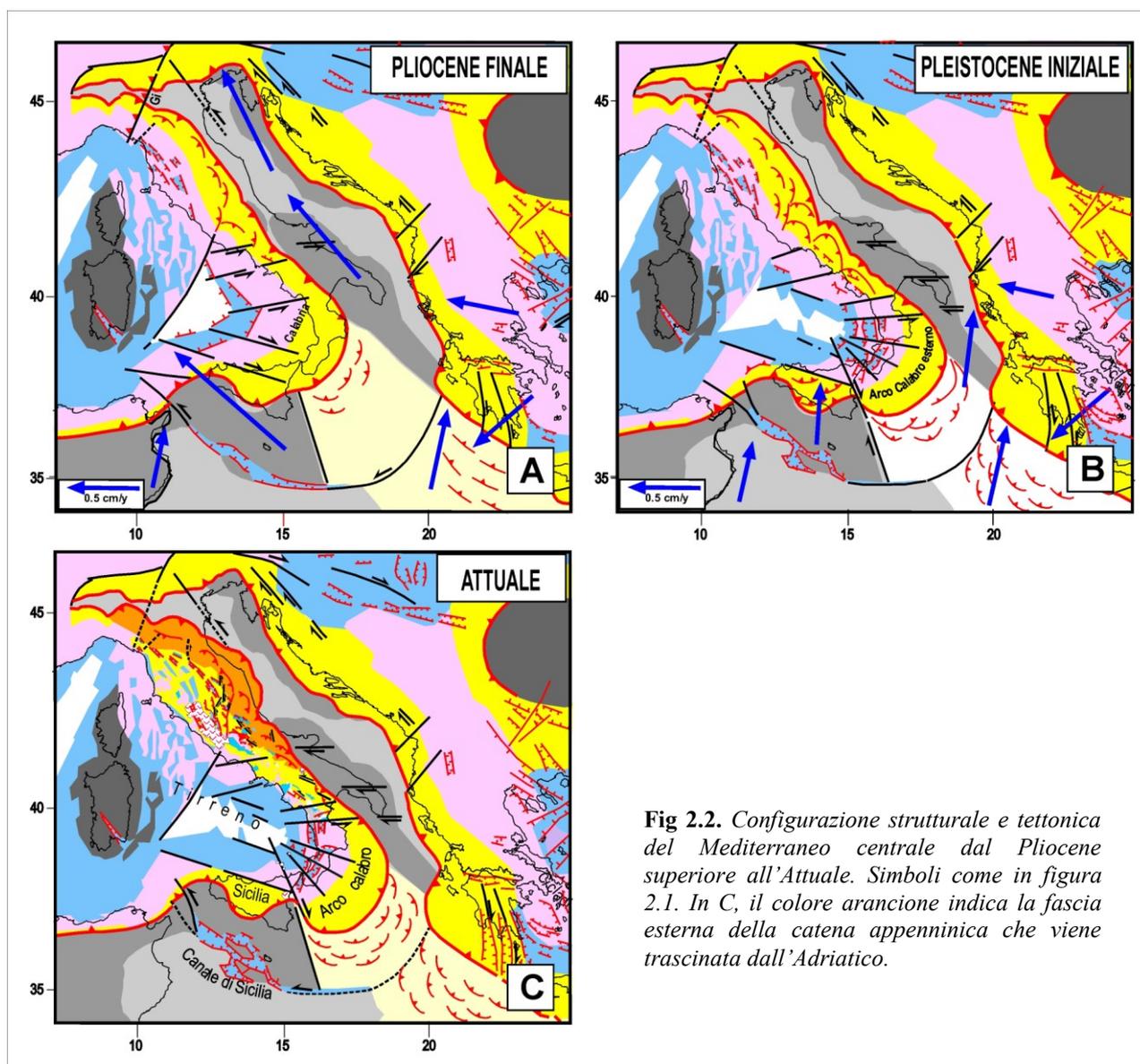
**Fig. 1.6.4.** Carta del flusso di calore osservato in superficie nell'Italia centro-settentrionale (modificata da Cataldi et alii, 1995). La scala cromatica a destra indica gli intervalli di flusso termico (Heat Flow o HF), espressi in  $mW m^{-2}$ .

## 2. Evoluzione neogenica, assetto tettonico e cinematica attuale da osservazioni geodetiche

L'evoluzione neogenica da noi proposta per l'area mediterranea centrale è descritta in numerosi lavori (e.g., Mantovani, 2005; Mantovani et alii, 2006, 2007a,b, 2009a,b, 2011, 2012a; Viti et alii, 2006, 2011), a cui si rimanda per una dettagliata descrizione. Per comodità del lettore e per facilitare i riferimenti che vengono fatti nel seguito a elementi tettonici, strutturali e geografici, le fasi evolutive previste da tale ricostruzione sono riportate nelle figure 2.1 e 2.2.



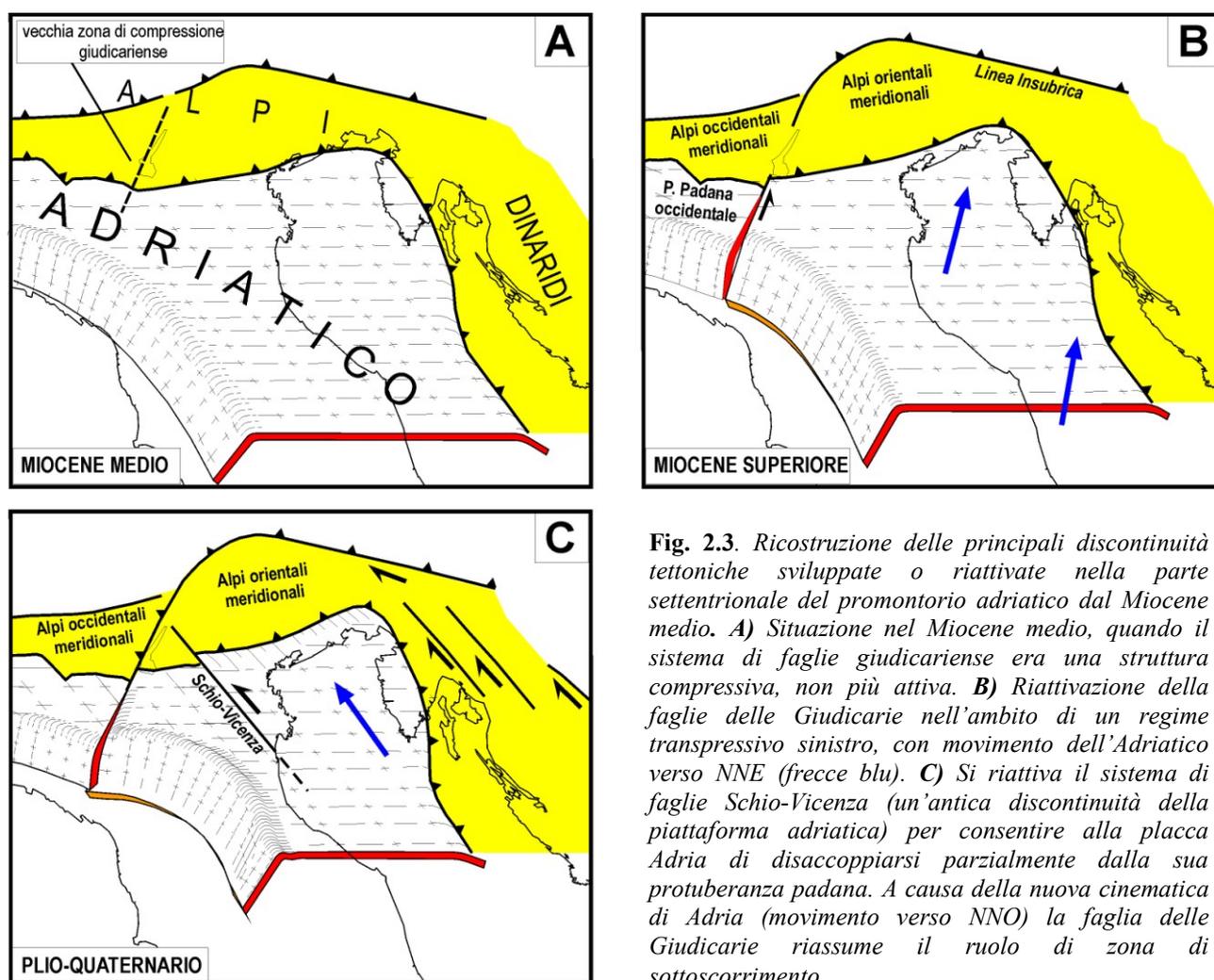
**Fig 2.1.** Configurazione strutturale e tettonica del Mediterraneo centrale dal Miocene medio al Pliocene inferiore. 1) Dominio continentale europeo; 2, 3) Dominio continentale e continentalizzato dell'Africa/Adriatico; 4) Tetide ionica; 5) Catena alpina; 6) Catene neogeniche; 7, 8) Zone di estensione neogenica con crosta continentale e oceanica; 9, 10, 11) Lineamenti compressivi, distensivi e trascorrenti. Gi = sistema di faglie delle Giudicarie, LA=Piattaforma Laziale-Abruzzese. Le frecce identificano la velocità presunta, rispetto alla placca eurasiatica, di alcuni punti dei domini africano-adriatico ed egeo-balcanico (e.g. Mantovani et alii, 2007a, b; Viti et alii, 2009).



**Fig 2.2.** Configurazione strutturale e tettonica del Mediterraneo centrale dal Pliocene superiore all'Attuale. Simboli come in figura 2.1. In C, il colore arancione indica la fascia esterna della catena appenninica che viene trascinata dall'Adriatico.

Allo scopo di agevolare la descrizione dei processi tettonici attuali, responsabili dell'attività sismica nella regione padana e nell'Appennino settentrionale, viene qui proposta, anche utilizzando rappresentazioni prospettiche (Fig. 2.3), una ricostruzione più dettagliata delle deformazioni che si sono presumibilmente sviluppate nella parte settentrionale del promontorio adriatico, dal tardo Miocene all'attuale.

Nel Miocene medio (Fig. 2.3a), il promontorio adriatico era ancora solidale con il blocco africano e in tale contesto la sua parte settentrionale si muoveva prevalentemente verso NNO. All'interno di questo promontorio, esisteva una discontinuità (sistema di faglie delle Giudicarie) che, formatasi come lineamento trascorrente tra il Cretaceo superiore e l'Eocene inferiore, aveva poi agito nell'Oligocene inferiore come zona di sottoscorrimento (e.g. Viola et alii, 2001; Castellarin et alii, 2006). Attorno al tardo Miocene (Fig. 2.3b), il complesso delle condizioni al contorno ha reso necessaria la riattivazione della discontinuità sopra citata, come sistema di faglie transpressive sinistre, che ha permesso lo svincolo del promontorio adriatico dalla sua protuberanza più settentrionale, ormai incastrata nella morsa delle Alpi occidentali (e.g., Mantovani et alii, 2009a,b). Dopo questo svincolo, il promontorio ha iniziato a muoversi circa verso NNE, come indicato dalla distribuzione e natura delle deformazioni nell'arco alpino (Semenza 1974; Castellarin e Vai, 1986; Castellarin et alii, 2006; Mantovani et alii, 2009a, b).



**Fig. 2.3.** Ricostruzione delle principali discontinuità tettoniche sviluppate o riattivate nella parte settentrionale del promontorio adriatico dal Miocene medio. **A)** Situazione nel Miocene medio, quando il sistema di faglie giudicariense era una struttura compressiva, non più attiva. **B)** Riattivazione della faglie delle Giudicarie nell'ambito di un regime transpressivo sinistro, con movimento dell'Adriatico verso NNE (freccie blu). **C)** Si riattiva il sistema di faglie Schio-Vicenza (un'antica discontinuità della piattaforma adriatica) per consentire alla placca Adria di disaccoppiarsi parzialmente dalla sua protuberanza padana. A causa della nuova cinematica di Adria (movimento verso NNO) la faglia delle Giudicarie riassume il ruolo di zona di sottoscorrimento.

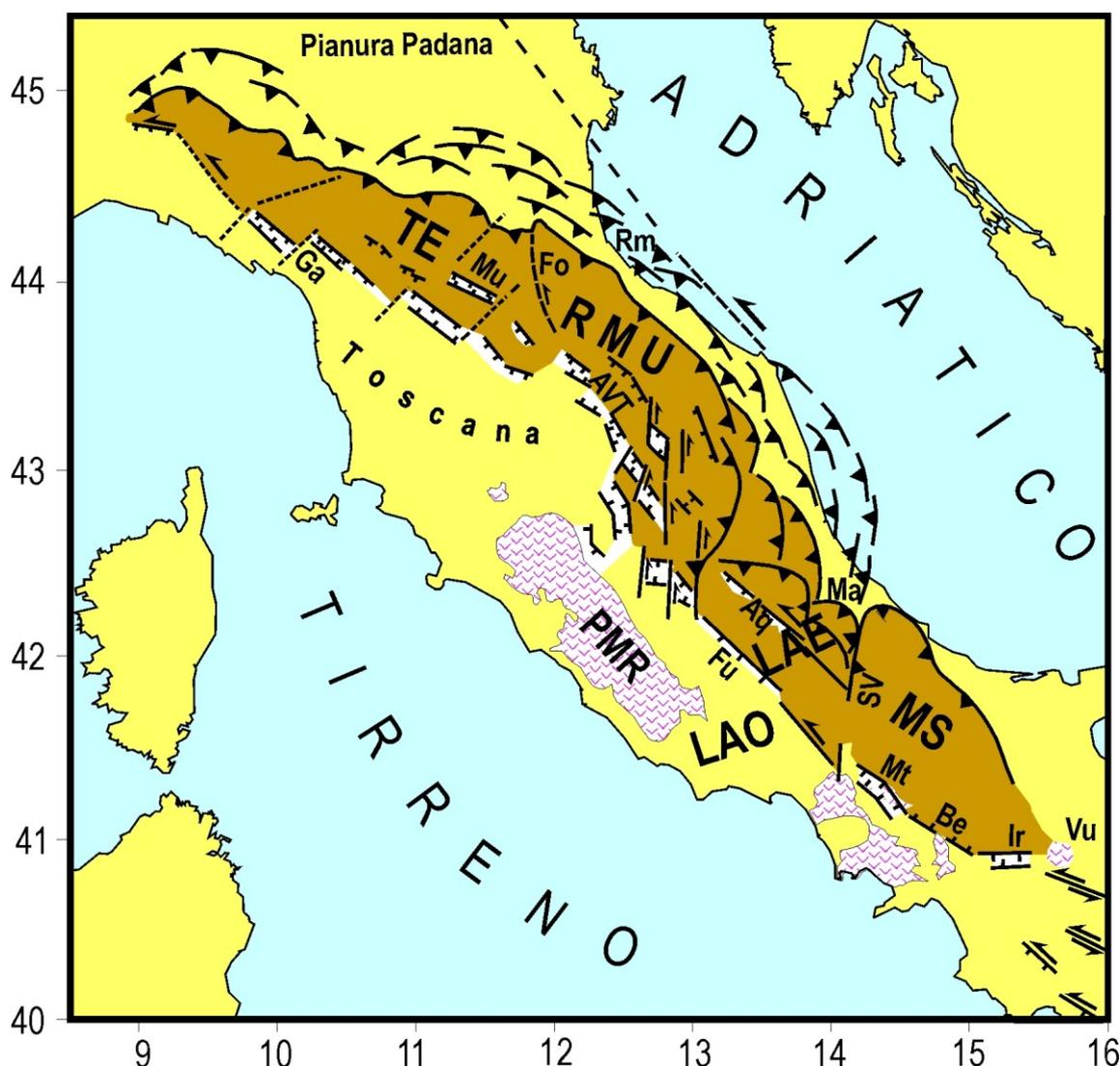
Nel tardo Messiniano le condizioni al contorno hanno subito un nuovo importante cambiamento, condizionato soprattutto dall'inizio della collisione continentale tra il promontorio adriatico meridionale e il sistema Anatolia-Egeo (Mantovani et alii, 2006, 2009a,b; Viti et alii, 2011). In questo nuovo contesto, il promontorio adriatico si è svincolato dall'Africa e ha assunto la cinematica illustrata in figura 2.1d. Questo drastico cambiamento ha richiesto la riattivazione con cinematica sinistra di un'importante frattura (sistema di faglie Schio-Vicenza, e.g., Castellarin et alii, 2006; Massironi et alii, 2006) nella parte settentrionale del dominio adriatico (Fig. 2.3c), che ha permesso lo svincolo parziale tra il corpo principale di Adria, che ha continuato a sottoscorrere le Alpi orientali, e la parte adriatica giacente a ovest della discontinuità Schio-Vicenza, che è rimasta meno mobile. A seguito di questo evento tettonico, il margine sepolto di Adria, subdoto sotto la catena appenninica, ha subito una compressione longitudinale (SSE-NNO) che ha determinato importanti deformazioni, come abbiamo cercato di ricostruire in figura 2.3c. Dal punto di vista meccanico, è ragionevole pensare che tale deformazione abbia comportato un significativo sollevamento della parte più incurvata del margine subdoto di Adria, molto probabilmente localizzata sotto l'Appennino romagnolo. Questa ipotesi fornisce una possibile spiegazione per un aspetto molto peculiare della catena, cioè il fatto che le Liguridi sono quasi completamente assenti nell'Appennino romagnolo (Fig. 1.1). Come discusso nel paragrafo 1.2, la giustificazione tettonica che è più spesso invocata per spiegare questa peculiarità suggerisce che tali unità siano state erose durante una fase di forte sollevamento di questo settore orogenico che avrebbe accentuato l'azione degli agenti atmosferici. A questo riguardo, però è necessario chiedersi perché un sollevamento così marcato avrebbe interessato solo il settore appenninico situato a est della fascia di deformazione Reno-Sillaro e non quello posto a ovest di tale zona (si veda la sezione 12-12' in figura 1.4.7).

Mentre sembra molto difficile trovare spiegazioni plausibili di questa evidenza nell'ambito delle varie interpretazioni geodinamiche finora proposte (descritte nel paragrafo 1.2), il meccanismo deformativo proposto per la placca adriatica subdotta (Fig. 2.3) può spiegare perché l'Appennino romagnolo ha subito un forte sollevamento a partire dal Pliocene inferiore. Inoltre, va considerato che questa interpretazione è compatibile con il complesso piuttosto peculiare e articolato del quadro deformativo dell'area mediterranea centrale durante il Pliocene, come dettagliatamente argomentato da Mantovani et alii (2009a).

Un altro importante effetto del drastico cambiamento geodinamico avvenuto nel Mediterraneo centrale dal tardo Messiniano (Fig. 2.1 e 2.3c) è costituito dal fatto che il sistema di faglie delle Giudicarie, con la sua prosecuzione sotto la Pianura padana, ha smesso di comportarsi come trascorrenza sinistra per riacquistare il suo vecchio ruolo di zona di sottoscorrimento (Fig. 2.3c). La ricostruzione della cinematica di Adria, basata sull'analisi delle deformazioni osservate lungo i bordi della placca (Mantovani et alii, 2009a), suggerirebbe che il sottoscorrimento sopra citato abbia avuto i suoi massimi effetti dal Messiniano al tardo Pliocene, in concomitanza con una velocità di migrazione abbastanza accentuata della placca adriatica (Fig. 2.1d). Dopo un periodo di minore attività, nella prima parte del Quaternario dovuto ad un significativo calo della velocità di spostamento di Adria, il processo è ripreso dal Pleistocene medio-superiore, quando lo spostamento di Adria ha accelerato in seguito alla ripresa del sottoscorrimento della placca adriatica meridionale sotto la catena dinarica antistante. Quest'ultima accelerazione di Adria ha avuto una notevole influenza sulla tettonica della catena Appenninica. Durante questa fase, infatti, è avvenuto il trascinarsi da parte di Adria della catena appenninica esterna, composta dal cuneo Molise-Sannio (MS), dalla parte orientale della Piattaforma carbonatica Laziale Abruzzese (LAE), e dalla parte esterna dell'Appennino settentrionale, comprendente i cunei Romagna-Marche-Umbria (RMU) e Toscana-Emilia (TE), come mostrato in figura 2.4. Le deformazioni che si sono sviluppate nella catena appenninica durante quest'ultima fase (Fig. 2.2c) sono piuttosto articolate, per una complessa combinazione di fattori strutturali e tettonici derivati dall'evoluzione precedente:

- La configurazione che il margine di Adria sepolto sotto la catena appenninica aveva nel Pleistocene medio, quando è iniziata la fase finale, era piuttosto peculiare (Fig. 2.2).
- L'accoppiamento tra la copertura sedimentaria di alcuni settori della catena appenninica e il loro basamento crostale è presumibilmente debole, per la presenza di uno strato di evaporiti del Triassico superiore (Formazione di Burano), caratterizzato da ridotta resistenza meccanica dovuta alla presenza di livelli anidritici (De Paola et alii, 2008; Collettini et alii, 2009a,b). Questa caratteristica, favorendo lo scollamento della copertura sedimentaria dal basamento, ha notevolmente influenzato la condizione di minimo lavoro nel contesto tettonico quaternario della catena appenninica, rendendo più conveniente l'estrusione laterale di blocchi crostali rispetto ad altri meccanismi tettonici. Questo processo si è sviluppato in modo particolare nell'Appennino meridionale, con l'estrusione laterale del cuneo Molise-Sannio (MS), e nell'Appennino settentrionale, con l'estrusione laterale dei cunei Romagna-Marche-Umbria (RMU) e Toscana-Emilia (TE), come sintetizzato in figura 2.4. Le evidenze e le argomentazioni a sostegno dell'interpretazione proposta sono descritte da Mantovani et alii (2011).
- Al contorno dei cunei in estrusione si sono sviluppati vari stili di deformazione, documentati da indagini geologiche e geofisiche (e.g., Boncio e Lavecchia, 2000; Costa, 2003; Calamita et alii, 2005; Esetime et alii, 2006; Piccardi et alii, 2006; Ascione et alii, 2007, 2008; Boncio e Bracone, 2009; Boccaletti et alii, 2010; Elter et alii, 2012). Lungo il bordo esterno dei cunei si sono verificate deformazioni compressive, tipiche di processi di sovrascorrimento, mentre il bordo interno dei cunei ha subito una tettonica estensionale o transtensionale, con la formazione di varie fosse tettoniche, delle quali sono ora attive quelle dislocate lungo la parte assiale della catena.
- Nell'Appennino centrale, l'estrusione laterale è stata meno conveniente poiché l'accoppiamento della Piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese con il rispettivo basamento è maggiore, per l'assenza di livelli anidritici (deboli) nei depositi triassici, che sono invece principalmente

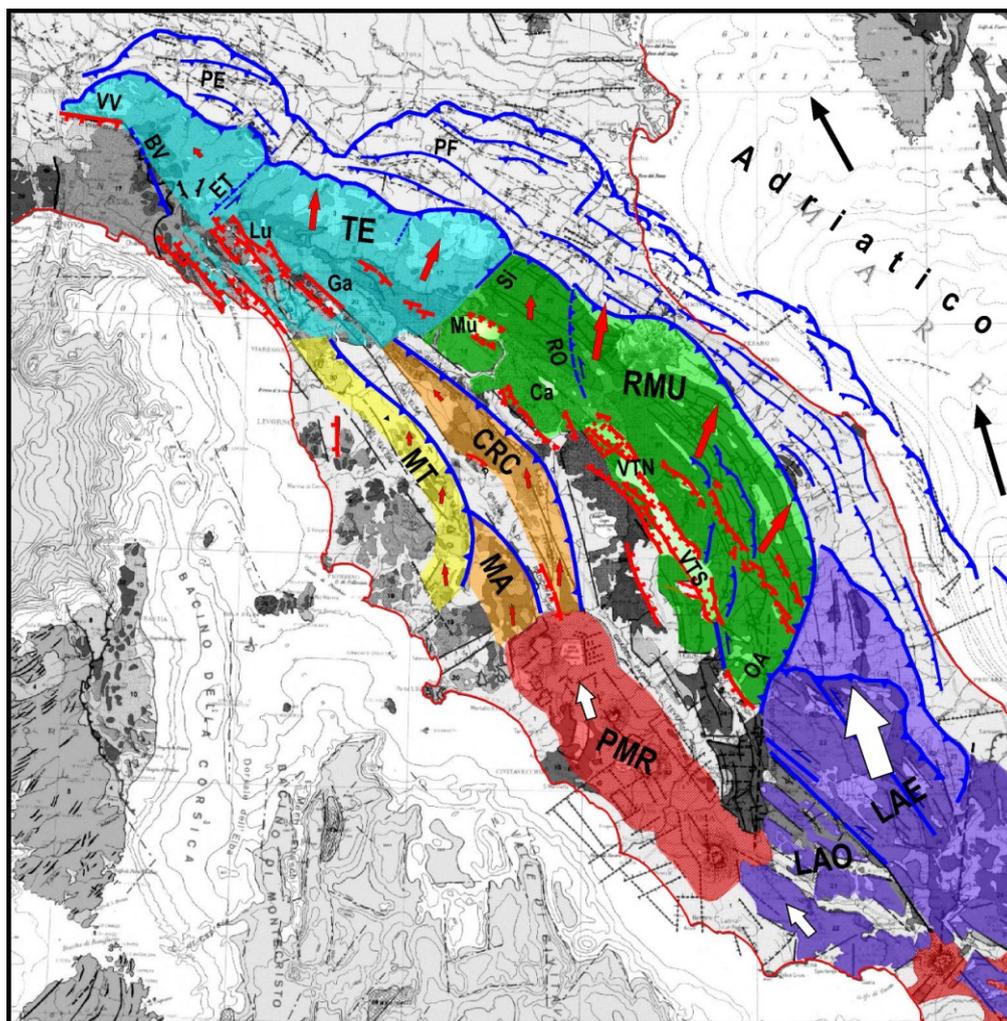
dolomitici e quindi assai resistenti (e.g., Zappaterra, 1990; Bosellini, 2004; Ciarapica e Passeri, 2005; Patacca et alii, 2008). Infatti, in quest'ultimo settore di catena il movimento relativo rispetto alla parte occidentale è stato prevalentemente di trascorrenza sinistra, assorbita da faglie sinistre longitudinali (principalmente i due sistemi de L'Aquila e Fucino).



**Fig. 2.4.** Schema tettonico della parte esterna della catena appenninica, trascinata dalla placca adriatica, evidenziata dal colore più scuro. I principali blocchi in cui questa parte è suddivisa sono il cuneo Molise-Sannio (MS), la parte orientale della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAE), il cuneo Romagna-Marche-Umbria (RMU) e il cuneo Toscana-Emilia (TE). Le zone di disaccoppiamento tra i cunei mobili sopra citati e la parte interna della catena sono marcate da sistemi di faglie estensionali e transtensionali sinistre. Aq=sistema di faglie dell'Aquilano; AVT=Alta Val Tiberina; Be=Beneventano; Fo=Forlivese; Fu=sistema di faglie del Fucino; Ga=Garfagnana, Ir=Irpinia; LAO=settole occidentale della piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese; Ma=Maiella; Mt=Matese; Mu=Mugello; PMR=Provincia Magmatica Romana; Rm=Riminese; SV=sistema Sangro-Volturno; Vu=Vulture.

- Un altro importante effetto della compressione longitudinale nella catena è costituito dal forte sollevamento quaternario, riconosciuto in vari settori (e.g., Calamita et alii, 1999; Ghisetti e Vezzani, 1999; Cerrina Feroni et alii, 2001; Argnani et alii, 2003; Bartolini, 2003; Bartolini et alii, 2003; Pizzi, 2003; Boccaletti et alii, 2010).

Lo schema dell'assetto tettonico e cinematico dell'Appennino centro-settentrionale che si è sviluppato come effetto del contesto dinamico sopra discusso è mostrato in figura 2.5.



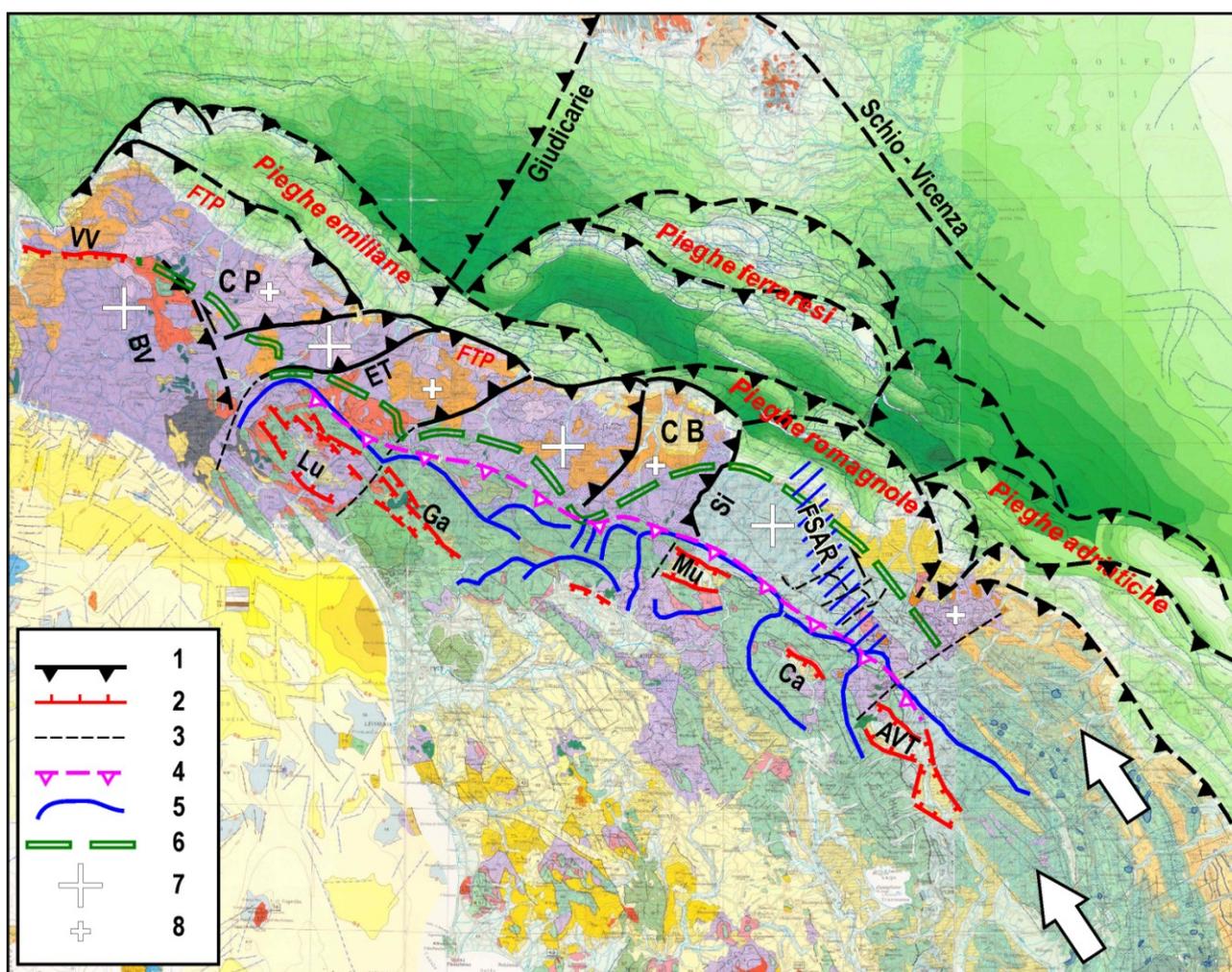
**Fig. 2.5.** Schema tettonico/cinematico dell'Appennino settentrionale. In colore sono evidenziati i due settori principali in cui l'Appennino settentrionale è suddiviso: cuneo Romagna-Umbria-Marche (RMU, verde) e cuneo Toscana-Emilia (TE, blu). Il raccorciamento longitudinale della catena è causato dal contesto geodinamico a larga scala (Mantovani et alii, 2009a). L'estrusione laterale dell'Appennino settentrionale (cunei RMU e TE) è causato dalla spinta (freccia grande) della parte esterna della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAE). Una spinta longitudinale, ma meno intensa (freccie piccole), trasmessa dalla parte interna (occidentale) della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAO), agisce sulle dorsali presenti nella Toscana occidentale (Chianti-Rapolano-Cetona= CRC, Medio Toscana= MT e Montalcino-Amiata= MA) e le fosse tra esse comprese, producendo deformazioni e attività sismica minori. Gli elementi tettonici estensionali sono in rosso, quelli compressionali e trascorrenti in blu. BV=zona sismica Bedonia-Varzi, Ca=Casentino, ET=sistema di faglie Enza-Taro, Ga=Garfagnana, Lu=Lunigiana, OA=Olevano-Antrodoco, Mu=Mugello, PE,PF =Complessi sepolti delle Pieghe Emiliane e Ferraresi, PMR=Provincia Magmatica Romana, RO=Rappresentazione tettonica semplificata della fascia sismica dell'Appennino romagnolo, Si= Sillaro, VTN,VTS=Val Tiberina Nord e Sud, VV= Zona sismica Villalvernia-Varzi.

Siccome la presente pubblicazione si prefigge di stimare la pericolosità sismica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo, abbiamo ritenuto opportuno proporre una ricostruzione più dettagliata e aggiornata dell'assetto tettonico di questo settore di catena, cercando di riconoscere le sue possibili connessioni con l'attività sismica. Le principali caratteristiche geologiche, morfologiche e tettoniche nella zona considerata e la presunta cinematica dei blocchi sono riportate in figura 2.6.

Uno degli elementi inseriti nello schema è costituito dalla configurazione dei crinali montuosi. Questa evidenza, delineando le parti di catena che hanno subito i sollevamenti più marcati (e quindi le maggiori sollecitazioni), può essere utile per spiegare il meccanismo di formazione dei principali bacini intermontani: Alta Valtiberina, Casentino, Mugello, Garfagnana e Lunigiana, che corrispondono (tranne il Casentino) alle principali zone sismogenetiche della Toscana, vedi capitolo

5. Come già suggerito da Mantovani et alii (2011), la tettonica estensionale che ha portato alla generazione di queste fosse potrebbe essere conseguenza della divaricazione locale tra alcuni segmenti di crinali che sono stati piegati in modo differenziato dalla compressione longitudinale che ha deformato questo settore appenninico. Questa ipotesi è suggerita dal fatto che tutte le fosse in oggetto sono localizzate all'interno di settori arcuati di dorsali montuose. L'appartenenza di tutti i crinali citati alla fascia orogenica che è completamente priva della copertura delle Liguridi costituisce un'ulteriore evidenza sul sollevamento che tale fascia ha subito nell'evoluzione recente.

A rendere più evidente la separazione della parte più mobile della catena dalle strutture della Toscana interna può avere contribuito il fatto che queste ultime comprendono il complesso metamorfico delle Alpi Apuane, che appare più solidamente connesso con il proprio basamento, e quindi meno disponibile per spostamenti laterali.



**Fig. 2.6.** Schema tettonico dell'Appennino tosco-emiliano-romagnolo sovrapposto alla carta strutturale d'Italia. 1) Fronti compressivi della catena, 2) Principali faglie estensionali, 3) elementi tettonici non definiti, 4) Fronte transpressivo tra le parti interna ed esterna della catena, 5) Crinali montuosi, 6) Fronte del raddoppio del basamento, 7) Zone di maggiore sollevamento, 8) zone di ridotto sollevamento. AVT= Alta valTiberina, BV=Bedonia-Varzi, Ca=Casentino, CB=Cuneo Bolognese, CP=Cuneo di Piacenza, ET=faglia Enza-Taro, FSAR=Fascia sismica dell'Appennino romagnolo, Ga=Garfagnana, Lu=Lunigiana, Mu=Mugello, FTP=Fronte del sovrascorrimento( thrust) pedeappenninico, Si= fronte del Sillaro, VV=zona estensionale Villalvernia-Varzi.

Si può notare che la serie di piegamenti orizzontali dei crinali si interrompe dopo la Lunigiana, in linea con il fatto che oltre questo limite c'è il corpo dell'Appennino ligure, che molto probabilmente costituisce un altro settore scarsamente mobile della catena, essendo incastrato tra le

adiacenti Alpi Liguri (solidali col proprio basamento), e il cuneo TE in migrazione verso l'esterno. Questa interpretazione è confortata dal fatto che il corpo in questione corrisponde alla parte meno deformata e meno sollevata dell'Appennino settentrionale, poiché l'erosione non è ancora riuscita a cancellare la strutturazione originaria dell'edificio appenninico, alla cui sommità si collocano le Liguridi interne che affiorano estesamente in questo settore (Fig. 1.2.2). La stretta connessione delle Alpi Liguri col proprio basamento è dovuta al fatto che in questo settore non sono presenti livelli anidritici nelle successioni dolomitiche triassiche, poste alla base della copertura sedimentaria (e.g., Vanossi et alii, 1994; Ciarapica e Passeri, 2005).

Gli effetti del regime compressivo longitudinale sono riconoscibili anche nella parte più esterna della catena (quella meno elevata), anche se in questa fascia il raccorciamento è stato assorbito da deformazioni meno evidenti (Fig. 2.6). La parte orientale di questo settore (Appennino romagnolo) ha subito il massimo sollevamento e conseguente erosione, come documentato dalle varie evidenze descritte nel paragrafo 1.2. Possibili cause di questo accentuato sollevamento, connesse con la peculiare deformazione subita dal margine adriatico sepolto sotto questa zona dopo il Messiniano (Fig. 2.3), sono discusse da Mantovani et alii (2011) e nel capitolo 2.

Il fatto che una fascia trasversale abbastanza ristretta dell'Appennino romagnolo abbia subito numerose scosse forti (vedi capitolo 4) implica la presenza di un'importante discontinuità tettonica. Attualmente però, le scarse evidenze geologiche disponibili in quella zona non permettono un chiaro riconoscimento del processo tettonico responsabile di tale sismicità. I lineamenti morfotettonici più evidenti sono i fronti di sovrascorrimento formati nelle vari fasi compressive del Miocene e Pliocene (Fig. 1.3.2, e.g., Farabegoli et alii, 1991; Bortolotti, 1992; Cerrina Feroni et alii, 2001; Martelli et alii, 2002), ma queste strutture sembrano essere tagliate e dislocate da faglie a rigetto orizzontale di varia orientazione e cinematica (e.g., Martelli et alii, 2002). Tali fratture potrebbero rappresentare l'espressione superficiale di una zona di taglio profonda orientata circa N-S, come quella suggerita da Costa (2003), in base all'interpretazione di linee sismiche a riflessione.

Considerando il contesto dinamico che sta attualmente sollecitando l'Appennino settentrionale (Fig. 2.5), si potrebbe supporre che l'attività sismotettonica nella zona dell'Appennino romagnolo sia legata ad un sistema di faglie che permettono alla parte di catena orientata parallelamente alla placca adriatica (prevalentemente corrispondente al cuneo RMU, che tende a spostarsi circa verso nord), di svincolarsi dal settore appenninico situato più ad ovest, che per la sua configurazione e contesto tettonico incontra una notevole resistenza ad adeguarsi al movimento di Adria.

La zona di deformazione del Sillaro (Figg. 1.2.1, 1.4.7 e 2.6.) è riconosciuta come la zona dove le unità tettoniche affioranti nell'Appennino romagnolo si immergono sotto le Liguridi dell'Appennino emiliano (Cerrina Feroni et alii, 2001; Boccaletti et alii, 2010). In quest'ultimo settore di catena il raccorciamento longitudinale è anche assorbito dall'estrusione laterale del cuneo bolognese, come suggerito dal fatto che il bordo esterno di tale settore sporge significativamente verso la pianura padana rispetto ai settori adiacenti. Questa interpretazione può spiegare il fatto che le scosse più intense del bolognese sono tutte distribuite lungo il bordo esterno del cuneo in oggetto (vedi capitoli 4 e 5). La compressione circa verso NO che il cuneo bolognese in estrusione trasmette alla parte adiacente di catena, sia emersa che sepolta, potrebbe spiegare la presenza di una marcata sporgenza verso l'esterno delle pieghe presenti sotto il modenese. Un'altra evidenza consistente con il regime compressivo longitudinale nell'Appennino emiliano è data dalla presenza di fronti di sottoscorrimento trasversali (Fig. 2.6), riconosciuti in questa zona da Boccaletti e Martelli (2004) e Boccaletti et alii (2010), che hanno reinterpretato come strutture compressive i cosiddetti "lineamenti antiappenninici" da tempo identificati in catena (e.g., Sillaro, Reno, Panaro, Secchia, Enza e Taro in figura 1.3.4 e in Sorgi et alii, 1998).

Nella parte più occidentale dell'Appennino emiliano (d'ora in poi identificata per semplicità come cuneo di Piacenza), le deformazioni e la cinematica sono notevolmente condizionate dall'interazione di questo settore con la struttura scarsamente deformabile dell'Appennino ligure. In questo contesto, la soluzione di minimo lavoro è presumibilmente rappresentata dall'estrusione circa verso NNO del cuneo di Piacenza, assorbita da deformazioni transpressive sinistre lungo la

fascia conosciuta come Ottone-Levanto (e.g., Elter et alii, 2012), dove è anche localizzata attività sismica (vedi capitolo 4). La cinematica proposta per il cuneo di Piacenza è consistente con la conformazione delle pieghe emiliane, presumibilmente formate da questo indentatore.

Un'altra significativa evidenza che potrebbe trovare una spiegazione plausibile come effetto della cinematica sopra citata è costituita dalla deformazione, prevalentemente interpretata come estensionale a direzione circa Sud-Nord (e.g., Ambrosetti et alii, 1983; Meisina e Piccio, 2003; Panini et alii, 2004), lungo la nota fascia tettonica Villalvernia-Varzi (Fig. 2.6). In particolare, questa deformazione potrebbe essere imputata alla separazione tra il cuneo di Piacenza, in migrazione verso NNO e l'Appennino ligure, pressochè stabile. D'altra parte, la migrazione del cuneo di Piacenza implica un'interazione compressiva con le strutture padane, che risulta compatibile con le deformazioni osservate ai bordi settentrionale e occidentale del cuneo suddetto (e.g., Pellegrini e Vercesi, 1995; Mantelli e Vercesi, 2000; Benedetti et alii, 2003).

Un possibile disaccoppiamento tra il cuneo di Piacenza e la parte orientale dell'Appennino emiliano potrebbe essere assorbito da deformazioni transpressive lungo il sistema di faglie trasversale Enza-Taro, documentate da varie evidenze (Bernini e Papani, 1987; Vescovi, 1988; Boccaletti e Martelli, 2004; Elter et alii, 2012), senza dimenticare che questo sistema corrisponde alla proiezione in superficie della discontinuità delle Giudicarie, come discusso sopra.

Per quanto riguarda la connessione tra tettonica e attività sismica, si potrebbe notare che dopo l'attivazione nel 1828 ( $M=5.8$ ) del sistema di faglie Villalvernia-Varzi (presumibilmente dovuta ad un movimento verso nord del cuneo di Piacenza) si sono verificate due scosse forti nel reggiano (1831  $M=5.5$  e 1832  $M=5.5$ ), in corrispondenza del bordo sud-orientale dello stesso cuneo. Inoltre, qualche anno dopo ci sono state scosse forti anche nella zona della Lunigiana (1834  $M=5.8$ ) e Garfagnana (1837  $M=5.8$ ). La connessione tettonica per queste 2 ultime scosse potrebbe essere legata al fatto che uno spostamento verso NNO del cuneo di Piacenza può favorire il meccanismo di deformazione dei crinali all'interno dei quali si sviluppano le fosse della Lunigiana e Garfagnana.

Purtroppo, questo è l'unico esempio chiaramente documentato di attivazione intensa della zona Villalvernia-Varzi. Un altro possibile caso di interesse potrebbe essere rappresentato da una scossa avvenuta nel 1473, che nel catalogo PFG (Postpischl, 1985) viene posizionata tra Milano e Pavia con  $M=5.7$ . Questo evento però, non compare nel catalogo attuale (Rovida et alii, 2011), in quanto non avrebbe prodotto effetti apprezzabili a Milano, dove alcuni vedono l'epicentro della scossa. Sarebbe comunque utile svolgere ulteriori indagini su questo terremoto, per appurare l'attendibilità delle fonti storiche, che suggeriscono danni rilevanti, con molte case distrutte e numerose vittime, e una possibile esondazione nelle zona compresa tra i fiumi Ticino e Adda (Bonito, 1691; Baratta, 1983). Il motivo per cui riteniamo utile tenere aperto questo problema è che nel caso in cui, dopo ulteriori controlli sulla documentazione storica disponibile, la scossa in oggetto risultasse reale e localizzata in prossimità della discontinuità Villalvernia-Varzi, potrebbe essere considerata come un possibile innesco tettonico delle scosse forti che hanno colpito la zona Garfagnana-Lunigiana negli anni successivi (1481,  $M=5.6$  e 1497,  $I=VIII-IX$ ). Questa corrispondenza assieme a quella del 1828 discussa sopra, delinerebbe un quadro in cui quasi tutte le scosse forti della zona Lunigiana-Garfagnana sarebbero state precedute da scosse significative nella zona Villalvernia-Varzi. L'unica scossa forte per cui questa connessione sismotettonica non sarebbe applicabile rimarrebbe quella del 1920 in Garfagnana ( $M=6.5$ ). Però, va rimarcato che tale scossa è inserita nella notevole sequenza sismica che si è sviluppata nell'Appennino settentrionale dopo il fortissimo terremoto del Fucino del 1915, come ampiamente discusso in lavori precedenti (Mantovani et alii, 2010a,b, 2012a,b).

L'Appennino settentrionale comprende anche una parte sepolta sotto la Val Padana, che subisce sollecitazioni analoghe a quelle che agiscono sulla parte emersa della catena. Alcune indicazioni su questo settore, si possono ricavare dall'analisi delle sezioni di Boccaletti e Martelli (2004), Fantoni e Franciosi (2010), Martelli e Molinari (2009) e Boccaletti et al. (2010).

Tutte le pieghe padane sepolte e le strutture del Fronte del Thrust Pedepenninico (FTP), sono costituite da faglie compressive nord-vergenti, con attivazione via via più recente dal margine

appenninico verso nord e verso est; le riattivazioni hanno talora dato origine a strutture superficiali retrovergenti (back-thrust).

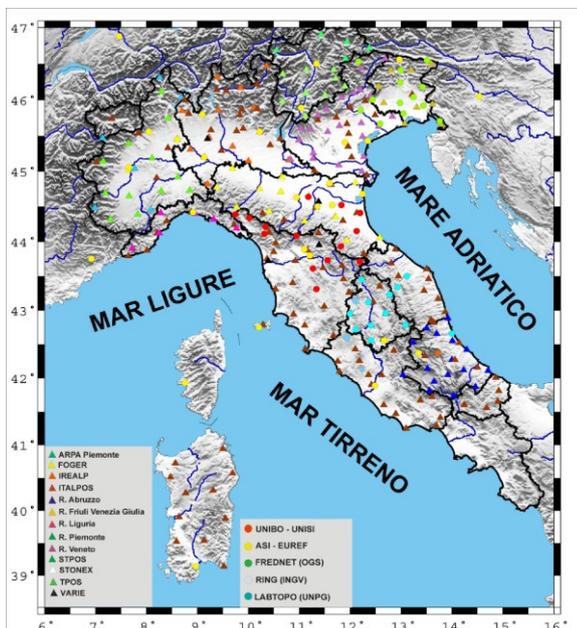
L'attività del fronte delle Pieghe emiliane e di quelle romagnole inizia nel tardo Messiniano-Pliocene inferiore (vedi paragrafo 1.4) e continua in maniera importante fino al Pleistocene inferiore, con riattivazioni tardo-quadernarie. L'attività delle Pieghe ferraresi sembra iniziare nel Pliocene medio e si sviluppa soprattutto nel Pleistocene inferiore nella parte interna (struttura di Mirandola), mentre l'attivazione della parte esterna (struttura di Ferrara) sembra essere successiva (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore) e continuare in maniera importante almeno fino al Pleistocene medio. Anche l'attivazione delle Pieghe adriatiche sembra essere iniziata nel Pliocene ed essersi poi sviluppata soprattutto nel Pliocene medio-Pleistocene inferiore.

In ogni caso, la distribuzione della sismicità indica che tutte queste strutture sono ancora attive, essendo state interessate dai importanti terremoti:

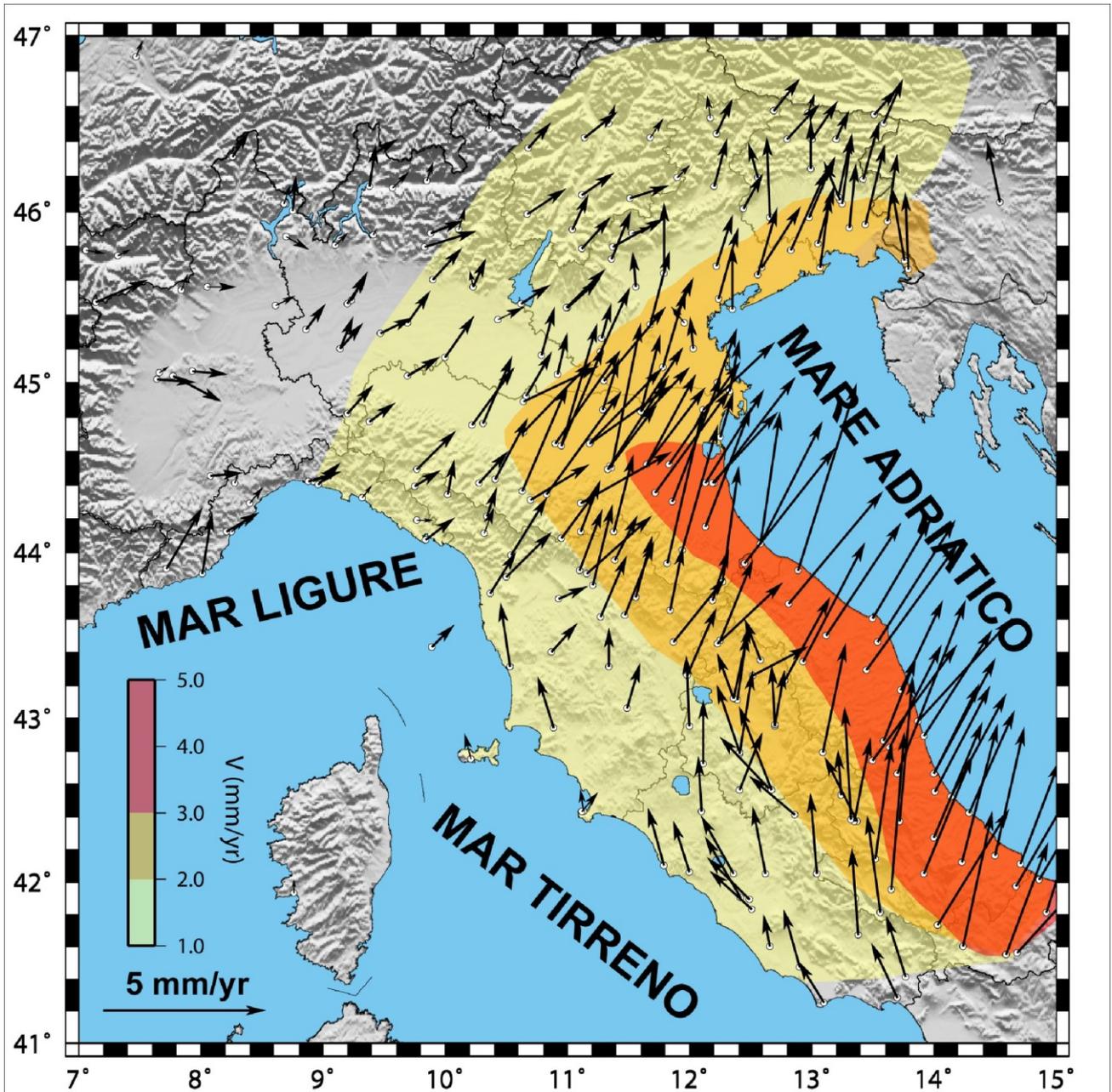
- FTP: Sassuolo (1501) e margine appenninico bolognese (1505)
- Pieghe emiliane: margine appenninico-padano parmense (1438 e 1971), reggiano (1831 e 1832), modenese (1249)
- Pieghe romagnole: bassa Romagna (1483, 1688 e 1781) e margine appenninico romagnolo (1428 e 1870)
- Pieghe ferraresi: Ferrara (1346 e 1570), Argenta (1624), Emilia orientale (1796), Novellara (1996), sequenza sismica di maggio-giugno 2012
- Pieghe adriatiche: Romagna sud-orientale (1875), riminese (1672, 1786 e 1916).

#### *Cinematica attuale dell'Italia centro settentrionale dedotta da osservazioni geodetiche*

Evidenze in supporto al contesto cinematico tettonico descritto sopra sono fornite dai risultati ottenuti dall'analisi dei dati geodetici acquisiti tramite una rete abbastanza fitta di stazioni GPS permanenti nell'Italia centrale e settentrionale (Fig. 2.7). Il quadro delle velocità orizzontali medie di tutti i siti coinvolti durante il periodo 2001-2012 (Fig. 2.8) indica che la parte esterna dell'Appennino centrale e settentrionale si sta muovendo circa verso NE in modo sensibilmente più veloce (3-5 mm/anno) rispetto alla parte interna tirrenica della catena (1-2 mm/anno). Il settore caratterizzato da velocità più elevate ha una buona corrispondenza con la parte di catena che risulta più mobile nel Pleistocene superiore (Fig. 2.2c), costituita dai cunei MS, LAE, RMU e TE (Fig. 2.4).



**Fig. 2.7.** Rete di stazioni GPS permanenti utilizzata per lo studio della cinematica dell'Italia centro-settentrionale. I simboli e le sigle in legenda si riferiscono agli Enti pubblici e privati cui appartengono le stazioni. La metodologia di analisi delle misure geodetiche è descritta in Baldi et alii (2009), Mantovani et alii (2010b) e Cenni et alii (2012).

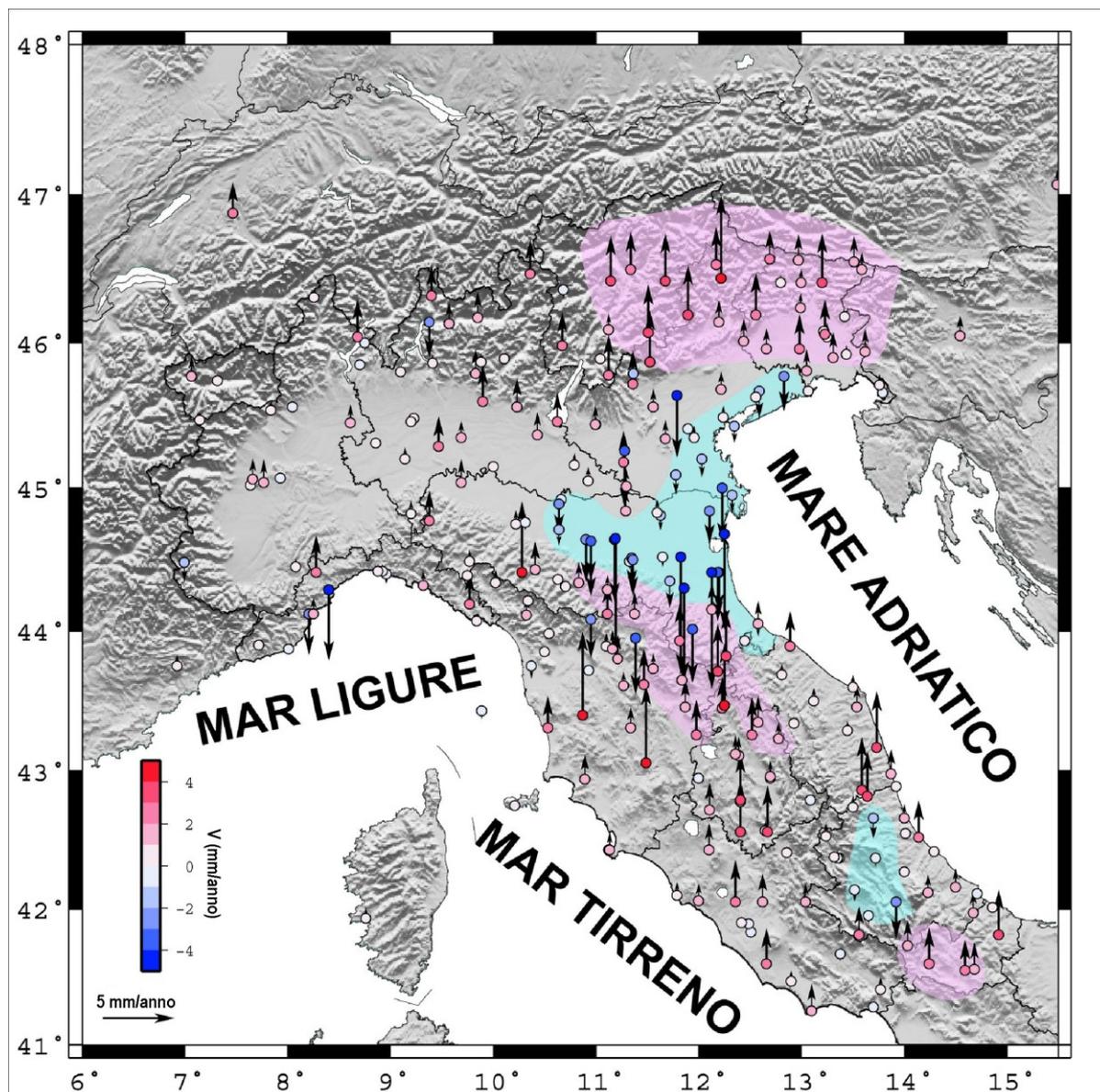


**Fig. 2.8.** Velocità orizzontali medie dei siti GPS ottenute dall'analisi dei dati acquisiti nel periodo 2001-2012 (da Cenni et alii, 2012). I vettori rappresentano la velocità dei siti rispetto all'Eurasia. I colori identificano le zone caratterizzate da ampiezza uniforme della velocità.

Interessanti indicazioni sull'assetto cinematico e tettonico attuale nella zona considerata sono fornite anche dal campo delle velocità verticali (Fig. 2.9), che mette in evidenza un sollevamento delle catene orogeniche, sia alpina che appenninica, una dominante subsidenza nella Pianura padana orientale e un regime di deboli movimenti, di vario segno, nella parte occidentale della stessa pianura. Indicazioni molto simili sono fornite da evidenze geologiche e geomorfologiche (e.g., Schlunegger e Hinderer, 2001; Persaud e Pfiffner, 2004; Boccaletti et alii, 2010).

Il fatto che nella catena alpina le maggiori velocità di sollevamento siano osservate nel settore orientale è consistente con l'ipotesi che l'indentazione della parte più mobile della placca adriatica (Fig. 2.3c) sia la causa principale di tale fenomeno.

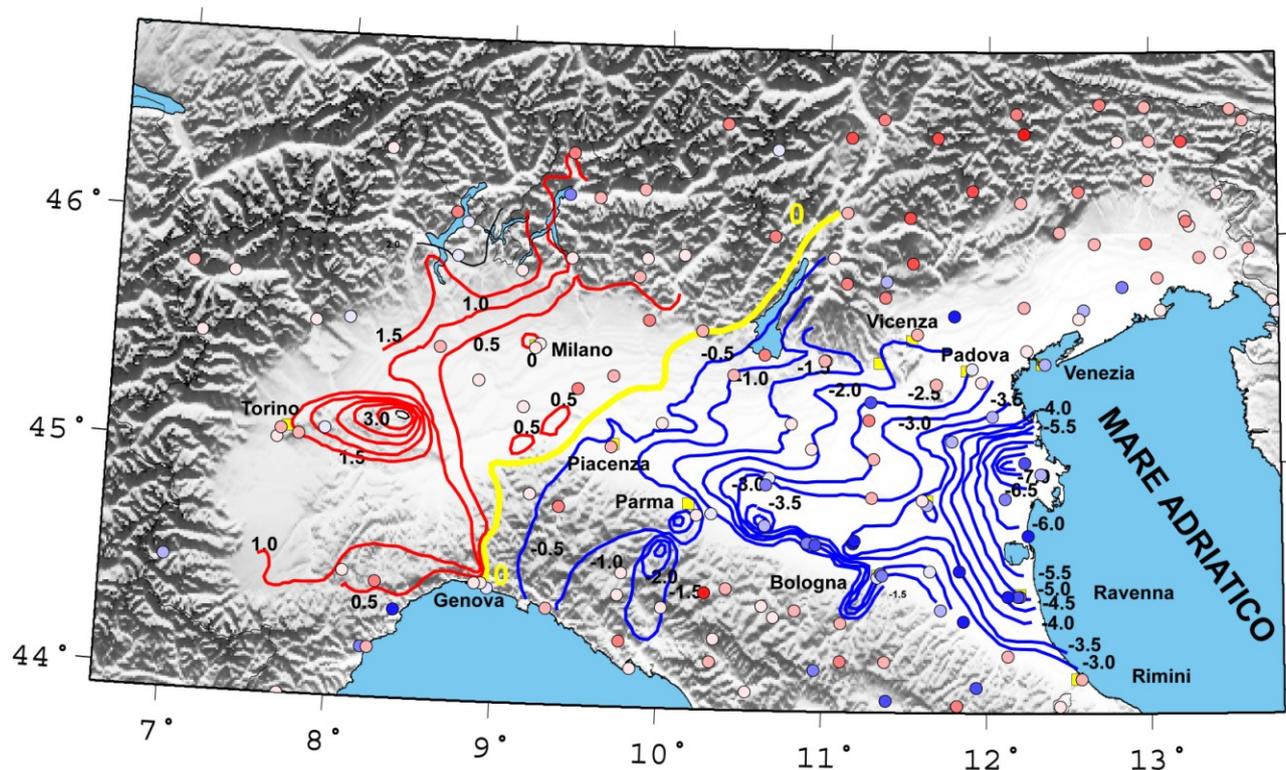
Il sollevamento della catena appenninica può essere plausibilmente spiegato come effetto della compressione longitudinale discussa in precedenza.



**Fig. 2.9.** Velocità verticali medie dei siti GPS ottenuti dall'analisi dei dati nel periodo 2001-2012. I colori rosa e blu identificano rispettivamente le zone interessate dai più intensi sollevamenti e subsidenze. La procedura di analisi dei movimenti verticali è descritta da Baldi et alii (2009).

Il fatto che la parte orientale della pianura padana sia caratterizzata da una significativa subsidenza, mentre la parte occidentale della stessa pianura non presenti movimenti verticali apprezzabili (Fig. 2.9) potrebbe fornire importanti vincoli sull'assetto tettonico attuale di questa zona. Per esempio, questo comportamento differenziato, non certo imputabile a fattori antropici, potrebbe essere dovuto al fatto che la parte di dominio adriatico giacente a est del sistema di faglie delle Giudicarie sta sottoscendendo la parte adriatica che giace a ovest di tale discontinuità, come discusso in precedenza e schematicamente illustrato nella figura 2.3. Ulteriori evidenze sul fenomeno citato sopra sono fornite dalle misure geodetiche terrestri (livellazioni sulla Rete altimetrica nazionale, Arca e Berretta, 1985) effettuate nella zona padana dal 1897 al 1957 (Fig. 2.10). L'importanza di questo risultato è data dal fatto che la campagna di misure copre un intervallo temporale piuttosto ampio e oltretutto queste osservazioni sono state effettuate in un periodo in cui la subsidenza della Pianura padana prodotta da attività antropiche (estrazione di acqua e gas naturale) era ancora limitata rispetto al periodo seguente. Questo ha reso più evidente il

sollevamento in atto della parte occidentale della Pianura padana, in evidente contrasto con la tendenza all'abbassamento della parte orientale, già presente anche in quel periodo.



**Fig. 2.10.** Movimenti verticali misurati nel periodo 1897-1957 mediante misure geodetiche terrestri (da Arca e Berretta, 1985). Le curve di livello rosse e blu indicano rispettivamente i sollevamenti e gli abbassamenti (negativi) in mm/anno.

Le evidenze sopra citate, sia quelle ricavate da misure GPS che da livellazioni, rendono più credibile il quadro tettonico da noi proposto, che offre una possibile giustificazione per la tendenza all'abbassamento della Pianura padana orientale e al sollevamento di quella occidentale. Il primo fenomeno viene imputato al fatto che il dominio adriatico sottostante la pianura orientale sta subendo il sovrascorrimento del settore più mobile dell'Appennino settentrionale (Figg. 2.4 e 2.5) e contemporaneamente sta sottoscorrendo il dominio adriatico sottostante la pianura occidentale (Fig. 2.3c). Il sollevamento della pianura lombarda-piemontese viene spiegato come effetto del sottoscorrimiento sopra citato. Il fatto che la transizione tra la zona padana in abbassamento e quella in sollevamento sia localizzata in buona corrispondenza con la proiezione superficiale della presunta zona di sottoscorrimiento delle Giudicarie (Fig. 2.10) rafforza l'ipotesi descritta sopra. Altre considerazioni su questa interpretazione sono fatte nei capitoli 4 e 5, dove le implicazioni tettoniche sono confrontate con la distribuzione dell'attività sismica.

Un'altra interessante caratteristica messa in evidenza dalla figura 2.10 è l'anomalo sollevamento della zona del Monferrato e della Collina di Torino, con velocità di oltre 3 mm/anno. Tale indicazione è in parte confermata da evidenze indipendenti di tipo geomorfologico (Boano et alii, 2004; Barbero et alii, 2007). Si può notare che la forma stretta e allungata di questa anomalia dei sollevamenti è in ottima corrispondenza con la configurazione del cuneo appenninico sepolto sotto questa zona (Mosca et alii, 2010; Fig.1.4.2). Questo quadro cinematico potrebbe implicare che la struttura orogenica sopra citata, (sepolta sotto spessi depositi sedimentari, come il Bacino di Alessandria, e.g. Piana, 2000), si sta inarcando verso l'alto in risposta alla compressione SE-NO che sta subendo tra l'Appennino settentrionale, in migrazione verso NO, e la catena alpina.

### **3. Possibili connessioni tra l'evoluzione tettonica e la distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nell'area mediterranea centrale: implicazioni per l'Appennino Settentrionale**

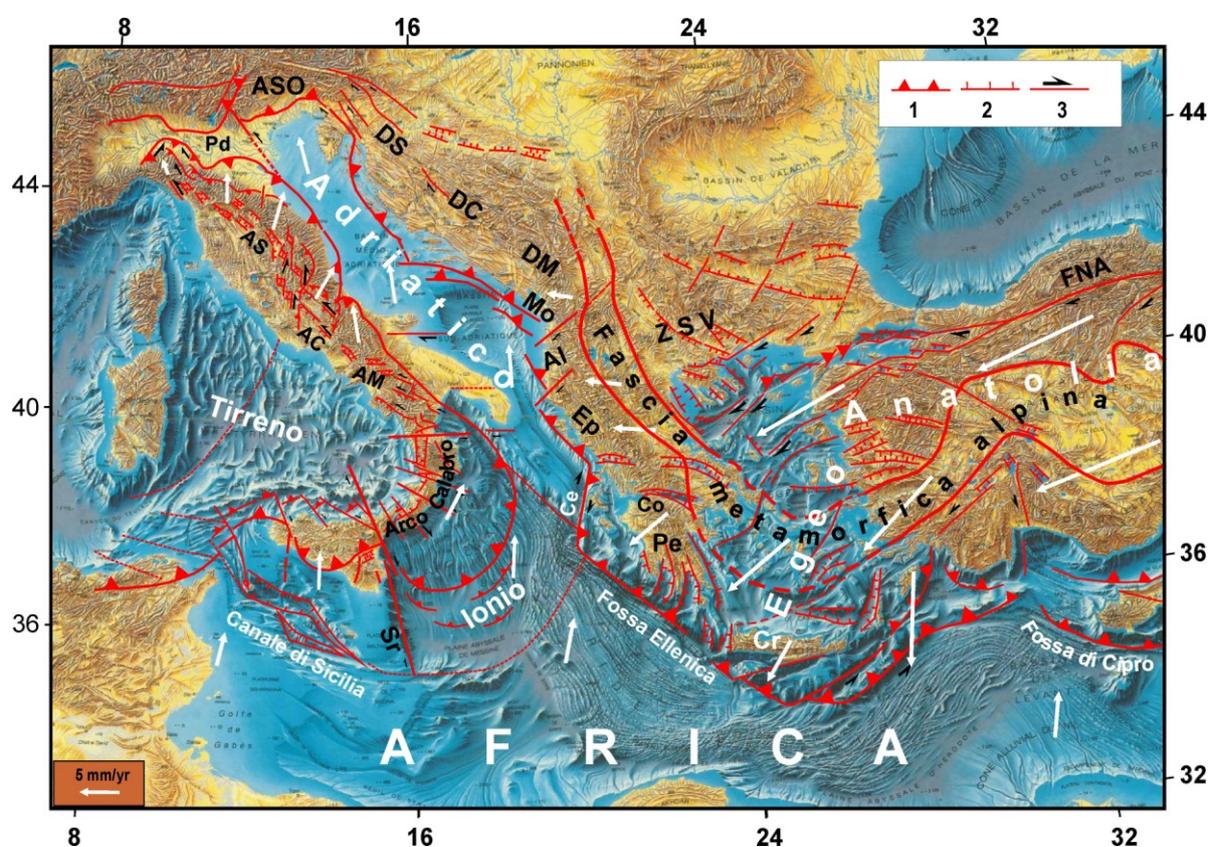
E' largamente riconosciuto che i terremoti sono gli effetti della progressiva deformazione fragile delle rocce prodotta dalle forze tettoniche. La distribuzione spaziale e la successione temporale delle scosse forti in una zona sono controllate da 3 fattori principali: le forze tettoniche in atto, la localizzazione e configurazione delle zone di debolezza del sistema coinvolto e le modalità con cui la perturbazione prodotta da ogni scossa si propaga nelle zone circostanti. Dopo ogni forte cedimento sismico del sistema i campi di deformazione e sforzo si riorganizzano con velocità compatibili con le proprietà reologiche delle strutture coinvolte, rinforzandosi in alcune zone e attenuandosi in altre. Questo implicherebbe che dopo ogni scossa forte si possono delineare zone dove la probabilità di cedimento sismico è più elevata che in altre. Se questa ipotesi fosse confermata e fosse poi possibile riconoscere le zone a maggiore probabilità di future scosse, la difesa dai terremoti sarebbe favorita, in quanto si potrebbero concentrare in tali zone le poche risorse disponibili per interventi di prevenzione e riduzione del rischio sismico. In questo capitolo sono discusse le possibilità attuali di ottenere informazioni di questo tipo. In particolare, vengono descritte le principali evidenze sulla possibile connessione tra processi tettonici e distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nell'area in esame. Sulla base di tali evidenze è possibile fare ipotesi sui percorsi più probabili della sismicità intensa nel prossimo futuro. A questo riguardo, però è opportuno precisare che le indicazioni fornite si riferiscono unicamente alla successione cronologica relativa prevista per le attivazioni sismiche nelle varie zone e non comportano quindi alcuna definizione dei tempi di occorrenza di terremoti futuri per ogni singola zona.

#### **3.1 Interazione a breve termine (anni) tra sorgenti sismiche indotta dal rilassamento post sismico generato da forti scosse**

Lo slittamento che avviene lungo una faglia durante un terremoto produce effetti rilevabili con una varietà di tecniche geodetiche, sismologiche, geologico-strutturali e geomorfologiche. Per esempio, accurate misure di geodesia spaziale effettuate con reti di stazioni GPS hanno messo in evidenza lo spostamento repentino dei punti della superficie terrestre nelle immediate vicinanze dell'epicentro, come previsto dalla teoria elasto-dinamica dei fenomeni sismici (e.g., Okada, 1985). Negli ultimi anni questo effetto cosismico è stato osservato sia per i grandi terremoti (e.g., Banerjee et alii, 2007; Ozawa et alii, 2011) che per le scosse minori, tra cui l'evento dell'Aquila del 6 Aprile 2009 (e.g., Anzidei et alii, 2009; Cenni et alii, 2012) e i terremoti emiliani del maggio 2012 (Salvi et alii, 2012). Tuttavia, i terremoti sono responsabili anche di altri processi, che interessano porzioni della crosta terrestre molto più ampie delle zone in cui si rileva l'effetto cosismico e si sviluppano anche per anni dopo la scossa innescante. Tali processi sono ben documentati per varie zone del mondo (e.g., Pollitz et alii, 2006; Panet et alii, 2007; Ryder et alii, 2007; Ergintav et alii, 2009), compresa la catena appenninica (e.g., Cheloni et alii, 2010; Cenni et alii, 2012). Una spiegazione plausibile è che ogni forte scossa permette al sistema crosta-mantello superiore, sollecitato dalle forze tettoniche, di riposizionarsi gradualmente, con velocità controllate dall'accoppiamento tra lo strato elastico/fragile superficiale e lo strato plastico/viscoso sottostante (e.g., Mogi, 1968; Elsasser 1969; Anderson, 1975, Rydeleck e Sacks, 1990, Pollitz et alii, 1998; Marsan e Bean, 2003; Feigl e Thatcher, 2006). Questo riposizionamento, detto rilassamento postsismico, produce una perturbazione della deformazione e dello sforzo nelle zone circostanti, dove faglie orientate in modo favorevole rispetto alla perturbazione postsismica si possono avvicinare al cedimento, talvolta raggiungendolo. La localizzazione delle zone interessate da incremento di sollecitazione, e quindi di pericolosità sismica, dipende dal quadro geodinamico complessivo e dall'assetto tettonico della zona in oggetto. Quindi, una conoscenza molto dettagliata di questi fattori e delle modalità di

generazione e propagazione delle perturbazioni post-sismiche sono gli elementi essenziali per tentare il riconoscimento delle zone più esposte alle prossime scosse forti nell'area in esame.

Le conoscenze sul quadro geodinamico/tettonico nella regione centro mediterranea e sulle sue implicazioni sulla distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti sono descritte in vari lavori (e.g., Mantovani et alii, 2006, 2007a,b, 2009a,b; Lay et alii, 2009; Viti et alii, 2004, 2006, 2011) e nelle precedenti pubblicazioni di questa serie (Mantovani et alii, 2011, 2012a). Le principali indicazioni fornite da tale indagine suggeriscono che la sismicità della penisola italiana sia strettamente connessa con la cinematica della placca adriatica, sul cui bordo occidentale la catena appenninica è situata.



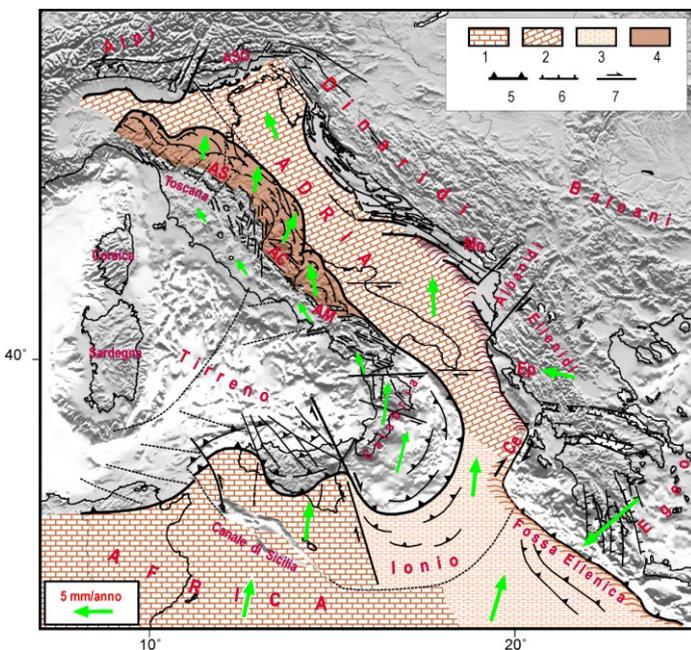
**Fig. 3.1.1.** Quadro cinematico (frecche bianche) rispetto all'Eurasia, nell'area mediterranea centrale (da Viti et alii, 2011 modificata). AC=Appennino Centrale, Al=Albanidi, AM=Appennino Meridionale, AS=Appennino Settentrionale, Aso=Alpi sud orientali, Co=Fossa di Corinto-Patrasso, Ce=Faglia di Cefalonia, Cr=Creta, DC=Dinaridi centrali, DM=Dinaridi meridionali, DS=Dinaridi settentrionali, Ep=Epiro, FNA=Faglia Nord Anatolica, Mo=Montenegro, Pd=Pianura padana, Pe=Peloponneso, Sr=Scarpata di Siracusa, ZSV=Zona Struma-Vardar. 1,2,3) principali lineamenti tettonici compressionali, estensionali e trascorrenti. La geometria della fascia metamorfica alpina (delimitata dalle linee rosse) è presa da Boccaletti e Dainelli (1982).

Sotto la spinta del blocco Africano e del sistema Anatolico-Egeo, la placca adriatica tenderebbe a spostarsi verso il dominio europeo (Fig. 3.1.1). Nel breve termine, però, questo avanzamento procede in modo piuttosto complesso, perché può svilupparsi solo mediante gli scorrimenti sismici e asismici che si verificano lungo le zone tettoniche periadriatiche (catena ellenica e dinarica, Alpi orientali e catena appenninica). Ogni volta che uno dei settori bloccati di questo bordo si svincola temporaneamente, in seguito ad uno scorrimento sismico, il carico tettonico in tutta la zona si ridistribuisce, accentuandosi lungo i settori ancora bloccati, dove di conseguenza la probabilità di scosse può aumentare significativamente. Come effetto di questo meccanismo tettonico a larga scala, la distribuzione dei terremoti forti nelle zone periadriatiche mostra una sistematica tendenza a migrare dalle zone meridionali (Arco ellenico, Epiro, Dinaridi meridionali, Arco Calabro,

Appennino meridionale) a quelle settentrionali: (Dinaridi settentrionali, Appennino centrale e settentrionale, Alpi Orientali), come suggerito da Mantovani et alii (2008, 2011, 2012a).

Sulla base di queste conoscenze, è stato possibile individuare le zone dove gli effetti del rilassamento post sismico indotto da forti terremoti di disaccoppiamento sembrano essere più probabili. L'esempio più evidente di interconnessione tra sorgenti sismiche è dato dalla significativa corrispondenza tra i terremoti forti della zona Albania-Montenegro e l'Appennino meridionale (Viti et alii, 2003; Mantovani et alii, 2010a,b, 2012a,b). Questa corrispondenza è coerente con le implicazioni dell'assetto tettonico nella zona adriatica meridionale ed è avvalorata dal fatto che il rilassamento post sismico indotto dal terremoto del 1979 in Montenegro ha dato i suoi massimi effetti (in termini di deformazione e velocità di deformazione) nell'Appennino meridionale in ottima coincidenza con il tempo di occorrenza del terremoto irpino del 1980 (Viti et alii, 2003; Mantovani et alii, 2010a,b, 2012a,b). Inoltre, la corrispondenza in oggetto sembra essere caratterizzata da una certa sistematicità, come indicato dal fatto che tutte le scosse forti avvenute nell'Appennino meridionale durante gli ultimi due secoli sono state precedute di pochi anni da elevata sismicità nelle Dinaridi meridionali.

Una corrispondenza altrettanto significativa è stata riconosciuta tra i forti terremoti dell'Arco Ellenico e quelli della Calabria (Mantovani et alii, 2008, 2012a,b). Il tempo di ritardo tra le crisi sismiche nelle due zone correlate è prevalentemente compreso tra 4 e 8 anni. Il calcolo del rilassamento post sismico innescato dai principali terremoti nell'Arco Ellenico indica piuttosto chiaramente che anche le scosse indotte in Calabria sono in ottima corrispondenza temporale con l'arrivo dei massimi valori della velocità di deformazione.

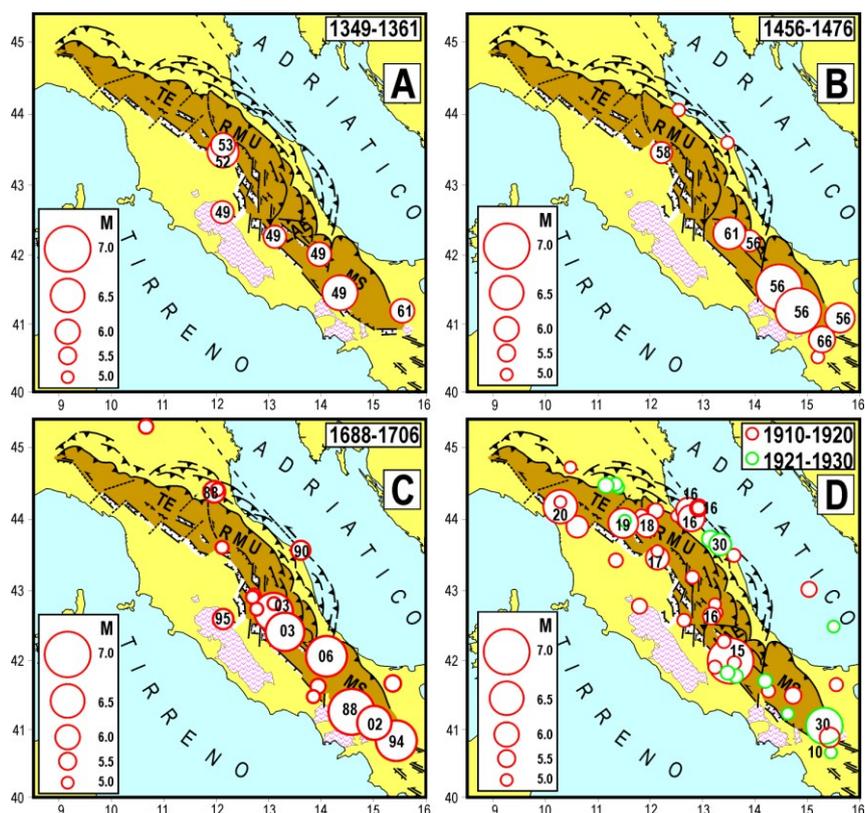


**Fig. 3.1.2.** Quadro cinematico di lungo termine (post-Pleistocene inferiore) rispetto all'Eurasia (frecche verdi) e schema tettonico nell'area mediterranea centrale (da Mantovani et alii, 2012a, modificata). 1-2) domini continentali africano e adriatico; 3) dominio oceanico ionico; 4) settore esterno della catena appenninica trasportato e sollecitato dalla placca adriatica; 5,6,7) principali lineamenti tettonici compressionali, estensionali e trascorrenti. AC=Appennino centrale, AM=Appennino meridionale, AS=Appennino settentrionale, ASO=Alpi sud orientali, Ce=Cefalonia, Ep=Epiro, Mo=Montenegro

Per quanto riguarda la catena appenninica, il quadro geodinamico proposto (Fig. 3.1.2) implica che l'attività tettonica e la relativa sismicità sono principalmente causate dal fatto che la fascia orientale della catena, sollecitata dalla placca adriatica, sta subendo un raccorciamento longitudinale, che si realizza tramite l'estrusione circa verso Nord Est di alcuni settori della catena. I settori più mobili dell'Appennino, illustrati con maggiore dettaglio in figura 2.4, sono costituiti dal cuneo Molise-Sannio (MS), la parte orientale della piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese (LAE), il cuneo Romagna-Marche-Umbria (RMU) e il cuneo TE (Toscana-Emilia).

Il quadro cinematico proposto sulla base delle deformazioni post Pleistocene inferiore, è anche compatibile con il peculiare campo di velocità orizzontali ricavato dalle osservazioni geodetiche (Fig. 2.8). Inoltre, le implicazioni tettoniche del modello sono consistenti con la distribuzione spazio

temporale delle scosse più forti avvenute nella catena appenninica durante le crisi sismiche più violente che hanno colpito questa zona durante i secoli passati (Fig. 3.1.3).



**Fig. 3.1.3.** Distribuzione dei principali terremoti ( $M \geq 5$ ) nella zona appenninica considerata durante le quattro fortissime crisi sismiche discusse nel testo. L'intervallo di tempo delle crisi è riportato in alto a destra sul quadro corrispondente. I numeri dentro o vicino ai cerchi indicano l'anno del terremoto per eventi con  $M \geq 5.5$  e  $I \geq 8$ . Schema tettonico e simboli come in figura 2.4. Le informazioni sulla sismicità sono tratte da Guidoboni e Comastri (2005) e Rovida et alii (2011).

La prima sequenza (Fig. 3.1.3a) è iniziata nel 1349, quando forti terremoti molto ravvicinati nel tempo (sembra nello stesso giorno del 9 Settembre, e.g., Guidoboni e Comastri, 2005, Rovida et alii, 2011) hanno interessato il bordo interno del cuneo Molise-Sannio (Matese,  $M = 6.6$ ), e la zona di svincolo della piattaforma laziale abruzzese (Aquilano,  $M = 5.9$ , Abruzzo  $M=6.0$ ), estendendosi poi anche più a nord (Viterbese,  $M = 5.9$ ). L'elevata intensità e l'ampiezza della zona di risentimento fanno pensare che questa serie di scosse abbia attivato una parte consistente del bordo di disaccoppiamento transensivo dei blocchi MS e LAE, rispetto alla catena interna. Dopo tali svincoli e la conseguente accelerazione dei due cunei in oggetto, si è accentuata la spinta sull'Appennino settentrionale, in particolare sul cuneo RMU. Questo potrebbe spiegare perché alcune scosse intense (Monterchi, 1352  $M=6.4$  e San Sepolcro, 1353  $I=9$  secondo Guidoboni e Comastri, 2005) e altre scosse intermedie si sono verificate nella zona dell'Alta Val Tiberina, situata lungo il bordo interno, estensionale, del cuneo RMU.

La seconda sequenza sismica si è sviluppata dal 1456, quando due scosse violentissime ( $M = 7.0$  e  $7.0$ ) si sono verificate nello stesso giorno (5 Dicembre, secondo Guidoboni e Comastri, 2005) lungo il bordo interno del blocco MS (Fig. 3.1.3b). Come nella crisi precedente, lo svincolo sismico ha consentito al blocco MS di accelerare e di accentuare quindi la sua spinta sul blocco LAE. Questo ha accentuato gli sforzi di taglio nella parte centrale di tale piattaforma, dove un terremoto forte si è infatti verificato nel sistema di faglie aquilano, tra L'Aquila e Sulmona (1456  $M = 5.8$ ,  $I = 10/11$ ), poi seguito da un'altra scossa nel 1461 (Aquilano,  $M = 6.4$ ,  $I = 10$ ). Anche in questo caso, una scossa intensa si è verificata in Alta Val Tiberina negli anni successivi (1458,  $M = 5.8$ ,  $I = 8/9$ ).

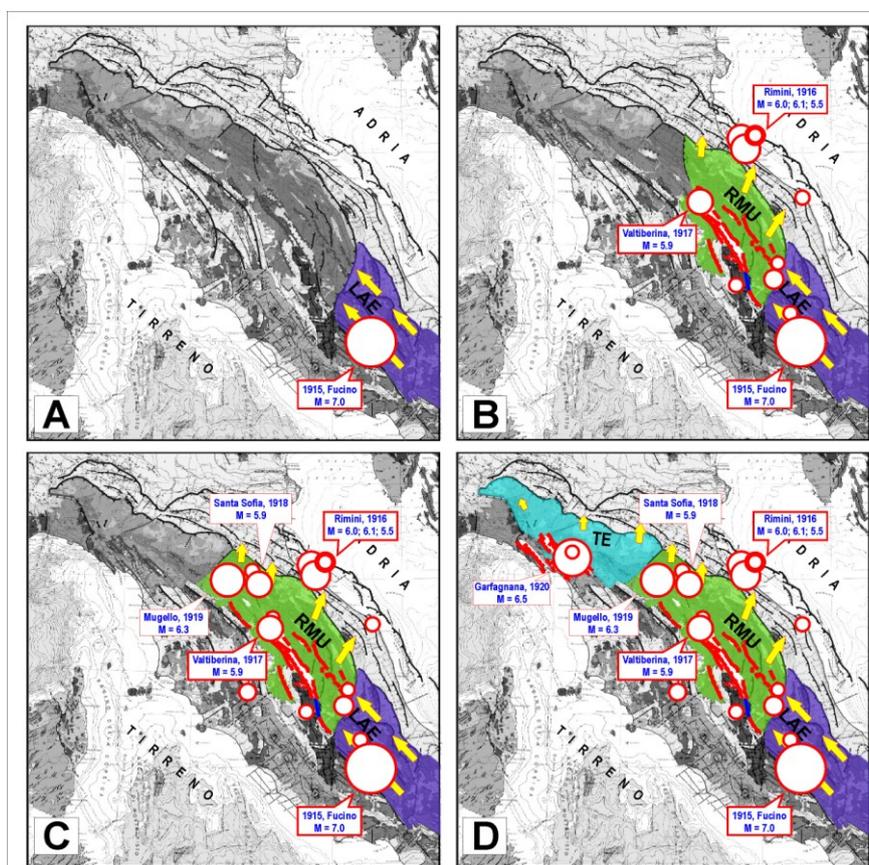
Nella terza sequenza (Fig. 3.1.3c) il processo di disaccoppiamento del blocco Molise-Sannio dalla parte interna ha richiesto un periodo più lungo rispetto alle precedenti crisi sismiche, durante il quale sono avvenute tre scosse forti (Sannio 1688,  $M = 7.0$ ; Irpinia 1694,  $M = 6.8$  e Beneventano 1702,  $M = 6.5$ ), collocate in diversi settori del bordo di separazione dalla catena interna. La conseguente accelerazione del blocco MS ha accentuato gli sforzi nelle zone di taglio poste al bordo interno della LAE, dove il cedimento si è prima sviluppato nel segmento più settentrionale del sistema aquilano (zona di Norcia, Gennaio 1703,  $M = 6.7$ , Cello et alii, 1998), poi nel segmento centrale presso L'Aquila (Febbraio 1703,  $M = 6.7$ ) ed infine, pochi anni dopo, nella parte meridionale della stessa zona di frattura (Maiella 1706,  $M = 6.8$ ). Gli effetti di questa sequenza sismica sull'Appennino settentrionale hanno coinvolto la zona del Forlivese (1688,  $M = 5.9$ ) e la zona di Ancona (1690,  $M = 5.7$ ). La zona dell'Alta Val Tiberina è stata solo interessata da una scossa minore di  $M = 5.1$  nel 1694.

La quarta sequenza (Fig. 3.1.3d) è iniziata con alcuni terremoti di media intensità nell'Appennino meridionale (1910 Irpinia-Basilicata,  $M = 5.7$ ; 1913 Matese,  $M = 5.4$ ; 1914 Molise,  $M = 5.2$ ) ed è poi proseguita con il forte terremoto di Avezzano (1915,  $M = 7.0$ ) nel sistema di faglie del Fucino (e.g., Amoroso et alii, 1998; Piccardi et alii, 1999). E' ragionevole supporre che questa violentissima scossa abbia consentito lo svincolo parziale del blocco LAE dalla parte occidentale della stessa piattaforma. Il settore di catena così svincolato ha quindi fortemente incrementato la sua spinta sul cuneo RMU. Questa ipotesi può spiegare perché nel periodo 1916-1920 si è verificato un notevole aumento di sismicità nell'Appennino settentrionale, con sei scosse di magnitudo superiore a 5.5, distribuite su quasi tutte le principali zone sismiche situate lungo i bordi esterno ed interno dei cunei RMU e TE (Riminese, Maggio e Agosto 1916  $M = 6.0$  e  $6.1$ ; Alta Val Tiberina, 1917  $M = 5.9$ ; Appennino romagnolo, 1918  $M = 5.9$ ; Mugello, 1919  $M = 6.3$ ; Lunigiana-Garfagnana, 1920  $M = 6.5$ ). Una ricostruzione più dettagliata della cinematica a breve termine dei blocchi che si potrebbe essere sviluppata durante questa sequenza è illustrata in figura 3.1.4. Questo esempio di migrazione della sismicità, in coerenza con il quadro tettonico presente, può fornire informazioni basilari sulla connessione tra cedimenti sismici e meccanismi deformativi in atto per la zona qui considerata, suggerendo, in particolare, che la deformazione e la conseguente attività sismica nell'Appennino settentrionale e nella zona padana possono essere fortemente accelerate dall'attivazione dei principali svincoli tettonici nell'Appennino centrale. Questa connessione risulta ancora più chiara alla luce dei risultati ottenuti dal calcolo del rilassamento post sismico per le principali scosse comprese nelle sequenze discusse sopra (Mantovani et alii, 2012b; Viti et alii, 2012, 2013), che dimostra la notevole importanza di questo fenomeno nell'interazione tra sorgenti sismiche nella catena appenninica.

La notevole concentrazione di terremoti forti in un arco di soli 5 anni, nella sequenza 1915-20, costituisce un'evidenza molto significativa a favore dell'idea che i terremoti sono tra loro collegati, in chiaro contrasto con i concetti utilizzati dalle procedure statistiche che tendono a considerare le scosse come eventi indipendenti e casuali. La possibilità di spiegare in modo plausibile e coerente la distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nella sequenza in oggetto (con le argomentazioni descritte sopra) rafforza ulteriormente la validità dell'approccio deterministico.

Le evidenze citate in questo paragrafo, relative a interazioni tra sorgenti sismiche, si riferiscono a situazioni che hanno seguito sequenze di terremoti molto forti. Però, non sempre i processi tettonici e la relativa attività sismica si sviluppano con grosse scosse di disaccoppiamento e reazioni sismiche a breve termine nelle zone collegate circostanti, controllate dagli effetti del rilassamento post sismico. Ci sono anche molti casi in cui le scosse potenzialmente innescanti non hanno energia sufficiente, o non sono sufficientemente concentrate nel tempo, per indurre in tempi brevi terremoti nelle zone tettonicamente connesse. Un esempio molto recente è costituito dal terremoto aquilano dell'Aprile 2009. Il calcolo del rilassamento post sismico indotto da tale scossa nell'Appennino centrale ha rivelato che in quel caso l'ampiezza della perturbazione (in particolare del tasso di deformazione) non era sufficiente per innescare scosse nell'Appennino settentrionale, come in effetti è accaduto, entro il tempo atteso di circa un anno. Comunque, va considerato che pur non

avendo causato terremoti nel breve termine, gli effetti della scossa aquilana hanno prodotto un aumento della deformazione nelle zone circostanti, avvicinando le faglie presenti al prossimo cedimento, che potrà avvenire solo con il contributo di altri futuri terremoti nelle principali zone di svincolo nella catena appenninica e negli altri settori periadriatici.



**Fig. 3.1.4.** Cinematica dei blocchi e processi tettonici presumibilmente associati alle scosse avvenute durante la sequenza sismica che ha colpito l'Appennino centro-settentrionale nel periodo 1915 -1920 riportati sulla Carta Tettonica d'Italia (Funiciello et alii, 1981, modificata). **A)** Il terremoto del Fucino (1915) ha permesso lo scorrimento della parte orientale della Piattaforma laziale-abruzzese (LAE) rispetto alla fascia occidentale dello stesso blocco. **B)** In risposta all'accentuazione della spinta del blocco LAE, il blocco Romagna Marche Umbria (RMU) accelera, favorendo il verificarsi di scosse lungo il suo bordo esterno (Riminense, 1916) ed interno (Alta Val Tiberina, 1917). **C)** Anche il settore più settentrionale del blocco RMU accelera, favorendo il verificarsi di scosse nell'Appennino romagnolo (1918) e nel Mugello, 1919) **D)** Sotto la spinta del blocco RMU, anche il blocco Toscana-Emilia (TE) si mobilizza, favorendo il verificarsi di scosse lungo il suo bordo interno (Lunigiana-Garfagnana, 1920).

Le considerazioni riportate sopra indicano che al di fuori delle situazioni altamente energetiche sopra citate, prevedere quali zone potrebbero essere colpite dalle prossime scosse forti diventa molto più complicato, perché non è facile capire quando e dove il progressivo accumulo di deformazione alimentato da varie scosse porterà al cedimento le faglie sismogenetiche nelle zone considerate. Si può comunque cercare di aggirare, o per lo meno attenuare, questa difficoltà analizzando la distribuzione spazio temporale dei terremoti storici nell'ambito del quadro tettonico conosciuto, alla ricerca di regolarità di comportamento che possano essere sfruttate per prevedere i prossimi percorsi della sismicità nell'area in esame. Pur essendo finalizzata a capire il comportamento sismico dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana, l'indagine in oggetto va estesa a tutta l'area mediterranea centrale, in quanto l'attività sismotettonica nella zona appenninica è strettamente legata alla cinematica a breve termine della placca adriatica, che a sua volta dipende dalla distribuzione dei terremoti di disaccoppiamento che avvengono lungo l'intero bordo della placca, dalle zone balcaniche alle Dinaridi, Alpi e catena appenninica.

Il paragrafo seguente illustra le principali conoscenze ricavate da questo tipo di indagine, che ha tratto notevole beneficio dalla compilazione di mappe dove sono riportate le maggiori scosse avvenute nell'area mediterranea centrale nel periodo 1600-2012, presumibilmente relativo alla parte più completa dei cataloghi, e le principali caratteristiche del quadro tettonico.

### **3.2. Analisi della distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nel contesto tettonico dell'area mediterranea centrale: possibili implicazioni per la stima della pericolosità sismica nella catena appenninica**

L'attività sismotettonica nella zona italiana è principalmente condizionata dalla cinematica della placca adriatica (Adria), che sollecitata dalla convergenza delle placche circostanti cerca di avanzare circa verso N/NNO (Figg. 3.1.1 e 3.1.2). In assenza di terremoti forti nelle zone di disaccoppiamento periadriatiche, il movimento della placca quasi completamente inibito. In fasi di questo tipo, lo spostamento di questo blocco è solo quello consentito dalla deformazione elastica che esso subisce sotto l'azione delle forze tettoniche o quello che si sviluppa in seguito a svincoli asisimici.

Quando in uno dei settori bloccati lo sforzo supera la resistenza alla frattura delle rocce, o l'attrito sulle faglie esistenti, si verifica uno scorrimento sismico (da decine di centimetri a qualche metro, in funzione della magnitudo della scossa) lungo la faglia attivata. Lo spostamento che si sviluppa durante il terremoto (fase cosismica) e nel periodo seguente (fase post-sismica, che dura da qualche mese a qualche anno) permette alla zona adriatica adiacente alla faglia svincolata di avanzare in risposta alle condizioni dinamiche al contorno. Questo riposizionamento del sistema produce però un aumento della deformazione e dello sforzo in alcuni dei settori ancora bloccati di Adria, nei quali di conseguenza si avvicina la condizione di cedimento sismico delle faglie, dove queste hanno una orientazione favorevole rispetto alla perturbazione post-sismica.

Un importante svincolo, che agevola il movimento del dominio africano verso Nord, è l'attivazione sismica della zona di subduzione (fossa ellenica) dove la litosfera ionica si immerge sotto il blocco egeo (Figg. 3.1.1 e 3.1.2). Dopo ogni forte terremoto di disaccoppiamento (sia superficiale che profondo), l'accelerazione si sviluppa inizialmente nella zona ionica vicina al settore di fossa svincolato e si propaga poi progressivamente nelle aree circostanti, come descritto da Mantovani et alii (2008, 2012b). Questo graduale riposizionamento del sistema accentua la deformazione e lo sforzo nei settori adiacenti ancora bloccati del bordo collisionale (in particolare, la faglia transpressiva destra di Cefalonia, il fronte compressivo dell'Epiro, il sistema di faglie transpressive destre nelle Albanidi e il fronte di sovrascorrimento dell'Arco Calabro), dove aumenta quindi la probabilità di terremoti. Quando anche questi settori si svincolano, in seguito a ulteriori scorrimenti sismici, l'avanzamento del dominio adriatico verso N/NNO prosegue, accentuando il carico tettonico sui bordi ancora bloccati della parte centro-settentrionale della placca adriatica (Dinaridi centro-settentrionali, Appennino centro-settentrionale e Alpi orientali), dove di conseguenza si avvicina la condizione di cedimento sismico. Quando questo avviene, anche la parte settentrionale di Adria così svincolata può fare un altro piccolo avanzamento, sottoscorrendo l'edificio alpino.

Come già discusso in precedenza e schematizzato nelle figure 3.1.2 e 2.4, la tettonica e la relativa sismicità della catena appenninica sono principalmente legate al fatto che la fascia orientale della catena, sollecitata dalla placca adriatica, sta subendo un raccorciamento longitudinale, che si realizza tramite l'estrusione circa verso Nord Est di alcuni settori della catena, il cuneo Molise-Sannio, la parte orientale della piattaforma Laziale-Abruzzese, i cunei Romagna-Marche-Umbria e Toscana-Emilia. Come effetto dell'estrusione, si sviluppano deformazioni compressive lungo il bordo esterno dei cunei coinvolti, dove la catena sovrascorre l'adiacente dominio adriatico, e deformazioni transtensionali nelle zone dove i cunei si separano, in modo obliquo, dalla parte interna tirrenica della catena. Quest'ultimo regime ha prodotto in tempi geologici, la formazione di faglie normali e fosse tettoniche lungo la parte assiale della catena, dall'Irpinia-Matese-Benevento

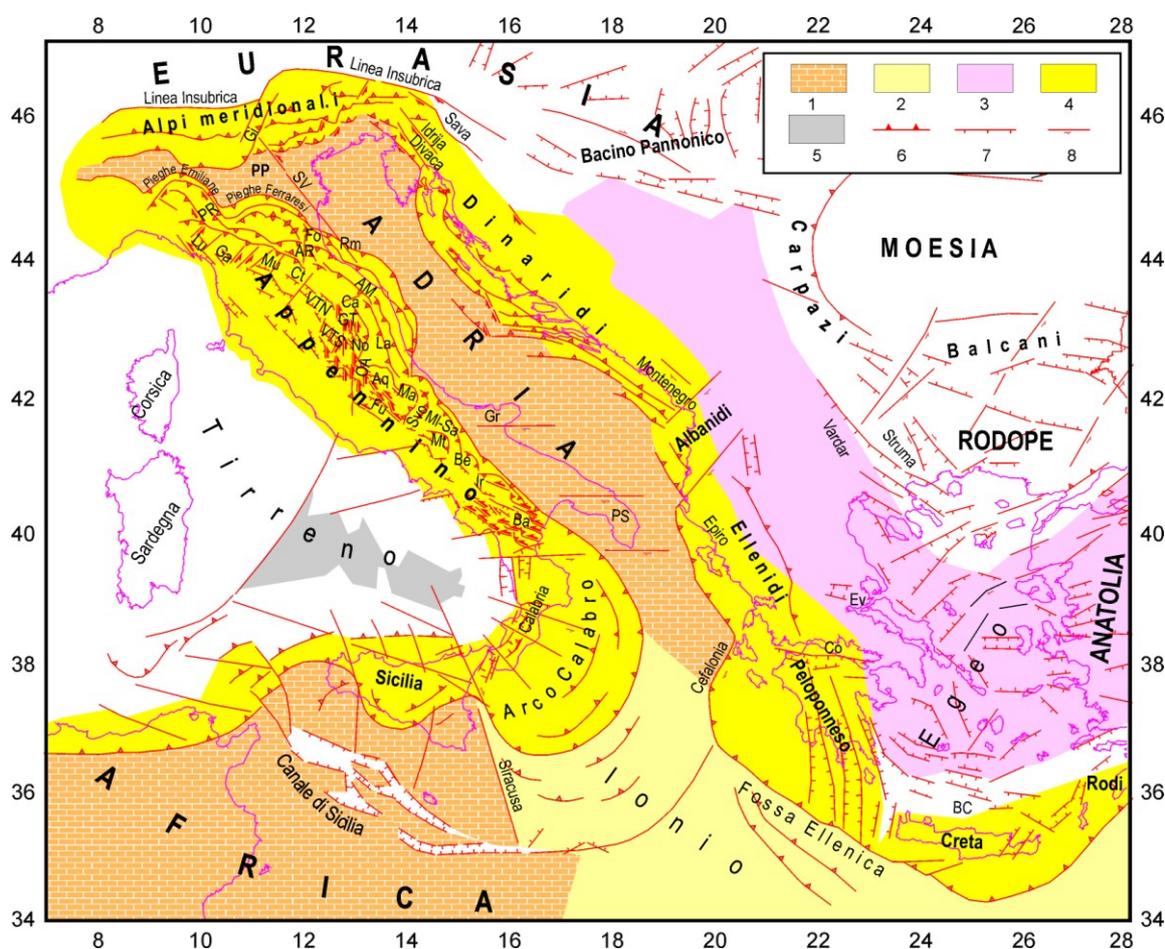
nell'Appennino meridionale (e.g., Ascione et alii, 2007), alla zona del Fucino-L'Aquila nell'Appennino centrale (e.g., Piccardi et alii, 2006), per proseguire nelle fosse della Val Tiberina, Casentino, Mugello, Garfagnana e Lunigiana, nell'Appennino settentrionale (e.g., Boncio e Lavecchia, 2000).

Una discussione sulle possibili connessioni tra la distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti e il contesto tettonico della regione mediterranea centrale è riportata di seguito per il periodo successivo al 1600, suddiviso in sottoperiodi (fasi) in cui si possono riconoscere aspetti peculiari della distribuzione spazio-temporale della sismicità.

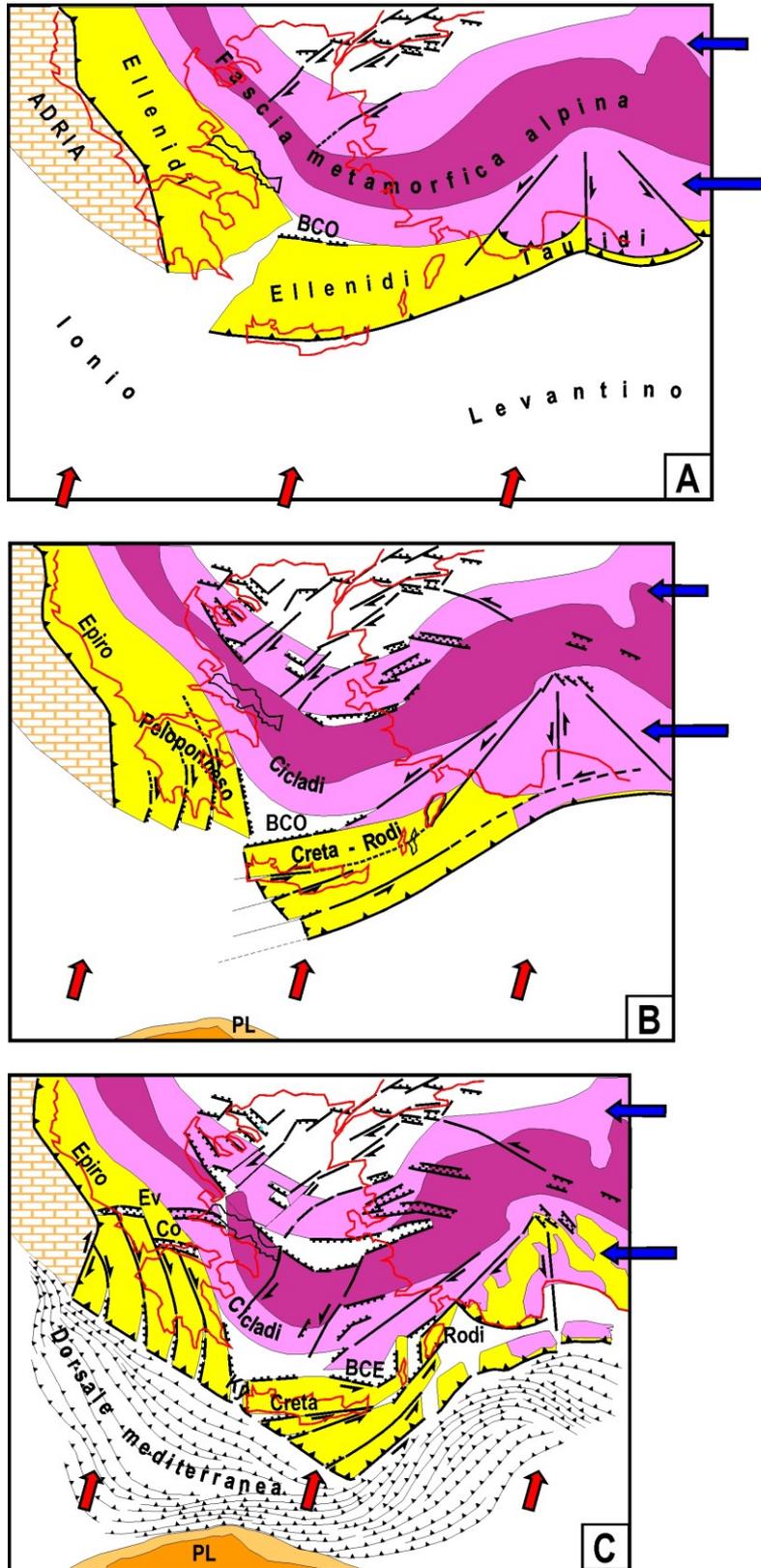
Per rendere più evidente la localizzazione dei terremoti rispetto alle principali strutture, le mappe di sismicità illustrano anche lo schema tettonico dell'area mediterranea centrale (Fig. 3.2.1).

Gli elementi riportati per l'area egeo-balcanica sono basati sulla ricostruzione evolutiva di questa zona (Fig. 3.2.2) proposta da Mantovani et alii (2006) e ripresa da Viti et alii (2011).

La scelta dei sottoperiodi sopra citati, è anche basata sulla distribuzione temporale delle scosse maggiori nelle principali zone sismiche periadriatiche, già discussa nelle due precedenti pubblicazioni di questa serie (Mantovani et alii, 2011, 2012a). Per comodità del lettore tale distribuzione è riproposta nelle figure 3.2.3 e 3.2.4.

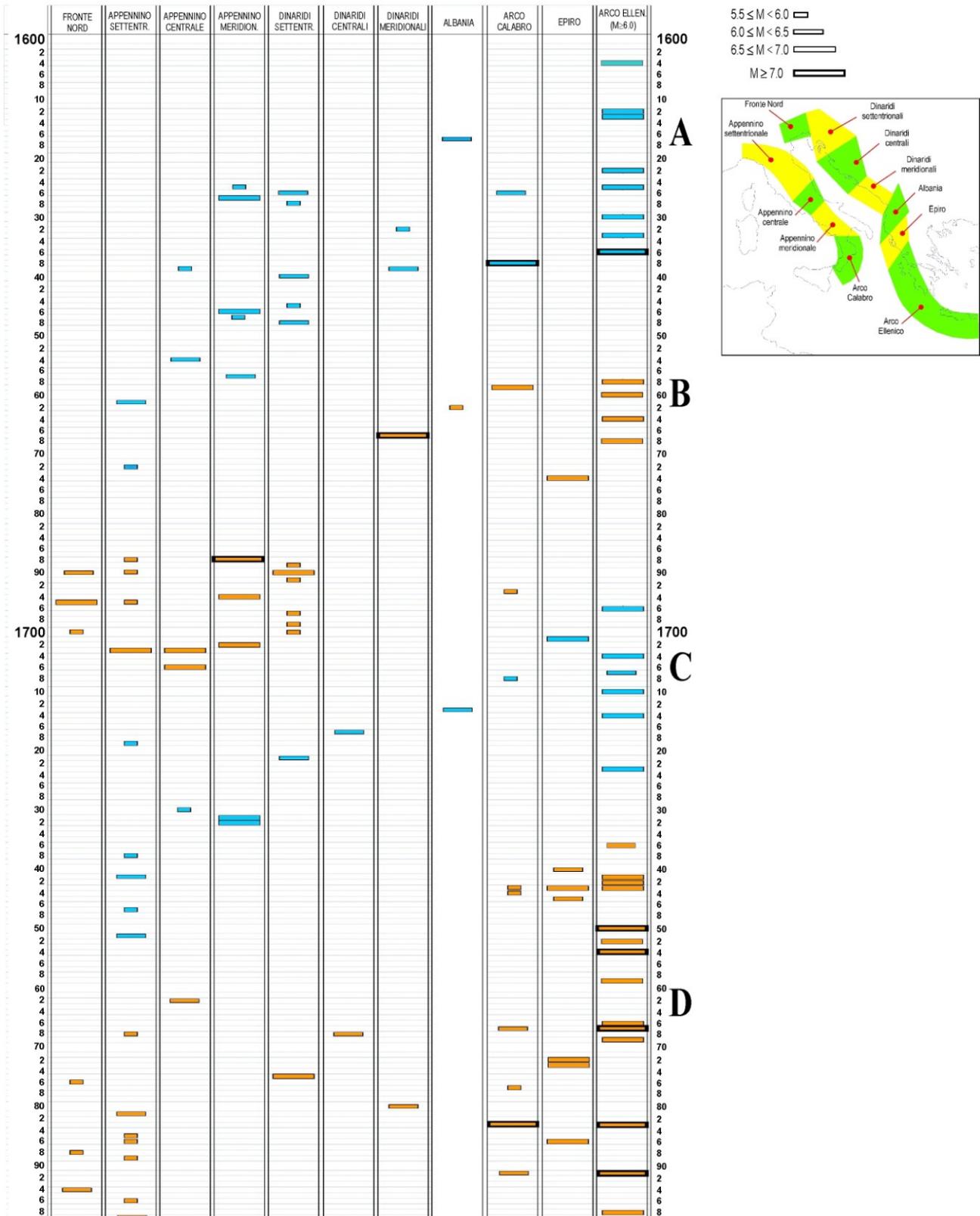


**Fig. 3.2.1.** Schema del quadro tettonico nell'area mediterranea centrale. 1) Dominio continentale Africa-Adriatico, 2) Dominio oceanico ionico, 3) Fascia metamorfica anatolica-egaea-balcanica (vedi figura 3.2.2), 4) Principali fasce orogeniche, 5) Piana batiale del bacino tirrenico, 6, 7, 8) Principali lineamenti tettonici compressionali, estensionali e trascorrenti. AM=Appennino marchigiano, Aq=sistema di faglie dell'Aquilano, AR=Appennino romagnolo, Ba=Basilicata, BC=Bacino di Creta, Be=Beneventano, Ca=Cagliese, Co=Corinto, Ct=Casentino, Ev=Evia (Eubea), Fo=Forlivese, Fu= sistema di faglie del Fucino, Ga=Garfagnana, Gi=Giudicarie, Gr=Gargano, GT=Gualdo Tadino, Ir=Irpina, La=Laga, Lu=Lunigiana, Ma=Maiella, MI=Molise, Mt=Matese, Mu=Mugello, No=Norcia, OA=Olevano-Antrodoto, PP=Pianura padana, PR=Parma-Reggio Emilia, PS=Penisola Salentina, Sa=Sannio, SV=Schio-Vicenza, SVo=Sangro-Volturno, VTN=Val Tiberina Nord, VTS=Val Tiberina Sud.

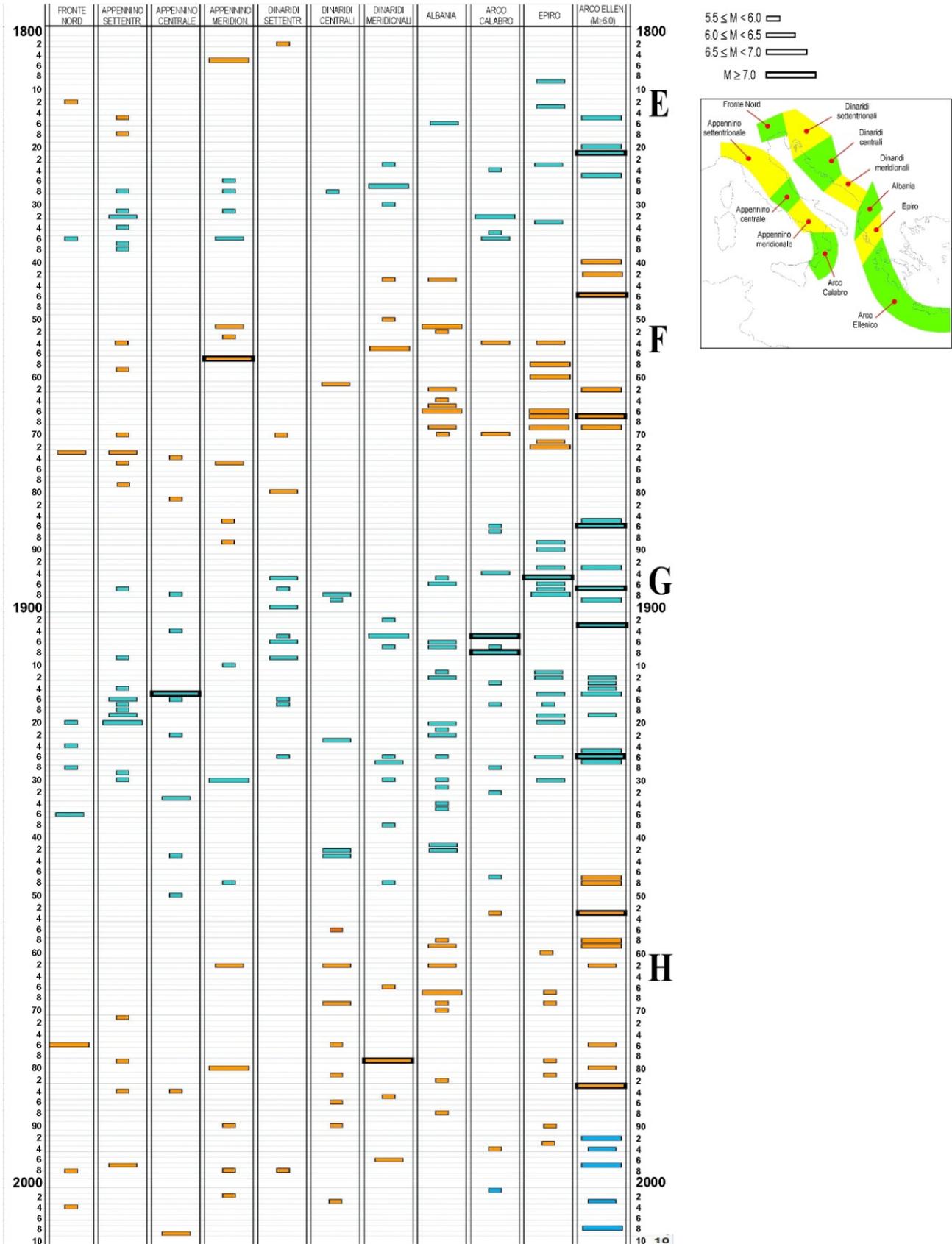


**Fig. 3.2.2.** Ricostruzione schematica dell'evoluzione dal Miocene superiore della fascia metamorfica alpina nel sistema anatolico-eggeo-balcanico (viola scuro e viola chiaro) e delle fasce orogeniche circostanti (Ellenidi e Tauridi in giallo), che hanno trasmesso la spinta del blocco anatolico (frecche blu) all'Adriatico meridionale (Da Viti et alii 2011, modificato). **A) Tardo Miocene:** La convergenza tra il blocco anatolico (estruso lateralmente a causa dello scontro tra le placche Arabia ed Eurasia) e il promontorio adriatico viene assorbito dal raccorciamento longitudinale (con piegamento verso sud) del sistema metamorfico. Per effetto di questa deformazione la catena ellenica si frattura nella zona di massimo piegamento, separandosi in due segmenti. Questo processo innesca una tettonica estensionale nella zona di separazione, con la formazione, tra l'altro, del Bacino di Creta occidentale (BCO). **B) Pliocene medio:** la divergenza tra la parte centrale del sistema metamorfico e i due segmenti orogenici ellenici (Peloponneso e Creta-Rodi) crea ulteriore estensione nel bacino di Creta occidentale. **C) Dal Pleistocene al Presente:** a causa della sua incipiente collisione con il dominio continentale africano (promontorio libico - PL), il segmento Creta-Rodi (sotto la spinta del sistema anatolico) si frammenta ulteriormente piegandosi verso sud alle spese del dominio oceanico antistante. Questo produce estensione nella scia dei cunei in migrazione, generando il bacino di Creta orientale (BCE). Schiacciato tra la fascia metamorfica alpina e la placca adriatica meridionale, il Peloponneso subisce una notevole frammentazione. I vari settori risultanti da questo processo subiscono rotazione e estrusione obliqua alle spese del dominio ionico antistante. La divergenza tra

i settori in estrusione e la zona posta a nord (Epiro) genera fosse orientate circa Est-Ovest come il canale di Corinto (Co) e la fossa di Evia-Eubea (Ev). Le frecche rosse indicano il moto dell'Africa rispetto all'Eurasia. Le attuali linee di costa sono riportate in rosso per riferimento. Altri simboli come nella figura 3.2.1.



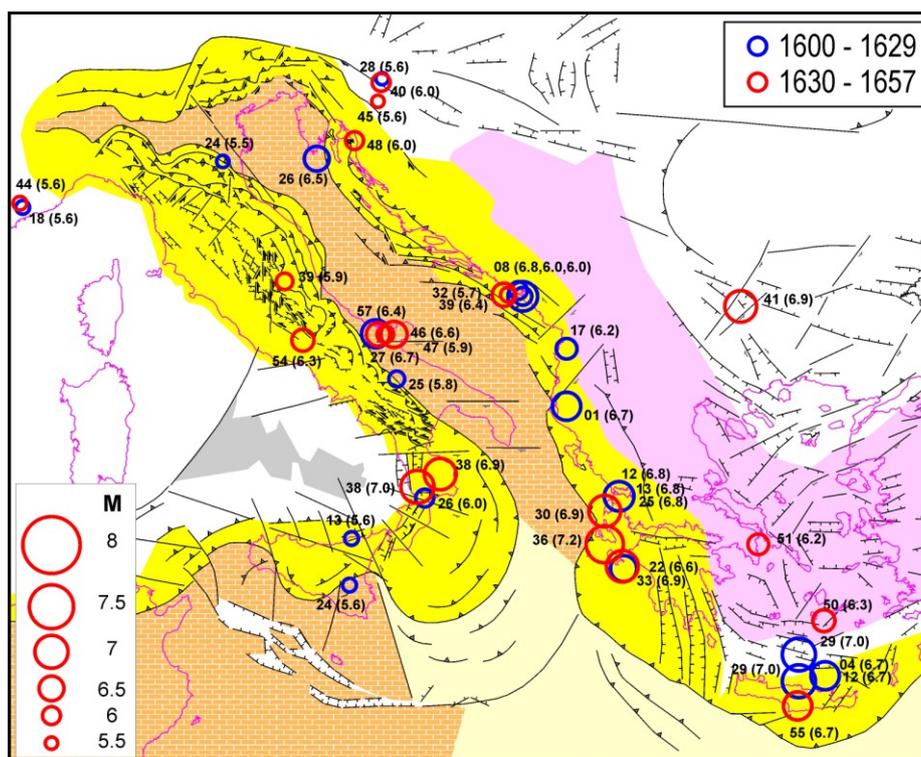
**Fig. 3.2.3.** Distribuzione temporale dei terremoti più intensi avvenuti lungo la Fossa Ellenica e le zone periadriatiche dal 1600 al 1799. Ogni colonna è riferita alla zona indicata nella mappa a lato. La larghezza delle barrette colorate è indicativa della magnitudo delle scosse, come indicato nella scala mostrata sopra la mappa. In ogni colonna le presunte sequenze sismiche sono alternativamente evidenziate in azzurro e nocciola. Ulteriori informazioni e discussione dei dati illustrati in questa figura sono riportati da Mantovani et alii (2012a).



**Fig. 3.2.4.** Distribuzione temporale dei terremoti più intensi avvenuti lungo la Fossa Ellenica e le zone periadriatiche dal 1800. Vedi didascalia della figura 3.2.3.

### Fase A (1600-1657)

La distribuzione dei terremoti forti ( $M \geq 5.5$ ) avvenuti nel periodo considerato è riportata in figura 3.2.5. Sul bordo occidentale della penisola balcanica (Peloponneso ed Epiro), dove si sviluppano le deformazioni connesse con il sottoscorrimento del domino adriatico sotto il sistema egeo (Epiro e Peloponneso), la sismicità ha avuto una fase acuta nel periodo che va dal 1622 al 1636. I terremoti forti di questa zona si possono ragionevolmente interpretare come svincoli che favoriscono l'accelerazione del settore adriatico coinvolto. Questa mobilitazione può causare instabilità nell'Arco Calabro, che è situato lungo il bordo opposto del dominio adriatico-ionico, come discusso in precedenti lavori (Mantovani et alii, 2008; 2012a). Questa ipotesi trova conforto nel fatto che durante e subito dopo la crisi sismica ellenica sopra citata si sono verificate 3 forti scosse in Calabria (1626  $M = 6.0$ ; 1638  $M = 6.9, 7.0$ ) e che le due più violente (1638) hanno seguito di poco il fortissimo terremoto del 1636 ( $M = 7.2$ ) nella zona di Cefalonia.



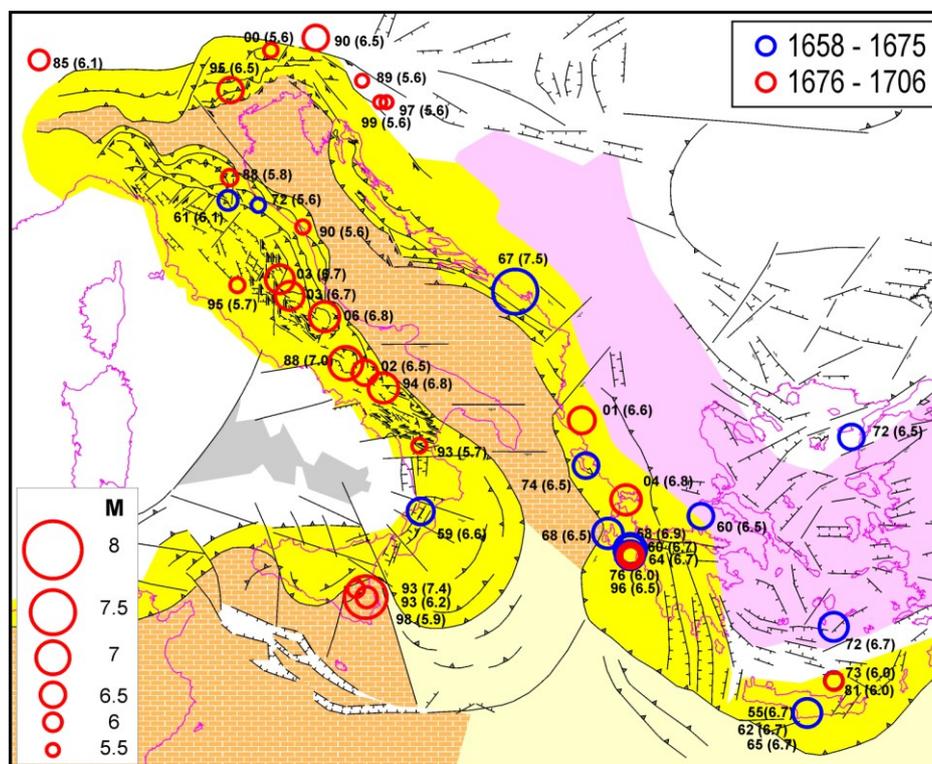
**Fig. 3.2.5.** Distribuzione dei principali terremoti ( $M \geq 5.5$ ) nell'area mediterranea centrale (compresa tra le longitudini 7 e 26 Est e latitudine 34 e 47 Nord), durante il periodo indicato in figura (Fase A). Schema tettonico descritto nella didascalia di figura 3.2.1. I numeri fuori e dentro parentesi accanto al cerchio dell'epicentro indicano rispettivamente anno e magnitudo della scossa. I dati sulla sismicità per la regione italiana sono presi da Guidoboni e Comastri (2005), Mariotti e Guidoboni (2006), Rovida et alii (2011). Per la zona balcanico-eggeo-anatolica, la maggioranza delle informazioni proviene dai cataloghi citati nella didascalia della figura 3.2.1 di Mantovani et alii (2012a) e dal sito: <http://www.geophysics.geol.uoa.gr/>.

Dopo queste attivazioni sismiche nelle due regioni periadriatiche più meridionali (Arco Calabro da un lato ed Epiro-Peloponneso dall'altro), si è attivato con scosse abbastanza forti il bordo dinarico della placca adriatica, mentre la sismicità è rimasta bassa lungo il margine opposto della stessa placca, corrispondente alla catena appenninica, dove si sono verificate solo tre scosse con  $M > 5.5$  in un periodo di quasi 60 anni. Questo avanzamento *obliquo* della placca adriatica (più veloce ad est che ad ovest) può avere causato deformazioni interne della placca, che potrebbero spiegare un fatto abbastanza insolito, cioè la concentrazione in un periodo relativamente limitato (1627-57) di 4 scosse forti nella zona del Gargano, che corrisponde ad una porzione emersa della piattaforma carbonatica mesozoica adriatica. Per tentare una spiegazione di questa attività, si

potrebbe supporre che lo spostamento verso est del settore adriatico posto a nord del Gargano (che ha seguito le scosse del 1608, 1632 e 1639) abbia indotto sforzi di taglio nel sistema di faglie trasversali destre Est-Ovest che sono riconosciute nella zona del Gargano (e.g., Piccardi et alii, 2006).

### Fase B (1658-1706)

Durante questa fase (Fig. 3.2.6), l'attività sismica nell'Arco Ellenico occidentale e nell'Epiro si è accentuata nel periodo che va dal 1658 al 1674. La buona corrispondenza a breve termine che c'è stata tra la scossa ellenica più forte (Cefalonia 1658,  $M = 6.9$ ) e il violento terremoto calabro del 1659 ( $M = 6.6$ ) rafforza l'ipotesi che ci sia un collegamento tettonico tra la sismicità intensa delle due zone.



**Fig. 3.2.6** Distribuzione dei principali terremoti nell'area mediterranea centrale durante il periodo indicato in figura (Fase B). Altre informazioni nella didascalia di figura 3.2.5.

Nella catena dinarica, dopo circa un trentennio di relativa calma sismica (iniziato nel 1639) un evento di notevoli dimensioni si è verificato nel 1667 nella zona del Montenegro ( $M = 7.5$ ). La magnitudo di questo terremoto implica che un segmento consistente (lungo decine di km) del bordo orientale della placca adriatica si è svincolato, favorendo l'avanzamento, presumibilmente di 1-2 metri, del settore adriatico implicato (e.g., Wells e Coppersmith, 1994). Questo ha ulteriormente accentuato lo sbilanciamento tra il movimento della parte orientale della placca adriatica e quello della parte occidentale, dove la scarsa sismicità nella catena appenninica, con solo due scosse, una nell'Appennino romagnolo (1661,  $M = 6.1$ ) e una nel Riminese (1672,  $M = 5.6$ ), ha consentito solo deboli disaccoppiamenti.

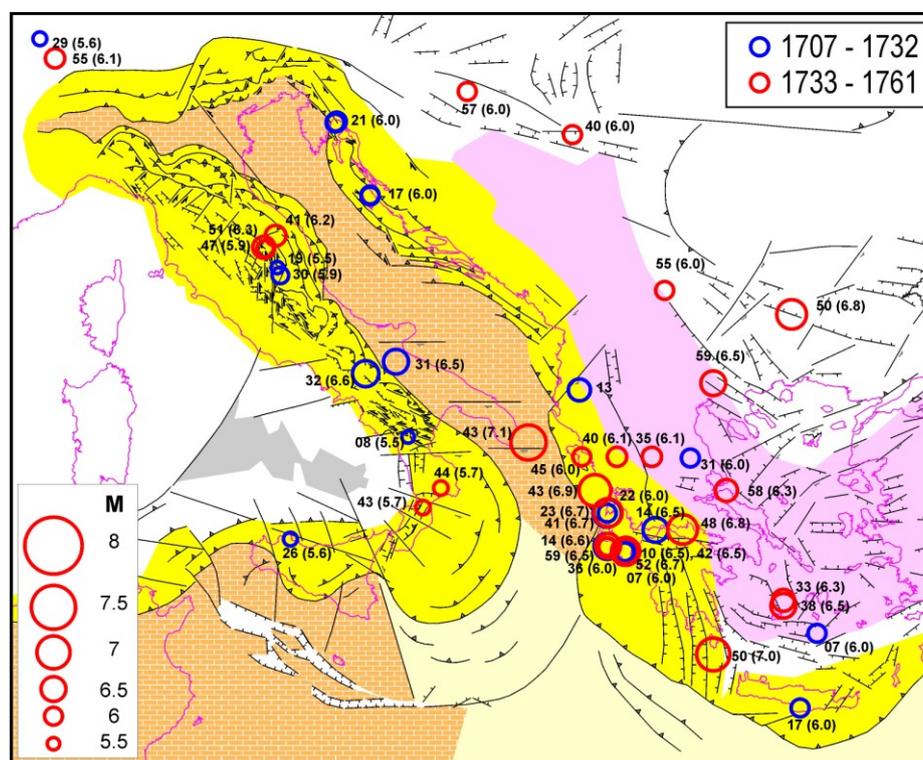
Questa situazione di avanzamento asimmetrico, e conseguente deformazione interna della placca adriatica, sembra essersi sbloccata nel 1688, quando una forte scossa nell'Appennino meridionale ( $M = 7.0$ ), poi seguita nel breve termine da altre due scosse forti nella stessa zona (1694,  $M = 6.8$  e 1702,  $M = 6.5$ ), ha favorito il disaccoppiamento e la conseguente mobilitazione del cuneo Molise-Sannio. Il fatto che quel settore appenninico non avesse subito scosse forti da oltre un secolo (l'ultima era stata nel 1561,  $M = 6.8$ ), può implicare la presenza di condizioni di

forte attrito, che hanno richiesto un notevole incremento della deformazione per raggiungere il livello di rottura.

Dopo l'accelerazione del cuneo Molise-Sannio, e la relativa accentuazione della sua spinta sul resto della catena appenninica, l'attività sismica è ripresa con notevole vigore nella parte centrale della catena e lungo i bordi della placca adriatica (Dinaridi settentrionali e Alpi orientali), come appare in figura 3.2.3. In particolare, nell'Appennino centrale si sono verificate a distanza di pochi anni tre delle scosse più forti della sua storia sismica: la prima al confine con l'Umbria meridionale (Gennaio 1703,  $M = 6.7$ ), la seconda nella zona aquilana (Febbraio 1703,  $M = 6.7$ ) e la terza (Novembre 1706,  $M = 6.8$ ) nella zona della Maiella. E' da notare che le scosse citate hanno praticamente chiuso questa fase sismica nella catena appenninica, che è stata seguita da un periodo di scarsa attività fino al 1730, quando scosse abbastanza forti hanno ricominciato a colpire i vari settori della catena, come discusso nella prossima fase.

### Fase C (1707-1761)

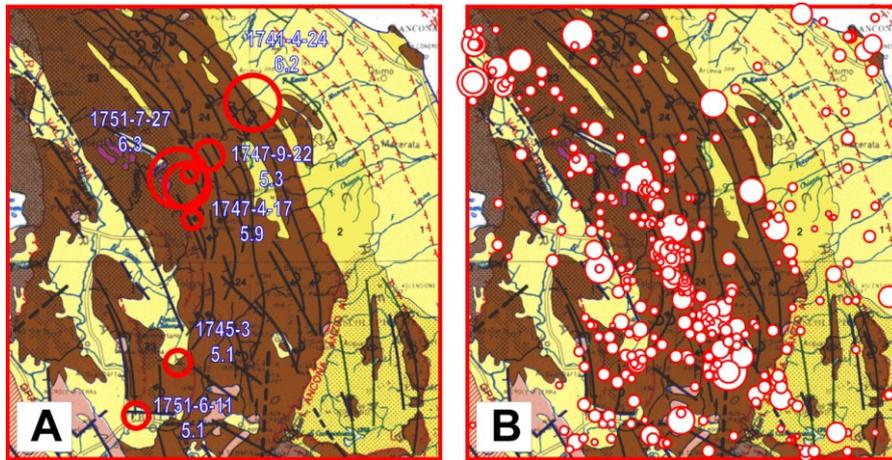
Durante questa sequenza (Fig. 3.2.7), l'attività sismica nel settore Epiro-Peloponneso si è principalmente sviluppata nel periodo 1740-48, durante il quale non è mancata la risposta sismica della Calabria (1743,  $M = 5.7$ ; 1744,  $M = 5.7$ ).



**Fig. 3.2.7.** Distribuzione dei principali terremoti nell'area mediterranea centrale durante il periodo indicato in figura (Fase C). Altre informazioni nella didascalia di figura 3.2.5.

Lungo il bordo dinarico dell'adriatico, l'attività sismica è stata molto scarsa, mentre scosse forti si sono verificate nell'adiacente zona apulica (Gargano 1731,  $M = 6.5$ ) e nell'Appennino meridionale (1732,  $M = 6.6$ )

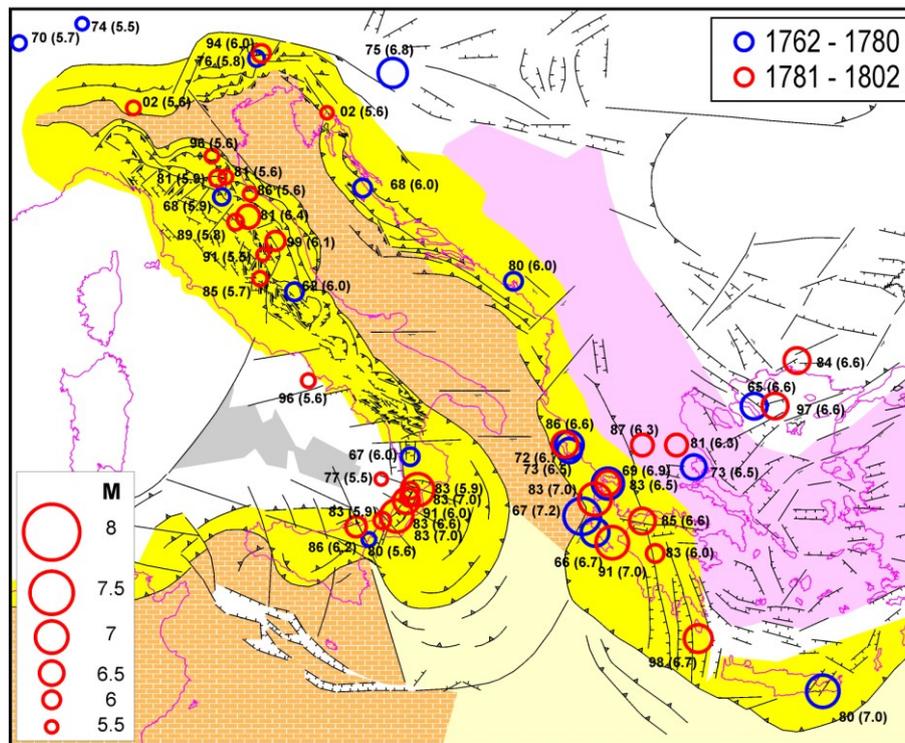
Nell'Appennino settentrionale la sismicità più intensa ha interessato solo l'Appennino umbro-marchigiano, nel periodo 1719-1751. In figura 3.2.8 si può notare che in questa fase si è attivato prima il fronte esterno compressivo dell'Appennino umbro (Fabriano 1741,  $M = 6.2$ ) e poi dopo qualche anno ha ceduto la fascia estensionale interna (Umbria 1747,  $M = 5.9, 5.3$ ; Gualdo Tadino 1751,  $M = 6.3$ ).



**Fig. 3.2.8.** **A)** Distribuzione dei terremoti con  $M \geq 5$  nell'Appennino umbro dal 1741 al 1751. **B)** Distribuzione dei terremoti con  $M \geq 4$  nell'Appennino umbro dal 1000 al 2012. La base è costituita dalla Carta Tettonica d'Italia (Funiciello et alii, 1981).

### Fase D (1762-1802)

Nella zona di Cefalonia e nell'Epiro, l'attività sismica è stata molto elevata, anche con alcune scosse di  $M \geq 7$ , nei primi tre decenni di questa fase (Fig. 3.2.9). In Calabria, durante questo periodo si è verificata la scossa del 1767 ( $M = 6.0$ ) e poi nel 1783 una delle più disastrose crisi sismiche di questa zona (e.g., Guidoboni et alii, 2007), comprendente varie scosse fortissime che hanno colpito quasi tutti i principali sistemi di faglie ( $M = 7.0, 6.6, 7.0$ ).



**Fig. 3.2.9.** Distribuzione dei principali terremoti nell'area mediterranea centrale durante il periodo indicato in figura (Fase D). Altre informazioni nella didascalia di figura 3.2.5.

Anche in questa fase, l'attività sismica lungo l'intera catena dinarica è stata scarsa, in contrasto con la sismicità piuttosto marcata dell'Appennino settentrionale. Questo svincolo asimmetrico,

iniziato nella sequenza precedente, potrebbe indicare che in questa fase la placca adriatica ha scaricato, mediante una prevalenza di slittamenti sismici lungo il suo bordo occidentale appenninico, la deformazione di segno opposto che aveva accumulato prima del 1688.

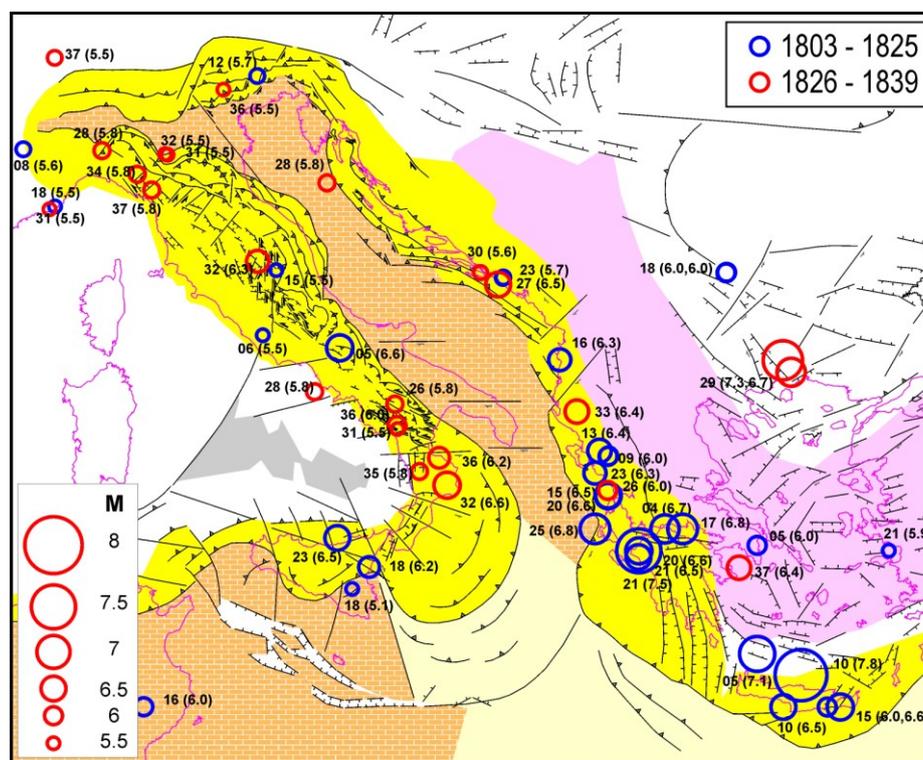
Può essere interessante notare che durante questa fase le scosse più forti nell'Appennino settentrionale hanno prevalentemente colpito le zone risparmiata durante la sequenza precedente (Alta Val Tiberina, Cagliese, Appennino romagnolo, Forlivese, Riminese e Marchigiano), delineando una evidente migrazione dell'attività sismica verso nord. Questo potrebbe essere interpretato come un effetto della progressiva mobilitazione di parti sempre più settentrionali del cuneo RMU.

Negli ultimi due decenni del 1700, anche la parte settentrionale della placca adriatica sembra che sia riuscita a fare un piccolo passo avanti, come indicato dal fatto che alcune scosse di  $M \geq 5.5$  si sono verificate lungo il bordo settentrionale di questa placca (Alpi orientali e Dinaridi centro-settentrionali).

### Fase E (1803-1839)

La sismicità più intensa nel Peloponneso e nell'Epiro si è sviluppata nel periodo 1813-33, includendo anche una scossa fortissima, di  $M=7.5$  nel Peloponneso nord-occidentale (Fig. 3.2.10).

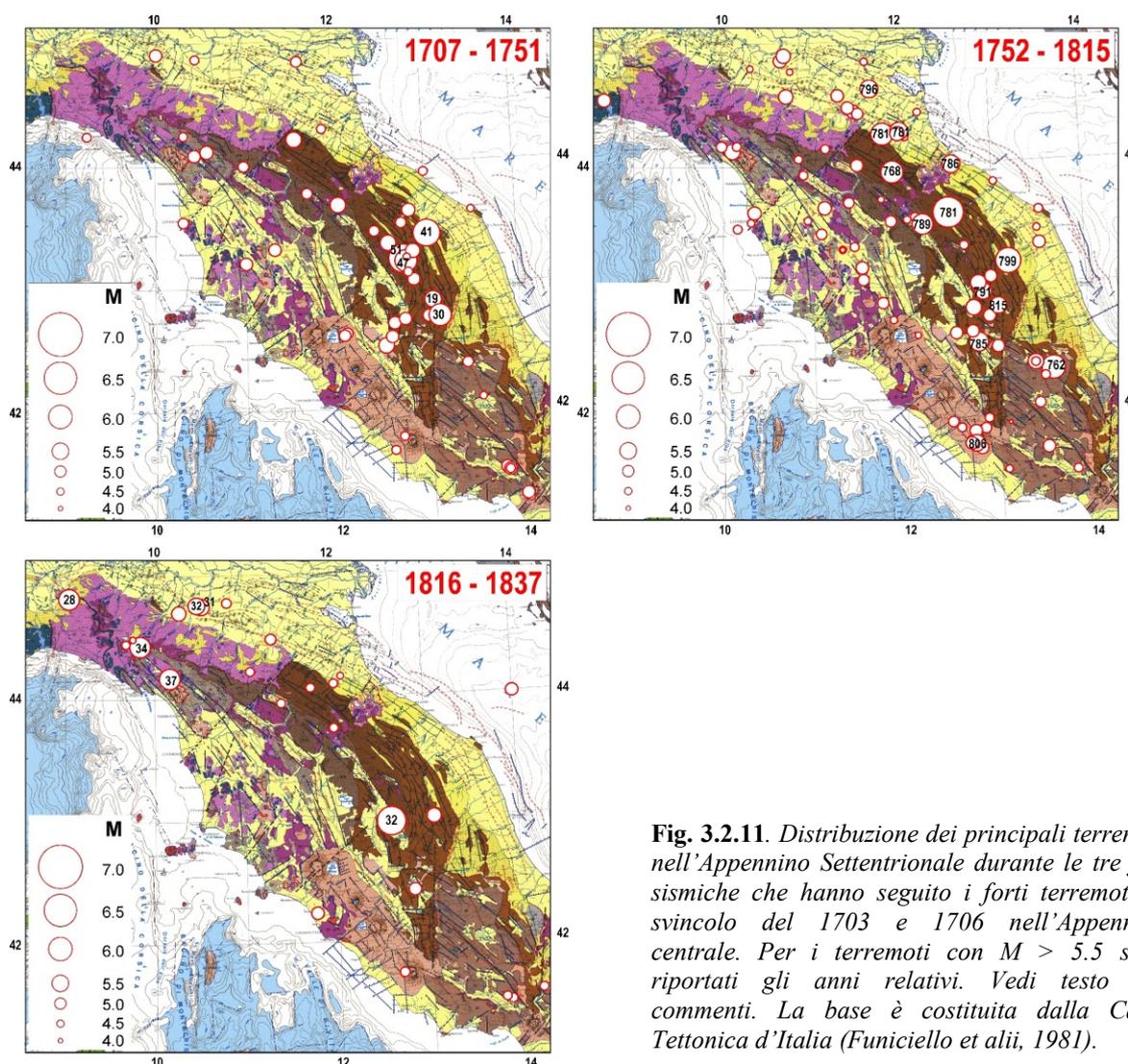
Anche in questo caso, la Calabria ha *reagito* con un significativo aumento della sua attività sismica: nel periodo 1826-36 ci sono state ben 6 scosse di  $M > 5.5$ , distribuite nella Calabria settentrionale e nella zona di svincolo tra il cuneo calabro (in estrusione verso la zona ionica) e il cuneo Molise-Sannio (in estrusione circa verso N/NE), caratterizzata dal sistema di faglie sinistre riconosciute in Basilicata (Catalano et alii, 2004; Viti et alii, 2006; Mantovani et alii, 2009a,b; Ferranti et alii, 2009).



**Fig. 3.2.10.** Distribuzione dei principali terremoti nell'area mediterranea centrale durante il periodo indicato in figura (Fase E). Altre informazioni nella didascalia di figura 3.2.5.

In questa fase anche il bordo dinarico si è attivato con alcune scosse forti (1823-30), che hanno presumibilmente favorito la mobilità della parte centro-occidentale della placca adriatica.

Si può rilevare che nell'Appennino settentrionale la sismicità più forte è prevalentemente localizzata nel cuneo Toscana-Emilia (Fig. 3.2.10), sia lungo il suo bordo esterno compressionale (zona Parma-Reggio Emilia) che quello interno estensionale (Garfagnana-Lunigiana). Questa evidenza sembra indicare che dopo la mobilitazione della parte meridionale del cuneo RMU (Sequenza C) e della sua parte settentrionale (Sequenza D), in questa fase si è completata la progressiva migrazione della deformazione nell'Appennino settentrionale, coinvolgendo la sua parte estrema (cuneo TE). Per rendere più evidente il fenomeno sopra citato, la figura 3.2.11 fornisce una rappresentazione completa delle tre fasi di migrazione inquadrate nel contesto tettonico dell'Appennino settentrionale.



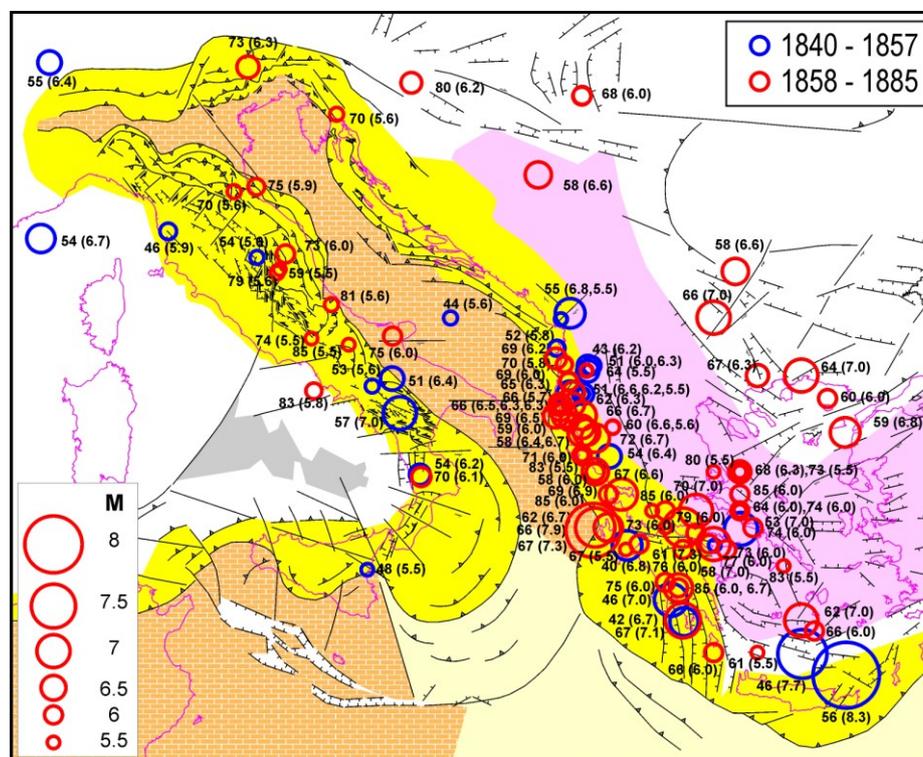
**Fig. 3.2.11.** Distribuzione dei principali terremoti nell'Appennino Settentrionale durante le tre fasi sismiche che hanno seguito i forti terremoti di svincolo del 1703 e 1706 nell'Appennino centrale. Per i terremoti con  $M > 5.5$  sono riportati gli anni relativi. Vedi testo per commenti. La base è costituita dalla Carta Tettonica d'Italia (Funicello et alii, 1981).

### Fase F (1840-1885)

L'elevatissimo numero di scosse forti, con 8 eventi di  $M > 6.5$ , di cui 4 con  $M \geq 7$ , nella zona Cefalonia-Peloponneso, 10 scosse di  $M > 6$ , di cui 5 con  $M \geq 6.5$ , nell'Epìro e 11 scosse di  $M > 6$  nell'Albania (Fig. 3.2.12), rivela un'accelerazione del sovrascorrimento della penisola balcanica sul dominio adriatico meridionale. Questo movimento è anche indicato dal fatto che durante questo periodo scosse molto forti si sono verificate anche nella fascia di deformazione Vardar-Struma, che dal punto di vista tettonico corrisponde alla zona dove la penisola balcanica si separa dal complesso europeo Carpazi-Balceni-Rodope (Figg 3.2.3 e 3.2.4).

Quindi, se le evidenze sopra descritte indicano in modo abbastanza chiaro che la penisola balcanica si è mossa verso ovest durante questa fase, è altrettanto ragionevole dedurre che contemporaneamente la placca adriatica abbia accelerato il suo movimento verso NNE, favorito

dall'immersione del suo margine sotto la penisola balcanica. Questa ipotesi è coerente con il fatto che nel periodo successivo numerose scosse, anche se di magnitudo non molto elevata, sono avvenute lungo la catena appenninica, le Alpi orientali e le Dinaridi settentrionali. L'accelerazione della placca adriatica durante questa fase è anche segnalata dall'attivazione sismica del sistema di faglie transtensive in Basilicata (1851 M = 6.4, 1853, M = 5.6, 1857 M = 7.0), che implicano il disaccoppiamento tra il cuneo Molise-Sannio (trascinato da Adria) e il cuneo calabro, in estrusione verso NE (Fig. 3.1.1). La mobilitazione del cuneo calabro in questo periodo può spiegare le 2 scosse forti avvenute in Calabria (1854 M = 6.2 e 1870 M = 6.1).



**Fig. 3.2.12.** Distribuzione dei principali terremoti nell'area mediterranea centrale durante il periodo indicato in figura (Fase F). Altre informazioni nella didascalia di figura 3.2.5.

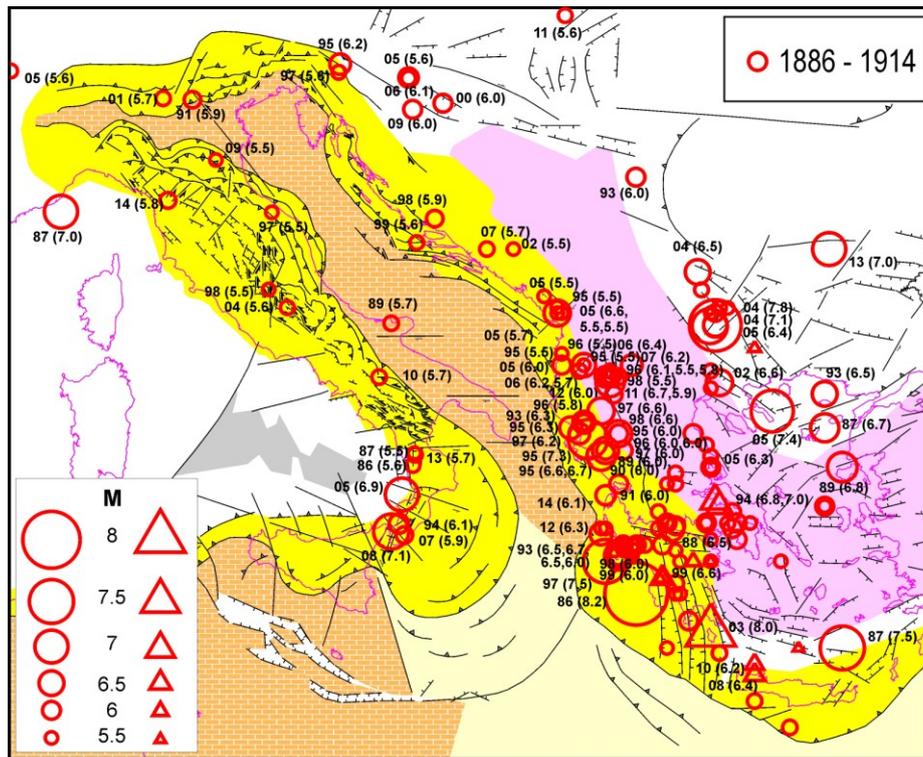
### Fase G (1886-1914)

Anche in questa fase (Fig. 3.2.13), come nell'intervallo 1850-70, la sismicità nella penisola balcanica occidentale è stata molto elevata. Nel settore Peloponneso-Cefalonia ci sono state 7 scosse di  $M \geq 6.5$ , di cui 3 con  $M \geq 7$ , e 2 che hanno addirittura raggiunto e superato il valore 8.0. Nell'Epiro le scosse di  $M \geq 6.0$  sono state 14. Il periodo più energetico è stato quello compreso tra il 1885 e il 1903.

In analogia con quanto successo nella fase precedente, la forte attivazione sismica del fronte compressivo ellenico (Epiro-Peloponneso) è stata accompagnata e seguita da attività sismica estremamente violenta (4 scosse di  $M > 6.5$  di cui 2 di  $M > 7$  nel periodo 1902-1905) nella fascia Vardar-Struma, fornendo quindi due indizi molto significativi dello spostamento/sovrascorrimento verso Ovest della penisola balcanica e del contemporaneo sottoscorrimento del dominio ionico e adriatico sotto la catena ellenica.

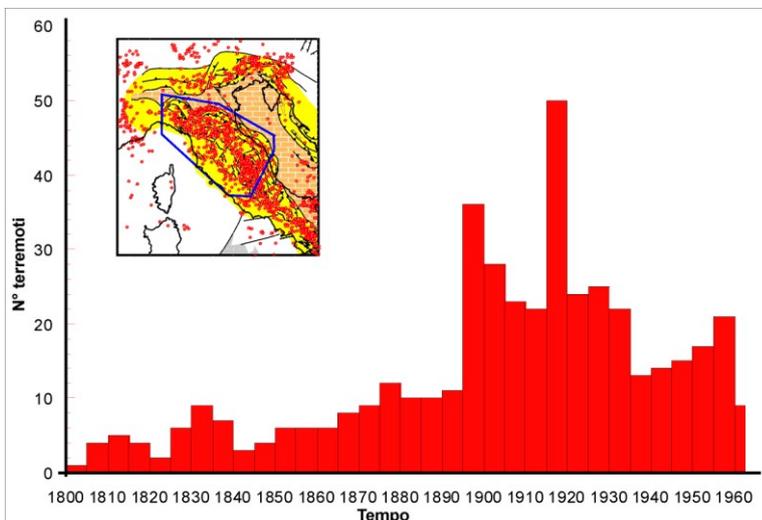
Inoltre, alcune evidenze abbastanza significative sembrano indicare che in questo periodo la mobilitazione del blocco adriatico abbia anche coinvolto le strutture (anch'esse di affinità africana) situate tra la catena dinarica e il sistema Carpazi-Balcani-Rodope. Il distacco della penisola balcanica dal dominio europeo, in particolare, dal sistema Rodope-Balcani, è testimoniato in modo piuttosto evidente dalla sopra citata violenta sequenza sismica che ha colpito la zona

Struma-Vardar nel periodo 1902-1905. Dal 1895 al 1909 scosse significative hanno anche interessato il settore più settentrionale della zona di contatto Adriatico-Europa (dalla zona del Vardar alle Dinaridi settentrionali).



**Fig. 3.2.13.** Distribuzione dei principali terremoti nell'area mediterranea centrale durante il periodo indicato in figura (fase G). I simboli rossi triangolari indicano i terremoti con profondità ipocentrale superiore a 60 km. Altre informazioni nella didascalia di figura 3.2.5.

Un altro indizio sulla mobilità della placca adriatica durante questa fase è fornito dal fatto che la sismicità di  $M \geq 4$  nella catena appenninica settentrionale (corrispondente al bordo opposto di Adria) si è significativamente accentuata nel periodo 1895-1930 (Fig. 3.2.14).



**Fig. 3.2.14** Distribuzione temporale della sismicità con  $M \geq 4$  nell'Appennino Settentrionale (contorno blu nella carta) dal 1800 al 1960.

Si possono rilevare altri aspetti della sismicità nella catena appenninica che potrebbero avere qualche connessione con un disaccoppiamento a livelli crostali più profondi:

- Alcuni terremoti minori hanno preceduto la forte scossa del Fucino del 1915, attivando i settori estremi dello stesso sistema di faglie posti a sud (Marsica 1873,  $M = 5.4$ , 1874,  $M = 5.5$ ) e a nord (Rieti 1898,  $M = 5.5$ ; Marsica 1904,  $M = 5.6$ ) della faglia attivata nel 1915.

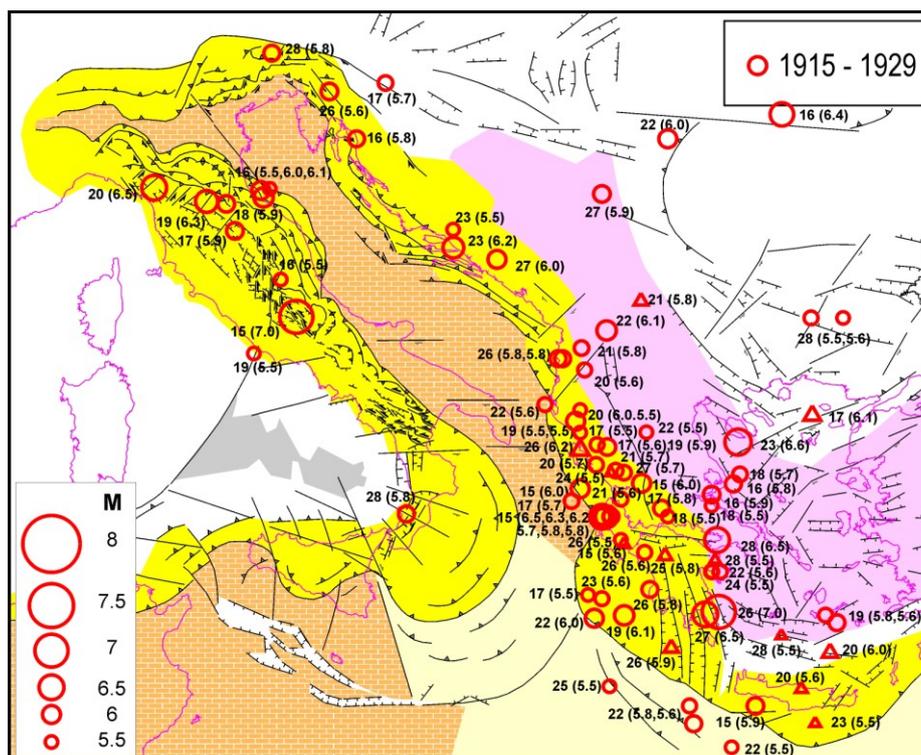
- La scossa del 1915 del Fucino è stata preceduta da alcune scosse nell'Appennino toscano ed emiliano (per esempio, il terremoto del 1909,  $M = 5.5$  nella zona di Argenta e quello della Garfagnana del 1914,  $M = 5.8$ ) che sembrano avere avuto origine a profondità superiori rispetto allo strato sismogenetico superficiale, indicando la presenza di significative fratturazioni all'interno del dominio adriatico sepolto.

- Per concludere l'analisi di questa fase, si può rimarcare che l'intensa crisi sismica nel fronte compressivo ellenico è stata nuovamente seguita da 7 scosse di  $M \geq 5.5$  in Calabria, di cui 2 estremamente violente e disastrose (1905,  $M = 6.9$  e 1908,  $M = 7.1$ ).

### Fase H (1915-1929)

In questa fase (Fig. 3.2.15), l'attività sismica nella zona Peloponneso-Epiro ha coinvolto numerose scosse, ma l'energia complessiva rilasciata è stata relativamente bassa rispetto alle due fasi precedenti. Questo potrebbe spiegare la scarsa sismicità in Calabria, comprendente una sola scossa (1928,  $M = 5.8$ ). Anche nella catena dinarica la sismicità è stata molto scarsa, con solo due scosse di  $M \geq 6$  (6.0 e 6.2). Questo insieme di evidenze sembra indicare una limitata mobilità della placca Adriatica durante questa fase.

L'ipotesi che nella fase precedente la mobilitazione del blocco adriatico sia stata più elevata rispetto ad altre fasi potrebbe spiegare perché nel 1915 il trascinarsi di Adria sia riuscito a distaccare un frammento più consistente della piattaforma Laziale-Abruzzese, attivando il sistema di faglie del Fucino, invece del sistema aquilano che era stato coinvolto nelle altre crisi sismiche maggiori nella catena appenninica (Fig. 3.1.3).



**Fig. 3.2.15** Distribuzione dei principali terremoti nell'area mediterranea centrale durante il periodo indicato in figura (Fase H). I simboli rossi triangolari indicano i terremoti con profondità ipocentrale superiore a 60 km. Altre informazioni nella didascalia di figura 3.2.5.

Come già discusso nel paragrafo 3.1, la fortissima scossa del Fucino nel 1915 è stata seguita da una notevole accentuazione della sismicità intensa nell'Appennino settentrionale nel periodo 1915-1920.

E' opportuno rimarcare la notevole differenza tra la repentina e violenta reazione sismica che l'Appennino settentrionale ha avuto in questa occasione, rispetto a quella molto meno rapida (è iniziata solo 20 anni dopo) e molto più estesa nel tempo (Sequenze C, D, E), che la stessa zona ha avuto dopo le forti scosse del 1703 nell'Appennino centrale (Fig. 3.2.11). Sarebbe molto importante individuare le condizioni tettoniche che hanno determinato questa differenza di comportamento, al fine di poter riconoscere in futuro i casi in cui ci si potrà aspettare il primo o il secondo tipo di reazione sismica nell'Appennino settentrionale. Alcune considerazioni a questo riguardo sono riportate di seguito:

- Il terremoto innescante della sequenza 1916-20 ha coinvolto il sistema di faglie del Fucino, che, come discusso in precedenza, ha permesso la mobilitazione di un settore più ampio della piattaforma laziale abruzzese rispetto a quello che si è disaccoppiato nel 1703 (dopo la scossa nel sistema Aquilano). Questo ha esteso le dimensioni del settore accelerato della LAE che ha esercitato la spinta sul cuneo RMU, accentuando di conseguenza la deformazione del suddetto cuneo.

- Lo scorrimento sismico che è presumibilmente avvenuto nella faglia del Fucino (da 1 a 1.5 metri) è stato maggiore rispetto a quello che si è sviluppato nel 1703 (da 0.5 a 0.8 metri). E' ragionevole pensare che le conseguenze tettoniche di uno scorrimento sismico di disaccoppiamento crescano più che linearmente. Infatti, le note relazioni di scala (e.g., Wells e Coppersmith, 1994) indicano che un maggiore slittamento sismico comporta una più grande area della superficie di faglia attivata e quindi un più esteso coinvolgimento delle strutture circostanti.

- La particolare distribuzione delle scosse dal 1916 al 1920 potrebbe essere stata causata da una specie di effetto domino, nel senso che ogni scossa, aggiungendo il proprio contributo a quello delle scosse precedenti, potrebbe avere favorito quella successiva.

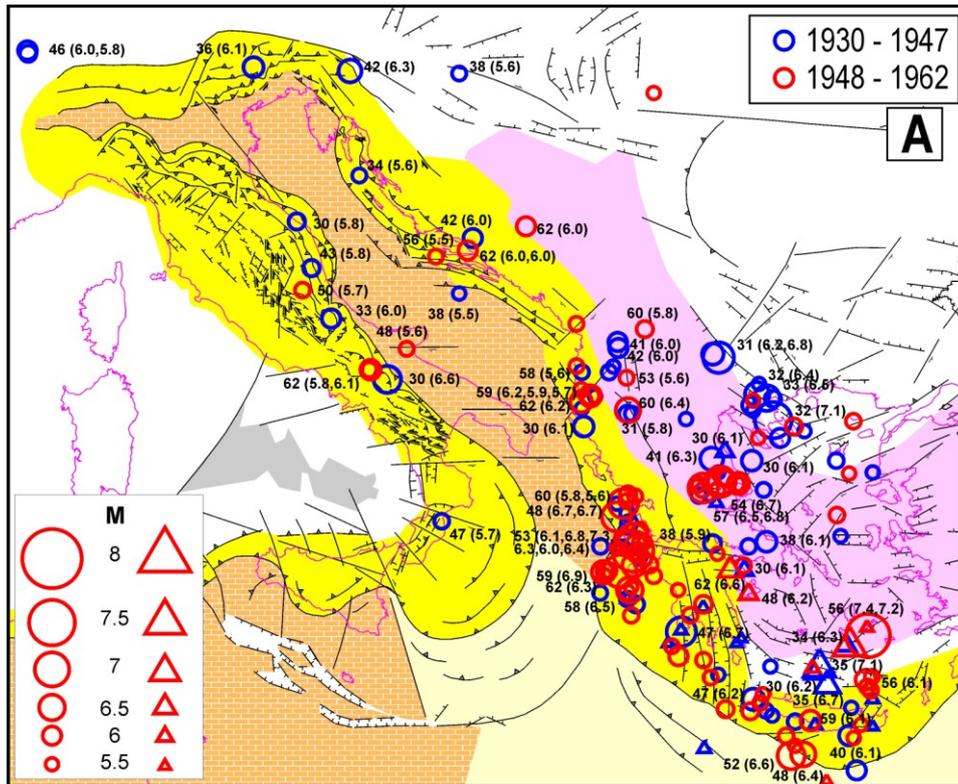
- La sequenza del 1688-1706 si è imposta in modo graduale (18 anni), per cui gli effetti dello svincolo del cuneo MS, in termini di velocità della deformazione post-sismica, potrebbero essere stati meno intensi e quindi assorbiti gradualmente dall'Appennino settentrionale, senza la necessità di ripetuti e frequenti cedimenti sismici.

### **Fase I (1930-2012)**

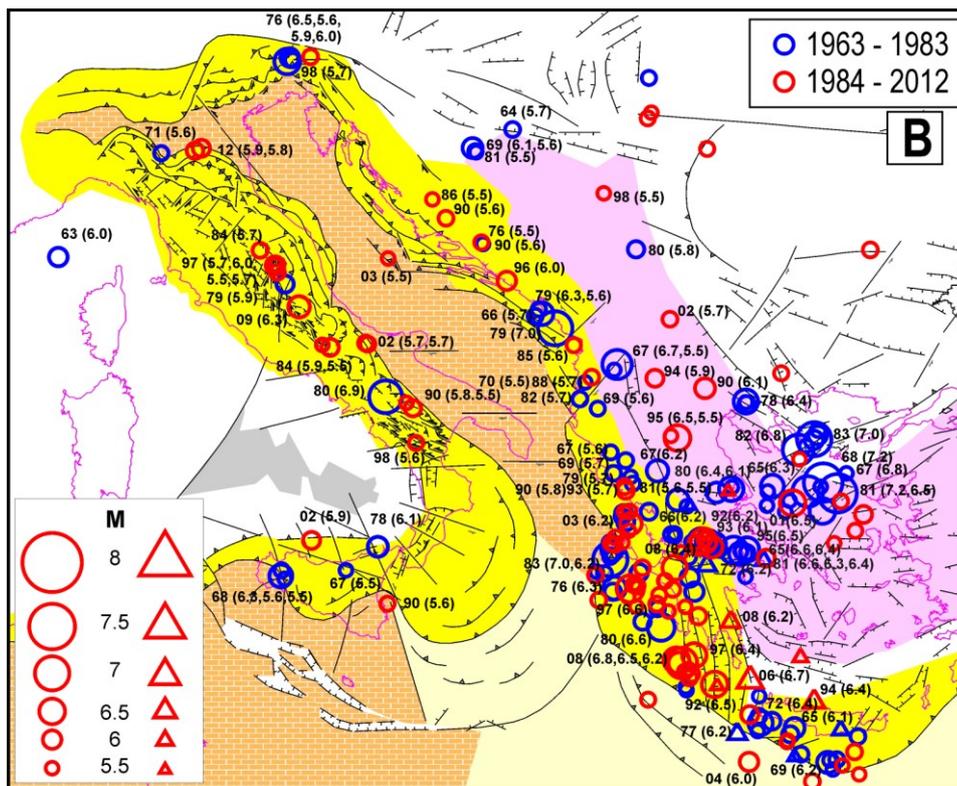
Nella zona Peloponneso-Epiro la parte iniziale di questo periodo (1930-1947) è stata caratterizzata da scarsa attività sismica (Fig. 3.2.16a) in continuità con quanto successo nella fase precedente, mentre dal 1948 al 1983 la sismicità si è accentuata (Fig.3.2.16a,b).

Il fatto che in questa crisi sismica la notevole attività della zona di Cefalonia non sia stata accompagnata da una attivazione altrettanto intensa dell'Epiro, come è invece avvenuto nei casi precedenti, potrebbe implicare che in questa fase la maggiore mobilità (con movimento verso SO) ha solo interessato il settore del Peloponneso, senza coinvolgere la parte settentrionale della penisola balcanica. Questa ipotesi è coerente con il fatto che una forte attività sismica è avvenuta nelle zone estensionali (principalmente il Golfo di Corinto e la fossa di Eubea), che permettono la separazione tra il Peloponneso e la Grecia settentrionale.

Un'altra importante anomalia riscontrabile in questo periodo consiste nel fatto che l'intensificazione di sismicità nella penisola balcanica, specialmente i 2 violenti terremoti del 1953 e 1983 nella zona di Cefalonia, non ha corrisposto a un incremento di attività in Calabria, dove si è infatti verificata solo una scossa di magnitudo non elevata (1947,  $M = 5.7$ ). Queste evidenze di comportamento, anomalo rispetto alle precedenti crisi sismiche, potrebbero essere interpretati come effetti secondari di un evento tettonico eccezionale, cioè il notevole spostamento verso ovest (6-10 metri) del sistema anatolico-egeo, che si è sviluppato in risposta ad una sequenza di terremoti

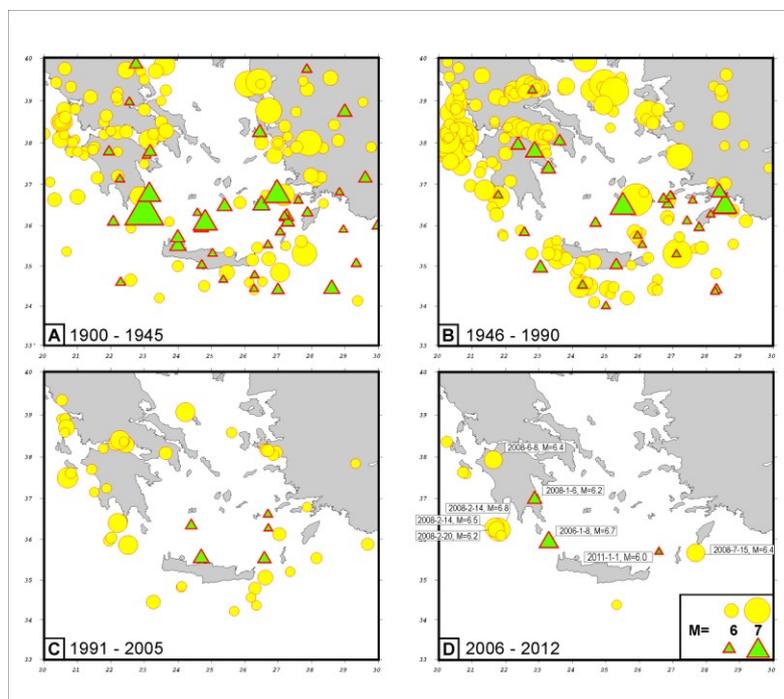


**Fig. 3.2.16a.** Distribuzione dei principali terremoti nell'area mediterranea centrale durante il periodo della fase I indicato in figura. I simboli rossi triangolari indicano i terremoti con profondità ipocentrale superiore a 60 km. Altre informazioni nella didascalia di figura 3.2.5.



**Fig. 3.2.16b.** Distribuzione dei principali terremoti nell'area mediterranea centrale durante il periodo della fase I indicato in figura. I simboli rossi triangolari indicano i terremoti con profondità ipocentrale superiore a 60 km. Altre informazioni nella didascalia di figura 3.2.5.

fortissimi che hanno attivato dal 1939 l'intera faglia nord anatolica, (e.g., Mogi, 1968, Barka, 1996; Hubert-Ferrari et alii, 2002; Viti et alii, 2011). In particolare si potrebbe supporre che l'eccezionale spostamento del blocco anatolico-egeo abbia aumentato in modo considerevole la spinta e quindi l'attrito sulla faglia di sottoscorrimento sotto la fossa ellenica, ostacolando l'attivazione sismica di questa zona di disaccoppiamento tra il dominio ionico in subduzione e il sistema sovrascorrente Anatolico-Egeo. Questa ipotesi è coerente con il fatto che la sismicità profonda sotto l'Arco ellenico è notevolmente calata dopo il 1940 (Fig. 3.2.17).



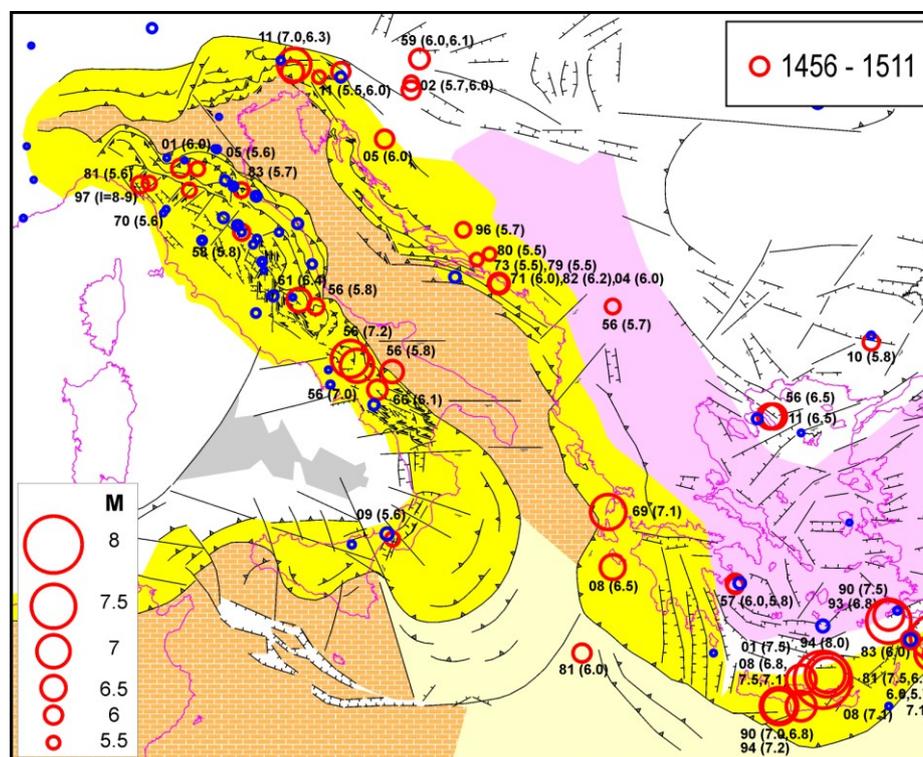
**Fig. 3.2.17.** Andamento temporale della sismicità più intensa ( $M > 5.5$ ) nella zona egea dopo il 1900 (Mantovani et alii, 2012b). I simboli circolari e triangolari indicano rispettivamente terremoti con profondità ipocentrale inferiore e superiore a 60 km. **a)** la prima fase (1900-1945) precede l'attivazione della Faglia nord-anatolica, avvenuta mediante 4 forti terremoti ( $M \geq 7$ ) dal 1939 al 1944 (e.g., Barka, 1996) **b)** Nella seconda fase (1946-90) si nota una relativa diminuzione della sismicità con ipocentro intermedio e profondo lungo l'Arco ellenico occidentale e l'aumento dell'attività sismica superficiale nelle altre zone tettoniche dell'area egea **c)** Nella terza fase (1991-2005), la sismicità subisce un ulteriore calo **d)** La quarta fase è segnata da recenti terremoti forti con ipocentro intermedio e profondo sotto l'Arco ellenico occidentale (e.g., Papadopoulos et alii, 2009).

Nella catena appenninica, una significativa attività sismica si è sviluppata nelle zone estensionali di disaccoppiamento dei cunei MS e LAE e nella parte meridionale del cuneo RMU (Fig. 3.2.16a,b). Quattro terremoti forti hanno interessato il bordo interno del cuneo Molise-Sannio (Irpinia 1930,  $M = 6.6$ ; 1962,  $M = 5.8, 6.1$ ; 1980,  $M = 6.9$ ). Questi svincoli hanno favorito lo spostamento verso Nord Ovest del cuneo Molise-Sannio, accentuando la sua spinta sul blocco LAE e di conseguenza lo sforzo di taglio nei principali sistemi di faglie transtensive dell'Appennino centrale. Tra questi ultimi sistemi quello che ha subito il maggiore cedimento è stato quello dell'Aquilano-Gran Sasso-Laga, dove si sono verificate alcune scosse significative (Maiella 1933,  $M = 6.0$ ; Ascolano 1943,  $M = 5.8$ ; Gran Sasso 1950,  $M = 5.7, 5.3$ ; Maceratese 1951,  $M = 5.4$ ; Aquilano 1958,  $M = 5.2$ ; Antrodoco 1961,  $M = 5.2$ ; Aquilano 2009,  $M = 6.3$ ). Queste scosse hanno permesso al blocco LAE di avanzare circa verso Nord Ovest, accentuando la sua spinta sul cuneo RMU dell'Appennino settentrionale. Questa sollecitazione ha presumibilmente indotto il parziale disaccoppiamento del cuneo RMU, mediante le scosse che hanno interessato l'Appennino umbro nel 1979 (Norcia,  $M = 5.9$ ), nel 1984 (Gubbio,  $M = 5.7$ ) e nel 1997-1998 (Colfiorito,  $M = 5.7, 6.0, 5.5, 5.7$ ).

E' interessante notare che i settori ancora bloccati del cuneo RMU (Alta Val Tiberina, Appennino romagnolo, Mugello e Riminese) e i bordi del cuneo TE (Lunigiana, Garfagnana e margine padano della catena da Bologna a Parma) sono quelli che hanno subito l'incremento più accentuato dell'attività sismica nella fase precedente (1915-29). Questo potrebbe indicare che in tale periodo la deformazione precedentemente accumulata nella maggior parte delle zone sismiche di quel settore appenninico si sia significativamente scaricata e che, di conseguenza, il periodo di accumulo necessario per riportare tali zone allo stato critico si sia molto allungato rispetto alla situazione precedente il 1916. Questa ipotesi può spiegare perchè nel lungo periodo successivo (1930-2012) le strutture scaricate sono state colpite da un numero estremamente limitato di scosse (in oltre 80 anni ci sono stati solo i terremoti di Parma del 1971 ( $M = 5.6$ ), Novellara del 1996 ( $M = 5.4$ ) e i due recenti eventi emiliani del 2012: 20 maggio ( $M = 5.9$ ) e 29 maggio ( $M = 5.8$ )).

### Sequenza sismica 1456-1511

Pur tenendo conto che il periodo qui considerato è precedente al 1600, cioè fuori dal periodo ritenuto più completo e affidabile del catalogo sismico, può essere utile fare alcune considerazioni sugli aspetti di questa sequenza, innescata dai micidiali terremoti che hanno colpito l'Appennino meridionale e centrale nel 1456 (Fig. 3.2.18).



**Fig. 3.2.18.** Distribuzione dei principali terremoti nell'area mediterranea centrale nel periodo 1456-1511 che ha seguito la fortissima crisi sismica nell'Appennino meridionale del 1456. I simboli rossi e blu indicano rispettivamente le scosse con  $M \geq 5.5$  e  $4 < M < 5.5$ . Altre informazioni nella didascalia di figura 3.2.5.

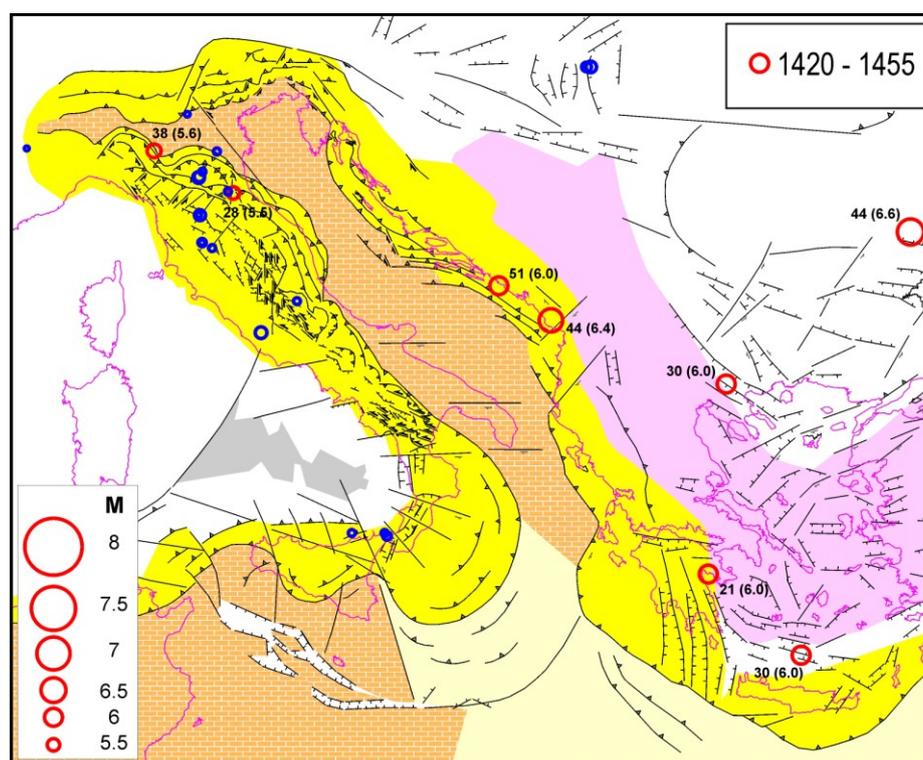
Innanzitutto, si può rimarcare che le scosse del 1456 nell'Appennino meridionale sono state precedute da forti terremoti nella zona delle Dinaridi meridionali (1444,  $M = 6.4$ ; 1451,  $M = 6.0$ ; 1456,  $M = 5.7$ ), fornendo un altro importante esempio di interazione tra le sorgenti sismiche di queste due zone, che va ad aggiungersi ai numerosi casi avvenuti negli ultimi due secoli (Viti et alii, 2003; Mantovani et alii, 2010a, b, 2012b). In figura 3.2.18 si può notare che dopo il netto svincolo del cuneo Molise-Sannio, causato dalle scosse del 1456, sia il bordo orientale (Dinaridi) che quello occidentale (Appennini) della placca adriatica si sono attivati con terremoti forti, favorendo

l'avanzamento della parte centro-settentrionale di Adria. Questa ipotesi è coerente con il fatto che alla fine di questa fase si sono verificate scosse molto forti (1511,  $M = 7.0$ , 6.3, 6.0, 5.5) nella zona delle Alpi orientali, dove la placca adriatica sottoscorre l'edificio alpino.

Per quanto riguarda la catena appenninica, è interessante notare che dopo le forti scosse di svincolo del 1456 nell'Appennino meridionale, l'attività sismica ha migrato verso nord, interessando l'Appennino centrale nel 1456 e 1461, e poi quello settentrionale, con varie scosse nel periodo 1458-1505: Alta Val Tiberina 1458,  $M = 5.8$ ; Aquilano 1461,  $M = 6.4$ ; Rimini 1472,  $M = 5.1$ ; Garfagnana 1481,  $M = 5.6$ ; Forlivese 1483,  $M = 5.7$ ; Alta Val Tiberina 1484,  $M = 5.1$ , 1489  $M = 5.1$ ; Lunigiana 1497,  $I=8-9$ ; Modenese 1501,  $M = 6.0$ ; Bolognese 1505,  $M = 5.6$ .

Come argomentato, anche in modo quantitativo, da Mantovani et alii (2012) e Viti et alii (2013), la scossa del 1458 in Alta Val Tiberina può essere interpretata come effetto del rilassamento post sismico innescato dai terremoti del 1456 nell'Appennino meridionale.

Per valutare in modo più efficace i possibili effetti delle forti scosse del 1456, è utile confrontare l'attività sismica che ha seguito tali scosse (Fig. 3.2.18) con quella del periodo precedente 1420-1455 (Fig. 3.2.19), che illustra in modo molto evidente il livello molto basso di sismicità che ha colpito le zone periadriatiche prima dell'attivazione del 1456.



**Fig. 3.2.19.** Distribuzione dei principali terremoti nell'area mediterranea centrale nel periodo 1420-1455 che ha preceduto la fortissima crisi sismica nell'Appennino meridionale del 1456. I simboli rossi e blu indicano rispettivamente le scosse con  $M \geq 5.5$  e  $4 \leq M < 5.5$ . Altre informazioni nella didascalia di figura 3.2.5.

### 3.3. Implicazioni sulla possibile sismicità futura nell'Appennino settentrionale e zone circostanti

#### *Interazioni a breve termine tra sorgenti sismiche*

Le evidenze descritte in lavori precedenti (Viti et alii, 2003, 2012; Mantovani et alii, 2010a, b, 2011, 2012a,b) e riprese nel paragrafo 3.1 indicano che terremoti forti nell'Appennino settentrionale possono avvenire nella scia di scosse forti nell'Appennino meridionale e centrale, come effetto del rilassamento post sismico. Gli esempi riportati possono dare un'idea delle modalità con cui questo fenomeno si può sviluppare. Quindi, nel caso in cui si verificasse un forte terremoto in una delle

zone di innesco sopra citate sarebbe possibile intraprendere alcune iniziative come quelle descritte di seguito, per ipotizzare possibili scenari dell'attività sismica futura nelle zone di interesse.

- Quantificazione della perturbazione indotta dalla scossa avvenuta, mediante le tecniche di simulazione numerica descritte nei lavori sopra citati. Questo consentirebbe di valutare, anche se in modo approssimato, l'ampiezza prevista dell'incremento di deformazione e tasso di deformazione, nelle zone di interesse, al fine di riconoscere se tale perturbazione sia in grado di provocare sismicità indotta. Inoltre, la valutazione dell'andamento temporale delle grandezze sopra citate permetterebbe di ipotizzare il periodo in cui la sismicità indotta sarebbe più probabile. Per esempio, questo tipo di analisi, fatto dopo il terremoto aquilano del'Aprile 2009, ha rivelato che l'ampiezza della perturbazione prodotta da quella scossa sarebbe stata insufficiente per innescare terremoti nelle zone sismiche dell'Appennino settentrionale. Siccome il raggiungimento dei massimi valori della deformazione e del relativo tasso di deformazione era atteso entro 1-2 anni dalla scossa aquilana, la realtà ha confermato la mancanza di scosse indotte nei termini attesi. Quindi, le scosse avvenute nel maggio 2012 nel Modenese-Ferrarese non si possono considerare effetti a breve termine del terremoto aquilano.

- Analisi delle osservazioni GPS acquisite prima e dopo la presunta scossa innescante, al fine di ricostruire in tempo reale la progressiva propagazione della perturbazione indotta. Il confronto tra questa valutazione diretta dello sviluppo temporale della deformazione e le previsioni teoriche sopra citate sarebbe molto utile per migliorare le conoscenze sulle caratteristiche strutturali e reologiche dell'area italiana e per rendere più realistiche le stime delle perturbazioni attese.

Nel caso del terremoto aquilano, l'analisi delle osservazioni geodetiche non ha permesso di ottenere informazioni molto chiare su questo aspetto, probabilmente a causa della non elevata energia sismica liberata in quel caso. Comunque, il confronto delle misure GPS effettuate prima e dopo l'evento ha messo in evidenza alcuni aspetti della perturbazione del campo di deformazione, soprattutto la presenza di componenti non lineari dello spostamento post sismico, che sono coerenti con gli effetti attesi dalle conoscenze teoriche sul rilassamento post sismico (Cenni et alii, 2012).

#### *Orientamenti ricavati dall'analisi della distribuzione spazio-temporale delle scosse forti nell'area mediterranea (1600-2012)*

Siccome le interazioni a breve termine tra sorgenti sismiche, come effetto del rilassamento post sismico, sono riconoscibili chiaramente solo per scosse di magnitudo molto elevata, la possibilità di valutare gli effetti a breve termine delle scosse innescanti sulle zone sismiche circostanti non è praticabile in un numero elevato di casi. Comunque, come ricordato sopra per l'evento dell'Aquila, è necessario considerare che la perturbazione innescata da ogni scossa influisce sullo stato di deformazione nelle zone sismiche circostanti, che si possono quindi avvicinare al prossimo cedimento sismico. Quindi, analizzando la distribuzione delle principali scosse storiche nell'area mediterranea centrale e tenendo presente il relativo assetto tettonico, si può tentare di ricavare informazioni empiriche su quali zone abbiano la probabilità più elevata di attivarsi dopo una determinata distribuzione di terremoti nel periodo precedente.

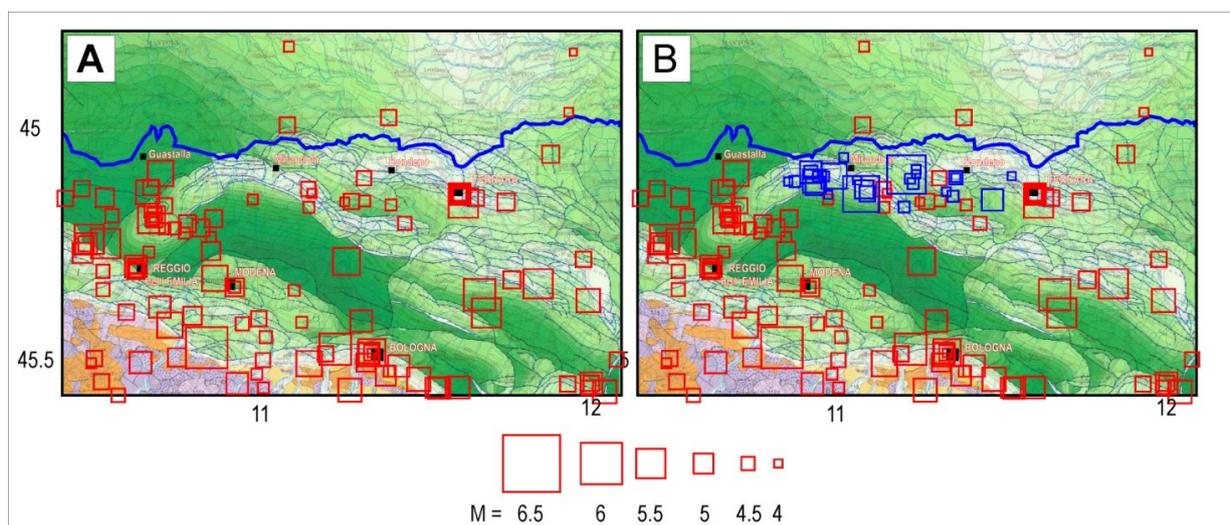
Questa analisi, descritta nel paragrafo 3.2, ha fornito numerose indicazioni sulla possibile connessione tra l'attività sismica della catena appenninica e quella delle altre zone periadriatiche. In particolare, ha messo in evidenza il fatto che la sismicità più forte nella catena appenninica tenda a migrare dai settori meridionali a quelli settentrionali. Per quanto riguarda la zona qui considerata (Appennino settentrionale e Pianura Padana), si possono sintetizzare le principali indicazioni ricavate dall'analisi sopra citata.

La sismicità dell'Appennino settentrionale sembra essere molto influenzata dall'attivazione delle principali zone sismiche dell'Appennino meridionale e centrale, rappresentando in molti casi la fase finale di una progressiva migrazione verso nord/nord-ovest delle scosse più forti. Le casistiche disponibili nel periodo considerato delineano però differenze sostanziali nello sviluppo dell'attività sismica nell'Appennino settentrionale per diverse modalità di innesco dei

disaccoppiamenti sismotettonici nelle zone appenniniche più meridionali. Per esempio, la sequenza del periodo 1915-20 ha messo in evidenza una reazione estremamente violenta e repentina dell'Appennino settentrionale alla scossa di disaccoppiamento nella zona del Fucino, mentre la reazione della stessa zona alle fortissime scosse del 1703, sempre nell'Appennino centrale, ha avuto caratteristiche molto diverse, sia perché è iniziata circa venti anni dopo le scosse innescanti del 1703, sia perché ha impiegato un tempo molto più lungo (oltre cento anni, dal 1719 al 1837) a percorrere l'arco dell'Appennino settentrionale.

Per mettere in evidenza le condizioni che possono preludere all'uno o all'altro dei comportamenti sopra menzionati, abbiamo svolto un'accurata analisi dei contesti sia a grande che piccola scala che hanno preceduto le due diverse situazioni. Per esempio, i risultati di questa indagine indicano che il quadro sismotettonico generale che ha portato alla crisi sismica del 1915-20 è stato molto particolare rispetto alle altre 3 fasi sismiche riconoscibili dal 1300. Un fatto molto importante è che nel 1915 nell'Appennino centrale si è attivato il sistema di faglie del Fucino invece che quello dell'Aquila, come discusso in precedenza. A questo si è aggiunto che negli ultimi decenni del 1800 e nel primo decennio del 1900 tutti i settori periadriatici sono stati caratterizzati da fortissima attività sismica, suggerendo la possibilità che in tale periodo anche il dominio adriatico-dinarico abbia partecipato alla mobilità del blocco adriatico principale, dopo essersi disaccoppiato dalle strutture del dominio europeo (sistema carpato-balcanico). Considerando queste evidenze e la distribuzione dei terremoti forti che hanno colpito la catena appenninica dal 1930, cioè dopo l'ultima crisi sismica intensa iniziata nel 1910 nell'Appennino meridionale, è ragionevole supporre che lo sviluppo della sismicità nell'Appennino settentrionale nei prossimi decenni potrebbe essere paragonabile a quello che si è verificato nel lungo intervallo di tempo che ha seguito le scosse forti del periodo 1688-1703 nell'Appennino meridionale e centrale. Questa ipotesi è coerente con il fatto che dal 1930 (prima scossa forte nell'Appennino meridionale) sono già passati oltre 80 anni e la migrazione è arrivata solo alla parte mediana del cuneo RMU, all'altezza del bacino di Gubbio (Fig. 3.2.15). Questo suggerirebbe che le zone più esposte a scosse forti nei prossimi decenni sono quelle implicate nel meccanismo di svincolo della parte settentrionale del cuneo RMU, cioè l'Alta Val Tiberina, l'Appennino romagnolo e il Riminese. In questa lista si potrebbe, in via cautelativa, inserire anche la zona della pianura romagnola (Forlivese), anche se per il momento gli elementi attualmente a disposizione non consentono di capire in modo chiaro se tale zona è effettivamente implicata nel meccanismo tettonico sopra citato.

Comunque, va anche considerato che fino al momento in cui le zone di svincolo sopra citate non arriveranno al cedimento, l'Appennino emiliano-romagnolo e le Pieghe Ferraresi saranno sollecitate da un regime compressivo prodotto dalla spinta della parte centro-meridionale del cuneo RMU, che è stata svincolata (almeno parzialmente) dai terremoti del 1979 ( $M=5.9$ ) in Valnerina, del 1984 ( $M=5.9$ ) a Gubbio e del 1997 ( $M=6.1$ ) nell'Appennino umbro-marchigiano. Questa ipotesi è compatibile con il raccorciamento circa Sud-Nord evidenziato sia dalle misure geodetiche (Fig. 2.9) che dal regime di deformazione associato con la sequenza sismica che si è sviluppata nel Modenese, Ferrarese e Mantovano dal 20 maggio 2012, comprendente due forti scosse ( $M=5.9$  e  $5.8$ ) e numerose scosse minori (e.g., Anzidei et alii, 2012). Ovviamente, le evidenze sopra citate non erano sufficienti per individuare quali delle zone implicate dal regime compressivo avrebbe ceduto per prima. Qualche informazione a questo riguardo poteva forse essere ricavata dalla distribuzione della sismicità che aveva colpito la zona prima del maggio 2012 (Fig. 3.3.1), da cui risulta che tra tutte le zone appenniniche e padane sollecitate dal regime compressivo sopra citato quella che non era stata ancora colpita da scosse intense era proprio la dorsale di Mirandola, cioè quella attivata dalle scosse del 2012. Questa evidenza potrebbe suggerire che tutto il sistema delle Pieghe ferraresi tende a sovrascorrere la zona padana antistante, ma che questo processo richiede tempi piuttosto lunghi, dell'ordine di parecchie centinaia di anni, per il suo completo sviluppo.



**Fig. 3.3.1. A)** Terremoti principali avvenuti nella parte settentrionale dell'Appennino emiliano e nelle Pieghe Ferraresi prima del Maggio 2012. **B)** Attività sismica posteriore al 20 Maggio 2012 (in blu) sovrapposta alla figura riportata in A). Lo sfondo è costituito dalla Carta Strutturale d'Italia (Bigi et alii, 1990).

#### Aggiornamento delle evidenze e argomentazioni per la scelta di criteri di priorità tra le zone sismiche toscane

Nella pubblicazione precedente di questa serie (Mantovani et alii, 2012a) è stata avanzata l'ipotesi che tra le 3 zone sismiche toscane più pericolose (Garfagnana-Lunigiana, Mugello e Alta Val Tiberina) l'ultima citata sarà interessata per prima da terremoti forti. Qui di seguito vengono descritte alcune evidenze e considerazioni che possono rinforzare tale indicazione. In particolare, sono analizzate in modo più dettagliato le modalità e soprattutto le cronologie relative (Fig. 3.3.2) con cui le 3 zone toscane sopra citate si sono attivate nell'ambito delle 4 sequenze sismiche maggiori nella catena appenninica (Fig. 3.1.3).

<p><b>Prima sequenza 1349</b>  Alta Val Tiberina 1352 (6.0, IX), 1353 (6.0, IX), 1389 (6.0, IX)  Nessuna scossa nel Mugello e Lunigiana - Garfagnana entro 100 anni</p>
<p><b>Seconda sequenza 1456</b>  Alta Val Tiberina 1458 (5.9, IX)  Lunigiana 1481 (5.8, VIII - IX), 1497 (5.9, VIII - IX) e Mugello 1542 (5.9, IX)</p>
<p><b>Terza sequenza 1688 - 1706</b>  Alta Val Tiberina 1731 (5.4, VII-VIII), 1789 (5.8, VIII-IX)  Lunigiana-Garfagnana 1834 (5.6, VIII-IX), 1837 (5.7, IX-X)  Nessuna scossa nel Mugello entro 200 anni</p>
<p><b>Quarta sequenza 1910 - 1915</b>  Alta Val Tiberina 1917 (5.8, IX)  Mugello 1919 (6.2, IX) e Garfagnana (1920)</p>
<p><b>Quinta sequenza 1930 - ?</b>  Alta Val Tiberina ?? Mugello ?? Lunigiana-Garfagnana ??</p>

**Fig. 3.3.2.** Scosse principali avvenute nelle tre maggiori zone sismiche della Toscana durante le più violente sequenze sismiche avvenute dal 1300 (Fig. 3.1.3).

Nella prima sequenza, presumibilmente innescata nel 1349 da fortissime scosse nell'Appennino meridionale e centrale, l'Alta Val Tiberina è stata la prima zona dell'Appennino settentrionale a essere colpita da scosse forti (1352  $M = 6.4$ , 1353  $I = IX$ ). Il calcolo del rilassamento post sismico innescato dalle scosse del 1349 indica che questo fenomeno può avere avuto un'importante influenza sui terremoti sopra citati (Mantovani et alii, 2012a, b; Viti et alii, 2013). Per le zone del Mugello e Garfagnana-Lunigiana non sono invece documentate scosse importanti durante questa sequenza. Per trovare le prime scosse forti in quelle zone è necessario avanzare fino al 1481 ( $M = 5.6$ ) e 1497 ( $M = 5.9$ ) per la Garfagnana-Lunigiana e al 1542 per il Mugello ( $M = 5.9$ ).

Nella seconda sequenza, presumibilmente innescata dai fortissimi terremoti del 1456 nell'Appennino meridionale e centrale, la prima scossa ha di nuovo colpito l'AVT (1458,  $M = 5.8$ ). Anche in questo caso, il rilassamento post sismico (innescato dalle scosse del 1456) sembra avere avuto un ruolo determinante (Mantovani et alii, 2012a, b; Viti et alii, 2013). Le zone del Mugello e Garfagnana-Lunigiana si sono attivate molto più tardi, con le scosse sopra citate (1481, 1497 e 1542).

Nella terza sequenza, sviluppatasi nella scia di una serie di scosse forti nell'Appennino meridionale (1688, 1694 e 1702) e centrale (1703, 1703 e 1706), la reazione dell'Appennino settentrionale si è sviluppata in tempi molto più lunghi, come illustrato in figura 3.2.8 e discusso nel testo relativo. Nonostante questo notevole cambiamento di tempistica, è opportuno rimarcare che la sequenza in oggetto ha comunque conservato la tendenza a migrare da sud a nord, ovvero dall'Appennino centrale all'Appennino tosco-emiliano. In particolare, l'AVT si è attivata ancora una volta (1731,  $M = 5.4$  e poi 1789  $M = 5.8$ ) in forte anticipo rispetto alle altre due zone sismiche maggiori, dove le prime scosse forti sono avvenute nel 1834 ( $M = 5.6$ ) e 1837 ( $M = 5.8$ ) in Garfagnana-Lunigiana e nel 1919 ( $M = 6.3$ ) nel Mugello.

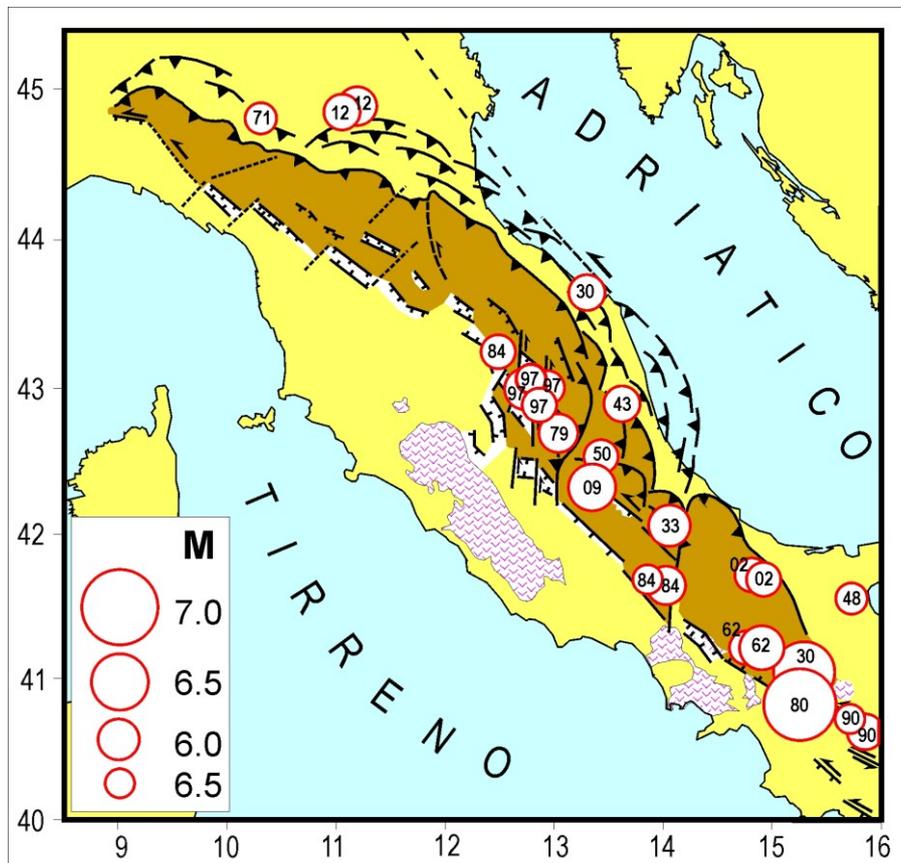
Nella quarta sequenza, iniziata nel 1910 con una scossa di  $M = 5.9$  nell'Appennino meridionale proseguita poi con la violentissima scossa del Fucino del 1915 ( $M = 7.0$ ), la progressiva migrazione verso nord attraverso la catena è molto evidente e repentina (Fig. 3.1.3). Comunque, anche in questo caso, la zona AVT si è attivata per prima (1917) rispetto alle altre due zone maggiori (Mugello 1919 e Garfagnana 1920).

Il fatto che durante le principali sequenze sismiche nella storia conosciuta, l'Alta Val Tiberina si sia sistematicamente attivata prima del Mugello e della Lunigiana-Garfagnana costituisce un'evidenza abbastanza robusta per giustificare l'eventuale decisione di privilegiare in tale zona l'utilizzo di risorse disponibili per interventi di messa in sicurezza degli edifici strategici e non, e l'attività di controllo sul rispetto effettivo della normativa antisismica.

La distribuzione delle scosse forti che hanno colpito la catena appenninica dopo la quarta fase, cioè nel periodo 1930-2012 (Fig. 3.3.3), presenta una significativa somiglianza con quanto avvenuto durante la terza fase (post 1688) sopra citata. Un'importante analogia è data dal fatto che entrambe le sequenze sono state innescate da una serie di scosse distanziate nel tempo, invece che da terremoti molto forti concentrati in uno-due anni, come è avvenuto nelle altre 3 fasi. Un'altra significativa analogia riguarda il tempo di sviluppo complessivo delle due sequenze lungo la catena appenninica, che nella terza e nell'ultima (1930-2012) sequenza è molto più lungo rispetto alle altre. Nella terza sequenza, la migrazione è durata oltre un secolo (Fig. 3.2.8). Nella sequenza attuale, sono trascorsi ormai più di 80 anni dopo la scossa iniziale del 1930 in Irpinia e la migrazione dei terremoti forti lungo la catena mobile ha per ora raggiunto la parte centrale del cuneo RMU (bacino di Gubbio). Se, per ipotesi, la sequenza attuale avrà uno sviluppo temporale paragonabile a quello che ha avuto la terza sequenza (circa 130 anni) ci si potrebbe aspettare che scosse forti possano colpire la zone sismiche ancora bloccate lungo i bordi della parte settentrionale del cuneo RMU (Alta Val Tiberina, Appennino romagnolo, Forlivese, Riminese) e del cuneo TE (Appennino emiliano, Garfagnana-Lunigiana, Mugello) entro i prossimi 50 anni. L'attendibilità di questa ipotesi, però non può essere facilmente verificata data la ridotta casistica disponibile.

Un'ultima considerazione può essere dedicata alla zona del Casentino. In base alla sua storia sismica, priva di scosse forti, questa zona può essere difficilmente inclusa tra quelle pericolose.

Però, le attuali conoscenze sull'assetto tettonico non consentono di escludere la possibilità che anche questa zona possa essere colpita da scosse forti. Questa preoccupazione viene suggerita dal fatto che il meccanismo tettonico che ha prodotto le deformazioni osservate in questa zona è lo stesso che ha generato i bacini dell'Alta Val Tiberina e del Mugello (Mantovani et alii, 2011, 2012a). Sembra quindi opportuno svolgere ulteriori indagini su questo argomento per capire se l'assenza di sismicità storica sia legata ad aspetti tettonici peculiari nella zona in oggetto (che giustifichino una deformazione più limitata di questo settore) o sia invece dovuta al fatto che in questa zona le deformazioni (pur non trascurabili) hanno tempi di sviluppo più lunghi rispetto alle altre zone sopra citate.



**Fig. 3.3.3.** *Terremoti principali (cerchi rossi,  $M > 5.5$ ) avvenuti dopo il 1930 nell'Appennino.*

Un altro possibile strumento per ipotizzare futuri sviluppi della sismicità, emerso dallo studio qui riportato, riguarda la connessione tra i terremoti forti della zona Lunigiana-Garfagnana e l'assetto cinematico/tettonico dell'Appennino Tosco-Emiliano (vedi capitolo 2). Il meccanismo ipotizzato, sintetizzato in figura 2.6 suggerisce che la sismicità intensa della zona in oggetto sia molto influenzata dall'attivazione sismica delle zone di svincolo, principalmente il sistema di faglie Villalvernia-Varzi (VV), del cuneo di Piacenza rispetto alla parte meno mobile della catena (Appennino e Alpi liguri ?). Questa ipotesi è basata sul fatto che 4 delle 5 scosse di  $M > 5.5$  che hanno colpito la Lunigiana-Garfagnana (1481, 1497, 1834 e 1837) sembrano essere avvenute dopo periodi di tempo limitati (minori di 10 anni) rispetto ad attivazioni del sistema di faglie sopra citato (VV). Uno dei possibili precursori (terremoto del 1473 nella pianura lombarda) è ancora da verificare, in quanto basato su informazioni storiche controverse (vedi discussione nel capitolo 2). Comunque, se alla luce di ulteriori indagini storiche e tettoniche, la connessione sopra citata risultasse realistica questa potrebbe essere utile per riconoscere i periodi in cui la probabilità di terremoti forti nella zona Lunigiana-Garfagnana è più elevata.

## 4. Attività sismica dell'Emilia-Romagna

Per cercare di valutare la potenzialità sismica di una zona è necessario avere una conoscenza più completa e dettagliata possibile dell'attività sismica passata. Questa informazione è di seguito suddivisa in sismicità storica e sismicità strumentale. La prima (paragrafo 4.1) si riferisce alle scosse principali avvenute dopo il 1000 in Emilia-Romagna e dintorni. La magnitudo o l'intensità sotto la quale le informazioni mancano o sono molto incomplete non è ben definibile, anche se è presumibile che questa soglia si abbassi progressivamente con il procedere del tempo, per la maggiore disponibilità ed attendibilità delle fonti storiche ed archivistiche civili, religiose e private. La stessa considerazione si può fare per le possibili lacune dei cataloghi dei terremoti, che diventano sempre più improbabili avvicinandosi al periodo attuale. Anche l'incertezza sulla localizzazione delle scosse nello spazio e nel tempo risente ovviamente della lontananza temporale. Questo vale in modo particolare per la profondità dei terremoti, che può essere molto difficilmente stimata senza un adeguato complesso di registrazioni strumentali attorno alla zona epicentrale. Per questo motivo, per la maggior parte delle scosse i cataloghi sismici non riportano la profondità dell'ipocentro. E questo è anche il motivo per cui una parte dell'informazione sulla sismicità è riportata in un paragrafo a parte (4.2) sotto il nome di sismicità strumentale. Questo tipo di notizie, disponibile solo per il periodo successivo al 1980, offre un quadro molto più completo dell'attività sismica, in quanto riporta anche scosse di magnitudo molto piccola e fornisce anche informazioni attendibili sui dati ipocentrali, compresa la geometria della sorgente sismica (meccanismo focale) per i terremoti più importanti. Quest'ultima informazione, descritta nel paragrafo 4.3, è poi confrontata con le indicazioni ottenute dalle misure geodetiche.

### 4.1 Sismicità storica

Attualmente, il catalogo nazionale più aggiornato è il CPTI11 (Rovida et alii, 2011), che deriva dai precedenti Cataloghi Parametrici dei Terremoti Italiani (Gruppo di Lavoro CPTI, 2001 e 2004). Tali prodotti sono stati preceduti da altre raccolte, tuttora fonti di informazioni utili, come il Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (CFTI), a cura di ING-SGA (Boschi et alii, 1995, 1997, 2000), i cataloghi NT del GNDT (Camassi e Stucchi, 1997) ed anche il meno recente catalogo del Progetto Finalizzato Geodinamica (Postpischl, 1985). Sono inoltre da considerare le informazioni e le analisi storiografiche riportate in alcuni studi specifici (Guidoboni e Comastri, 2005; Mariotti e Guidoboni, 2006). I dati usati in questa relazione derivano principalmente dal catalogo CPTI11, con alcune integrazioni prese dagli altri cataloghi e lavori citati sopra.

Una prima sintetica informazione sull'attività sismica dell'Emilia-Romagna è fornita dall'elenco dei maggiori terremoti avvenuti dopo il 1000 (Tab. 4.1.1), che mette in evidenza che la zona considerata non si può certo classificare tra le regioni più sismiche dell'Italia. Solo 26 eventi hanno una magnitudo superiore o uguale a 5.5. Sono inoltre assenti i terremoti fortissimi ( $M \geq 7$ ) che caratterizzano la storia sismica di altre parti della catena appenninica (Umbria-Marche, Abruzzo, Campania-Basilicata)

L'intervallo medio tra le scosse principali ( $M \geq 5.5$ ) è circa 40 anni. Tale informazione è comunque poco significativa, poiché l'intervallo tra le scosse suddette varia da poco più di una settimana (come accaduto nella crisi sismica del Maggio 2012) sino ad un secolo e mezzo (la distanza che separa le scosse del Forlivese del 1279 e 1428). Questo implica che qualsiasi previsione sullo sviluppo dell'attività sismica futura unicamente basata sull'analisi statistica della storia conosciuta sarebbe associata ad un'incertezza estremamente elevata. Inoltre, la frequenza di scosse forti è ben diversamente distribuita all'interno della zona in esame, per esempio è maggiore nell'Appennino romagnolo rispetto al Modenese e Ferrarese (Tab. 4.1.1). Questa constatazione ha contribuito a suggerire la definizione di specifiche zone sismogenetiche per l'Emilia-Romagna, come descritto nel seguito.

La pericolosità sismica dell'Emilia-Romagna è anche influenzata dalle scosse forti che

avvengono fuori dai confini regionali.

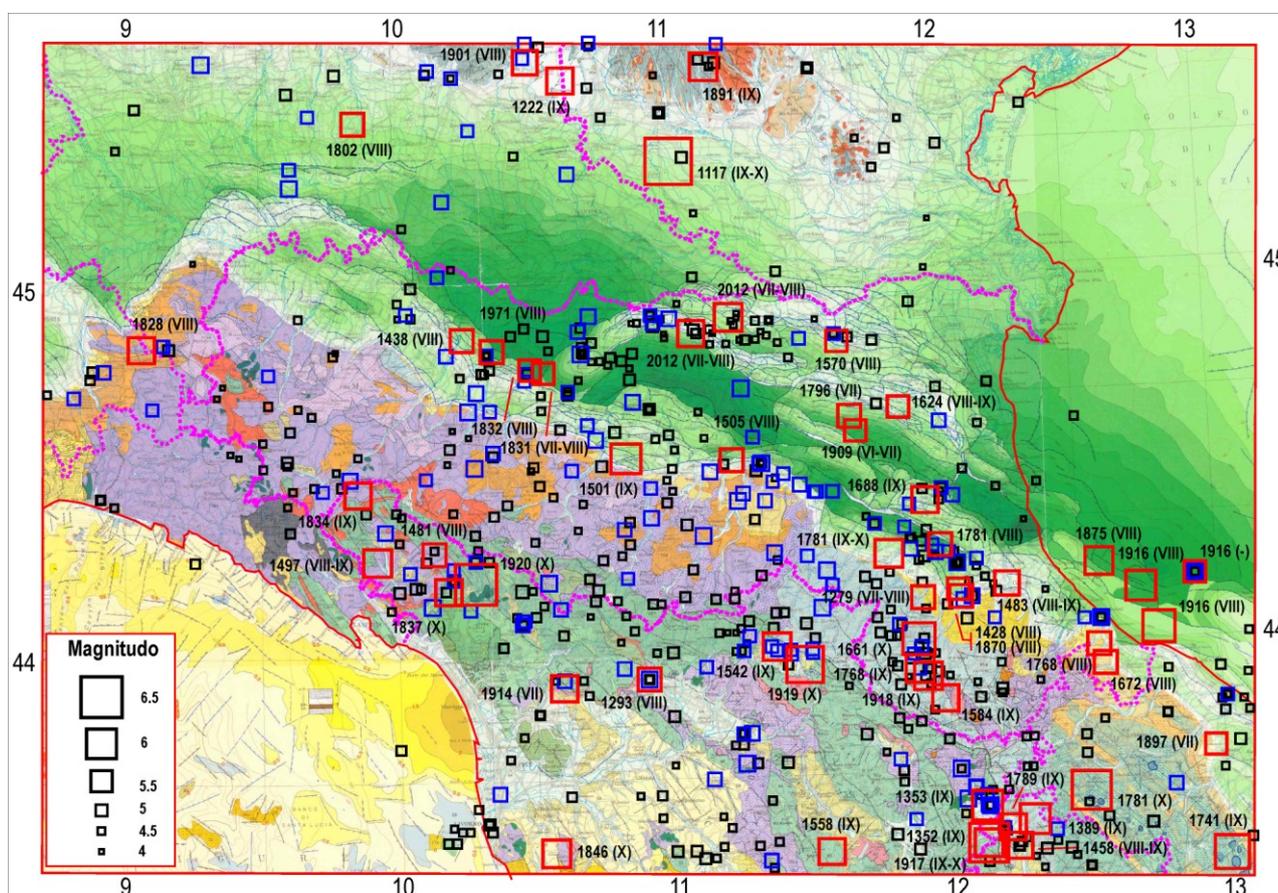
Per mettere in evidenza il quadro complessivo della sismicità in rapporto alla geologia della zona in oggetto, gli epicentri dei terremoti con  $M \geq 4$  sono riportati sulla figura 4.1.1. Inoltre, per indagare possibili relazioni tra sismicità e lineamenti morfologici, la figura 4.1.2 mostra gli epicentri suddetti su un modello topografico digitale dell'Emilia-Romagna e dintorni. Le due figure sopra citate mostrano che gli epicentri dei terremoti principali sono localizzati al bordo tra la parte affiorante e sepolta della catena appenninica, dal Parmense al Riminese, e nella zona padana sovrastante il settore più esterno dell'Appennino settentrionale, ovvero le Pieghe ferraresi. Relativamente poco sismico appare invece il settore emiliano nord-occidentale (Piacentino).

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io (Imax)
1194	0	0	Galeata	12.08	44.07	4.9	6.5 (7)
1234	3	20	Ferrara	11.62	44.84	5.1	7
1249	9	0	Modena	10.93	44.65	4.9	6.5 (7.5)
<b>1279</b>	<b>4</b>	<b>30</b>	<b>Rocca San Casciano</b>	<b>11.92</b>	<b>44.13</b>	<b>5.6</b>	<b>7.5</b>
1285	12	13	Ferrara	11.62	44.84	5.1	7
1304	10	23	Pianura Padana	10.15	45.01	5.1	5
1308	1	25	Rimini	12.57	44.06	5.4	7.5
1346	2	22	Ferrara	11.62	44.84	4.9	6.5 (7.5)
1365	7	25	Bologna	11.34	44.5	5.4	7.5
1383	8	4	Forlì	12.05	44.22	5.4	7.5
1393	6	15	Santa Sofia	11.91	44.00	5.1	7
1399	7	20	Modenese	10.93	44.44	5.1	7 (8)
1409	11	15	Parma	10.33	44.80	5.1	7
1411	1	9	Ferrara	11.62	44.84	5.1	7
<b>1428</b>	<b>7</b>	<b>3</b>	<b>Predappio</b>	<b>12.05</b>	<b>44.15</b>	<b>5.5</b>	<b>7.5 (8)</b>
1433	5	4	Bologna	11.34	44.50	4.7	6 (7)
<b>1438</b>	<b>6</b>	<b>11</b>	<b>Parmense</b>	<b>10.24</b>	<b>44.84</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>
1455	2	6	Valle del Reno	11.25	44.4	5.4	8
1455	12	20	Valle del Reno	11.27	44.42	5.2	7.5
1470	4	11	Appennino Bolognese	11.04	44.16	4.7	7
1472	0	0	Rimini	12.57	44.06	5.1	7
<b>1483</b>	<b>8</b>	<b>11</b>	<b>Romagna meridionale</b>	<b>12.23</b>	<b>44.16</b>	<b>5.7</b>	<b>8 (8.5)</b>
<b>1501</b>	<b>6</b>	<b>5</b>	<b>Appennino Modenese</b>	<b>10.84</b>	<b>44.52</b>	<b>6.0</b>	<b>9</b>
<b>1505</b>	<b>1</b>	<b>3</b>	<b>Bolognese</b>	<b>11.23</b>	<b>44.51</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>
1509	4	19	Faentino	11.86	44.32	5.0	7
1536	8	17	Appennino Tosco-Emiliano	10.93	44.36	5.3	6.5
1545	6	9	Valle del Taro	9.82	44.47	5.3	7.5
1547	2	10	Reggio Emilia	10.63	44.70	5.1	7 (8)
<b>1570</b>	<b>11</b>	<b>17</b>	<b>Ferrara</b>	<b>11.63</b>	<b>44.82</b>	<b>5.5</b>	<b>7.5 (8)</b>
1572	6	4	Parma	10.42	44.85	4.7	6 (7)
1574	3	17	Finale Emilia	11.29	44.83	4.7	6 (7)
<b>1584</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>Appennino Tosco-Emiliano</b>	<b>11.99</b>	<b>43.86</b>	<b>5.8</b>	<b>9</b>
1591	7	10	Forlì	12.04	44.40	5.2	6.5
1600	0	0	Palazzuolo	11.55	44.11	5.4	7.5
<b>1624</b>	<b>3</b>	<b>19</b>	<b>Argenta</b>	<b>11.85</b>	<b>44.64</b>	<b>5.5</b>	<b>7.5 (8.5)</b>
<b>1661</b>	<b>3</b>	<b>22</b>	<b>Appennino romagnolo</b>	<b>11.90</b>	<b>44.02</b>	<b>6.1</b>	<b>9 (10)</b>
1671	6	20	Modena – Reggio nell'Emilia	10.87	44.67	5.3	7
<b>1672</b>	<b>4</b>	<b>14</b>	<b>Riminese</b>	<b>12.58</b>	<b>43.94</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>
<b>1688</b>	<b>4</b>	<b>11</b>	<b>Romagna</b>	<b>11.94</b>	<b>44.39</b>	<b>5.8</b>	<b>8.5 (9)</b>
1688	8	18	Fusignano	12.00	44.42	5.1	7
1725	10	29	Appennino Tosco Emiliano	11.57	44.21	5.4	8
1738	11	5	Parma	10.03	44.91	5.1	7
1740	3	6	Garfagnana	10.59	44.12	5.2	7 (7.5)
<b>1768</b>	<b>10</b>	<b>19</b>	<b>Appennino romagnolo</b>	<b>11.90</b>	<b>43.94</b>	<b>5.9</b>	<b>9</b>
1779	6	4	Bolognese	11.48	44.44	5.2	7
1779	11	23	Bolognese	11.53	44.42	5.0	5 (6)

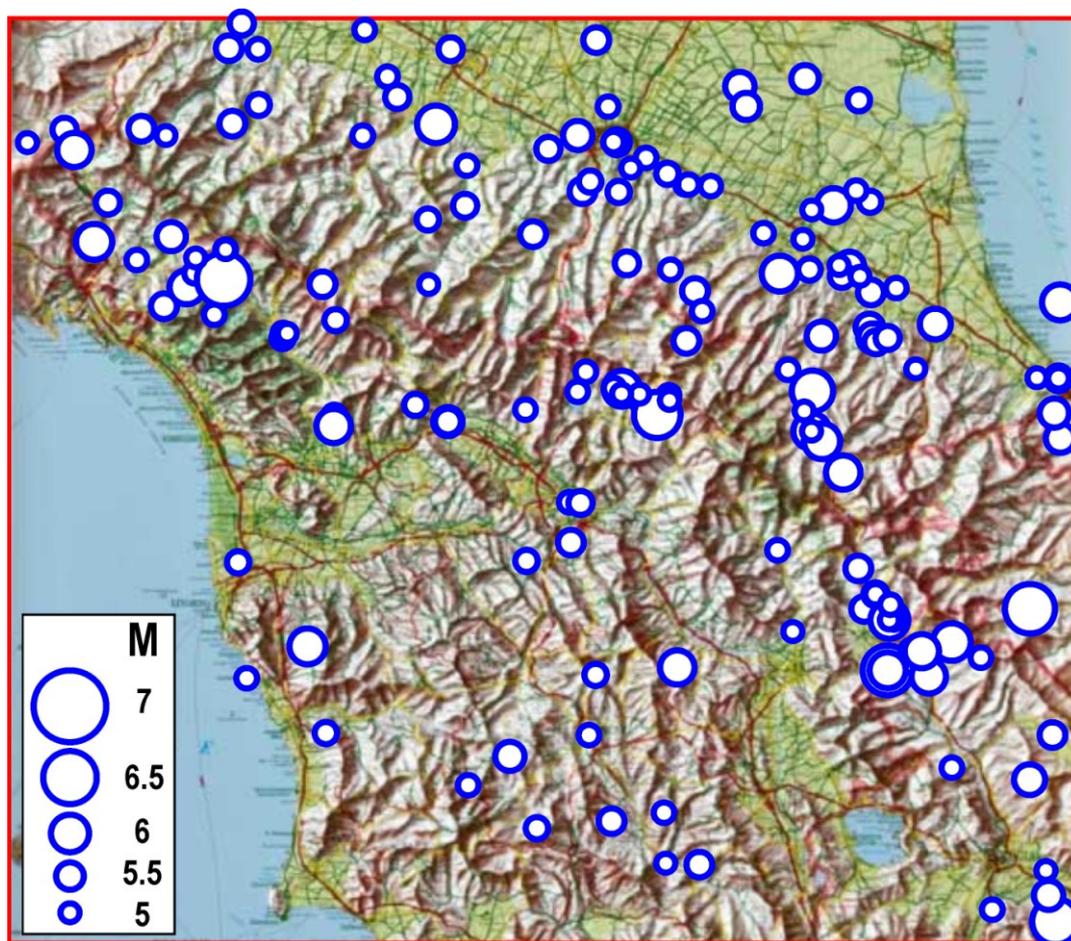
1780	2	6	Bolognese	11.31	44.57	5.1	6 (6.5)
<b>1781</b>	<b>4</b>	<b>4</b>	<b>Romagna</b>	<b>11.80</b>	<b>44.25</b>	<b>5.9</b>	<b>9.5</b>
<b>1781</b>	<b>7</b>	<b>17</b>	<b>Romagna</b>	<b>11.99</b>	<b>44.27</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>
<b>1786</b>	<b>12</b>	<b>25</b>	<b>Riminense</b>	<b>12.56</b>	<b>43.99</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>
<b>1796</b>	<b>10</b>	<b>22</b>	<b>Emilia orientale</b>	<b>11.67</b>	<b>44.62</b>	<b>5.6</b>	<b>7</b>
1801	10	8	Bologna	11.42	44.47	5.1	6
1806	2	12	Novellara	10.67	44.86	5.2	7
1810	12	25	Novellara	10.71	44.90	5.3	6 (7)
1811	7	15	Sassuolo	10.73	44.57	5.3	6.5 (7)
1813	9	21	Romagna Centrale	11.97	44.25	5.3	7
1818	12	9	Parmense	10.29	44.70	5.3	7 (7.5)
<b>1831</b>	<b>9</b>	<b>11</b>	<b>Reggiano</b>	<b>10.54</b>	<b>44.75</b>	<b>5.5</b>	<b>7.5</b>
<b>1832</b>	<b>3</b>	<b>13</b>	<b>Reggiano</b>	<b>10.49</b>	<b>44.76</b>	<b>5.5</b>	<b>7.5</b>
<b>1834</b>	<b>2</b>	<b>14</b>	<b>Valle del Taro - Lunigiana</b>	<b>9.85</b>	<b>44.43</b>	<b>5.8</b>	<b>9</b>
1854	6	16	Castel Bolognese	11.75	44.33	5.1	7
1857	2	1	Parmense	10.48	44.75	5.1	6.5
1861	10	16	Forlì	12.12	44.23	5.1	6.5 (7)
1869	6	25	Media Valle del Reno	11.12	44.31	5.4	7.5
<b>1870</b>	<b>10</b>	<b>30</b>	<b>Romagna</b>	<b>12.06</b>	<b>44.13</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>
1873	5	16	Reggiano	10.70	44.61	5.1	6.5
1873	9	17	Liguria orientale	10.28	44.50	5.4	6.5
1874	10	7	Imolese	11.59	44.17	5.0	7
1878	3	12	Bolognese	11.54	44.42	5.1	6
1878	11	9	Castel del Rio	11.50	44.25	5.1	7
1879	4	27	Valle del Senio	11.59	44.17	5.1	7 (7.5)
1881	1	24	Bolognese	11.35	44.40	5.2	7
1881	2	12	Russi	11.96	44.27	5.0	5.5 (6.5)
1881	9	28	Cesena	12.19	44.14	4.8	6.5 (7)
1895	9	4	Valle del Montone	11.82	44.03	4.6	6.5 (7.5)
1898	1	16	Romagna settentrionale	11.77	44.65	4.8	6.5 (7)
1898	3	4	Valle del Parma	10.26	44.65	5.4	7.5
1904	2	25	Reggiano	10.64	44.49	5.1	6 (7)
1904	6	10	Frignano	10.84	44.20	5.0	6 (7)
1909	1	13	Bassa Padana	11.69	44.58	5.5	6.5
1911	2	19	Romagna Meridionale	12.07	44.12	5.3	7
1911	3	20	Rimini	12.10	44.13	5.3	-
1911	3	26	Rimini	12.51	44.06	5.0	5 (6)
1915	10	10	ReggioEmilia	10.47	44.73	5.0	6 (6.5)
1917	12	2	Galeata	11.83	44.06	5.1	6.5
<b>1918</b>	<b>11</b>	<b>10</b>	<b>Appennino romagnolo</b>	<b>11.93</b>	<b>43.92</b>	<b>5.9</b>	<b>9</b>
1929	4	10	Bolognese	11.38	44.45	5.0	7
1929	4	11	Bolognese	11.33	44.50	5.0	4
1929	4	12	Bolognese	11.33	44.50	5.1	4
1929	4	20	Bolognese	11.15	44.48	5.3	7 (7.5)
1931	4	11	Medicina	11.60	44.42	5.1	-
1935	6	5	Faentino	11.88	44.26	5.2	6
1937	9	17	Parmense	10.34	44.76	4.7	7
1937	12	10	Appennino Modenese	10.83	44.33	5.2	6 (7)
1940	1	24	Corniglio	10.10	44.47	5.0	-
1940	5	1	Noceto	10.18	44.80	5.2	-
1952	7	4	Appennino romagnolo	11.88	43.98	5.0	7
1953	12	14	Borello	12.18	44.07	5.0	-
1956	5	26	Appennino romagnolo	11.90	43.94	5.0	7
1963	8	9	Faentino	11.88	44.38	5.0	6
1965	12	18	Russi	12.02	44.25	5.0	-
1967	12	30	Bassa Padana	12.00	44.60	5.2	6
<b>1971</b>	<b>7</b>	<b>15</b>	<b>Parmense</b>	<b>10.35</b>	<b>44.81</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>
1975	11	16	Borgo Val diTaro	9.52	44.75	5.0	5.5
1980	12	23	Piacentino	9.76	44.80	4.6	6.5 (7)

1983	11	9	Parmense	10.34	44.65	5.1	6.5 (7)
1985	8	15	Appennino Ligure	9.68	44.64	4.5	7
1987	7	11	Bassa Bolognese	11.27	44.70	5.4	-
1988	2	8	Frignano	10.56	44.20	5.4	-
1996	10	15	Correggio	10.68	44.80	5.4	7
2003	9	14	Appennino Bolognese	11.38	44.26	5.3	6 (7)
2008	12	23	Frignano	10.35	44.54	5.2	5
2012	1	27	Parmense	10.03	44.48	5.4	6
<b>2012</b>	<b>5</b>	<b>20</b>	<b>Finale Emilia</b>	<b>11.23</b>	<b>44.89</b>	<b>5.9</b>	<b>7.5</b>
2012	5	20	Bondeno	11.37	44.86	5.1	-
2012	5	20	Vigarano	11.49	44.83	5.1	-
<b>2012</b>	<b>5</b>	<b>29</b>	<b>Medolla</b>	<b>11.09</b>	<b>44.85</b>	<b>5.8</b>	<b>7.5</b>
2012	5	29	San Possidonio	11.01	44.89	5.3	-
2012	5	29	Novi di Modena	10.95	44.88	5.2	-
2012	6	3	Novi di Modena	10.94	44.90	5.1	-

**Tab. 4.1.1.** Elenco dei terremoti con  $M > 5$  o  $I_{max} \geq 7$  avvenuti in Emilia-Romagna dopo il 1000 (dal catalogo CPT11, Rovida et alii, 2011). La magnitudo riportata in tabella corrisponde al parametro  $M_{aw}$  descritto nel catalogo CPT11,  $T$  è l'intervallo di tempo trascorso dall'evento precedente. In grassetto i terremoti con  $M \geq 5.5$ . L'intensità macrosismica è espressa nella scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS). L'asterisco indica i terremoti per cui nel catalogo CPT11 non vengono riportati i parametri epicentrali, che sono stati presi dal catalogo CPT104 (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004).



**Fig. 4.1.1.** Sismicità storica dell'Emilia-Romagna e dintorni dall'anno 1000, riportata sulla Carta Strutturale d'Italia (Bigi et alii, 1990) Per le scosse più forti ( $M \geq 5.5$ , simboli rossi) è stato riportato l'anno e l'intensità MCS. I simboli blu indicano le scosse con  $5.0 \leq M < 5.5$  (Catalogo CPT11, Rovida et alii, 2011). Alcune informazioni provengono da Guidoboni e Comastri (2005) e Mariotti e Guidoboni (2006). In rosso le linee di costa e in viola i confini delle Regioni coinvolte.



**Fig. 4.1.2.** *Caratteristiche morfologiche e orografiche dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo (dalla Carta in rilievo della Toscana, [www.lac-cartografia.it](http://www.lac-cartografia.it)). I simboli circolari indicano i terremoti con  $M \geq 5.0$  avvenuti dall'anno 1000 (Guidoboni e Comastri, 2005; Mariotti e Guidoboni, 2006; Rovida et alii, 2011).*

## 4.2 Sismicità strumentale

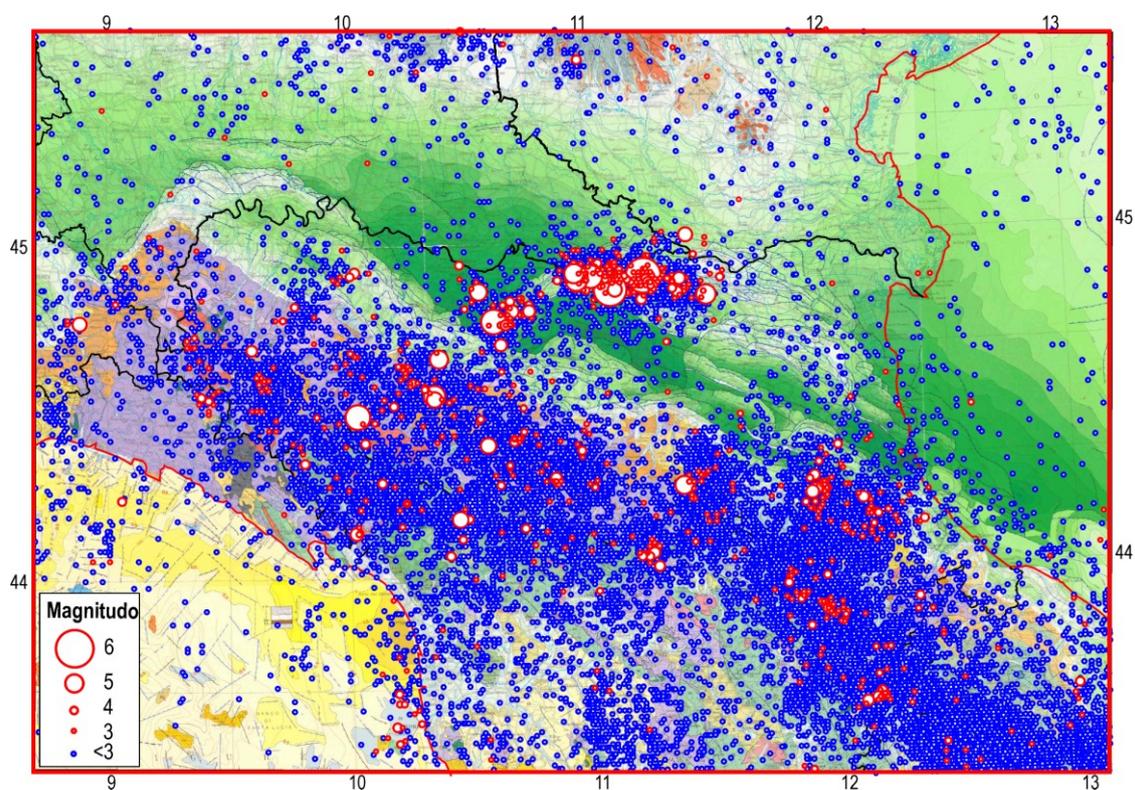
I dati disponibili, prevalentemente costituiti da eventi sismici di bassa o bassissima magnitudo, avvenuti dal 1981 al Gennaio 2013, provengono in gran parte dalle banche dati dell'INGV (<http://istituto.ingv.it/l-ingv/archivi-e-banche-dati/>). Sebbene la determinazione dei parametri ipocentrali sia basata su un modello di velocità piuttosto semplice (unidimensionale), il gran numero di stazioni sismografiche della rete nazionale permette di ottenere residui molto bassi (spesso  $<1s$ ) dall'inversione dei tempi di primo arrivo delle onde P (Chiarabba et alii, 2005; Castello et alii, 2006). Questo implica che l'errore sulla profondità dell'ipocentro non dovrebbe superare 2-4 km per gran parte dei dati, ed in particolare per le scosse più importanti ( $M > 2.5$ , Pasquale et alii, 2010). Questa indicazione, combinata con il numero elevato di dati disponibili (oltre 25.000 dal 1981 nell'area considerata), suggerisce che la sismicità strumentale può fornire un'informazione non trascurabile sulla distribuzione delle faglie sismogenetiche nella zona in esame.

Il quadro complessivo della sismicità strumentale (Fig. 4.2.1) mostra che la maggior parte delle scosse è situata nella parte assiale della catena appenninica. L'unica eccezione riguarda il settore centro-occidentale delle Pieghe ferraresi, sepolte sotto la parte centrale della Pianura padana, dove l'energia sismica rilasciata sembra maggiore rispetto alle zone circostanti. Il fatto che la stessa cosa non si verifichi per le Pieghe emiliane, suggerisce che le strutture appenniniche, anche quelle sepolte, non sono sempre associate ad attività sismica, ma che la loro attività dipende dal contesto dinamico contingente. Evidentemente, nel periodo considerato le Pieghe ferraresi sono state sollecitate da un carico tettonico più intenso rispetto a quelle emiliane. Alcune considerazioni su

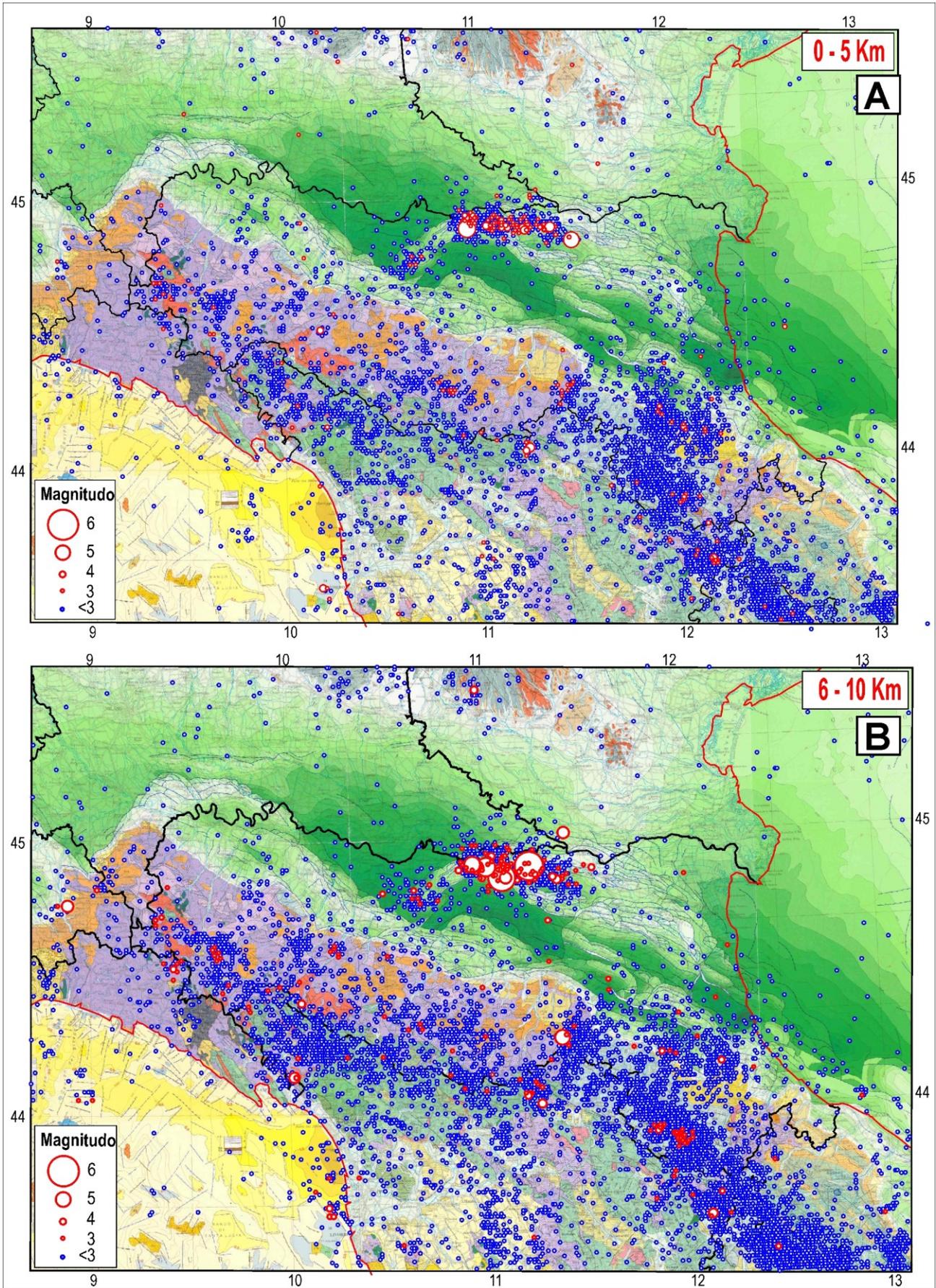
questo problema, basate sulla ricostruzione del campo di deformazione attuale mediante analisi di dati geodetici, sono riportate in Cenni et alii (2012).

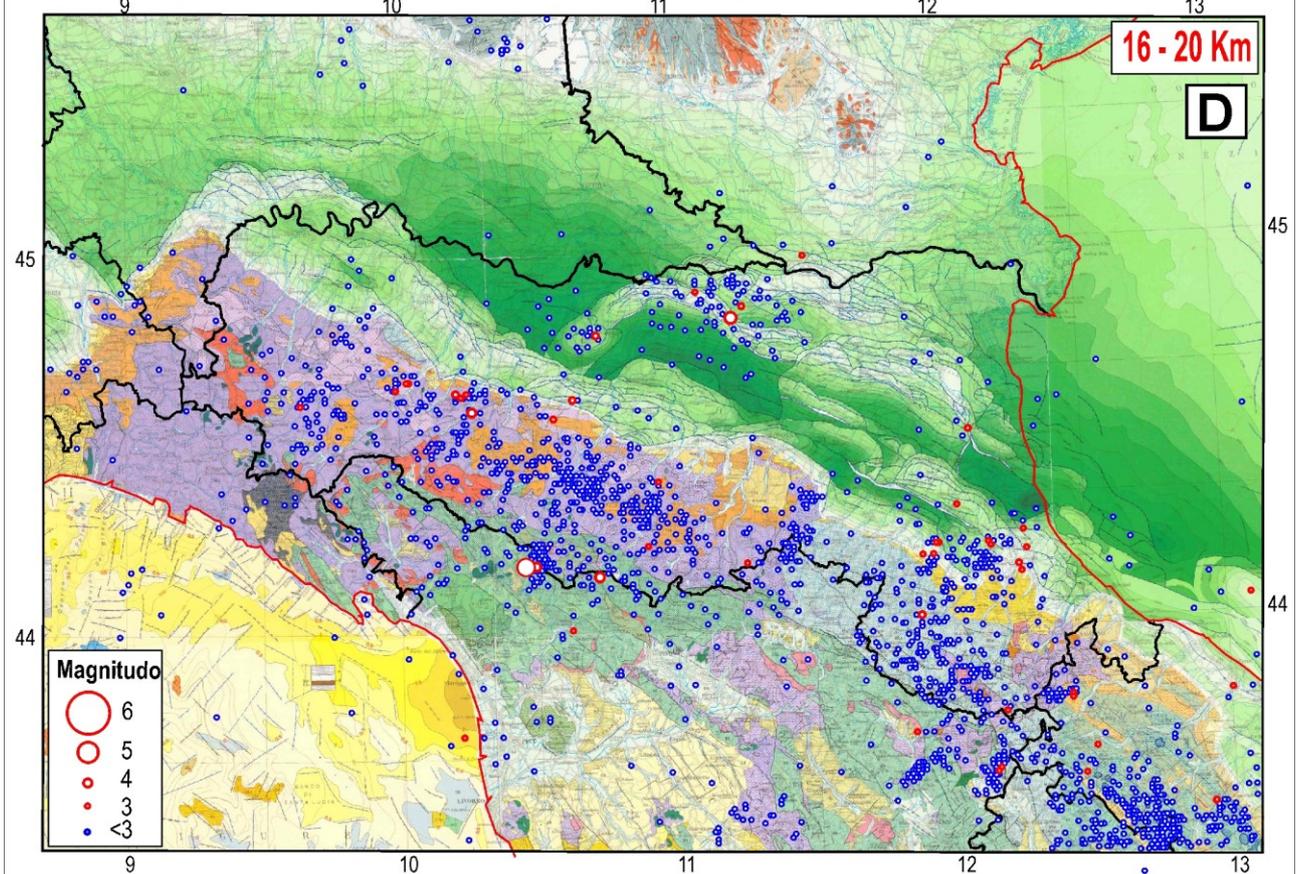
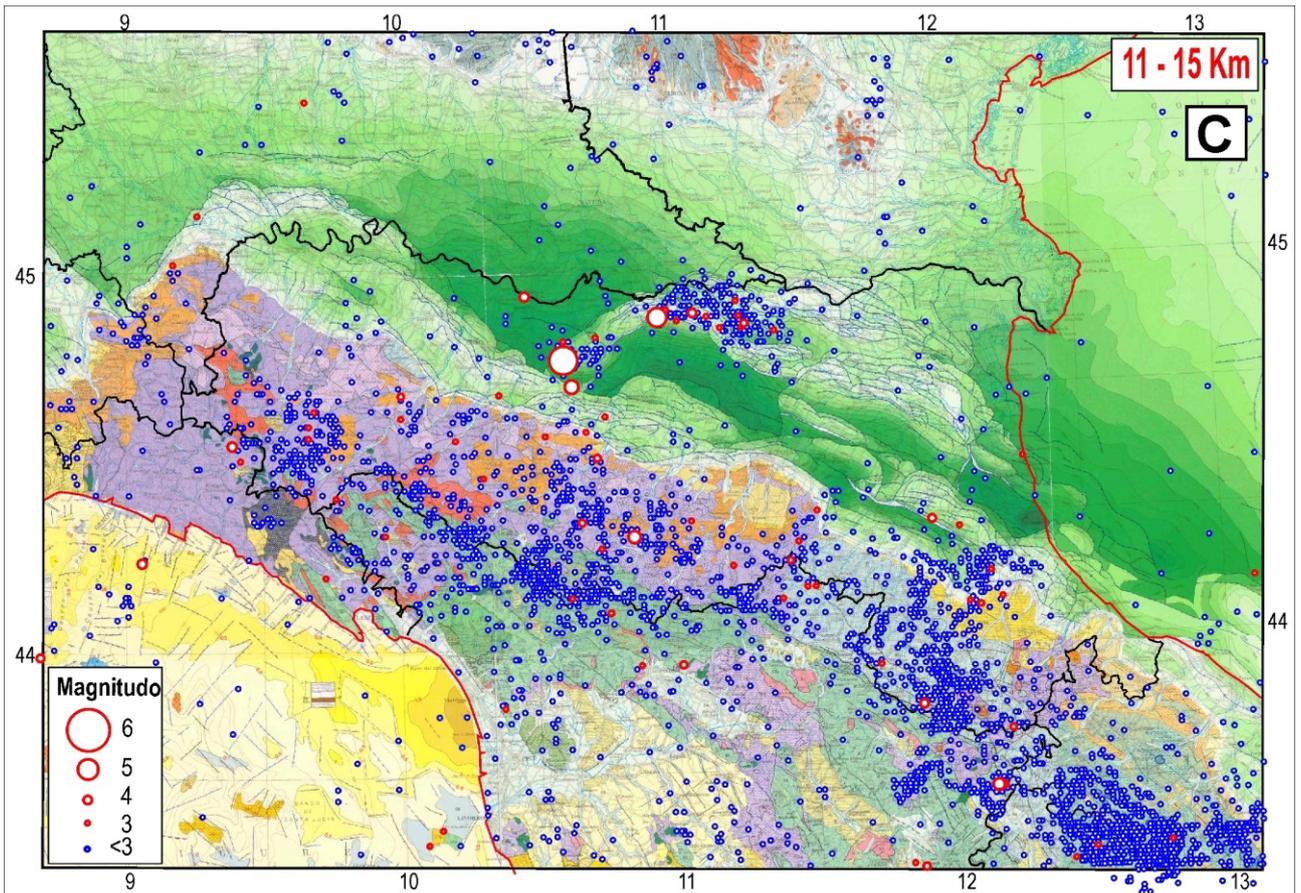
La distribuzione delle scosse per fasce di profondità dell'ipocentro (Fig. 4.2.2a-m) suggerisce alcune considerazioni:

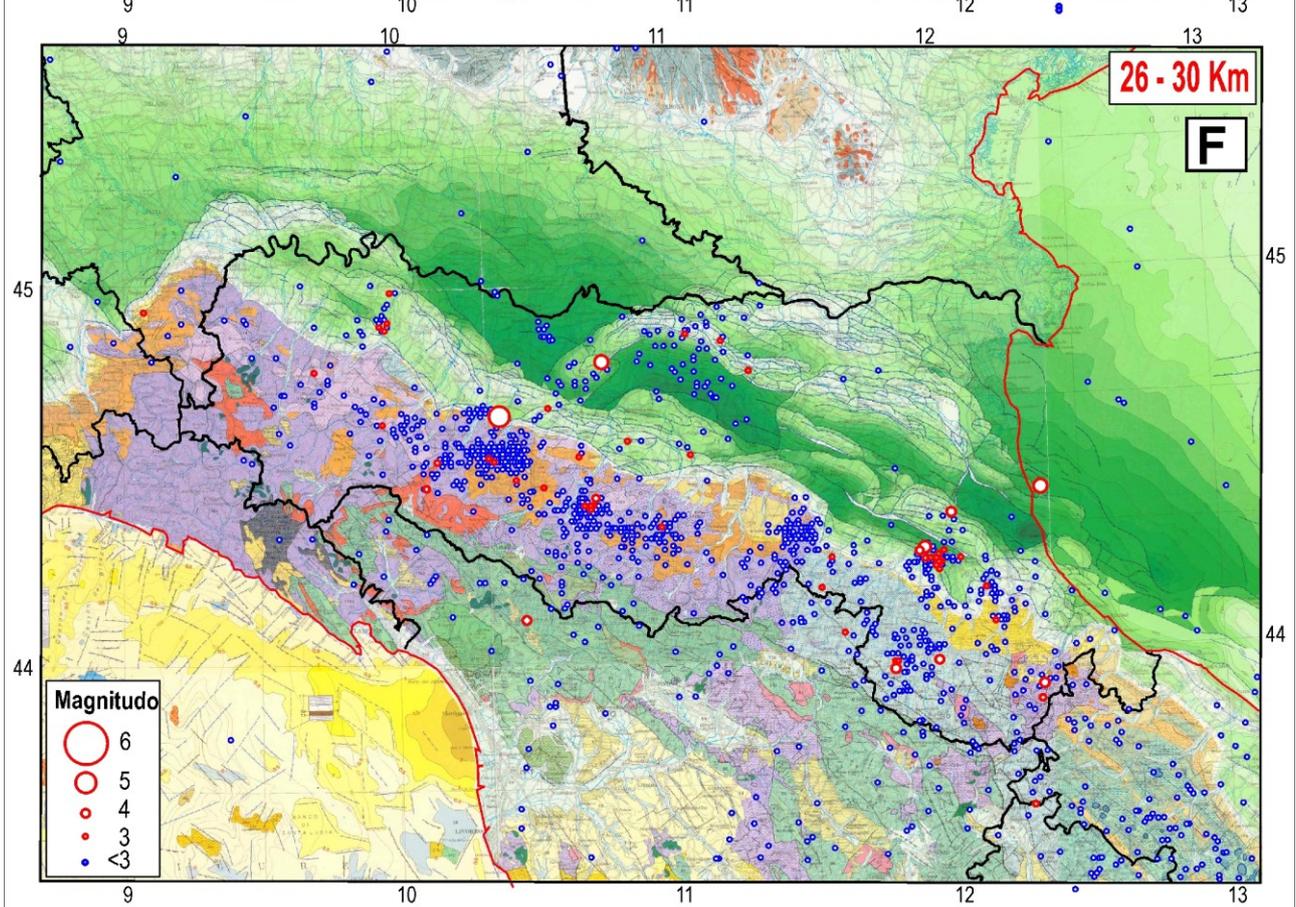
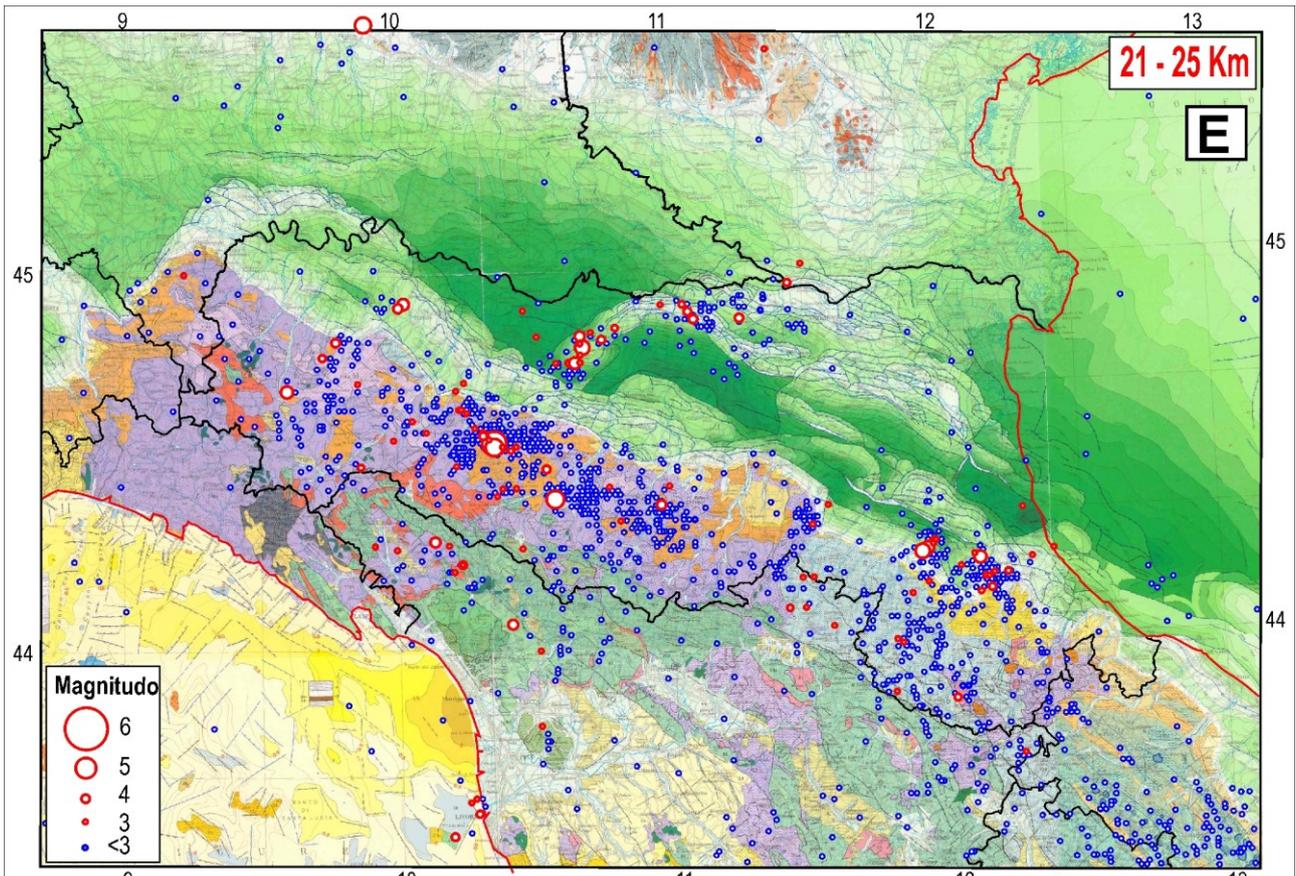
- Nelle Pieghe ferraresi e nella maggior parte delle zone di catena affiorante la sismicità è prevalentemente localizzata nei primi 15 km. Attività non trascurabile si estende più in profondità fino scomparire quasi completamente oltre i 30 km.
- Nella zona di Reggio Emilia-Parma la maggiore concentrazione di scosse e il massimo rilascio di energia sismica avviene tra 20 e 35 km di profondità.
- Per profondità superiori a 40-50 km il numero più elevato di scosse riguarda la parte interna dell'Appennino Toscano e una fascia orientata circa NO-SE nell'Appennino umbro. In particolare, per profondità superiori a 50 km (Fig. 4.2.2m) si può notare una significativa concentrazione di ipocentri lungo una direzione circa NE-SO sotto l'Appennino pistoiese. Queste evidenze hanno importanti implicazioni sull'attività tettonica del margine sepolto della placca adriatica, la cui presenza fino a profondità di 70-80 km è anche rivelata dall'analisi di prospezioni sismiche (e.g., Finetti et alii, 2005). Possibili giustificazioni alla presenza di zone di fratturazione sotto le zone sopra citate sono suggerite nel capitolo 2 del presente lavoro e nelle prime due pubblicazioni di questa serie (Mantovani et alii, 2011, 2012a), dove sono analizzate le possibili conseguenze della fase evolutiva post-Messiniana sulla tettonica del suddetto margine sepolto adriatico.
- Nelle zone del Bolognese e del Riminese la sismicità strumentale è molto scarsa per tutte le fasce di profondità. Siccome tali zone sono state colpite da numerose scosse anche intense ( $M \geq 5.5$ ) in epoca storica (Tab. 4.1.1, Figg. 4.1.1 e 4.1.2), la mancanza di scosse recenti non è facilmente spiegabile.

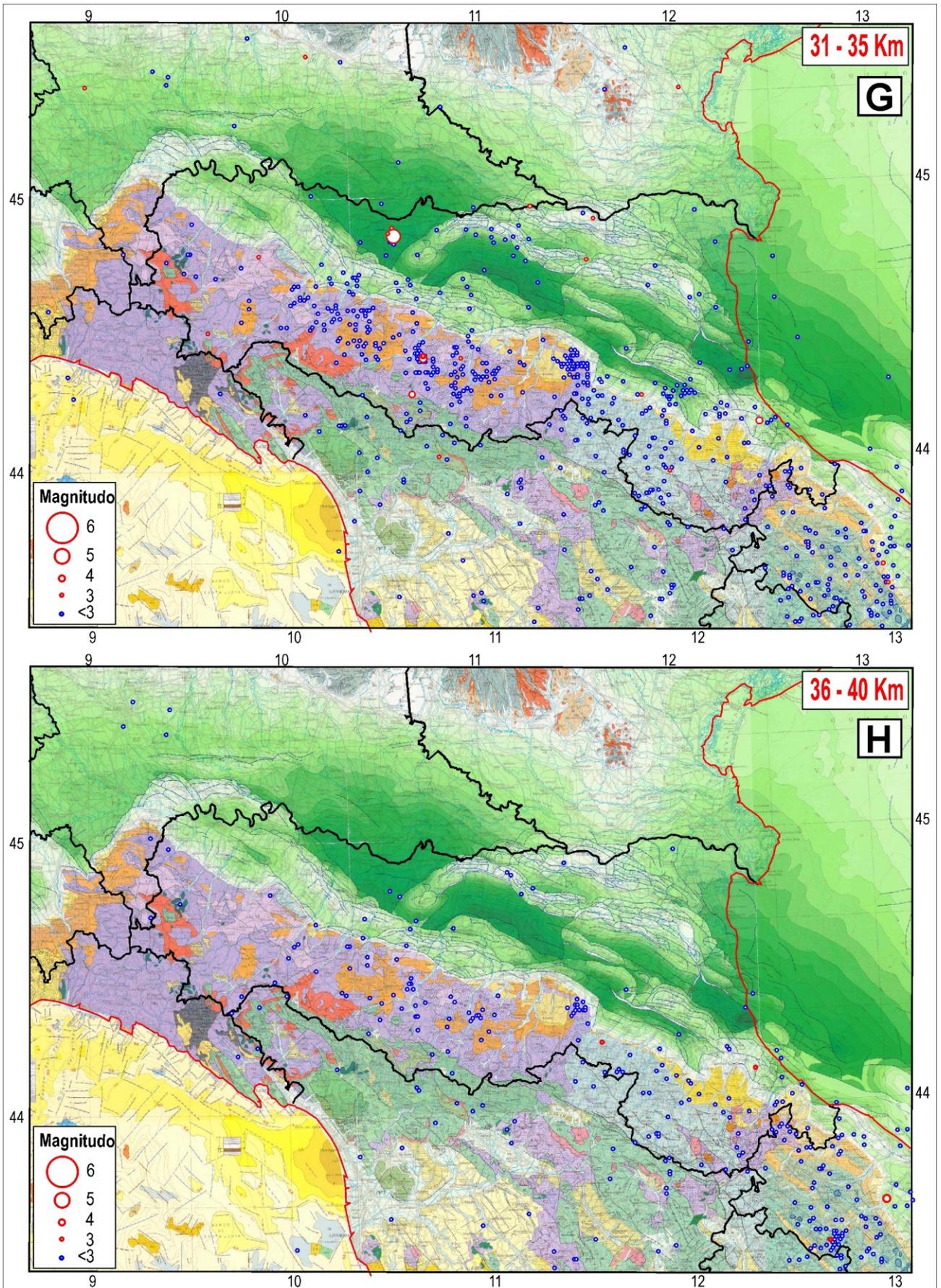


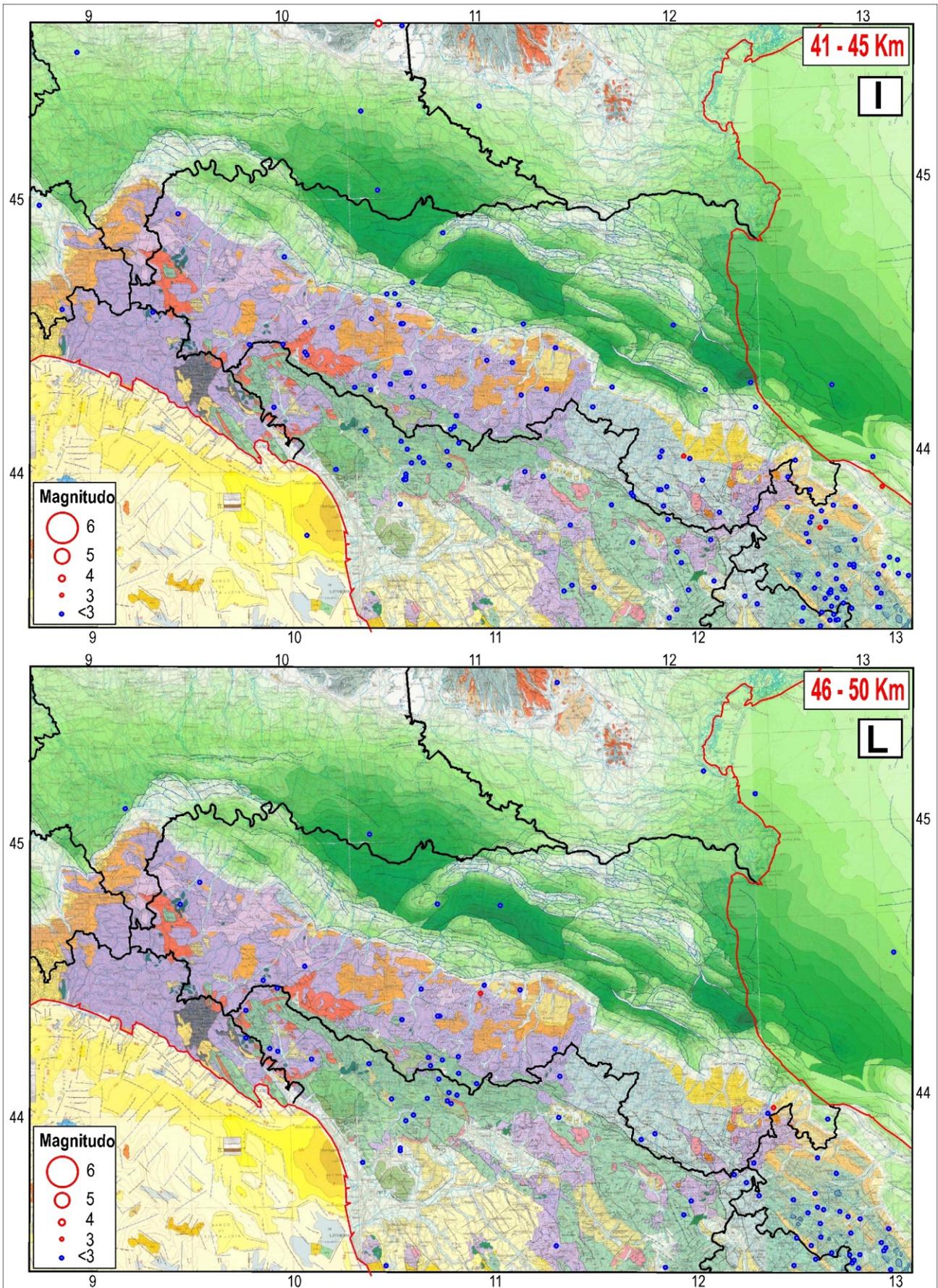
**Fig. 4.2.1.** Distribuzione delle scosse strumentali avvenute nel periodo 1981-2012 in Emilia-Romagna e dintorni, riportata sulla Carta Strutturale d'Italia (Bigi et alii, 1990). Informazioni prese da Castello et alii (2006), Bollettino della Sismicità strumentale INGV (<http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>), ISIDE Working Group (<http://iside.rm.ingv.it/iside/>). In rosso le linee di costa ed in nero i confini delle regioni implicate. Altre informazioni come in figura 4.1.2.

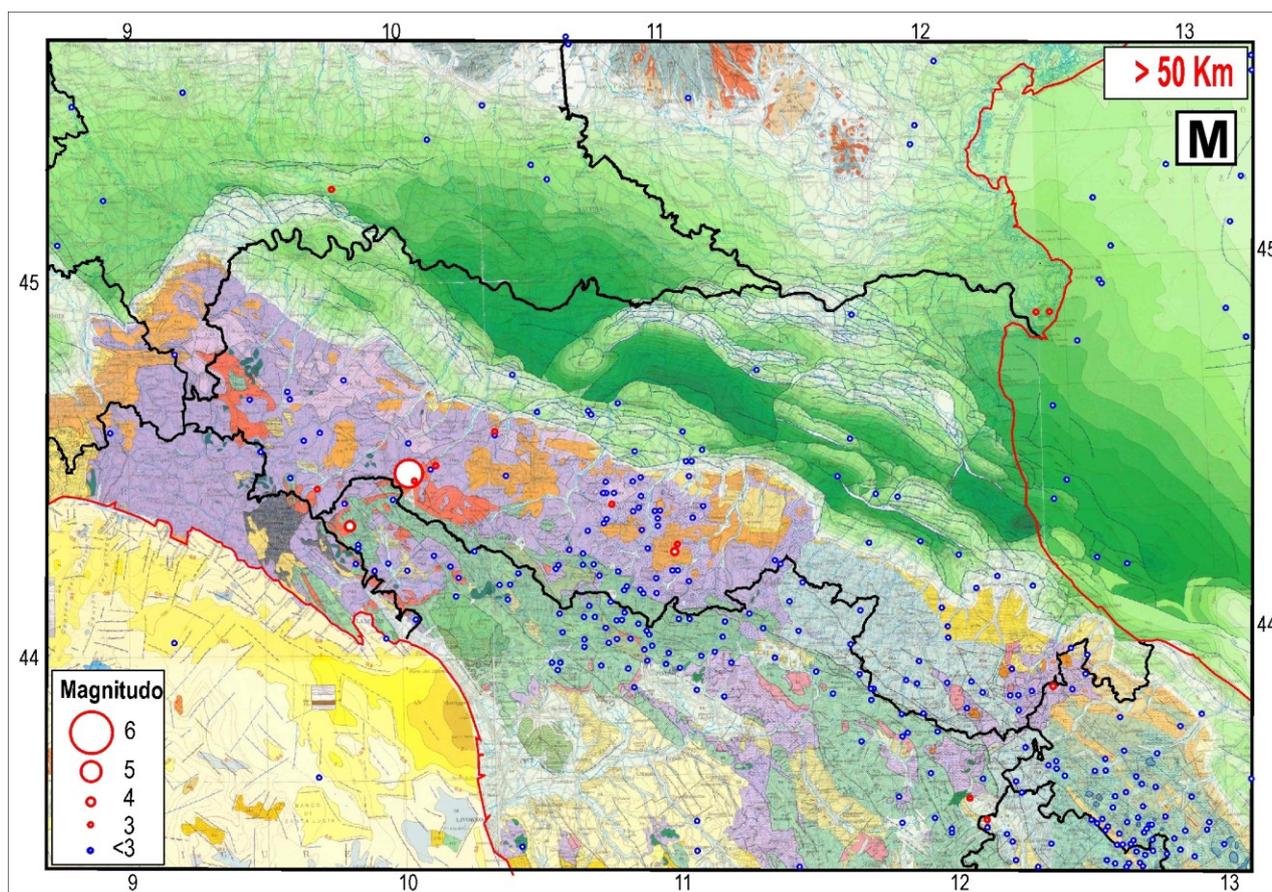












**Fig. 4.2.2.** Distribuzione della sismicità strumentale nella crosta e mantello superiore, sulla base della posizione dell'ipocentro all'interno di intervalli di 5 km di profondità: a) 0-5 km, b) 6-10 km, c) 11-15km, d) 16-21 km, e) 21-25 km, f) 26-30 km, g) 31-35 km, h) 36-40 km, i) 41-45 km, l) 46-50 km m) > 50 km. Altre indicazioni come nella didascalia di figura 4.2.1.

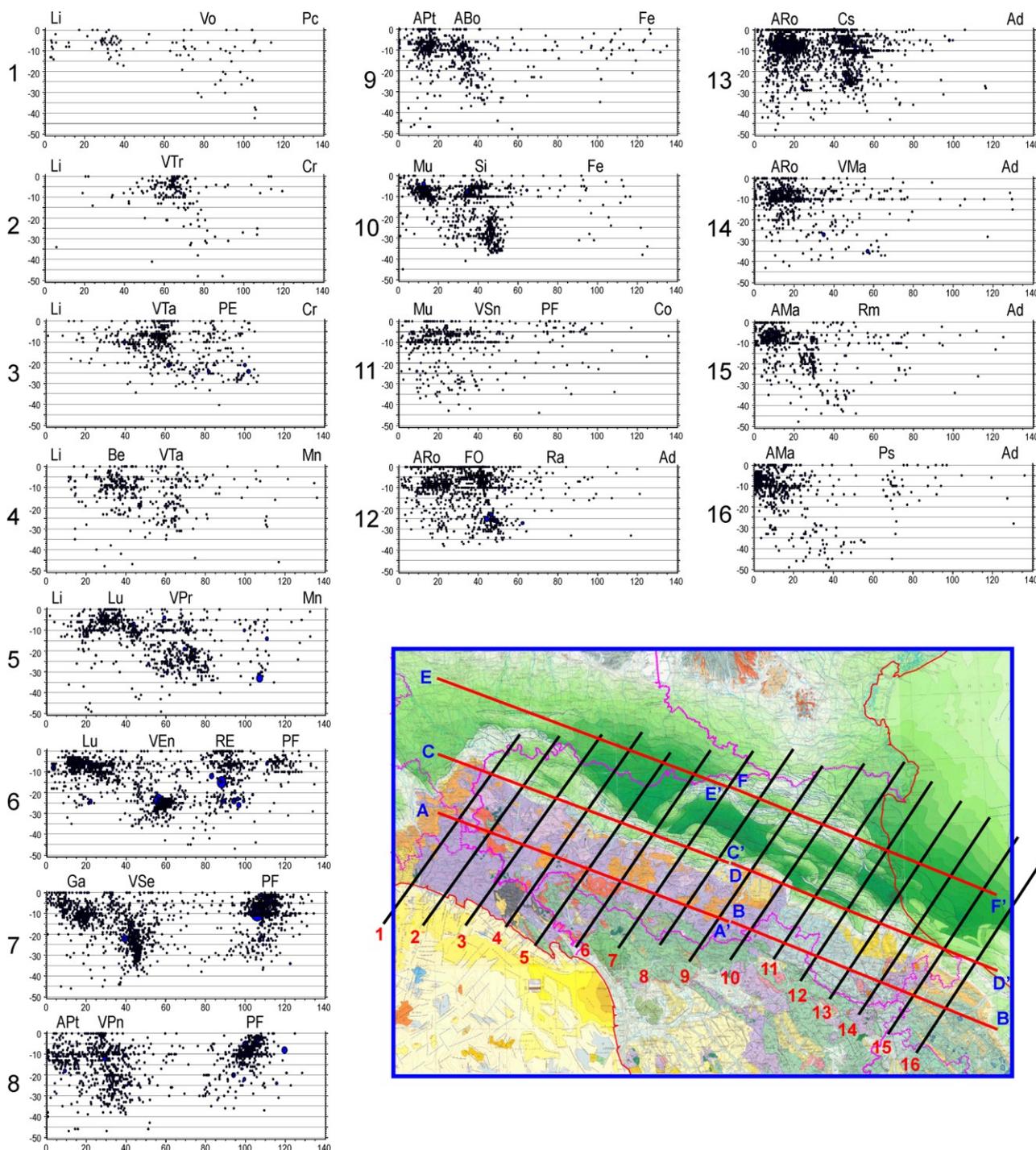
Altre informazioni sulla distribuzione della sismicità strumentale si possono ottenere dalle sezioni verticali parallele, sia trasversali che longitudinali rispetto all'andamento della catena, illustrate nelle figure 4.2.3 e 4.2.4. In queste figure si può notare che la sismicità presenta una zona di approfondimento massimo (circa 35-40 km) prevalentemente localizzata sotto la parte esterna della catena emersa.

La distribuzione degli ipocentri sulle sezioni longitudinali mette in evidenza che:

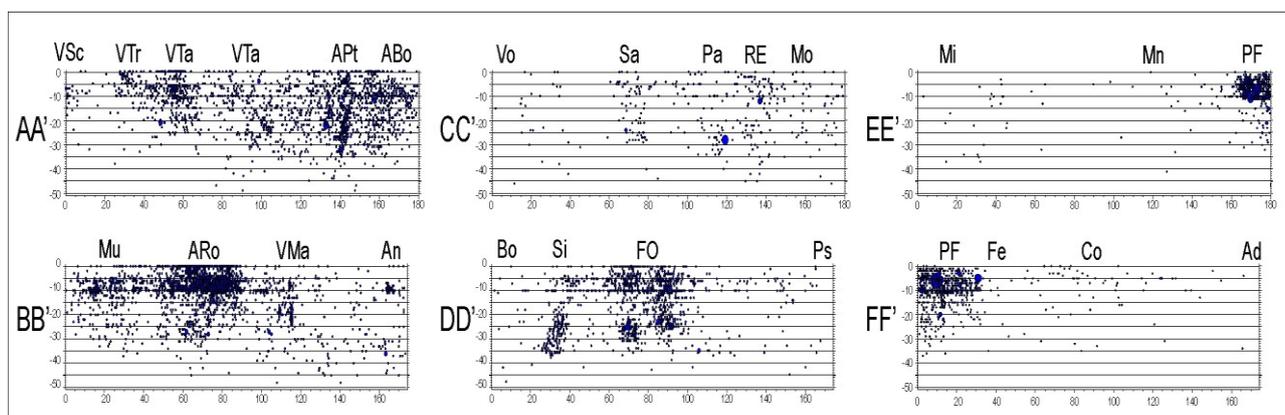
- Nella sezione AA' (Vogherese-Appennino Pistoiese) c'è sismicità all'interno della catena, con profondità crescente da ONO ad ESE
- Nella sezione BB' (Appennino Pistoiese-Marecchia) il numero di scosse diminuisce sensibilmente da circa metà sezione (Appennino romagnolo) sino all'estremo orientale della stessa (Anconetano).
- Lungo le sezioni CC' (Vogherese-Bolognese) e EE' (Milanese-Pieghe Ferraresi), che attraversano la Pianura padana occidentale e le sottostanti strutture sepolte (Sudalpino e Pieghe Emiliane), la sismicità strumentale è piuttosto scarsa
- Nella sezione DD' (Bolognese-Riminese) l'attività sismica è concentrata nel Forlivese. Si notano inoltre tre distribuzioni verticali di sismicità che potrebbero identificare strutture attive, forse con carattere trascorrente, sottostanti alle zone del Sillaro (ipocentri tra 25-35 km di profondità), del Faentino (ipocentri <10 km e tra 25 e 30 km) e del forlivese (ipocentri <30 km)
- Nella sezione FF' (Ferrarese-Adriatico) c'è sismicità solo nelle Pieghe Ferraresi centrali

Riassumendo, si può affermare che lungo la parte affiorante della catena (sezioni AA' e BB') c'è sismicità quasi continua dal Parmense all'Appennino romagnolo. Nel bordo padano

pedeappenninico (CC' e DD') sismicità strumentale significativa è presente solo nel Forlivese. Infine, nella Pianura padana vera e propria (EE' e FF') l'attività sismica interessa solo una parte delle Pieghe Ferraresi.



**Fig. 4.2.3.** Sezioni verticali trasversali alla catena, fino a profondità di 50 km, con ipocentri della sismicità strumentale. Tracce delle sezioni nell'inserito. ABo=Appennino Bolognese, Ad=Adriatico, AMa=Appennino Marchigiano, Apr=Appennino Parmense, APt=Appennino Pistoiese, AR=Appennino Reggiano, ARo=Appennino romagnolo, Be=Bedonia, Co=Comacchio, Cr=Cremonese, Cs=Cesenate, Fe=Ferrarese, FO=Forlivese, Ga=Garfagnana, Li=Liguria, LU=Lunigiana, Mn=Mantovano, Mu=Mugello, PE=Pieghe Emiliane, PF=Pieghe Ferraresi, Ps=Pesarese, Ra=Ravennate, RE=Reggio nell'Emilia, Rm=Riminese, Si=Sillaro, VMa=Val Marecchia, Vo=Vogherese, VPn= valle del Panaro, VPr=Valle del Parma, VSe=Valle del Secchia, VSn=Valle del Santerno, VTa=Val di Taro, VTr=Valle del Trebbia.



**Fig. 4.2.4.** Sismicità strumentale lungo tre sezioni verticali parallele alla catena, le cui tracce sono indicate nell'inserito di Fig. 4.2.3. An=Anconetano, Bo=Bologna, Fe=Ferrara, Mi=Milano, Mo=Modena, Pa=Parma, Sa=Salsomaggiore, VSc=Valle dello Scivvia. Altre indicazioni come nella didascalia di figura 4.2.2.

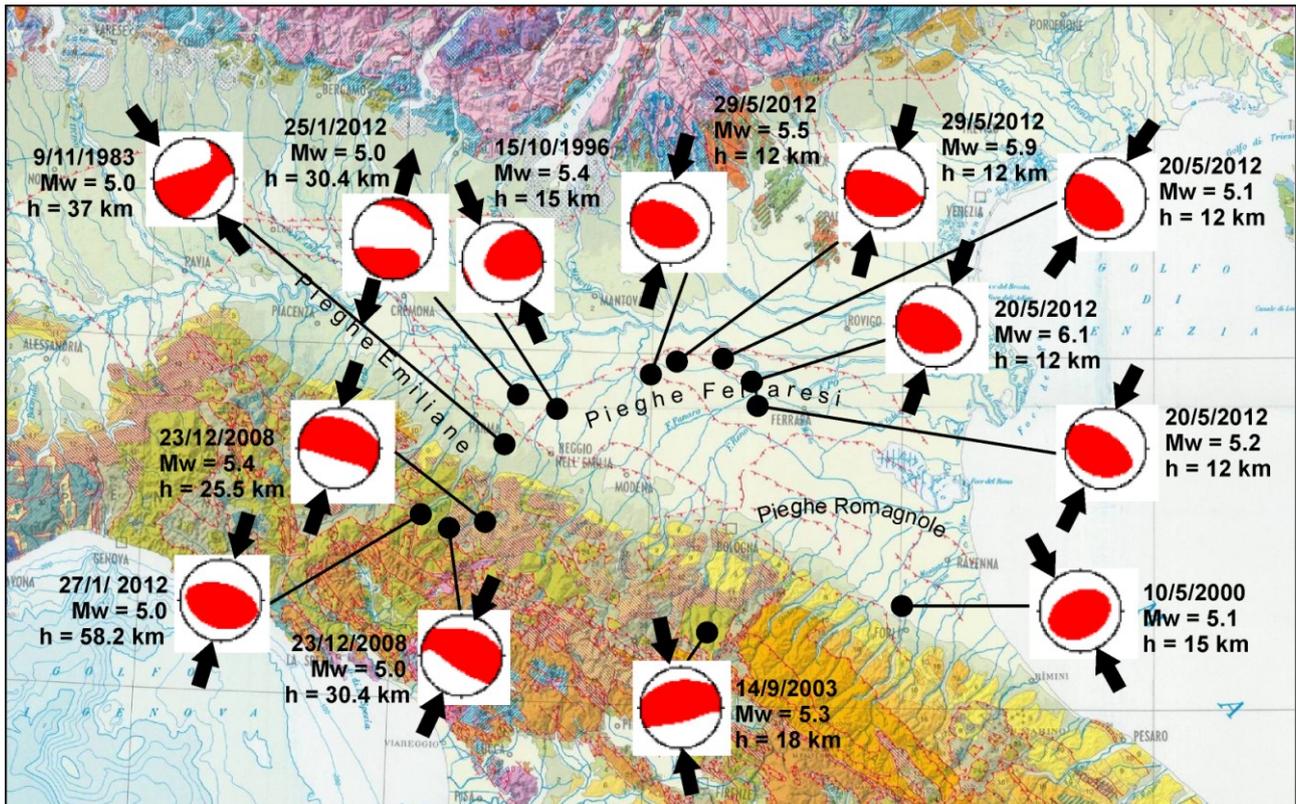
### 4.3 Deformazione sismica

La ricostruzione del campo della deformazione attivo nella crosta terrestre della zona considerata è discussa in modo approfondito nel paragrafo 2.3 della prima pubblicazione di questa serie (Mantovani et alii, 2011), con particolare riferimento all'uso dei dati sismologici, neotettonici e geodetici dei quali si mettono in evidenza potenzialità e limitazioni. In particolare, in quella sede si commenta il quadro delle informazioni sismologiche attualmente disponibili per l'Appennino settentrionale, sottolineando che solo per le scosse forti più recenti (avvenute negli ultimi decenni) disponiamo di meccanismi di sorgente attendibili. D'altra parte, per l'Emilia-Romagna i dati di questo tipo sono relativamente pochi, fatto che rende problematica una ricostruzione dettagliata ed affidabile dei regimi di deformazione attivi nei vari settori della zona considerata.

Rispetto al quadro presentato in Mantovani et alii (2011), cui si rimanda per ulteriori dettagli, occorre notare che nella prima metà del 2012 una serie di terremoti relativamente forti (alcuni dei quali distruttivi) ha colpito il territorio emiliano-romagnolo. E' quindi opportuno aggiornare il complesso delle conoscenze sismotettoniche sulla regione in oggetto, alla luce degli ultimi eventi sismici. Peraltro, la discussione si può limitare agli eventi principali, tenendo presente che la deformazione sismica è controllata dai terremoti più forti (e.g., Jackson e McKenzie, 1988). A tale scopo la figura 4.3.1 riporta una carta geologico-strutturale in cui sono sovrapposti i meccanismi di sorgente dei più importanti terremoti ( $M \geq 5$ ) che hanno colpito l'Emilia-Romagna dal 1980. I meccanismi considerati si possono ritenere attendibili, poiché ciascuno di essi è dedotto da un ampio insieme di dati sismologici di qualità relativamente buona (e.g., Frohlich e Davies, 1999).

Dalla figura 4.3.1 risulta che gli epicentri delle scosse principali si collocano nella catena appenninica affiorante (2003 e Gennaio 2012), al bordo tra catena e pianura (1983 e 2000) e lungo l'arco esterno delle Pieghe Ferraresi (1996 e Maggio 2012). Nell'ultimo trentennio invece, l'attività sismica è stata molto scarsa in due vaste zone dell'Emilia-Romagna: il settore delle Pieghe Emiliane tra Parma e Piacenza, peraltro caratterizzato da sismicità storica poco rilevante (Tab. 4.1.1 e Fig. 4.1.1), e l'area delimitata dal poligono Ferrara-Modena-Reggio Emilia-Bologna-Ravenna, comprendente il settore interno delle Pieghe Ferraresi e quello esterno delle Pieghe Romagnole.

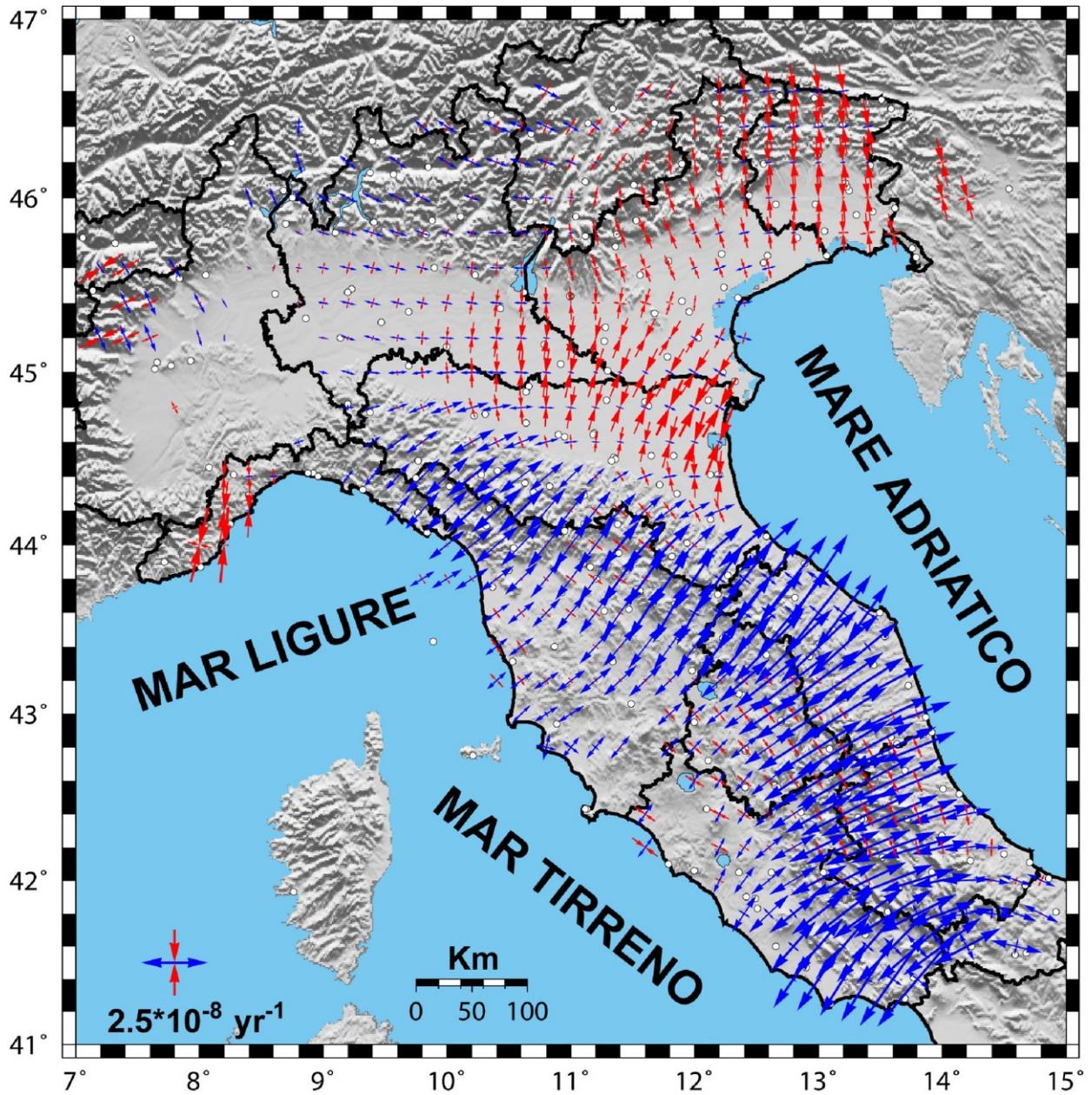
Per quanto riguarda la profondità delle sorgenti sismiche, si può notare che le scosse del 1996, 2000 e Maggio 2012 sono relativamente superficiali ( $h \leq 15$  km), mentre poco più profondo è l'evento del 2003 nell'Appennino Bolognese. Decisamente più profonde sono invece le sorgenti responsabili delle scosse del 1983 e Gennaio 2012, che si possono quindi imputare alla deformazione e fratturazione della placca adriatica sepolta sotto la catena appenninica, come suggerito nel capitolo 2. Infine, le scosse riportate in figura 4.3.1 si possono classificare come compressive o transpressive, essendo l'asse principale di raccorciamento sempre sub-orizzontale.



**Fig. 4.3.1.** Meccanismo di sorgente dei più importanti terremoti avvenuti nel territorio dell'Emilia-Romagna dal 1980 ( $M_w \geq 5$ ), riportati su un dettaglio della Carta geologica dell'Italia in scala 1: 1250000 (modificata da Compagnoni e Galluzzo, 2004). Sono indicate la data dell'evento, la magnitudo momento ( $M_w$ ) e la profondità della sorgente sismica ( $h$ ). Ciascun meccanismo è indicato dalla proiezione stereografica della sfera focale (e.g. Shearer, 1999), con i quadranti dilatazionali e compressionali rispettivamente bianchi e rossi. Le frecce convergenti indicano la direzione dell'asse principale orizzontale di massimo raccorciamento.

La direzione di raccorciamento mostra una variabilità limitata, compresa tra NNE-SSO a NNO-SSE, in buon accordo con le indicazioni fornite dalle evidenze neotettoniche (post-Pleistocene medio) illustrate in figura 1.3.8 e con il campo di deformazione (Fig. 4.3.2) ricavato dal quadro delle velocità geodetiche orizzontali (Fig. 2.8). La notevole coerenza delle evidenze sopra citate, nonostante siano relative a periodi molto differenti (dal brevissimo termine, pochi anni, per le misure geodetiche a tempi geologici, centinaia di migliaia di anni, per i dati neotettonici), induce a supporre che il campo compressivo riconosciuto nella pianura padana non abbia subito importanti variazioni dal Pleistocene medio. A questo riguardo, è interessante rilevare che le direzioni delle compressioni dedotte da osservazioni geodetiche nella pianura padana (Fig. 4.3.2) confermano in modo evidente quelle indicate dai meccanismi focali di figura 4.3.1.

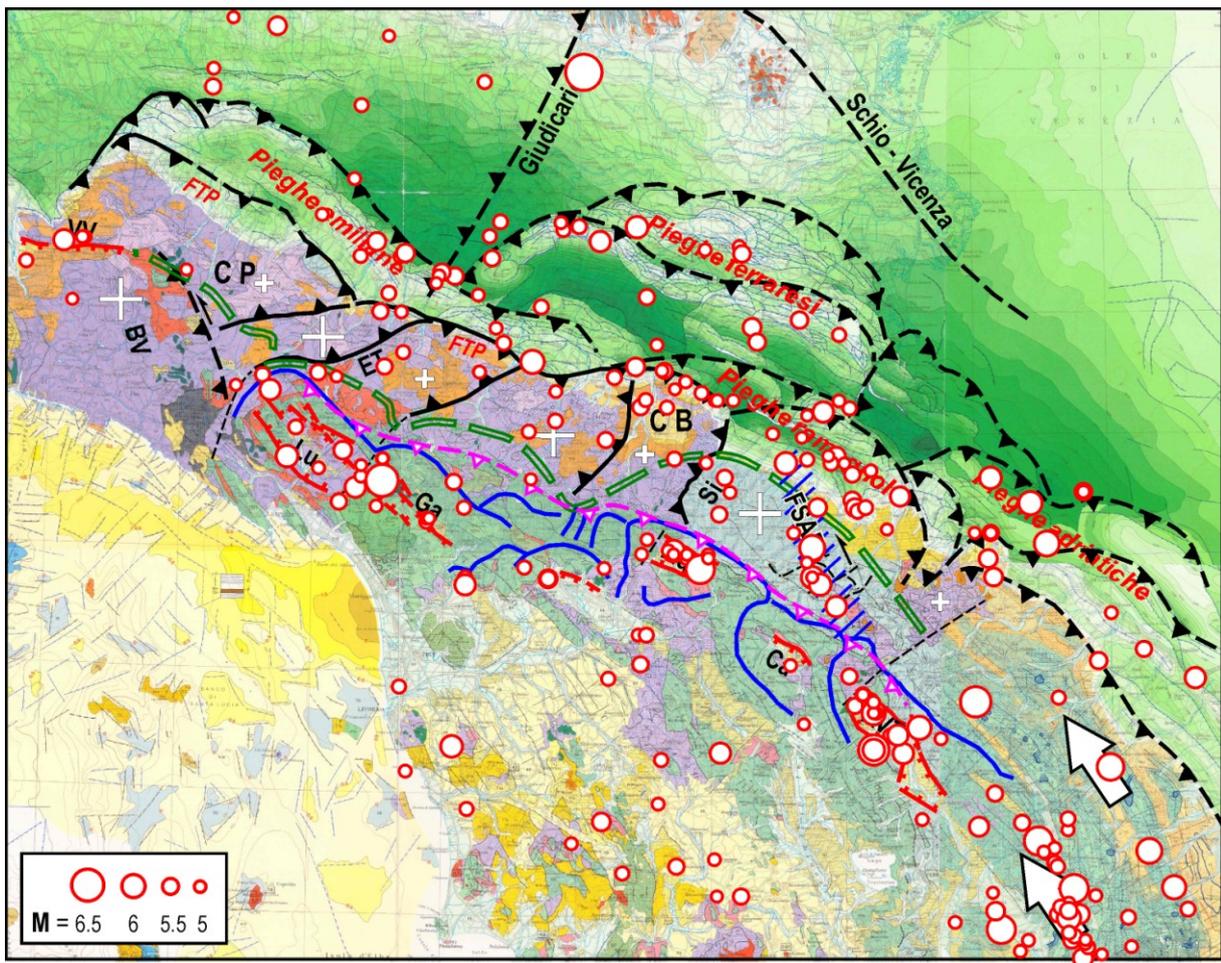
Nella parte interna della catena, le informazioni relative a meccanismi focali sono più scarse e ambigue (e.g., Frepoli e Amato, 1997; Montone et alii, 2004; Elter et alii, 2011) rispetto alla zona esterna, principalmente a causa della mancanza di terremoti forti nel periodo recente. Però, sulla scia del ragionamento fatto sopra riguardo alla coerenza delle indicazioni geodetiche, sismologiche e neotettoniche sul campo compressivo nella pianura padana, si potrebbe supporre che il campo di deformazione estensionale di figura 4.3.2 sia rappresentativo delle deformazioni che si sono sviluppate dal Pleistocene medio.



*Fig. 4.3.2. Campo di deformazione nell'Italia centro settentrionale, dedotto dal campo di velocità geodetiche (interpolato) mostrato in figura 2.8. Le frecce rosse e blu indicano rispettivamente raccorciamenti ed allungamenti secondo la scala riportata in basso a sinistra nella figura.*

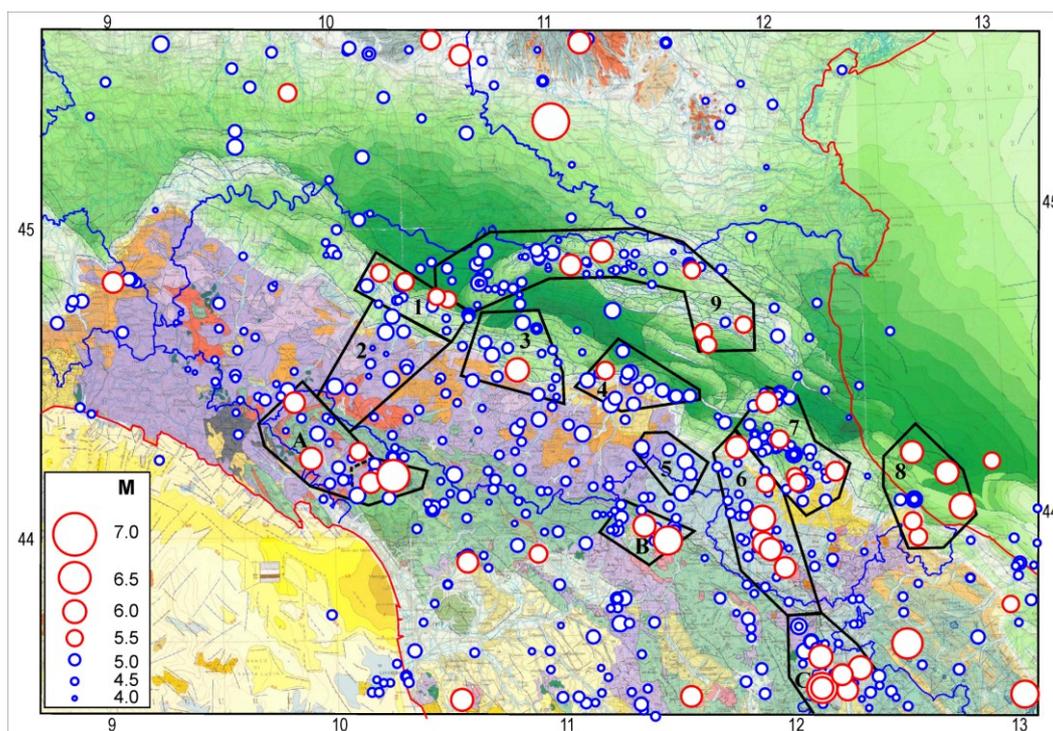
## 5. Possibili zone sismogenetiche dell'Emilia-Romagna

La storia sismica conosciuta di una zona, di norma non più lunga di alcuni secoli, permette di identificare solo una piccola parte delle faglie che si sono sviluppate durante la sua evoluzione geologica. Quindi, questa informazione parziale può essere largamente insufficiente per valutare in modo realistico la potenzialità sismogenetica della zona in oggetto. Questa preoccupazione è alimentata dai numerosi casi (sia in Italia che nel resto del mondo) in cui scosse sismiche forti sono avvenute in zone mai inserite tra quelle a rischio, come discusso nelle due precedenti pubblicazioni di questa serie (Mantovani et alii, 2011, 2012a). Per cercare di mitigare gli effetti di questa grave difficoltà nella stima della pericolosità sismica in Emilia-Romagna, è necessario sfruttare nel modo più efficace tutte le informazioni attualmente disponibili, al fine di riconoscere la reale potenzialità delle strutture sismogenetiche, anche nei settori dove non sono storicamente documentate attivazioni sismiche importanti. In particolare, è necessario effettuare un'attenta valutazione del quadro tettonico attuale e delle sue possibili connessioni con l'attività sismica (Fig. 5.1).

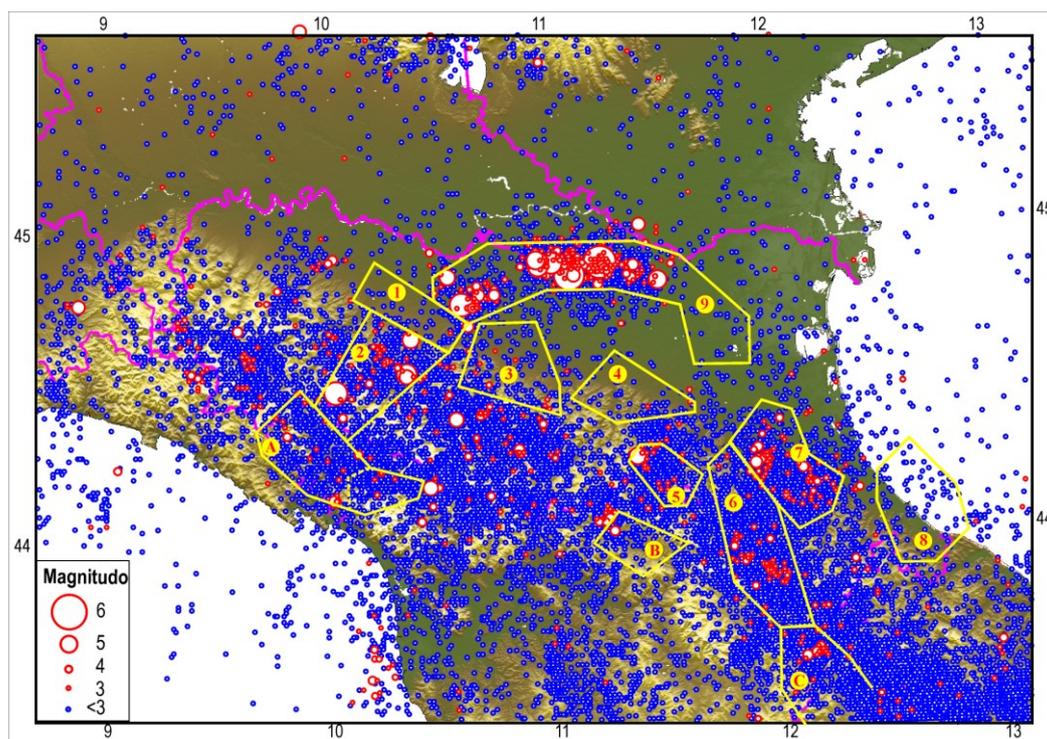


**Fig. 5.1.** Schema tettonico della zona considerata e terremoti storici principali dall'anno 1000 (Guidoboni e Comastri, 2005; Rovida et alii, 2011). La dimensione dei simboli è proporzionale alla magnitudo secondo la scala riportata nella figura. Altri simboli come in figura. 2.6.

L'analisi effettuata tenendo conto di tali indicazioni ha condotto alla definizione di 9 zone dove si ritiene che la potenzialità sismica sia relativamente omogenea (Figg. 5.2 e 5.3). Nel seguito sono descritte le evidenze e considerazioni su cui è basata la scelta della geometria proposta per ogni zona.



**Fig. 5.2.** Geometria delle 9 zone sismogenetiche proposte (contorni neri) e sismicità storica dall'anno 1000 (Vedi didascalia di Fig 4.1). In rosso i terremoti con  $M \geq 5.5$ . 1) Parma-Reggio Emilia 2) Appennino Parmense 3) Modenese 4) Bolognese 5) Sillaro 6) Appennino romagnolo, 7) Forlivese, 8) Riminese, 9) Pieghe Ferraresi. Le lettere A, B e C indicano le zone sismiche toscane (rispettivamente Lunigiana-Garfagnana, Mugello e Alta Valtiberina) già discusse in Mantovani et alii (2012a). I criteri adottati per la scelta dei contorni delle zone sono descritti nel testo. In blu il confine amministrativo delle Regioni implicate. Lo sfondo è costituito dalla Carta Strutturale d'Italia (Bigi et alii, 1990).



**Fig. 5.3.** Geometria delle zone sismogenetiche adottate (giallo) e sismicità registrata dalla Rete Simica Italiana dal 1981 al Gennaio 2013. Informazioni prese da Castello et alii (2006), Bollettino della Sismicità strumentale INGV (<http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>), ISIDe Working Group (<http://iside.rm.ingv.it/iside/>). Lo sfondo è costituito da un modello topografico digitale (<http://gmt.soest.hawaii.edu/>). In viola i confini delle Regioni implicate. Numeri e lettere nelle zone come in figura 5.2.

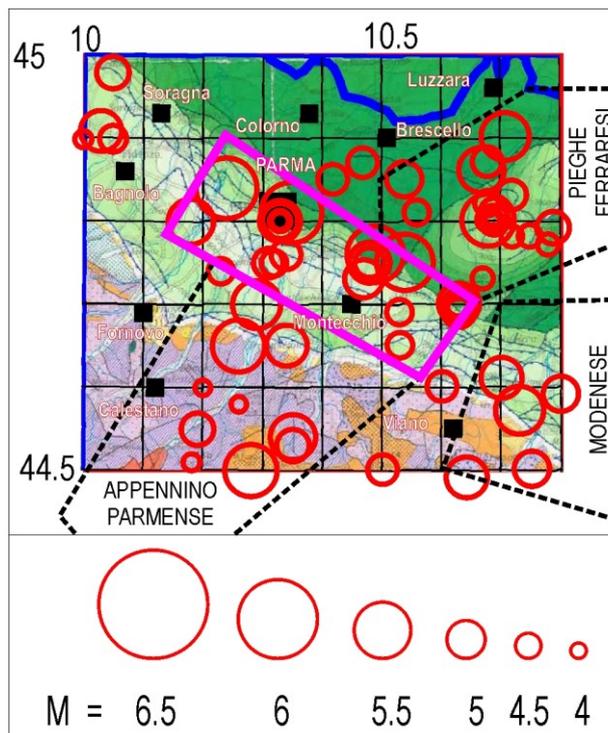
### 5.1 Zona sismogenetica 1: Parma-Reggio Emilia

La lista dei principali terremoti ( $M \geq 5$  o  $I \text{ MCS} \geq 7$ ) avvenuti all'interno di questa zona è riportata nella tabella 5.1.1 e i rispettivi epicentri sono mostrati nella figura 5.1.1. Informazioni sulla profondità delle strutture sismogenetiche possono essere ottenute dalle figure 4.2.1 e 4.2.2a-m, dove gli ipocentri delle scosse strumentali sono distribuiti per varie fasce di profondità.

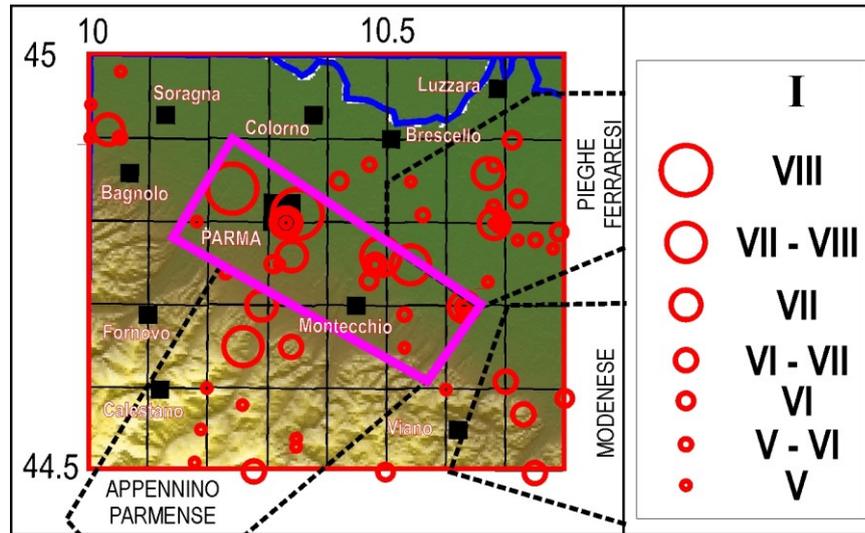
Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io (Imax)	T (anni)
1409	11	15	Parma	44.80	10.33	5.1	7	
<b>1438</b>	<b>6</b>	<b>11</b>	<b>Parmense</b>	<b>44.84</b>	<b>10.24</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>	<b>29</b>
1547	2	10	Reggio Emilia	44.70	10.63	5.1	7 (8)	109
<b>1831</b>	<b>9</b>	<b>11</b>	<b>Reggiano</b>	<b>44.75</b>	<b>10.54</b>	<b>5.5</b>	<b>7.5</b>	<b>285</b>
<b>1832</b>	<b>3</b>	<b>13</b>	<b>Reggiano</b>	<b>44.77</b>	<b>10.49</b>	<b>5.5</b>	<b>7.5</b>	<b>1</b>
1857	2	1	Parmense	44.75	10.48	5.1	6.5	25
1915	10	10	Reggio Emilia	44.73	10.47	5.0	6 (6.5)	59
1940	5	1	Noceto	44.80	10.18	5.2	-	25
<b>1971</b>	<b>7</b>	<b>15</b>	<b>Parmense</b>	<b>44.81</b>	<b>10.35</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>	<b>31</b>

**Tab. 5.1.1.** Lista delle scosse principali ( $M \geq 5.0$  o  $I \geq 7$ ) avvenute all'interno della zona sismogenetica 1 Parma-Reggio Emilia. In grassetto gli eventi con  $M \geq 5.5$  o con  $I \geq 8/9$ . T è l'intervallo di tempo trascorso tra una scossa e la successiva.

La distribuzione delle 4 scosse più forti (Figg. 5.1.1 e 5.1.2) suggerisce che le sorgenti sismiche di questa zona possono essere connesse con l'attività di fronti di sovrascorrimento situati in corrispondenza delle pieghe emiliane sepolte, lungo il bordo esterno del cuneo di Piacenza (vedi figura 2.6 e relativa discussione).

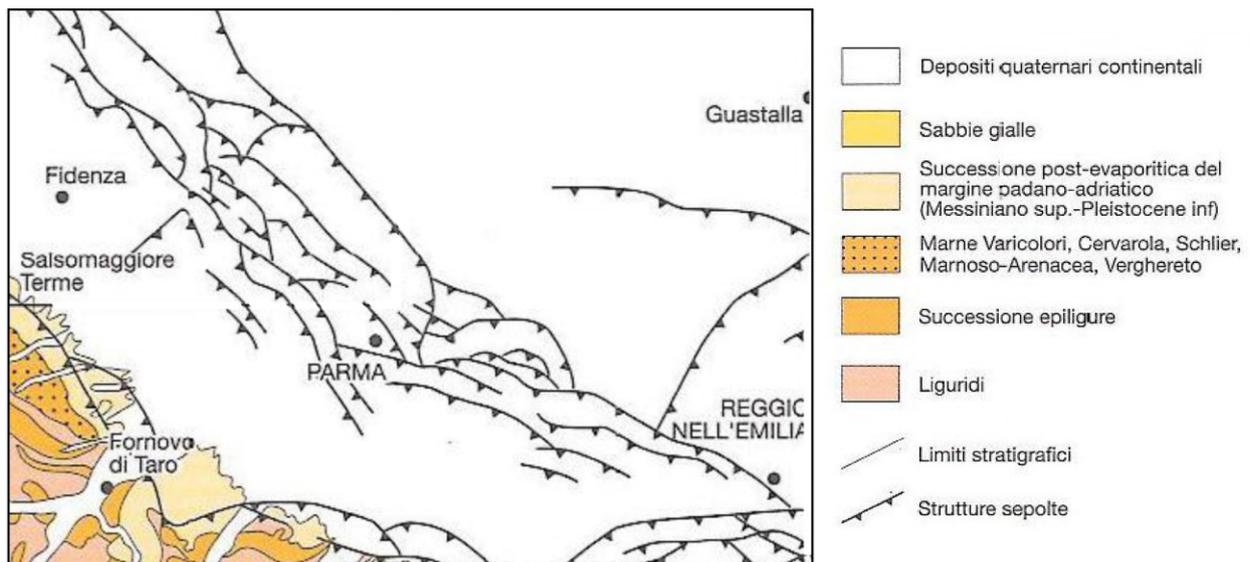


**Fig. 5.1.1.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000 (Rovida et alii, 2011). La dimensione dei simboli è proporzionale alla magnitudo delle scosse, in accordo con la scala riportata in basso. Lo sfondo è costituito dalla Carta Strutturale d'Italia (Bigi et alii, 1990). Il contorno proposto per questa zona è in viola. I contorni delle zone adiacenti sono neri tratteggiati. La linea blu indica il confine dell'Emilia-Romagna.



**Fig. 5.1.2.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. La dimensione dei simboli è proporzionale all'intensità epicentrale MCS, in accordo con la scala riportata a lato (Rovida et alii, 2011). Si assume che una scossa di intensità 8, ovvero il risentimento massimo registrato nell'area considerata, possa avvenire in qualsiasi punto della zona, delimitata dal contorno viola. Lo sfondo è costituito da un modello topografico digitale (<http://gmt.soest.hawaii.edu/>). I contorni delle zone adiacenti sono neri tratteggiati. La linea blu indica il confine dell'Emilia-Romagna.

I lineamenti strutturali sepolti, identificati nella Pianura padana tra Parma e Reggio Emilia, presentano un andamento circa NO-SE (Fig.5.1.3), coerente con la disposizione degli epicentri riportata nelle figure precedenti.

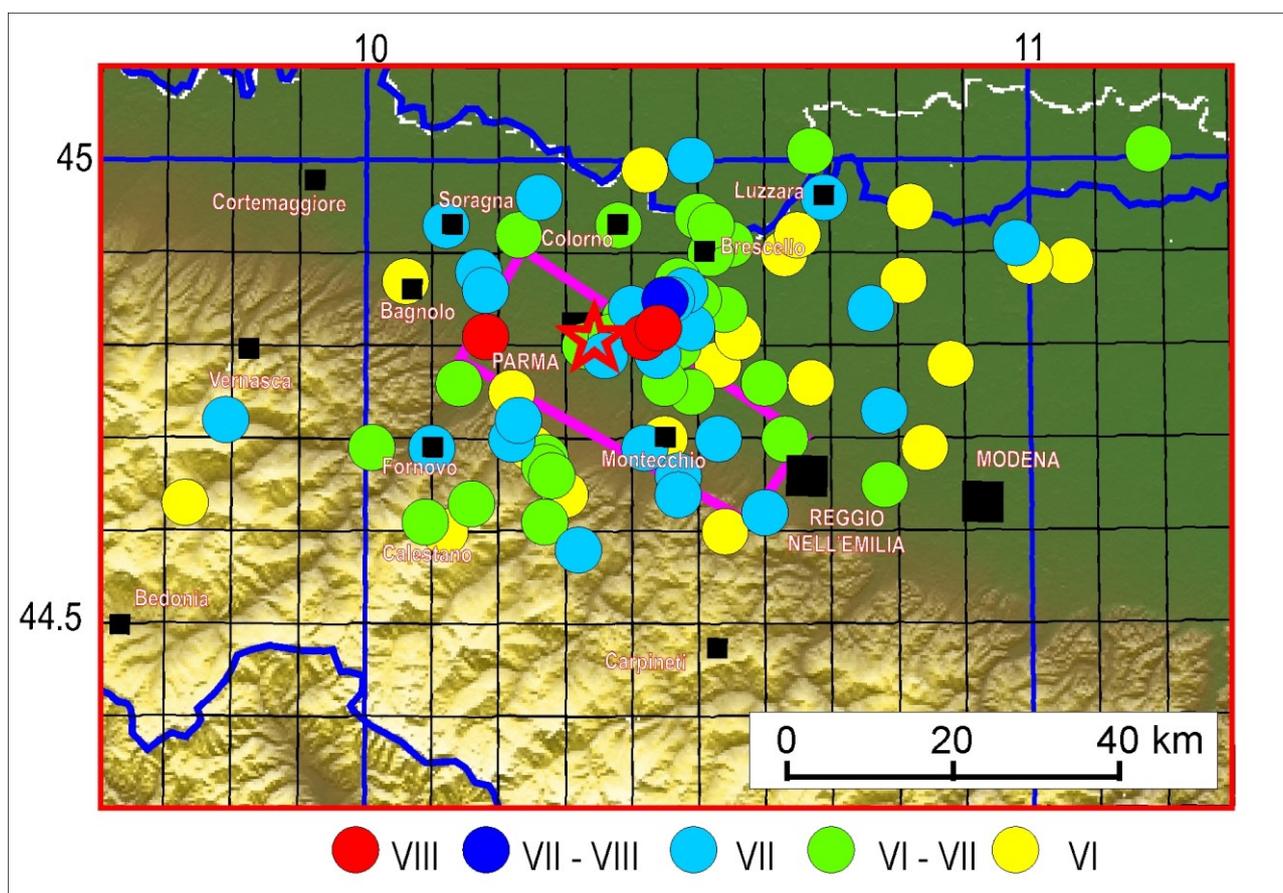


**Fig. 5.1.3.** Andamento dei fronti di sovraccorrimenti sepolti, identificati nella pianura parmense e reggiana. Modificato dallo schema geologico semplificato riportato nel Foglio 181 - Parma Nord della Carta Geologica d'Italia 1:50000 (ISPRA, 2009, [http://www.isprambiente.it/Media/carg/181\\_PARMA\\_NORD/Foglio.html](http://www.isprambiente.it/Media/carg/181_PARMA_NORD/Foglio.html)).

Nonostante che altre scosse intense siano localizzate nei dintorni della zona scelta (Figg. 5.1.1 e 5.1.2), riteniamo che il meccanismo tettonico sopra citato sia imputabile solo alle scosse con epicentro all'interno della zona proposta. Altre considerazioni su questa scelta sono riportate nella discussione delle zone adiacenti, in particolare la zona 2 (Appennino Parmense) e la zona 9 (Pieghe Ferraresi). L'area dei risentimenti con  $I = 7$  del terremoto del parmense del 1971 ( $M = 5.6$ ;  $I = 8$ ),

mostrata in figura 5.1.4, sembra essere abbastanza vasta, indicando che questa scossa potrebbe avere avuto una sorgente non molto superficiale. Purtroppo non è possibile avere informazioni sulla profondità delle scosse forti precedenti. La distribuzione della sismicità strumentale (figure 4.2.1 e 4.2.2a-m) indica la presenza di significativa attività non superficiale ( $h > 20$  km) all'intersezione tra le Pieghe emiliane e quelle ferraresi, ma ci sono buone ragioni per attribuire questa sismicità al settore più meridionale dell'arco ferrarese occidentale e all'alto strutturale di Bagnolo-Cavone (Figg. 1.4.7 e 1.5.1), come discusso per le zone seguenti.

Le informazioni date in tabella 5.1.1 suggeriscono che la potenzialità sismogenetica di questa zona può essere rappresentata da una  $I_{max} = 8$ . Adottando lo stesso criterio seguito per la Regione Toscana (Mantovani et alii, 2012a), si assume che una scossa di pari intensità possa avvenire in qualsiasi punto della zona sismogenetica in oggetto.



**Fig. 5.1.4.** Distribuzione dei risentimenti ( $I \geq 6$ ) del terremoto del 15 Luglio 1971 nel Parmense (stella rossa). I dati sono presi da Locati et alii (2011). Lo sfondo è costituito da un modello topografico digitale (<http://gmt.soest.hawaii.edu/>). In viola il contorno della zona sismogenetica Parma-Reggio Emilia. La linea blu indica il confine della Regione Emilia-Romagna.

## 5.2 Zona sismogenetica 2: Appennino Parmense

La lista dei principali terremoti ( $M \geq 5$  o  $I \geq 7$ ) avvenuti all'interno di questa zona è riportata nella tabella 5.2.1 e i rispettivi epicentri sono mostrati nelle figure 5.2.1 e 5.2.2. La geometria proposta per questa zona (Fig.5.1) è basata sull'ipotesi che la sua attività sismica sia generata dal prolungamento verso SO del sistema di faglie delle Giudicarie, localizzato all'interno della parte superficiale della placca adriatica (Fig.2.3). Questa scelta è basata sulle considerazioni riportate nel capitolo 2, che spiegano l'evoluzione e l'attuale assetto tettonico di questa zona di sottoscorrimento, e può rendere conto del terremoto avvenuto sotto l'Appennino parmense il 27 Gennaio 2012 ( $M = 5.4$ ), ad una profondità di circa 60 km con un meccanismo compressivo circa S-N (Fig. 4.3.1) e dei

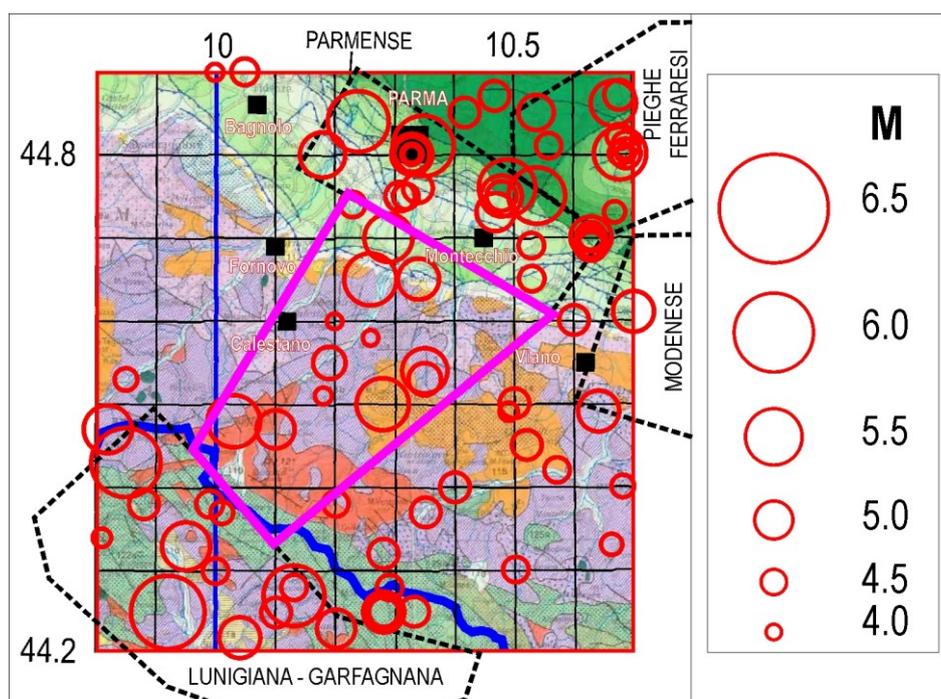
terremoti avvenuti il 23 dic 2008 sotto la linea Enza-Taro ad una profondità di 25-30 km, con meccanismo compressivo circa S-N. Inoltre la presenza della discontinuità sopra citata è consistente con il fatto che in questa zona i terremoti strumentali più intensi sono localizzati a profondità di 20-30 km (Fig.4.2.2a-m).

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io (Imax)	T (anni)
1818	12	9	Parmense	44.7	10.3	5.3	7 (7.5)	
1873	9	17	Valle dell'Enza	44.5	10.28	5.4	6.5	55
1898	3	4	Valle del Parma	44.66	10.26	5.4	7.5	24
1940	1	24	Corniglio	44.47	10.1	5	-	42
1983	11	9	Parmense	44.65	10.34	5.1	6.5 (7)	44
2008	12	23	Frignano	44.55	10.35	5.2	5	25
2012	1	27	Parmense	44.48	10.03	5.4	6	3

**Tab. 5.2.1.** Lista delle scosse principali ( $M \geq 5.0$  o  $I \geq 7$ ) avvenute all'interno della zona sismogenetica 2 Appennino Parmense. Altre informazioni come in tabella 5.1.1.

Considerato che la recente scossa del Gennaio 2012, pur avendo avuto una magnitudo superiore a 5, ha prodotto danni abbastanza limitati ( $I_{max}=5$  per INGV: <http://www.ingv.it/it/> e 6 per ESCM: <http://www.emsc-csem.org/>), si potrebbe supporre che altre scosse di confrontabile potenza siano avvenute in passato su questa struttura sismogenetica profonda. L'espressione in superficie del lineamento suddetto, ancorché poco definita, potrebbe corrispondere al sistema di faglie Enza-Taro, da tempo proposto in letteratura (Figg.1.3.7 e 2.6).

In base alle informazioni date in tabella 5.2.1, assumiamo che la potenzialità sismogenetica di questa zona sia rappresentata da una  $I_{max}=7/8$ .



**Fig. 5.2.1.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000, mentre il contorno proposto per la zona sismogenetica Appennino Parmense è in viola. Altre informazioni come in figura 5.1.1.

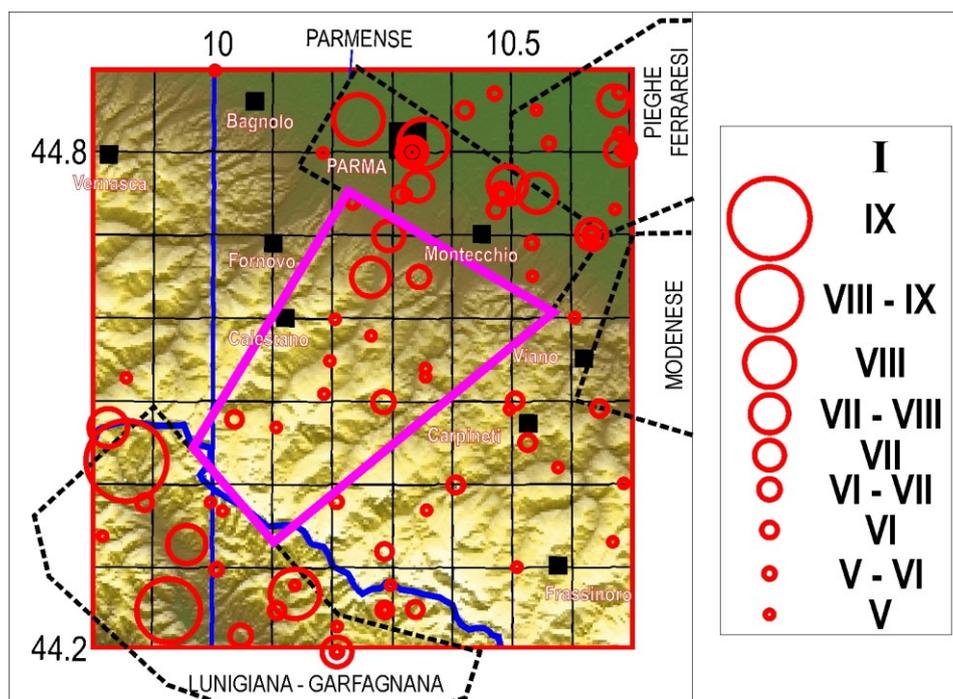


Fig. 5.2.2. I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Si assume che una scossa di intensità 7/8 MCS possa avvenire in qualsiasi punto della zona dal contorno viola. Altre informazioni come in figura 5.1.2.

### 5.3 Zone sismogenetica 3: Modenese

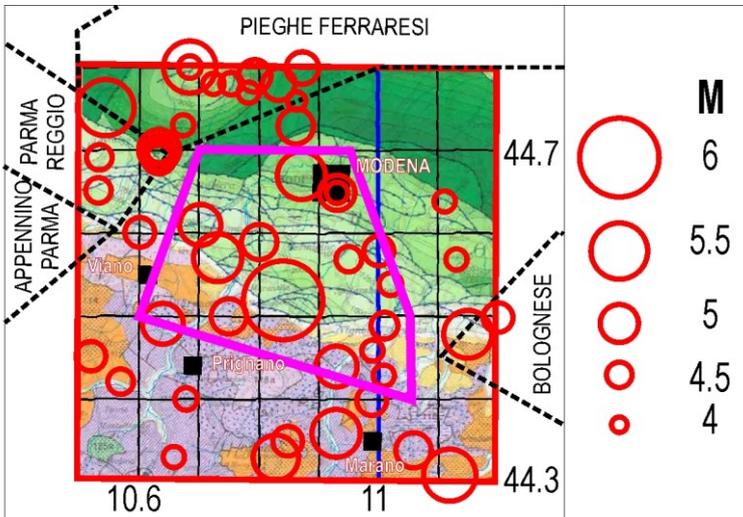
La storia sismica del modenese è piuttosto eterogenea (Tab. 5.3.1), essendo costituita da una scossa di  $I_{max}=9$  ( $M=6.0$ ) circondata da un certo numero di scosse di intensità significativamente più bassa (le più intense sono rappresentate da 4 eventi di  $I_{max}=7$ , uno di 7/8 e uno di 8).

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità $I_0$ ( $I_{max}$ )	T (anni)
1249	9	0	10.93	44.65	Modena	4.9	6.5 (7.5)	
1399	7	20	10.93	44.44	Modenese	5.1	7 (8)	150
1474	3	11	10.93	44.65	Modena	4.3	5 (6)	75
<b>1501</b>	<b>6</b>	<b>5</b>	<b>10.84</b>	<b>44.52</b>	<b>Appennino-Modenese</b>	<b>6.0</b>	<b>9</b>	<b>27</b>
1586	1	12	11.00	44.58	Spilamberto	4.7	6	85
1671	6	20	10.87	44.67	Modena-Reggio-Emilia	5.3	7	85
1811	7	15	10.73	44.57	Sassuolo	5.3	6.5 (7)	140
1869	12	13	10.75	44.50	Serramazzoni	4.9	6.5	58
1873	5	16	10.70	44.61	Reggiano	5.1	6.5	3
1923	6	28	10.80	44.59	Formigine	4.9	6	50
1931	6	10	11.02	44.54	Modenese	4.4	4	8
1934	9	18	11.01	44.49	Vignola	4.6	4	3
1951	10	29	10.99	44.46	Valle-Del-Panaro	4.3	4 (5)	17
1967	10	1	10.95	44.57	Formigine	4.5	-	16
1992	4	17	11.01	44.43	Monteveglia	4.3	4.5 (5.5)	25

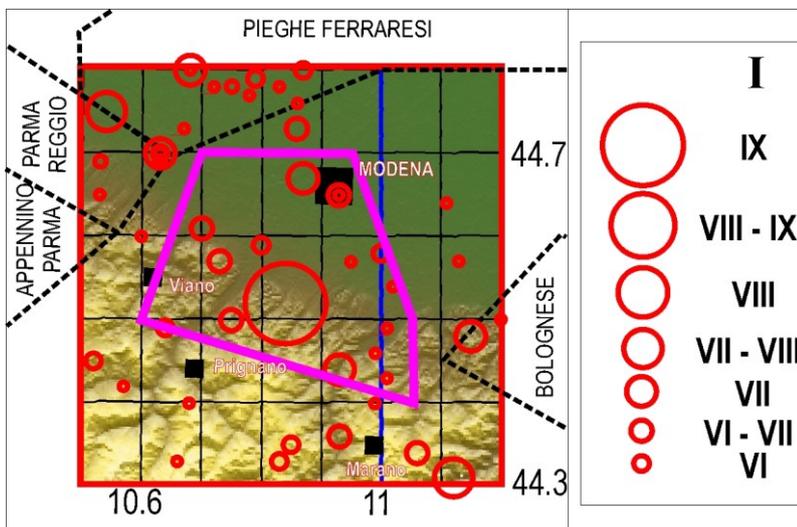
Tab. 5.3.1. Lista delle scosse avvenute nel modenese dopo l'anno 1000.

Questo crea qualche problema per la scelta della geometria della zona sismica da adottare, e soprattutto della  $I_{max}$  da assumere come rappresentativa della sua potenzialità sismica. Se, per esempio, si assumesse una zona comprendente tutte le scosse sopra citate ed una  $I_{max}=9$ , la potenzialità sismica di gran parte della zona ne risulterebbe sopravvalutata rispetto ai danni documentati. Se invece, si scegliesse per tutta la zona adottata una  $I_{max}$  uguale a 7 (solo per le due

scosse più vecchie: 1249 e 1399 la  $I_{max}$  riportata è superiore a 7), la potenzialità sismica della zona colpita dalla scossa del 1501 ( $I_{max}=9$ ) sarebbe chiaramente sottovalutata. Per cercare una soluzione ragionevole di questo problema, abbiamo scelto di assumere una zona di dimensioni tali da comprendere tutti i principali terremoti avvenuti (Figg. 5.3.1 e 5.3.2). Comunque, per non estendere la potenzialità della scossa principale (1501) a tutta la zona adottata, abbiamo ritenuto opportuno assumere un valore di  $I_{max}=7/8$  per tutta la zona, tenendo però in considerazione gli effetti documentati per la scossa principale nell'assegnazione delle  $I_{max}$  per ogni comune (capitolo 6).

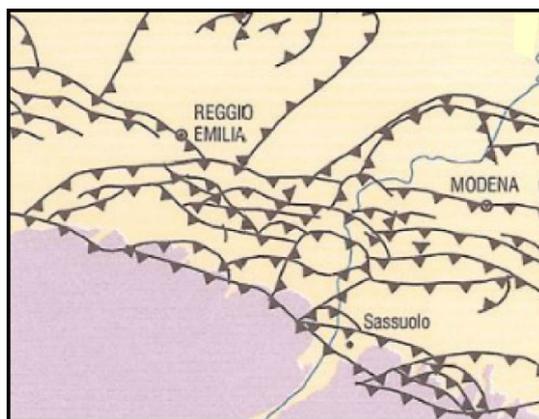


**Fig. 5.3.1.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000 nel Modenese (Tab. 4.3.1). La linea blu indica il contorno della zona dove si assume una  $I_{max}=7.5$ . La linea rosa comprende la zona dove si assume una  $I_{max}=9$ . Altre informazioni come in figura 5.1.1.



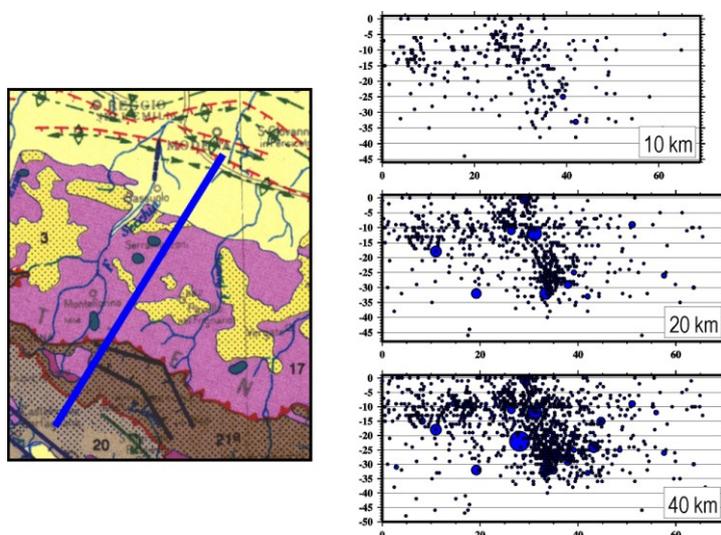
**Fig. 5.3.2.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000 nel Modenese. Altre informazioni come in figura 5.3.1.

Per quando riguarda l'assetto tettonico del settore più sismico del Modenese, compreso tra Reggio Emilia, Modena e Sassuolo la figura 5.3.3 illustra i principali fronti di sovrascorrimenti sepolti, identificati con i rilievi sismici e per lo più orientati in senso E-O. Informazioni sulla deformazione recente di questa zona sono fornite dallo studio di Ghiselli e Martelli (1997) sui depositi marini e continentali prevalentemente pleistocenici, affioranti al bordo pedeappenninico tra Piacenza e Rimini. Gli autori individuano un primo episodio deformativo, con asse di compressione orizzontale circa NE-SO, seguito da una seconda fase associata a compressione in senso NO-SE. Nel tratto modenese del margine appennino-padano si osservano deformazioni diffuse con strati inclinati, piegati e fratturati. Altre evidenze sull'attività tettonica del settore pedeappenninico tra Reggio Emilia e Modena sono descritte in Boccaletti e Martelli (2004), Bonini (2007) e Boccaletti et alii (2010). Nelle aree di Quattro Castella, Sassuolo e Castelvetro di Modena (Fig. 1.1) varie morfostrutture ed anomalie idrografiche ed idrologiche, tra cui la presenza di vulcani di fango, suggeriscono la crescita di pieghe antiformi controllate in profondità da sovrascorrimenti.



**Fig. 5.3.3.** Andamento dei fronti di sovrascorrimenti sepolti di età post-tortoniana (Miocene superiore-Attuale), identificati nel Modenese mediante rilievi sismici. Sono indicati i depositi alluvionali (in giallo) e la catena appenninica affiorante (in viola). Modificato dallo schema geologici-strutturale riportato nel Foglio 202 - San Giovanni in Persiceto della Carta Geologica d'Italia 1:50000 (ISPRA, 2009, [http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/202\\_SAN\\_GIOVANNI/Foglio.html](http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/202_SAN_GIOVANNI/Foglio.html)).

I meccanismi focali disponibili in questa zona indicano un campo di deformazione prevalentemente compressivo, con una componente trascorrente, in accordo con il tipo di deformazioni osservate nella zona Parma-Reggio (Boccaletti et alii, 2004). La sismicità recente è stata registrata soltanto all'interno dell'Appennino modenese, in una fascia abbastanza stretta con terremoti che appaiono più frequenti al di sotto dei 10 Km (Sez.7 di Fig. 5.2.3 e Fig. 5.3.4). La concentrazione di terremoti nella parte centrale dei profili corrispondente alla sismicità, mostrata anche nella Fig. 4.2.2a-m., interessa una zona che nel passato ha subito sollevamenti differenziati come testimoniato dalla lacuna nei sedimenti tardo-orogenici come la Formazione gessoso-solfifera (giallo puntinato nella carta geologica di Fig. 5.3.4). Tale zona è compresa tra le fasce tettoniche trasversali del Secchia e del Panaro (Castellarin et alii, 1985; Vai, 1987) che potrebbero essere l'espressione superficiale di deformazioni all'interno della placca adriatica immersa sotto l'Appennino.



**Fig. 5.3.4.** Sezione verticale trasversale alla catena con riportata la sismicità strumentale presente in un parallelepipedo profondo 50 Km e largo 10, 20, 40 Km. La concentrazione di terremoti nella parte centrale dei profili, corrispondente alla sismicità presente nelle figure.4.2.2 a-m., pur allargando la zona, mantiene circa le stesse dimensioni. Lo schema geologico su cui è indicata la traccia del profilo (a sinistra) è un dettaglio dalla Carta Tettonica d'Italia (Funiciello et alii, 1981).

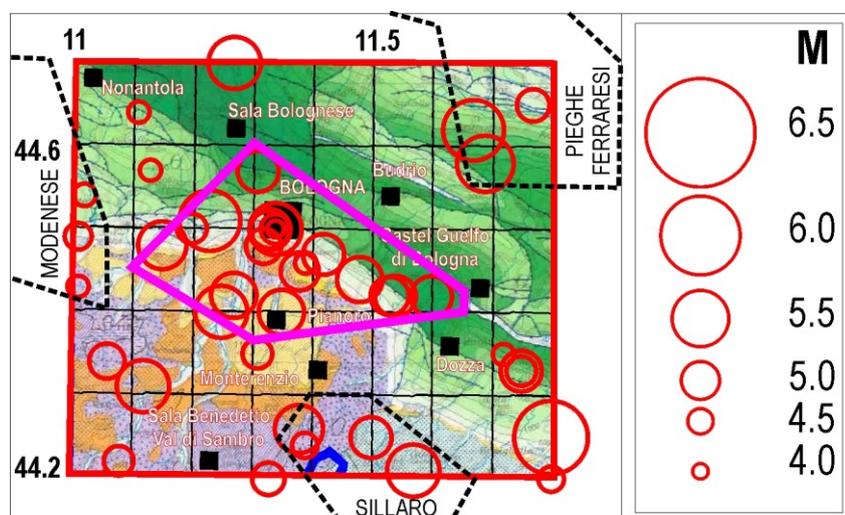
#### 5.4 Zona sismogenetica 4: Bolognese

La lista dei principali terremoti ( $M \geq 5$  o  $I \geq 7$ ) avvenuti all'interno di questa zona è riportata nella tabella 5.4.1 e i rispettivi epicentri sono mostrati nella figura 5.4.1 e 5.4.2. Dall'elenco delle scosse principali risulta che in questa zona i danni riconosciuti non hanno mai superato l'intensità 8 MCS. Le magnitudo attribuite a questi eventi (Rovida et alii, 2011) hanno superato il valore di 5.5 solo nel 1505. Però va notato che nella maggior parte dei casi la magnitudo ha superato il valore 5, anche per intensità abbastanza ridotte (sino a 4 MCS), suggerendo una profondità non superficiale ( $h > 15$  km) per gli ipocentri relativi.

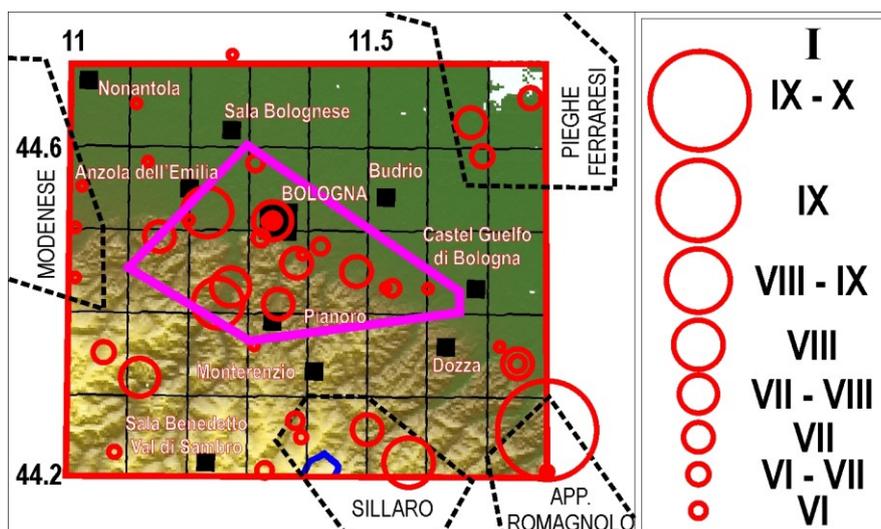
Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io (Imax)	T (anni)
1365	7	25	Bologna	44.50	11.34	5.4	7.5	
1433	5	4	Bologna	44.50	11.34	4.7	6 (7)	68
1455	2	6	Media valle del Reno	44.40	11.25	5.4	8	22
1455	12	20	Media valle del Reno	44.42	11.27	5.2	7.5	1
<b>1505</b>	<b>1</b>	<b>3</b>	<b>Bolognese</b>	<b>44.51</b>	<b>11.23</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>	<b>49</b>
1779	6	4	Bolognese	44.44	11.48	5.2	7	274
1779	11	23	Bolognese	44.43	11.53	5.0	5 (6)	-
1780	2	6	Bolognese	44.57	11.31	5.1	6 (6.5)	-
1801	10	8	Bologna	44.47	11.42	5.1	6	22
1878	3	12	Bolognese	44.42	11.54	5.1	6	76
1881	1	24	Bolognese	44.40	11.35	5.2	7	3
1929	4	10	Bolognese	44.45	11.39	5.0	7	48
1929	4	11	Bolognese	44.50	11.33	5.0	4	-
1929	4	12	Bolognese	44.50	11.33	5.1	4	-
1929	4	20	Bolognese	44.48	11.15	5.3	7 (7.5)	-
1931	4	11	Castel Guelfo ( Bo)	44.42	11.60	5.1	-	2

**Tab. 5.4.1.** Lista delle scosse principali ( $M \geq 5.0$  o  $I \geq 7$ ) avvenute all'interno della zona sismogenetica 4 Bolognese. Altre informazioni come in tabella 5.1.1.

La distribuzione spaziale delle scosse (Figg. 5.4.1 e 5.4.2) mette in evidenza un fatto abbastanza peculiare, che potrebbe avere importanti implicazioni tettoniche: tutte le scosse più intense sono distri-

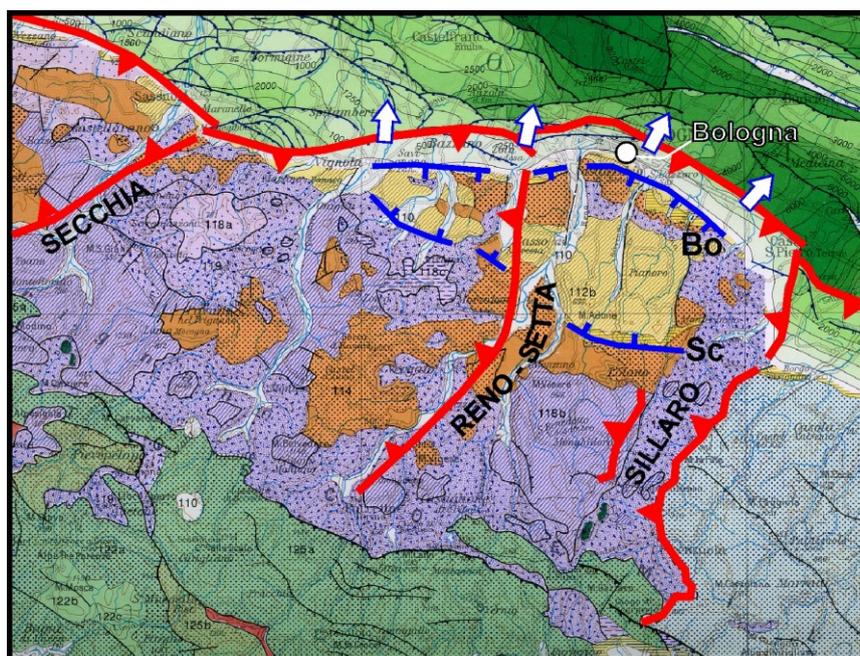


**Fig. 5.4.1.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Altre informazioni come in figura 5.1.1.



**Fig. 5.4.2.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Si assume che una scossa di intensità 8 MCS possa avvenire in qualsiasi punto della zona delimitata dal contorno viola. Altre informazioni come in figura 5.2.1.

buite lungo il bordo esterno del cuneo che sembra avere subito un'estrusione verso la zona padana (Fig. 5.4.3). Questa interpretazione è consistente con il fatto che sul margine esterno del cuneo in oggetto sono riconosciute deformazioni compressionali (e.g., Ghiselli e Martelli, 1997; Boccaletti et alii, 2010) mentre sul bordo interno sono segnalate tracce recenti di tettonica estensionale (Bertotti et alii, 1997; Picotti e Pazzaglia, 2008). Il quadro tettonico sopra delineato potrebbe suggerire che la sismicità più intensa di questa zona sia legata alle fasi di attivazione del sovrascorrimento del cuneo sopra citato sull'adiacente copertura sedimentaria padana. Purtroppo la mancanza di informazioni sulla profondità ed il meccanismo di sorgente delle scosse storiche non permette di verificare l'ipotesi sopra esposta.



**Fig. 5.4.3.** Schema tettonico della zona bolognese con evidenziato il cuneo la cui estrusione (effetto della compressione longitudinale nell'Appennino settentrionale, Mantovani et alii, 2012a) potrebbe essere responsabile dell'attività sismica. Informazioni tettoniche prese da Vai (1987), Bigi et alii (1990), Bertotti et alii (1997), Ghiselli e Martelli (1997) e Boccaletti et alii (2010). Bo=faglia di Bologna, Sc=faglia di Scascoli.

Un altro aspetto da notare è che la sismicità strumentale di questa zona (Fig. 5.3) è molto scarsa. Questo fatto sembra abbastanza sorprendente, se si considera che nel passato la stessa zona è stata colpita da 15 scosse di  $M \geq 5$ , l'ultima delle quali risale al 1931. Per spiegare la mancanza di attività sismica nell'ultimo trentennio si potrebbe ipotizzare che nel presente il meccanismo di estrusione sopra citato sia impedito da un totale blocco dei sovrascorrimenti posti al fronte del cuneo in oggetto.

In base alle informazioni date in tabella 5.4.1, la potenzialità sismogenetica di questa zona può essere rappresentata da una  $I_{max}=8$ , anche se questo livello di danneggiamento è stato raggiunto solo in un caso (1505).

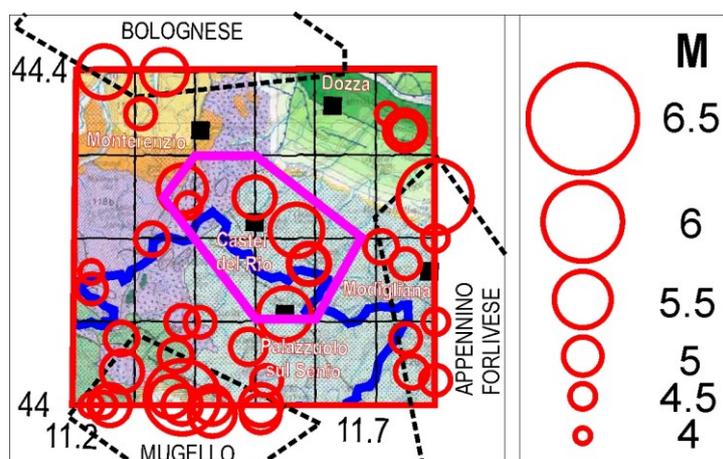
### 5.5 Zona sismogenetica 5: Sillaro

La sismicità storica di questa zona è riportata in tabella 5.5.1 e i rispettivi epicentri sono mostrati nelle figure 5.5.1 e 5.5.2.

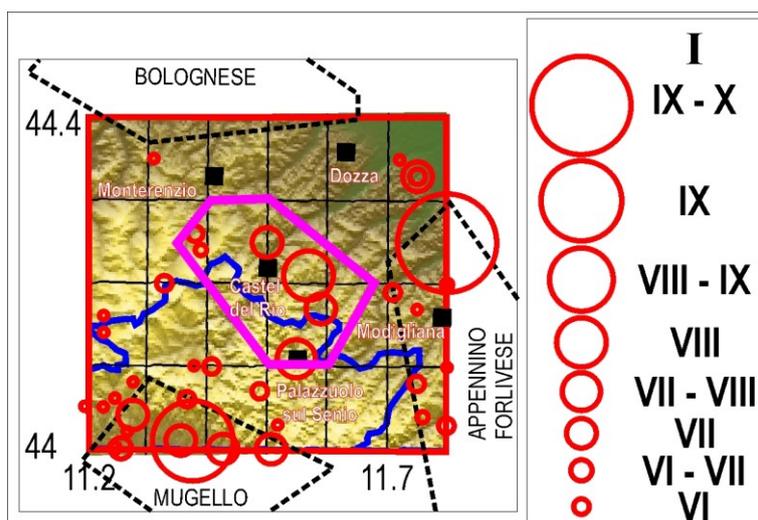
Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io (I <sub>max</sub> )	T (anni)
1600			Palazzuolo	44.11	11.55	5.4	7.5	
1725	10	29	Appennino Tosco-Emil.	44.21	11.57	5.4	8	126
1874	10	7	Imolese	44.17	11.59	5.0	7	149
1878	11	9	Castel del Rio	44.25	11.50	5.1	7	4
1879	4	27	Valle del Senio	44.17	11.59	5.1	7 (7.5)	0
2003	9	14	Appennino Bolognese	44.26	11.38	5.3	6 (7)	124

**Tab. 5.5.1.** Lista delle scosse principali ( $M \geq 5.0$  o  $I \geq 7$ ) avvenute all'interno della zona sismogenetica 5 Sillaro. Altre informazioni come in tabella 5.1.1.

La sismicità di questa zona è situata presso la zona di deformazione del Sillaro, un importante fascio di strutture transpressive orientato NNE-SSO (Castellarin et alii, 1987, Cerrina Feroni et alii, 2001; Boccaletti e Martelli, 2004), che rappresenta molto probabilmente una zona di sottoscorrimento trasversale alla catena (vedi la sezione 12-12' in figura 1.4.7 e la figura 5.3.3). Si potrebbe quindi supporre che il meccanismo tettonico responsabile sia connesso con faglie inverse più o meno trasversali rispetto alla catena, come sembra in parte confermato dall'evento del 14 Settembre 2003 a cui è attribuito un meccanismo compressivo con asse di massimo raccorciamento orientato circa verso SSE-NNO (Piccinini et alii, 2006).



**Fig. 5.5.1.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000 mentre il contorno proposto per la zona sismogenetica Sillaro è in viola. Altre informazioni come in figura 5.1.1.



**Fig. 5.5.2.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Si assume che una scossa di intensità 8 MCS possa avvenire in qualsiasi punto della zona delimitata dal contorno viola. Altre informazioni come in figura 5.2.1.

Il fatto che in questa zona la sismicità strumentale occupi una zona più o meno coincidente con quella dove sono posizionati i terremoti storici (Figg. 5.2 e 5.3) ed è prevalentemente confinata nei primi 10 km (Fig.4.2.2a-m), potrebbe implicare che anche le scosse più forti del passato si sono verificate all'interno della copertura sedimentaria appenninica. A questo riguardo però, va considerato che il terremoto del 14 Settembre 2003 ( $M=5.3$ ) è stato avvertito in un'area abbastanza vasta, che ha raggiunto Firenze e Pisa in Toscana, alcune zone delle Marche e dell'Emilia Romagna (p.e., a Bologna panico e sporadiche cadute di intonaci), zone del Veneto, Lombardia e Friuli Venezia-Giulia (Camassi et alii, 2003). In effetti l'ipocentro di quell'evento sismico è collocato ben addentro al basamento crostale, ad una profondità di circa 20 km (Piccinini et alii, 2006).

La mancanza di notizie anteriori al 1600 potrebbe dipendere dal fatto che questa zona non comprende insediamenti importanti. I danni più consistenti documentati hanno raggiunto il valore di  $I_{max}=7/8$  e 8, ma sul fatto che questa sia la potenzialità effettiva di questa zona esiste qualche dubbio, perché tali valori si riferiscono solo alle scosse più remote (1600 e 1725). Comunque, in via conservativa, abbiamo assunto per questa zona il valore di  $I_{max}=8$ .

## 5.6 Zona sismogenetica 6: Appennino romagnolo

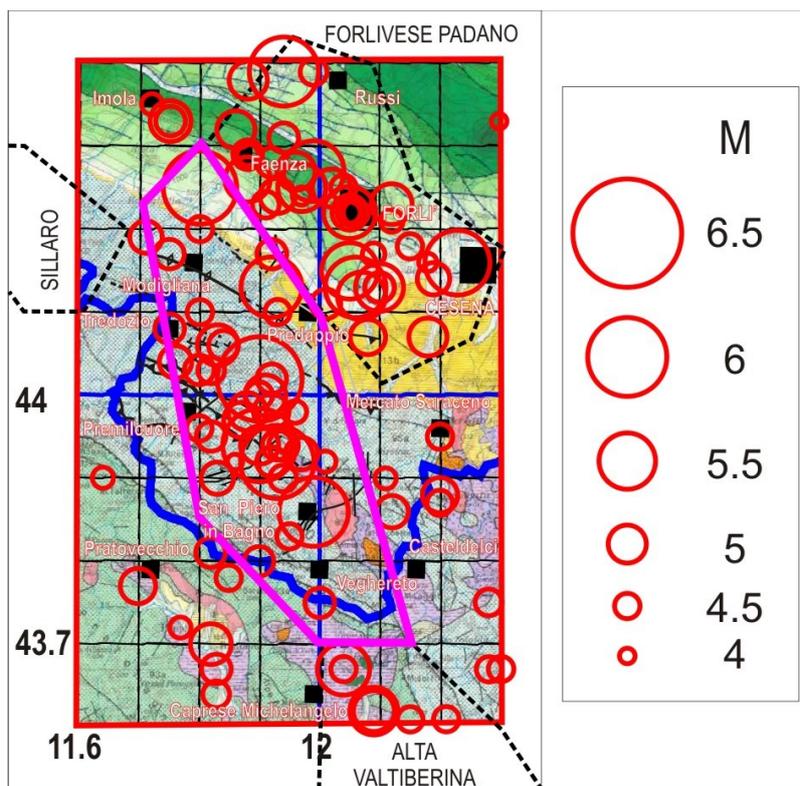
Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io ( $I_{max}$ )	T (anni)
1279	04	30	Rocca San Casciano	44.13	11.92	5.6	7.5	
1393	06	15	Santa Sofia	44.00	11.91	5.1	7	114
1584	09	10	Appennino Tosco-Emiliano	43.86	11.99	5.8	9	191
1661	03	22	Appennino romagnolo	44.02	11.90	6.1	9 (10)	77
1768	10	19	Appennino romagnolo	43.94	11.90	5.9	9	108
1781	4	4	Romagna	44.25	11.80	5.9	9.5	12
1895	09	04	Valle del Montone	44.03	11.82	4.6	6.5 (7.5)	114
1917	12	02	Galeata	44.06	11.83	5.1	6.5	22
1918	11	10	Appennino romagnolo	43.92	11.93	5.9	9	1
1952	07	04	Appennino romagnolo	43.98	11.88	5.0	7	34
1956	05	26	Appennino romagnolo	43.94	11.90	5.0	7	4

**Tab. 5.6.1.** Lista delle scosse principali ( $M \geq 5.0$  o  $I \geq 7$ ) avvenute all'interno della zona sismogenetica 6 Appennino romagnolo. Altre informazioni come in tabella 5.1.1.

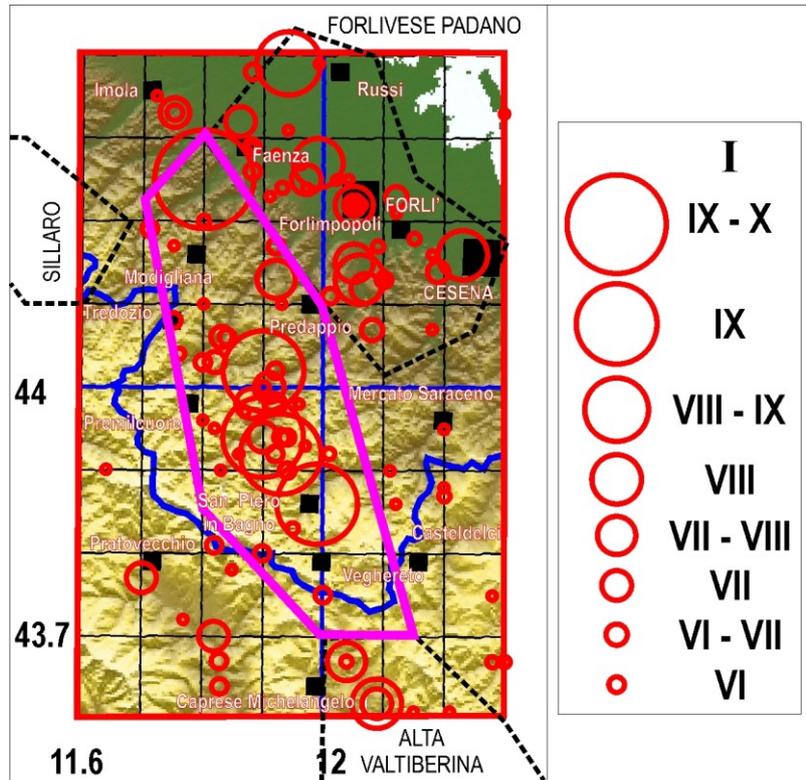
La sismicità storica è riportata in tabella 5.6.1, e i rispettivi epicentri sono mostrati nelle figure 5.6.1 e 5.6.2. Come già discusso da Mantovani et alii (2009a,b) e nelle precedenti pubblicazioni di questa serie (Mantovani et alii, 2011, 2012a), la sismicità di questa zona è imputabile alla presenza di una zona di taglio transpressiva che permetterebbe il disaccoppiamento di una parte delle unità RMU dal settore compreso tra questa faglia e la zona del Sillaro, come indicato nello schema tettonico/cinematico proposto per l'Appennino settentrionale (Figg. 2.5 e 2.6). Questa interpretazione è fortemente suggerita da una accurata analisi del contesto tettonico a larga scala (Mantovani et alii, 2009a, 2011).

La mancanza di chiare evidenze geologiche e morfologiche della zona di taglio sopra citata potrebbe dipendere dal fatto che la formazione di tale struttura è molto recente. Altre informazioni sulla evoluzione geologica e sull'assetto tettonico della zona in oggetto sono riportate in Boccaletti et alii, (2004) e Mantovani et alii (2011, 2012a). La posizione e geometria della zona sismica indicata in figura 5.2 è stata principalmente scelta sulla base della distribuzione dei terremoti storici e della sismicità strumentale. L'ipotesi che le sorgenti sismiche più pericolose siano situate all'interno della copertura sedimentaria appenninica è consistente con il valore prevalente del rapporto Intensità/Magnitudo e con il fatto che la sismicità strumentale è prevalentemente localizzata nei primi 10 km di profondità (Fig. 4.2.2a-m). Per esempio, la sequenza iniziata il 26/1/2003 ( $M_L = 4.3$  e  $I_{max} = 6-7$ ) e quella del 12/7/2011 ( $M_L = 4.0$ ) hanno entrambe profondità  $< 10$  km, con meccanismi focali distensivi e trascorrenti, come altri terremoti della valle del Bidente. Meccanismi focali transpressivi sono invece presenti nel basso Appennino romagnolo, tra le valli del Rabbi e del Senio (Boccaletti et al., 2004), localizzate nella figura 5.6.3.

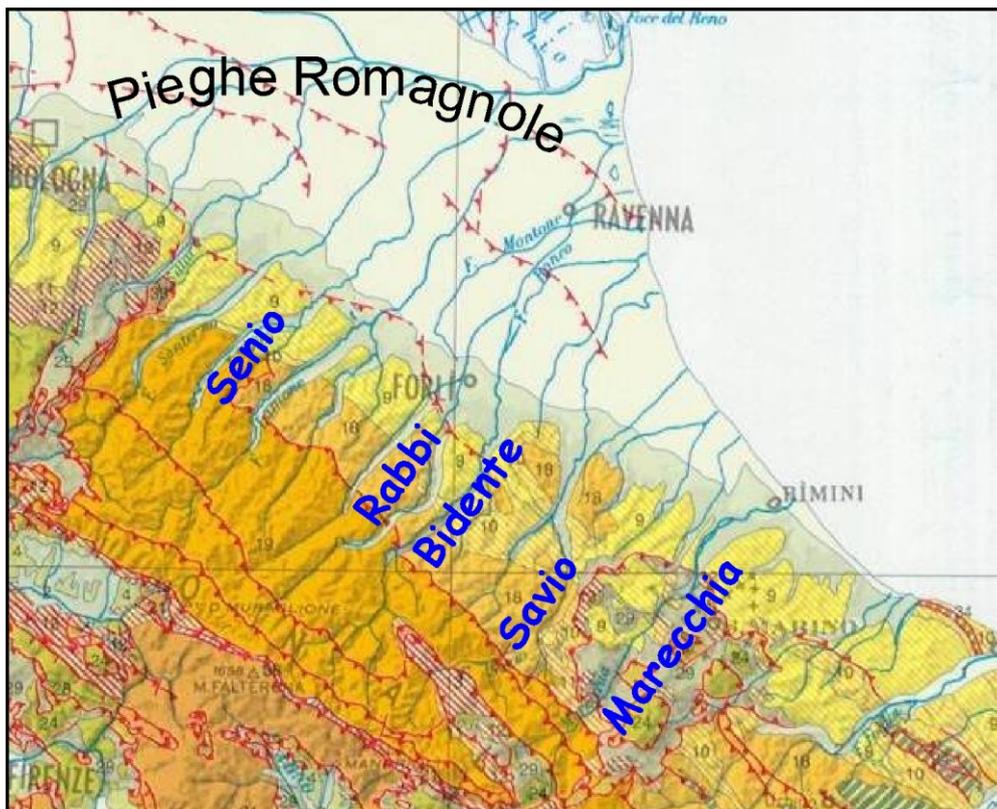
In base ai dati di tabella 5.6.1 e alle considerazioni sopra riportate abbiamo ritenuto opportuno assumere una  $I_{max}=9.5$  come rappresentativa della potenzialità sismogenetica di questa zona. Nell'elaborazione della carta delle  $I_{max}$  per ogni comune dell'Emilia-Romagna, descritta nel capitolo successivo, abbiamo comunque tenuto conto che per la scossa del 1661 per alcune località è stata valutata una intensità superiore ( $I_{max} = 10$ ).



**Fig. 5.6.1.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Altre informazioni come in figura 5.1.1.



**Fig. 5.6.2.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Si assume che una scossa di intensità 9.5 MCS possa avvenire in qualsiasi punto della zona delimitata dal contorno viola. Altre informazioni come in figura 5.1.2.



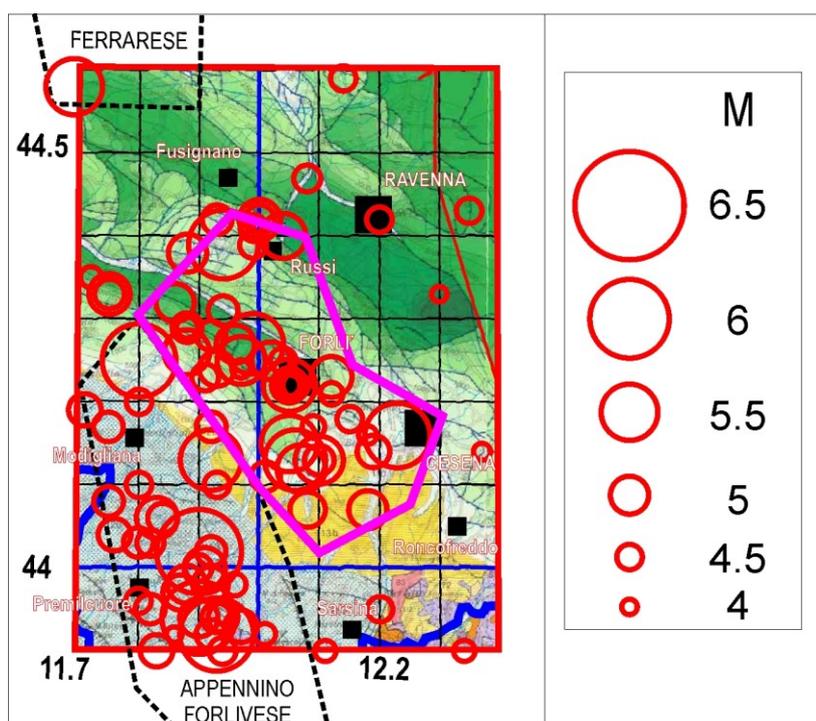
**Fig. 5.6.3.** Mappa dell'Appennino romagnolo, con indicati alcuni riferimenti geografici citati nel testo, riportati su un dettaglio della Carta geologica dell'Italia in scala 1: 1250000 (modificata da Compagnoni e Galluzzo, 2004).

### 5.7 Zona sismogenetica 7: Forlivese

La sismicità storica è riportata in tabella 5.7.1 e i rispettivi epicentri sono mostrati nelle figure 5.7.1 e 5.7.2.

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io (Imax)	T (anni)
1194			Galeata	44.07	12.08	4.9	6.5 (7)	
1383	8	4	Forli'	44.22	12.05	5.4	7.5	190
<b>1428</b>	<b>7</b>	<b>3</b>	<b>Predappio</b>	<b>44.15</b>	<b>12.05</b>	<b>5.5</b>	<b>7.5 (8)</b>	<b>45</b>
<b>1483</b>	<b>8</b>	<b>11</b>	<b>Romagna Meridionale</b>	<b>44.16</b>	<b>12.23</b>	<b>5.7</b>	<b>8 (8.5)</b>	<b>55</b>
1492	1		Forli	44.22	12.05	4.9	6-7	8
1509	4	19	Faentino	44.32	11.86	5.0	7	17
1591	7	10	Forli'	44.40	12.04	5.2	6.5	82
<b>1688</b>	<b>4</b>	<b>11</b>	<b>Romagna</b>	<b>44.39</b>	<b>11.94</b>	<b>5.8</b>	<b>8.5 (9)</b>	<b>97</b>
1688	8	18	Fusignano	44.42	12.00	5.1	7	0
<b>1781</b>	<b>7</b>	<b>17</b>	<b>Romagna</b>	<b>44.27</b>	<b>11.99</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>	<b>93</b>
1813	9	21	Romagna Centrale	44.25	11.97	5.3	7	32
1861	10	16	Forli'	44.23	12.12	5.1	6.5 (7)	48
<b>1870</b>	<b>10</b>	<b>30</b>	<b>Romagna</b>	<b>44.13</b>	<b>12.06</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>	<b>9</b>
1881	2	12	Russi	44.27	11.96	5.0	5.5 (6.5)	10
1881	9	28	Cesena	44.14	12.19	4.8	6.5 (7)	1
1911	2	19	Romagna Meridionale	44.12	12.08	5.3	7	29
1911	3	20	Romagna Meridionale	44.13	12.10	5.3	-	0
1935	6	5	Faentino	44.26	11.88	5.2	6	24
1953	12	14	Borello	44.07	12.18	5.0	-	19
1965	12	18	Russi	44.25	12.02	5.0	-	12

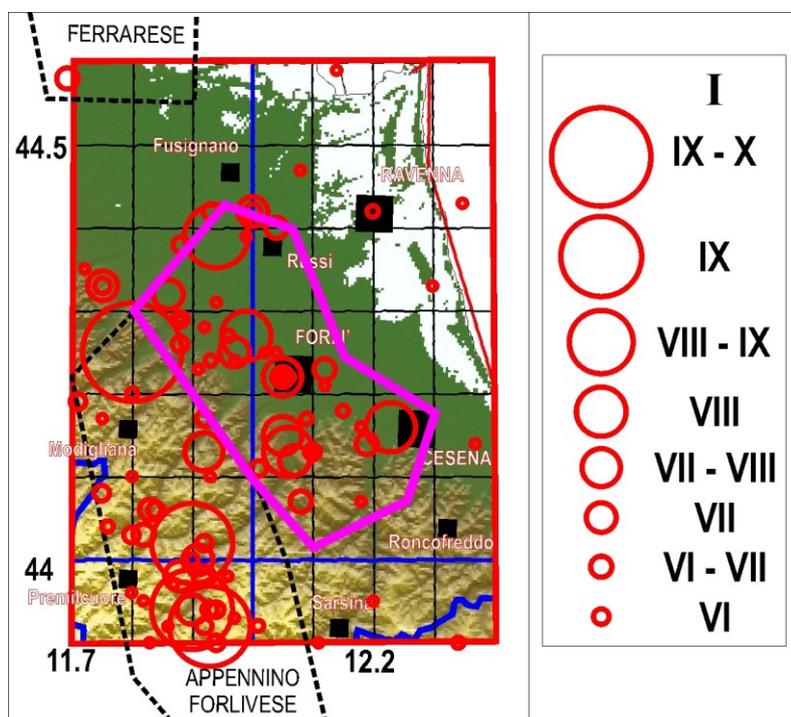
**Tab. 5.7.1.** Lista delle scosse principali ( $M \geq 5.0$  o  $I \geq 7$ ) avvenute all'interno della zona sismogenetica 7 Forlivese. Altre informazioni come in tabella 5.1.1.



**Fig. 5.7.1.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Altre informazioni come in figura 5.1.1.

La vicinanza di questa zona con l'Appennino romagnolo potrebbe implicare una connessione

sismotettonica tra le due zone, ma alcune evidenze sembrano poco compatibili con questa ipotesi. In particolare, il fatto che il Forlivese non si è attivato durante la significativa crisi sismica che ha seguito il terremoto del Fucino (1916-30), suggerisce che la sorgente sismogenetica di questa zona non è direttamente implicata nel meccanismo di disaccoppiamento del cuneo RMU, che coinvolge l'Alta Val Tiberina (e.g., Mantovani et alii, 2012a, paragrafo 1.5) e l'Appennino romagnolo, come discusso nel capitolo 2 (Fig. 2.6).



**Fig. 5.7.2.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Si assume che una scossa di intensità 8/9 MCS possa avvenire in qualsiasi punto della zona delimitata dal contorno viola. Altre informazioni come in figura 5.1.2.

Per le considerazioni fatte nei capitoli precedenti, che delineano la zona sismogenetica Forlivese come un settore deformato della piattaforma adriatica, si può supporre, per esempio, che le scosse di questa zona avvengano soprattutto nella piattaforma stessa e quindi a profondità più elevate rispetto a quelle dei settori di catena dell'Appennino (Alta Val Tiberina e Appennino romagnolo). Questa ipotesi è consistente con il fatto che nel Forlivese la profondità ipocentrale delle scosse strumentali più intense è prevalentemente compresa tra 20 e 30 km (Fig. 4.2.2a-m), ben al di sotto delle scaglie tettoniche che formano la parte sepolta dell'Appennino.

Gli epicentri dei terremoti storici sono quasi esclusivamente localizzati nella parte interna della Pieghe Romagnole e sulla loro propaggine nordoccidentale (zona di Lugo) dove è avvenuto il terremoto più intenso (1688 con  $M=5.8$  ed  $I_{max}=9$ ). La concentrazione di epicentri nella zona interna delle pieghe Romagnole ricalca la distribuzione della sismicità strumentale non superficiale ( $h>15$  km), sostanziando l'ipotesi che anche le scosse storiche abbiano avuto una sorgente profonda. Ulteriore supporto in questo senso viene dal fatto che quasi tutti i terremoti storici degli ultimi due secoli hanno una  $I_{max}$  non molto alta rispetto alla magnitudo assegnata e in alcuni casi la distribuzione dei risentimenti riportati nel catalogo DBMI11 (Locati et alii, 2011) è molto ampia e interessa soprattutto il territorio padano o comunque una zona esterna rispetto alla catena appenninica.

I regimi di deformazione indicati dai meccanismi focali delle scosse di questa zona (Boccaletti et alii, 2004) sono prevalentemente compressionali e trascorrenti, in linea con gli effetti attesi dallo svincolo transpressivo ipotizzato per questa zona (Mantovani et alii, 2011, 2012a). Indicazioni sull'assetto tettonico a scala più ridotta si possono ricavare da alcune caratteristiche dei meccanismi

focali, come il fatto che le soluzioni trascorrenti sono prevalentemente localizzate nella valle del Savio (Cesena), che separa la zona ribassata del Marecchia dall'antiforme dell'Appennino romagnolo (Fig. 5.6.3). Inoltre, le pieghe adriatiche sembrano terminare verso nord e piegare verso sud proprio in corrispondenza delle valli del Savio e del Bidente. Anche le pieghe ferraresi terminano a sud in corrispondenza di queste vallate.

In base ai dati di tabella 5.7.1 e alle considerazioni sopra riportate abbiamo ritenuto opportuno assumere una  $I_{max}=8/9$  come rappresentativa della potenzialità sismogenetica di questa zona. Nell'elaborazione della carta delle  $I_{max}$  per ogni comune dell'Emilia Romagna, descritta nel capitolo successivo, abbiamo comunque tenuto conto che per la scossa del 1688 in alcune località è stata valutata una intensità superiore ( $I_{max}=9$ ).

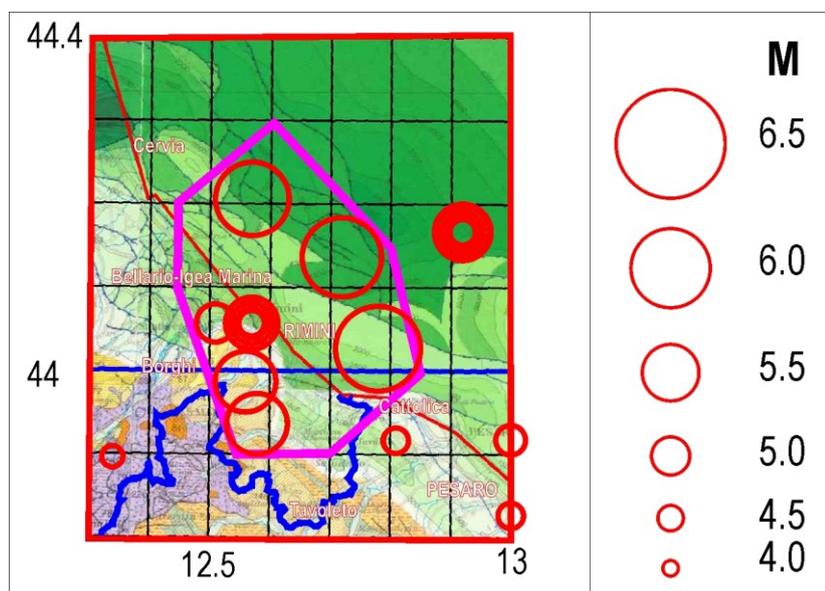
### 5.8 Zona sismogenetica 8: Riminese

La sismicità storica (8 scosse di  $M \geq 5$ ) è riportata in tabella 5.8.1 e i rispettivi epicentri sono rispettivamente mostrati nelle figure 5.8.1 e 5.8.2.

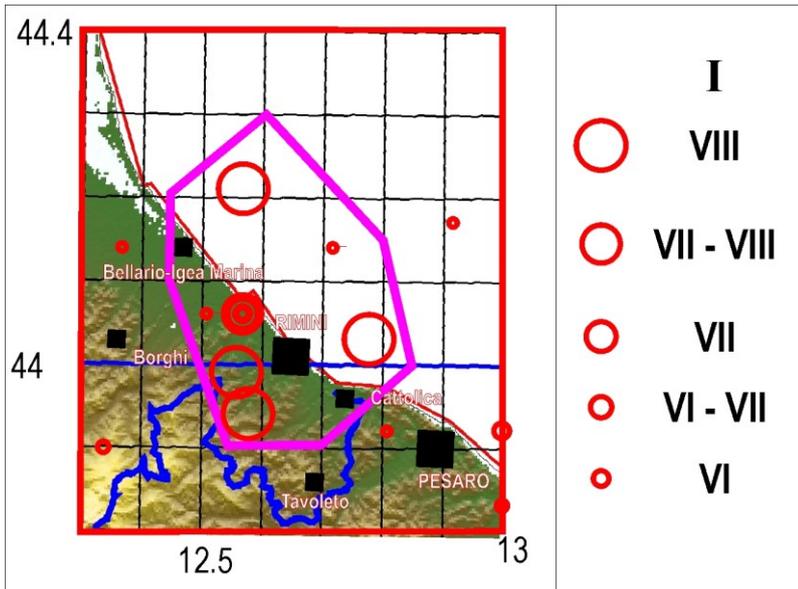
Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io ( $I_{max}$ )	T (anni)
1308	1	25	Rimini	44.06	12.57	5.4	7.5	
1472			Rimini	44.06	12.57	5.1	7	164
<b>1672</b>	<b>4</b>	<b>14</b>	<b>Riminese</b>	<b>43.94</b>	<b>12.58</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>	<b>200</b>
<b>1786</b>	<b>12</b>	<b>25</b>	<b>Riminese</b>	<b>43.99</b>	<b>12.57</b>	<b>5.6</b>	<b>8</b>	<b>115</b>
<b>1875</b>	<b>3</b>	<b>17</b>	<b>Romagna Sud-Orientale</b>	<b>44.21</b>	<b>12.57</b>	<b>5.9</b>	<b>8</b>	<b>88</b>
1911	3	26	Rimini	44.06	12.51	5.0	5 (6)	36
<b>1916</b>	<b>5</b>	<b>17</b>	<b>Alto Adriatico</b>	<b>44.14</b>	<b>12.73</b>	<b>6.0</b>	<b>8</b>	<b>5</b>
<b>1916</b>	<b>8</b>	<b>16</b>	<b>Alto Adriatico</b>	<b>44.03</b>	<b>12.78</b>	<b>6.1</b>	<b>8</b>	<b>-</b>

**Tab. 5.8.1.** Lista delle scosse principali ( $M \geq 5.0$  o  $I \geq 7$ ) avvenute all'interno della zona sismogenetica 8 Riminese. Altre informazioni come in tabella 5.1.1.

Le sorgenti sismiche responsabili delle sismicità in questa zona sono probabilmente connesse con l'interazione compressiva della parte più avanzata del fronte esterno della catena appenninica con la placca adriatica. Anche in questo caso, come per il Forlivese, non ci sono evidenze sismologiche e neotettoniche per precisare questa interpretazione.

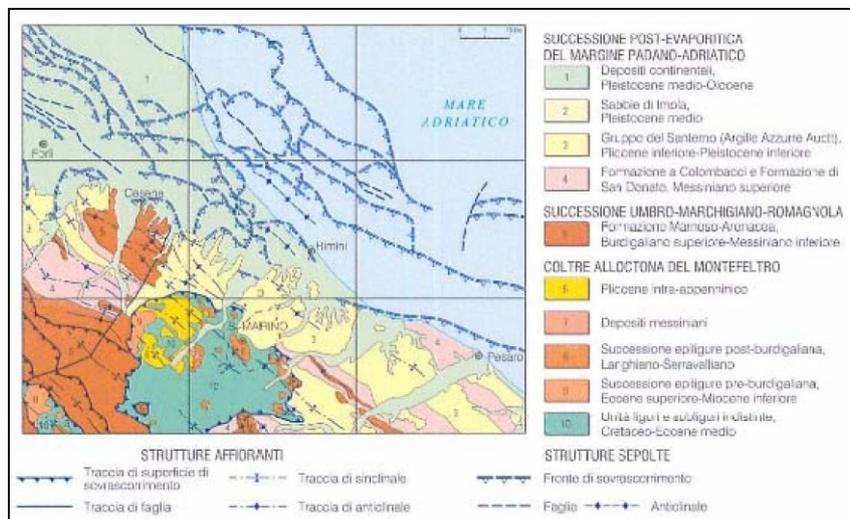


**Fig. 5.8.1.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Altre informazioni come in figura 5.1.1.



**Fig. 5.8.2.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Si assume che una scossa di intensità 8 MCS possa avvenire in qualsiasi punto della zona delimitata dal contorno viola. Altre informazioni come in figura 5.1.1.

La presenza di fronti compressivi lungo la costa romagnola e marchigiana, di età Pliocene medio-Pleistocene inferiore, è ben conosciuta dall'interpretazione dei numerosi rilievi sismici (e.g., Bally et alii, 1986; Argnani et alii, 1991; Argnani, 1998; Calamita et alii, 1991; Coward et alii, 1999; Finetti et alii, 2005), come illustrato dalla figura 5.8.3. Tuttavia, in letteratura si confrontano differenti ipotesi sulla dinamica della suddetta interazione compressiva. Secondo alcuni autori (e.g., Vannoli et alii, 2004; Basili e Barba, 2007; Boncio e Bracone, 2009) la deformazione attiva è guidata dall'avanzamento delle falde appenniniche sepolte sull'avampaese adriatico, cui è associato un regime compressivo con asse di raccorciamento circa perpendicolare al fronte esterno dell'Appennino. Secondo un'altra interpretazione (e.g., Di Bucci e Mazzoli, 2002; Di Bucci et alii, 2003) dalla fine del Pleistocene inferiore l'attività delle falde sepolte è assai rallentata, mentre è subentrato un regime transpressivo con raccorciamento obliquo rispetto al fronte esterno appenninico, probabilmente controllato dallo spostamento verso NNO dell'Adriatico. Peraltro è plausibile che l'area in oggetto risenta della combinazione di entrambi gli effetti (avanzamento delle falde sepolte e spostamento dell'Adriatico), come prospettato dallo schema tettonico e cinematico del Mediterraneo centrale descritto nella figura 3.2.1 di Mantovani et alii (2012a).



**Fig. 5.8.3.** Geologia e tettonica del Riminese e zone circostanti. La carta mette in evidenza i lineamenti tettonici sepolti (sovrascorrimenti, faglie e pieghe), identificati a terra ed in mare mediante rilievi sismici. Modificato dallo schema di inquadramento regionale riportato nel Foglio 256 - Rimini della Carta Geologica d'Italia 1:50000 (ISPRA, 2005, [http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/256\\_RIMINI/Foglio.html](http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/256_RIMINI/Foglio.html)).

In assenza di decisivi vincoli sismologici, come la posizione dell'ipocentro ed il meccanismo di sorgente dei terremoti principali, la scelta della geometria di questa zona è prevalentemente basata sulla distribuzione degli epicentri delle scosse storiche (Fig. 5.1.1). La sismicità strumentale (Fig. 4.2.2a-m) è invece quasi inesistente a tutte le profondità ipocentrali. Questo potrebbe essere in parte dovuto al fatto che le sorgenti sismogenetiche sono per lo più in mare; la rete sismografica italiana non è distribuita in modo ottimale rispetto a questo tipo di sorgenti sismiche. Altre spiegazioni sono comunque possibili, ricordando per esempio che anche nella zona sismogenetica Bolognese (paragrafo 5.4) la sismicità strumentale è quasi assente.

In base ai dati di tabella 5.8.1 e alle considerazioni sismotettoniche sopra discusse, si è adottata una  $I_{max} = 8$  per definire la potenzialità sismogenetica della zona sismogenetica Riminese.

### 5.9 Zona sismogenetica 9: Pieghe ferraresi

La sismicità storica (17 scosse di  $M > 5$ , di cui 6 con  $M \geq 5.5$ ) è riportata in tabella 5.9.1 e i rispettivi epicentri sono mostrati nelle figure 5.9.1 e 5.9.2.

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io (I <sub>max</sub> )	T (anni)
1234	3	20	Ferrara	44.84	11.62	5.1	7	
1285	12	13	Ferrara	44.84	11.62	5.1	7	52
1346	2	22	Ferrara	44.84	11.62	4.9	6.5 (7.5)	60
1411	1	9	Ferrara	44.84	11.62	5.1	7	65
<b>1570</b>	<b>11</b>	<b>17</b>	<b>Ferrara</b>	<b>44.82</b>	<b>11.63</b>	<b>5.5</b>	<b>7.5 (8)</b>	<b>160</b>
1574	3	17	Finale Emilia	44.83	11.30	4.7	6 (7)	3
<b>1624</b>	<b>3</b>	<b>19</b>	<b>Argenta</b>	<b>44.64</b>	<b>11.85</b>	<b>5.5</b>	<b>7.5 (8.5)</b>	<b>50</b>
<b>1796</b>	<b>10</b>	<b>22</b>	<b>Emilia Orientale</b>	<b>44.62</b>	<b>11.67</b>	<b>5.6</b>	<b>7</b>	<b>173</b>
1806	2	12	Novellara	44.86	10.67	5.2	7	9
1810	12	25	Novellara	44.90	10.71	5.3	6 (7)	5
1898	1	16	Romagna Settentrionale	44.65	11.77	4.8	6.5 (7)	87
<b>1909</b>	<b>1</b>	<b>13</b>	<b>Bassa Padana</b>	<b>44.58</b>	<b>11.69</b>	<b>5.5</b>	<b>6.5</b>	<b>11</b>
1928	6	13	Carpi	44.80	10.87	4.8	6 (7)	19
1996	10	15	Correggio	44.80	10.68	5.4	7	68
<b>2012</b>	<b>5</b>	<b>20</b>	<b>Finale Emilia</b>	<b>11.23</b>	<b>44.89</b>	<b>5.9</b>	<b>7.5</b>	-
2012	5	20	Bondeno	11.37	44.86	5.1	-	-
2012	5	20	Vigarano	11.49	44.83	5.1	-	-
<b>2012</b>	<b>5</b>	<b>29</b>	<b>Medolla</b>	<b>11.09</b>	<b>44.85</b>	<b>5.8</b>	<b>7.5</b>	-
2012	5	29	San Possidonio	11.01	44.89	5.3	-	-
2012	5	29	Novi di Modena	10.95	44.88	5.2	-	-
2012	6	3	Novi di Modena	10.94	44.90	5.1	-	-

**Tab. 5.9.1.** Lista delle scosse principali ( $M \geq 5.0$  o  $I \geq 7$ ) avvenute all'interno della zona sismo genetica 9 Pieghe ferraresi. Altre informazioni come in tabella 5.1.1. Le intensità delle scosse del 20 e 29 maggio 2012 derivano da una stima cumulativa dei danni, non essendo ancora disponibile una valutazione per ogni singola scossa.

La compressione ancora attiva (e.g., Burrato et alii, 2003; Massoli et alii, 2006; Toscani et alii, 2009) è presumibilmente responsabile della sismicità in questa zona, connessa con l'attivazione delle faglie inverse che bordano sia il fronte esterno che le parti interne delle falde della catena appenninica (vedi paragrafi 1.4 e 1.5). La distribuzione delle scosse ricalca abbastanza fedelmente la morfologia delle Pieghe ferraresi, un arco strutturale costituito da pieghe ed accavallamenti sepolti descritti nel primo capitolo di questo volume e, in particolare, nel paragrafo 1.5. Tali strutture, insieme ad altre simili in Pianura padana, costituiscono la parte più esterna dell'Appennino Settentrionale ed hanno una vergenza verso NNE nella zona adriatica, circa verso Nord nel settore parallelo al Po e circa verso NNO nella zona occidentale (alto strutturale di Bagnolo-Cavone nelle figure 1.4.7, 1.5.1 e 5.9.4).

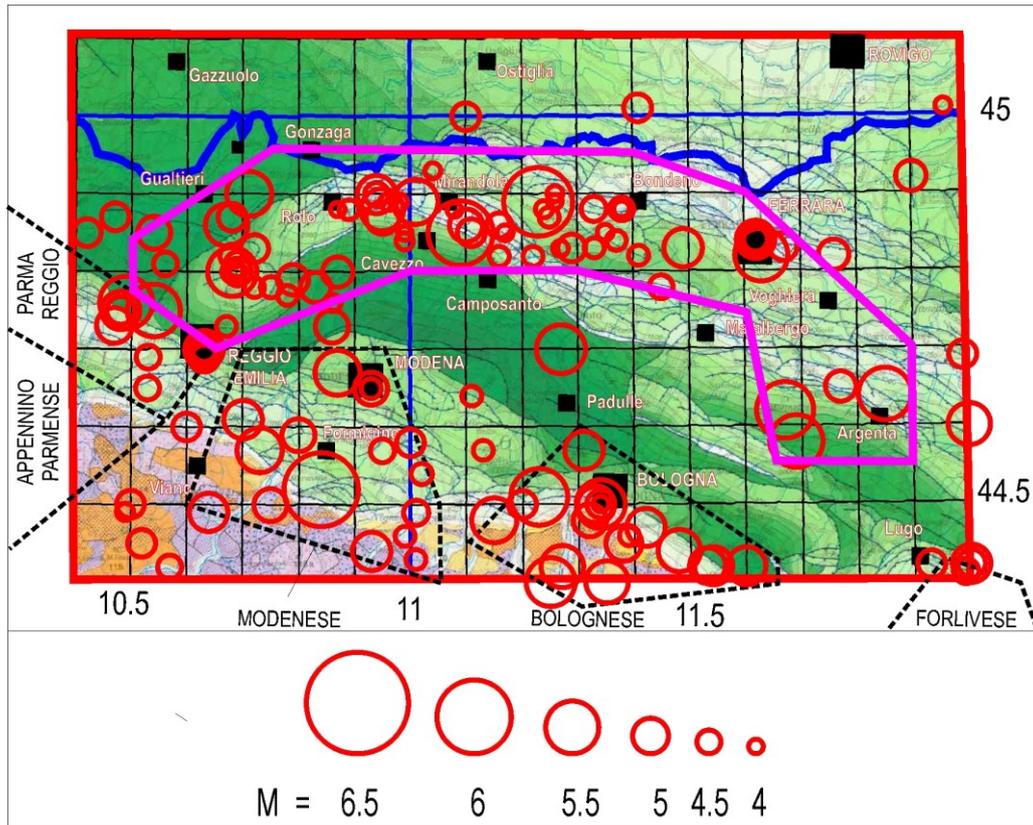


Fig. 5.9.1. I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Altre informazioni come in figura 5.1.1.

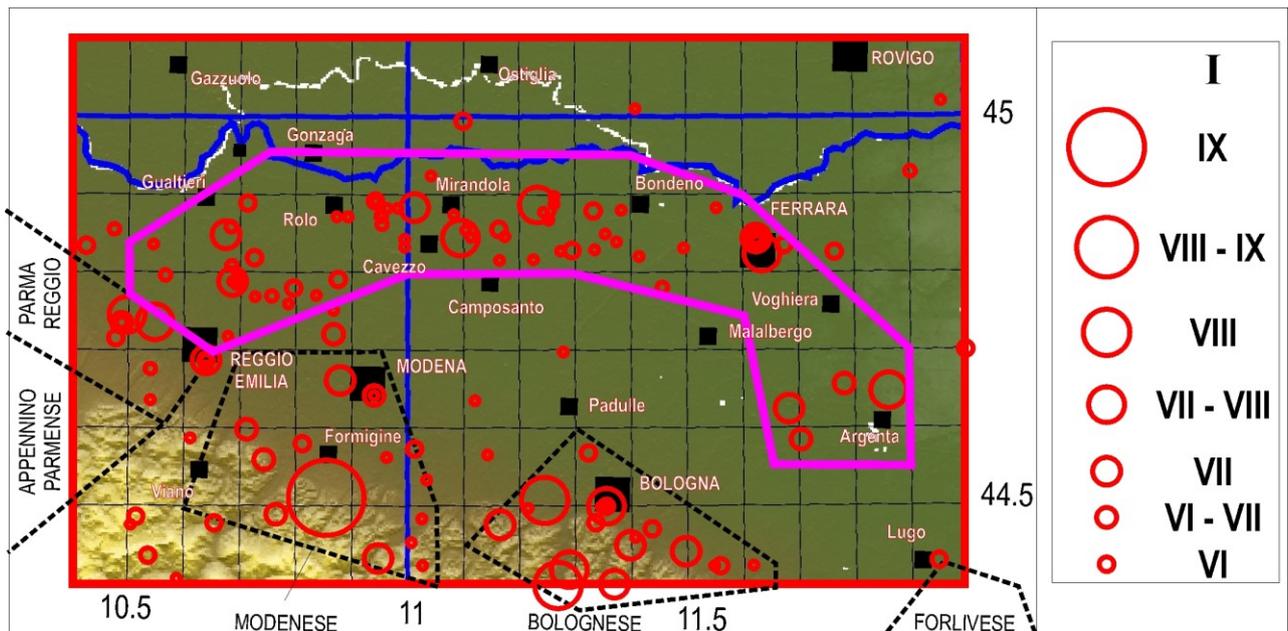


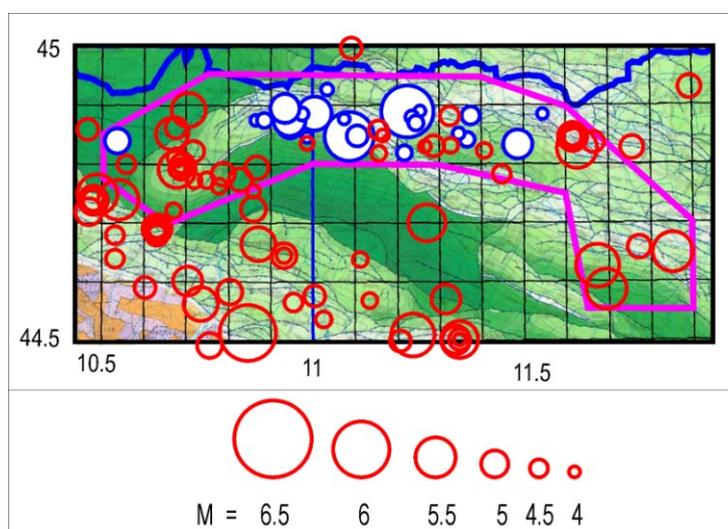
Fig. 5.9.2. I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Si assume che una scossa di intensità 7/8 MCS possa avvenire in qualsiasi punto della zona delimitata dal contorno viola. Altre informazioni come in figura 5.1.2.

Questa interpretazione tettonica è coerente con le conoscenze sull'assetto strutturale della zona in oggetto, ottenute dalle numerose indagini condotte per la ricerca di risorse naturali (AGIP-ENI), con le caratteristiche delle sorgenti della sequenza sismica del Maggio 2012 (Fig. 4.3.1), che indicano un asse di compressione orientato circa S-N e con il dettagliato quadro cinematico

ricostruito in base a misure geodetiche effettuate negli ultimi 10 anni, mediante una fitta rete di stazioni GPS permanenti (Cenni et alii, 2012, Mantovani et alii, 2012a). Per maggior chiarezza, la figura 5.9.3 mette in evidenza la sismicità del Maggio 2012 rispetto ai terremoti precedenti. Ricordiamo infine che il recente volume speciale di *Annals of Geophysics* (Anzidei et alii, 2012) offre un quadro aggiornato delle informazioni geologiche, geomorfologiche, geodetiche e sismologiche riguardanti la crisi sismica sopra citata.

La geometria di questa zona è stata scelta in base alla sismicità recente e in modo coerente con la morfologia dei fronti compressivi sepolti. La zona proposta comprende anche alcune scosse non riportate nel catalogo ufficiale (Rovida et alii, 2011). Per esempio, Camassi et alii (2011) hanno individuato un terremoto nel 1639 a Finale Emilia con effetti assimilabili ad una intensità VII-VIII (come gli eventi del Maggio 2012), mentre Castelli et alii (2012) hanno scoperto altri due terremoti prima sconosciuti (1771 tra Mirandola e Carpi; 1778 con danni a Rovereto sulla Secchia).

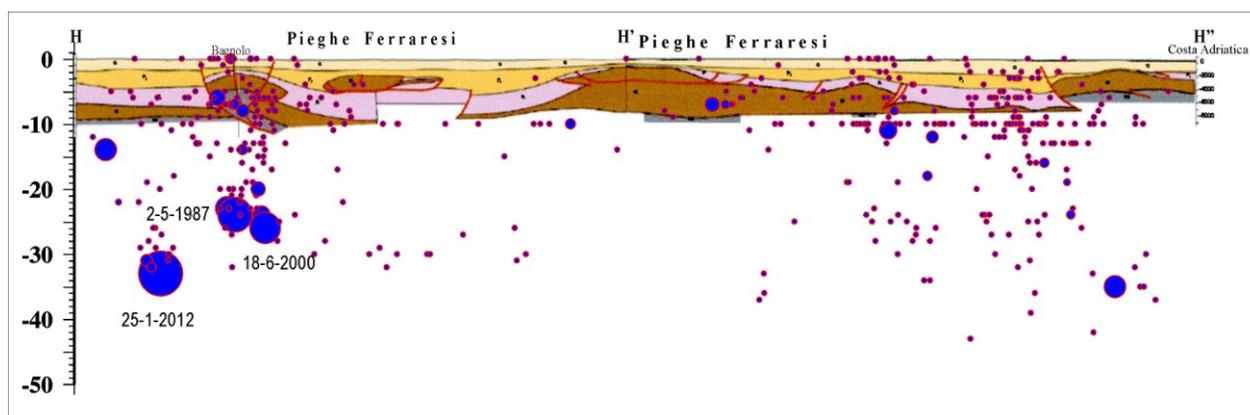
La sismicità strumentale, divisa per fasce di profondità ipocentrale e mostrata in figura 4.2.2 a-m, evidenzia una quasi assoluta mancanza di scosse nella parte orientale della zona (da Ferrara ad Argenta), nonostante che in questo settore ci siano le quattro maggiori scosse del passato. Nel resto della zona, la sismicità strumentale è distribuita fino a 20 - 30 km, come si può vedere anche dalle sezioni 6, 7 ed 8 della figura 4.2.3. In particolare nella sezione 6, che attraversa l'alto strutturale di Bagnolo dove scaglie tettoniche appenniniche pre-plioceniche sono risalite quasi in superficie (Fig. 5.9.4), è possibile notare una concentrazione di scosse strumentali con ipocentro tra 20 e 30 km.



**Fig. 5.9.3.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000 all'Aprile 2011. I cerchi blu indicano i terremoti con  $M \geq 4$ , avvenuti dal Maggio 2012. Si può notare che quest'ultima crisi sismica ha interessato il settore centrale dell'arco delle Pieghe ferraresi, dove non erano segnalati precedenti terremoti forti, che hanno invece colpito i settori laterali occidentale e orientale.

La sismicità strumentale più intensa, essendo situata a profondità comprese tra 20 e 30 km, può essere ragionevolmente attribuita a deformazioni della placca adriatica sepolta sotto la catena appenninica. A questo riguardo si può anche notare che il ramo occidentale delle Pieghe ferraresi è immediatamente a ridosso della possibile prosecuzione verso sud-ovest del sistema di faglie delle Giudicarie, a cui è associata la scossa profonda del 25 gennaio 2012 (Fig. 2.3).

Dalle sezioni parallele alla 6 (tutte perpendicolari alla catena) risulta che un'attività sismica strumentale significativa riguarda solo la sezione suddetta (Fig. 4.2.3). Quindi la sorgente sismogenica responsabile di tale sismicità sembra essere circoscritta al margine delle Pieghe ferraresi (struttura di Bagnolo).



**Fig. 5.9.4.** Ipocentri dei terremoti registrati dal 1981, riportati sulle sezioni H-H' e H'-H'' di Boccaletti et alii (2010). La sismicità indicata nella sezione è compresa in una fascia di circa 10 km intorno al profilo. Le fonti della sismicità strumentale sono indicate nella didascalia della figura 5.3.

Tenendo conto dei dati riportati nella tabella 5.9.1 e delle informazioni sulla sismotettonica descritte in precedenza, per definire la potenzialità sismogenetica della zona sismogenetica Pieghe ferraresi si è adottata una  $I_{max} = 7/8$ .

### 5.10 Altre potenziali zone sismogenetiche dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo

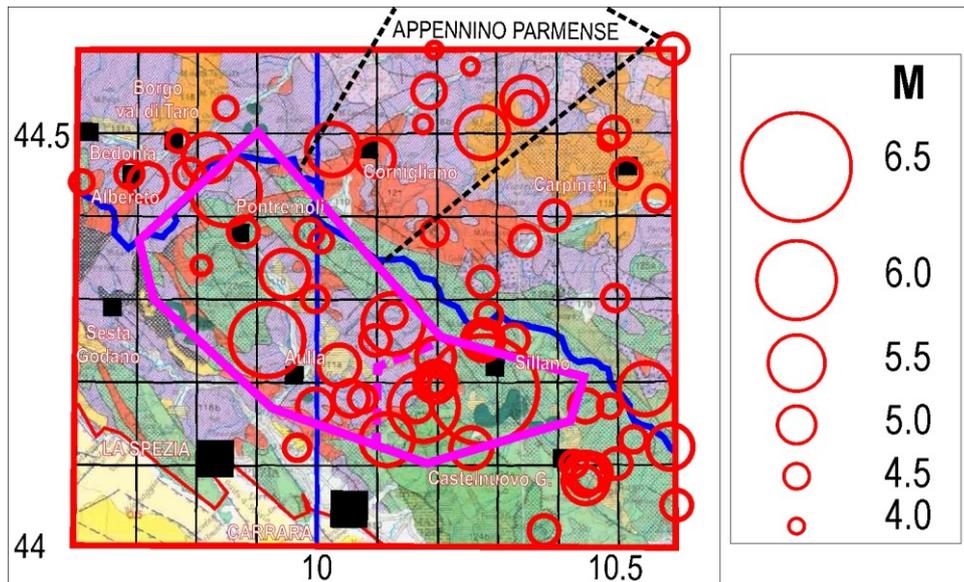
In questa sede, saranno riportate notizie relative a zone sismogenetiche dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo non situate in Emilia-Romagna, ma che però hanno prodotto effetti significativi in tale territorio. Sono quindi sinteticamente descritte le zone della Lunigiana-Garfagnana e del Mugello, analizzate in dettaglio in Mantovani et alii (2012), poiché interamente appartenenti alla Toscana. Al contrario, un'analisi dei danneggiamenti causati dalle scosse avvenute nella zona dell'Alta Valtiberina ha rivelato che nessuno di tali eventi ha prodotto effetti significativi nei comuni dell'Emilia-Romagna, per cui la zona in oggetto non viene presa in considerazione per la stima della pericolosità sismica in questa regione.

#### Lunigiana-Garfagnana

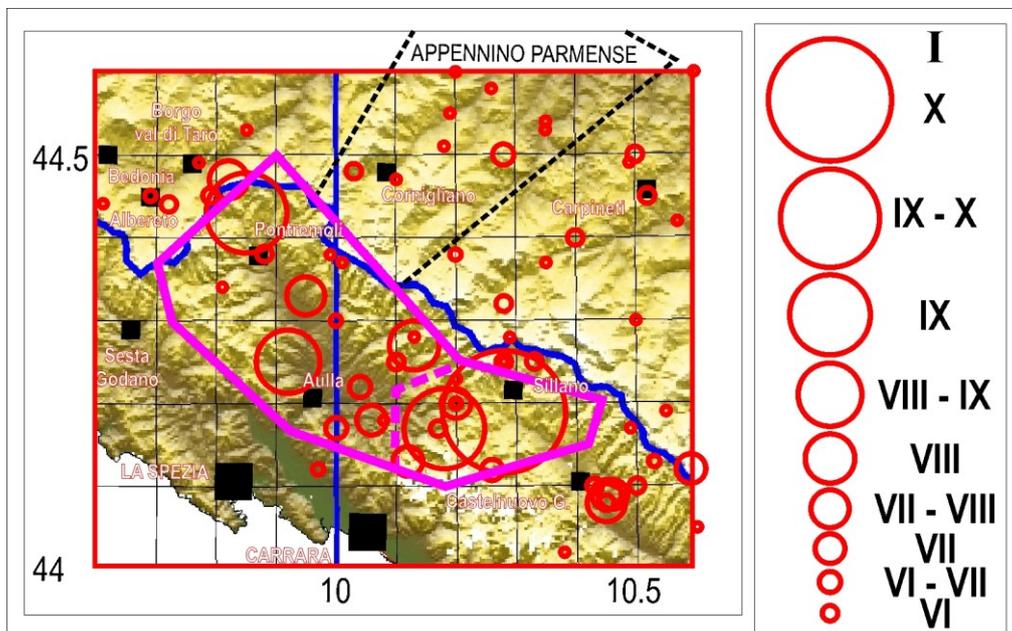
La sismicità storica di questa zona sismogenetica è riportata in Tab. 5.10.1 e i rispettivi epicentri sono mostrati nelle Figg. 5.10.1 e 5.10.2.

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Mw)	Intensità Io (I <sub>max</sub> )	T (anni)
1481	5	7	Garfagnana	44.28	10.13	5.6	8	
1497	3	3	Lunigiana	44.25	9.92	5.9	8-9	16
1767	1	21	Fivizzano	44.13	10.12	5.4	7 (8)	270
1834	2	14	Alta Lunigiana	44.43	9.85	5.8	9	67
1837	4	11	Alpi Apuane	44.18	10.18	5.8	9 (10)	3
1902	8	4	Fivizzano	44.2	10.2	5.1	7	65
1903	7	27	Lunigiana	44.33	9.95	5.3	7-8	1
1920	9	7	Garfagnana	44.19	10.28	6.5	10	17
1921	5	7	Pontremoli	44.38	9.88	4.7	6 (7)	1
1939	10	15	Garfagnana	44.12	10.26	5.1	6-7 (7)	18
1995	10	10	Lunigiana	44.18	10.06	4.9	7	56

**Tab. 5.10.1.** Lista delle scosse principali ( $M \geq 5.0$  o  $I \geq 7$ ) avvenute all'interno della zona sismogenetica Lunigiana-Garfagnana. Altre informazioni come in tabella 5.1.1 e in Mantovani et alii (2012a).



**Fig. 5.10.1.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000, mentre il contorno proposto per la zona sismogenetica Lunigiana-Garfagnana è in viola. Altre informazioni come in figura 5.1.1 e in Mantovani et alii (2012a).



**Fig. 5.10.2.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Altre informazioni come in figura 5.1.2 e in Mantovani et alii (2012a).

L'attività sismica di questa zona è interpretata come effetto della tettonica estensionale e transtensionale che si sviluppa lungo il settore occidentale del margine interno del cuneo Toscana-Emilia, in risposta alla sua progressiva estrusione verso la zona padana (Fig. 2.6). Questo tipo di deformazione è consistente con i meccanismi focali della sequenza sismica che si è recentemente verificata sotto questa zona nel Gennaio 2013, alla profondità di circa 15 km (<http://www.ingv.it/>).

L'intensità delle scosse del 1920 (10 MCS) è la massima registrata in questa zona. Per la stima della potenzialità sismica è anche opportuno considerare il fatto che la  $I_{max}=10$  rilevata nella località di Uglianaldo (comune di Casola in Lunigiana), superiore alla intensità epicentrale (9 MCS), potrebbe essere legata ad amplificazioni locali dello scuotimento sismico (DBMI11).

L'elenco delle scosse principali avvenute in questa zona (Tab. 5.9.2) indica una distribuzione

temporale molto irregolare. Per i terremoti di  $M \geq 5.5$  o  $I_{max} \geq 8-9$  i tempi di interevento vanno da 3 a 337 anni. Dall'ultima scossa di questo livello (1920) sono trascorsi 91 anni. Per scosse di  $I_{max} \geq 7$  la situazione non cambia molto, essendo i tempi tra le scosse compresi tra meno di 1 anno e 270 anni. Questa evidenza indica chiaramente che qualsiasi previsione statistica sulla localizzazione temporale della prossima scossa in questa zona sarebbe affetta da incertezza tale da renderla inutilizzabile per qualsiasi obiettivo di prevenzione.

La distribuzione della sismicità recente (Fig. 4.3.2a-m) mostra una maggiore concentrazione di eventi nella parte meridionale della zona sismogenetica.

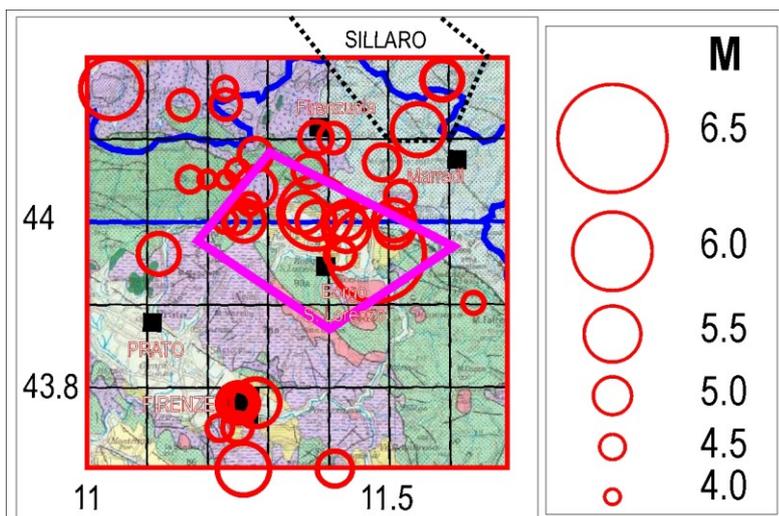
### Mugello

La sismicità storica è riportata in Tab. 5.10.2 e i rispettivi epicentri sono mostrati nelle Figg. 5.10.3 e 5.10.4.

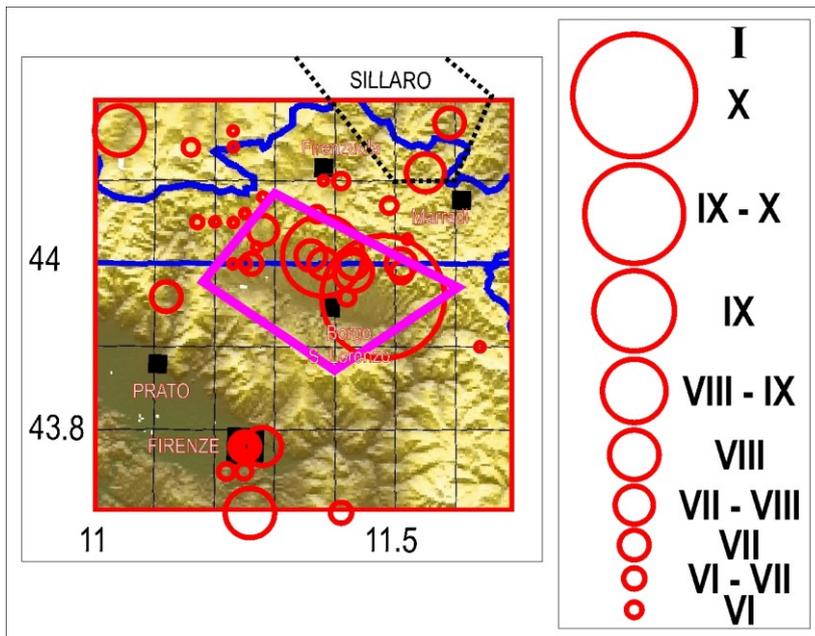
L'attività sismica di questa zona è imputabile alle deformazioni che si sviluppano all'interno e all'esterno della catena appenninica sollecitata dalla compressione longitudinale ha agito nella parte settentrionale del cuneo Romagna-Marche-Umbria (Mantovani et alii, 2011, 2012a). La lista dei terremoti principali (Tab. 5.10.2) indica che negli ultimi dieci secoli solo due scosse di  $M \geq 5.5$  o  $I_{max} \geq 8/9$  sono avvenute in questa zona. Le scosse con  $I \geq 7$  sono 12, con tempi di interevento compresi tra 2 e 151 anni. Dall'ultima scossa di  $M \geq 5.5$  sono passati 92 anni e dall'ultima di  $M \geq 5$  sono passati oltre 50 anni. L'intensità massima registrata in questa zona è 10 (1919,  $M=6.3$ ).

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo Maw)	Intensità Io (I <sub>max</sub> )	T (anni)
1542	6	13	Mugello	44.01	11.39	5.9	9	
1597	8	3	Mugello	43.99	11.43	5.2	7-8	55
1611	9	8	Scarperia	44.01	11.36	5.1	7 (7-8)	14
1762	4	15	Mugello	44	11.51	5.1	7	151
1843	10	25	Mugello	44.01	11.26	5.1	6-7 (7)	82
1864	12	11	Mugello	44.04	11.28	5.1	7	21
1919	6	29	Mugello	43.96	11.48	6.3	10	55
1929	7	18	Mugello	43.99	11.51	5.0	6-7 (7)	10
1931	9	5	Mugello	44.06	11.37	4.8	6 (7)	2
1939	2	11	Marradi	44	11.43	5.0	7	7
1960	10	29	Mugello	44	11.39	5.0	7	22

**Tab. 5.10.2.** Lista delle scosse principali ( $M \geq 5.0$  o  $I \geq 7$ ) avvenute nella zona sismogenetica Mugello. Altre informazioni come in tabella 5.1.1 e in Mantovani et alii (2012a).



**Fig. 5.10.3.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. Altre informazioni come in figura 5.1.1 e in Mantovani et alii (2012a).



**Fig. 5.10.4.** I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000, mentre il contorno proposto per la zona sismogenetica Mugello è in viola. Altre informazioni come in figura 5.1.2 e in Mantovani et alii (2012a).

La scossa più intensa conosciuta è avvenuta nel periodo immediatamente successivo al forte terremoto di Avezzano del 1915, ritenuto responsabile di un eccezionale aumento del carico tettonico in tutto l'Appennino settentrionale (Mantovani et alii, 2012a,b; Viti et alii, 2012). Ciò fa supporre che l'entità delle scosse che possono colpire una zona sismica (e quindi anche l'intensità massima attesa) sia più condizionata dal carico tettonico contingente, che si può creare in risposta a condizioni tettoniche esterne, piuttosto che dalle dimensioni delle faglie preesistenti.

La sismicità più recente (Fig. 4.2.2a-m) è prevalentemente localizzata nel settore nord-occidentale del bacino.

## 6. Intensità massima attesa nei comuni dell'Emilia-Romagna

### 6.1 Carta delle intensità massime

Per definire in modo rigoroso l'azione sismica da adottare per la progettazione e la messa in sicurezza di un edificio sarebbe necessario conoscere la risposta del manufatto alla sollecitazione imposta da un determinato scuotimento sismico. Data la complessità del problema, sia in Italia che nel resto del mondo sono state adottate procedure semplificate per definire lo spettro di risposta, ovvero la distribuzione delle accelerazioni attese in funzione della frequenza di vibrazione propria del manufatto (e.g., Newmark e Hall, 1982; Solomos et alii, 2008). Occorre però notare che l'uso di tali procedure presuppone la conoscenza di parametri spesso poco noti, come lo spettro di scuotimento del suolo nella zona implicata, che può essere notevolmente influenzato dalle condizioni stratigrafiche, topografiche e strutturali locali (e.g., Holzer, 1994; Romeo, 2007; Bommer et alii, 2010). Evidenze dirette sulle proprietà spettrali dello scuotimento sismico provengono dai dati registrati nelle stazioni accelerometriche e sismografiche attualmente operanti. A tale proposito si ricorda l'istituzione dell'archivio di dati ITACA che contiene registrazioni provenienti da 742 stazioni accelerometriche per il periodo 1972-2009 (<http://itaca.mi.ingv>, Paolucci et alii, 2010). Inoltre, il Dipartimento della Protezione Civile coordina e gestisce le attività della Rete Accelerometrica Nazionale (attualmente composta da 503 postazioni), pubblicando con cadenza mensile dal Gennaio 2008 il Bollettino accelerometrico (<http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/ran.wp>). Questo tipo di informazione però, è disponibile per un numero limitato di siti del nostro paese, essendo dipendente dalla disposizione delle stazioni e dal verificarsi di terremoti forti in grado di produrre scuotimenti significativi. Il periodo coperto dai dati accelerometrici (cioè gli ultimi 30-40 anni) è in effetti troppo breve per fornire una rappresentazione attendibile dello scuotimento sismico (e.g., Strasser e Bommer, 2009). In tale intervallo di tempo sono avvenuti pochi terremoti forti in Italia, mentre l'Emilia-Romagna, se si eccettua la recente crisi sismica del Maggio 2012, è stata colpita solo da poche scosse di magnitudo inferiore a 5.5 (Tab. 4.1.1). Ciò spiega perché non sia ancora disponibile alcuna registrazione per ben 38 delle 65 stazioni accelerometriche emiliano-romagnole censite nel catalogo ITACA (Tab. 6.1.1). Le più intense accelerazioni ( $PGA > 0.1g$ ) sono state osservate in 5 stazioni (CSN, FNZ, NVL, SRB e STS). Per i siti romagnoli di Cesena, Faenza e Santa Sofia si tratta di scuotimenti indotti da terremoti di magnitudo modesta ( $M < 5$ ), con epicentro prossimo alle stazioni stesse ( $< 8$  km). Per i siti di Sorbolo (PR) e Novellara (RE) si tratta invece dell'effetto del terremoto di Correggio (RE) del 1996, che ha superato magnitudo 5.

### A

Sigla	Nome stazione	Comune	N	PGA <sub>max</sub> (PGA/g)	Evento (M <sub>L</sub> )	D
BGR	Bagno di Romagna	Bagno di Romagna	4	6.395 (0.007)	26/5/2006 (3.3)	17.6
BRM	Brasimone (Camugnano)	Camugnano	3	70.724 (0.072)	11/8/1981 (3.0)	17.2
CSN	Cesena	Cesena	25	111.088 (0.113)	8/11/2005 (3.6)	1.9
CTL	Cattolica	Cattolica	2	4.362 (0.004)	6/4/2009 (5.8)	186.5
CVT	Civitella di Romagna	Civitella d Romagna	5	71.506 (0.073)	26/1/2003 (4.0)	11.7
FAZ	Faenza (Nuova)	Faenza	5	64.727 (0.066)	8/5/2000 (4.3)	2.9
FNZ	Faenza	Faenza	1	108.094 (0.110)	10/5/2000 (4.8)	7.6
FOR	Forlì (Nuova)	Forlì	11	47.078 (0.048)	15/7/2005 (4.4)	6.1
FRN	Fornovo	Fornovo di Taro	1	33.002 (0.034)	9/11/1983 (5.0)	20.9
MCS	Mercato Saraceno (Nuova)	Mercato Saraceno	18	18.441 (0.019)	16/4/2006 (4.1)	25.2
MDN	Modena	Modena	2	11.318 (0.012)	23/12/2008 (5.1)	42.8
MLD	Meldola	Meldola	2	15.909 (0.016)	25/1/1999 (4.0)	17.5
MOG	Modigliana	Modigliana	2	1.812 (0.002)	23/12/2008 (5.1)	117.0
MRS	Mercato Saraceno	Mercato Saraceno	3	23.782 (0.024)	7/12/2003 (4.0)	24.1
NEVI	Neviano degli Arduini	Neviano degli Arduini	1	64.881 (0.066)	23/12/2008 (4.7)	9.2
NVL	Novellara	Novellara	4	194.897 (0.199)	15/10/1996 (5.1)	13.3
PRM	Premilcuore	Premilcuore	1	- (-)	14/1/1991 (4.0)	18.8
PRT	Porretta Terme	Porretta Terme	1	3.958 (0.004)	21/12/2008 (5.1)	59.8
PVF	Pavullo nel Frignano	Pavullo nel Frignano	1	2.211 (0.002)	23/12/2008 (5.1)	40.9
SLM	Salsominore	Cerignale	1	9.834 (0.010)	22/8/1976 (4.6)	14.9
SNM	San Marino	Rimini	2	2.272 (0.002)	6/4/2009 (5.8)	191.8

SRB	Sorbolo	Sorbolo	4	135.433 (0.138)	15/10/1996 (5.1)	16.5
SST	Sestola	Sestola	2	29.998 (0.031)	23/1/1985 (4.2)	33.8
SSU	Sassuolo	Sassuolo	2	11.688 (0.012)	23/12/2008 (5.1)	32.1
STF	Santa Sofia	Santa Sofia	5	4.095 (0.004)	16/4/2006 (4.1)	5.4
STS	Santa Sofia	Santa Sofia	4	211.578 (0.216)	26/1/2003 (4.0)	5.1
ZCC	Zocca	Zocca	1	23.751 (0.024)	7/7/1999 (4.4)	10.1

## B

Sigla	Nome stazione	Comune
ALF	Alfonsine	Alfonsine
ARG	Argenta	Argenta
BDA	Bedonia - Piscine	Bedonia
BRH	Brisighella	Brisighella
BRR	Berceto (Rabboni)	Berceto
BRT	Berceto	Berceto
BSM	Brasimone - Centrale	Castiglione dei Pepoli
CPC	Copparo (Campanile)	Copparo
CPP	Copparo	Copparo
CRP1	Caorso Paese 1	Caorso
CRP2	Caorso Paese 2	Caorso
CRP1	Caorso Paese 1	Caorso
CRS	Caorso - Centrale	Caorso
CS2	Caorso Centrale - Quota 37.73	Caorso
CS3	Caorso Centrale - Quota 39.00	Caorso
CS4	Caorso Centrale - Quota 61.70 - 1	Caorso
CS5	Caorso Centrale - Quota 61.70 - 2	Caorso
CS6	Caorso Centrale - Quota 90.00	Caorso
CSE1	Caorso Centrale - Emergenza 1	Caorso
CSE2	Caorso Centrale - Emergenza 2	Caorso
CSP	Castel San Pietro Terme	Castel San Pietro Terme
FRL	Forlì	Forlì
FRS	Fornovo (Sant'Andrea)	Medesano
LNG	Langhirano (Lesignano Bagni)	Lesignano de' Bagni
MDC	Medicina	Medicina
MDG	Modigliana	Modigliana
MDT	Modigliana (Tebbio)	Modigliana
MRD	Mirandola	Mirandola
MRN	Mirandola (Napoli)	Mirandola
PRF	Parma (Fornace)	Parma
PRI	Parma (ILSEA)	Parma
RMN	Rimini	Rimini
RVR	Rivergaro	Rivergaro
SNZ1	San Nazзарo 1	Monticelli d'Ongina
SNZ2	San Nazзарo 2	Monticelli d'Ongina
SRP	Sorbolo (Pezzani)	Sorbolo
SSS	Sassuolo	Sassuolo
VLM	Villa Minozzo	Villa Minozzo

**Tab. 6.1.1.** Stazioni accelerometriche dell'Emilia-Romagna (Catalogo ITACA) con registrazioni (A) e senza registrazioni (B).  $N$  = numero di registrazioni,  $PGA_{max}$  = massima accelerazione del terreno registrata (Peak Ground Acceleration, in  $cm\ s^{-2}$  e, tra parentesi, rispetto all'accelerazione di gravità,  $g = 981\ cm\ s^{-2}$ ),  $M_L$  = magnitudo del terremoto che ha prodotto la  $PGA_{max}$ ,  $D$  = distanza della stazione dall'epicentro (km).

Gli scuotimenti registrati nel corso della crisi sismica del Maggio 2012 modificano il quadro che risulta dalla tabella 6.1.1, almeno per quanto riguarda i siti accelerometrici più vicini alla zona epicentrale. Poiché i dati disponibili, provvisori e soggetti a revisione, non fanno ancora parte dell'archivio ITACA, è opportuno descriverli separatamente. In particolare, nella tabella 6.1.2 sono riportate le registrazioni corrispondenti a valori di PGA superiori a  $100\ cm\ s^{-2}$ . I dati mostrano che le scosse del 20 Maggio ( $M=5.9$  e  $4.8$ ) hanno prodotto uno scuotimento considerevole solo presso il sito di Mirandola, dove la PGA ha raggiunto un terzo dell'accelerazione di gravità. La modesta scossa del 23 Maggio ( $M=4.3$ ) ha invece prodotto effetti sensibili solo presso la stazione di Finale Emilia, probabilmente a causa della sua prossimità all'epicentro. Gli scuotimenti più importanti, registrati anche in Lombardia (Moglia) e Veneto (Castelmassa), sono associati alle scosse del 29

Maggio ( $M=5.8, 4.7, 5.3$  e  $5.2$ ). Piuttosto sorprendente è il valore di  $PGA > 0.9g$  osservato nella componente verticale della stazione di Mirandola, causato dalla prima e più importante scossa della giornata (ore 7,  $M = 5.8$ ). Tale valore, se confermato, collocherebbe lo scuotimento prodotto da quella scossa al primo posto in Italia, in termini di PGA. L'archivio ITACA, infatti, riporta valori di  $0.73g$  per la scossa dell'Appennino umbro-marchigiano del 16/10/1997,  $0.657$  e  $0.675 g$  per i terremoti dell'Aquilano del 6-7/4/2009 e  $0.649g$  per la scossa del Friuli del 15/9/1976. Ci sono però altre evidenze (non riportate nell'archivio suddetto) di accelerazioni massime dell'ordine di  $1g$ , raggiunte nel corso dei terremoti umbro-marchigiani del 1997 e aquilani del 2009 (Bouchon et alii, 2000; Celebi et alii, 2010). L'elevata PGA registrata a Mirandola è probabilmente imputabile, oltre che alla modesta distanza dall'epicentro, ad un assetto stratigrafico che ha prodotto una cospicua amplificazione dello scuotimento. Ulteriori studi di microzonazione sismica potranno confermare o meno tale ipotesi. In ogni caso, quanto osservato nel corso della crisi sismica emiliana conferma la conclusione di Strasser e Bommer (2009), ovvero che, data la scarsa quantità di dati strumentali disponibili, ogni nuovo terremoto forte può cambiare in modo significativo il quadro dello scuotimento sismico.

Sigla	Nome stazione	Comune	$PGA_{max}$ (PGA/g)	Evento ( $M_L$ )	D
CAS0	Castelmassa	Castelmassa (RG)	130.000 (0.133)	29/5/2012 07.00.03 (5.8)	26.3
CRP	Carpi	Carpi	140.000 (0.143)	29/5/2012 10.55.57 (5.3)	16.0
FIN0	Finale Emilia	Finale Emilia	122.322 (0.125)	23/5/2012 21.41.18 (4.3)	5.1
MOG0	Moglia	Moglia (MN)	240.000 (0.245)	29/5/2012 07.00.03 (5.8)	16.4
			216.634 (0.221)	29/5/2012 10.55.57 (5.3)	9.0
MRN	Mirandola	Mirandola	303.300 (0.309)	20/5/2012 02.03.52 (5.9)	13.2
			205.155 (0.209)	20/5/2012 03.02.50 (4.9)	3.3
			900.000 (0.917)	29/5/2012 07.00.03 (5.8)	3.6
			155.342 (0.158)	29/5/2012 08.27.23 (4.7)	4.4
			197.267 (0.201)	29/5/2012 10.55.57 (5.3)	4.4
			250.960 (0.256)	29/5/2012 11.00.25 (5.2)	9.1
NVL	Novellara	Novellara	134.292 (0.137)	29/5/2012 10.55.57 (5.3)	22.4

**Tab. 6.1.2.** Stazioni accelerometriche che hanno registrato PGA superiori a  $100 \text{ cm s}^{-2}$  nel corso della crisi sismica del Maggio 2012 (dal Bollettino della Rete Accelerometrica Nazionale a cura del Dipartimento della Protezione Civile.  $PGA_{max}$  = massima accelerazione del terreno registrata (in  $\text{cm s}^{-2}$  e, tra parentesi, rispetto all'accelerazione di gravità,  $g = 981 \text{ cm s}^{-2}$ ),  $M_L$  = magnitudo del terremoto che ha prodotto la  $PGA_{max}$ ,  $D$  = distanza della stazione dall'epicentro (km). La data dell'evento è seguita dal tempo origine della scossa (ora, minuti e secondi).

Quindi, per la maggior parte delle zone la definizione dello scuotimento atteso viene necessariamente effettuata utilizzando informazioni parziali, principalmente ricavabili dalle descrizioni dei danni provocati da terremoti passati. Questa mole di dati è generalmente sintetizzata dal valore dell'intensità macrosismica massima stimata ( $I_{max}$ ), espressa in Italia nella scala Mercalli-Cancani-Sieberg o MCS (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Stucchi et alii, 2007; Locati et alii, 2011; Rovida et alii, 2011). Informazioni relative ad ogni altro parametro (magnitudo, accelerazione, etc.) di terremoti storici sono necessariamente derivate dalle notizie sul danneggiamento. E' noto però che il danneggiamento dipende, oltre che dall'energia del terremoto (magnitudo), anche dalla profondità dell'ipocentro e dalle condizioni geologiche e morfologiche locali (effetti locali), informazioni non disponibili per terremoti storici. Pertanto stime di parametri diversi dall'intensità, ricavate da notizie storiche, sono senz'altro affette da maggiore incertezza.

Occorre considerare anche il problema della conversione nella scala MCS di dati espressi in altre scale di intensità (e.g., Musson et alii, 2010).

Inoltre, com'è noto, la valutazione dell'intensità è basata sugli effetti dello scuotimento sismico su oggetti di uso comune, manufatti ed esseri viventi (e.g., Grünthal, 1998). La stima dell'intensità incorpora quindi anche gli effetti locali, poiché lo scenario macrosismico risulta dall'effetto complessivo delle risposte sismiche del terreno e dei manufatti allo scuotimento prodotto dalla scossa (e.g., Klugel, 2007).. L'intensità è dunque l'unico parametro immediatamente disponibile che fornisce una valutazione indicativa del rischio sismico (possibile livello del danneggiamento)

piuttosto che della sola pericolosità (possibile livello di scuotimento).

L'attendibilità delle valutazioni sul danneggiamento è ovviamente condizionata dalla ricchezza ed estensione temporale della documentazione storica disponibile per la zona considerata. Nonostante queste e altre limitazioni, la distribuzione delle  $I_{max}$  nel territorio in esame rimane comunque l'informazione più importante, tra quelle disponibili, per tentare una valutazione più realistica della pericolosità sismica. Ciò è particolarmente vero per la regione italiana, caratterizzata da un cospicuo patrimonio archivistico e storiografico che copre molti secoli. Occorre infatti ricordare che i parametri dei terremoti avvenuti prima della creazione della attuale rete sismografica nazionale sono dedotti, con varie procedure, dalla distribuzione dei risentimenti macrosismici (e.g., Gasperini et alii, 1999; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Rovida et alii, 2011). Per cui, anche le stime ufficiali di pericolosità sismica (Gruppo di Lavoro MPS, 2004), che considerano la magnitudo piuttosto che l'intensità dei terremoti, dipendono in ultima analisi dalla distribuzione e qualità dei dati macrosismici e, per quanto detto sopra, sono affette da maggiori incertezze.

Indagini di questo tipo hanno prodotto una carta dei valori di accelerazione del terreno previsti su scala nazionale con modelli probabilistici (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). I molteplici problemi di tale metodologia, già discussi in Mantovani et alii (2011 e 2012a) sono aggravati dal fatto che le accelerazioni spettrali calcolate si riferiscono al caso ideale di roccia rigida pianeggiante e quindi non tengono conto né dell'effetto della morfologia né di quello delle coperture sedimentarie recenti, poco consolidate e con alto contrasto di impedenza sismica rispetto al substrato roccioso sottostante (e.g., Mulargia et alii, 2007; Romeo, 2007). La possibilità che i suddetti modelli sottostimino il moto reale del terreno è messa in evidenza dall'evento de L'Aquila, dove la PGA osservata attorno all'epicentro ha largamente superato il valore che aveva una bassa probabilità di essere raggiunto nei prossimi 50 anni (0.275 g, Gruppo di Lavoro MPS, 2004, <http://zonesismiche.mi.ingv.it>), oltrepassando 1g in almeno una stazione accelerometrica (Celebi et alii, 2010). Analoghe considerazioni si possono fare per la sequenza emiliana del 2012. Le stime probabilistiche prevedevano una PGA in calo da sud verso nord, ovvero di 0.150-0.175g nell'area compresa tra Modena e la dorsale di Mirandola, 0.125-0.150g nella zona epicentrale e 0.075-0.125g nel Mantovano e nel Rovighese. I dati raccolti nella tabella 6.1.2 indicano che tali valori sono stati più volte superati nel corso della crisi sismica (stazioni di Castelmasa, Mirandola e Moglia).

Sulla base delle considerazioni sopra riportate e di quelle discusse in Mantovani et alii (2011 e 2012a), riteniamo che la procedura per stimare la pericolosità sismica debba tenere prioritariamente conto dei dati macrosismici, senza alterare questa preziosa e unica informazione di base con analisi probabilistiche fondate su ipotesi irrealistiche circa il comportamento sismico e la presunta configurazione delle strutture coinvolte.

Inoltre, considerando che la storia sismica disponibile è molto limitata rispetto al periodo geologico in cui si sono sviluppate le fratture esistenti, riteniamo necessario integrare i dati macrosismici con informazioni derivate dalle conoscenze acquisite sul quadro tettonico attuale, al fine di tentare un riconoscimento delle zone del territorio emiliano-romagnolo dove lo sviluppo dei processi deformativi attuali può portare all'attivazione di fratture che non sono associate a forti terremoti storici, come nel caso del settore delle Pieghe ferraresi responsabile della crisi sismica del Maggio 2012. Un tentativo di tenere conto di questo problema è stato fatto anche dalla procedura PSHA, ma la geometria adottata per le presunte zone sismogenetiche (Meletti et alii, 2008), riportate in Fig.6.2.2, è scarsamente compatibile con l'assetto tettonico attuale, come discusso da Mantovani et alii (2012a) per la Toscana.

Questo capitolo descrive il risultato ottenuto dall'analisi sopra citata, costituito da una mappa di  $I_{max}$  per ciascun comune dell'Emilia-Romagna. I dati macrosismici utilizzati provengono dalla raccolta attualmente più aggiornata, ovvero il catalogo DBMI11 (Locati et alii, 2011, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/>).

Siccome la regione Emilia-Romagna ha risentito in epoca remota (1117) di una forte scossa che può notevolmente influenzare la stima delle  $I_{max}$  attese, riportiamo per questo evento una analisi più approfondita del relativo campo macrosismico.

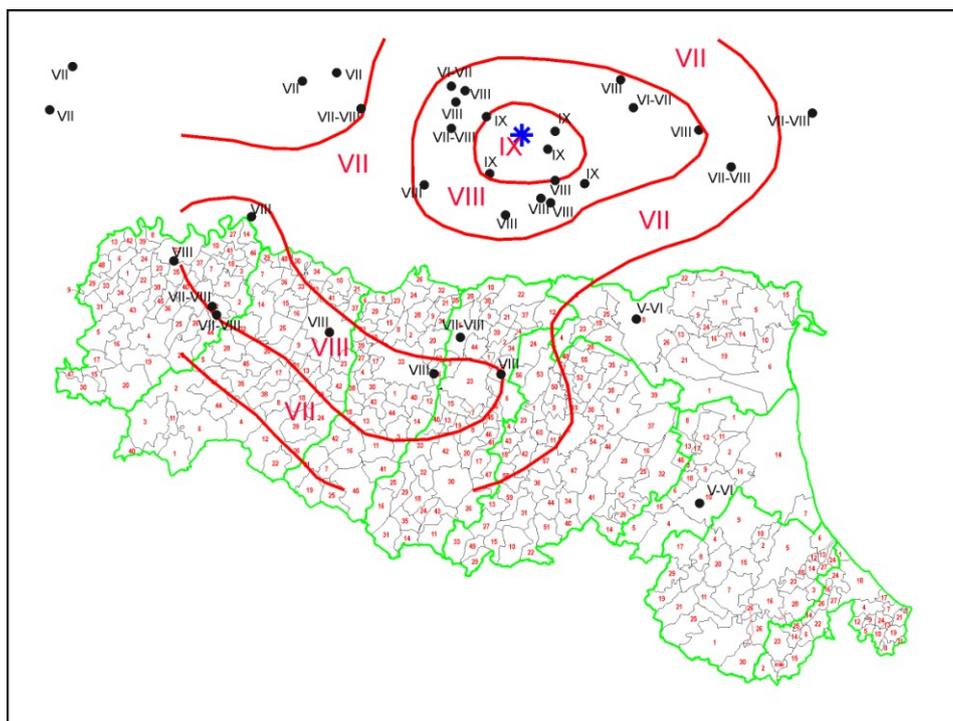
*Terremoto del 1117 nella Pianura Padana settentrionale (Veronese?)*

Il 3 Gennaio 1117 il Veronese e una vasta area circostante hanno subito una notevole serie di danneggiamenti. Il quadro fornito dai dati macrosismici disponibili, unitamente a elementi di carattere geomorfologico (sollevamenti nella zona di Cremona tali da far deviare il corso dei fiumi Po e Oglio), ha portato ad ipotizzare che il danneggiamento osservato sia stato prodotto dall'attivazione più o meno contemporanea di diverse strutture:

- un settore della catena alpina in corrispondenza del dominio giudicariense, o più orientale, nell'adiacente fronte sudalpino (Galadini et alii, 2001).
- una struttura nell'area padana, localizzata nella zona del Cremonese (Galli, 2005), che potrebbe avere generato un'altra scossa con una vasta area di risentimenti (da Piacenza a Modena), i cui effetti si sono sovrapposti a quelli dell'evento sopra citato.
- una terza possibile area di danneggiamento è segnalata nel pisano (bassa valle del fiume Serchio), relativa ad un evento sulla cui cronologia sussiste qualche incertezza (3 o 4 Gennaio 1117 rispettivamente per Guidoboni et alii, 2005 e Galli, 2005). Sebbene attualmente non ci siano chiare evidenze per vincolare l'area epicentrale, Guidoboni et alii (2005) ipotizzano una possibile localizzazione nella zona della Garfagnana.

Nel complesso, si può notare che le tre zone sopra citate sono allineate con il sistema di faglie delle Giudicarie in parte sepolto sotto la pianura padana (Fig. 2.6), come suggerito nel capitolo 2.

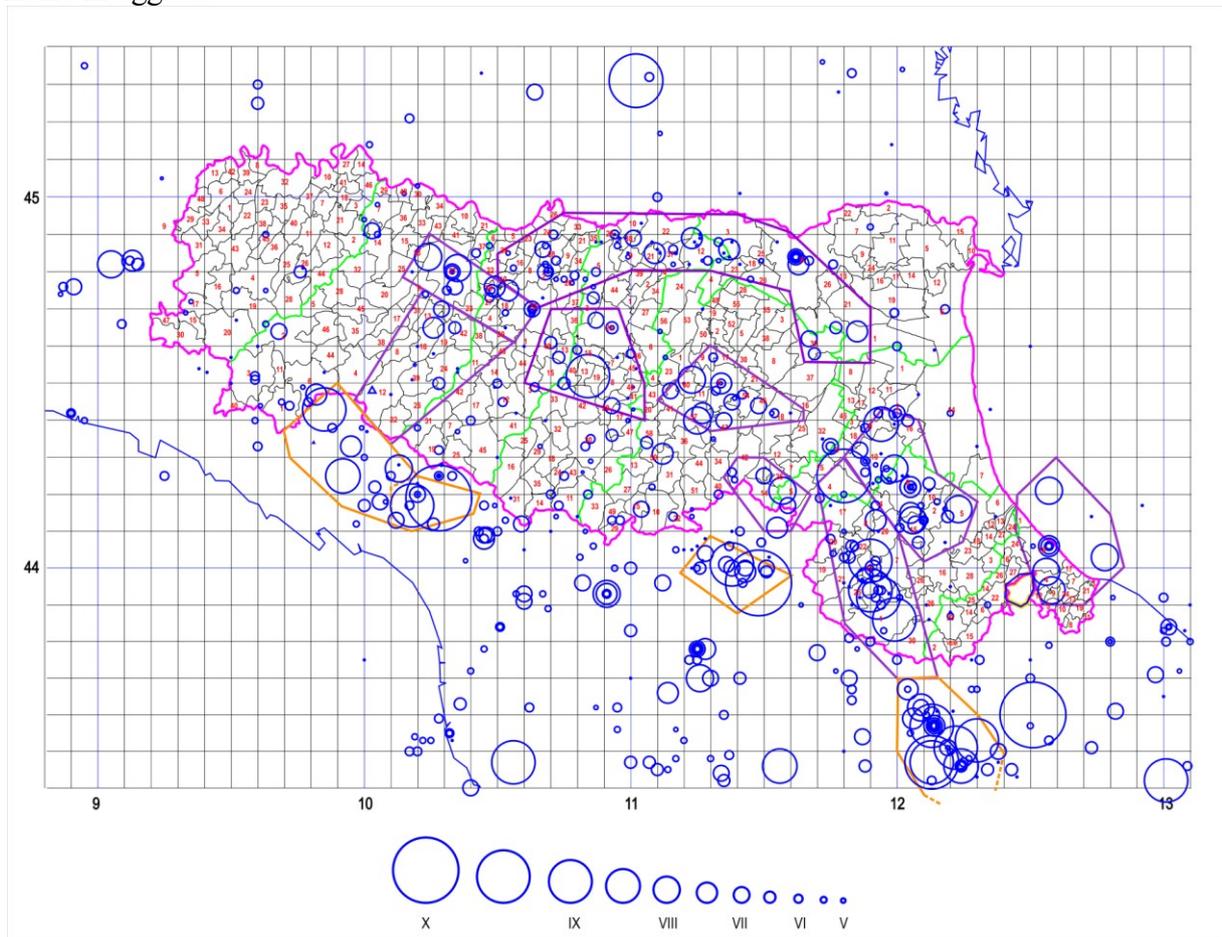
Comunque, per inserire l'evento del 1117 nel catalogo sismico è stato utilizzato il complesso delle informazioni macrosismiche disponibili per definire i parametri di un'unica ipotetica scossa, posizionata nel Veronese. Fino al 1986, a questo terremoto era assegnata un'intensità molto elevata, compresa tra 10-11 e 11 (e.g., Iaccarino e Molin, 1978; Postpischl, 1985). Dopo un'accurata revisione delle notizie storiche (Magri e Molin, 1986; Boschi et alii, 1995; Guidoboni e Comastri, 2005), l'intensità di questa scossa è stata molto ridimensionata (9), associandola ad una magnitudo compresa tra 6.5 e 7.0. La figura 6.1.1 mostra la ricostruzione del campo macrosismico proposta da Magri e Molin (1986) e Guidoboni et alii (2005).



**Fig. 6.1.1.** Ricostruzione del campo macrosismico del terremoto del 1117, riportata sulla carta dei Comuni dell'Emilia-Romagna. Le isosiste e le intensità (MCS) in rosso sono proposte da Magri e Molin (1986). L'epicentro (asterisco blu) e le intensità riportate vicino ai punti neri sono prese da Guidoboni et alii (2005).

### Valutazione dell'intensità massima attesa nei comuni dell'Emilia-Romagna

Per rendere possibile l'inserimento delle conoscenze sul quadro tettonico attuale nella stima delle intensità massime di ogni comune abbiamo adottato la procedura di seguito descritta. Partendo dal presupposto che in ognuna delle 9 zone sismiche mostrate in figura 6.1.2 l'evento più intenso documentato si possa verificare in qualsiasi punto dell'area considerata, l' $I_{max}$  adottata per quella zona è assegnata a tutti i comuni compresi, anche parzialmente, nella zona implicata. Per calcolare gli effetti che un terremoto interno ad una zona può produrre sui comuni situati all'esterno sono state utilizzate le relazioni empiriche di attenuazione dell'intensità con la distanza, ricavate per l'area italiana (e.g., Berardi et alii, 1993; Gomez-Capera, 2006; Pasolini et alii, 2006). La distanza considerata per il calcolo dell'attenuazione è quella che separa la zona considerata dal baricentro del comune in oggetto.



**Fig. 6.1.2.** Sismicità storica (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Guidoboni e Comastri, 2005; Rovida et alii, 2011) e geometria delle zone sismiche definite nel capitolo 5, sovrapposte ai confini dei comuni dell'Emilia-Romagna. In verde i confini provinciali. In giallo sono indicati i confini delle tre zone sismiche toscane (Lunigiana-Garfagnana, Mugello ed Alta Val Tiberina) prossime all'area emiliano-romagnola e descritte in Mantovani et alii (2012). Il numero riportato in ogni comune corrisponde a quello delle tabelle 6.1.3 - 6.1.11.

Il risultato di quest'analisi è riportato nelle tabelle 6.1.3-6.1.11, riferite alle 9 province dell'Emilia-Romagna. Al fine di offrire una documentazione più completa possibile sugli elementi utilizzati per le scelte effettuate, per ogni comune sono riportate varie informazioni. Oltre alla  $I_{max}$  da noi proposta, è indicata, per confronto, la  $I_{max}$  presa dal catalogo macrosismico DBMI11. La scelta di questo catalogo è dovuta al fatto che tale raccolta tiene conto delle informazioni fornite da cataloghi precedenti (Baratta, 1983; Postpischl, 1985; Boschi et alii, 1995, 1997, 2000; Camassi e Stucchi, 1997; Monachesi e Stucchi, 1997; Stucchi et alii, 2007). E' utile chiarire che il valore riportato in tabella si riferisce all'intero territorio del comune considerato e non al solo capoluogo,

come invece risulterebbe dalla consultazione in rete delle storie sismiche del catalogo DBMI11 per i comuni interessati.

Per dare la possibilità di confrontare la  $I_{max}$  da noi proposta con quella fornita da un precedente tentativo, le tabelle riportano anche i valori di  $I_{max}$  suggeriti da Molin et alii (1996) in base al giudizio *esperto* degli autori e all'uso dei dati disponibili all'epoca.

Per agevolare il controllo della consistenza, e quindi dell'affidabilità e robustezza della storia sismica disponibile per ogni comune, le tabelle riportano anche la numerosità dei risentimenti documentati, suddivisi per varie fasce di intensità a partire dal grado 5 della scala MCS.

Nell'assegnazione della  $I_{max}$  ad ogni comune abbiamo rispettato la condizione che il valore da noi proposto non sia mai inferiore a quello effettivamente risentito (documentato dal catalogo DBMI11 o da altre fonti). Per le poche eccezioni, le motivazioni della scelta fatta sono spiegate a parte. Nei casi in cui la  $I_{max}$  da noi proposta è sensibilmente più elevata (più di un grado della scala MCS) rispetto al valore riportato nel catalogo DBMI11, vengono spiegate le considerazioni che hanno portato a tale decisione.

Le caratteristiche e le limitazioni di questo ed altri tentativi precedenti di valutazione dell' $I_{max}$  sono discusse nel paragrafo successivo.

### **Provincia di Piacenza**

Il valore di intensità massima risentita nel comune di Cadeo si riferisce al danno osservato nella frazione di Roveleto.

Come si può notare dalla Tab. 6.1.3, nella maggior parte dei comuni il dato di intensità massima riportato dal catalogo DBMI11 è alquanto più basso (più di 1 grado MCS) del valore da noi proposto. Quest'ultimo deriva dalla ricostruzione del campo macrosismico del terremoto del 1117 ( $I_{max}=9$ , vedi Fig. 6.1.1) basato sui dati di Magri e Molin (1986) e Guidoboni et alii (2005), come discusso in precedenza nel testo

PIACENZA		Intensità massima				Numero di risentimenti (da DBMI11)					
N	Comune	NP	MO	DB	AA	Anno	9≤I<10	8≤I<9	7≤I<8	6≤I<7	5≤I<6
1	Agazzano	7-8	≤6	3	7 <sup>M</sup>	1983					
2	Alseno	8	7	4-5	8 <sup>M</sup>	1991					
3	Besenzone	8	≤6	5	8 <sup>M</sup>	1991					1
4	Bettola	7	≤6	6	7 <sup>M</sup>	1980				1	
5	Bobbio	6-7	≤6	6		1828				1	3
6	Borgonovo Val Tidone	7-8	≤6	4	7 <sup>M</sup>	1887-1920					
7	Cadeo	8	≤6	6	8 <sup>M</sup>	1951				1	
8	Calendasco	8	≤6	NF	7 <sup>M</sup>						
9	Caminata	6-7	7	NF							
10	Caorso	8	≤6	6-7	8 <sup>M</sup>	1951				1	1
11	Carpaneto Piacentino	8	≤6	6-7	8 <sup>M</sup>	1980				3	1
12	Castel San Giovanni	7-8	≤6	6-7	7-8 <sup>G</sup>	1951				1	
13	Castell'Arquato	8	7	7	7 <sup>M</sup>	1980			1		1
14	Castelvetro Piacentino	8	≤6	3	8 <sup>M</sup>	1991					
15	Cerignale	6	≤6								
16	Coli	6-7	≤6	6		2005				2	2
17	Corte Brugnatella	6	≤6	5		2005					1
18	Cortemaggiore	8	≤6	6-7	8 <sup>M</sup>	1951				1	
19	Farini	7	≤6	5		1975-2005					3
20	Ferriere	7	7	5-6		1920-1927					6
21	Fiorenzuola d'Arda	8	≤6	6	8 <sup>M</sup>	1951-1983				2	
22	Gazzola	7-8	≤6	NF	7 <sup>M</sup>						
23	Gossolengo	7-8	≤6	5	7 <sup>M</sup>	1951					1
24	Gagnano Trebbiense	7-8	≤6		7 <sup>M</sup>						
25	Gropparello	7-8	≤6	3-4	7 <sup>M</sup>	1991					
26	Lugagnano Val d'Arda	7-8	7	6-7	7 <sup>M</sup>	1980				1	
27	Monticelli d'Ongina	8	≤6	6	8 <sup>M</sup>	1951				1	
28	Morfasso	7	7	6-7	7 <sup>M</sup>	1980				2	1

29	Nibbiano	7	7		7 <sup>M</sup>						
30	Ottone	5-6	≤6	5-6		1882-1927					3
31	Pecorara	6-7	≤6	NF							
32	Piacenza	8	7	8	8 <sup>G</sup>	1117		1	1	4	10
33	Pianello Val Tidone	7	≤6	4	7 <sup>M</sup>	1927					
34	Piozzano	7	≤6	NF	7 <sup>M</sup>						
35	Podenzano	8	≤6	5	8 <sup>M</sup>	1951					1
36	Ponte dell'Olio	7-8	≤6	5	7 <sup>M</sup>	1975					1
37	Pontenure	8	≤6	6	8 <sup>M</sup>	1951				1	
38	Rivergaro	7-8	≤6	5	7 <sup>M</sup>	1951					1
39	Rottofreno	7-8	≤6	NF	7 <sup>M</sup>						
40	San GiorgioPiacentino	8	≤6	5	8 <sup>M</sup>	1951					1
41	San Pietro in Cerro	8	≤6	4-5	8 <sup>M</sup>	1991					
42	Sarmato	7-8	≤6	6-7	7 <sup>M</sup>	1951				1	
43	Travo	7	≤6	3	7 <sup>M</sup>	2005					
44	Vernasca	7-8	7	6-7	7 <sup>M</sup>	1980				1	
45	Vigolzone	7-8	≤6	3	7 <sup>M</sup>	1887					
46	Villanova sull'Arda	8	≤6	5	8 <sup>M</sup>	1983					1
47	Zerba	5-6	≤6								
48	Ziano Piacentino	7	≤6	4	7 <sup>M</sup>	2003					

**Tab. 6.1.3.** Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della Provincia di Piacenza. *NP*=intensità massima da noi proposta sulla base dei dati macrosismici e delle conoscenze sul quadro tettonico; *MO*=intensità massima proposta da Molin et alii (1996); *DB*=Intensità massima ricavata dal catalogo DBMI11 (Locati et alii, 2011); *AA*=Intensità massima suggerita da altri lavori (*G*=Guidoboni et alii, 2005; *M*=Magri e Molin, 1986, vedi Fig. 6.1.1), o da scosse riportate dal catalogo CPTI11 (*C*=Rovida et alii, 2011; <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI11/>) e dal sito [www.ingv.it](http://www.ingv.it) (*I*). Per ogni comune sono anche riportati l'anno del terremoto che ha prodotto l'intensità massima riportata nel catalogo DBMI11 (*Anno*) e il numero dei risentimenti per varie fasce di intensità.

### Provincia di Parma

Le frazioni da cui è stato preso il valore di *I*<sub>max</sub> riportato nella colonna DB di tabella 6.1.4, sono riportate di seguito tra parentesi dopo il nome del comune di appartenenza: Bardi (Caberra, Geminiano, Piana Gazzo, Vischeto di Là), Borgo Val di Taro (Pontolo), Felino (Barbiano, San Michele de'Gatti, San Michele di Tiorre), Langhirano (Arola, Mattaleto, Vidiana), Mezzani (Mezzano Inferiore), Neviano degli Arduini (Ceretolo), Polesine Parmense (Vidalenzo), Solignano (Oriano), Terenzo (Cazzola).

PARMA		Intensità massima				Numero di risentimenti (da DBMI11)					
N	Comune	NP	MO	DB	AA	Anno	9≤I<10	8≤I<9	7≤I<8	6≤I<7	5≤I<6
1	Albareto	8	8	7		1834			1	2	2
2	Bardi	8	7	7		1985			4	4	4
3	Bedonia	7-8	8	7		1834-1920			2	7	12
4	Berceto	8	8	7		1834			1	2	2
5	Bore	7	7	7	7 <sup>M</sup>	1971			1		1
6	Borgo Val di Taro	9	9	9		1834	1	5	7	3	7
7	Busseto	8	7	6	8 <sup>M</sup>	1920-1983				3	1
8	Calestano	7-8	7	6-7	7 <sup>M</sup>	1920				5	3
9	Collecchio	8	8	6-7	8 <sup>M</sup>	1983				7	2
10	Colorno	8	7	6-7	7 <sup>M</sup>	1971				5	1
11	Compiano	8	8	7		1834			1	2	1
12	Corniglio	8	7	7	7 <sup>M</sup>	1920			1		3
13	Felino	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1898			3	4	5
14	Fidenza	8	8	7-8	8 <sup>M</sup>	1438			2	9	2
15	Fontanellato	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1971			1	3	1
16	Fontevivo	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1971			1	1	
17	Fornovo di Taro	7-8	7	7	7 <sup>M</sup>	1971			1	3	1
18	Langhirano	7-8	8	7-8		1818-1898			6	15	2
19	Lesignano de' Bagni	7-8	8	7	7 <sup>M</sup>	1798-1818-1832			4	8	

20	Medesano	8	7	6-7	8 <sup>M</sup>	1920-1971				5	4
21	Mezzani	8	7	6-7	7 <sup>M</sup>	1983				3	2
22	Monchio delle Corti	8	7	7-8		1920			1	1	2
23	Montechiarugolo	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1971			1	2	6
24	Neviano degli Arduini	8	8	8		1920		1	2	4	1
25	Noceto	8	8	8	8 <sup>M</sup>	1971		1		2	6
26	Palanzano	8	7	7	7 <sup>M</sup>	1920			3	1	1
27	Parma	8	8	8	8 <sup>G</sup>	1117-1483-1971		4	20	31	26
28	Pellegrino Parmense	7-8	7	6	7 <sup>M</sup>	1920				2	4
29	Polesine Parmense	8	≤6	6	8 <sup>M</sup>	1983				1	1
30	Roccabianca	8	7	6	7 <sup>M</sup>	1983				2	
31	Sala Baganza	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1832-34-98-1971			5	3	
32	Salsomaggiore Terme	8	7	6	8 <sup>M</sup>	1983				3	6
33	S Secondo Parmense	8	7	6-7	8 <sup>M</sup>	1971				4	4
34	Sissa	8	7	7	7 <sup>M</sup>	1971			1	1	2
35	Solignano	7-8	7	6	7 <sup>M</sup>	1983				1	2
36	Soragna	8	7	7	8 <sup>M</sup>	1971			1	3	2
37	Sorbolo	8	8	8		1831			4	4	3
38	Terenzo	7-8	7	7	7 <sup>M</sup>	1832			1	5	
39	Tizzano Val Parma	7-8	8	7	7 <sup>M</sup>	1920			3	2	1
40	Tornolo	7-8	8	5-6		1927-1928					4
41	Torrile	8	7	7	7 <sup>M</sup>	1971			1	2	2
42	Traversetolo	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1832			3	6	3
43	Trecasali	8	7	7	8 <sup>M</sup>	1971			1	3	
44	Valmozzola	8	8	7		1834			1		1
45	Varano de' Melegari	7-8	7	6-7	7 <sup>M</sup>	1971				1	
46	Varsi	7-8	7	5	7 <sup>M</sup>	1834					1
47	Zibello	8	≤6	5-6	8 <sup>M</sup>	1971-1983					3

**Tab. 6.1.4.** Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della Provincia di Parma (vedi didascalia di tabella 6.1.3).

Per i comuni di Busseto, Collecchio, Colorno, Medesano, Mezzani, Pellegrino Parmense, Polesine Parmense, Roccabianca, Salsomaggiore Terme, San Secondo Parmense, Solignano e Zibello i valori di  $I_{max}$  da noi proposti in base al campo macrosismico del terremoto del 1117 (figura 6.1.1) sono più elevati di quelli del catalogo CPTI11 (colonna DB).

Per i comuni di Tornolo e Varsi, la nostra proposta tiene conto del fatto che tali comuni sono ad una distanza di circa 15-20 km dall'epicentro del sisma del 1834 ( $I=9$ ) localizzato all'interno della zona sismogenetica toscana Lunigiana-Garfagnana (Fig. 6.1.2).

### **Provincia di Reggio Emilia**

Le frazioni da cui è stato preso il valore di  $I_{max}$  riportato nella colonna DB in tabella 6.1.5 sono indicate tra parentesi dopo il comune di appartenenza: Cadelbosco di Sopra (Argine), Canossa (Ciano d'Enza), Castelnovo ne'Monti (Bondolo), Collagna (Cerreto dell'Alpi e La Gabellina), Gualtieri (Santa Vittoria), Gattatico (Nocetolo e Olmo), Guastalla (San Bernardino), Ligonchio (Ospitaletto), Villa Minozzo (Asta, Civago e Coriano).

REGGIO EMILIA		Intensità massima				Numero di risentimenti (da DBMI11)					
N	Comune	NP	MO	DB	AA	Anno	9≤I<10	8≤I<9	7≤I<8	6≤I<7	5≤I<6
1	Albinea	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1971				1	3
2	Bagnolo in Piano	8	8	7-8		1831-1832			5	4	2
3	Baiso	7-8	8	5	8 <sup>M</sup>	1983-1996					2
4	Bibbiano	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1831-1971			2	5	1
5	Boretto	8	7	6-7	7 <sup>M</sup>	1806-1971				3	4
6	Brescello	8	7	7	7 <sup>M</sup>	1806-1832-1971			4	3	4
7	Busana	8	8	8		1920		2			1
8	Cadelbosco di Sopra	8	8	7-8		1832			4	4	4

9	Campagnola Emilia	8	7	7	7 <sup>M</sup>	1806			2	3	3
10	Campegine	8	8	7-8	8 <sup>M</sup>	1832			1	2	3
11	Canossa	7-8	8	6-7	8 <sup>M</sup>	1920				2	1
12	Carpineti	7-8	8	7	7 <sup>M</sup>	1920			3		2
13	Casalgrande	8	9	6	8 <sup>M</sup>	1987-1996				2	1
14	Casina	7-8	8	4-5	8 <sup>M</sup>	1996					
15	Castellarano	8	9	6	8 <sup>M</sup>	1904				1	2
16	Castelnovo di Sotto	8	8	7-8		1832			4	6	4
17	Castelnovo ne' Monti	8	7	8	8 <sup>M</sup>	1920		1	2	1	4
18	Cavriago	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1971			1	3	2
19	Collagna	8	8	8		1920		2	1		1
20	Correggio	8	8	7	7 <sup>M</sup>	1806-1832-1996			3	15	13
21	Fabbrico	8	7	6-7	7 <sup>M</sup>	1806				6	1
22	Gattatico	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1832-1971			4	8	2
23	Gualtieri	8	8	7-8		1832			1	6	2
24	Guastalla	8	8	7-8		1832			2	7	3
25	Ligonchio	9	8	9		1920	1	4		1	2
26	Luzzara	8	7	7	7 <sup>M</sup>	1971			1	5	4
27	Montecchio Emilia	8	8	6	8 <sup>M</sup>	1915-71-83-87				4	4
28	Novellara	8	8	7	7 <sup>M</sup>	1806-1810-1831			3	5	6
29	Poviglio	8	7	6-7	7 <sup>M</sup>	1832-1971				5	2
30	Quattro Castella	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1831-1971			2	5	8
31	Ramiseto	8	8	8		1920		7		1	2
32	Reggio nell'Emilia	8	8	8	8 <sup>M</sup>	1547		1	8	25	19
33	Reggiolo	8	7	6-7	7 <sup>M</sup>	1806				4	7
34	Rio Saliceto	8	7	6	7 <sup>M</sup>	1953-1987-1996				4	2
35	Rolo	8	7	5-6	7 <sup>M</sup>	1996					4
36	Rubiera	8	8	6-7	8 <sup>G</sup>	1832-1971				3	9
37	San Martino in Rio	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1971			1	3	2
38	San Polo d'Enza	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1831-1832			2	2	4
39	Sant'Ilario d'Enza	8	8	6-7	8 <sup>M</sup>	1971				5	1
40	Scandiano	8	8	6-7	8 <sup>M</sup>	1832-1873				5	10
41	Toano	8	8	7	7 <sup>M</sup>	1920			6		
42	Vetto	8	7	7	7 <sup>M</sup>	1920			1	1	3
43	Vezzano sul Crostolo	8	8	6	8 <sup>M</sup>	1971-1983				2	1
44	Viano	8	9	5-6	8 <sup>M</sup>	1996					1
45	Villa Minozzo	9	9	9		1920	3	10	2	1	2

**Tab. 6.1.5.** Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della Provincia di Reggio Emilia (vedi didascalia di tabella. 6.1.3).

Le  $I_{max}$  da noi proposte (significativamente più elevate di quelle che compaiono nella colonna DB) per i comuni Baiso, Boretto, Casalgrande, Casina, Castellarano, Fabbrico, Montecchio Emilia, Poviglio, Reggiolo, Rio Saliceto, Rolo, Rubiera, Sant'Ilario d'Enza, Scandiano, Vezzano sul Crostolo e Viano, sono prese dal campo macrosismico del terremoto del 1117 (Fig. 6.1.1).

Un'altra ragione per assegnare ai comuni di Casalgrande e Castellarano una  $I_{max} = 8$  è che distano meno di 10 km dall'epicentro del terremoto del 1501 ( $I=9$ ), localizzato nell'Appennino Modenese.

### **Provincia di Modena**

Le frazioni da cui è stato preso il valore di  $I_{max}$  riportato nella colonna DB in tabella 6.1.6 sono indicate tra parentesi dopo il comune di appartenenza: Castelnuovo Rangone (Montale), Formigine (Colombaro), Frassinoro (Sassatella), Monte Fiorino (Molinello) e Prignano sulla Secchia (Montebaranzone).

Il valore di  $I_{max}$  da noi proposto per i seguenti comuni: Bastiglia, Bomporto, Camposanto, Castelfranco Emilia, Cavezzo, Medolla, Mirandola, Nonantola, Novi di Modena, Ravarino San

Felice sul Panaro, San Possidonio, San Prospero e Soliera, significativamente più elevato di quello DB, è preso dal campo macrosismico di figura 6.1.1.

MODENA		Intensità massima				Numero di risentimenti (da DBMI11)					
N	Comune	NP	MO	DB	AA	Anno	9≤I<10	8≤I<9	7≤I<8	6≤I<7	5≤I<6
1	Bastiglia	8	7	5	7 <sup>M</sup>	1996					1
2	Bomporto	8	7	5	7 <sup>M</sup>	1971-1996					2
3	Campogalliano	8	8	7	8 <sup>M</sup>	1832			1	4	4
4	Camposanto	8	7	6	7 <sup>M</sup>	1987				1	2
5	Carpi	8	7	7	7-8 <sup>G</sup>	1832-1928			2	11	11
6	Castelfranco Emilia	8	8	6	8 <sup>M</sup>	1929-1874				3	4
7	Castelnuovo Rangone	8-9	8	5-6	8 <sup>M</sup>	1929					3
8	Castelvetro di Modena	9	9	9		1501	1				1
9	Cavezzo	8	7	5-6	7 <sup>M</sup>	1978					3
10	Concordia sulla Secchia	8	7	7	7 <sup>M</sup>	1971			1	1	5
11	Fanano	7	8	7		1740-1914			3	2	
12	Finale Emilia	7-8	7	7	7-8 <sup>I</sup>	1574			1	6	5
13	Fiorano Modenese	9	9	7-8	9 <sup>C</sup>	1501			2	1	1
14	Fiumalbo	8	8	7		1920			1	2	3
15	Formigine	8-9	9	8-9		1501		1		1	2
16	Frassinoro	8	8	8		1920		1	4		4
17	Guiglia	7-8	8	6	7 <sup>M</sup>	1920				1	3
18	Lama Mocogno	8	8	8		1920		1		3	1
19	Maranello	9	9	9		1501	1				4
20	Marano sul Panaro	8	8	7-8		1501			2		
21	Medolla	8	7	6	7-8 <sup>I</sup>	1987				1	2
22	Mirandola	8	≤6	6	7 <sup>M</sup>	1796-1891-1914 1971-1987				5	7
23	Modena	8	8	7-8	8 <sup>M</sup>	1249-1501			6	10	25
24	Montecreto	7-8	8	7-8		1501			2	2	1
25	Montefiorino	8	8	7-8		1920			1		
26	Montese	7-8	7	8		1399		1		2	3
27	Nonantola	8	7	6	8 <sup>G</sup>	1671				1	6
28	Novi di Modena	8	7	5-6	7 <sup>M</sup>	1987-1996					4
29	Palagano	8	8	4-5		2000					
30	Pavullo nel Frignano	7-8	8	7		1920-1937			2	2	3
31	Pievepelago	8	8	8		1920		5	1	2	3
32	Polinago	8	8	7-8		1920			2		1
33	Prignano sulla Secchia	8	8	6		1987				1	1
34	Ravarino	8	7	5	7 <sup>M</sup>	1909					2
35	Riolunato	8	8	6		1740-1904				5	3
36	San Cesario sul Panaro	8	8	5	8 <sup>M</sup>	1996					1
37	San Felice sul Panaro	8	7	6	7 <sup>M</sup>	1796-1987				3	4
38	San Possidonio	8	7	6	7 <sup>M</sup>	1971				1	2
39	San Prospero	8	7	6	7 <sup>M</sup>	1983				1	2
40	Sassuolo	9	9	9		1501	2			6	3
41	Savignano sul Panaro	7-8	8	6	7 <sup>M</sup>	1929				2	3
42	Serramazzone	8	8	6		1995				1	
43	Sestola	7-8	8	6-7		1740-1920				2	2
44	Soliera	8	7	6	7 <sup>M</sup>	1928				1	6
45	Spilamberto	8	8	5-6	8 <sup>M</sup>	1909					4
46	Vignola	8	8	6	7 <sup>M</sup>	1904-1914-1920 1929-1983				5	5
47	Zocca	7-8	8	7	7 <sup>M</sup>	1869			1	2	4

**Tab. 6.1.6.** Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della Provincia di Modena (vedi didascalia di tabella 6.1.3).

Nel comune di Fiorano Modenese, il valore di I<sub>max</sub> da noi proposto tiene conto del fatto che tale comune comprende la zona epicentrale del terremoto del 1501 (Appennino Modenese, I=9). Lo

stesso evento ha inoltre influenzato il valore di I<sub>max</sub> proposto per i comuni Castelnuovo Rangone (I=8-9), Prignano sulla Secchia, San Cesario sul Panaro, Serramazzoni, Spilamberto e Vignola (I=8), Guiglia e Savignano sul Panaro (I=7-8), situati intorno alla zona epicentrale del suddetto sisma.

Nei comuni di Palagano e Rio Lunato, il valore di I<sub>max</sub> da noi proposto tiene conto del fatto che tali comuni sono meno distanti dall'epicentro del terremoto del 1920 (Garfagnana I=10) rispetto al comune di Lama Mocogno, che ha risentito di I=8.

Per il comune di Montese, viene proposta una I<sub>max</sub> più bassa (I=7-8) del valore DB (I=8), poiché l'unico risentimento del terremoto del 1399 (Modenese, I=7) riportato dal catalogo DBMI11 con intensità superiore a quella epicentrale, è relativo ad un sito (il vecchio villaggio di Dismano) non più abitato e situato, inoltre, ad una considerevole distanza dall'epicentro.

### **Provincia di Bologna**

Le frazioni da cui è stato preso il valore di I<sub>max</sub> riportato in colonna DB di tabella 6.1.7 sono indicate tra parentesi dopo il comune di appartenenza: Camugnano (Verzuno e Monte Gatta), Casalfiumanese (Sassoleone), Gaggio Montano (Pietracolora), Loiano (Scanello), Marzabotto (Caprara), Monghidoro (La Pergola, Zaccarlina), Monte San Pietro (Montemaggiore), Monzuno (Montorio, Trasasso, Valle), Pianoro (Musiano), San Benedetto Val di Sambro (Monteacuto Vallese) e San Lazzaro di Savena (Castel dei Britti).

<b>BOLOGNA</b>		<b>Intensità massima</b>				<b>Numero di risentimenti (da DBMI11)</b>					
<b>N</b>	<b>Comune</b>	<b>NP</b>	<b>MO</b>	<b>DB</b>	<b>AA</b>	<b>Anno</b>	<b>9≤I&lt;10</b>	<b>8≤I&lt;9</b>	<b>7≤I&lt;8</b>	<b>6≤I&lt;7</b>	<b>5≤I&lt;6</b>
1	Anzola dell'Emilia	8	7	6	7 <sup>M</sup>	1929				4	1
2	Argelato	7	7								
3	Baricella	7	8	6		1909				2	
4	Bazzano	7-8	8	7-8		1505			1		6
5	Bentivoglio	7	7	7		1505			1		1
6	Bologna	8	8	8		1505		1	5	27	34
7	Borgo Tossignano	8	8	8		1725		1	1	1	12
8	Budrio	7	7	6		1901				2	3
9	Calderara di Reno	8	7	3	7 <sup>M</sup>	2000					
10	Camugnano	7	7	5		1878-1979 1981-1999					5
11	Casalecchio di Reno	8	8	6	7 <sup>M</sup>	1929				1	3
12	Casalfiumanese	8	8	6-7		1874				1	4
13	Castel d'Aiano	7	7	5		1999-2003					2
14	Castel del Rio	8	8	8		1725		1		2	6
15	Castel di Casio	7	8	8		1470		1	1		4
16	Castel Guelfo di Bologna	7-8	7	5		2003					1
17	Castel Maggiore	8	7	5-6		1909-1929					6
18	Castel San Pietro Terme	8	7	7		1779			1	7	12
19	Castello d'Argile	7	7	5	7 <sup>M</sup>	1909-1987					2
20	Castello di Serravalle	7-8	8	6-7	7 <sup>M</sup>	1929				2	1
21	Castenaso	8	7	5-6		1909-1929					6
22	Castiglione dei Pepoli	7-8	7	6		1771-1914 1920				3	4
23	Crespellano	8	8	8		1505		1	2	2	7
24	Crevalcore	7	8	5	7 <sup>M</sup>	1909-1951 1971-1996					4
25	Dozza	7-8	7	5		2003					1
26	Fontanelice	8	8	8		1725		1			7
27	Gaggio Montano	7	7	6-7		1830				4	5
28	Galliera	7	8	3		2000					
29	Granaglione	7	7	6		1904-1995				5	1
30	Granarolo dell'Emilia	7-8	7	5		1909					1
31	Grizzana Morandi	7	7	5-6		2003					4
32	Imola	8	8	7-8		1688			2	6	13
33	Lizzano in Belvedere	7	7	6-7		1920				2	4

34	Loiano	7-8	7	7		1881			1	3	16
35	Malalbergo	7	8	5		1929					1
36	Marzabotto	7-8	8	7-8		1869			2		3
37	Medicina	7	7	7		1796			2	3	4
38	Minerbio	7	7	4-5		1914					
39	Molinella	7-8	8	6-7		1909				3	3
40	Monghidoro	7-8	7	7		1881-2003			2	5	8
41	Monte San Pietro	8	8	7-8	7 <sup>C</sup>	1929			4	7	9
42	Monterenzio	8	7	5-6	7 <sup>M</sup>	2003					2
43	Monteveglia	7-8	8	7	7 <sup>M</sup>	1929			1	2	5
44	Monzuno	7	7	6		2003				3	7
45	Mordano	8	8	6-7		1688				1	2
46	Ozzano dell'Emilia	8	7	7		1929			1	3	
47	Pianoro	8	7	6-7		1779-1979				4	3
48	Pieve di Cento	7	7	5		1909					1
49	Porretta Terme	7	7	6-7		1779-1830				4	3
50	Sala Bolognese	7	7	4	7 <sup>M</sup>	1983					
51	S. Benedetto Val di Sambro	7-8	7	6		2003				1	14
52	San Giorgio di Piano	7	7	5		1929					4
53	San Giovanni in Persiceto	7	7	6-7	7 <sup>M</sup>	1505				2	4
54	San Lazzaro di Savena	8	7	5-6	7 <sup>C</sup>	1979					1
55	San Pietro in Casale	7	7	4		1986					
56	Sant'Agata Bolognese	7	7	5	7 <sup>M</sup>	1909					1
57	Sasso Marconi	8	8	6	8 <sup>C</sup>	1929				1	3
58	Savigno	7-8	8	6	7 <sup>M</sup>	1864				1	
59	Vergato	7-8	8	7-8		1869			1	3	4
60	Zola Predosa	8	8	7	8 <sup>C</sup>	1505			4	9	9

**Tab. 6.1.7.** Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della Provincia di Bologna (vedi didascalia di tabella 6.1.3).

Nei comuni di Anzola dell'Emilia, Calderara di Reno, Casalecchio di Reno, Castel Maggiore, Castenaso, Pianoro, San Lazzaro di Savena e Sassomaroni, il valore di intensità ( $I=8$ ) da noi proposto (significativamente più elevato rispetto al valore DB) deriva dal fatto che tali comuni sono compresi nella zona sismogenetica Bolognese (vedi paragrafo 5.4), caratterizzata da  $I_{max}=8$ .

Per il comune di Granarolo dell'Emilia, il valore di  $I_{max}$  da noi proposto ( $I=7-8$ ), più elevato di quello DB ( $I=5$ ), è giustificato dal fatto che il suddetto comune è adiacente alla zona sismogenetica Bolognese.

Per i comuni di Argelato, Minerbio e San Giorgio di Piano, localizzati ad una distanza paragonabile a quella del comune di Bentivoglio ( $I=7$ ) rispetto al terremoto del 1505 del Bolognese ( $I=8$ ), è assunta una  $I_{max}=7$ .

Per il comune di Casalfiumanese il valore da noi adottato ( $I=8$ ), superiore a quello DB ( $I=6-7$ ), viene dal fatto che questo comune è compreso nella zona sismogenetica Sillaro, (vedi paragrafo 4.5), caratterizzata da  $I_{max}=8$ .

Per i comuni di Castel d'Aiano e Grizzana Morandi, l' $I_{max}$  da noi proposta ( $I=7$ ) è valutata in base alla distanza tra questo comune e l'epicentro del terremoto del 1869 (Media Valle del Reno,  $I=7-8$ ).

Per il comune di Savigno, meno distante dall'epicentro del suddetto terremoto rispetto ai comuni sopracitati, è proposto il valore di  $I_{max}=7-8$ . Inoltre abbiamo tenuto conto che questo comune confina con i comuni di Marzabotto e Vergato, che hanno risentito di  $I=7-8$  per lo stesso evento.

Per i comuni di Castiglione dei Pepoli e San Benedetto Val di Sambro si propone una  $I_{max}=7-8$  superiore a quella DB ( $I=6$ ), siccome tali comuni sono vicini al terremoto del 1919 (Mugello,  $I=10$ ) e al comune di Firenzuola (Provincia di Firenze), dove sono documentati risentimenti di  $I=8$  per lo stesso evento.

Il valore proposto per il comune di Camugnano (I=7) deriva dal fatto che il comune è adiacente a Vernio (Provincia di Prato), che ha risentito con I=7-8 del terremoto del 1542 nel Mugello (I=9).

Il valore di I=8 riportato dal catalogo DBMI11 per il comune di Castel di Casio costituisce l'unico risentimento del terremoto del 1470 (Appennino Bolognese, I=8). Essendo riferito ai soli danni subiti da un muro del castello di questo paese (Baratta, 1983, Margottini, 1984), l'intensità stimata potrebbe non essere attendibile, per cui noi abbiamo proposto un valore di I<sub>max</sub> minore (7).

Per i comuni di Castel Guelfo di Bologna e Dozza, adiacenti alla zona sismogenetica Bolognese e poco distanti da quella Forlivese (I<sub>max</sub>=8-9), proponiamo una I<sub>max</sub> superiore (7-8) rispetto a quella DB (5).

Per i comuni di Castello d'Argile, Crevalcore, Sala Bolognese e Sant'Agata Bolognese, il valore da noi proposto (I<sub>max</sub>=7) è basato sui dati macrosismici del terremoto del 1117 (Fig. 6.1.1).

Il valore di I<sub>max</sub> (I=8) proposto per il comune di Mordano, superiore a quello DB (I=6-7), deriva dalla sua vicinanza alla zona sismogenetica Appennino romagnolo, caratterizzata da I<sub>max</sub>=9-10 (vedi paragrafo 5.6).

Infine, per i comuni di Galliera e Pieve di Cento il valore di I<sub>max</sub> da noi proposto (I=7) è valutato in base alla distanza dalla zona sismogenetica Pieghe ferraresi, sede dei terremoti recenti (Maggio, 2012).

### **Provincia di Ravenna**

Le frazioni da cui è stato preso il valore di I<sub>max</sub> riportato nella colonna DB in tabella 6.1.8 sono indicate tra parentesi dopo il comune di appartenenza: Brisighella (Poggio San Ruffillo e Villa S.Giorgio in Verrano), Castel Bolognese (Biancanigo e Campiano), Faenza (Quartolo) e Ravenna (Casemurate).

RAVENNA		Intensità massima				Numero di risentimenti (da DBMI11)					
N	Comune	NP	MO	DB	AA	Anno	9≤I<10	8≤I<9	7≤I<8	6≤I<7	5≤I<6
1	Alfonsine	8	9	5-6		1956					5
2	Bagnacavallo	8-9	9	8-9		1688		1		1	3
3	Bagnara di Romagna	8-9	9	6-7		1688				2	1
4	Brisighella	9-10	10	9-10		1781	3	17	25	16	10
5	Casola Valsenio	9	9	7-8		1725-1879			2		8
6	Castel Bolognese	9	8	8		1781		2	2	3	3
7	Cervia	8-9	8	8/9		1483		1	4	1	2
8	Conselice	8	8	6		1688-1967				2	1
9	Cotignola	9	9	9		1688	1				
10	Faenza	9-10	9	9-10		1781	2	7	26	11	16
11	Fusignano	8	9	6		1688-1967				2	2
12	Lugo	8-9	9	8		1688		1		1	4
13	Massa Lombarda	8	8	7		1688			1		3
14	Ravenna	8	8	7-8		1483			3	12	10
15	Riolo Terme	9	9	5-6		1874					4
16	Russi	8-9	9	8		1688		1		2	5
17	Sant'Agata sul Santerno	8	9	6		1688				1	
18	Solarolo	9	8	8		1688		1	1	1	2

**Tab. 6.1.8.** Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della Provincia di Ravenna (vedi didascalia di tabella 6.1.3).

Per i comuni di Alfonsine e Conselice è proposta una I<sub>max</sub> più elevata (I=8) rispetto al valore DB, data la loro vicinanza ai terremoti del 1624 (Argenta, I=7-8), e del 1688 (Romagna, I=8-9).

Inoltre, per tenere conto di quest'ultimo evento (1688), abbiamo assunto un'intensità più elevata, rispetto al valore DB, per i comuni di Bagnara di Romagna, Fusignano e Sant'Agata sul Santerno, localizzati a meno di 10 km dall'epicentro del sisma.

Per il comune di Riolo Terme, è proposta una  $I_{max}=9$ , perché è adiacente al comune che ha ospitato il sisma del 1781 (Romagna,  $I=9-10$ ).

### **Provincia di Forlì Cesena**

Le frazioni da cui è stato preso il valore di  $I_{max}$  riportato nella colonna DB in tabella 6.1.9 sono indicate tra parentesi dopo il comune di appartenenza: Bagno di Romagna (Boroncioni, Ca' di Bianchi, Monteguidi, Poggio alla Lastra, Rondinaia, San Piero in Bagno), Mercato Saraceno (San Romano), Premilcuore (Castel dell'Alpe), Sarsina (Rullato), Savignano sul Rubicone (Fiumicino) e Verghereto (Montecoronaro).

FORLÌ CESENA		Intensità massima				Numero di risentimenti (da DBMI11)					
N	Comune	NP	MO	DB	AA	Anno	9≤I≤10	8≤I<9	7≤I<8	6≤I<7	5≤I<6
1	Bagno di Romagna	9-10	9	9		1584-1768-1918	7	10	40	8	18
2	Bertinoro	8-9	8	8		1483-1661-1870		3	6	4	9
3	Borghi	7-8	7	7		1916			4		1
4	Castrocaro Terme e Terra del Sole	9-10	8	8		1428-1661-1870		3	8	6	12
5	Cesena	8	8	8		1483		2	9	17	17
6	Cesenatico	8	8	8		1875		1	1	1	5
7	Civitella di Romagna	9-10	9	9		1661	1	5	18	6	9
8	Dovadola	9-10	8	8		1661		1	4	3	2
9	Forlì	8-9	8	8		1781		1	15	14	16
10	Forlimpopoli	8-9	8	7		1870-1916			2	4	2
11	Galeata	9-10	9	9		1661-1768	2	8	16	14	10
12	Gambettola	8	8	5		1909-1916-1997					4
13	Gatteo	7-8	8	7		1916			1	2	2
14	Longiano	7-8	8	7		1916			6		
15	Meldola	8-9	9	8		1661-1870		4	7	8	10
16	Mercato Saraceno	8	8	8		1661		1	21	7	7
17	Modigliana	9-10	8	8		1661-1781-1918		3	4	10	8
18	Montiano	8	7	6-7		1870				2	
19	Portico e San Benedetto	9-10	9	8		1661		1	6	10	6
20	Predappio	9-10	8	8		1661		3	13	9	
21	Premilcuore	9-10	9	8		1661-1918		2	15	5	3
22	Rocca San Casciano	10	9	10		1661	1	1	10	5	5
23	Roncofreddo	8	7	7		1916-1919			2	7	1
24	San Mauro Pascoli	7-8	8	7		1916			1	1	2
25	Santa Sofia	9-10	9	9		1768-1918	8	22	38	10	5
26	Sarsina	9	10	7-8		1918			21	6	7
27	Savignano sul Rubicone	7-8	8	7		1916			1	8	2
28	Sogliano al Rubicone	7-8	7	6-7		1919				3	2
29	Tredozio	9-10	8	8		1661		1	2	4	5
30	Verghereto	9-10	8	8-9		1918		1	7		10

**Tab. 6.1.9.** Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della Provincia di Forlì-Cesena (vedi didascalia di tabella 6.1.3).

Ai comuni di Castrocaro Terme e Terra del Sole, Dovadola, Modigliana, Portico e San Benedetto, Predappio, Premilcuore e Tredozio è stata attribuita un'intensità superiore al valore DB ( $I=8$ ), poiché sono compresi nella zona sismogenetica Appennino romagnolo, caratterizzata da  $I_{max}=9-10$ , come è suggerito, in particolare, dall'evento del 1781 (vedi capitolo 5.6).

Per il comune di Sarsina, adiacente alla zona suddetta, si assume una  $I_{max}$  più elevata ( $I=9$ ) rispetto al valore DB ( $I=7-8$ ).

Per il comune di Forlimpopoli, il valore di  $I_{max}$  da noi proposto ( $I=8-9$ ), superiore a quello DB ( $I=7$ ), deriva dal fatto che tale comune fa parte della zona sismogenetica Forlivese, caratterizzata da un evento con  $I=8-9$  (1688), e dal fatto che la distanza di questo comune dall'epicentro del

terremoto del 1483 (Romagna meridionale) è paragonabile a quella del comune di Bertinoro, che ha risentito di I=8.

Per quanto riguarda il comune di Gambettola e Montiano viene proposta una I<sub>max</sub> più elevata (I=8) rispetto al valore DB, per la sua ridotta distanza dalla zona sismogenetica Forlivese, caratterizzata da I<sub>max</sub>=8-9 (vedi capitolo 5.7).

### **Provincia di Rimini**

Le frazioni da cui è stato preso il valore di I<sub>max</sub> riportato nella colonna DB di tabella 6.1.10 sono indicate tra parentesi dopo il Comune di appartenenza: Bellaria-Igea Marina (Bordonchio), Novafeltria (Secchiano), Saludecio (Monte Pietrino), San Clemente (Agello, Castelleale e Levolabbate), San Giovanni in Marignano (Brescia, Montalbano, Moscolo e Santa Maria Petrafitta), Torriana (Montebello).

RIMINI		Intensità massima				Numero di risentimenti (da DBMI11)					
N	Comune	NP	MO	DB	AA	Anno	9≤I<10	8≤I<9	7≤I<8	6≤I<7	5≤I<6
1	Bellaria-Igea Marina	8	8	7		1786			1	1	
2	Casteldelci	9	8	6-7		1919				4	4
3	Cattolica	8	8	8		1916		2	2	1	4
4	Coriano	8	8	8		1672-1786-1916		8	26		
5	Gemmano	8	8	7-8		1672-1786-1916			21		1
6	Maiolo	7-8	7	5-6		2000-2003					5
7	Misano Adriatico	8	8	8		1786-1916		6	3	3	
8	Mondaino	8	8	8		1916		1			2
9	Monte Colombo	8	8	8		1672-1786		4	12		2
10	Montefiore Conca	8	8	7		1786-1875-1916			4	1	
11	Montegridolfo	8	8	7		1786			1	1	
12	Montescudo	8	8	8		1916		1	8	5	3
13	Morciano di Romagna	8	8	8		1916		2	3		2
14	Novafeltria	7-8	7	7-8		1781			1	1	3
15	Pennabilli	8	8	7		1781-1919			2	1	6
16	Poggio Berni	7-8	8	6		1916				2	
17	Riccione	8	8	8		1916		5	8	2	2
18	Rimini	8	8	8		1672-1786 1875-1916		15	24	12	10
19	Saludecio	8	8	8		1916		1	2	4	3
20	San Clemente	8	8	8		1786-1916		3	9	1	
21	S. Giovanni in Marignano	8	8	8		1916		4	6	2	
22	San Leo	7-8	7	6-7		1786				2	
23	Sant'Agata Feltria	8	8	7		1781			1	3	7
24	Santarcangelo di Romagna	7-8	8	7		1916			5	8	2
25	Talamello	7-8	7	5-6		2000					1
26	Torriana	7-8	7	7-8		1786			1	2	
27	Verucchio	7-8	8	6-7		1786				2	1

**Tab. 6.1.10.** Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della Provincia di Rimini (vedi didascalia di tabella 6.1.3).

Per il comune di Poggio Berni, la differenza tra il valore da noi proposto (I=7-8) e quello DB (I=6), è dovuto al presunto effetto del terremoto del 1786 (Riminense, I=8), che è localizzato a minore distanza rispetto al terremoto del 1916 (Alto Adriatico, I=8), considerato nel catalogo DBMI11.

Per il comune di Casteldelci, proponiamo una I<sub>max</sub>=9, in quanto adiacente alla zona sismogenetica Appennino romagnolo, caratterizzata da una I<sub>max</sub>=9-10 (vedi paragrafo 5.6).

Per i comuni di Maiolo e di Talamello, il catalogo DBMI11 non riporta dati precedenti al 1987. Noi proponiamo una  $I_{max}=7-8$  poiché non si può ragionevolmente escludere che questi comuni abbiano risentito degli effetti di terremoti storici come i comuni adiacenti.

### **Provincia di Ferrara**

Le frazioni da cui è stato preso il valore di  $I_{max}$  riportato nella colonna DB in tabella 6.1.11 sono indicate tra parentesi dopo il Comune di appartenenza: Cento (Corpo Reno), Copparo (Fossalta, Sabbioncello San Vittore), Mesola (Massenzatica), Vigarano Mainarda (Vigarano Pieve) e Voghiera (Belriguardo).

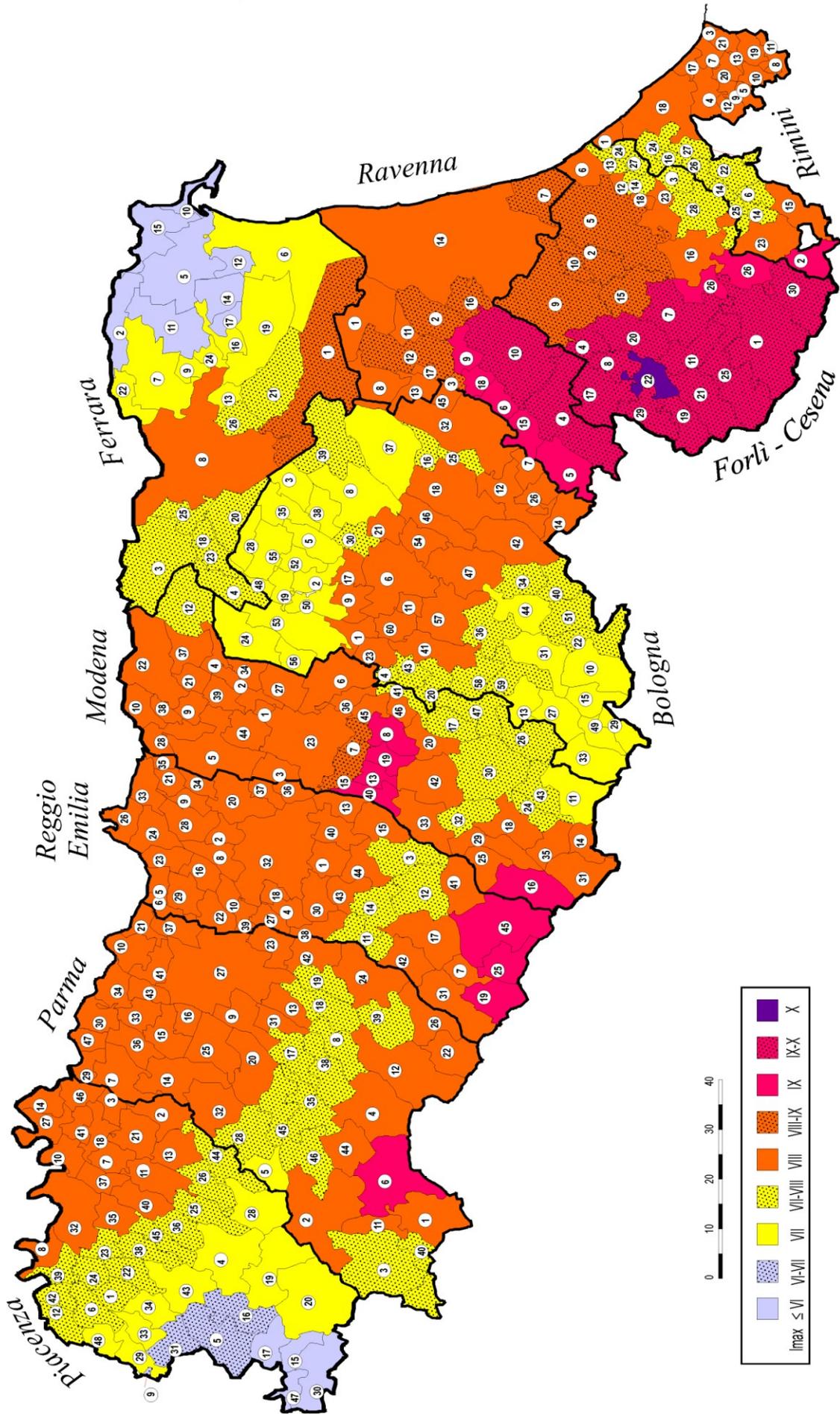
Per i comuni di Mirabello, Poggio Renatico e Sant'Agostino è proposta una  $I_{max}$  (7-8) più elevata di quella DB perché sono inseriti nella zona sismogenetica Pieghe Ferraresi, dove si sono verificate le principali scosse recenti (Maggio 2012).

Per i comuni di Jolanda di Savoia e Migliaro, localizzati ad una distanza inferiore a 20 km dagli epicentri dei terremoti del 1624 (Argenta,  $I=7-8$ ) e 1570 (Ferrara,  $I=7-8$ ), viene assunta una  $I_{max}$  superiore ( $I=6$ ) a quella DB, che si riferisce ai risentimenti di scosse più recenti (dal 1963).

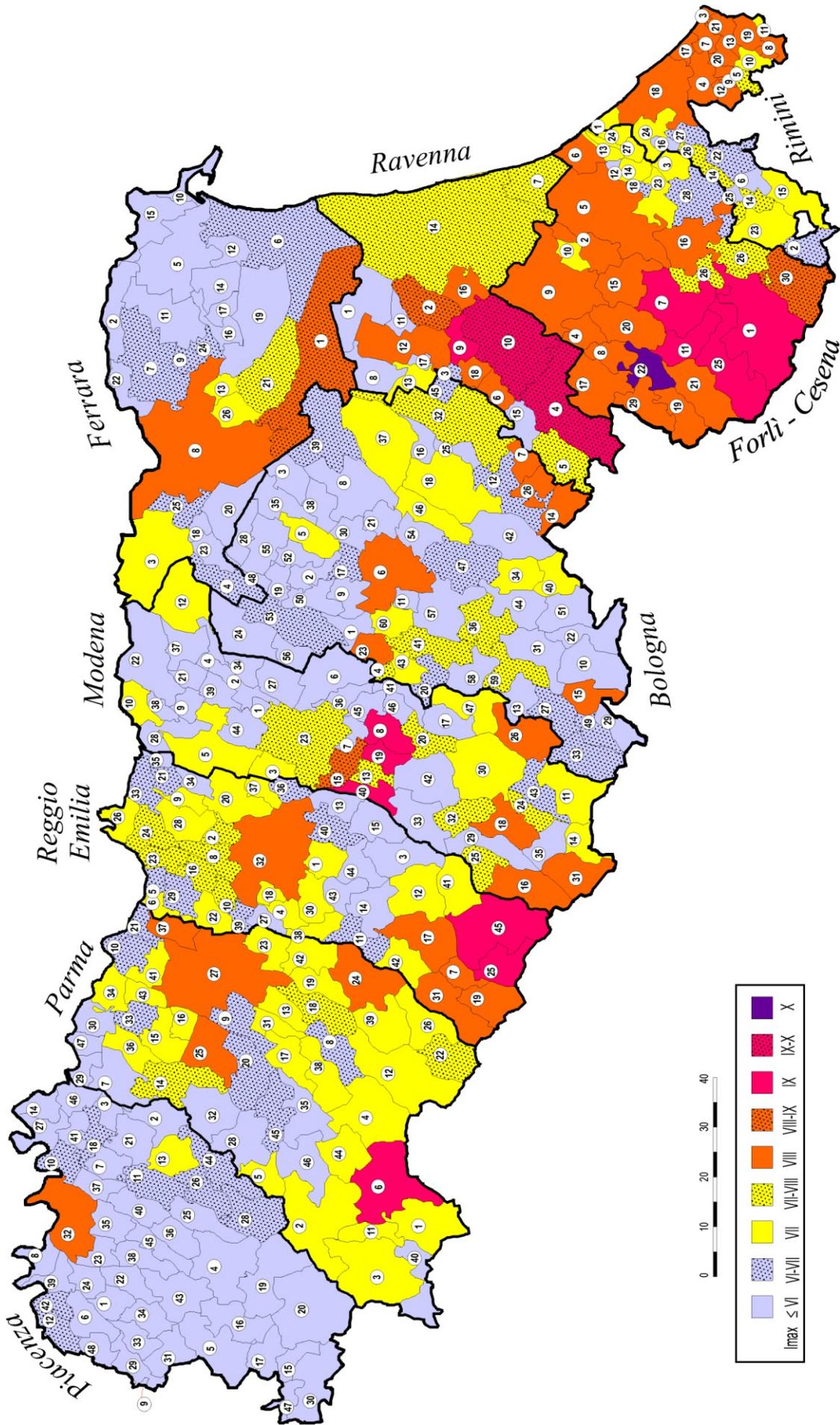
FERRARA		Intensità massima				Numero di risentimenti (da DBMI11)					
N	Comune	NP	MO	DB	AA	Anno	$9 \leq I < 10$	$8 \leq I < 9$	$7 \leq I < 8$	$6 \leq I < 7$	$5 \leq I < 6$
1	Argenta	8-9	9	8-9		1624		1	7	6	10
2	Berra	6	7	5		1909					1
3	Bondeno	7-8	8	7		1570			1	3	4
4	Cento	7-8	7	6-7		1570				4	17
5	Codigoro	6	$\leq 6$	5		1909-1916					2
6	Comacchio	7	7	6-7		1781-1895				2	5
7	Copparo	7	8	6-7		1570				4	7
8	Ferrara	8	8	8		1570		1	9	21	32
9	Formignana	7	8	6-7		1570				1	1
10	Goro	6	$\leq 6$	5		1909					1
11	Jolanda di Savoia	6	7	4		1963-1971					
12	Lagosanto	6	7	5		1909					1
13	Masi Torello	7	8	7		1570			1		1
14	Massa Fiscaglia	6	7	5		1672-1909					2
15	Mesola	6	$\leq 6$	5		1909					1
16	Migliarino	7	8	6		1931				1	1
17	Migliaro	6	7	3		1983					
18	Mirabello	7-8	8	4		1983					
19	Ostellato	7	8	6		1895-1931-1967				3	2
20	Poggio Renatico	7-8	8	6		1909				1	1
21	Portomaggiore	7-8	8	7-8		1570-1624			4	3	5
22	Ro	7	8	6		1983				1	1
23	Sant'Agostino	7-8	8	5		1971-1983					2
24	Tresigallo	7	8	6-7		1570				1	
25	Vigarano Mainarda	7-8	8	6-7		1570				1	
26	Voghiera	7-8	8	7		1624			1	2	

**Tab. 6.1.11.** Intensità massima e altre informazioni macrosismiche per i comuni della Provincia di Ferrara (vedi didascalia di tabella 6.1.3).

Una sintesi in colore delle  $I_{max}$  da noi proposte per i comuni dell'Emilia-Romagna (colonne NP delle tabelle precedenti) è mostrata nella figura 6.1.3. Il confronto tra questa carta e quella con i valori del catalogo DBMI11, riportati nelle colonne DB delle tabelle (Fig. 6.1.4), aiuta a capire come la nostra proposta sia influenzata dalle implicazioni del quadro tettonico e da un'accurata analisi della coerenza interna e delle probabili lacune delle informazioni macrosismiche per i vari comuni.



**Fig. 6.1.3.** Intensità massima MCS assegnata ai comuni dell'Emilia-Romagna in base alla procedura descritta nel testo (valori indicati nelle colonne NP delle tabelle 6.1.3-11). Il numero riportato in ogni comune corrisponde a quello indicato nelle tabelle suddette.



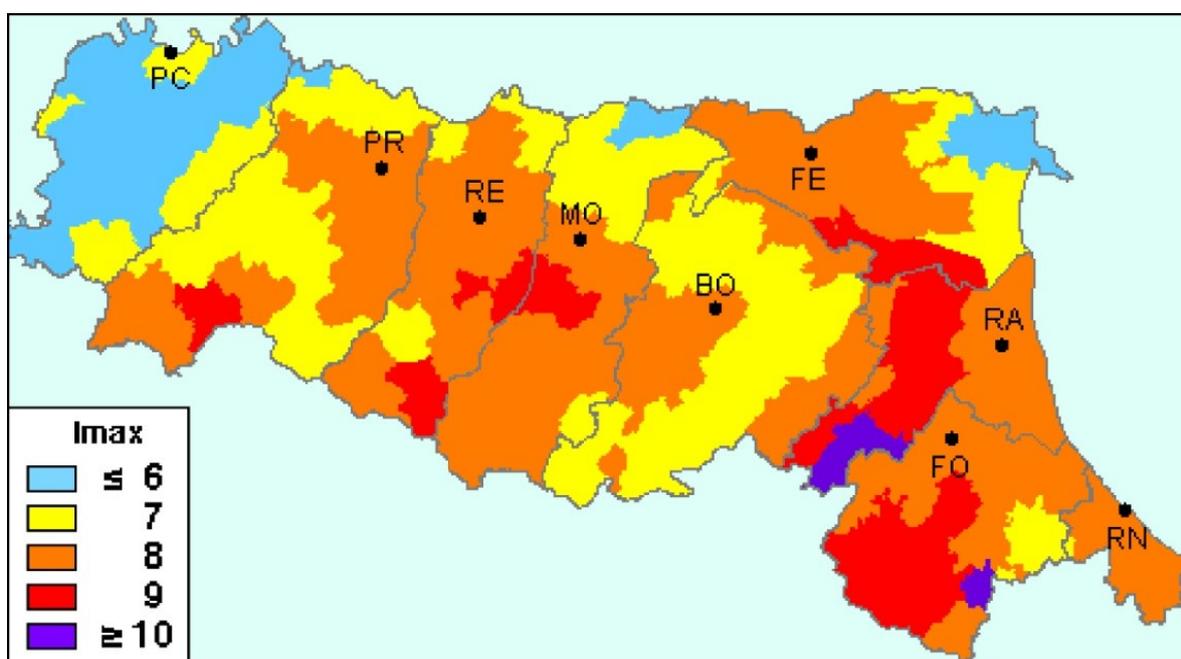
**Fig. 6.1.4.** Sintesi in colore delle Imax MCS dei comuni dell'Emilia-Romagna, prese dal Catalogo di dati macroisimici DBMIII (Locati et alii, 2011); i valori sono indicati nelle colonne DB delle tabelle 6.1.3-1.1. Il numero riportato in ogni comune corrisponde a quello indicato nelle tabelle suddette.

## 6.2 Precedenti valutazioni dell'intensità massima e considerazioni sull'attuale classificazione sismica

In Italia, la prima valutazione sistematica dell'intensità massima venne effettuata dall'apposito gruppo di lavoro CNR-PFG, che all'indomani del catastrofico terremoto campano del 1980 definì nuovi criteri per la classificazione sismica del territorio nazionale (Gasparini et alii, 1984). A tal fine, la  $I_{max}$  osservata in un dato comune era considerata come vincolante per attribuire il comune stesso ad una delle due categorie sismiche allora previste. Per quanto riguarda l'Emilia-Romagna, le scelte operate dal suddetto gruppo di lavoro hanno prodotto la classificazione sismica emanata dall'allora Ministero dei Lavori Pubblici, di concerto con il Ministero degli Interni (D.M. 23/7/1983), che per vent'anni ha rappresentato la normativa di riferimento. La validità di tale elaborazione era peraltro inficiata dalle limitazioni del catalogo sismico allora disponibile (Carozzo et alii, 1973), relativo al periodo 1000 d.c.-1969, e caratterizzato da stime antiquate, ampie incertezze, errori e lacune. E' indicativo il fatto che circa il 60% dei comuni italiani risultava non classificato (Gasparini et alii, 1984).

Per tentare di superare tali difficoltà, negli ultimi tre decenni è stata condotta una progressiva revisione della storia sismica, che ha portato a cataloghi presumibilmente sempre più accurati ed affidabili (e.g., Postpischl, 1985; Boschi et alii, 1995, 1997, 2000; Camassi e Stucchi, 1997; Monachesi e Stucchi, 1997; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Stucchi et alii, 2007, Locati et alii, 2011; Rovida et alii, 2011), creando le condizioni per nuove determinazioni dell'intensità massima ai fini della valutazione della pericolosità sismica.

Il rapporto di Molin et alii (1996), elaborato per conto della Protezione Civile, assegna un valore di  $I_{max}$  a ciascun comune italiano. Sebbene tale valore venga definito come "osservato", in molti casi deriva dal "giudizio esperto" degli autori, da considerazioni di coerenza con le  $I_{max}$  attribuite ai comuni vicini o dall'uso di relazioni empiriche di attenuazione dell'intensità macrosismica con la distanza dall'epicentro. Inoltre i dati considerati in quel rapporto provengono da tre fonti distinte (Boschi et alii, 1995; Camassi e Stucchi, 1997; Monachesi e Stucchi, 1997) costruite con criteri differenti (Camassi et alii, 2000). Per quanto riguarda l'Emilia-Romagna (Fig. 6.2.1), il settore più esposto ( $I_{max} \geq 9$ ) si estende dall'Appennino romagnolo alla pianura forlivese, ravennate e ferrarese.



**Fig. 6.2.1.** Carta delle intensità massime MCS stimate per l'Emilia-Romagna da Molin et alii (1996). Sono indicati i confini e le sigle dei capoluoghi di provincia (si veda il sito <http://emidius.mi.ingv.it/> per le informazioni relative ai singoli comuni). Le principali limitazioni della procedura adottata sono discusse in Camassi et alii (2000).

Tra le altre zone esposte spiccano la fascia pedemontana a sud di Modena e Reggio Emilia e l'Alto Appennino reggiano e parmense. Una bassa pericolosità ( $I_{max} < 6$ ) è invece assegnata alla provincia di Piacenza, al settore ferrarese del Delta del Po ed alla parte nord-orientale del Modenese. Quest'ultima zona, peraltro, costituisce parte dell'area colpita dai terremoti del Maggio 2012, ove è stata stimata una  $I_{max} = 7-8$  MCS (Galli et alii, 2012).

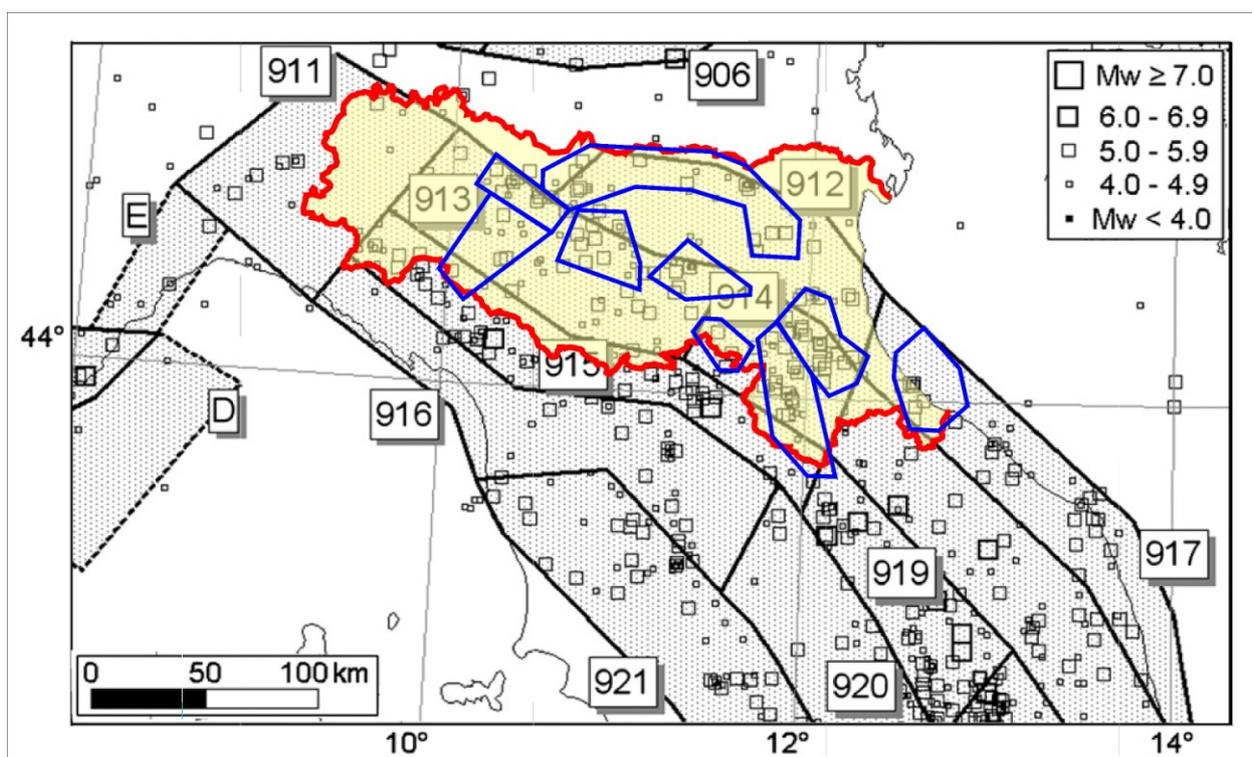
La proposta di Molin et alii (1996) presenta una certa continuità nella distribuzione territoriale dell'intensità massima, che evita salti bruschi tra comuni adiacenti, sempre difficili da giustificare. I valori di  $I_{max}$ , inoltre, sono generalmente più alti di quanto riportato nelle storie sismiche più aggiornate (catalogo DBMI11 di Locati et alii, 2011). Occorre infine osservare che l'elaborazione di Molin et alii (la cui descrizione completa è consultabile al sito <http://emidius.mi.ingv.it/>) non precisa i motivi che hanno condotto alla scelta della  $I_{max}$  per ciascun comune, in particolare non è chiaro il ruolo che hanno giocato la conoscenza del contesto sismo-tettonico e le personali convinzioni degli autori su questo aspetto. Le tabelle 6.1.3-6.1.11 mettono in evidenza, comune per comune, le differenze tra la stima di Molin et alii (1996), il dato DBMI11 e la nostra proposta.

Dopo il tentativo sopra descritto, si è aperta una nuova fase nella valutazione dell'intensità massima, legata alla sostanziale revisione dei dati macrosismici e soprattutto all'impiego di procedure probabilistiche per la stima della pericolosità sismica. Gli Enti di ricerca preposti hanno infatti ufficialmente adottato la metodologia *Probabilistic Seismic Hazard Assessment* (PSHA), derivata dai lavori di Cornell (1968) e McGuire (1978) con vari adattamenti e modifiche, di cui una sintesi è riportata in Mantovani et alii (2011). Questo approccio di solito è usato per valutare il livello di scuotimento sismico del terreno atteso nel prossimo futuro (e.g., Gruppo di Lavoro MPS, 2004). Tuttavia, il risultato dell'analisi suddetta può essere espresso anche in termini di intensità massima attesa (e.g., Slejko et alii, 1998; Albarello et alii, 2000, 2002; Gomez Capera, 2006; Gomez Capera et alii, 2007, 2008, 2010). Il valore stimato sulla base di tale impostazione è da intendersi come l'intensità che ha solo una modesta probabilità (di solito 10%) di essere superata nei prossimi 50 anni. Si noti che tale probabilità, seppur piccola, non è trascurabile, per cui non si può escludere che la sismicità futura provochi una  $I_{max}$  superiore al valore stimato. Tale incertezza di fondo è attribuita al fatto che i cataloghi sismici sono incompleti, i dati macrosismici incerti e, soprattutto, la storia sismica nota è troppo breve per essere realmente rappresentativa dello sviluppo della sismicità in Italia.

Nell'ambito delle procedure probabilistiche è comunque opportuno distinguere tra due approcci assai diversi, come descritto nel quadro tracciato da Gomez Capera et alii (2010), cui si rimanda per ulteriori approfondimenti e per i numerosi riferimenti. Il primo tipo di approccio (e.g. Slejko et alii, 1998) stima l'intensità massima mediante la procedura PSHA, che prevede una serie di operazioni, come la scelta della base di dati (catalogo sismico), la definizione di zone sismogenetiche, l'analisi di completezza del catalogo, la stima del tasso di sismicità e dei parametri della relazione Gutenberg-Richter e la scelta di funzioni di attenuazione dell'intensità macrosismica con la distanza epicentrale (e.g. Gomez Capera, 2006; Gomez Capera et alii, 2008). E' evidente che i punti deboli della procedura PSHA (discussi in Mantovani et alii, 2011) interessano anche la valutazione probabilistica dell' $I_{max}$ . Basti ricordare che la suddetta procedura ipotizza la sostanziale casualità dei terremoti e la completa indipendenza tra le sorgenti sismiche, nonostante che le faglie responsabili siano fratture in un mezzo solido (la crosta terrestre) e quindi meccanicamente connesse l'un l'altra (e.g., Stein, 1999; Scholz e Gupta, 2000; Steacy et alii, 2005). C'è inoltre il problema cruciale della zonazione sismogenetica adottata (Meletti et alii, 2000, 2008), che per l'Appennino settentrionale prevede pochi e vasti settori molto allungati in senso NO-SE e quindi scarsamente rappresentativi della reale distribuzione spaziale delle strutture sismogenetiche. La figura 6.2.2 mette in evidenza questo aspetto per l'Emilia-Romagna, confrontando la più recente zonazione adottata per la metodologia PSHA (ZS9 di Meletti et alii, 2008) con le zone sismogenetiche da noi proposte e descritte nel capitolo 5 di questa pubblicazione. Altri problemi della metodologia PSHA sono discussi da Castanos e Lomnitz (2000), Klugel (2007) e soprattutto Stein et alii (2012), i quali mettono in evidenza che le carte di pericolosità sismica basate sulla

PSHA hanno ripetutamente sottostimato lo scuotimento sismico nelle zone del mondo colpite di recente da forti terremoti (e.g., Algeria 2003, Marocco 2004, Cina 2008, Haiti 2010, Nuova Zelanda 2010 e Giappone 2011).

Il secondo tipo di procedura probabilistica (e.g., Albarello et alii, 2002), definito come “approccio di sito”, consiste invece nell’analisi statistica della storia sismica (risentimenti documentati) di ciascuna delle località italiane considerate (di solito i capoluoghi comunali). Il principale merito di questo tipo di approccio, come descritto da Gomez Capera et alii (2010), è quello di evitare gli artifici e le difficoltà connesse con la procedura PSHA, rimanendo legato al dato primario, ossia il risentimento (danneggiamento) registrato nelle cronache storiche. C’è però da considerare che tale impostazione incorpora nella stima di  $I_{max}$  le incertezze e incompletezze della documentazione macrosismica e che, essendo unicamente basata sulla storia sismica, non prende in considerazione il fatto che possono esistere ulteriori sorgenti sismiche oltre a quelle attivate dai terremoti storici conosciuti. Informazione che il nostro approccio tenta di ricavare dalle conoscenze attualmente disponibili sull’assetto sismotettonico della regione italiana, e in particolare dell’Appennino settentrionale e Val Padana.



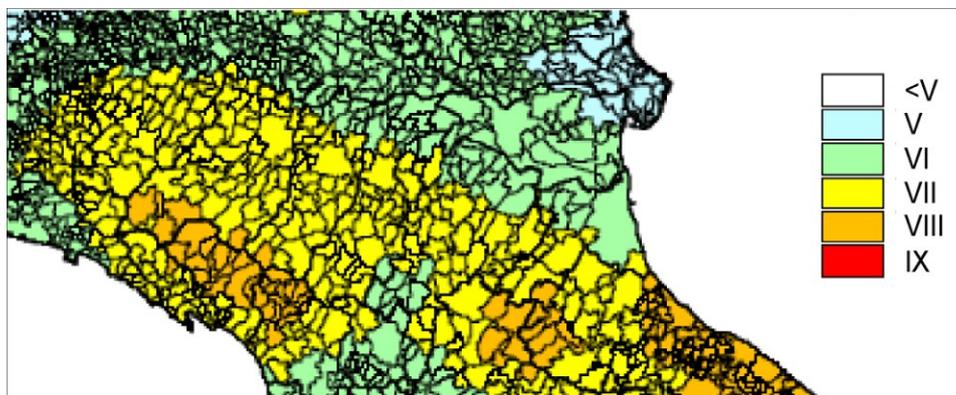
**Fig. 6.2.2.** Zone sismogenetiche dell’Italia centro-settentrionale previste dalla zonazione ZS9 (Meletti et alii, 2008), adottata per il calcolo della pericolosità sismica secondo la procedura PSHA (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). In rosso è riportato il confine dell’Emilia-Romagna. I contorni blu identificano le 9 zone sismiche descritte nel capitolo 5, mettendo in evidenza la scarsa compatibilità delle zone ZS9 con la configurazione delle principali strutture sismogenetiche di questa regione.

Il quadro complessivo offerto dalle due metodologie probabilistiche sopra descritte per l’intero territorio nazionale è discusso nel secondo volume di questa serie (Mantovani et alii, 2012a, in particolare la figura 2.2.3).

Per quanto riguarda la regione Emilia-Romagna, è conveniente presentare per prima la distribuzione delle  $I_{max}$  proposta da Albarello et alii (2000), che rappresenta quanto ottenuto dai tre principali Enti di ricerca (GNDT-SSN-INGV) adottando la metodologia PSHA (Fig. 6.2.3).

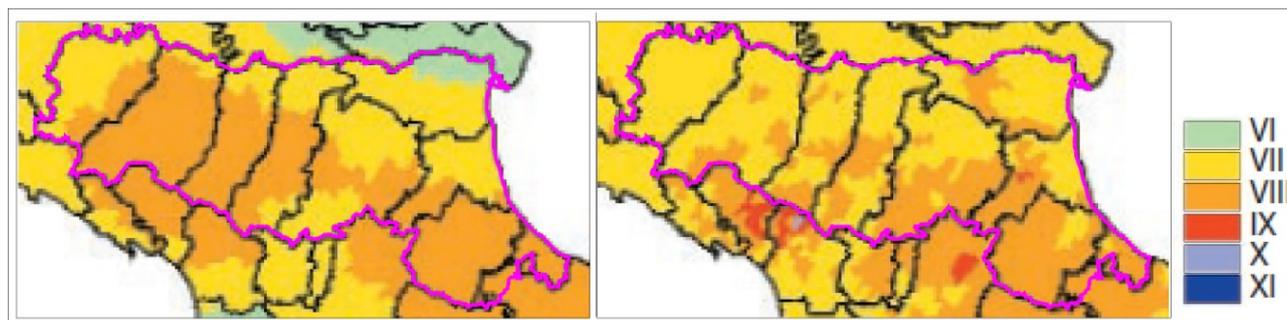
Il confronto tra le due figure 6.2.1 e 6.2.3 mette in evidenza la netta discrepanza tra la proposta di Molin et alii (1996) e la valutazione probabilistica PSHA, che riguarda sia il livello di

danneggiamento atteso (per Albarello et alii, 2000 si raggiunge raramente il grado 8 MCS e mai il 9) che la distribuzione spaziale dei valori di  $I_{max}$ . Questa differenza è molto influenzata dal fatto che l'andamento circa NNO-SSE delle fasce del grado 6 e 7 MCS presenti in figura 6.2.3 è come prevedibile conforme alla geometria delle macrozone sismogenetiche adottate nella procedura PSHA (Fig. 6.2.2).



**Fig. 6.2.3.** Particolare, riferito all'Emilia-Romagna e dintorni, della carta dell'intensità macrosismica massima ottenuta tramite la procedura PSHA (Albarello et alii, 2000). Il grado di intensità MCS attribuito a ciascun comune (scala cromatica a destra) rappresenta la soglia che ha solo il 10% di probabilità di essere superata entro 50 anni dalla data di elaborazione della carta.

La figura 6.2.4 riporta la distribuzione dell'intensità massima ottenuta con entrambe le procedure probabilistiche (PSHA e di sito), allo scopo di mettere in evidenza le principali differenze (Albarello et alii, 2002).



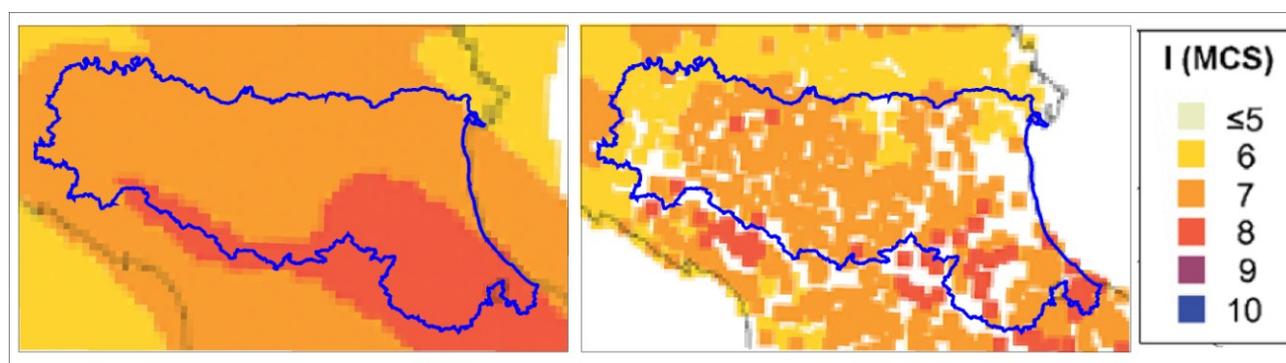
**Fig. 6.2.4.** Confronto tra due distribuzioni dell'intensità massima attesa, ottenute da Albarello et alii (2002) per l'Emilia-Romagna e dintorni con l'approccio probabilistico PSHA (a sinistra) e di sito (a destra). Il valore di intensità MCS riportato ha il 10% di probabilità di essere superato entro 50 anni dalla data di elaborazione delle carte. Per riferimento sono indicati i confini provinciali.

Il risultato della procedura PSHA prevede un'ampia area con  $I_{max} = 8$ , comprendente le province di Forlì-Cesena e Rimini, gran parte delle province di Parma e Reggio Emilia, e buona parte della provincia di Modena (esclusa peraltro la parte settentrionale, colpita dai terremoti del Maggio 2012). La situazione è più variegata per le province di Bologna e Ravenna, mentre un'intensità più bassa è stimata per Piacenza (eccettuata la zona di confine con Parma) e, in particolare, per la provincia di Ferrara ( $I_{max} \leq 7$ ). Nella stima fatta con l'approccio di sito l'area complessiva con  $I_{max} = 8$  o superiore è molto più ridotta, e la distribuzione spaziale di tali valori è piuttosto eterogenea. Rispetto al risultato PSHA, l' $I_{max}$  di molti comuni nelle province di Parma, Reggio Emilia e Modena si abbassa al grado 7 MCS, mentre aumenta nell'Appennino bolognese ed in parte del Ferrarese e del Ravennate, ove compare anche il 9° MCS (non previsto dalla procedura

PSHA). In sostanza, i due risultati sono abbastanza concordanti solo per le province di Forlì-Cesena e Rimini. Si deve inoltre notare che entrambi i risultati riportati nella figura 6.2.4 (Albarello et alii, 2002) differiscono in modo sensibile dal precedente tentativo, descritto nella figura 6.2.3 (Albarello et alii, 2000).

Un aggiornamento dell'analisi appena discussa è proposta da Gomez et alii (2010), che rispetto ad Albarello et alii (2002) si avvale di un insieme di dati macrosismici più completo (DBMI04, Stucchi et alii, 2007) e di una differente configurazione delle macrozone sismogenetiche, prese da Meletti et alii, 2008 (Fig. 6.2.2) anziché da Meletti et alii (2000). Anche in questo caso emergono differenze significative per la stima dell' $I_{max}$  nella regione considerata con i due approcci (Fig. 6.2.5). Per esempio, l'area a maggior rischio prevista con la procedura PSHA (8° MCS), corrispondente alla Romagna e parte dell'Alto Appennino emiliano, è ben più estesa di quella ottenuta con l'approccio di sito. Confrontando le figure 6.2.4 e 6.2.5 si nota inoltre che le distribuzioni dell' $I_{max}$  ottenute da Gomez Capera et alii (2010) sono piuttosto differenti dai risultati di Albarello et alii (2002), nonostante l'uso delle medesime metodologie statistiche.

Il fatto che in poco più di un decennio siano stati ottenuti risultati tanto diversi suggerisce che le procedure probabilistiche sono assai sensibili alla qualità e quantità dei dati sismologici e macrosismici e alla configurazione delle macrozone sismogenetiche (Fig. 6.2.2).

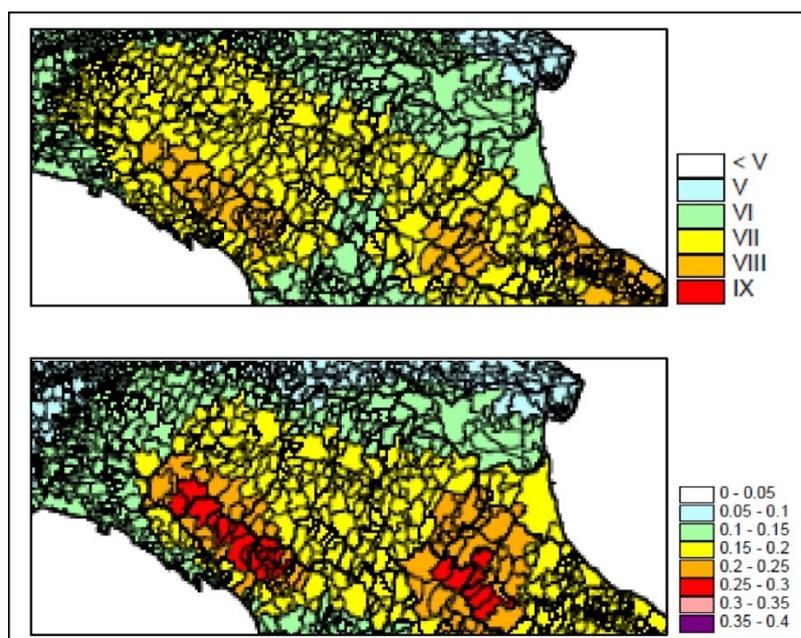


**Fig. 6.2.5.** Confronto tra le distribuzioni dell'intensità massima attesa, ottenute da Gomez Capera et alii (2010) per l'Emilia-Romagna e dintorni con l'approccio probabilistico PSHA (a sinistra) e di sito (a destra). Il valore di intensità riportato ha il 10% di probabilità di essere superato entro 50 anni dalla data di elaborazione delle carte.

A questo punto della trattazione il lettore può agevolmente confrontare la distribuzione dell'intensità massima proposta in questo lavoro (Fig. 6.1.3), che tiene conto dell'assetto sismotettonico mediante le zone sismiche definite nel capitolo 5, con i precedenti tentativi (Figg. 6.2.1 e 6.2.3-5). Come discusso nel paragrafo 6.1, il fatto di aver considerato zone sismiche realistiche (Fig. 6.1.2), di aver usato dati macrosismici aggiornati (Fig. 6.1.4) e di aver messo in evidenza il ruolo di terremoti remoti (come l'evento del 1117), consente di affermare che la carta delle  $I_{max}$  mostrata in figura 6.1.3 rappresenta un significativo avanzamento nella valutazione della pericolosità sismica dell'Emilia-Romagna.

Più complesso è il raffronto tra il risultato di questo lavoro e l'attuale classificazione sismica della regione considerata. Nelle precedenti pubblicazioni di questa serie (Mantovani et alii, 2011, 2012a) è già stato ampiamente discusso come la classificazione sismica sia fondata sul livello di scuotimento del terreno piuttosto che sull'entità del danneggiamento atteso. Il parametro che definisce le 4 classi sismiche, ovvero la *Peak Ground Acceleration* (PGA), non si può quindi direttamente confrontare con l'intensità macrosismica MCS. Inoltre, c'è il problema pratico di correlare l'accelerazione del terreno, espressa da numeri collocati in un intervallo continuo, con una scala macrosismica formata da un insieme discreto di numeri interi. Nonostante tali difficoltà, da tempo si tenta di convertire l'intensità macrosismica in parametri di scuotimento (e.g., Ambraseys, 1975; Margottini et alii, 1992; Wald et alii, 1999; Faenza e Michelini, 2010, 2011). Tuttavia, tale operazione è basata su correlazioni statistiche tra dati macrosismici ed accelerometrici, non essendo

disponibile un modello fisico che interpreti il rapporto esistente tra le quantità in oggetto. Il danneggiamento sismico dipende infatti dalla complessa interazione tra l'ampiezza e le proprietà spettrali dello scuotimento sismico, le caratteristiche del sottosuolo e la tipologia costruttiva dei manufatti (e.g., Romeo, 2007). Tentativi di conversione della  $I_{max}$  in PGA per i comuni della Toscana e dell'Emilia-Romagna, qui non riportati, indicano che le tre relazioni empiriche adottate (Decanini et alii, 1995; Faccioli e Cauzzi, 2006; Gomez Capera et alii, 2007) portano a valori di PGA molto differenti per lo stesso grado di intensità. Ciò limita la possibilità di usare relazioni empiriche per ottenere una stima realistica dello scuotimento partendo dall'informazione macrosismica. Una possibile alternativa è l'elaborazione di stime *congiunte* di  $I_{max}$  e PGA, attraverso l'uso di una comune metodologia di trattamento dei dati. Un esempio in tal senso è fornito da Albarello et alii (2000), che usano la stessa procedura probabilistica PSHA per ottenere sia la distribuzione della PGA che quella della  $I_{max}$  (Fig. 6.2.6).

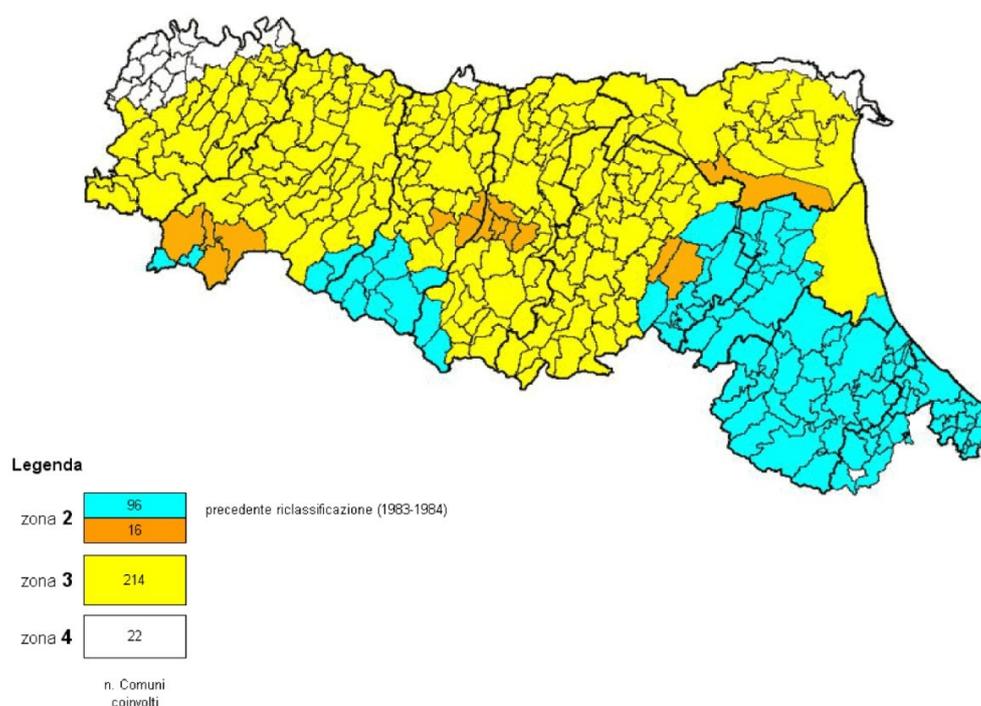


**Fig. 6.2.6.** Stima congiunta delle  $I_{max}$  (in alto) e delle PGA (in basso) previste nei comuni dell'Emilia-Romagna e dintorni, ottenuta da Albarello et alii (2000) mediante la procedura probabilistica PSHA. La PGA è espressa come frazione dell'accelerazione di gravità ( $g = 9.81 \text{ ms}^{-2}$ ). Come nelle figure precedenti, i valori riportati hanno il 10% di probabilità di essere superati entro 50 anni dalla data di elaborazione delle carte.

E' opportuno ricordare che la normativa vigente (Ordinanze del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274-20/3/2003 e 3519-28/4/2006 e Norme Tecniche per le Costruzioni del 2008) stabilisce i criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e l'aggiornamento delle precedenti classificazioni. Alle singole Regioni spetta il compito di recepire tali indicazioni per classificare il proprio territorio. Secondo la legislazione suddetta le zone sismiche sono definite in base alle stime di accelerazione massima al suolo (con probabilità di superamento del 10% in 50 anni), riferite a suoli rigidi pianeggianti in cui la velocità delle onde sismiche di taglio (mediata nei primi trenta metri) sia maggiore o uguale a  $800 \text{ ms}^{-2}$ . Su questa base, la normativa individua le zone 4, 3, 2 ed 1, separate dai valori di PGA rispettivamente  $0.05g$ ,  $0.15g$  e  $0.25g$ , dove  $g$  è l'accelerazione di gravità.

In riferimento a tali definizioni, il confronto tra le carte riportate in figura 6.2.6 suggerisce che la zona sismica 4 corrisponde ad  $I_{max} \leq 5$  MCS, la zona 3 ad  $I_{max}$  di 6 o 7, la zona 2 ad  $I_{max}$  di 7 o 8 e la zona 1 ad  $I_{max} \geq 8$  MCS. Tali corrispondenze sono evidentemente ambigue, poiché i gradi 7 e 8 MCS sono attribuiti a più zone. Del resto, come discusso in precedenza, lo stesso problema si presenta per le relazioni di regressione tra  $I_{max}$  e PGA (Faenza e Michelini, 2010).

Per quanto riguarda l'Emilia-Romagna, ricordiamo che la classificazione attuale (Fig. 6.2.7) deriva dalle Delibere della Giunta Regionale 1435/2003 e 1677/2005, che recependo l'Ordinanza PCM 3274 hanno permesso di superare la precedente versione, risalente al 1983-84. L'attribuzione dei comuni emiliani e romagnoli alle varie zone sismiche deriva dalle stime di pericolosità sismica elaborate dall'INGV con la procedura PSHA (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). E' comunque opportuno notare che i criteri di classificazione sono tuttora dibattuti, soprattutto dopo l'entrata in vigore nel 2008 delle nuove Norme Tecniche di Costruzione (e.g., Romeo, 2009). La Regione Emilia-Romagna, in particolare, ha stimolato il dibattito con un apposito convegno e l'intervento di esperti del settore (Petrini e Boni, 2008). E' in questo quadro di revisione dei criteri di valutazione che si inserisce il tentativo, proposto in questo lavoro, di pervenire ad una stima più realistica della pericolosità sismica.



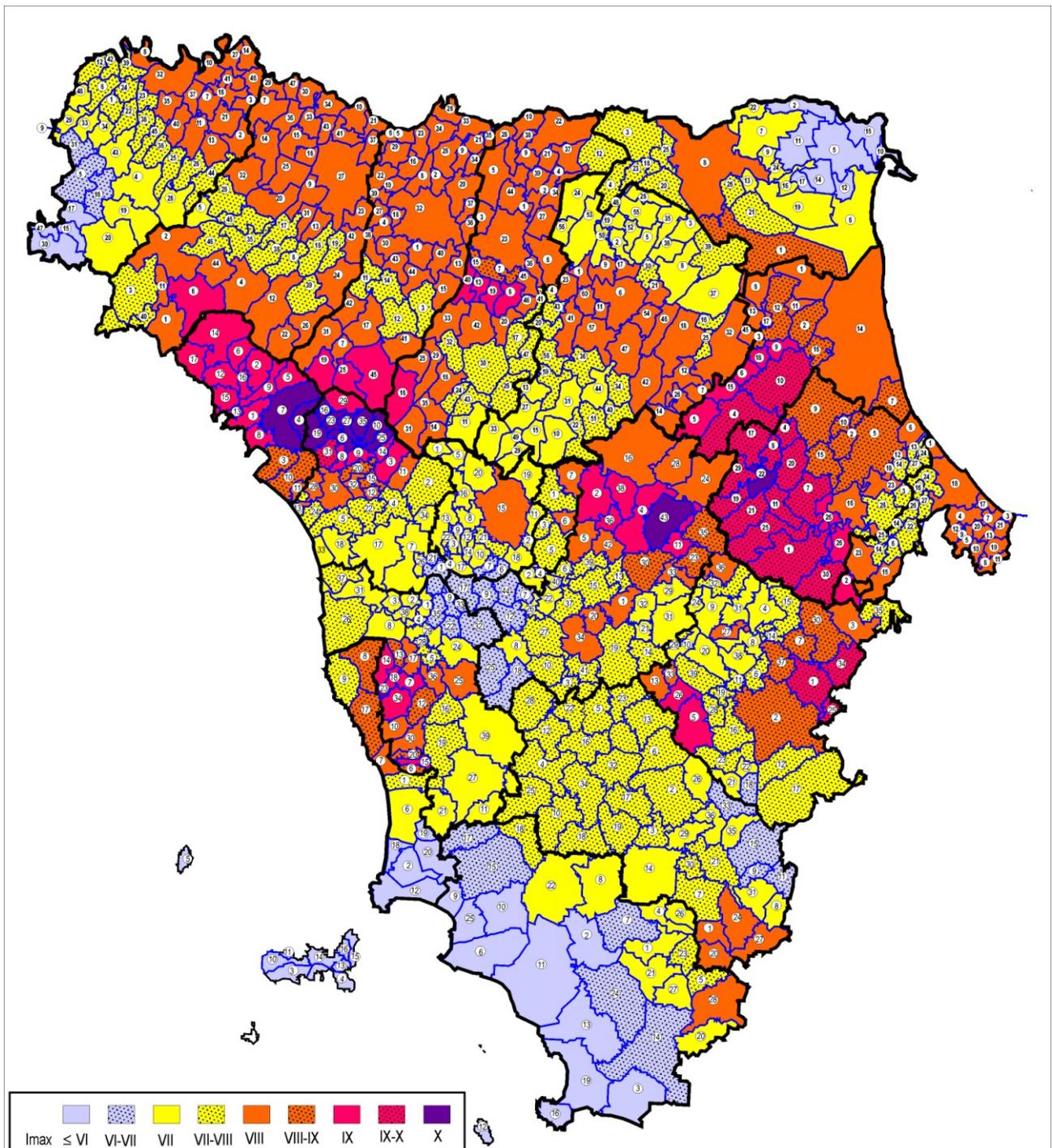
**Fig. 6.2.7.** *Classificazione sismica attuale della Regione Emilia-Romagna (reperibile su <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/la-classificazione-sismica>). La definizione delle zone sismiche in base al livello di scuotimento atteso (PGA) è descritta nel testo.*

La classificazione sismica vigente (Fig. 6.2.7) prevede una pericolosità relativamente bassa (classi 3 e 4) per la maggioranza dei comuni dell'Emilia-Romagna (236 su 348, circa il 70%). Il restante 30% dei comuni è attribuito alla classe 2, mentre è assente la classe 1 (che potrebbe corrispondere a  $I_{max} \geq 8$ ). I comuni più a rischio sono ubicati nell'Alto Appennino parmense e modenese (compreso il bacino intermontano quaternario di Compiano), in una piccola area appena a sud di Modena, nel settore orientale del Bolognese, nella parte meridionale del Ferrarese (il solo comune di Argenta) e, soprattutto, nel settore romagnolo costituito dalle province di Ravenna (eccetto il capoluogo), Forlì-Cesena e Rimini.

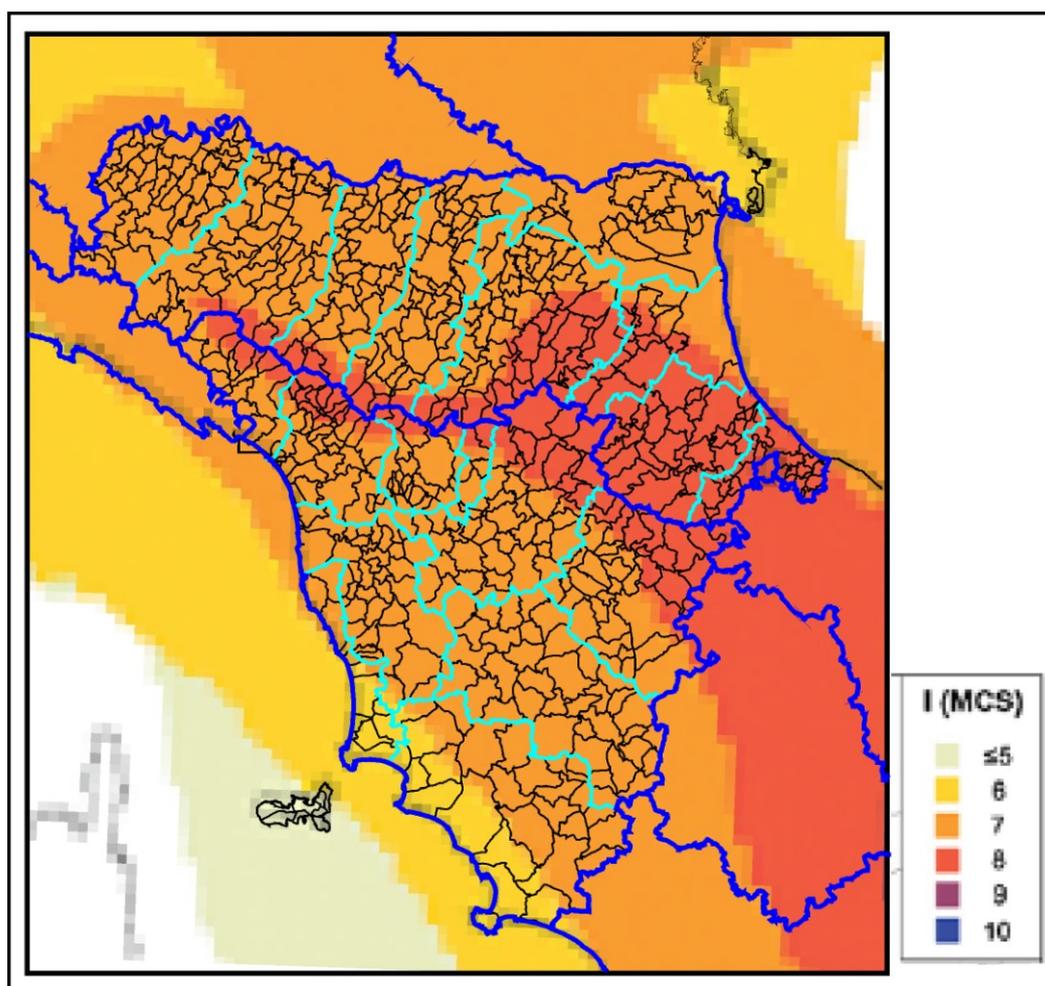
La carta delle  $I_{max}$  proposta in questo lavoro (Fig. 6.1.3) prevede invece una  $I_{max}$  significativa ( $\geq 8$  MCS) non solo nei settori sopra citati (seppure con una diversa distribuzione spaziale), ma anche nel settore di pianura delle province emiliane (Piacenza, Parma, Reggio Emilia e Modena), nell'area centrale del Bolognese e nei comuni di Ferrara e Ravenna. Aumenta inoltre nell'Alto Appennino emiliano l'ampiezza della fascia più esposta a seri danneggiamenti. In sintesi, dunque, questo lavoro suggerisce una pericolosità sismica significativa per un numero maggiore di comuni

della regione considerata e, in particolare, della pianura emiliana tra Piacenza e Modena. Quest'ultimo aspetto è almeno in parte legato alla valutazione degli effetti del forte terremoto del 1117, come descritto nel paragrafo precedente.

Comunque, un confronto diretto ed efficace tra i risultati ottenuti dall'approccio qui proposto e quelli ottenuti dalla procedura statistica (PSHA) per le due regioni finora considerate (Toscana ed Emilia-Romagna) è facilitato dalle figure 6.2.8 e 6.2.9, dove sono riportate le carte di  $I_{max}$  elaborate con entrambe le metodologie. Questo confronto mette in evidenza differenze molto marcate, che si possono così sintetizzare:



**Fig. 6.2.8.** Carta delle  $I_{max}$  per i comuni della Toscana (Mantovani et alii, 2012a) e dell'Emilia-Romagna (questa pubblicazione, figura 6.1.3).



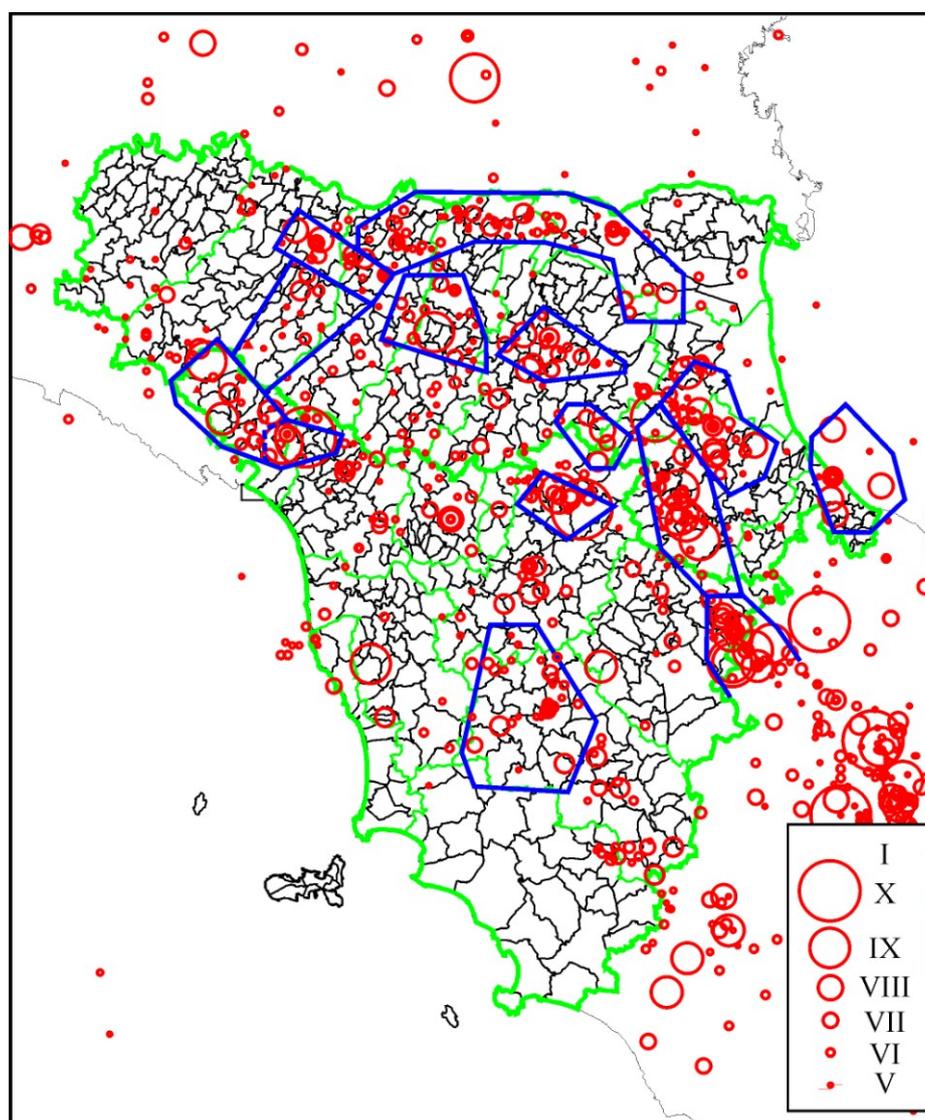
**Fig. 6.2.9.** Particolare della carta di pericolosità elaborata con la procedura PSHA, espressa in termini di  $I_{max}$  (Gomez Capera et alii, 2010), centrato sull'area comprendente la Toscana e l'Emilia-Romagna. In blu sono indicati i confini regionali. Il valore di intensità riportato ha il 10% di probabilità di essere superato entro 50 anni dalla data di elaborazione della carta.

- La carta elaborata con la procedura PSHA (Fig. 6.2.9) prevede valori di  $I_{max}$  non superiori a 8 nelle due regioni considerate, in contrasto con le carte qui proposte (Fig.6.2.8), dove la  $I_{max}$  raggiunge il valore 10. Questa differenza è principalmente dovuta al fatto che la probabilità stimata di scosse con  $I > 8$  è bassa nel periodo di 50 anni assunto nella procedura PSHA. Questa valutazione tiene conto dei presunti tempi di ritorno di terremoti in funzione della magnitudo (dedotti dal catalogo sismico e dalla relazione di Gutenberg-Richter), ma non tiene conto (clamorosamente) del fatto che non è noto il momento in cui ogni ciclo sismico ha avuto inizio. La forma delle zone colorate in figura 6.2.9 è evidentemente controllata dalla geometria della zonazione adottata (Fig. 6.2.2), mentre la configurazione delle aree colorate nella carte di figura 6.2.8 è strettamente connessa con la distribuzione della sismicità (Fig. 6.2.10) e con l'assetto sismotettonico, come discusso in precedenza.

- Per l'Emilia-Romagna, la carta qui proposta (Fig. 6.2.8) risente in modo marcato degli effetti del terremoto avvenuto nell'area veronese nel 1117 ( $M = 6.7$  e  $I_{max} = 9/10$ ), il più violento che ha colpito la Pianura padana nella storia sismica conosciuta. Questa scelta si basa sul fatto che la scossa del 1117 è ben documentata e sulla convinzione che non si può escludere, per le considerazioni riportate sopra, che un terremoto analogo si ripresenti a breve. La carta di figura 6.2.9, invece, non è molto influenzata dalla scossa del 1117, in quanto la probabilità che una scossa

di questo tipo (unica e avvenuta in tempi remoti) si possa ripetere entro il periodo relativamente corto considerato dalla procedura PSHA (50 anni) risulta bassa.

- Per la Toscana, la zona di massima pericolosità prevista dal metodo PSHA (Fig. 6.2.9) è disposta lungo il confine tra le due regioni e segue il crinale appenninico senza soluzione di continuità. Nella nostra proposta, invece, l'Imax attesa per le zone sismogenetiche principali (Lunigiana-Garfagnana, Mugello ed Alta Val Tiberina) è ben maggiore di quanto stimato per i settori interposti come l'Appennino pistoiese ed il Casentino (Fig. 6.2.8). Inoltre, la carta PSHA prevede una intensità uniforme (7° MCS) per gran parte del territorio toscano, ad eccezione della suddetta fascia appenninica (8° MCS) e di una sottile striscia costiera nel Grossetano (6° MCS). Tale risultato nasconde il ruolo di importanti zone sismiche, come il Chianti fiorentino, il Valdarno medio, la Collina livornese-pisana e l'Amiata, che nel tempo hanno generato eventi sismici con intensità ben maggiori di 7. Il ruolo delle suddette zone è invece messo in evidenza dalla carta di Imax proposta in questo lavoro (Fig. 6.2.8). Il fatto che la carta PSHA non riesca ad individuare gli aspetti *locali* della pericolosità sismica pone dei dubbi sulla possibilità di usare questo risultato per la pianificazione del rischio sismico da parte degli Enti locali (Regioni, Province e Comuni).



**Fig. 6.2.10.** Terremoti principali avvenuti nella zona comprendente la Toscana e l'Emilia-Romagna (Rovida et alii, 2011) e geometria delle zone sismogenetiche adottate per le due regioni (vedi il capitolo 1 di Mantovani et alii, 2012a ed il capitolo 5 di questa pubblicazione).

### 6.3. Aggiornamento delle I<sub>max</sub> per alcuni comuni della Toscana settentrionale

Lo studio riportato in questa pubblicazione ha permesso di valutare in modo più accurato, rispetto alla stima precedente, le possibili influenze che la sismicità delle principali zone sismogenetiche emiliano-romagnole possono avere sulla pericolosità sismica della Toscana settentrionale. In particolare, l'analisi dei risultati ottenuti per l'Emilia-Romagna (Fig. 6.1.3) ha suggerito l'opportunità di apportare alcune piccole modifiche (al più un grado MCS) alla carta delle I<sub>max</sub> precedentemente proposta (Mantovani et alii, 2012a, riportata anche in figura 6.2.9), per alcuni comuni toscani delle province di Arezzo e Firenze, localizzati in prossimità dell'Appennino romagnolo (Tab. 6.3.1).

N	Comune	Pr	DB	Anno	2012	2013
3	Badia Tedalda	AR	7/8	1781(Cagli)	8	8/9
4	Bibbiena	AR	7	1504-1918-1919	7	8
8	Castel Focognano	AR	6/7	1919	7	7/8
9	Castel San Niccolò	AR	7	1919	7	7/8
14	Chitignano	AR	7	1919	7/8	8
15	Chiusi della Verna	AR	6/7	1584-1919	7/8	8
31	Poppi	AR	6/7	1919	7	8
32	Pratovecchio	AR	7/8	1919	7/8	8
35	Sestino	AR	7/8	1781 (Cagli)	7/8	8
24	Marradi	FI	8	1661-1725	8	8/9
28	Palazzuolo sul Senio	FI	8	1661-1725	8	8/9

**Tab. 6.3.1.** Intensità massime proposte per alcuni comuni della Toscana (2013), rivalutate rispetto a quelle (2012) riportate in Mantovani et alii (2012a), tenendo conto della possibile influenza, su questi comuni, dei terremoti avvenuti e attesi nella zona sismogenetica dell'Appennino romagnolo. Pr=provincia; DB=I<sub>max</sub> ricavata dal catalogo DBMI11 (Locati et alii, 2011); Anno=anno (o anni) del terremoto (i) che ha (o hanno) prodotto l'I<sub>max</sub> riportata nella colonna DB.

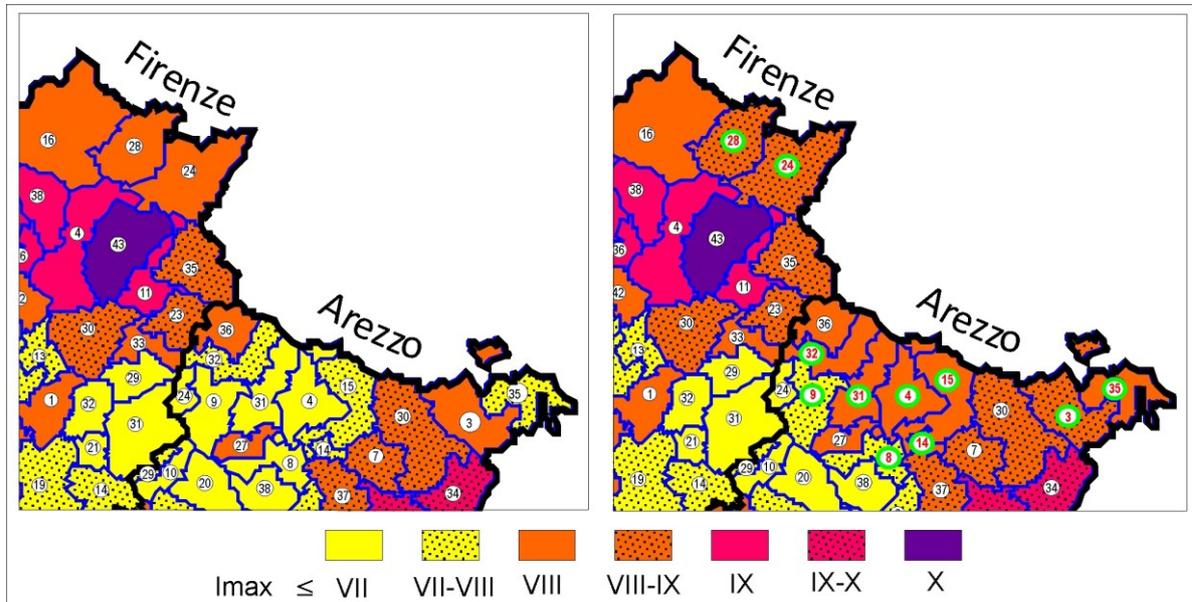
Per Badia Tedalda e Sestino si è ritenuto opportuno incrementare il valore della I<sub>max</sub> in conseguenza del fatto che tali comuni sono adiacenti ad altri (Casteldelci-RN I<sub>max</sub>=9, Pennabilli-RN I<sub>max</sub>=8, Pieve Santo Stefano-AR I<sub>max</sub>=8/9, Sansepolcro-AR I<sub>max</sub>=9/10, Sant'Agata Feltria-RN I<sub>max</sub>=8, Verghereto-FC I<sub>max</sub>=9/10) dove è attesa una I<sub>max</sub> più elevata.

Per i comuni di Bibbiena, Chitignano, Chiusi della Verna, Poppi e Pratovecchio, l'aumento proposto per la I<sub>max</sub> è prevalentemente dovuto alla vicinanza di comuni romagnoli associati ad una I<sub>max</sub>=9/10 (Bagno di Romagna, Santa Sofia e Verghereto). Comunque, siccome le notizie macrosismiche disponibili nei comuni interessati non si riferiscono mai a I<sub>max</sub> superiori a 7/8, non ci è sembrato opportuno assumere I<sub>max</sub> superiori a 8, nonostante la limitata distanza da terremoti intensi (9 e 9/10). I bassi valori di I<sub>max</sub> osservati nei comuni sopra citati potrebbero suggerire che la propagazione dell'energia sismica lungo la direttrice Nord-Sud non è molto efficace, anche se questa ipotesi non spiega perché il comune di Ortignano Raggiolo, più lontano dei suddetti comuni dall'epicentro del terremoto del 1918 (Appennino romagnolo, I=9), ha risentito di una I=8. Le considerazioni riportate sopra si possono anche applicare ai comuni di Castel Focognano e Castel San Niccolò, adiacenti al comune di Ortignano Raggiolo (I=8), per cui è proposto un aumento di I<sub>max</sub> da 7 a 7/8.

Un altro aspetto del problema che ha reso necessarie le modifiche qui discusse è che, in seguito all'approfondimento delle conoscenze sull'assetto tettonico e sui dati macrosismici dell'Emilia-Romagna, sono state modificate le caratteristiche della zona sismogenetica Appennino romagnolo (Appennino Forlivese in Mantovani et alii, 2012a), adottando, in particolare, una maggiore estensione della zona rispetto a quella precedentemente considerata ed un valore più elevato della I<sub>max</sub> attesa (I=9/10 anziché I=9). In particolare, l'estensione verso Nord della zona sismogenetica Appennino romagnolo, fino a comprendere il terremoto del 1781 (Romagna, I=9/10), implica una

maggior pericolosità per i comuni di Marradi e Palazzuolo sul Senio, la cui  $I_{max}$  è stata incrementata di un mezzo grado MCS.

I nuovi valori di  $I_{max}$  proposti per i comuni toscani riconsiderati (Tab. 6.3.1) sono messi in evidenza nella figura 6.3.1.



**Fig. 6.3.1.** I vecchi e i nuovi valori di  $I_{max}$  sono rispettivamente riportati in A) e in B). I comuni toscani per cui è stato modificato il valore di  $I_{max}$  (Tab. 6.3.1) sono evidenziati dal numero rosso contornato di verde.

## Riferimenti

- Albarelo D., Bosi V., Brammerini F., Lucantoni A., Naso G., Peruzza L., Rebez A., Sabetta F., Slejko D., 2000. Carte di pericolosità sismica del territorio nazionale. Quaderni di Geofisica, 12, 1-7.
- Albarelo D., Brammerini F., D'Amico V., Lucantoni A., Naso G., 2002. Italian intensity hazard maps: a comparison of results from different methodologies. *Boll.Geofis.Teor.Appl.*, 43, 249-262.
- Ambraseys N.N., 1975. Studies in historical seismicity and tectonics, in *Geodynamics Today*. The Royal Society, London, 7-16.
- Ambrosetti P., Bosi C., Carraro F., Ciaranfi N., Panizza M., Papani G., Vezzani L., Zanferrari A., 1983. Neotectonic map of Italy (scale 1:500000). CNR-PFG, Quaderni della Ricerca Scientifica CNR, 114 (4).
- Amorosi A., Scarponi D., Ricci Lucchi F., 2002. Palaeoenvironmental changes in the Pliocene Intra-Appenninic Basin, near Bologna (Northern Italy). *Geobios, Memoire Special*, 24, 7-18.
- Amoruso, A., Crescentini, L., Scarpa, R., 1998. Inversion of source parameters from near- and far field observations: an application to the 1915 Fucino earthquake, central Apennines, Italy. *J.Geophys.Res.* 103, 29989-29999.
- Anderson D.L., 1975. Accelerated plate tectonics. *Science*, 167, 1077-1079.
- Anelli L., Gorza M., Pieri M., Riva M., 1994. Subsurface well data in the northern Apennines (Italy). *Mem.Soc.Geol. It.*, 48, 461-471.
- Ansorge J., Blundell D., Mueller S., 1992. Europe's lithosphere: seismic structure. In: Blundell D., Freeman R., Mueller S. (Eds.). *A Continent Revealed: The European Geotraverse*. Cambridge Univ. Press, New York, pagg. 33-70.
- Anzidei M., Boschi E., Cannelli V., Devoti R., Esposito A., Galvani A., Melini D., Pietrantonio G., Riguzzi F., Sepe V., Serpelloni E., 2009. Coseismic deformation of the destructive April 6, 2009 L'Aquila earthquake (central Italy) from GPS data. *Geophys.Res.Lett.*, 36, L17307, doi:10.1029/2009GL039145.
- Anzidei M., Maramai A., Montone P. (a cura di), 2012. The Emilia (northern Italy) seismic sequence of May-June, 2012: preliminary data and results. *Annals Geophysics*, 55 (4), doi: 10.4401/ag-6233.
- Arca S., Berretta G.P., 1985. Prima sintesi geodetica-geologica sui movimenti verticali del suolo nell'Italia Settentrionale. *Boll.Geod.Sci.Aff.*, 44, 125-156.
- Argnani A., 1998. Structural elements of the Adriatic foreland and their relationships with the front of the Apennine fold-and-thrust belt. *Mem.Soc.Geol.It.*, 52, 647-654.
- Argnani A., Artoni A., Ori G.G., Roveri M., 1991. L'avanzata Centro-Adriatica: stili strutturali e sedimentazione. *Studi Geologici Camerti*, 1991/1 (special volume), 371-381.
- Argnani A., Bernini M., Di Dio G.M., Papani G., Rogledi S., 1997. Stratigraphic record of crustal-scale tectonics in the Quaternary of the Northern Apennines (Italy). *Il Quaternario*, 10, 595-602.
- Argnani A., Barbacini G., Bernini M., Camurri F., Ghielmi M., Papani G., Rizzini F., Rogledi S., Torelli L., 2003. Gravity tectonics driven by Quaternary uplift in the Northern Apennines: insights from the La Spezia-Reggio Emilia geo-transect. *Quaternary Int.*, 101-102, 13-26.
- Ascione A., Caiazza C., Cinque A., 2007. Recent faulting in Southern Apennines (Italy): geomorphic evidence, spatial distribution and implications for rates of activity. *Boll.Soc.Geol.It. (It. J. Geosciences)*, 126, 293-305.
- Ascione A., Cinque A., Miccadei E., Villani F., 2008. The Plio-Quaternary uplift of the Apennines Chain: new data from the analysis of topography and river valleys in Central Italy. *Geomorphology*, 102, 105-118, doi:10.1016/j.geomorph.2007.07.022.
- Baldi P., Casula G., Cenni N., Loddo F., Pesci A., 2009. GPS-based monitoring of land subsidence in the Po Plain (northern Italy). *Earth Planet. Science Letters*, 288, 204-212.
- Balestrieri M.L., Bernet M., Brandon M.T., Picotti V., Reiners P., Zattin M., 2003. Pliocene and

- Pleistocene exhumation and uplift of two key areas of the Northern Apennines. *Quaternary Int.*, 101-102, 67-73.
- Ballarin S., 1963. Il campo della gravità in Italia: carte delle anomalie topografiche-isostatiche. *Commis. Geodet. It. Mem.*, No.17.
- Bally A.W., Burbi L., Cooper C. and Ghelardoni R., 1986. Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines. *Mem.Soc.Geol.It.*, 35, 257-310.
- Banerjee P., Pollitz F., Nagarajan B., Burgmann R., 2007. Coseismic Slip Distributions of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman and 28 March 2005 Nias Earthquakes from GPS Static Offsets. *Bull.Seism.Soc.America*, 97, S86-S102. doi: 10.1785/0120050609.
- Baratta M., 1983. I terremoti d'Italia. Saggio di storia, geografia e bibliografia sismica italiana (ristampa anastatica dell'edizione 1901, Torino). Arnaldo Forni Editore, Bologna, pagg. 960.
- Barbero D., Boano P., Colla M.T., Forno M.G., 2007. Pleistocene terraced fluvial succession, northern slope of Torino Hill. *Quaternary Int.*, 171-172, 64-71.
- Barka A.A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967. *Bull.Seism.Soc.America*, 86, 1238-1254.
- Bartolini C., 1999. An overview of Pliocene to present-day uplift and denudation rates in the Northern Apennine. In: Smith B.J., Whalley W.B., Warke P.A. (Eds.), Uplift, erosion and stability: Prospective on long-term landscape development. *Geol. Soc. of London, Special Publication 162*, pagg. 1-7.
- Bartolini C., 2003. When did the Northern Apennine become a mountain chain? *Quaternary Int.*, 101-102, 75-80.
- Bartolini C., 2004. La morfotettonica ed I suoi limiti come strumento d'indagine neotettonica. *Il Quaternario*, 17, 251-257.
- Bartolini C., Bernini M., Carloni G.C., Costantini A., Federici P.R., Gasperi G., Lazzaretto A., Marchetti G., Mozzanti R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P.L., Castaldini D. and Francavilla F., 1982. Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale, Note illustrative. *Boll.Soc.Geol.It.*, 101, 523-549.
- Bartolini C., Caputo R., Pieri R., 1996. Pliocene-Quaternary sedimentation in the Northern Apennine foredeep and related denudation. *Geological Magazine*, 133, 255-273.
- Bartolini C., D'Agostino N., Dramis F., 2003. Topography, exhumation, and drainage network evolution of the Apennines. *Episodes*, 26, 212-216.
- Basili R., Barba S., 2007. Migration and shortening rates in the northern Apennines, Italy: implications for seismic hazard. *Terra Nova*, 19, 462-468.
- Benedetti L., Tapponnier P., Gaudemer Y., Manighetti I., Van der Woerd J., 2003. Geomorphic evidence for an emergent active thrust along the Po Plain: the Broni-Stradella fault. *J.Geophys.Res.*, 108, 2238, ETG6, 1-14.
- Berardi R., Petrunaro C., Zonetti L., Magri L., Mucciarelli M., 1993. Mappe di sismicità per l'area italiana, ISMES/ENEL, pagg. 51.
- Bernini M., Papani G., 1987. Alcune considerazioni sulla struttura del margine appenninico emiliano fra lo Stirone e l'Enza (e sue relazioni con il Sistema del F. Taro). *L'Ateneo Parmense, Acta Nat.*, 23, 219-240.
- Bernini M., Bertoldi R., Papani G., Vescovi P., 1994. Evoluzione in regime compressivo del bacino Villafranchiano di Campiano (Parma). *Atti Tic. Sc. Terra*, 37, 155-171.
- Bertotti G., Capozzi R., Picotti V., 1997. Extension controls Quaternary tectonics, geomorphology, and sedimentation of the N-Apennines foothills and adjacent Po plain (Italy). *Tectonophysics*, 282, 291-301.
- Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R., Scandone P., 1990. Structural model of Italy, 1:500000, CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica.
- Boano P., Forno M.G., Lucchesi S., 2004. Pleistocene deformation of the Collina di Toronto inferred from the modelling of their fluvial succession. *Il Quaternario*, 17, 145-150.

- Boccaletti M., Dainelli P., 1982. Il sistema regmatico Neogenico-Quaternario nell'area Mediterranea: Esempio di deformazione plastico-rigida post-collisionale. *Mem.Soc.Geol.It.*, 24, 465-482.
- Boccaletti M., Coli M., Eva C., Ferrari G., Giglia G., Lazzarotto A., Merlanti F., Nicolich R., Papani G., Postpischl D., 1985. Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines. *Tectonophysics*, 117, 7-38.
- Boccaletti M., Martelli L. (a cura di) 2004. Carta sismo-tettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000 e note illustrative. Selca, Firenze.
- Boccaletti, M., Corti, G., Martelli, L., 2010. Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy). *Int. J. Earth Sci. (Geologische Rundschau)*, doi: 10.1007/s00531-010-0545-y.
- Bommer J.J., Stafford P.J., Akkar S., 2010. Current empirical ground-motion prediction equations for Europe and their application to Eurocode 8. *Bull. Earthquake Engineering*, 8, 5-26. doi 10.1007/s10518-009-9122.9.
- Bonci L., 2005. Carta Gravimetrica d'Italia – Gravity Map of Italy, Scala 1:1250000. Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per I Servizi Tecnici, Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico d'Italia, SELCA, Firenze.
- Bonciani F., Cornamusini G., Callegari I., Conti P., Foresi L.M., 2007. The role of the “Coltre della Val Marecchia” within the tectonic-sedimentary evolution of the Romagna-Marchean Apennines. *Rend.Soc.Geol.It., Nuova Serie*, 5, 62-65.
- Boncio P., Lavecchia G., 2000. A structural model for active extension in Central Italy. *J. Geodynamics*, 29, 233-244.
- Boncio P., Bracone V., 2009. Active stress from earthquake focal mechanisms along the Padan-Adriatic side of the Northern Apennines (Italy), with considerations on stress magnitudes and pore-fluid pressures. *Tectonophysics*, 476, 180-194.
- Bonini M., 2007. Interrelations of mud volcanism, fluid venting, and thrust-anticline folding: examples from the external Northern Apennines (Emilia Romagna, Italy). *J.Geophys.Res.*, 112, B08413, doi:10.1029/ 2006JB004859.
- Bonito M., 1691. Terra tremante. Arnaldo Forni Editore, Ristampa anastatica, Sala Bolognese, pagg.822.
- Borgia A., Grieco G., Brondi F., Badali M., Merle O., Pasquarè G., Martelli L., Nardo T., 2006. Shale diapirism in the Quaternary tectonic evolution of the Northern Apennine, Bologna, Italy. *J.Geophys.Res.*, 111, B08406, doi:10.1029/2004JB003375.
- Bortolotti V. (a cura di), 1992. Appennino tosco-emiliano. Guide geologiche regionali, vol. 4, Milano, BE-MA.
- Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G., Valensise G. (Eds), 1995. Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980. ING, Roma-SGA, Bologna, pagg. 973.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. Gasperini P. (Eds), 1997. Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990. ING, Roma-SGA, Bologna, pagg. 644.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise G., Gasperini P., 2000. Catalogue of Strong Italian Earthquakes from 461 B.C. to 1997. ING-SGA, CD-ROM.
- Bosellini A., 2004. The western passive margin of Adria and its carbonate platforms. In: Special volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence, pagg. 79-92.
- Bosi C., ED., IGAG, 2004. Quaternary. In: Special volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence, pagg. 161-168.
- Bouchon M., Toksoz N., Karabulut H., Bouin M.P., Dietrich M., Aktar M., Edie M., 2000. Seismic imaging of the 1999 Izmit (Turkey) rupture inferred from the near-fault recordings. *Geophys.Res.Lett.*, 27, 3013-3016,
- Burrato P., Ciucci F., Valensise G., 2003. An inventory of the river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: evidence for active blind thrust faulting. *Annals Geophysics*, 46, 865-882.

- Calamita F., Cello G., Centamore G., Deiana A., Micarelli W., Paltrinieri W., Ridolfi M., 1991. Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica. *Studi Geologici Camerti*, Vol. Spec. 91/1, 295-314.
- Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P., Pizzi A., 1999. Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quadernaria dell'Appennino umbro-marchigiano tra il preappennino umbro e la costa adriatica. *Boll.Soc.Geol.It.*, 118, 125-139.
- Calamita F., Esestime P., Viandante M.G., 2005. Tectonic setting of the Central-Southern Apennines. *Rend.Soc.Geol.Ital., Nuova Serie*, 1, 66-68.
- Camassi R., Stucchi M., 1997. NT4.1.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno. GNDT, Milano, pagg. 99.
- Camassi R., Ercolani E., Mirto C., Stucchi M., 2000. Analisi e confronti verso la nuova mappa delle massime intensità macrosismiche osservate. In: *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*, a cura di F. Galadini, C. Meletti, A. Rebez. CNR-GNDT, 345-355.
- Camassi R., Bernardini F., Ercolani E., 2003. Rilievo macrosismico degli effetti prodotti dalla sequenza sismica iniziata il 14 settembre 2003 (Appennino Bolognese), <http://www.mi.ingv.it/eq/030914/sequenza.html>.
- Camassi, R., V. Castelli, D. Molin, F. Bernardini, C.H. Caracciolo, E. Ercolani and L. Postpischl (2011). Materiali per un catalogo dei terremoti italiani: eventi sconosciuti, rivalutati o riscoperti, *Quaderni di Geofisica*, 96, 50-387, <http://istituto.ingv.it/l-ingv/produzione-scientifica/quaderni-di-geofisica>.
- Capozzi R., Landuzzi A., Zanolì S., 1998. Neogene evolution of the Apennine foothill structures from northern Marche to eastern Romagna. *Mem.Soc.Geol.It.*, 52, 631-646.
- Carminati E., Scrocca D., Doglioni C., 2010. Compaction-induced stress variations with depth in an active anticline: Northern Apennines, Italy. *J.Geophys.Res.*, 115, doi:10.1029/2009JB006395.
- Carrozzo M.T., De Visintini G., Giorgetti F., Iaccarino E., 1973. General Catalogue of Italian Earthquake, RT/PROT, 73, 12, 226 pagg., Comitato Nazionale Per l'Energia Nucleare, Roma.
- Cassinis R., 1983. Seismicity and crustal structure in the Italian region: a preliminary zoning. *Boll.Geof.Teor.Appl.*, 25, 3-26.
- Castaldini D., Panizza M., 1991. Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e Piave e il Lago di Como (Italia settentrionale). *Il Quaternario*, 4, 333-410.
- Castanos H., Lomnitz C., 2002. PSHA: is it science? *Engineering Geology*, 66, 315-317.
- Castellarin A., Eva C., Giglia G., Vai G.B., 1985. Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano. *Giornale di Geologia*, 47, 47-75.
- Castellarin A., Vai G.B., 1986. Southalpine versus Po Plain Apenninic Arcs. In: *The Origin of Arcs*. Edited by F.C. Wezel, Elsevier, Amsterdam, vol. 19, pagg. 253-280.
- Castellarin A., Pini G.A., Borsetti A.M., Rabbi E., 1987. L'Arco del Sillaro: la messa in posto delle argille scagliose al margine Appenninico Padano (Appennino Bolognese). *Mem.Soc.Geol.It.*, 39, 127-141.
- Castellarin A., Vai G.B., Cantelli L., 2006. The Alpine evolution of the Southern Alps around the Giudicarie faults: a Late Cretaceous to Early Eocene transfer zone. *Tectonophysics*, 414, 203-223.
- Castelli V., Bernardini F., Camassi R., Caracciolo C.H., Ercolani E., Postpischl L., 2012. Looking for missing earthquake traces in the Ferrara-Modena plain: an update on historical seismicity. *Annals Geophysics*, 55, 519-524.
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C., Amato A., 2006. CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1. INGV, Centro Nazionale Terremoti, Roma (<http://csi.rm.ingv.it/>).
- Catalano S., Monaco C., Tortorici L., 2004. Neogene-Quaternary tectonic evolution of the Southern Apennines. *Tectonics*, 23, TC2003, doi:10.1029/2003TC001512.
- Cataldi R., Mongelli F., Squarci P., Taffi L., Zito G., Calore C., 1995. Geothermal ranking of Italian territory. *Geothermics*, 24, 115-129.
- Celebi M., Bazzurro P., Chiaraluce L., Clemente P., Decanini L., De Sortis A., Ellsworth W.,

- Gorini A., Kalkan E., Marcucci S., Milana G., Mollaioli F., Oliveri M., Paolucci R., Rinaldis D., Rovelli A., Sabetta F., Stephens C., 2010. Recorded motion of the 6 April 2009  $M_w$  6.3 L'Aquila, Italy, earthquake and implications for building structural damage: overview. *Earthquake Spectra*, 26, 3, 651-684.
- Cello, G., Mazzoli, S., Tondi, E., 1998. The crustal fault structure responsible for the 1703 earthquake sequence of central Italy. *J. Geodynamics*, 26, 443-460.
- Cenni N., Mantovani E., Baldi P., Viti M., 2012. Present kinematics of Central and Northern Italy from continuous GPS measurements. *J. Geodynamics*, 58, 62-72, doi:10.1016/j.jog.2012.02.004.
- Cerrina Feroni A., Ghiselli F., Leoni L., Martelli L., Martinelli P., Ottria G., Sarti G., 1997. L'assenza delle Liguridi nell'Appennino romagnolo: relazioni con il sollevamento quaternario e implicazioni strutturali. *Il Quaternario*, 10, 371-376.
- Cerrina Feroni A., Martelli L., Martinelli P., Ottria G., Sarti G., 2001. The Romagna Apennines, Italy: an eroded duplex. *Geological J.*, 36, 39-54.
- Cerrina Feroni A., Leoni L., Martelli L., Martinelli P., Ottria G., 2002. Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:250.000. Regione Emilia-Romagna-CNR, Pisa - SELCA, Firenze.
- Cerrina Feroni A., Ottria G., Ellero A., 2004. The northern Apennine, Italy: geological structure and transpressive evolution. Special Volume of the Italian Geological Society for the ISC 32, Florence, 15-32.
- Cheloni, D., D'Agostino, N., D'Anastasio, E., Avallone, A., Mantenuto, S., Giuliani, R., Mattone, M., Calcaterra, S., Gambino, P., Dominaci, D., Radicioni, F. and Castellini, G., 2010. Coseismic and initial post-seismic slip of the 2009  $M_w$  6.3 L'Aquila earthquake, Italy, from GPS measurements. *Geophys.J.Int.*, 181, 1539-1546.
- Chiarabba C., Jovane L., Di Stefano R., 2005. A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*, 395, 251-268.
- Ciarapica G., Passeri L., 2005. Late Triassic and Early Jurassic sedimentary evolution of the Northern Apennines: an overview. *Boll.Soc.Geol.It.* 124, 189-201.
- Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Marone C., 2009a. Fault zone fabric and fault weakness. *Nature*, 462, 907-910, doi:10.1038/nature08585.
- Collettini C., Viti C., Smith S.A.F., Holdsworth R.E., 2009b. Development of interconnected talc networks and weakening of continental low-angle normal faults. *Geology*, 37, 567-570, doi: 10.1130/G25645A.1.
- Compagnoni B., Galluzzo F., 2004. Geological map of Italy 1:250.000 scale. Especially printed for the 32nd international geological congress. S.EL.CA, Florence, Italy.
- Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1992. Structural model of Italy and gravity map. Progetto Finalizzato Geodinamica. Quaderni della Ricerca Scientifica, 114 (9 sheets), CNR.
- Cornell C. A., 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bull.Seism.Soc.America*, 58, 1583-1606.
- Corrado S., 1995. Optical parameters of maturity of organic matter dispersed in sediments: first results from the Central Apennines (Italy). *Terra Nova*, 7, 338-347.
- Costa E., 1987. La struttura di M.Zuccone (Alta Val Taro, prov. di Parma): analisi preliminare. *Mem.Soc.Geol.It.*, 39, 57-67.
- Costa M., 2003. The buried, Apenninic arcs of the Po Plain and Northern Adriatic Sea (Italy): a new model. *Boll.Soc.Geol.It.*, 122, 3-23.
- Coward M.P., De Donatis M., Mazzoli S., Paltrinieri W., Wezel F.-C., 1999. Frontal part of the northern Apennines fold and thrust belt in the Romagna-Marche area (Italy): shallow and deep structural styles. *Tectonics*, 18, 559-574.
- Cremonini G., Ricci Lucchi F., 1982. Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guida Geol. Reg. S.G.I., Bologna.
- Crescenti U., D'Offizi S., Merlino S., Sacchi L. (a cura di), 2004. Geology of Italy. Società Geologica Italiana, pagg. 232.
- Decanini L., Gavarini C., Mollaioli F., 1995. Proposta di definizione delle relazioni tra intensità

- macrosismica e parametri del moto del suolo. 7° Convegno Nazionale L'ingegneria sismica in Italia, Siena, 1, 63-72.
- De Celles P.G., Giles K.A., 1996. Foreland Basin System. *Basin Research*, 8, 105-123.
- Dela Pierre F. et alii, 2003. Note illustrative e Foglio 157, "Trino" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Coordinatori scientifici: Clari P. e Polino R. Arpa-APAT, Nichelino, Torino.
- De Paola N., Collettini C., Faulkner D.R., Trippetta F., 2008. Fault zone architecture and deformation processes within evaporitic rocks in the upper crust. *Tectonics*, 27, TC4017, doi:10.1029/2007TC002230.
- Di Bucci D., Mazzoli S., 2002. Active tectonics of the Northern Apennines and Adria geodynamics: new data and a discussion. *J. Geodynamics*, 34, 687-707.
- Di Bucci D., Mazzoli S., Nesci O., Savelli D., Tramontana M., De Donatis M., Borraccini F., 2003. Active deformation in the frontal part of the Northern Apennines: insights from the lower Metauro River basin area (northern Marche, Italy) and adjacent Adriatic off-shore. *J. Geodynamics*, 36, 213-238.
- Elsasser, W.M., 1969. Convection and stress propagation in the upper mantle. In: Runcorn, S.K. (Ed.), *The application of modern physics to the Earth and planetary interiors*, Wiley-Interscience, New York, pagg. 223-246.
- Elter F.M., Elter P., Eva C., Eva E., Kraus R.K., Padovano M., Solarino S., 2011. Strike-slip geometry inferred from the seismicity of the Northern-Central Apennines (Italy). *J. Geodynamics*, 52, 379-388.
- Elter F.M., Elter P., Eva C., Eva E., Kraus R.K., Padovano M., Solarino S., 2012. An alternative model for the recent evolution of Northern-Central Apennines (Italy). *J. Geodynamics*, 54, 55-63.
- Ergintav, S., McClusky, S., Hearn, E., Reilinger, R., Cakmak, R., Herring, T., Ozener, H., Lenk, O., Tari, E., 2009. Seven years of postseismic deformation following the 1999, M = 7.4 and M = 7.2, Izmit-Duzce, Turkey earthquake sequence. *J. Geophys. Res.* 114, B07403, doi:10.1029/2008JB006021.
- Esestima P., D'Arcangelo S., Paltrinieri W., Calamita F., 2006. Strutture traspressive della catena Apulo sepolta (Appennino meridionale, settore campano-molisano). *Rend. Soc. Geol. It.*, 2, Nuova Serie, 135-137.
- Faccioli E., Cauzzi C., 2006. Macro seismic intensities estimated from instrumentally based correlations. *Proc. First European Earthquake Engineering and Seismology*, pagg. 569.
- Faenza L., Michelini A., 2010. Regression analysis of MCS intensity and ground motion parameters in Italy and its application in ShakeMap. *Geophys. J. Int.*, 1138-1152.
- Faenza L., Michelini A., 2011. Regression analysis of MCS intensity and ground motion spectral accelerations (SAs) in Italy. *Geophys. J. Int.*, 186, 1415-1430.
- Fantoni R., Franciosi R., 2010. Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, 21 (Suppl. 1), S197-S209, doi:10.1007/s12210-010-0102-4.
- Farabegoli E., Benini A., Martelli L., Onorevoli G., Severi P., 1991. Geologia dell'Appennino Romagnolo da Campigna a Cesenatico. *Mem. Descr. Carta Geologica D'Italia*, 56, 165-184.
- Feigl, K.L., Thatcher, W., 2006. Geodetic observations of post-seismic transients in the context of the earthquake deformation cycle. *C. R. Geoscience*, 338, 1012-1028.
- Ferranti L., Santoro E., Mazzella M.E., Monaco C., Morelli D., 2009. Active transpression in the northern Calabria Apennines, southern Italy. *Tectonophysics*, 476, 226-251. doi:10.106/j.tecto.2008.11.010.
- Finetti I.R. (a cura di) 2005. *Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy, CROP PROJECT*, (Elsevier, Amsterdam), pagg. 794.
- Finetti I.R., 2005a. Depth contour map of the Moho discontinuity in the Central Mediterranean region from new CROP seismic data. In: Finetti I.R. (Ed.), *Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy, CROP PROJECT*, Elsevier, Chapter 27, pagg. 597-606.

- Finetti I.R., 2005b. Crustal Tectono-Stratigraphic Sections across the Western and Eastern Alps from ECORS-CROP and Transalp Seismic Data. In: Finetti, I.R. (Ed.), Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy, CROP PROJECT, Chapter 7, Elsevier, pagg. 109-118.
- Finetti I.R., M. Boccaletti, M. Bonini, A. Del Ben, M. Pipan, A. Prizzon, F. Sani, 2005. Lithospheric Tectono-Stratigraphic Setting of the Ligurian Sea-Northern Apennines-Adriatic Foreland from Integrated CROP Seismic Data. In: Finetti I.R. (Ed.), Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy, CROP PROJECT, Elsevier, Chapter 8, pagg.119-158.
- Frepoli A., Amato A., 1997. Contemporaneous extension and compression in the northern Apennines from earthquake fault-plane solutions. *Geophys.J. Int.*, 129, 368-388.
- Frohlich C., Davies S.D., 1999. How well constraints are well-constrained T, B and P axes in moment tensor catalog? *J. Geophys.Res.*, 104, 4901-4910.
- Funiciello R., Parotto M., Praturlon A., 1981. Carta Tettonica d'Italia, scala 1:1500000. CNR-PFG, Pubbl. n.269, Grafica Editoriale Cartografica, Roma.
- Galadini F., Galli P., Cittadini A., Giaccio B., 2001. Late Quaternary fault movements in the Mt Baldo-Lessini Mts. Sector of the Southalpine area (northern Italy). *Geol. en Mijnbouw (Netherlands Journal of Geosciences)*, 80, 119-140.
- Galli P., 2005. I terremoti del gennaio 1117. Ipotesi di un epicentro nel Cremonese. *Il Quaternario*, 18, 87-100.
- Galli P., Castenetto S., Peronace E., 2012. The MCS macroseismic survey of the Emilia 2012 earthquakes. *Annals Geophysics*, 55, 4, doi: 10.4401/ag-6163.
- Gasparini C., Giorgetti E., Parotto M., 1984. Il terremoto in Italia. Cause, salvaguardia, interventi. *La Nuova Italia Scientifica*, Roma, pagg. 227.
- Gasperini P., Bernardini G., Valensise G., Boschi E., 1999. Defining seismogenic sources from historical earthquake felt reports. *Bull.Seism.Soc. America*, 89, 94-110.
- Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., Rossi M., Vignolo A., 2010. Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po-Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy). *Rend.Fis.Acc. Lincei*, 21, S131-S166.
- Ghiselli F., Martelli L., 1997. Evoluzione dei campi di stress lungo il margine Appenninico-Padano dal Pleistocene medio all'Attuale: analisi strutturale dei depositi pleistocenici affioranti tra Castell'Arquato (Piacenza) e Rimini. *Il Quaternario*, 10, 439-444.
- Ghisetti F., Vezzani L., 1999. Depth and modes of Pliocene-Pleistocene crustal extension of the Apennines (Italy). *Terra Nova*, 11, 67-72.
- Gómez Capera A.A., 2006. Utilizzo dei dati macrosismici per la determinazione dei parametri delle sorgenti sismogenetiche e la valutazione della pericolosità sismica. Tesi in Dottorato di Ricerca in Scienze Geologiche e Geotecnologie per l'Ambiente e il Territorio - XVIII Ciclo, Università degli Studi di Milano-Bicocca, Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie, pagg. 160.
- Gómez Capera A.A., Albarello D., Gasperini P., 2007. Deliverable D11-Aggiornamento relazioni fra l'intensità macrosismica e PGA. Progetto DPC-INGV S1 (<http://essel.mi.ingv.it/d11.html>).
- Gomez Capera A.A., Meletti C., Rebez A., Stucchi M., 2008. Seismic hazard assessment in terms of macroseismic intensity for the Italian area. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano-Pavia, pagg. 33.
- Gomez Capera A.A., D'Amico V., Meletti C., Rovida A., Albarello D., 2010. Seismic hazard assessment in terms of macroseismic intensity in Italy: a critical analysis from the comparison of different computational procedures. *Bull. Seism.Soc. America*, 100, 1614-1631, doi: 10.1785/0120090212.
- Grünthal G. (Ed.), 1998. European Macroseismic Scale 1998. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Seismologie, Conseil de l'Europe.
- Gruppo di lavoro CPTI, 2001. Catalogo parametrico dei terremoti italiani, versione 2001 (CPTI99). ING-GNDT-SGA-SSN, Bologna (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>).
- Gruppo di lavoro CPTI, 2004. Catalogo parametrico dei terremoti italiani, versione 2004 (CPTI04).

- INGV Bologna (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>).
- Gruppo di Lavoro MPS, 2004. Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dip.to della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, pagg. 65 (<http://zonesismiche.mi.ingv.it/>).
- Guidoboni E., Comastri A., 2005. Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11<sup>th</sup> to the 15<sup>th</sup> century. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, pagg. 1037.
- Guidoboni E., Comastri A., Boschi E., 2005. The “exceptional” earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): A critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany). *J. Geophys.Res.*, 110, B12309, doi:10.1029/2005JB003683.
- Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G., Valensise G., 2007. CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500). INGV-SGA. <http://storing.ingv.it/cfti4med/>.
- Holzer T. L., 1994. Loma Prieta damage largely attributed to enhanced ground shaking. *EOS Trans. America Geophys. Union* 75, 299-301.
- Hubert-Ferrari A., Armijo R., King G., Meyer B., Barka A., 2002. Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey. *J.Geophys.Res.*, 107, 2235, doi:10.1029/2001JB000393.
- Iaccarino E., Molin D., 1978. Raccolta di notizie macrosismiche dell'Italia Nord-orientale dall'anno 0 all'anno 1976. CNEN-RT/DISP (78) 7, Roma, pagg. 65.
- Jackson J. McKenzie D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysics J.*, 93, 45-73. Doi:10.1111/j.1365-246X.1988.tb01387.x
- Karato S.I., 2008. Deformation of earth materials. Cambridge University Press, UK, pagg.474.
- Kissling E., 1993. Deep structure of the Alps; what do we really know? In: Snieder R., Cermak V., Pupinet G. (Eds.), Structure and evolution of the European lithosphere and upper Manle. *Phys. Earth. Planet. Interiors*, 79, 87-112.
- Klugel J.U., 2007. Error inflation in probabilistic seismic hazard analysis. *Engineering Geology*, 90, 186-192.
- Kohlstedt D.L., Evans B., Mackwell S.J., 1995. Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory experiments. *J.Geophys.Res.*, 100, B9, 17587-17602.
- Kraus R.K., 2013. Interaction of Western Alps and Northern-Central Apennines: A seismotectonic approach. Tesi di Dottorato di ricerca (25° ciclo), Università degli Studi di Genova, pagg123.
- Lavecchia G., Boncio P., Creati N., 2003. A lithospheric-scale seismogenic thrust in Central Italy. *J. Geodynamics*, 36, 79-94.
- Lavecchia G., de Nardis R., Cirillo D., Brozzetti F., Boncio P., 2012. The may-june 2012 Ferrara Arc earthquakes (northern Italy): structural control of the spatial evolution of the seismic sequence and of the surface pattern of coseismic fractures. *Annals of Geophysics*, 55, 533-540, doi: 10.4401/ag-6173.
- Lay T., Kanamori H., Ammon C.J., Hutko A.R., Furlong K., Rivera L., 2009. The 2006-2007 Kuril Islands great earthquake sequence. *J.Geophys.Res.*, 114, B11308, doi:10.1029/2008JB006280.
- Lettis W.R., Wells D.L., Baldwin J.N., 1997. Empirical observations regarding reverse earthquakes, blind thrust faults, and quaternary deformation: are blind thrust fault truly blind? *Bull.Seism.Soc. America*, 87, 1171-1198.
- Locati M., Camassi R., Stucchi M. (a cura di), 2011. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna (<http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>).
- Lucente C.C., Manzi V., Ricchi Lucchi F., Roveri M., 2002. Did the Ligurian Sheet cover the whole thrust belt in Tuscany and Romagna Apennines? Some evidences from gravity emplaced deposits. *Boll.Soc.Geol.It., Special Volume 1*, 393-398.

- Lugli S., 2001. Timing of post-depositional events in the Burano formation of the Secchia valley (Upper Triassic, Northern Apennines), clues from gypsum-anhydrite transitions and carbonate matasomatism. *Sedimentary Geology*, 140, 107-122.
- Lustrino M., Duggen S., Rosenberg C.L., 2011. The central-western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth Science Reviews*, 104, 1-40.
- Magri G., Molin D., 1986. I terremoti del 3 gennaio 1117 e del 25 dicembre 1222, rapporto ENEA, RTI-PAS-ISP-GEOL LO, 86, pagg. 9.
- Mantelli L., Vercesi P.L., 2000. Evoluzione morfostrutturale recente del pedeappennino vogherese. *Atti Tic.Sc.Terra*, 41, 49-58.
- Mantovani E., 2005. Evolutionary reconstruction of the Mediterranean region: extrusion tectonics driven by plate convergence. In Finetti I.R. (ed.), *Deep seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy*, CROP PROJECT, Elsevier, 32, 705-746.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Tamburelli C., Albarello D. 2006. Geodynamic connection between the indentation of Arabia and the Neogene tectonics of the central-eastern Mediterranean region. In: Dilek, Y., Pavlides, S. (Eds.) *Post-Collisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean region and Asia*. Geol.Soc.of America, Special Volume, 490, 15-49.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Tamburelli C., 2007a. Major evidence on the driving mechanism of the Tyrrhenian-Apennines arc-trench-back-arc system from CROP seismic data. *Boll.Soc.Geol.It.*, 126, 459-471.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Albarello D., 2007b. Nubia-Eurasia kinematics: an alternative interpretation from Mediterranean and North Atlantic evidence. *Annals Geophysics*, 50, 311-336.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Vannucchi A., 2008. Long-term prediction of major earthquakes in the Calabrian Arc. *Environmental Semeiotics*, 1, 190-207. doi: 10.3383/es.1.2.3.
- Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., Viti M., 2009a. A review on the driving mechanism of the Tyrrhenian-Apennines system: Implications for the present seismotectonic setting in the Central-Northern Apennines. *Tectonophysics*, 476, 22-40.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Ferrini M., D'Intinosante V., Cenni N., 2009b. Quaternary geodynamics of the Apennine belt. *Il Quaternario*, 22, 97-108.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Albarello D., Cenni N., Vannucchi A., 2010a. Long-term earthquake triggering in the southern and Northern Apennines. *J. Seismology*, 14, 53-65.
- Mantovani E., Cenni N., Baldi P., Viti M., 2010b. Misure GPS nell'Italia centro-settentrionale per la stima deterministica della pericolosità sismica. *Ingegneria Sismica*, 27, 3, 66-73.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P., 2011. Sismotettonica dell'Appennino Settentrionale. Implicazioni per la pericolosità sismica della Toscana. Regione Toscana, Centro stampa Giunta Regione Toscana, Firenze, pagg. 88 ([www.regione.toscana.it](http://www.regione.toscana.it)).
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P., 2012a. Potenzialità sismica della Toscana e definizione di criteri per interventi di prevenzione. Regione Toscana, Centro stampa Giunta Regione Toscana, Firenze, pagg. 140 ([www.regione.toscana.it](http://www.regione.toscana.it)).
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., 2012b. Middle term prediction of earthquakes in Italy: some remarks on empirical and deterministic approaches. *Boll.Geofis.Teor.Appl.*, 53, 89-111, doi: 10.4430/bgta00XX.
- Margottini C., 1984. Il terremoto del 1470 a Castel di Casio. CNEN, PAS-ISP-GEOL BR (84), 1 pagg.8.
- Margottini C., Molin D. Serva L., 1992. Intensity versus ground motion: A new approach using Italian data. *Engineering Geology*, 33, 45-58.
- Mariotti D., Guidoboni E., 2006. Seven missing damaging earthquakes in Upper Valtiberina (Central Italy) in 16th-18th century: research strategies and historical sources. *Annals*

- Geophysics, 49, 1139-1155.
- Marroni M., Molli G., Ottria G., Pandolfi L., 2001. Tectono-sedimentary evolution of the External Liguride units (Northern Apennines, Italy): insights in the pre-collisional history of a fossil ocean-continent transition zone. *Geodinamica Acta* 14, 307-320 (*doi:10.1016/S0985-3111(00)01050-0*).
- Marsan D., Bean C.J., 2003. Seismicity response to stress perturbations, analysed for a world-wide catalogue. *Geophys. J.Int.*, 154, 179-195, <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01963.x>.
- Martelli L., Camassi R., Catanzariti R., Fornaciari E., Peruzza L., Spadafora E., Rio D., 2002. Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio 265 Bagno di Romagna. SELCA, Firenze, pagg.108.
- Martelli L., Molinari F.C., 2009. Modello geologico-strutturale dei serbatoi geotermici dell'Emilia-Romagna. *Geoitalia 2009*, Regione Emilia Romagna.
- Martini I.P., Sagri M., 1993. Tectono-sedimentary characteristics of late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy. *Earth-Science Reviews*, 34, 197-133.
- Martinis B., Pieri M., 1964. Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico Superiore nell'Italia centrale e meridionale. *Mem.Soc.Geol.It.*, 4, 649-678.
- Massironi M., Zampieri D., Caporali A., 2006. Miocene to present major fault linkages through the Adriatic indenter and the Austroalpine-Penninic collisional wedge (Alps of NE Italy). In: Moratti G, Chalouan A. (eds), *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa*. Geological Society, London, Special Publications, 262, 245-258.
- Massoli D., Koyi H.A., Barchi M.R., 2006. Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements: analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy). *J.Struct.Geol.*, 28, 185-199.
- Mattioli M., Di Battistini G., Zanzucchi G., 2002. Geochemical features of the Tertiary buried Mortara volcanic body (Northern Apennines, Italy). *Boll.Soc.Geol.It.*, 1, 239-249.
- Mazzanti R., Trevisan L., 1978. Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino centro-settentrionale. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 1, 55-62.
- McGuire R. K., 1978. FRISK: Computer program for seismic risk analysis using faults as earthquake sources. U. S. Geol. Surv. Open File Report, 78-1007, pagg. 71.
- Meisina C., Piccio A., 2003. River dynamics and slope processes along a sector of the Villalvernia-Varzi line (northern Italy). *Quaternary Int.*, 101-102, 179-190.
- Meletti C., Patacca E., Scandone P., 2000. Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. *Pure Appl. Geophys. (PAGEOPH)*, 157, 11-35.
- Meletti C., Galadini F., Valensise G., Stucchi M., Basili R., Barba S., Vannucci G., Boschi E., 2008. A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory. *Tectonophysics*, 450, 85-108.
- Michetti A.M., Giardina F., Livio F., Mueller K., Serva L., Sileo G., Vittori E., Devoti R., Riguzzi F., Carcano C., Rogledi S., Bonadeo L., Brunamonte F., Fioraso G., 2012. Active compressional tectonics, Quaternary capable faults, and the seismic landscape of the Po Plain (northern Italy). *Annals Geophysics*, 55, 969-1001, *doi: 10.4401/ag-5462*.
- Mogi K., 1968. Migration of seismic activity. *Bull. Earth. Res. Institute*, 46, 53-74.
- Molin D, Stucchi M., Valensise G., 1996. Massime intensità macrosismiche osservate nei comuni Italiani. Elaborato per il Dipartimento della Protezione Civile ([http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/IMAX/max\\_int\\_oss.html](http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/IMAX/max_int_oss.html)).
- Monachesi G, Stucchi M., 1997. DOM4.1 - an intensity database of damaging earthquakes in the Italian area (<http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>).
- Mongelli F., Loddo M., Calcagnile G., 1975. Some Observations on the Apennines Gravity Field. *Earth Sci. Letters*, 24, 385-393.
- Montone P., Mariucci M.T., 1999. Active stress in the NE external margin of the Apennines: the Ferrara arc, northern Italy. *J. Geodynamics*, 28, 251-265.
- Montone P., Mariucci M.T., Pondrelli S., Amato A., 2004. An improved stress map for Italy and

- surrounding regions (central Mediterranean). *J.Geophys.Res.*, 109, B10410, doi: 10.1029/2003JB002703.
- Morelli G.L., Costa E., 1997. Ricostruzione dei campi di sforzo PLio-Quaternari nel Pedepennino Piacentino (Italia Settentrionale). *Il Quaternario*, 10, 563-570.
- Mosca P., Polino R., Rogledi S., Rossi M., 2010. New data for the kinematic interpretation of the Alps-Appennines junction (Northwestern Italy). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 99, 833-849.
- Mucchi A. (a cura di) , 1993. Ferrara ed i terremoti (storia, attualità, pianificazione). Riassunti del convegno organizzato dall'Associazione dei Geologi della Provincia di Ferrara con il patrocinio della Provincia di Ferrara, Comune di Ferrara, Ordine Regionale dei Geologi dell'Emilia-Romagna. Castello Estense 12 Febbraio 1993, Ferrara, pagg. 23.
- Mulargia F., Castellaro S., Rossi P.L., 2007. Effetti di sito e Vs30: una risposta alla normativa antisismica. *Il Geologo dell'Emilia Romagna*, 25, 25-38.
- Musson R.M.W., Grünthal G., Stucchi M., 2010. The comparison of macroseismic intensity scales. *J. Seismology*, 14, 413-428.
- Nardon S., Marzorati D., Bernasconi A., Cornini S., Gonfalini M., Moschini S., Romano A., Terdich P., 1990. Cavone oil field (Italy): an example of the application of integrated methodologies to reservoir characterization. *Mem.Soc.Geol.It.*, 45, 791-805.
- Newmark N.M., Hall W.J., 1982. Earthquake spectra and design, "Engineering monographs an earthquake criteria, structural design, and strong motion records. Earthquake Engineering Research Institute, University of California, Berkeley, CA.
- Okada Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull.Seism.Soc. America*, 75, 1135-1154.
- Ogata K., Pini G.A., Carè D., Zélic M., Dellisanti F., 2012. Progressive development of block-in-matrix fabric in a shale-dominated shear zone: Insights from the Bobbio Window (Northern Apennines, Italy). *Tectonics*, 31, TC1003, doi:10.1029/2011TC002924.
- Ozawa S., Nishimura T., Suito H., Kobayashi T., Tobita M., Imakiire T., 2011. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, 475, 373-376, doi:10.1038/nature10227.
- Panet, I., Mikhailov, V., Diament, M., Pollitz, F., King, G., de Viron, O., Holschneider, M., Biancal, R., Lemoine, J.-M., 2007. Coseismic and post-seismic signatures of the Sumatra 2004 December and 2005 March earthquakes in GRACE satellite gravity. *Geophys.J.Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03525.x
- Panini F., Fioroni C., Fregni P., 2004. Geologia dell'area di Varzi (Appennino vogherese): note preliminari. *Atti Tic. Sc. Terra*, 45, 43-59.
- Paolucci R., Pacor F., Puglia R., Ameri G., Cauzzi C., Massa M., 2010. Record processing in ITACA, the new Italian strong-motion database. In: Akkar et al. (eds.), *Earthquake Data in Engineering Seismology*, Chapter 8, Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering Series, Vol. 14, Springer.
- Papadopoulos G.A., Karastakhis V., Charalampakis M., Fokaeps A., 2009. A storm of strong earthquakes in Greece during 2008. *EOS Trans. American Geophys. Union*, 90, 425-426.
- Pasolini C., Albarello D., Gasperini P., D'Amico V., Lolli B., 2006. The attenuation of seismic intensity in Italy: modelling and validation. *Proc. ECEES*, 124.
- Pasquale V., Chiozzi P., Verdoya M., 2010. Tectonothermal processes and mechanical strength in a recent orogenic belt: Northern Apennines. *J.Geophys.Res.*, 115, doi:10.1029/2009JB006631.
- Patacca E., Scandone P., Di Luzio E., Cavinato G.P., Parotto M., 2008. Structural architecture of the central Apennines: interpretation of the CROP 11 seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide. *Tectonics*, 27, TC3006, doi:10.1029/2005TC001917.
- Pellegrini M., Colombetti A., Zavatti A., 1976. Idrogeologia profonda della pianura modenese. *Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle Acque*, 28/7, CNR, Roma, 213-243.
- Pellegrini L., Vercesi P.L., 1995. Considerazioni morfotettoniche sulla zona a sud del Po tra Voghera (PV) e Sarmato (PC). *Atti Tic. Sc. Terra*, 38, 95-118.

- Persaud M., Pfiffner O.A., 2004. Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics*, 385, 59-84.
- Petrini V., Boni M.P., 2008. Ipotesi di classificazione. Politecnico di Milano, Dipartimento di Ingegneria Strutturale, Milano, dicembre 2008, pagg.11 (<http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/la-classificazione-sismica/Bortone-DOSPOLIMI-41208.pdf>).
- Piana F., 2000. Structural setting of Western Monferrato (Alps-Apennines junction zone, NW Italy). *Tectonics*, 19, 943-960.
- Piccardi, L., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Boccaletti, M., 1999. Active oblique extension in the central Apennines (Italy): evidence from the Fucino region. *Geophys.J.Int.* 139, 499-530.
- Piccardi L., Tondi G., Cello G., 2006. Geo-structural evidence for active oblique extension in South-Central Italy. In: Pinter N., Grenerczy G., Weber J., Stein S., Medak D. (Eds.), *The Adria microplate: GPS geodesy, tectonics and Hazard*. NATO Science Series IV-Earth and Environmental Sciences, Springer, Vol. 61., pagg. 95-108.
- Piccinini D., Chiarabba C., Augliera P., MEG, 2006. Compression along the northern Apennines? Evidence from the  $M_w$ 5.3 Monghidoro earthquake. *Terra Nova*, 18, 89-94.
- Picotti V., Pazzaglia F.J., 2008. A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy). *J.Geophys.Res.*, 113, B08412. doi:10.1029/2007J B005307.
- Picotti V., Ponza A., Pazzaglia F.J., 2009. Topographic expression of active faults in the foothills of the Northern Apennines. *Tectonophysics*, 474, 285-294.
- Pieri M., Groppi G., 1981. Subsurface geological structure of the Po Plain. CNR-PFG, Pubbl. 414, pagg. 23.
- Pizzi, A., 2003. Plio-Quaternary uplift rates in the outer zone of the central Apennines fold-and-thrust belt, Italy. *Quaternary Int.*, 101-102, 229-237.
- Pollitz, F.F., Burgmann, R., Romanowicz, B., 1998. Viscosity of oceanic asthenosphere inferred from remote triggering of earthquakes. *Science*, 280, 1245-1249.
- Pollitz F.F., Burgmann R., Banerjee P., 2006. Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth. *Geophys.J.Int.*, 167, 397-420, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03018.x
- Postpischl D. (Ed.) 1985. *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. CNR-PFG, pagg. 242.
- RER-ENI Agip (Regione Emilia-Romagna/Servizio Geologico Sismico e dei Suoli, ENI/AGIP), 1998. *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000*. Reperibile su [http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/divulgazione/publicazioni/cartografia-geotematica/riserve\\_idriche-sotterranee-della-regione-emilia-romagna-scala-1-250.000](http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/divulgazione/publicazioni/cartografia-geotematica/riserve_idriche-sotterranee-della-regione-emilia-romagna-scala-1-250.000) (pagg. 119 + 9 allegati cartografici).
- RL e ENI Agip (Regione Lombardia, Eni Divisione Agip), 2001. *Geologia degli acquiferi Padani della Regione Lombardia, a cura di Cipriano Carcano e Andrea Piccin*. S.E.L.C.A., Firenze, pagg 124.
- Rogledi S., 2010. *Assetto strutturale delle unità alpine nella pianura tra il lago d'Iseo e il Garda*. Presentazione al Convegno "Rischio sismico nella Pianura Padana", Museo Civico di Scienze Naturali, Brescia, 24 Novembre 2010 (<http://cesia.ing.unibs.it/images/stories/materiale/24-11-2010/presentazioni>).
- Romeo R.W., 2007. Le azioni sismiche e le categorie di sottosuolo. *Giornale di Geologia Applicata*, 6, 65-80.
- Romeo R.W., 2009. Pericolosità e zonazione sismica del territorio. *Geologi di Sicilia*, 2, 13-20.
- Rovida A., Camassi R., Gasperini P., Stucchi M. (Eds.), 2011. CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Milano,Bologna(<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>).
- Rydelek, P.A., Sacks, I.S., 1990. Asthenospheric viscosity and stress diffusion: a mechanism to explain correlated earthquakes and surface deformation in NE Japan. *Geophys.J.Int.*, 100, 39-58.

- Ryder, I., Parsons, B., Wright, T.J., Funning, G.J., 2007. Post-seismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake: InSAR observations and modelling. *Geophys.J.Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03312.x
- Salvi S., Tolomei C., Merryman Boncori J.P., Pezzo G., Atzori S., Antonioli A., Trasatti E., Giuliani R., Zoffoli S., Coletta A., 2012. Activation of the SIGRIS monitoring system for ground deformation mapping during the Emilia 2012 seismic sequence, using COSMO-SkyMed InSAR data. *Annals Geophysics*, 55, 797-802, doi: 10.4401/ag-6181.
- Schlunegger F., Hinderer M., 2001. Crustal uplift in the Alps: why the drainage pattern matters. *Terra Nova*, 13, 425-432.
- Schmid S.M., Fugenschum B., Kissling E., Schuster R., 2004. Tectonic map an overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geol. Helv.*, 97, 93-117.
- Scholz C.H., Gupta A., 2000. Fault interactions and seismic hazard. *J. Geodynamics*, 29, 459-467.
- Selvaggi G., Ferulano F., Di Bona M., Frepoli A., Azzara R., Basili A., Chiarabba C., Ciaccio M.G., Di Luccio F., Lucente F.P., Margheriti L., Nostro C., 2001. The Mw 5.4 Reggio Emilia earthquake: active compressional tectonics in the Po Plain, Italy. *Geophys.J.Int.*, 144, 1-13.
- Semenza E., 1974. La fase Giudicariense, nel quadro di una nuova ipotesi sull'Orogenesi Alpina nell'area Italo-Dinarica. *Mem.Soc.Geol.It.*, 13, 187-226.
- Serva L., 1990. Il ruolo delle scienze della terra nelle analisi di sicurezza di un sito per alcune tipologie di impianti industriali; il terremoto di riferimento per il sito di Viadana (MN)-*Boll.Soc.Geol.It.*, 109, 375-411.
- Servizio Geologico Nazionale, 1989. Gravimetric Map of Italy: scale 1:1.000.000. Servizio Geologico d'Italia, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- Shearer P.M., 1999. *Introduction to Seismology*, Cambridge University Press, Cambridge, pagg. 260.
- Slejko D., Peruzza L., Rebez A., 1998. Seismic hazard maps of Italy, *Annals Geofisica*, 41, 183-213.
- Solomos G., Pinto A., Dimova S., 2008. A Review of the seismic hazard zonation in National Building Codes in the context of Eurocode 8. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, pagg.72.
- Sorgi C., Deffontaines B., Hippolyte J.C., Cadet J.P., 1998. An integrated analysis of transverse structures in the northern Apennines, Italy. *Geomorphology*, 25, 193-206.
- Stacey S., Gombert J., Cocco M., 2005. Introduction to special section: Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard. *J.Geophys.Res.*, 110, B05S01, doi:10.1029/2005JB003692.
- Stein R.S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402, 605-609.
- Stein S., Geller R.J., Liu M., 2012. Why earthquake hazard maps often fail and what to do about it. *Tectonophysics*, 562-563, 1-25.
- Strasser F.O., Bommer J.J., 2009. Strong Ground Motions-Have we seen the worst? *Bull.Seism.Soc. America*, 99, 2613-2637.
- Stucchi et alii, 2007. DBM104, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPT104. *Quaderni di Geofisica*, 49, pagg. 38 (<http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04>).
- Toscani G., Seno S., Fantoni R., Rogledi S., 2006. Geometry and timing of deformation inside a structural arc: the case of the western Emilian folds (Northern Apennines front, Italy). *Boll.Soc.Geol.It.*, 125, 59-65.
- Toscani G., Burrato P., Di Bucci D., Seno S., Valensise G., 2009. Plio-Quaternary tectonic evolution of the Northern Apennines thrust fronts (Bologna-Ferrara section, Italy): seismotectonic implications. *Boll.Soc.Geol.It. (Italian J. Geosci.)*, 128, 605-613.
- Vai G.B., 1987. Migrazione complessa del sistema fronte deformativo-avanfossa-cercine periferico: il caso dell'Appennino settentrionale. *Mem.Soc.Geol.It.*, 38, 95-105.
- Vai G.B., 1988. The Lamone Valley: a field trip guide to the Romagna Apennines. In: *Fossil*

- vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines. F.T. Guidebook International Workshop: Continental faunas at the Mio-Pliocene boundary, De Giuli C., Vat G.B. (Eds.), Faenza, 70-76.
- Vannoli P., Basili R., Valensise G., 2004. New geomorphic evidence for anticlinal growth driven by blind-thrust faulting along the Northern Marche coastal belt (central Italy). *J. Seismology*, 8, 297-312.
- Vanossi M., Cortesogno L., Gaggero L., Galbiati B., Laureti L., Peloso G.F., 1994. Stratigrafia pre-oligocenica e paleogeografia. In: *Guide Geologiche Regionali 2-Alpi Liguri* (a cura della Società Geologica Italiana). BE-MA Editrice, Milano, pagg. 17-33.
- Vescovi P., 1988. La linea trasversale Passo della Cisa-Val Parma-bassa Val d'Enza: 1. Sistema trascorrente sinistro nella zona del Passo della Cisa (Prov. di Parma). *L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia*, 24, 221-243.
- Vezzoli G., Forno M.G., Andò S., Hron K., Cadoppi P., Rossello E., Tranchero V., 2010. Tracing the drainage change in the Po basin from provenance of Quaternary sediments (Collina di Torino, Italy). *Quaternary Int.*, 222, 64-71.
- Viola G., Mancktelow N.S., Seward D., 2001. Late Oligocene-Neogene evolution of Europe-Adria collision: new structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian Eastern Alps). *Tectonics*, 20, 999-1020.
- Viti M., Albarello D., Mantovani E., 1997. Rheological profiles in the central-eastern Mediterranean. *Annals Geofisica*, 40, 849-864.
- Viti M., D'Onza F., Mantovani E., Albarello D., Cenni N., 2003. Post-seismic relaxation and earthquake triggering in the southern Adriatic region. *Geophys.J.Int.*, 153, 645-657.
- Viti M., De Luca J., Babbucci D., Mantovani E., Albarello D., D'Onza F., 2004. Driving mechanism of tectonic activity in the northern Apennines: Quantitative insights from numerical modeling. *Tectonics*, 23, 1-16, TC4003, doi:10.1029/2004TC001623.
- Viti M., Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., 2006. Quaternary geodynamics and deformation pattern in the Southern Apennines: implications for seismic activity. *Boll.Soc.Geol.It.*, 125, 273-291.
- Viti M., Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., 2009. Generation of trench-arc-back-arc systems in the Western Mediterranean region driven by plate convergence. *Boll.Soc.Geol.It.*, 128, 89-106.
- Viti M., Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., 2011. Plate kinematics and geodynamics in the Central Mediterranean. *J. Geodynamics*, 51, 190-204, doi: 10.1016/j.jog.2010.02.006.
- Viti M., Mantovani E., Cenni N., Vannucchi A., 2012. Post-seismic relaxation: An example of earthquake triggering in the Apennine belt (1915-1920). *J. Geodynamics*, 61, 57-67, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2012.07.002>.
- Viti M., Mantovani E., Cenni N., Vannucchi A., 2013. Interaction of seismic sources in the Apennine belt. *Journal of Physics and Chemistry of the Earth*, Special Issue "Seismicity of the Mediterranean region and mitigation of earthquake losses", in stampa, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2013.03.005>.
- Wald D.J., Eeri M., Quitoriano V., Heaton T.H., Kanamori H., 1999. Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and modified Mercalli intensity in California. *Earthquake Spectra*, 15, 557-564.
- Wegmann K.W., Pazzaglia F.J., 2009. Late Quaternary fluvial terraces of the Romagna and Marche Apennines, Italy: climatic, lithologic, and tectonic controls on terrace genesis in an active orogen. *Quaternary Science Reviews*, 28, 137-165.
- Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull.Seism.Soc. America*, 84, 974-1002.
- Wilson L.F., Pazzaglia F.J., Anastasio D.J., 2009. A fluvial record record of active fault-propagation folding, Salsomaggiore anticline, northern Apennines, Italy. *J.Geophys.Res.*, 114, B08403, doi:10.1029/2008JB005984.

- Zanolla C., Braitenberg C., Ebbing J., Bernabini M., Bram K., Gabriel G., Gotze H.-J., Giammetti S., Meurers B., Nicolich R., Palmieri F., 2006. New gravity maps of the Eastern Alps and significance for the crustal structures. *Tectonophysics*, 414, 127-143.
- Zanzucchi G. (a cura di), 1994. *Guide Geologiche Regionali 6-Appennino Ligure-Emiliano*. A cura della Società Geologica Italiana, BE-MA Editrice, Milano, pagg. 381.
- Zappaterra E., 1990. Carbonate paleogeographic sequences of the periadriatic region. *Boll. Soc. Geol. It.*, 109, 5-20.
- Zattin M., Landuzzi A., Picotti V., Zuffa G.G., 2000. Discriminating between tectonic and sedimentary burial in a foredeep succession, Northern Apennines. *J.Geol.Soc.London*, 157, 629-633.