

Sismotettonica dell'Appennino settentrionale

Implicazioni per la pericolosità sismica della Toscana

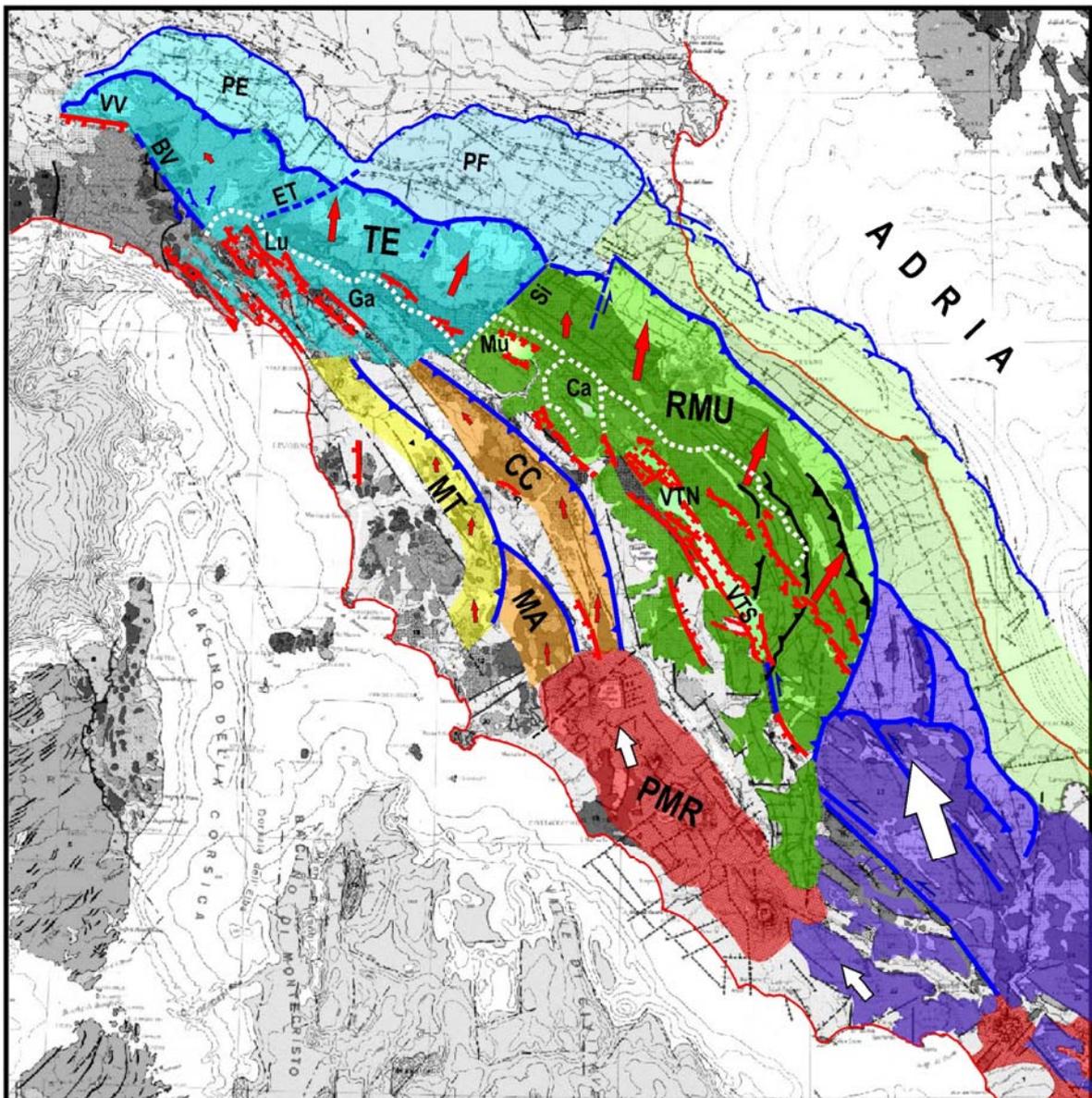


REGIONE
TOSCANA



Mantovani Enzo
Viti Marcello
Babbucci Daniele
Cenni Nicola
Tamburelli Caterina
Vannucchi Andrea
Falciani Franca

Fianchisti Giancarlo
Baglione Massimo
D'Intinosante Vittorio
Fabbroni Pierangelo



Sismotettonica dell'Appennino settentrionale

Implicazioni per la pericolosità sismica della Toscana

A cura di:

**E. MANTOVANI⁽¹⁾, M. VITI⁽¹⁾, D. BABBUCCI⁽¹⁾, N. CENNI⁽¹⁾, C. TAMBURELLI⁽¹⁾,
A. VANNUCCHI⁽¹⁾, F. FALCIANI⁽¹⁾
G. FIANCHISTI⁽²⁾, M. BAGLIONE⁽²⁾, V. D'INTINOSANTE⁽²⁾, P. FABBRONI⁽²⁾**

Prima edizione: Febbraio 2010

(1) Università di Siena – Dipartimento di Scienze della Terra

(2) Regione Toscana – Genio Civile di Area Vasta di Firenze, Prato, Pistoia e Arezzo – Coordinamento Regionale Prevenzione Sismica

Indice

1. Introduzione

2. Attività sismica

- 2.1 Sismicità storica
- 2.2 Sismicità strumentale
- 2.3 Campo di deformazione

3. Assetto geodinamico/tettonico recente/attuale e distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nell'area mediterranea centrale

- 3.1 Geodinamica, processi tettonici e quadro cinematico post-Pleistocene medio
- 3.2 Cinematica a breve termine e distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nelle zone periadriatiche
- 3.3 Assetto tettonico e distribuzione delle scosse storiche più intense nella catena appenninica

4. Quadro sismotettonico dell'Appennino Settentrionale

- 4.1 Cuneo Romagna-Marche-Umbria
- 4.2 Cuneo Tosco-Emiliano
- 4.3 Strutture adriatiche sepolte sotto l'Appennino settentrionale
- 4.4 Toscana interna

5. Simulazione numerica del quadro tettonico

- 5.1 Metodologia e modello adottato
- 5.2 Deformazioni osservate
- 5.3 Principali risultati

6. Principali limitazioni e incongruenze della procedura attualmente usata per la stima della pericolosità sismica in Italia

- 6.1 La nuova normativa su pericolosità e classificazione sismica
- 6.2 Sintesi della metodologia corrente (PSHA)
- 6.3 Limitazioni della procedura PSHA
- 6.4 Confronto dell'attuale classificazione sismica con le intensità massime dedotte dai risentimenti osservati

7. Considerazioni conclusive

Riferimenti

1. Introduzione

E' noto che il modo più efficace per difendersi dai terremoti è realizzare edifici che siano in grado di resistere agli scuotimenti attesi. Quindi un primario compito della comunità scientifica, promosso e coordinato dalle autorità nazionali e regionali, è quello di stimare la potenzialità sismica di ogni parte del territorio italiano, per stabilire le adeguate misure da adottare per la costruzione di edifici e per la messa in sicurezza del patrimonio edilizio esistente. Fino ad ora questo problema è stato affrontato in modo empirico, mediante l'analisi statistica della storia sismica conosciuta. Questa scelta si basa sul presupposto che le informazioni attualmente disponibili sulle scosse avvenute in Italia siano sufficienti a stimare il massimo scuotimento atteso e l'andamento temporale della sua probabilità in ogni punto del territorio italiano. Purtroppo però, i risultati conseguiti con questo tipo di approccio hanno spesso dimostrato una scarsa aderenza con la pericolosità reale, come indicato dalle scosse avvenute in Italia negli ultimi decenni. Il motivo principale di questa difficoltà è molto probabilmente legato al fatto che la storia sismica conosciuta documenta solo una minima parte dell'innumerevole complesso di fratture che le rocce in oggetto hanno subito durante la loro evoluzione tettonica e che potrebbero riattivarsi nuovamente. Inoltre, l'approccio attualmente adottato per la stima statistica della pericolosità sismica si basa su alcune assunzioni che sono chiaramente in contrasto con la natura dei terremoti. Questo riguarda in particolare l'ipotesi che le scosse avvengano in modo completamente casuale. Infatti, è largamente riconosciuto che ogni forte terremoto innesca una perturbazione del campo di sforzo e deformazione che propagandosi progressivamente nelle zone circostanti può significativamente aumentare la probabilità di scosse nelle zone dove le faglie sono favorevolmente orientate. Questo implica che i forti terremoti sono strettamente legati tra loro e che per valutare la pericolosità sismica di una zona, e soprattutto il suo andamento temporale, è di fondamentale importanza acquisire informazioni realistiche sul contesto geodi-

namico, sui processi sismotettonici che esso provoca nell'area implicata e sullo sviluppo a breve termine dei suddetti processi, controllato dalla sismicità recente nelle zone circostanti. A questo riguardo, è opportuno sottolineare che la suddivisione del territorio italiano utilizzata dalla procedura attuale per la stima statistica della pericolosità è basata su informazioni poco realistiche sul quadro geodinamico e sismotettonico della zona in esame, come discusso in dettaglio da Mantovani et alii (2009a).

La collaborazione in atto tra la Regione Toscana e il Dipartimento delle Scienze della Terra dell'Università di Siena ha lo scopo di aggiornare e approfondire le conoscenze sull'assetto sismotettonico dell'Appennino settentrionale, al fine di acquisire gli elementi essenziali per elaborare stime più realistiche della pericolosità e per tentare un riconoscimento delle zone sismiche toscane più esposte alle prossime scosse forti. Lo svolgimento di questa indagine è previsto in due fasi. Nella prima, ormai conclusa, è stato ricostruito il contesto geodinamico a larga scala in cui l'Appennino settentrionale è inserito e i processi tettonici con cui questo settore assorbe le sollecitazioni imposte dalle condizioni al contorno. La descrizione di queste indagini e dei risultati ottenuti è riportata nei capitoli 2, 3 e 4.

Il capitolo 2 presenta un quadro completo e aggiornato dell'attività sismica in Toscana e zone circostanti. Gli epicentri dei principali terremoti storici sono riportati su basi cartografiche, geologiche e morfologiche. Questa informazione è integrata da mappe della sismicità strumentale, cioè relativa ai terremoti registrati dalla rete sismica nazionale dal 1980. Questi ultimi dati sono stati anche sfruttati per acquisire informazioni sull'assetto strutturale della zona dove la litosfera adriatica si immerge sotto la catena appenninica e sulle sue possibili implicazioni sismotettoniche. Per fornire un altro elemento essenziale per il riconoscimento dei processi tettonici nella zona in esame, sono inoltre riportate le informazioni attualmente disponibili sul campo di deformazione in atto, ricavate dai meccanismi focali delle scosse prin-

cipali, da deformazioni geologiche recenti e da misure geodetiche.

La definizione delle sorgenti sismogenetiche potenzialmente pericolose per il territorio toscano non può essere semplicemente fatta in base all'attività sismica passata, in quanto le informazioni storiche disponibili consentono di ricostruire solo una frazione estremamente ridotta delle fratturazioni che la zona in esame ha subito dal Pleistocene medio, cioè dalla fase geologica che ha segnato l'inizio dei processi tettonici tuttora in atto. Quindi, è di fondamentale importanza disporre di una realistica ricostruzione dell'attuale assetto sismotettonico della zona in esame, che aiuti a capire dove potrebbero esistere altre faglie potenzialmente pericolose. Siccome il quadro deformativo di una zona non è un fenomeno isolato dal contesto geodinamico a larga scala in cui esso è inserito, è necessario che lo studio della parte di catena appenninica corrispondente alla zona toscana parta da conoscenze dettagliate sulla storia evolutiva dell'area mediterranea centrale. Informazioni aggiornate su questo aspetto, basate sull'analisi molto approfondita di una enorme quantità di evidenze in tutti i campi delle scienze della Terra, sono riportate nel capitolo 3. Per offrire un riscontro molto importante all'interpretazione geodinamica proposta, viene anche discussa la sua compatibilità con la distribuzione spazio-temporale delle scosse storiche più intense nelle zone periadriatiche e in particolare nella catena appenninica.

Nel capitolo 4 è descritto il complesso quadro dei processi tettonici che si stanno sviluppando nell'Appennino settentrionale in risposta al contesto geodinamico sopra citato. La ricostruzione proposta consente di spiegare in modo plausibile e coerente la distribuzione spazio-temporale delle deformazioni osservate anche a scala molto ridotta. In particolare, le informazioni acquisite forniscono per ogni zona sismica della Toscana una descrizione del meccanismo tettonico ritenuto responsabile dell'attività sismica.

Per fornire informazioni sulla plausibilità meccanica del modello tettonico proposto, il capitolo 5 descrive i risultati ottenuti da esperimenti di modellazione numerica

Infine, per sottolineare la necessità di e-

splorare metodologie alternative per la stima della pericolosità sismica in Italia, nel capitolo 5 sono messe in evidenza le principali incertezze e incongruenze della metodologia statistica che è stata adottata per definire la classificazione sismica attuale del territorio italiano.

Nella seconda fase della collaborazione in atto, le conoscenze attualmente disponibili, e altre ancora da acquisire, saranno utilizzate per definire la distribuzione della potenzialità sismogenetica nel territorio toscano e per elaborare criteri di priorità tra le varie zone sismiche, da utilizzare per una gestione ottimale di eventuali interventi di prevenzione.

2. Attività sismica

Per un Paese come l'Italia, abitato in modo diffuso da millenni ed estremamente ricco di fonti scritte, i dati più abbondanti e significativi sono le stime dei risentimenti macrosismici al sito. Anche se le prime registrazioni sismografiche risalgono al terremoto di Messina del 1908, la disponibilità di dati strumentali adeguati esiste solo per gli ultimi decenni del secolo scorso. Infatti è solo dopo i terremoti catastrofici del Friuli e dell'Irpinia che si assiste alla riorganizzazione dell'Istituto Nazionale di Geofisica ed alla creazione di una efficiente rete sismografica nazionale. Pertanto, se si escludono i dati strumentali degli ultimi 30 anni, i parametri dei terremoti riportati nei cataloghi, come la posizione dell'epicentro e la magnitudo, sono dedotti dalle intensità macrosismiche.

Attualmente, il catalogo nazionale più aggiornato è il CPTI04 (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004), che deriva dal precedente Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Gruppo di Lavoro CPTI, 1999). Tale prodotto è stato preceduto 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), 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 riportate in alcuni studi specifici (Guidoboni e Comastri, 2005; Mariotti e

Guidoboni, 2006). I dati usati in questa relazione derivano principalmente dal catalogo CPTI04, con alcune integrazioni prese dagli altri cataloghi e lavori citati sopra.

Per quanto riguarda la sismicità strumentale, i dati disponibili provengono in gran parte dall'archivio INGV (Castello et alii, 2006), che consente anche la generazione interattiva di mappe di sismicità (<http://iside.rm.ingv.it/iside/>). La maggioranza dei dati strumentali è costituita da eventi sismici di bassa o bassissima magnitudo. Ciò pone il problema delle incertezze associate ai parametri di sorgente, in particolare la posizione dell'ipocentro. Sebbene tale determinazione 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 al., 2005). 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, di $M > 2.5$ (Pasquale et alii, 2010). Questa indicazione, combinata con il numero elevato di dati disponibili (oltre 70000 dal 1982), suggerisce che la sismicità strumentale può fornire un'informazione non trascurabile sulla distribuzione (anche in profondità) delle faglie sismogenetiche nella zona in esame.

2.1 Sismicità storica

Una prima sintetica informazione è fornita dall'elenco dei terremoti di $M > 5.0$ avvenuti in Toscana dopo il 1000 (Tab. 2.1.1).

La tabella mette in evidenza che la Toscana non si può certo classificare tra le regioni più sismiche dell'Italia. Solo 15 eventi hanno una magnitudo superiore a 5.5, cioè confrontabile per esempio con quella della scossa che ha recentemente colpito l'Aquilano (6/4/2009, M tra 5.8 e 6.3). Sono invece assenti i terremoti fortissimi ($M \geq 7$) che caratterizzano la storia sismica di altre parti della catena appenninica (Umbria-Marche, Abruzzo, Campania-Basilicata), la Calabria e la Sicilia. La sismicità storica è distribuita nel tempo in modo irregolare. E' interessante da notare, per esempio, la concentrazione di scosse forti

nei primi decenni del Novecento, in particolare nel periodo 1917-1920, seguita e preceduta da livelli di attività sismica molto minori. L'intervallo tra due eventi successivi (T) varia da meno di un mese a 122 anni. Questo suggerisce che qualsiasi previsione sull'attività sismica futura unicamente basata sull'analisi statistica della storia conosciuta sarebbe associata a incertezze estremamente elevate, e avrebbe quindi scarsa utilità pratica.

La media campionaria per T è 13.9 anni, a cui è associata una deviazione standard di 22.4 anni. Per ottenere una stima più realistica dell'intervallo medio di ricorrenza conviene usare la distribuzione di Student, che tiene conto del numero di dati del campione (e.g., Swan e Sandilands, 1995). Con tale procedura si ottiene un T medio compreso tra 8.5 e 19.3 anni (intervallo di confidenza al 95%).

La storia sismica può essere utile per definire la geometria e le caratteristiche delle zone sismogenetiche della Toscana. A tale proposito, si deve anche tenere presente che il territorio regionale è esposto agli effetti provocati dai terremoti forti che accadono nelle regioni confinanti, l'Emilia-Romagna, l'Umbria, le Marche e il Lazio.

Per mettere in evidenza il quadro complessivo della sismicità in rapporto alla geologia dell'Appennino settentrionale, gli epicentri dei terremoti principali sono riportati sulla Carta geologica 1:250000 a cura del Servizio Geologico Regionale e dell'Università di Siena (Carmignani e Lazzarotto, 2004), reperibile alla sezione cartografica geologica di base del sito: <http://www.regione.toscana.it/>. In questa rappresentazione (Fig. 2.1.1) sono riportate anche le scosse minori ($4 < M < 5$), sia per evidenziare la possibile estensione delle strutture sismogenetiche sia per fornire informazioni su scosse che, per quanto meno intense, possono provocare danni significativi se l'epicentro è vicino a centri abitati o/e la struttura locale favorisce l'amplificazione degli scuotimenti. Nella mappa sono riportate anche scosse avvenute fuori dai confini regionali che hanno avuto effetti non trascurabili nel territorio toscano. Si può notare che i terremoti tendono a concentrarsi in alcune zone.

Per mettere in evidenza possibili relazioni

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (M)	Intensità (I _{max})	T (anni)
1005			Arezzo	43.463	11.879	5.4	7-8	
1117	3	1	Toscana Nord Ovest	44.080	10.450	5.2G	8	112.2
1148			Firenze	43.777	11.249	5.2	7	30.8
1270			Sansepolcro	43.570	12.141	5.4	7-8	122.0
1293	7	11	Pistoia	43.932	10.913	5.6	8	23.6
1320	12	16	Siena	43.321	11.328	5.2	7	27.4
1352	12	25	Monterchi	43.465	12.127	6.0	9	32.0
1353	1	1	Sansepolcro	43.570	12.133	6.0G	9	0.0
1414	8	3	Toscana settentrionale	43.933	10.600	5.2G	7	61.6
1414	8	7	Toscana occidentale	43.271	11.120	5.7	7-8	0.0
1453	9	28	Firenze	43.770	11.300	5.3	8	39.1
1470	4	11	App. Bolognese	44.161	11.037	5.2	8	16.5
1481	5	7	Lunigiana	44.276	10.130	5.8	8-9	11.1
1489			Sansepolcro	43.570	12.141	5.2	7	7.6
1497	3	3	Lunigiana	44.250	9.920	5.9G	9	8.3
1527	10	4	Pistoia	43.932	10.913	5.4	7-8	30.6
1542	6	13	Mugello	44.000	11.380	5.9	9	14.7
1559	4	11	Sansepolcro	42.620	12.190	5.3M	7	16.8
1597	8	3	Mugello	43.980	11.430	5.2	7-8	38.3
1600			Palazuolo	44.113	11.548	5.4	7-8	2.3
1611	9	8	Scarperia	44.020	11.370	5.1	7-8	11.8
1646	4	5	Livorno	43.550	10.321	5.2	7	34.6
1694	4	8	Sansepolcro	43.570	12.141	5.1	7	48.0
1724	12	11	Travale	43.202	11.017	5.3	7-8	30.7
1731	3	29	P. Santo Stefano	43.670	12.040	5.5M	7-8	6.3
1740	3	6	Garfagnana	44.124	10.590	5.2	7-8	8.9
1741	10	1	Siena	43.321	11.328	5.2	7	1.6
1742	1	27	Livorno	43.550	10.320	5.2	7	0.3
1762	4	15	Borgo S. Lorenzo	44.000	11.333	5.2	7	20.2
1767	1	21	Fivizzano	44.180	10.110	5.1	7-8	4.8
1777	10	5	Radicefani	42.880	11.756	5.4	8	10.7
1796	2	5	Aretino	43.533	11.872	5.1	7	18.3
1798	5	26	Siena	43.342	11.416	5.2	7	2.3
1804	10	18	Tegonia	43.333	11.083	5.2	7	6.4
1812	9	11	Val Di Pesa	43.665	11.135	5.4	7-8	7.9
1814	4	3	Livorno	43.633	10.361	5.2	6-7	1.6
1834	2	14	Alta Lunigiana	44.449	9.859	5.6	8-9	19.9
1834	7	4	Alta Lunigiana	44.439	10.021	5.1	6-7	0.4
1835	2	6	Borgo S. Lorenzo	43.933	11.383	5.2	7	0.6
1837	4	11	Alpi Apuane	44.174	10.181	5.7	10	2.2
1843	10	25	Vernio	44.072	11.144	5.2	7-8	6.5
1846	8	14	Orciano Pisano	43.531	10.500	5.7	9	2.8
1864	12	11	Mugello	44.042	11.282	5.1	7	18.3
1869	2	7	Siena	43.333	11.333	5.2	7	4.2
1869	9	26	San Gimignano	43.495	11.077	5.2	7	0.6
1871	7	29	Guardistallo	43.301	10.619	5.1	7-8	1.8
1871	10	22	Radda	43.417	11.333	5.2	7	0.2
1895	5	18	Impruneta	43.750	11.250	5.2	7	23.6
1899	6	26	Valle del Bisenzio	43.900	11.120	5.1	7	4.1
1902	3	5	Garfagnana	44.093	10.463	5.2	7	2.7
1902	8	4	Fivizzano	44.200	10.200	5.2	7	0.4
1903	7	27	Lunigiana	44.329	9.953	5.2	7-8	1.0
1904	11	17	Pistoiese	43.964	10.820	5.2	7	1.3
1907	12	20	Radda	43.483	11.367	5.2	7	3.1
1909	8	25	Murlo	43.150	11.403	5.4	7-8	1.7
1911	9	13	Chianti	43.399	11.332	5.1	7-8	2.0
1914	10	27	Garfagnana	43.911	10.598	5.8	7	3.1
1917	4	26	Monterchi	43.465	12.125	5.8	9-10	2.5
1919	6	29	Mugello	43.950	11.480	6.2	9	2.2
1919	9	10	Piancastagnaio	42.793	11.788	5.4	8	0.2
1919	10	25	Monterchi	43.570	12.132	5.2	6	0.1
1920	9	7	Garfagnana	44.180	10.280	6.5	10	0.9
1929	7	18	Mugello	43.988	11.507	5.1	7	8.9
1930	5	24	Fiumalbo	44.136	10.724	5.2	6	0.9
1931	9	5	Firenzuola	44.057	11.367	5.1	7	1.3
1939	2	11	Marradi	44.002	11.431	5.2	7	7.4
1939	10	15	Garfagnana	44.119	10.255	5.2	7	0.7
1940	10	16	Radicefani	42.885	11.867	5.3	7-8	1.0
1948	6	13	Sansepolcro	43.536	12.104	5.2	7-8	7.7
1950	4	1	Rosignano M.	43.477	10.521	5.1	7	1.8

Tab. 2.1.1. Elenco dei terremoti con $M > 5$ avvenuti in Toscana dopo il 1000 (catalogo CPTI04). La magnitudo riportata in tabella corrisponde al parametro M_{aw} del catalogo CPTI04, che è una media pesata di varie magnitudo, come descritto nel catalogo. T è l'intervallo di tempo trascorso dall'evento precedente. In grassetto i terremoti con $M \geq 5.5$. Le lettere G e M accanto alla magnitudo indicano dati rispettivamente presi da Guidoboni e Comastri (2005) e Mariotti e Guidoboni (2006).

tra sismicità e lineamenti morfologici, la figura 2.1.2 mostra gli epicentri dei terremoti principali su un modello topografico digitale

della Toscana.

Sulla base delle suddette rappresentazioni, si potrebbe delineare una suddivisione del

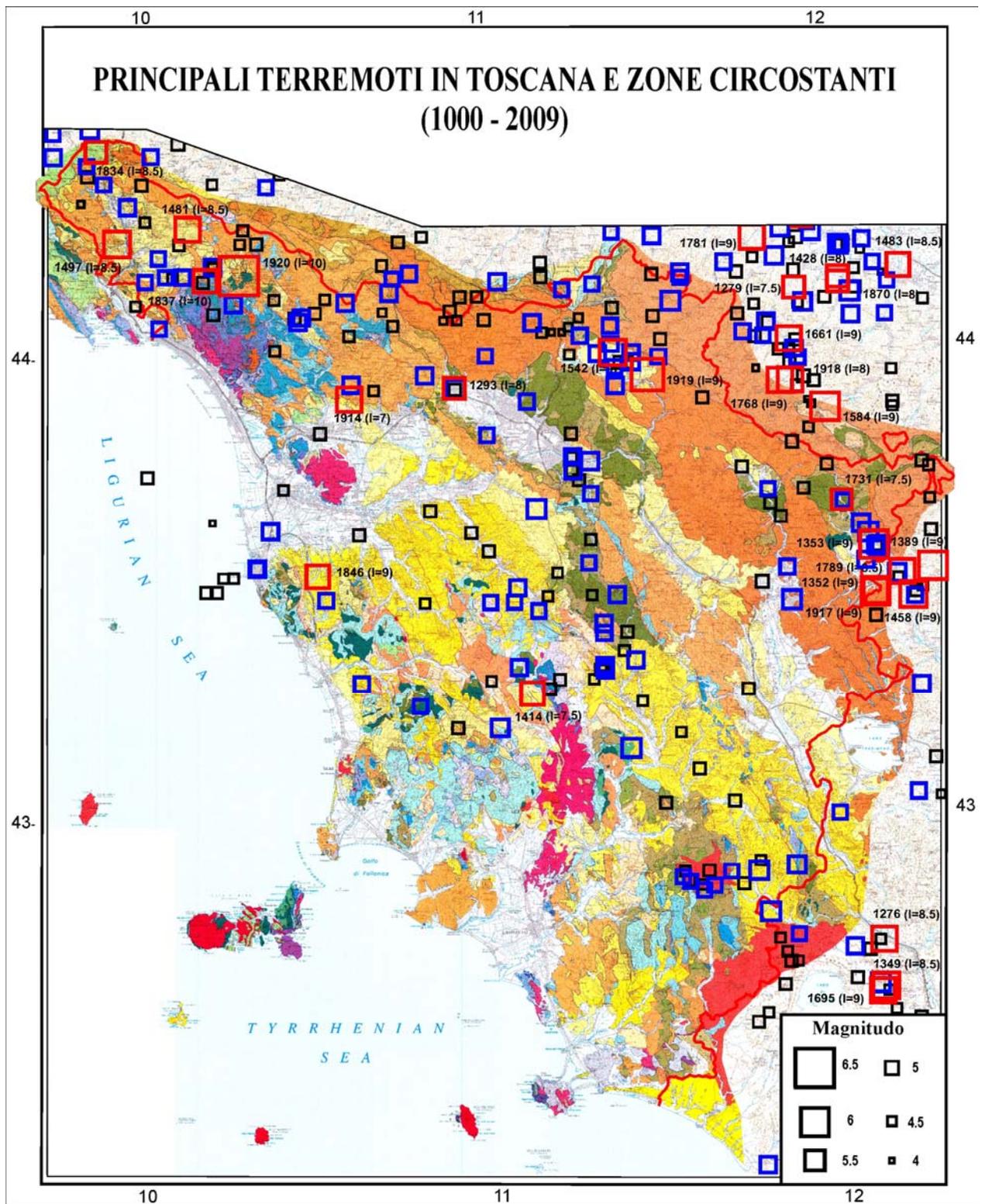


Fig. 2.1.1. Sismicità storica riportata sulla carta geologica della Toscana (Carmignani e Lazzarotto, 2004). Per le scosse più forti ($M \geq 5.5$, simboli rossi) è stato riportato l'anno e l'intensità. I simboli blu indicano le scosse con $5.0 \leq M \leq 5.4$ (Catalogo CPTI04 del Gruppo di lavoro INGV <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>). Alcune informazioni provengono da Guidoboni e Comastri (2005) e Mariotti e Guidoboni (2006). In rosso il confine regionale della Toscana.

territorio regionale in tre fasce sismiche, caratterizzate da diversi livelli di attività. La prima (più pericolosa) corrisponde alla zona

assiale della catena appenninica e comprende le zone sismiche dell'Alta Valtiberina, Casentino, Mugello, Garfagnana e Lunigiana.

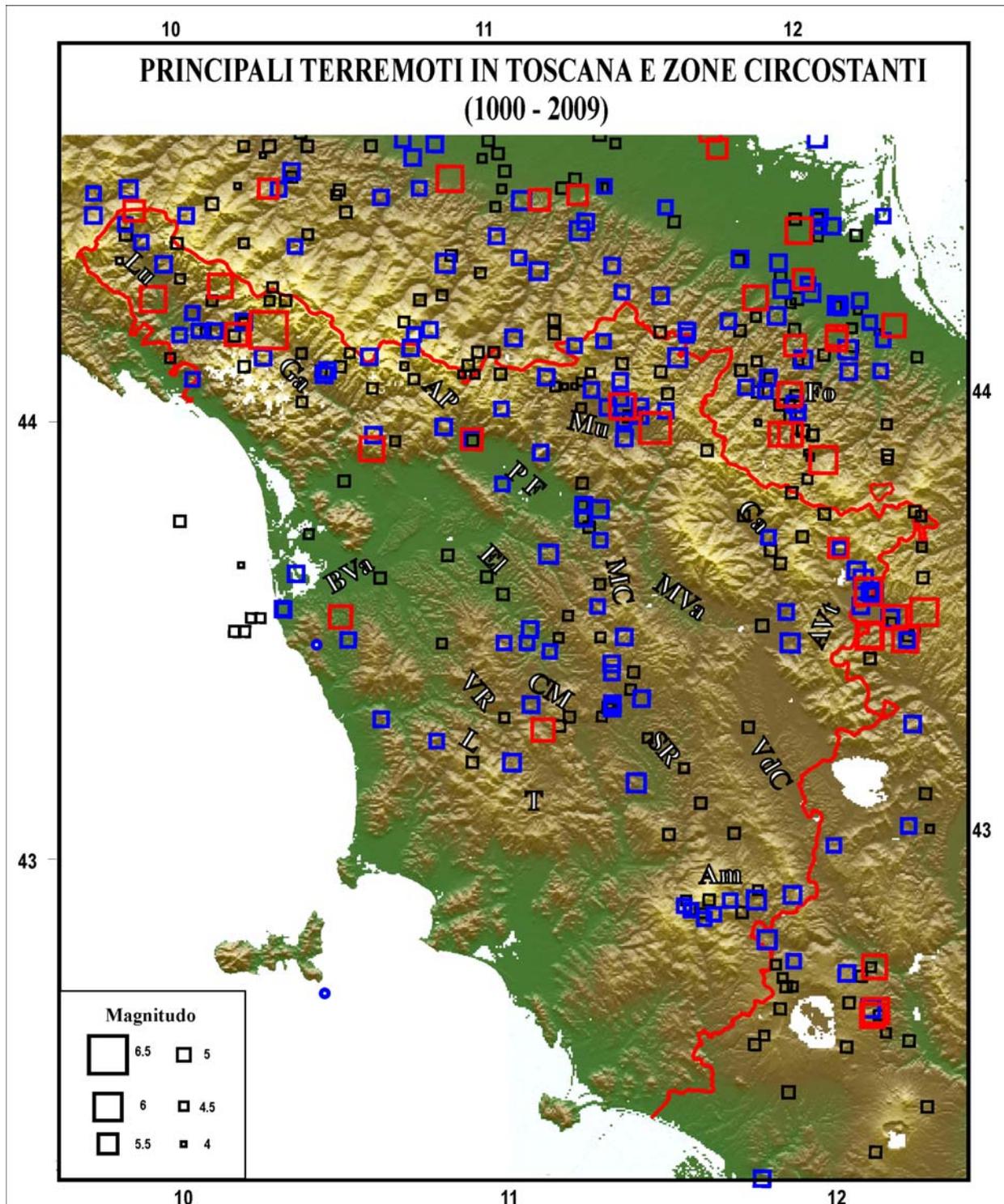


Fig. 2.1.2. Sismicità riportata sul modello topografico digitale reperibile al sito <http://gmt.soest.hawaii.edu/>. Am=Monte Amiata, AP= Appennino pistoiese, AVt=Alta Valtiberina, BVa=Basso Valdarno, Ca=Casentino, Ch=Monti del Chianti, CM= Colline Metallifere, El=Elsa, Fo=Forlivese; Ga=Garfagnana, L=Larderello, Lu=Lunigiana, MT=Dorsale Medio Toscana, Mu=Mugello, MVa=Medio Valdarno, PF=Pistoia-Firenze, Si=linea del Sillaro, SR=Siena-Radicofani, T=Travale, VdC=Val di Chiana, VR=Volterra-Radicondoli. Altre indicazioni come nella didascalia di figura 2.1.1.

Tali zone sono associate a bacini intermontani quaternari, che sono un elemento neotettonico caratteristico della catena appenninica (e.g., Martini e Sagri, 1993; Bosi, 2004). Questa fascia può anche comprendere la zona di intensa sismicità del Faentino-Forlivese, data la sua contiguità con la Toscana (e.g., Martelli et alii, 2002 e riferimenti). Meno intensa e più dispersa è invece la sismicità dell'Appennino pistoiese, tra Mugello e Garfagnana.

La prima fascia è separata da quella più interna da una serie di bacini pliocenico-quaternari interessati da sismicità minore (Basso Valdarno, Pistoia-Firenze) o trascurabile (Medio Valdarno e Val di Chiana).

La seconda fascia, caratterizzata da sismicità poco intensa (Figg. 2.1.1 e 2.1.2), è orientata in senso NO-SE e corrisponde alla Toscana centro-meridionale tra la valle dell'Arno ed il confine con il Lazio. Trascurando le scosse minori e quelle isolate, difficilmente riferibili a strutture geologiche note, in questo settore della Toscana si possono delineare due zone sismiche. La prima, disposta circa N-S, corrisponde approssimativamente all'alto strutturale preneogenico dei Monti del Chianti. La seconda zona è situata attorno alla dorsale Medio Toscana, che si trova tra i Monti del Chianti e le Colline Metallifere. La terza zona corrisponde al complesso vulcanico del Monte Amiata e all'adiacente bacino di Radicofani.

La terza fascia sismica, la meno pericolosa, corrisponde alla parte sud-occidentale della Toscana, comprendente la costa e l'entroterra grossetano e le isole dell'Arcipelago. Questo settore, che ha subito un parossismo tettonico nel Miocene superiore con l'apertura del Tirreno settentrionale (e.g., Bartole, 1995), è ora pressoché asismico (Figg. 2.1.1-2.1.2). Il magmatismo connesso con la suddetta fase tettonica è comunque responsabile dell'anomalia termica delle Colline Metallifere, dove si trovano i ben noti campi geotermici di Larderello e Travale. Per quanto in questo settore si osservi una diffusa microsismicità e debole attività neotettonica (e.g., Finetti, 2006 e riferimenti), i dati disponibili non permettono di definire zone sismiche precise. Questa parte della Toscana può comunque subire gli effetti dei terremoti forti

che avvengono nelle zone circostanti.

2.2 Sismicità strumentale

Le informazioni sulla sismicità più recente (dal 1981) sono più complete (estese a magnitudo più piccole) rispetto ai cataloghi della sismicità storica. Questo tipo di dati è riportato da Castello et alii (2006) e dal bollettino della sismicità strumentale dell'INGV (<http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>). La distribuzione degli epicentri nella zona in esame è mostrata in figura 2.2.1. Come prevedibile, rispetto alla mappa dei terremoti storici (Figg. 2.1.1 e 2.1.2) c'è una maggiore dispersione spaziale delle scosse nella zona in esame. Tuttavia si possono mettere in evidenza alcune caratteristiche:

- nel settore esterno emiliano dell'Appennino la sismicità si concentra nella zona compresa tra Parma e Reggio Emilia;
- intensa e frequente attività sismica è presente in una fascia trasversale che va dall'alto Appennino forlivese (a nord-ovest del Casentino) alla pianura faentina;
- la parte toscana dell'alta Valtiberina è caratterizzata da una concentrazione di scosse;
- una diffusa microsismicità si nota ai bordi del bacino di Pistoia-Firenze, mentre nel Mugello solo il margine nord-ovest mostra attività sismica;
- la zona del Casentino mostra un'attività molto ridotta, come i bacini immediatamente a sud-ovest (Medio Valdarno e Val di Chiana);
- nella parte più interna della Toscana, si registrano solo microterremoti, con una modesta concentrazione nelle Colline Metallifere e Monti del Chianti. Si può invece notare una certa attività in mare tra Pisa e Livorno.

Altre informazioni sull'assetto strutturale e tettonico dell'Appennino settentrionale si possono ottenere dalla distribuzione degli ipocentri della sismicità strumentale. Prima di descrivere questo tipo di rappresentazione, è opportuno premettere alcune considerazioni sui rapporti tra la struttura della crosta e la sismogenesi. Esperimenti sulla deformazione delle rocce mostrano che il loro comportamento meccanico cambia con la profondità, a causa dell'incremento di temperatura e pressione (e.g. Karato, 2008 e riferimenti). Nel caso di

strutture continentali, come il sistema Appennino-Adriatico, i modelli reologici prevedono l'esistenza di uno strato fragile superficiale,

il cui spessore dipende da vari fattori, come la composizione mineralogica della crosta, l'andamento della temperatura con la

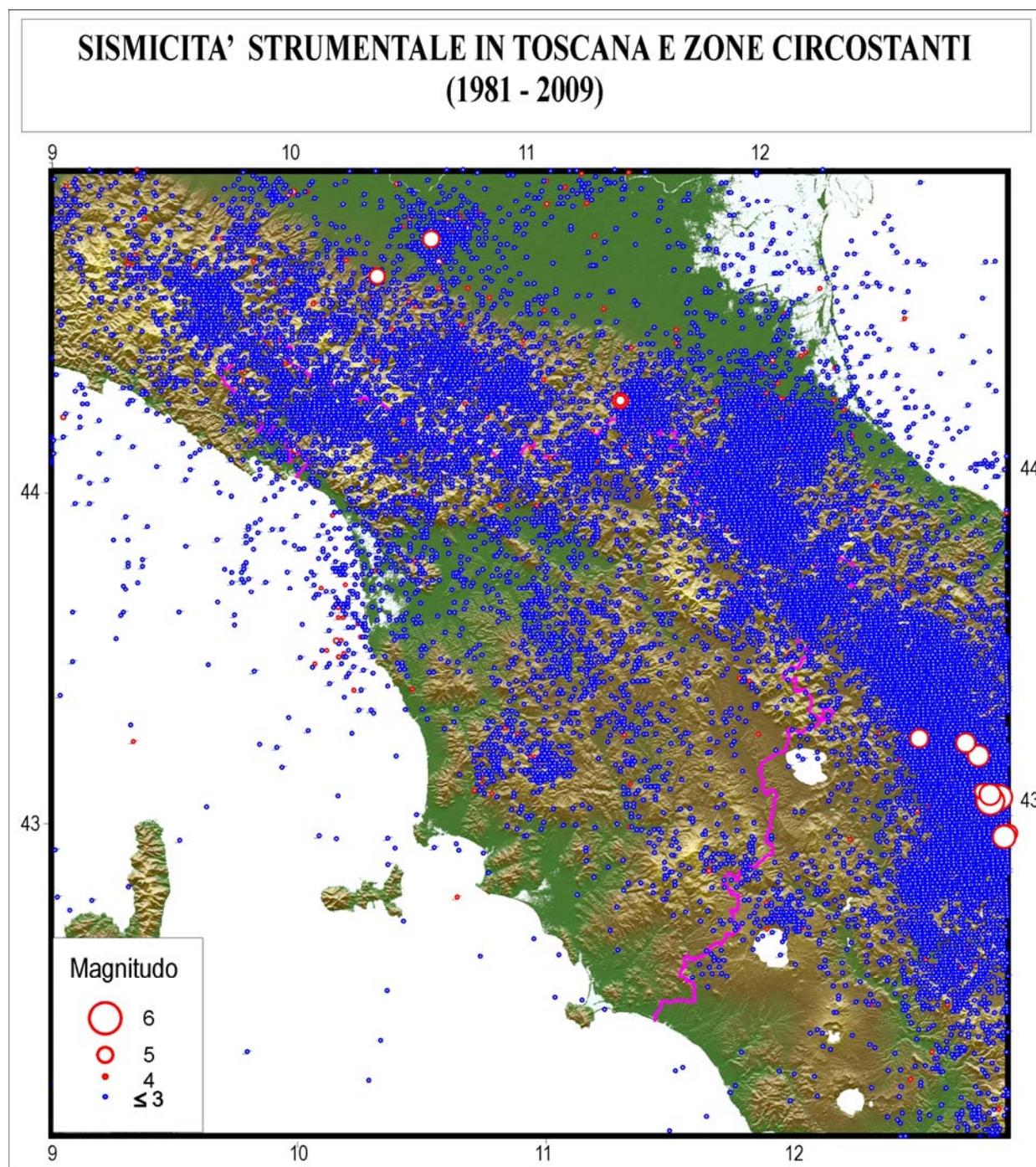


Fig. 2.2.1. I dati sono presi dal catalogo strumentale INGV (<http://www.ingv.it/>) e dal bollettino della sismicità strumentale INGV (<http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>). I riferimenti geografici citati nel testo sono riportati in figura 2.1.2. In rosa il contorno geografico della Toscana.

profondità (geoterma), la presenza di fluidi e il tipo di regime tettonico (e.g., Sibson, 1984; Kohlstedt et alii, 1995). Siccome la resistenza meccanica dello strato fragile risulta essere

largamente superiore alla resistenza degli strati plastici sottostanti, si può affermare che tale strato è la parte meno deformabile della litosfera (e.g., Jackson, 2002) ed è quella in

cui si sviluppa la maggior parte dei terremoti (Sibson, 1984; Maggi et alii, 2000; Priestley et alii, 2008). La distribuzione delle sorgenti sismiche con la profondità dipende quindi dalle caratteristiche termo-meccaniche dello strato fragile, che è tanto più spesso quanto più la crosta è fredda, ossia quanto più è basso il flusso termico (e.g., Ito, 1999).

Tenendo conto della possibile variabilità nella struttura e nello stato termico della crosta, lo strato sismogenico può essere costituito dalla sola copertura sedimentaria, oppure comprendere anche la crosta superiore cristallina e, in rari casi, estendersi alla crosta inferiore (Jackson e White, 1989; Lund et alii, 2004). Lo spessore dello strato fragile pone anche vincoli alla grandezza massima dei terremoti possibili. Per chiarire questo aspetto, consideriamo il momento sismico (M_0 , espresso in Nm^{-1}), un fondamentale parametro legato alla geometria della sorgente dalla relazione:

$$M_0 = \mu u A$$

dove μ è il modulo elastico di taglio medio della crosta ed A è l'area della faglia su cui si è sviluppato lo scorrimento u (e.g. Shearer,

1999).

Da semplici considerazioni geometriche si può mettere in relazione l'area A con i parametri della faglia:

$$A = Lh/\sin\delta$$

dove L , h e δ sono rispettivamente la lunghezza orizzontale, lo spessore verticale e l'inclinazione della faglia. Combinando le due relazioni precedenti si ottiene:

$$h = M_0 \sin\delta / \mu u L$$

dalla quale si può stimare la dimensione verticale della faglia per un terremoto di dato momento sismico. Ora, è ben noto che i parametri u e L variano congiuntamente con la grandezza del terremoto, secondo relazioni di scala dedotte in modo empirico (Wells e Coppersmith, 1994). Considerando tali relazioni di scala, e usando una opportuna conversione tra la magnitudo M e il momento sismico M_0 (da Shearer, 1999):

$$M = 2/3 \log M_0 - 6$$

la formula precedente permette di stimare la profondità a cui arriva la faglia, in funzione della magnitudo del terremoto (Tab. 2.2.1).

Magnitudo (M)	h (km)		
	Faglia inversa ($\delta=30^\circ$)	Faglia normale ($\delta=60^\circ$)	Faglia trascorrente ($\delta=90^\circ$)
5.5 (u=0.12 m, L=7.3 km)	3.4	5.9	6.8
6.0 (u=0.22 m, L=12.6 km)	6.0	10.4	12.0
6.5 (u=0.48 m, L=24.8 km)	7.8	13.6	15.7
7.0 (u=1.07 m, L=48.9 km)	10.1	17.4	20.1

Tab. 2.2.1. Relazione tra magnitudo del terremoto e dimensione verticale (h) della faglia attivata. Le stime si riferiscono ai tre tipi canonici di faglia, con valore crescente dell'inclinazione (δ). Il valore del modulo elastico di taglio usato per la stima è $\mu=3 \times 10^{10} \text{Nm}^{-2}$. I valori di u ed L derivano dalle relazioni di Wells e Coppersmith (1994).

E' ragionevole supporre che lo spessore dello strato fragile debba essere almeno pari ad h , affinché esso possa contenere la faglia sismica. In tal caso, la tabella 2.2.1 mostra che la generazione di terremoti forti ($M \geq 5.5$) richiede uno spessore fragile di almeno 3-7 km, in relazione al tipo di faglia.

E' interessante confrontare le stime sopra riportate con i dati riguardanti la sismicità italiana, premettendo che determinazioni ipocentrali affidabili sono presumibilmente disponibili solo per gli ultimi tre decenni. La profondità ipocentrale dei terremoti principali è circa compresa tra 5 e 15 km (Tab. 2.2.2).

Evento sismico	Magnitudo	Profondità dell'ipocentro (km)	Tipo di faglia
Friuli 6/5/1976	6.5	≈10	I
Friuli 15/9/1976	5.9	≈10	I
Irpinia 23/11/1980	6.9	10-12	N
Abruzzo 7/5/1984	5.8	13-14	N
Reggio Emilia 15/10/1996	5.4	15±2	I
Colfiorito 26/9/1997	6.0	≈6	N
Mercure 9/9/1998	5.7	10.5±1.5	N
Molise 31/10/2002	5.8	≈16	T
Palermo 6/9/2002	5.6	≈10	I
L'Aquila 6/4/2009	6.3	≈8	N

Tab. 2.2.2. Profondità ipocentrale dei principali terremoti italiani dal 1976. I, N, T = faglia inversa, normale e trascorrente. Dati presi da Selvaggi et alii (2001), Pace et alii (2002), Chiaraluce et alii (2003), Improta et alii (2003), Giunta et alii (2004), Galadini et alii (2005), Di Bucci et alii (2006), Brozzetti et alii (2009), Chiarabba et alii (2009).

Per quanto riguarda l'Appennino settentrionale, e la Toscana in particolare, il quadro che emerge dagli studi di tipo geofisico, con particolare riferimento alla determinazione dello spessore crostale e alla misura del flusso di calore superficiale è mostrato nelle figure 2.2.2 e 2.2.3.

Nelle mappe delle figure 2.2.2 e 2.2.3 si nota un sensibile incremento dello spessore della crosta, accompagnato da una diminuzione del flusso di calore, dal Tirreno settentrionale (20 km) alla zona padano-adriatica (oltre 40 km).

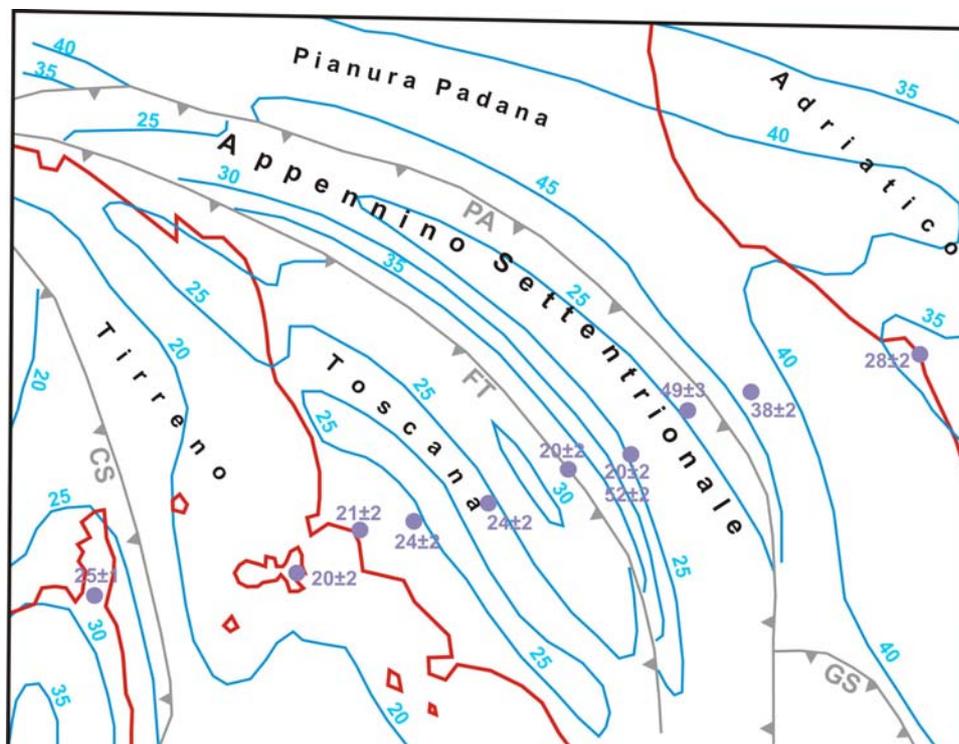


Fig. 2.2.2. Isobate dello spessore crostale (km) nella zona considerata (Finetti, 2005a,b). I punti viola indicano le posizioni dove sono disponibili stime di spessore crostale (da Mele e Sandvol, 2003). Le linee grigie con triangoli delineano schematicamente l'andamento dei principali fronti di sovrascorrimento nella catena appenninica: CS = Fronte della Corsica-Sardegna, FT = Fronte della Falda Toscana, PA = Fronte pedeappenninico, GS = Fronte del Gran Sasso.

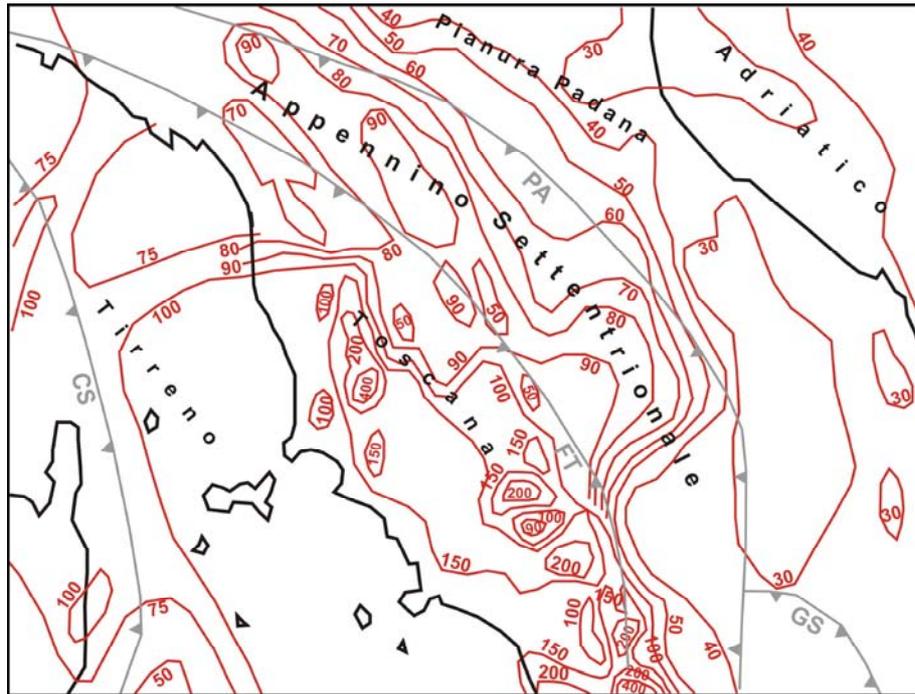


Fig. 2.2.3. Densità del flusso termico (mWm^{-2}), da Cataldi et alii (1995). Lineamenti strutturali come in figura 2.2.2.

Per quanto riguarda la distribuzione verticale della sismicità, la figura 2.2.4 mostra che sia nella zona interna (A) che nella catena (B) la maggioranza delle scosse avviene nei primi 10 km della crosta, con il massimo

nell'intervallo 5-10 km. Il numero di scosse nella zona di catena (B) è molto più elevato che nell'area interna. Il calo del numero di terremoti per profondità maggiori di 10 km è più marcato nell'area interna tirrenica.

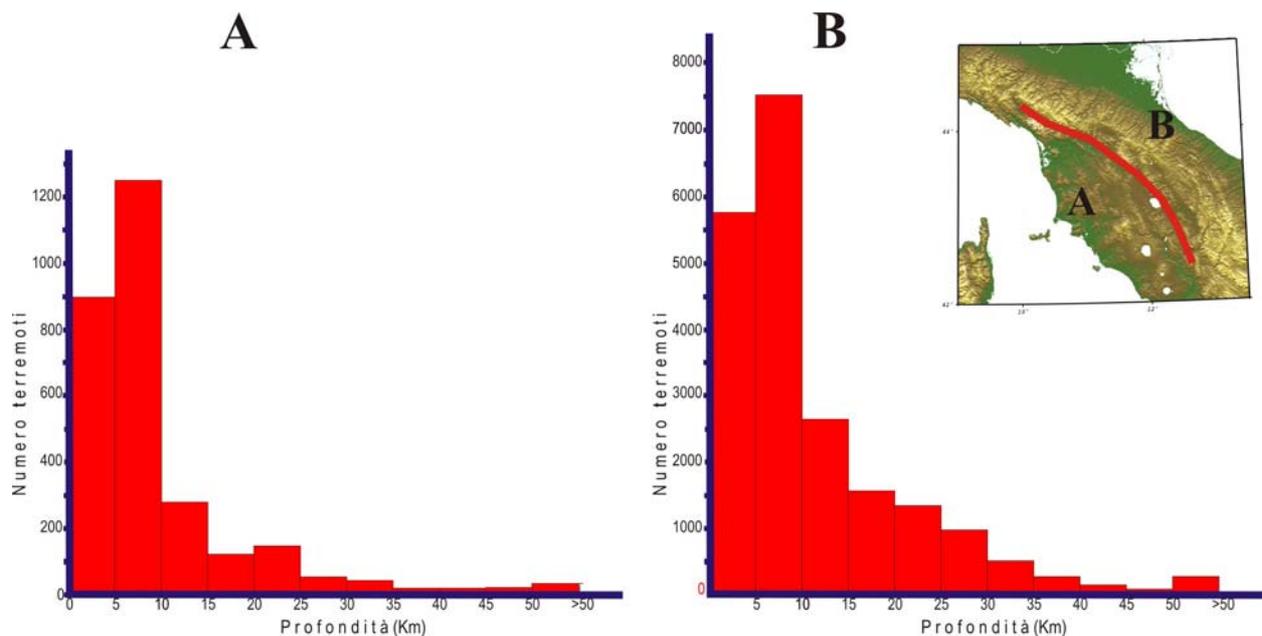


Fig. 2.2.4. Numero dei terremoti per intervalli di profondità nella Toscana interna (A) e nella zona di catena (B), divise dalla linea rossa nell'inserito.

Allo scopo di individuare eventuali distribuzioni particolari della sismicità strumentale nella zona in esame, sono state eseguite mappe relative per varie fasce di profondità (Figg. 2.2.5-2.2.6), da cui si possono ricavare alcune indicazioni:

1) Nei primi 5 km (Fig.2.2.5a) la massima concentrazione di terremoti avviene nelle zone dell'Alta Valtiberina e Forlivese (vedi figura 2.1.2 per i riferimenti geografici). Una concentrazione di scosse, anche se meno evi-

dente, si osserva nelle fosse della Garfagnana e Lunigiana e nella zona pedeappenninica compresa tra Reggio Emilia e Parma.

2) Tra 6 e 10 km (Fig. 2.2.5b) l'attività sismica aumenta sensibilmente in tutta la catena. Si accentua anche la sismicità nel Reggiano-Parmense. E' da notare che questo "sconfinamento" dell'attività sismica dalla catena verso la pianura non avviene nei settori adiacenti della zona pedeappenninica

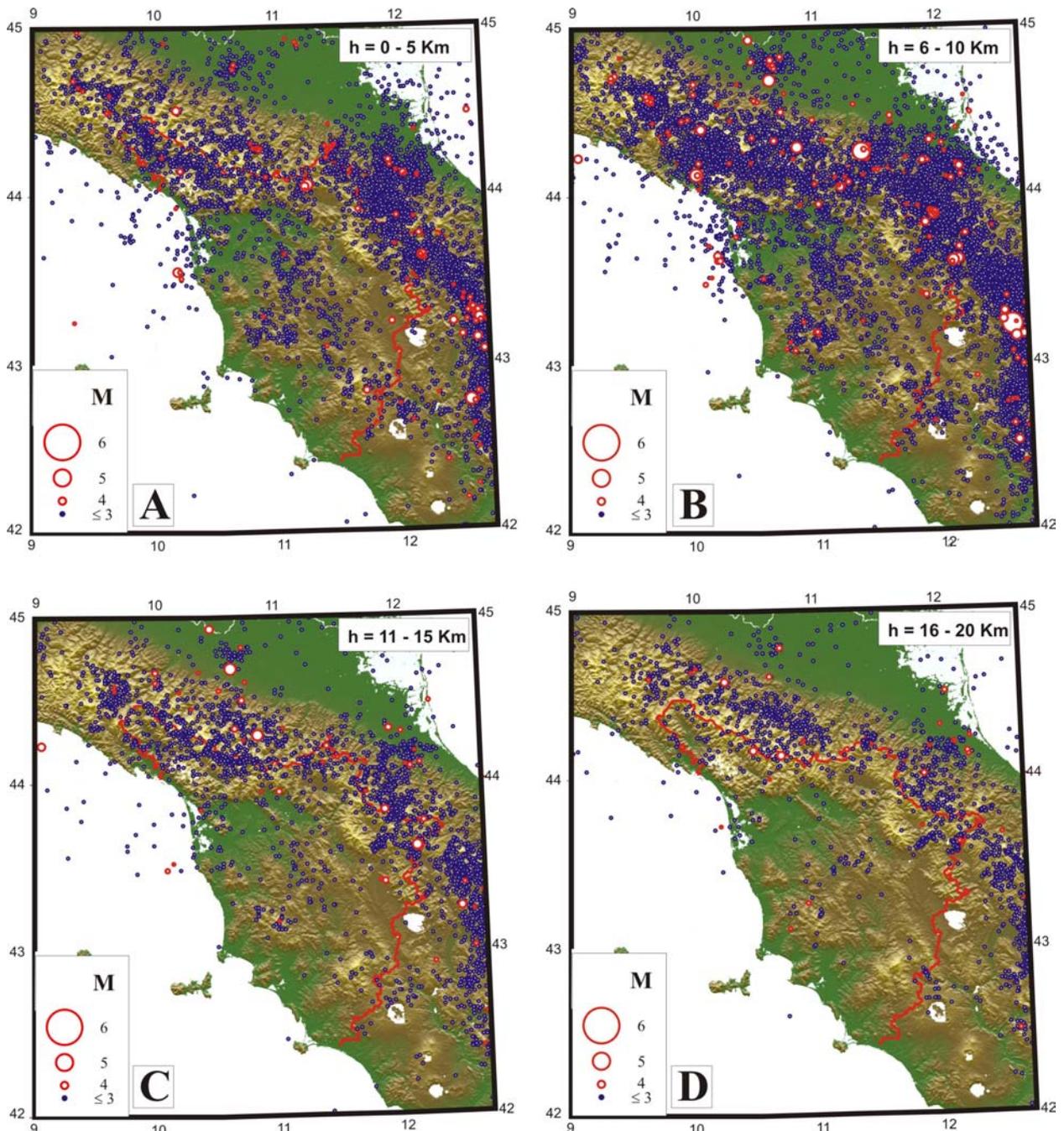


Fig. 2.2.5. Sismicità strumentale (vedi didascalia di Fig.2.2.1). per vari intervalli di profondità. In rosso il confine

regionale della Toscana

3) Nell'intervallo 11-15 km (Fig. 2.2.5c) la sismicità si attenua in tutta l'area considerata, con particolare riferimento alla Toscana interna, mentre rimane non trascurabile nel Reggiano-Parmense e nel Forlivese.

4) Tra 16 e 20 km (Fig. 2.2.5d) la sismicità cala ulteriormente rispetto agli intervalli precedenti. La maggiore attività continua ad interessare l'Alta Valtiberina, il Forlivese e l'Appennino emiliano. Nelle fosse della Garfagnana e Lunigiana il numero delle scosse è molto basso.

5) Nell'intervallo 21-30 km (Fig. 2.2.6a) si

accentua l'intensità delle scosse in due fasce trasversali alla catena, una nel Reggiano-Parmense e l'altra nel Forlivese. E' ragionevole pensare che i terremoti a queste profondità siano situati all'interno della litosfera adriatica che sottoscorre la catena appenninica.

6) Tra 31 e 50 km (Fig.2.2.6b) l'attività sismica, imputabile a fratturazioni della litosfera adriatica, subisce un nuovo drastico calo. Le poche scosse si concentrano sotto l'Appennino emiliano e in modo meno evidente sotto l'Appennino romagnolo.

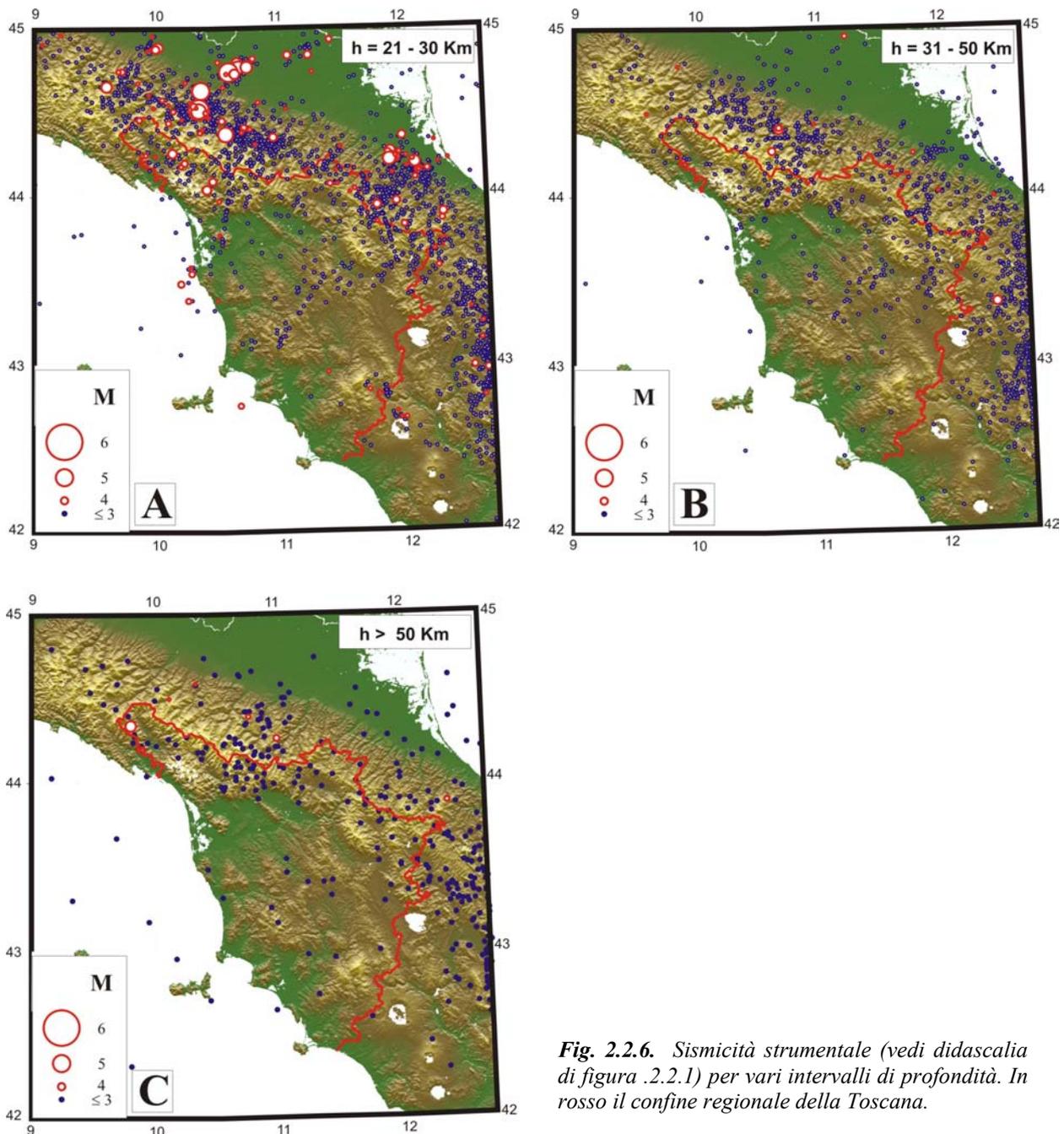


Fig. 2.2.6. Sismicità strumentale (vedi didascalia di figura .2.2.1) per vari intervalli di profondità. In rosso il confine regionale della Toscana.

7) Per profondità superiori a 50 km (Fig. 2.2.6c) la sismicità tende a scomparire in alcune zone. Il numero di terremoti rimane non trascurabile nella fascia che attraversa l'Appennino tosco-emiliano. Questa evidenza, sempre presente per $h > 20$ km, potrebbe aiutare a riconoscere una possibile zona di debolezza trasversale del margine sepolto adriatico, come discusso nel capitolo successivo.

2.3 Campo di deformazione

Per tentare di ricostruire il quadro geodinamico e tettonico nell'ambito del quale si sviluppa la sismicità occorre analizzare i vari tipi di dato che possono fornire informazioni sulle caratteristiche dei campi di sforzo e deformazione nell'area in esame. Conoscere il campo degli sforzi sarebbe più utile ai nostri scopi in quanto tale grandezza è più direttamente legata all'assetto dinamico. Questo vantaggio però, è oscurato dalle difficoltà che si incontrano nella stima della grandezza citata. Infatti, mentre la deformazione è deducibile in modo diretto dalle osservazioni, il campo di sforzi può essere ricavato solo in modo indiretto e sotto certe assunzioni, la cui plausibilità è difficilmente valutabile (Nieto-Samaniego, 1999; Tikoff e Wojtal, 1999). Quindi, si è preferito concentrare l'attenzione sul campo di deformazione. Questo parametro può essere ricavato dall'analisi di dati neotettonici (assi delle pieghe, strie di slittamento sulle faglie, orientazione delle fratture e dei dicchi vulcanici, ecc.), dalla distorsione di fori di pozzi profondi, dal meccanismo di sorgente di terremoti e da misure geodetiche. Nelle sezioni seguenti viene discussa la significatività dei rispettivi risultati, considerando l'intervallo di tempo a cui i vari tipi di dati si riferiscono e quanto essi possono efficacemente rappresentare la deformazione della crosta e dello strato sismogenico in particolare.

Meccanismo di sorgente di terremoti

Nella regione mediterranea sono da tempo disponibili molti dati di questo tipo, spesso usati per determinare la deformazione mediante la somma di tensori del momento sismico (Kostrov, 1974; Jackson e McKenzie, 1988; Kiratzi, 1994; Kiratzi e Papazachos,

1995; Pondrelli et alii, 1995; Selvaggi 1998; Pondrelli, 1999; Viti et alii, 2001; Vannucci e Gasperini, 2004). I risultati di tali indagini sono però strettamente dipendenti dalla suddivisione della regione considerata in zone sismogeniche assunte come caratterizzate da un regime di deformazione uniforme. Tuttavia, la qualità e quantità dei dati disponibili non sempre consente di stabilire una suddivisione realistica di questo tipo. Infatti, la ricostruzione del meccanismo focale di un terremoto presuppone un'opportuna distribuzione delle stazioni sismografiche e conoscenze approfondite del modello di velocità delle onde sismiche. Ciò implica che meccanismi di sorgente affidabili si possono avere solo per gli eventi sismici principali degli ultimi 30-40 anni. Vari tentativi sono stati fatti per ricavare il meccanismo focale di forti terremoti italiani del passato utilizzando vecchie registrazioni sismografiche, informazioni macrosismiche e livellazioni geodetiche (e.g. Bianca et alii, 1999; Amoruso et alii, 1998, 2002, 2005; Pino et alii, 2000, 2008), ma l'incertezza associata a questo tipo di determinazione è scarsamente valutabile. Un esempio molto indicativo a questo proposito riguarda il riconoscimento del meccanismo focale di un evento particolarmente importante, cioè il terremoto di Messina del 1908. Le caratteristiche di sorgente di questa scossa dedotte da studi basati sulla procedura sopra citata (e.g., Amoruso et alii, 2002) sono infatti poco compatibili con quelle suggerite da una ricostruzione accurata dell'assetto strutturale della crosta nella zona implicata, basata su sezioni sismogeologiche (Finetti, 2008).

La figura 2.3.1 riporta gli assi principali della deformazione orizzontale associata agli eventi sismici avvenuti negli ultimi decenni nell'area mediterranea centrale. Si può notare che la deformazione sismica è localizzata in zone definite, corrispondenti ai bordi dei principali domini strutturali e blocchi tettonici. Nella parte orientale (Mar Egeo e Grecia centrale) l'attività sismica è di tipo prevalentemente estensionale, con asse di allungamento circa N-S. Passando alla porzione meridionale dell'Italia (Arco calabro e Sicilia), si può dire che i dati disponibili non consen-

tono di definire in modo chiaro i regimi di deformazione sismica. In Calabria, per esempio, l'intensa sismicità storica non corrisponde all'attività relativamente bassa delle ultime decadi. I pochi meccanismi focali disponibili si riferiscono quindi a scosse di modesta magnitudo, che potrebbero essere poco rappresentative della deformazione crostale in atto in quel settore. La stessa considerazione si potrebbe estendere alla Sicilia, dove però i

meccanismi di sorgente nel Tirreno meridionale (tra cui l'evento del 6/9/2002, $M=5.9$), delineano una fascia di deformazione compressiva con asse di raccorciamento orientato NNO-SSE.

Per quanto riguarda la placca adriatica, la scarsa attività sismica implica una debole attività tettonica. Solo alcune zone, come il promontorio del Gargano mostrano attività significativa. Intensa deformazione è invece

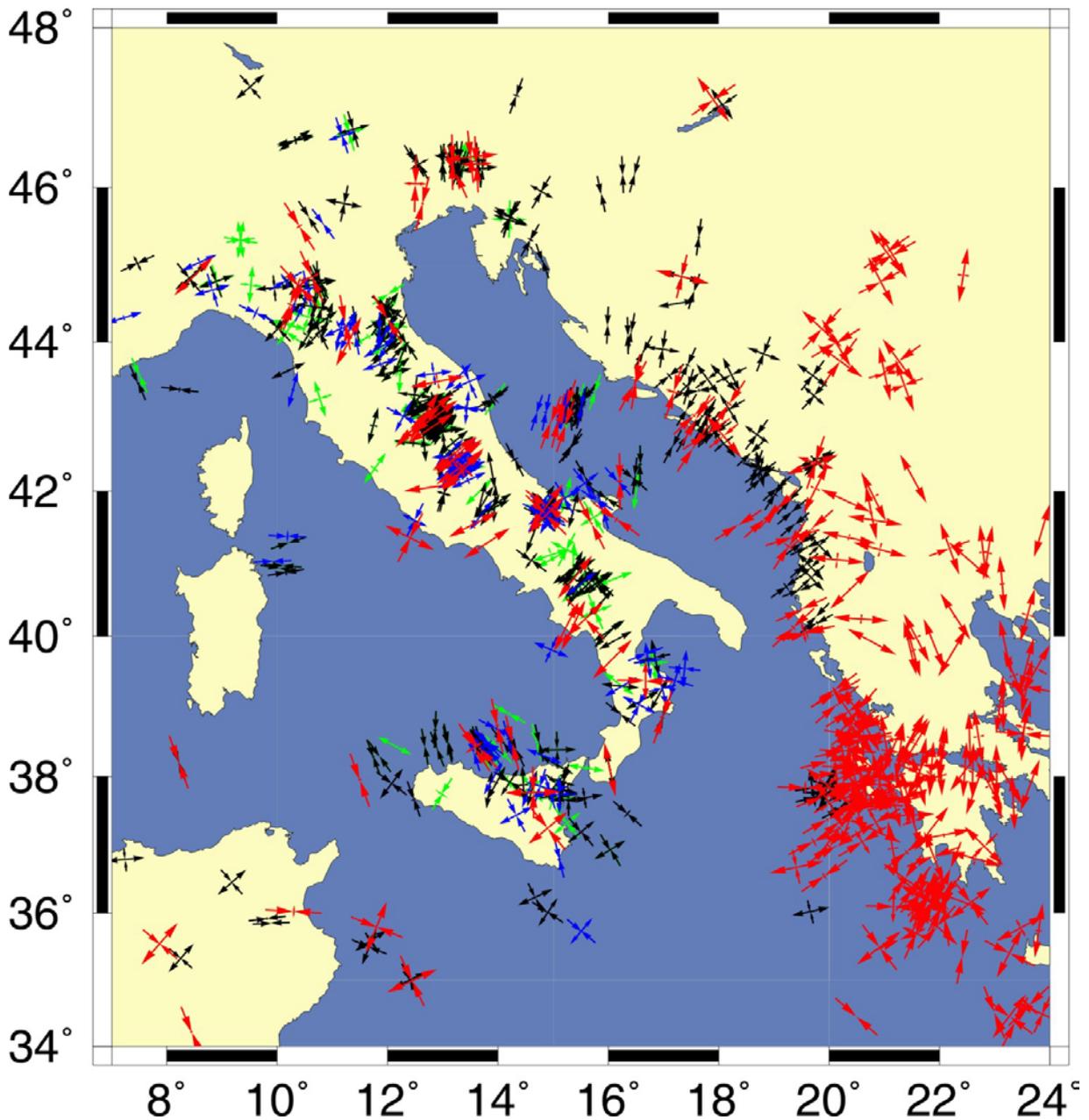


Fig.2.3.1. Regime di deformazione associato ai meccanismi focali dei terremoti principali ($h < 30$ km) nel Mediterraneo centrale. Le frecce divergenti e convergenti rappresentano rispettivamente gli assi principali di massimo allungamento e raccorciamento. Per ogni dato, il rapporto tra la lunghezza delle frecce indica il rapporto tra l'ampiezza degli assi principali di deformazione. I colori delle frecce corrispondono alle fonti di provenienza dei dati. Rosso: catalogo CMT (1976-2010) su www.globalcmt.org. Blu: catalogo RCMT (2001-2010) su www.ingv.it, Nero: Pondrelli et alii (2006), Verde: Montone et alii (2004).

riconosciuta nelle catene orogeniche che bordano il dominio adriatico. La fascia periadriatica orientale (Grecia nordoccidentale, Albania e Dinaridi) mostra prevalenti meccanismi compressionali, soprattutto nella zona costiera, con asse di raccorciamento circa SO-NE. A questa tipologia appartiene anche la più recente scossa forte del Montenegro (15/4/1979, $M=7.1$, e.g., Benetatos e Kiratzi, 2006). Meccanismi trascorrenti prevalgono invece nella porzione settentrionale della catena Dinarica.

Deformazioni compressive, con raccorciamento da N-S a NNO-SSE sono riconosciute lungo il bordo settentrionale della placca adriatica (Friuli e Prealpi sud-occidentali), come indicato dagli ultimi due terremoti forti avvenuti in questa zona (Friuli, 6/5/1976 $M=6.4$ e 15/9/1976, $M=5.9$).

Per quanto riguarda il bordo occidentale dell'Adriatico, comprendente la catena Appenninica, il regime di deformazione è più complesso. Nel settore meridionale dell'Appennino le informazioni sismologiche evidenziano soprattutto estensione con asse NE-SO, che trova nella forte scossa dell'Irpinia (23/11/1980, $M=6.9$) un importante esempio. Risalendo lungo la catena, incontriamo altri meccanismi focali estensionali in Appennino centrale, come indicato dagli ultimi intensi terremoti dell'Abruzzo (Val di Sangro 7/5/1984, $M=5.9$ e L'Aquila 6/4/2009, $M=6.3$).

Per l'Appennino settentrionale, più direttamente connesso con l'attività sismotettonica della Toscana, si possono fare varie considerazioni. Anzitutto, i dati individuano una fascia assiale della catena, centrata sullo spartiacque Adriatico-Tirreno, dove l'attività sismica principale è di tipo estensionale (asse di allungamento circa NE-SO). nettamente differente è la deformazione attiva della fascia appenninica esterna (zona padano-adriatica), dove prevale il raccorciamento con direzione variabile (NE-SO ma anche NNO-SSE). Nella fascia interna (tirrenica), comprendente una parte cospicua della Toscana, la sismicità è assai meno intensa rispetto alla parte assiale della catena ed il corrispondente regime di deformazione è quindi scarsamente definito.

Ulteriori dettagli sulla deformazione sismica della zona qui considerata (Appennino settentrionale) emergono dall'esame della figura 2.3.2, dove i meccanismi di sorgente dei terremoti sono rappresentati con maggior dettaglio.

Per facilitare la lettura ed evitare sovrapposizioni, i dati sono suddivisi in base alla fonte. I dati del *Centroid Moment Tensor (CMT) Catalogue* (Fig.2.3.2a) sono un'esigua porzione di un vasto insieme di meccanismi di sorgente (oltre 33000 a fine 2010), che ingloba i terremoti principali ($M \geq 4.5$) avvenuti in tutto il pianeta dal 1976. In questo caso la validità della procedura di elaborazione e inversione delle registrazioni sismografiche è ampiamente verificata, e l'incertezza stimata sulla direzione degli assi principali è inferiore a 5° - 10° (Frohlich e Davis, 1999). Tuttavia, il breve intervallo di tempo e la soglia di magnitudo relativamente elevata comportano un limitato numero di soluzioni disponibili, nessuna delle quali localizzata nella parte interna della Toscana. Nella fascia assiale dell'Appennino, dove sono avvenute le recenti scosse di Gubbio 29/4/1984, $M=5.7$; Umbria-Marche 1997-1998, $M=6, 5.7, 5.6, 5.4, 5.2, 5.2$; Mugello 1/3/2008, $M=4.8$, è confermato il regime estensionale, mentre all'esterno (a nord della latitudine $44^\circ N$) i meccanismi sono compressivi o transpressivi, prevalentemente associati a raccorciamento NNO-SSE (Parmense 9/11/1983, $M=5.1$; Correggio 15/10/1996 $M=5.4$, Faenza 10/5/2000, $M=4.9$; Monghidoro 14/9/2003, $M=5.3$).

Il quadro successivo (fig. 2.3.2b) si riferisce alle soluzioni *Regional CMT* elaborate dall'INGV. Anche se il catalogo parte dal 2001, ci sono più dati rispetto alla figura precedente poiché la soglia di magnitudo considerata è minore ($M \geq 4$). Compaiono, per esempio, le numerose scosse di replica del recente terremoto aquilano (6 Aprile 2009). Anche questo insieme di dati conferma la presenza di differenti regimi nella zona assiale (estensione) e nella zona esterna (compressione) della catena.

La figura 2.3.2c indica gli assi principali delle soluzioni CMT elaborate da Pondrelli et alii (2006) per la regione italiana dal 1977 al 1996 ($M \geq 4$), che estendono di due decenni il

catalogo RCMT sopra menzionato.

Nella figura 2.3.2d sono mostrati i meccanismi focali riportati da Montone et alii (2004), che derivano da una compilazione di soluzioni tratte da varie fonti, riferita al periodo 1908-2003 e quindi comprendente anche eventi storici molto precedenti la costituzione della rete sismografica nazionale (per es. i forti terremoti di Messina-Reggio Calabria 1908, Avezzano 1915, Irpinia 1930 e 1962). La magnitudo è $M \geq 4.5$ ed $M \geq 4$ per gli eventi ri-

spettivamente precedenti e successivi al 1978. A differenza dei dati descritti sopra, si tratta di ricostruzioni ottenute con procedure differenti per cui la qualità dei dati è piuttosto variabile. I regimi di deformazione presentano similarità con i dati prima descritti, almeno per quanto riguarda le fasce più attive (assiale ed esterna) dell'Appennino settentrionale. Nella zona interna (tirrenica) compaiono alcune soluzioni di tipo estensionale (assi di allungamento circa N-S).

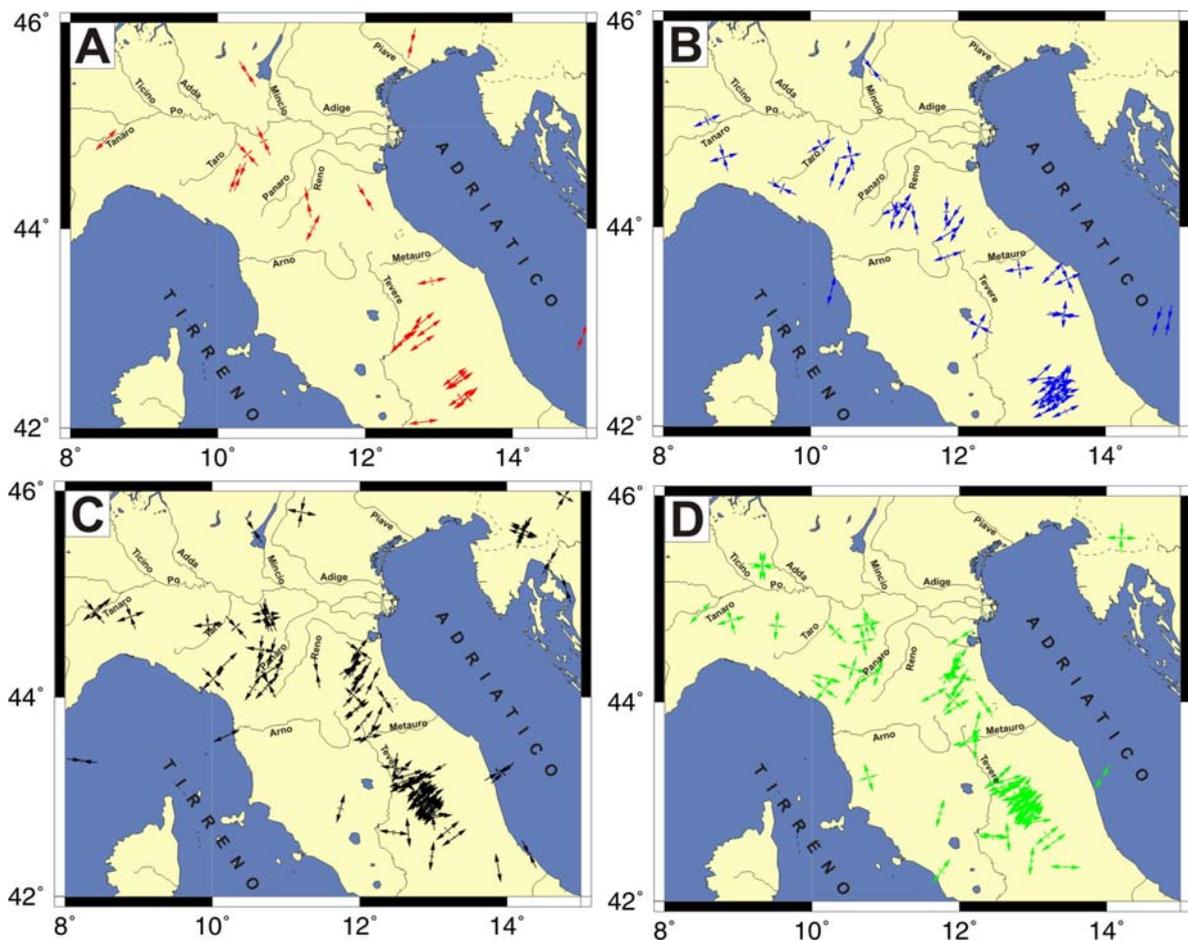


Fig.2.3.2. Stili deformativi dedotti dai meccanismi focali dei terremoti nell'Appennino settentrionale ($h < 30$ km). **A)** da catalogo CMT (Centroid Moment Tensor) **B)** da catalogo Regional CMT **C)** da Pondrelli et alii (2006) **D)** da Montone et alii (2004). Descrizione dei simboli come nella didascalia della figura 2.3.1.

Evidenze neotettoniche

Negli ultimi decenni la regione italiana è stata oggetto di approfondite indagini, al fine di ottenere un quadro più completo possibile della tettonica attiva e delle sue possibili connessioni con le fratture sismogenetiche. Questo tipo di ricerca ha avuto inizio con l'elaborazione della Carta Neotettonica d'Italia nel decennio 1980-1990 (Ambrosetti

et alii, 1987) e si è poi sviluppata sino all'elaborazione del recente catalogo delle faglie sismogenetiche (DISS), coordinato dall'INGV (Basili et alii, 2008). Dato l'alto numero di pubblicazioni relativo a tali prodotti, per una informazione più completa si rimanda alle principali sintesi ed annesse bibliografie (e.g., Bartolini et alii, 1982; Galadini et alii, 2001; Basili et alii, 2008). E' op-

portuno ricordare che la zonazione sismogenetica usata dall'INGV (Meletti et alii, 2008) per la stima della pericolosità sismica è basata su tali elaborazioni.

Per quanto il tentativo di mettere a disposizione della comunità scientifica un censimento delle faglie sismogenetiche in Italia sia sicuramente apprezzabile, è necessario rendersi conto che le incertezze che possono inficiare i risultati ottenuti (per esempio il catalogo DISS) sono difficilmente valutabili. Questa possibilità è stata purtroppo confermata dalle indicazioni fornite da alcuni eventi sismici recenti. Scosse distruttive sono infatti avvenute su fratture sconosciute poiché non affioranti (Molise 2002), oppure su faglie note ma ritenute poco attive (L'Aquila 2009). Ciò ha innescato un ripensamento dei metodi adottati per la classificazione delle faglie attive (Valensise, 2009). Per meglio comprendere le limitazioni della procedura utilizzata per censire le faglie sismogenetiche, è opportuno fare alcune considerazioni sui vari tipi di informazione usati e sul loro potere vincolante:

1) Importanti informazioni sul sottosuolo provengono dai sondaggi geofisici e, in particolare, dai rilievi di sismica a riflessione e rifrazione. Per esempio, i recenti risultati del progetto CROP (coordinato da Finetti, 2005a) hanno permesso di chiarire molti aspetti stratigrafici e strutturali nel Mediterraneo centrale. Tuttavia, non sempre i metodi sismici hanno la risoluzione sufficiente per riconoscere con sicurezza le strutture attive, soprattutto quelle più recenti che hanno prodotto dislocazioni limitate nelle unità coinvolte. Questo problema esiste per la catena appenninica dove i processi tettonici che hanno prodotto le fratture attuali hanno cominciato a svilupparsi solo nel Pleistocene medio (Mantovani et alii, 2009a,b,c).

2) Le tecniche paleosismologiche hanno avuto uno sviluppo significativo negli ultimi venti anni (e.g., Galli et alii, 2008 e riferimenti). Tuttavia, le campagne di scavo richiedono un impegno scientifico ed economico non indifferente ed una considerevole conoscenza preliminare dell'assetto geologico-strutturale per scegliere in modo efficace i siti da investigare. Pertanto questo approccio sembra più utile per approfondire la storia si-

smica di zone attive già note, piuttosto che per mettere in evidenza nuove strutture.

3) In linea di principio, il rilevamento geologico-strutturale resta il metodo più diretto per documentare l'attività tettonica recente. Tuttavia, per vari motivi non sempre è possibile definire in modo completo e coerente il quadro deformativo mediante i soli dati strutturali. Anzitutto, nella regione italiana, e nell'Appennino in particolare, la situazione climatica e l'erosibilità dei litotipi affioranti possono avere significativamente attenuato l'effetto dei movimenti tettonici. Chiari indicatori cinematici si osservano solo in opportune condizioni di fratturazione, come ad esempio nelle formazioni carbonatiche abruzzesi. Inoltre, l'espressione superficiale delle faglie responsabili dell'attività sismica può essere poco accentuata, essendo molti di tali lineamenti attivi solo dal Pleistocene medio. Un'altra limitazione di questa tecnica di indagine è data dal fatto che il dato strutturale deriva dall'analisi di affioramenti superficiali le cui dimensioni sono dell'ordine del metro o della decina di metri. Solo disponendo di molti dati puntuali è possibile delineare l'andamento e la cinematica della struttura macroscopica. Inoltre, sistemi tettonici come le zone di taglio orizzontale possono sviluppare un complesso reticolo di fratture superficiali (e.g., Cello, 2000). In tal caso, per poter trarre conclusioni corrette sulla struttura sismogenica profonda bisogna disporre di un quadro molto completo dei lineamenti superficiali. Considerando poi che l'insieme delle faglie affioranti è una frazione delle fratture presenti nella crosta, è improbabile che la classificazione dei lineamenti superficiali possa fornire un quadro completo delle strutture sismogeniche. Questo può in parte spiegare l'incompletezza degli attuali cataloghi delle sorgenti sismiche. Un ulteriore problema riguarda l'affidabilità delle stime del tasso di slittamento delle faglie. Per esempio, parte del rigetto osservato sulle faglie normali dell'Appennino abruzzese potrebbe derivare da processi gravitativi anziché tettonici (Fubelli et alii, 2009), il che porterebbe a riconsiderare le precedenti valutazioni sulla velocità dei processi tettonici nel Quaternario.

Un'ultima considerazione va dedicata alla

possibilità di riconoscere quali strutture si possono considerare principali e quali secondarie all'interno di una zona tettonica. È noto che un dato regime può generare lineamenti dominanti, direttamente legati alla sollecitazione in atto, e altri di segno opposto legati ad aspetti minori del campo deformativo. Esempi classici sono le faglie normali minori sul dorso delle pieghe antiformali e sul blocco di tetto dei sovrascorrimenti, così come le pieghe di trascinalamento prodotte dallo slittamento delle faglie normali (e.g., Mandl, 1988; Stewart e Hancock, 1990). Fenomeni di questo tipo sono stati invocati ripetutamente per giustificare opposte interpretazioni sull'evoluzione tettonica della Toscana. L'interpretazione tradizionale (e.g., Elter et alii, 1975; Martini e Saggi, 1993; Martini et alii, 2001; Pascucci et alii, 2007) suggerisce che un'estensione crostale circa NE-SO abbia interessato dal Miocene superiore il settore interno dell'Appennino settentrionale, formando un sistema di *horst* e *graben* delimitati da faglie normali. Altri autori (e.g., Boccaletti et alii, 1999; Bonini e Sani, 2002; Finetti et alii, 2005; Sani et alii, 2009) hanno invece proposto un modello che interpreta le stesse dorsali e bacini come effetti di tettonica compressiva. Nonostante il numero di pubblicazioni e le approfondite campagne di rilevamento, non sembra che il dilemma tra i due opposti modelli possa essere risolto mediante le sole informazioni geologico-strutturali. Infatti, le due scuole interpretano le evidenze discordanti dal proprio modello come deformazioni di secondo ordine rispetto al regime tettonico dominante.

4) I metodi della geomorfologia tettonica (morfotettonica) sono stati applicati da tempo alla regione italiana per investigare le possibili strutture sismogeniche (e.g., Barchi et alii, 2000). Tali metodi analizzano la forma dei rilievi e l'andamento del reticolo fluviale per rivelare la presenza di faglie attive e lineamenti associati (e.g. Burbank e Anderson, 2001; Dramis e Blumetti, 2005). Negli ultimi anni la disponibilità di dati topografici digitali, che forniscono un'accurata rappresentazione delle forme del territorio, ha consentito un notevole potenziamento di tali metodologie (e.g., Brocklehurst, 2010). Rispetto alla

tradizionale analisi geologico-strutturale, la morfotettonica può fornire un quadro più realistico della geometria delle strutture attive, essendo in grado di identificare lineamenti tettonici su una scala ben più ampia (da chilometri a decine di chilometri). Tuttavia, occorre ricordare che non sempre le anomalie morfologiche osservate sono causate dalla tettonica attiva. In particolare, i processi gravitativi di versante e l'erosione selettiva (causata dalla giustapposizione di litologie differenti) possono produrre forme simili a quelle associate alle scarpate di faglia (e.g., Bosi et alii, 1993; Bartolini, 2004; Fubelli et alii, 2009). Quindi, i risultati dell'analisi morfotettonica dovrebbero essere corroborati da evidenze indipendenti, come la distribuzione dell'attività sismica storica e strumentale. Un settore dove l'analisi geomorfologica si rivela insostituibile è la ricostruzione della storia dei movimenti verticali (sollevamenti e subsidenze) della crosta. Peraltro, tale informazione può fornire un vincolo basilare per i modelli geodinamici e sismotettonici. A questo proposito, è importante ricordare che molteplici evidenze geomorfologiche (variazione del reticolo di drenaggio, posizione dei terrazzi fluviali e delle superficie di spianamento, cambiamento nel tipo di sedimentazione nei bacini intermontani, aumento del tasso di erosione e così via) indicano che l'Appennino settentrionale ha subito un forte sollevamento dal Pleistocene medio. Pertanto, il rilievo morfologico attuale della catena sembra essere il risultato di un processo piuttosto recente (e.g., Cerrina Feroni et alii, 2001; Balestrieri et alii, 2003; Bartolini et alii, 1982, 1996, 2003; Bartolini, 1999, 2003; Calamita et alii, 1999; Argnani et alii, 2003; Boccaletti e Martelli, 2004).

Le considerazioni esposte sopra sottolineano che ricostruire in modo attendibile e coerente la deformazione attiva sulla base delle sole evidenze neotettoniche non è semplice. Le possibilità di ottenere una ricostruzione realistica crescono significativamente quando l'analisi si avvale di informazioni multidisciplinari e viene imposta la condizione che i processi tettonici ipotizzati in una zona siano compatibili con quelli riconosciuti nel contesto circostante. Per quanto riguarda

l'Appennino settentrionale e la Toscana in particolare, i vari tentativi sinora proposti presentano significative discrepanze riguardo alla localizzazione, geometria e cinematica dei vari lineamenti. Come sintesi di tali tentativi, riportiamo una mappa delle faglie sismogenetiche (Fig. 2.3.3) su cui esiste un

certo consenso nella letteratura relativa. Tali informazioni, unitamente ai dati sulla deformazione sismica descritti nel paragrafo precedente, sono state usate per vincolare il modello sismotettonico dell'Appennino settentrionale descritto nel Capitolo 4.

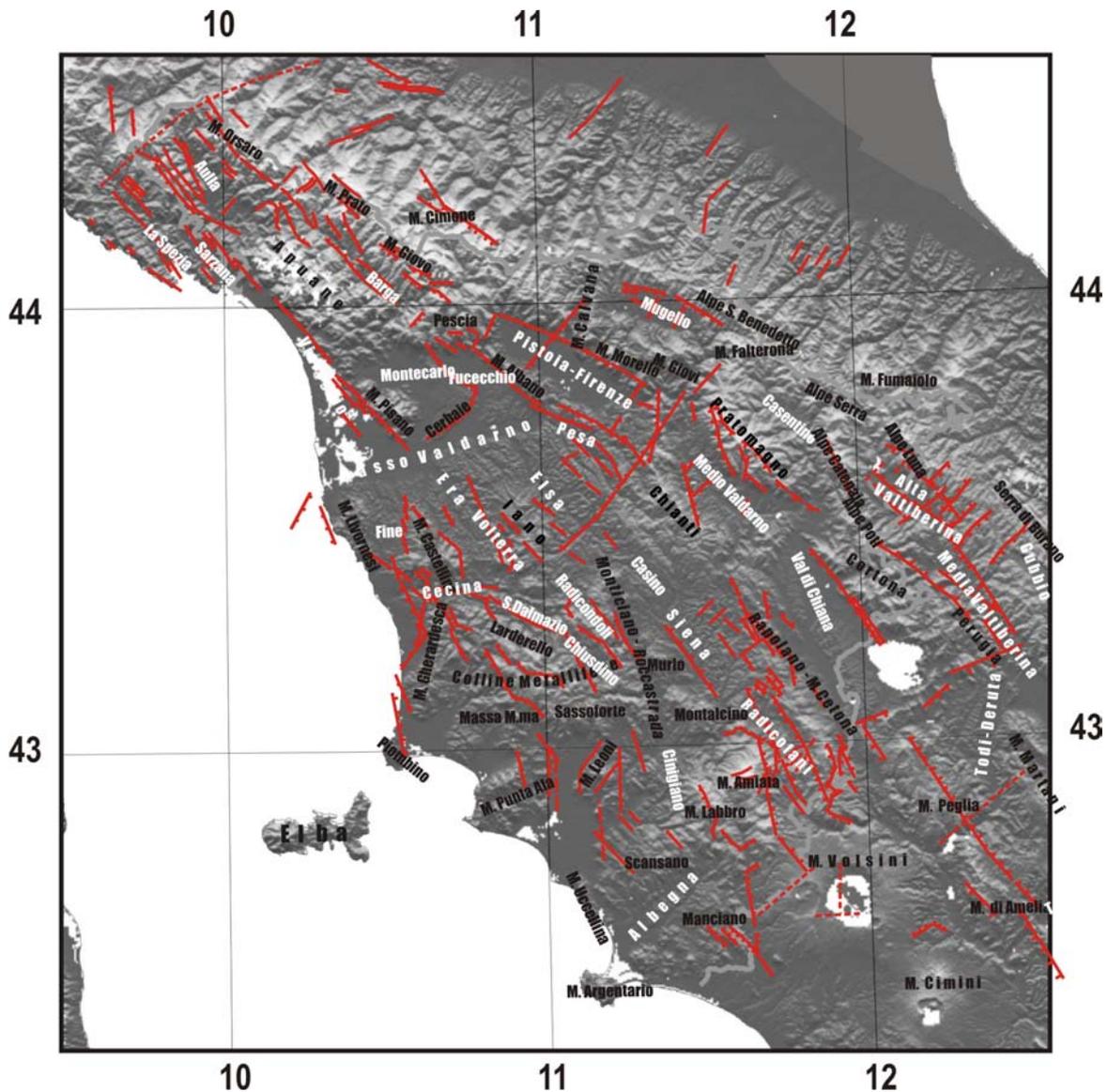


Fig. 2.3.3. *Principali faglie recenti/attive (in rosso) riportate dalla Neotectonic Map of Italy (Ambrosetti et alii, 1987) e dalla Geological Map of Italy 1:1250000 (edita dall'APAT-Dipartimento Difesa del Suolo/Servizio Geologico d'Italia, 2004) sovrapposte al modello topografico digitale. Le scritte nere e bianche indicano rispettivamente i rilievi e le depressioni principali.*

Misure geodetiche

Questo tipo di osservazione si sta diffondendo rapidamente, favorito dal cospicuo numero di stazioni GPS permanenti che attualmente coprono gran parte del territorio nazionale (e.g., Serpelloni et alii, 2005; Jenny

et alii, 2006; Devoti et alii, 2008; Baldi et alii, 2009; Cenni et alii, 2008, 2010; Mantovani et alii, 2010a). Va comunque tenuto presente che le deformazioni dedotte dalle misure geodetiche (relative a intervalli di tempo generalmente inferiori a 10 anni) possono

differire in modo significativo da quelle ottenute con l'analisi dei dati geologici (e.g., Politz, 2003; Viti et alii, 2011).

Attualmente è possibile definire un quadro discretamente dettagliato della cinematica geodetica per l'Italia centro-settentrionale (Cenni et alii, 2010; Mantovani et alii, 2010a), grazie alla disponibilità di una rete abbastanza fitta di stazioni GPS permanenti, composta da 230 siti. Questa rete è nata nel 2001 con l'installazione di 9 stazioni nelle principali zone sismiche della Toscana, resa possibile dal contributo finanziario e dalla collaborazione della Regione Toscana

(www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/reti/index_rgeodet.htm). A questa rete iniziale sono poi stati aggiunti molti altri punti di osservazione utilizzando i dati messi a disposizione da numerosi enti pubblici e privati. I dati acquisiti da questa rete allargata sono analizzati utilizzando procedure standard (Cenni et alii, 2008, 2010; Baldi et alii, 2009; Mantovani et alii, 2010a). Le velocità orizzontali relative all'Eurasia, ottenute considerando le osservazioni delle 177 stazioni con periodo di osservazione superiore a 1 anno, sono illustrate in figura 2.3.4.

Il quadro delle velocità geodetiche indica

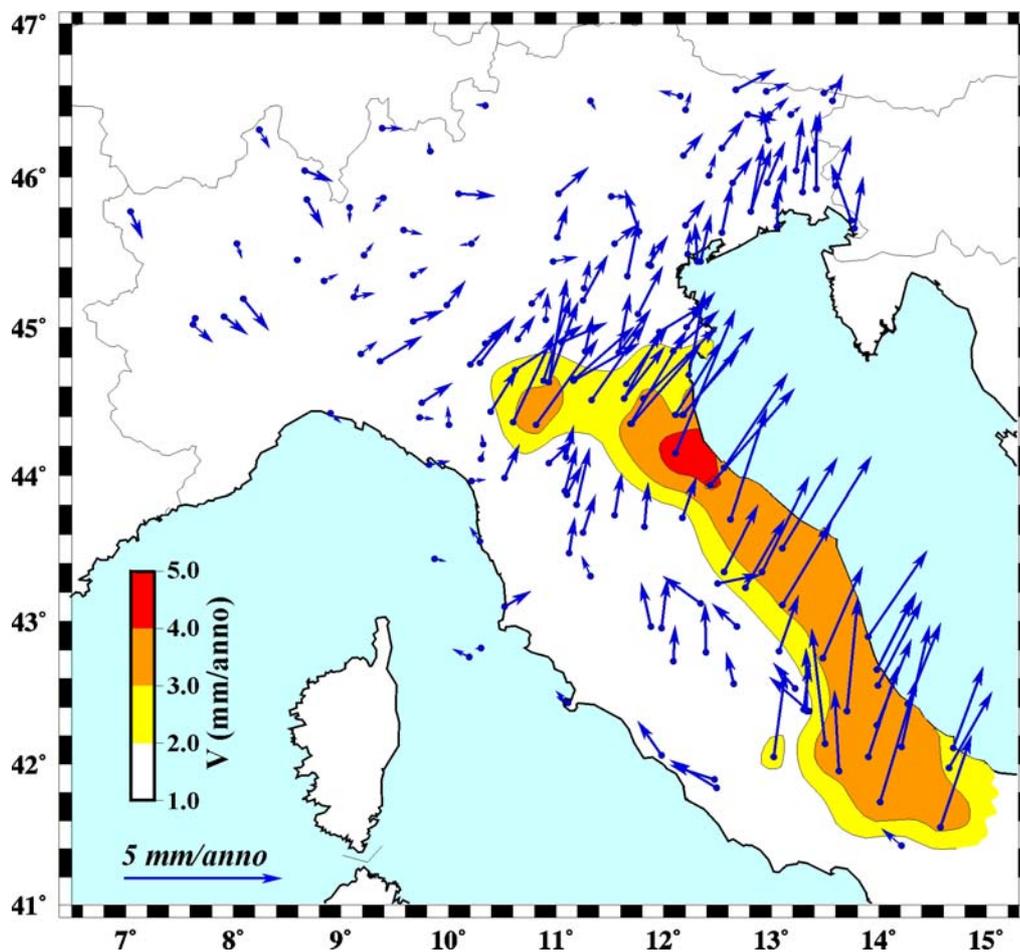


Fig. 2.3.4. Velocità orizzontali di 177 stazioni permanenti GPS con periodo di osservazione superiore ad 1 anno. Le velocità sono relative all'Eurasia, il cui movimento è definito dal polo euleriano proposto da Devoti et alii, 2008 (posizione $55.85^\circ N$, $-95.72^\circ E$; velocità di rotazione $\omega = 0.266^\circ/Ma$). La configurazione dei domini colorati, corrispondenti agli intervalli di velocità mostrati nella scala, è stata determinata interpolando l'insieme delle velocità disponibili con una procedura agli elementi finiti (Viti et alii, 2009).

chiaramente che il settore esterno della catena appenninica è caratterizzato da velocità significativamente più elevate (3-5 mm/a) di quelle delle zone circostanti (< 2mm/a). Inol-

tre si può notare che il settore più mobile (in colore) si muove circa verso NE mentre nel settore interno tirrenico i movimenti sono orientati prevalentemente verso Nord.

Il passaggio da un insieme discreto di velocità geodetiche al campo di deformazione pone dei problemi concettuali e pratici che sono discussi in dettaglio da Viti et alii (2009). In particolare, questi autori hanno messo in evidenza che il metodo che permette la ricostruzione più realistica del campo di deformazione è quello che utilizza una procedura di modellazione in campo elastico con la tecnica degli elementi finiti. Questo tipo di approccio ha il notevole vantaggio di fornire un risultato coerente con i concetti della meccanica delle rocce. La figura 2.3.5 mostra il campo di deformazione ottenuto da tale procedura applicata al campo di velocità continuo derivante dall'interpolazione delle velocità geodetiche mostrate in figura 2.3.4.

Questo risultato indica la presenza di un regime prevalentemente estensionale nella catena, e la dominanza di raccorciamenti lungo il bordo appenninico esterno (adriatico-padano). Localmente compaiono anche deformazioni trascorrenti. Per quanto riguarda l'ampiezza della deformazione orizzontale, si nota dalla figura 2.3.4 che i settori più sollecitati sono la zona assiale della catena sino alla Lunigiana e la Pianura padana tra Rimini, Parma ed il Po. E' comunque opportuno considerare che i valori della deformazione ricavati per il bordo orientale della catena appenninica possono essere poco attendibili perché risentono della mancanza di velocità geodetiche nella zona adriatica.

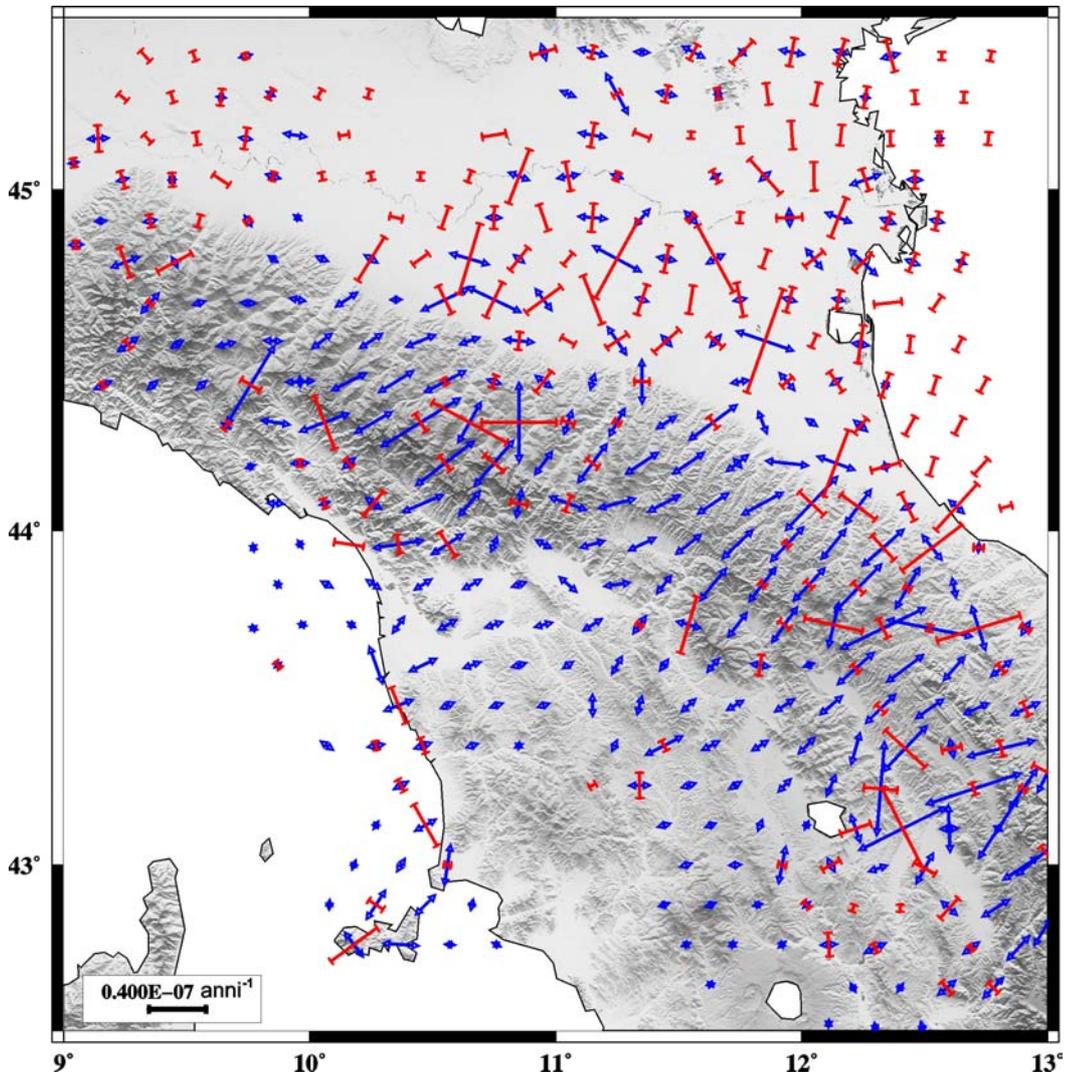


Fig.2.3.5. Campo di deformazione calcolato dalle velocità geodetiche riportate in figura 2.3.4, mediante la tecnica di modellazione in campo elastico agli elementi finiti descritta da Viti et alii (2009). Le frecce divergenti blu e le barre rosse indicano rispettivamente gli assi principali di allungamento e raccorciamento (scala in basso a sinistra).

3. Assetto geodinamico-tettonico recente/attuale e distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nell'area mediterranea centrale

3.1 Geodinamica, processi tettonici e quadro cinematico post-Pleistocene medio

L'analisi integrata di una quantità enorme di informazioni sulla distribuzione spazio-temporale delle deformazioni nell'area medi-

terranea (Mantovani, 2005; Viti et alii, 2006; Mantovani et alii, 2007, 2009b,c; Viti et alii, 2011) suggerisce che attorno al Pleistocene medio (circa un milione di anni fa) si sono create le condizioni geodinamiche che hanno determinato l'accelerazione della placca adriatica (Adria) approssimativamente verso N/NO (Fig. 3.1.1).

Questa cinematica, ancora in atto, ha avuto notevoli conseguenze per la regione italiana, perché Adria ha trascinato nel suo spostamento la parte esterna della catena

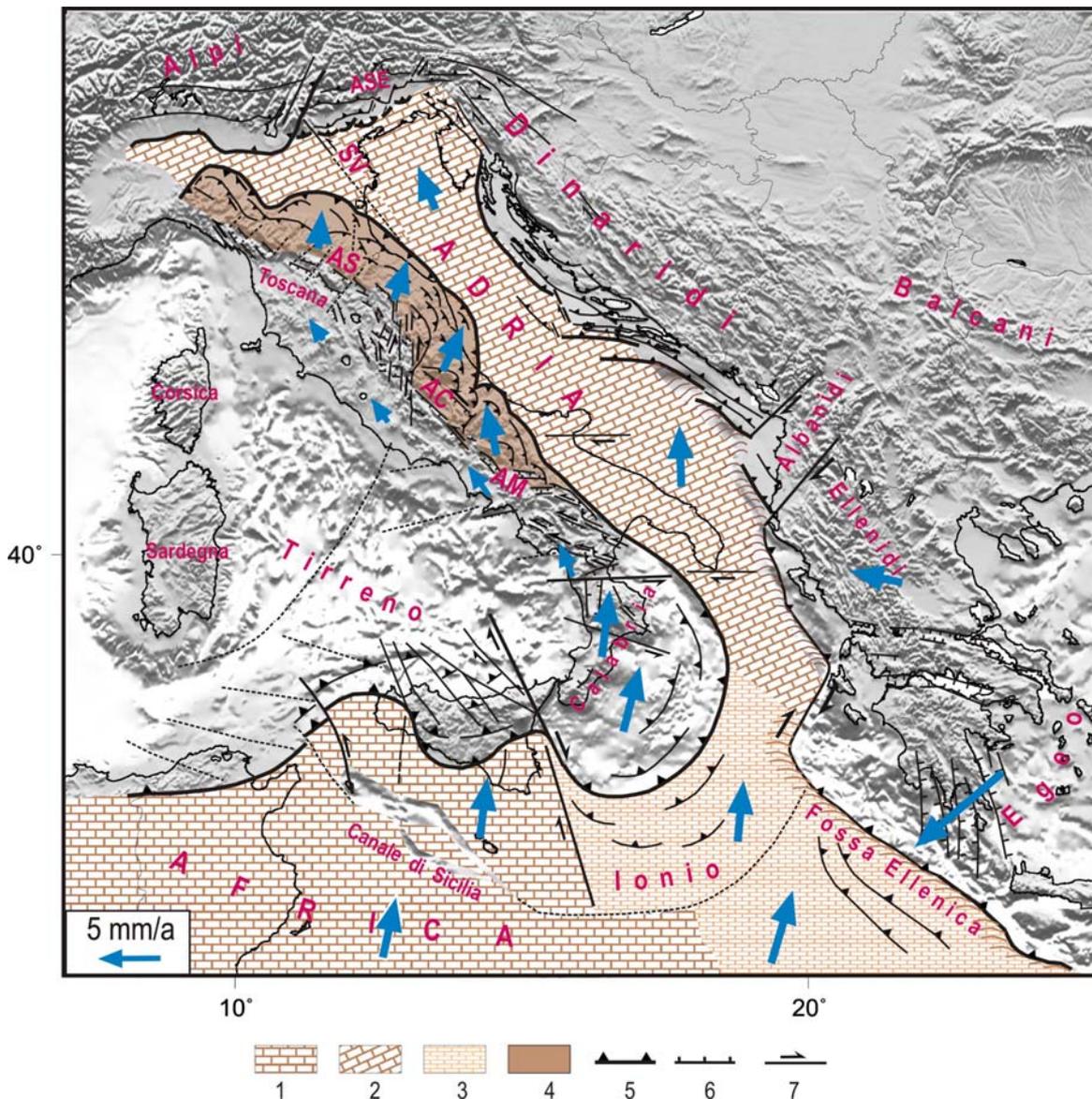


Fig. 3.1.1. Assetto tettonico e cinematica dei blocchi nel Mediterraneo centrale compatibili con il complesso delle deformazioni post-Pleistocene medio (Mantovani et alii, 2009a,b,c). 1-2) domini continentali africano e adriatico 3) dominio oceanico ionico 4) settore esterno della catena appenninica trasportato dalla placca adriatica 5,6,7) principali lineamenti tettonici compressionali, estensionali e trascorrenti. Le frecce blu indicano il quadro cinematico di lungo termine (post-Pleistocene medio) rispetto all'Eurasia. AM=Appennino Meridionale, AC=Appennino Centrale, AS=Appennino Settentrionale, ASE=Alpi Sudorientali, SV=Sistema di faglie Schio-Vicenza.

appenninica (zona in colore nella figura 3.1.1). La divergenza obliqua tra questo corpo orogenico più mobile e la parte interna (tirrenica) della stessa catena, meno mobile, ha provocato deformazioni estensionali e transtensionali sinistre nella parte assiale dell'Appennino, con la formazione di faglie normali e fosse, che sono attualmente asso-

ciate con la sismicità più intensa (e.g., Boncio e Lavecchia, 2000; Piccardi et alii, 2006; Ascione et alii, 2007). La figura 3.1.2 mostra uno schema più dettagliato dei quattro settori principali in cui è divisa la parte più mobile della catena e delle zone tettoniche che disaccoppiano tali settori dalla fascia interna della catena.

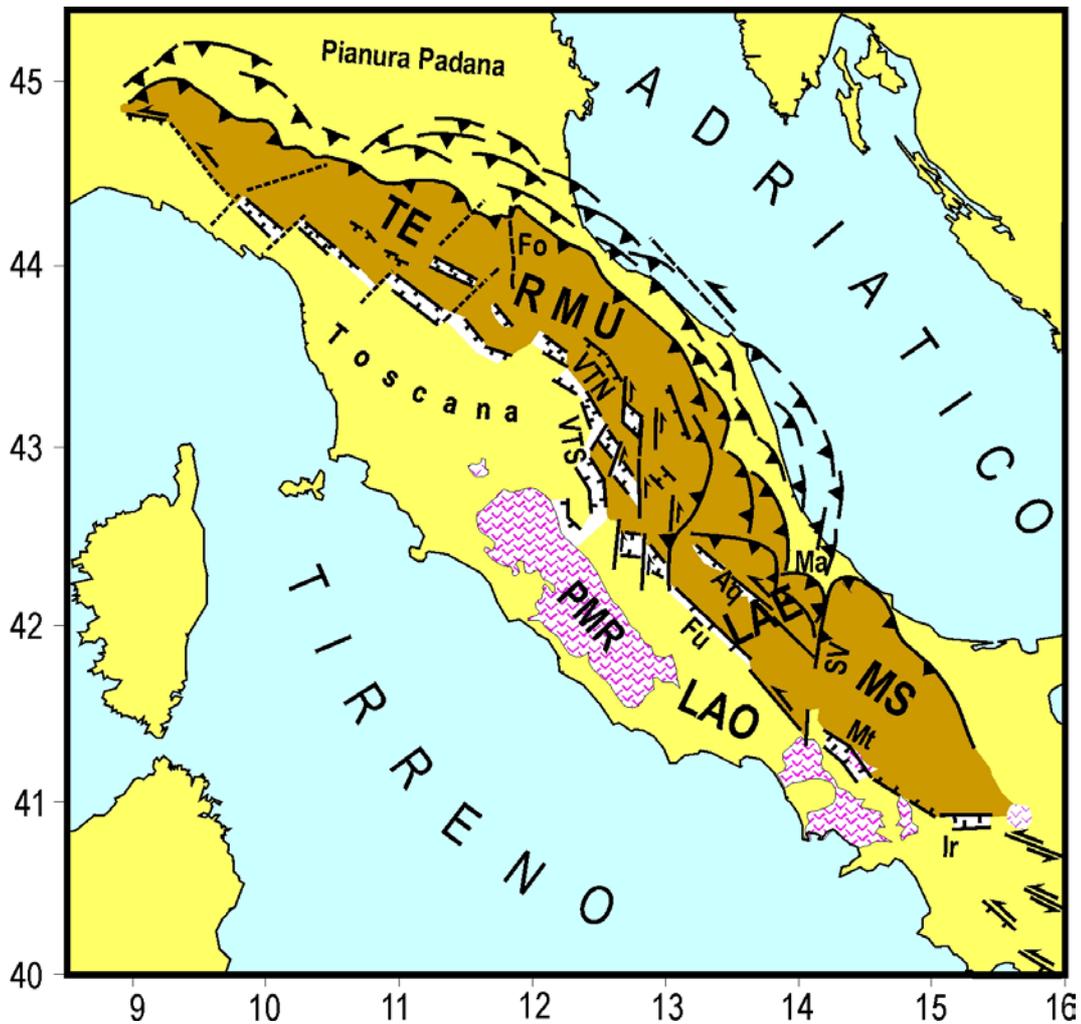


Fig.3.1.2. Schema della parte più "mobile" della catena appenninica (in colore più scuro), con evidenziati i blocchi in cui essa è suddivisa: Molise-Sannio (MS), parte orientale della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAE), Unità Romagna-Marche-Umbria (RMU), Tosco-Emiliano (TE) e le principali zone di disaccoppiamento tra questi blocchi e le rispettive parti interne meno mobili della catena. Simboli tettonici come in figura 3.1.1. Aq=sistema di faglie dell'Aquilano; Fo=Forlivese; Fu=sistema di faglie del Fucino; Ir=Irpinia; LAO= settore occidentale della piattaforma Laziale-Abruzzese; Ma=Maiella; Mt=Matese; PMR=Provincia Magmatica Romana; SV=sistema transpressivo Sangro-Volturno; VTN, VTS=fosse della Valtiberina settentrionale e meridionale.

Il settore che è direttamente spinto/trasportato dalla placca adriatica è il Molise-Sannio. Lo svincolo tra questo cuneo e la catena interna si sviluppa tramite attività sismo-tettonica nelle zone Irpinia-Benevento-Matese, dove sono riconosciute faglie norma-

li prevalentemente orientate da NO-SE ad Ovest-Est. Dopo forti terremoti di svincolo in queste zone, il blocco Molise-Sannio subisce una temporanea accelerazione, accentuando così la sua spinta sulla parte orientale della piattaforma Laziale-Abruzzese (LA). Questa

sollecitazione, essendo applicata solo alla parte orientale della piattaforma, induce uno sforzo di taglio all'interno di tale struttura, che viene poi scaricato da terremoti lungo due sistemi di faglie transtensive sinistre parallele alla catena, uno localizzato presso le fosse di Sulmona, Aterno e L'Aquila e l'altro lungo i bacini del Sangro, Fucino e Salto (e.g., Piccardi et alii, 1999; Galadini e Galli, 2000; Pace et alii, 2002).

La trasmissione della spinta del blocco Molise-Sannio alla parte orientale della piattaforma LA è accompagnata da deformazioni compressive e sollevamenti nella fascia tettonica Sangro-Volturno e nell'adiacente massiccio della Maiella (e.g., Esetime et alii, 2006; Ascione et alii, 2008; Satolli e Calamita, 2008). Dopo forti terremoti di svincolo lungo i due sistemi di faglie sopra citati, la parte orientale della piattaforma LA accelera temporaneamente, accentuando la sua spinta sul settore esterno dell'Appennino settentrionale, principalmente costituito dalle Unità Romagna-Marche-Umbria (RMU). Sotto questa spinta, il cuneo RMU estrude verso NE, sovrascorrendo il dominio adriatico e separandosi dalla parte interna tirrenica della catena (Toscana meridionale e Lazio).

Questa divergenza è stata assorbita dalla tettonica transtensionale che ha prodotto il progressivo allargamento della Val Tiberina e le numerose fosse minori ad essa più o meno parallele (e.g., Calamita et alii, 1999; Lavecchia et alii, 2000). Un effetto molto evidente del regime transtensivo di sforzi che ha agito lungo il margine interno del cuneo RMU è l'intensa attività vulcanica che si è sviluppata dal Pleistocene medio nella Provincia Magmatica Romana (e.g., Acocella e Funicello, 2006 e riferimenti, Fig. 3.1.2).

A sua volta, l'accelerazione del cuneo RMU accentua la spinta longitudinale sul settore Tosco-Emiliano (TE) dell'Appennino settentrionale, provocando l'estrusione di questo cuneo verso la zona padana. Questo processo ha prodotto deformazioni compressive e distensive rispettivamente lungo i bordi esterno ed interno del cuneo, accompagnate da significative deformazioni interne nel cuneo stesso (Fig. 3.1.2). La sismicità anche intensa che caratterizza l'Appennino forlivo-

se è molto probabilmente connessa con lo sviluppo di una discontinuità nella parte settentrionale del cuneo RMU (Mantovani et alii, 2009a,b,c). Una descrizione dettagliata dell'assetto sismotettonico dell'Appennino settentrionale è riportata nel capitolo 4.

I movimenti postsismici dei blocchi citati sopra avvengono con velocità controllate dall'accoppiamento tra lo strato elastico superficiale e lo strato viscoso sottostante, connesso con le proprietà reologiche del sistema strutturale implicato. Questo fenomeno, citato come rilassamento post sismico, è largamente riconosciuto e studiato in letteratura (e.g., Anderson, 1975; Rydelek e Sacks, 1990; Foulger et alii, 1992). I suoi effetti sono stati osservati mediante misure geodetiche in molte zone del mondo (e.g., Pollitz et alii, 2006; Panet et alii, 2007; Ryder et alii, 2007).

3.2 Cinematica a breve termine e distribuzione spazio-temporale dei terremoti forti nelle zone periadriatiche

Nel paragrafo precedente è suggerito che il motore principale dei processi tettonici che determinano l'attività sismica nella catena appenninica è il movimento che la placca adriatica compie sotto la spinta dell'Africa e del sistema Anatolico-Egeo (Mantovani et alii, 2009a,b,c Viti et alii, 2011). Come previsto dal noto concetto dell'*accelerated plate tectonics*, originariamente proposto da Anderson (1975), i blocchi non si spostano in modo continuo, ma mediante brevi fasi di movimento accelerato, innescate da forti terremoti di disaccoppiamento, separate da lunghi periodi di movimento lento, associati a bassa sismicità. Questa ipotesi implica che Adria si muove in modo discontinuo, dipendente dalla distribuzione dei terremoti forti di disaccoppiamento lungo le zone di interazione tettonica con le strutture circostanti (Fig. 3.1.1). In particolare, il movimento di questa placca (controllato dal rilassamento postsismico) è favorito dai sottoscorrimenti sismici del dominio Africa-Adria lungo il bordo collisionale con il blocco egeo-balcanico (Ellenidi, Albanidi, Dinaridi meridionali), dai movimenti di trascorrenza destra nelle Dinaridi settentrionali, dai sottoscorrimenti sismici del

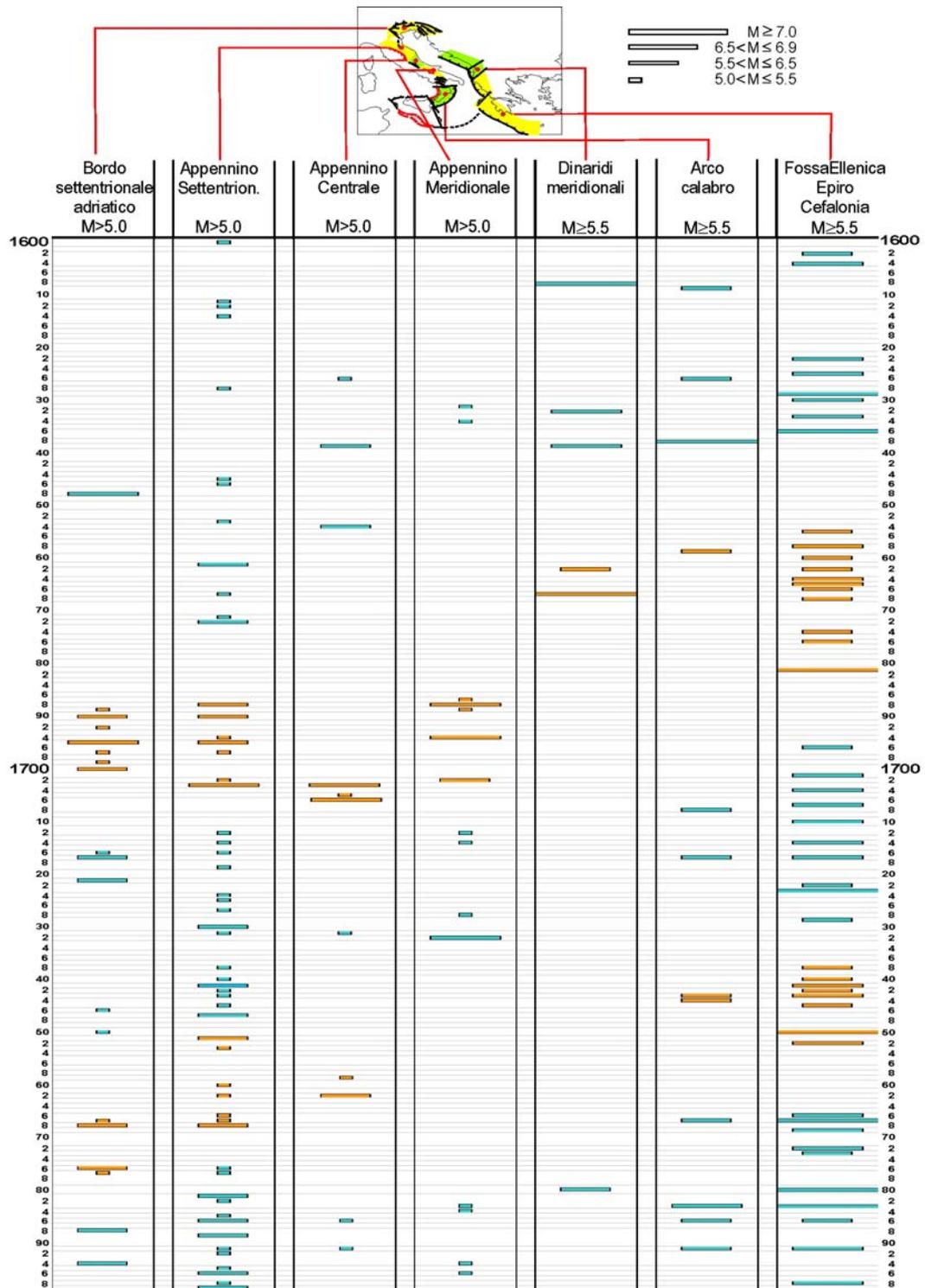
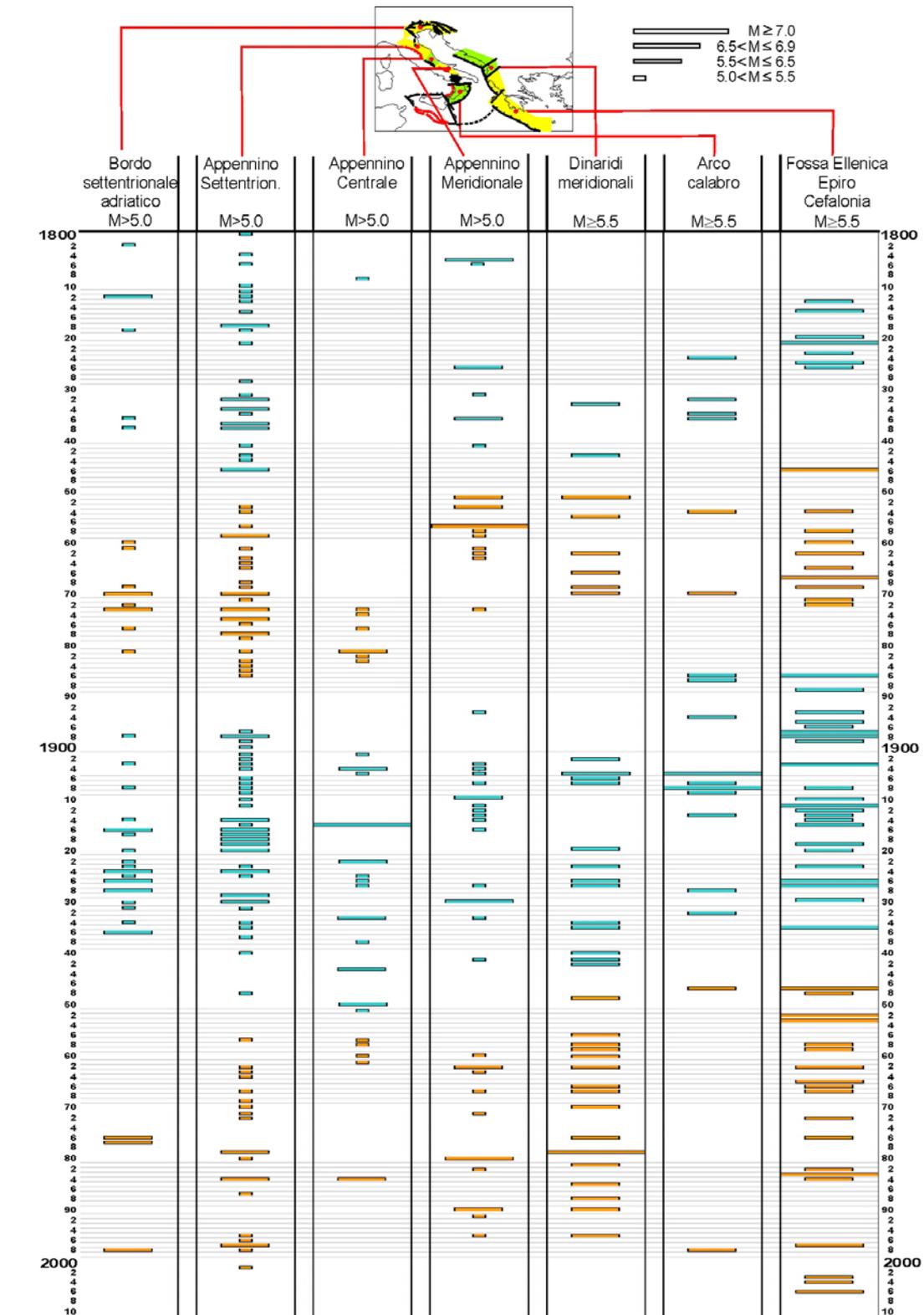


Fig. 3.2.1. Distribuzione temporale dei terremoti più intensi avvenuti nelle zone indicate nella figura in alto dal 1600 al 1799 (questa pagina) e dal 1800 al 2010 (pagina accanto). La larghezza delle barrette colorate è indicativa della magnitudo delle scosse, come indicato nella scala in alto. In ogni colonna, le presunte sequenze sismiche sono alternativamente evidenziate in azzurro e nocciola, per rendere più evidente la loro corrispondenza nelle varie zone.

dominio adriatico nelle Alpi orientali, dai movimenti di trascorrenza sinistra lungo la faglia Schio-Vicenza e il suo prolungamento verso SE e dai movimenti trascorrenti e tran-

stensivi nella parte assiale della catena appenninica, come discusso nel paragrafo precedente. Inoltre, va considerato che le accelerazioni della placca adriatica sono anche



favorite da forti terremoti nell'Arco Ellenico, sia superficiali che profondi, poiché tali scosse disaccoppiano la zona ionica (quasi solidale con la placca adriatica) dal blocco egeo. Importanti evidenze su come i disaccoppiamenti sismici sopra citati si sviluppano nel

tempo e nello spazio, influenzandosi a vicenda, possono essere ricavate dalla distribuzione delle scosse forti nell'area mediterranea centrale dal 1600 in poi (Fig. 3.2.1).

In particolare, questa distribuzione suggerisce che l'attività sismica tende a migrare ab-

bastanza sistematicamente dall'Arco ellenico occidentale alle zone adriatiche settentrionali (Alpi sud-orientali e Dinaridi settentrionali) attraverso le zone periadriatiche interposte, sia appenniniche che dinariche. In figura 3.2.1 si possono riconoscere 4 sequenze migratorie di terremoti forti, con tempi di sviluppo completo di circa 30-40 anni, intervallate da significative fasi di attività sismica minore in tutte o quasi le zone implicate.

Uno schema tettonico/cinematico dell'area mediterranea centrale che può fornire giustificazioni tettoniche plausibili delle migrazioni di terremoti forti riportate in figura 3.2.1 è mostrato in figura 3.2.2. L'interpretazione proposta sulla base di questo schema può essere così sintetizzata:

L'ostacolo principale al raccorciamento che l'area mediterranea sta subendo per la convergenza delle placche circostanti (Africa, Anatolia ed Eurasia) è costituito dalla presenza della struttura continentale egea che fronteggia il margine africano ionico in corrispondenza dell'Arco ellenico occidentale (Fig. 3.2.2a). Quando la resistenza lungo il piano di subduzione della litosfera ionica sotto l'arco ellenico è temporaneamente attenuata dallo scorrimento associato a forti terremoti (sia superficiali che profondi), la zona ionico-adriatica subisce una temporanea accelerazione che incrementa il carico tettonico sulle strutture circostanti. Le zone che per prime risentono di questo incremento sono, in successione cronologica, la catena ellenica (Epiro e Albania) e la catena dinarica meridionale (Fig. 3.2.2c), dove di conseguenza la probabilità di forti scosse aumenta. Quando forti sottoscoringimenti sismici attenuano la resistenza opposta da queste ultime strutture, la parte adiacente della placca adriatica accelera, inducendo significative variazioni di sforzo lungo il bordo opposto del dominio adriatico (Arco calabro e Appennino meridionale), come illustrato in figura 3.2.2d. Gli svincoli sismici sopra citati portano ad una accelerazione circa verso nord dell'intera placca adriatica, che accentua lo sforzo nelle zone dove tale placca interagisce con le strutture circostanti, cioè l'Appennino settentrionale, e le Dinaridi settentrionali (Fig. 3.2.2e), lungo i

bordi laterali di Adria, e nelle Alpi orientali, dove Adria sottoscorre la catena alpina. Le storie sismiche riportate nella figura 3.2.1 si riferiscono alle zone periadriatiche appena citate.

Il fatto che gli effetti delle perturbazioni post-sismiche riescano a raggiungere zone distanti anche molte centinaia di km dalle zone di origine della perturbazione (Arco ellenico occidentale, per esempio) può essere spiegato dal fatto che le scosse intermedie indotte durante la migrazione generano altre perturbazioni i cui effetti si sommano a quelli prodotti dai terremoti precedenti.

È da notare che i periodi sismici nella zona qui considerata, cioè l'Appennino settentrionale, si sono sviluppati prevalentemente durante le sequenze migratorie riconoscibili in figura 3.2.1. Questa corrispondenza è quasi regolare negli ultimi due secoli e sembra verificarsi, seppure in modo meno evidente, anche per i due secoli precedenti. Tale evidenza potrebbe permettere di riconoscere, con congruo anticipo (anche se in modo approssimativo), lo sviluppo di condizioni al contorno capaci di aumentare la probabilità di terremoti nell'Appennino settentrionale.

Alcuni effetti del rilassamento postsismico nella zona mediterranea centrale, in termini di interazione tra sorgenti di terremoti forti in zone periadriatiche, sono stati messi in evidenza da Viti et alii (2003) e Mantovani et alii (2008, 2010b, 2011). In particolare, sono state riconosciute due correlazioni significative, una tra le scosse più intense della zona Albania-Montenegro e quelle dell'Appennino meridionale e l'altra tra i terremoti forti dell'Arco Ellenico e quelli della Calabria. Le simulazioni numeriche del rilassamento post sismico indotto da terremoti forti nelle zone sorgente hanno indicato che la probabilità di terremoti indotti nelle due zone italiane sopra citate è massima durante il passaggio dei valori più elevati del tasso di deformazione generati dal terremoto innescante. Questa ipotesi può spiegare i tempi di ritardo (di qualche anno) osservati tra le scosse innescanti e quelle indotte nelle due correlazioni riconosciute (Viti et alii, 2003; Mantovani et alii, 2011).

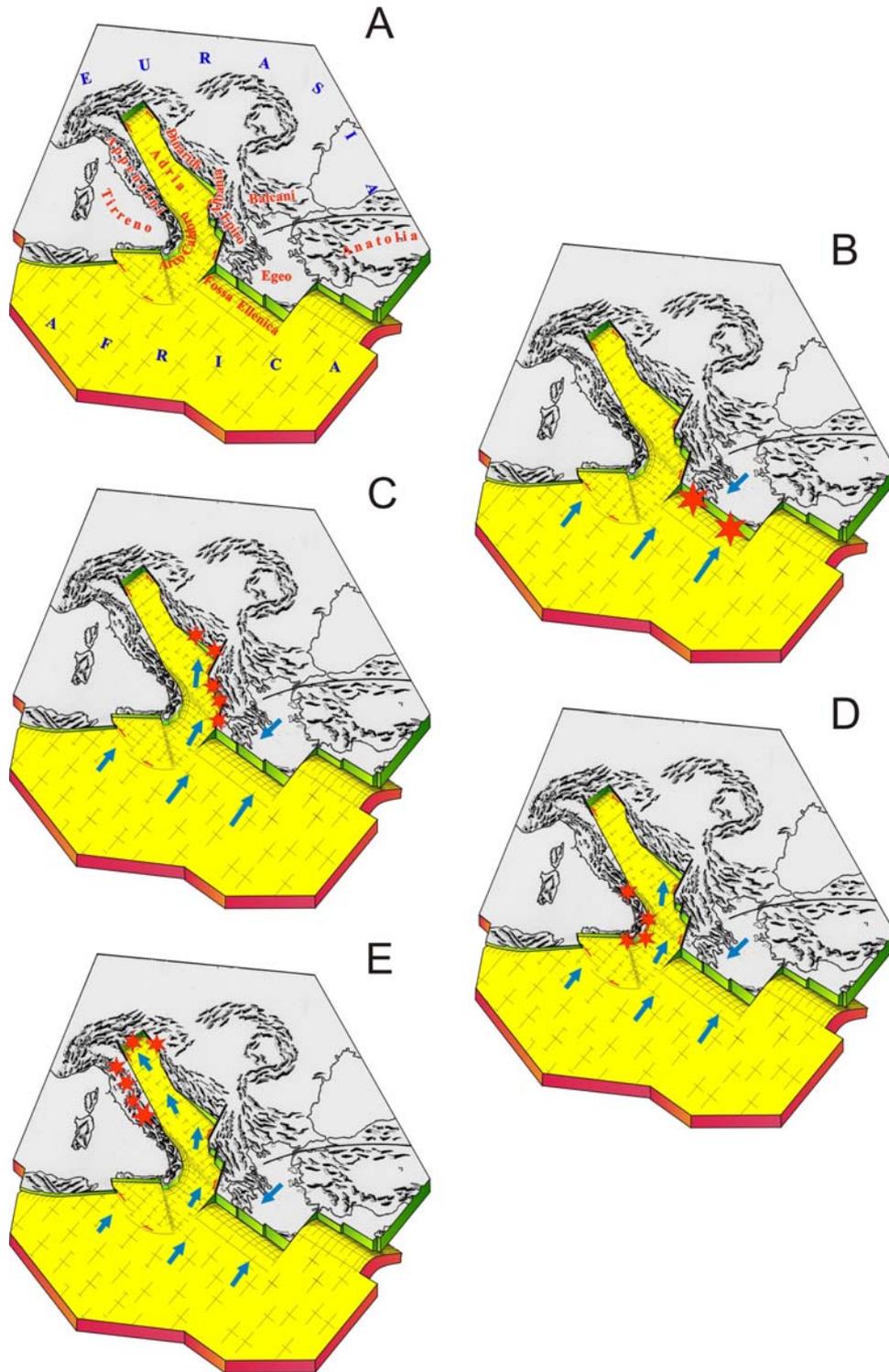


Fig. 3.2.2. **A)** Schema tettonico semplificato dell'area mediterranea centrale, con evidenziato il dominio Africa-Adriatico (giallo) e le sue zone di interazione con il sistema anatolico-egeo-balcanico (Fossa ellenica, Epiro, Albania e Dinaridi). **B)** Dopo forti terremoti di disaccoppiamento nella Fossa Ellenica (stelle rosse), il margine africano-ionico e il dominio adriatico adiacente accelerano (freccie blu), aumentando il carico tettonico sulle zone di interazione tra placca adriatica e catena ellenico-dinarica, dove diventano più probabili terremoti forti. **C)** L'accelerazione della zona ionica, dopo forti terremoti (stelle rosse), aumenta gli sforzi e quindi la probabilità di terremoti anche nella zona di interazione con l'Arco calabro. **D)** I disaccoppiamenti sismici lungo i due bordi della placca adriatica (Epiro, Albania da una parte e Calabria, Appennino meridionale dall'altra) permettono alla parte meridionale di Adria di accelerare il suo movimento verso nord (con velocità controllate dal rilassamento postsismico). **E)** Questo provoca un aumento del carico tettonico sulle zone di interazione tra l'Adriatico settentrionale e zone circostanti (sia laterali: Dinaridi settentrionali e Appennino settentrionale, che frontali (Alpi orientali), dove diventano più probabili forti terremoti.

3.3 Assetto tettonico e distribuzione delle scosse storiche più intense nella catena appenninica

Lo schema tettonico/cinematico mostrato nelle figure 3.1.1 e 3.1.2 può fornire spiegazioni plausibili per la distribuzione spaziotemporale delle scosse durante alcune sequenze sismiche molto intense avvenute nella catena appenninica dal 1300 (Fig. 3.3.1), come discusso di seguito.

La prima sequenza (Fig. 3.3.1a) ha avuto inizio nell'Appennino meridionale con il forte terremoto del 1349 nella zona del Matese ($M=6.6$). L'elevata intensità e l'ampiezza

della zona di risentimento fanno pensare che questa scossa abbia attivato un settore consistente del sistema di faglie normali che disaccoppiano il blocco Molise-Sannio dalla catena interna. È ragionevole supporre che tale svincolo abbia favorito l'accelerazione del blocco Molise-Sannio, accentuando così la sua spinta sul settore orientale della piattaforma LA e aumentando quindi lo sforzo di taglio nella zona di disaccoppiamento tra tale settore e la parte interna della stessa piattaforma. Questo potrebbe avere creato le condizioni favorevoli per il forte terremoto avvenuto nella zona dell'Aquila nel 1349

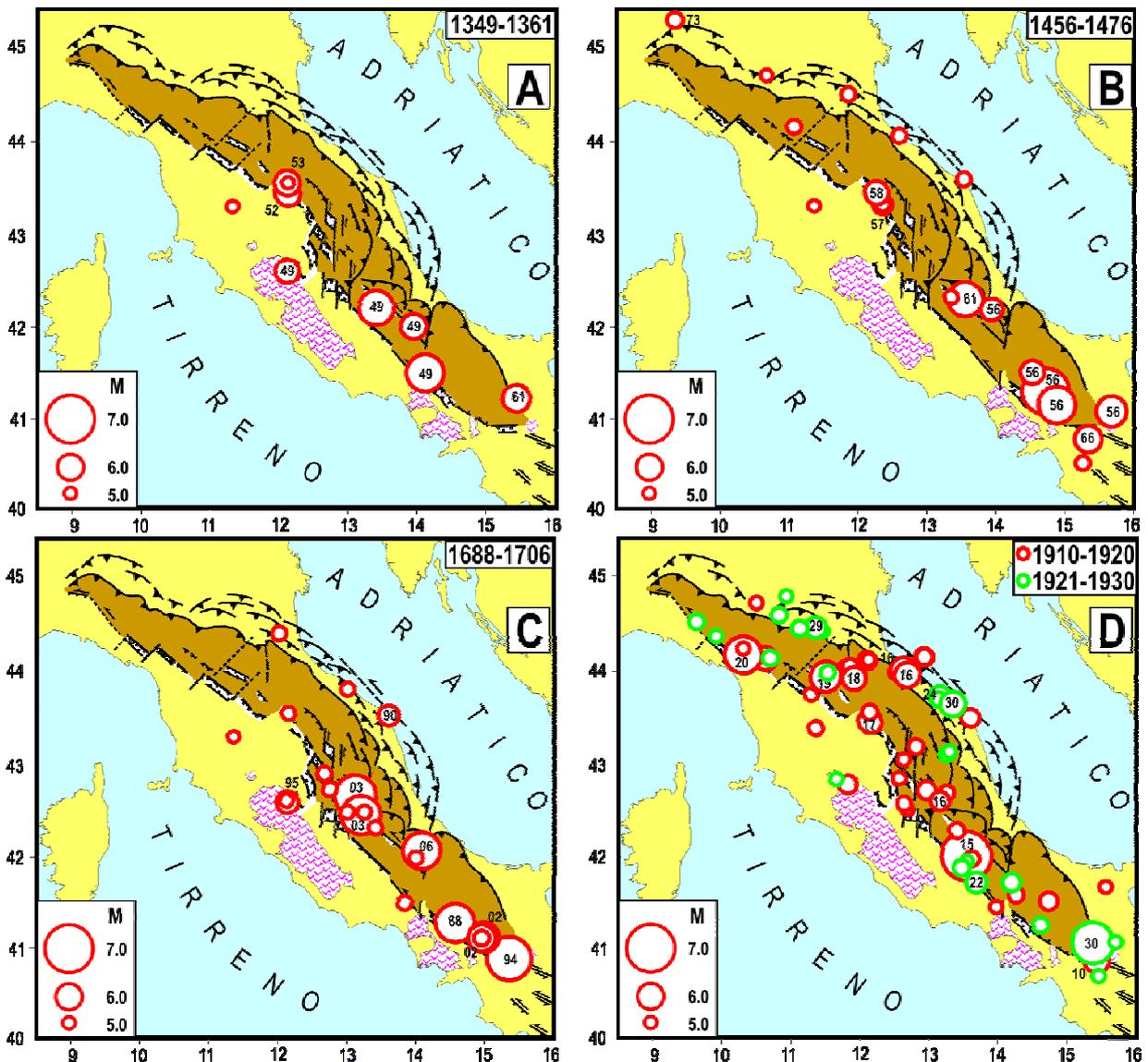


Fig. 3.3.1. Distribuzione dei principali terremoti nella zona appenninica considerata durante le quattro fortissime crisi sismiche discusse nel testo. I numeri dentro o vicino ai cerchi indicano l'anno del terremoto per scosse di $M \geq 5.5$. L'intervallo di tempo considerato per ogni sequenza è riportato in alto a destra sul quadro corrispondente. Schema tettonico e simboli come in Fig. 3.1.2.

($M=6.5$). Dopo tale disaccoppiamento sismico e la conseguente accelerazione della parte orientale della piattaforma LA, la spinta longitudinale sulla parte sudorientale del cuneo RMU si è accentuata. Questo potrebbe spiegare perché alcune scosse intense (Monterchi, 1352, $M=6$; Sansepolcro, 1353, $M=6$) hanno colpito quella zona negli anni successivi.

La seconda sequenza (Fig. 3.3.1b) è iniziata nel 1456, quando due scosse violentissime ($M=6.6$ e 7.0) si sono verificate lungo il bordo interno del blocco Molise-Sannio. Questi svincoli hanno favorito l'accelerazione del blocco Molise-Sannio, che ha accentuato lo sforzo di taglio nella piattaforma LA, dove terremoti forti si sono infatti verificati nell'anno stesso e nel 1461 ($M=6.5$) nel sistema di faglie dell'Aquilano. Anche in questo caso, una scossa intensa si è verificata lungo il bordo interno del cuneo RMU (Città di Castello, 1458, $M=6$).

La terza sequenza (Fig. 3.3.1c) si è sviluppata in modo più graduale rispetto alle precedenti; il disaccoppiamento del blocco Molise-Sannio dalla parte interna della catena appenninica ha richiesto tre scosse forti, avvenute nel 1688 ($M=6.7$), 1694 ($M=6.9$) e 1702 ($M=6.3$), che hanno presumibilmente attivato la maggior parte del bordo tettonico interno di questo cuneo. La conseguente accelerazione del blocco Molise-Sannio ha accentuato gli sforzi nelle zone di taglio della piattaforma LA, provocando presumibilmente le forti scosse che sono avvenute nelle zone dell'Aquila (1703, $M=6.7$) e della Maiella (1706, $M=6.6$). Anche in questo caso il bordo interno del cuneo RMU è stato colpito da un terremoto molto intenso (Appennino reatino, 1703, $M=6.8$).

La quarta sequenza (Fig. 3.3.1d) è probabilmente iniziata con alcuni terremoti di media intensità nell'Appennino meridionale (1910, $M=5.9$; 1913, $M=5.4$; 1914, $M=5.2$) e si è poi sviluppata con il forte terremoto di Avezzano ($M=6.9$) nella zona del Fucino, all'interno della piattaforma LA. Questa scossa è stata seguita, nel periodo 1916-1920, da un notevole aumento di sismicità nell'Appennino settentrionale, caratterizzata

da sei scosse di magnitudo superiore a 5.5, distribuite su quasi tutte le principali zone sismiche di questa zona (Riminese 1916, $M=5.8$ e 5.9 ; Val Tiberina settentrionale 1917, $M=5.7$; Forlivese 1918, $M=5.7$; Mugello 1919, $M=6.2$; Garfagnana 1920, $M=6.5$). Nel periodo successivo (1920-1930) altre scosse di media intensità sono avvenute lungo il bordo esterno dell'Appennino settentrionale (Senigallia, 1924 $M=5.6$; Bolognese, 1929 $M=5.6$; Senigallia, 1930 $M=5.9$).

La peculiarità dell'attività sismica nell'Appennino settentrionale nel periodo 1916-1920 è sottolineata dal fatto che una tale concentrazione di scosse non si è mai verificata in questa zona nella storia sismica conosciuta. La differenza di questa risposta sismica dell'Appennino settentrionale rispetto ai casi precedenti di attivazione delle zone trascorrenti nella piattaforma LA (Fig. 3.3.1a,b,c) può essere spiegata dal fatto che in quest'ultimo caso il disaccoppiamento sismico è avvenuto lungo il sistema di faglie del Fucino invece che nella zona dell'Aquila. Questo, infatti, ha comportato lo sblocco e quindi l'accelerazione di un settore più ampio della piattaforma LA, che ha reso significativamente più ampia la zona di spinta sull'Appennino settentrionale. Sotto tale spinta, la mobilitazione dell'Appennino settentrionale ha interessato non solo il cuneo RMU, ma anche il cuneo Tosco-Emiliano (TE), come suggerito dal fatto che nel periodo 1916-1920 le scosse hanno interessato il bordo esterno (Riminese, 1916) e quello interno (Valtiberina settentrionale, 1917, Mugello, 1919 e Garfagnana, 1920) degli stessi blocchi, nonché la loro presunta zona di disaccoppiamento (Forlivese, 1918).

L'interpretazione sopra descritta è consistente con il fatto che il tempo di ritardo delle scosse indotte aumenta con la distanza dalla scossa di Avezzano. La quantificazione degli effetti del rilassamento post-sismico prodotto dal terremoto di Avezzano, simulato mediante un modello numerico in campo elastico-viscoso, consente di spiegare l'entità dei ritardi osservati per le varie scosse indotte (De Luca, 2007; Cenni et alii 2008).

4. Quadro sismotettonico dell'Appennino settentrionale

Come effetto del regime compressivo

longitudinale indotto dal contesto geodinamico mostrato in figura 3.1.1, l'Appennino settentrionale sta subendo un raccorciamento parallelo alla catena (Mantovani et alii,

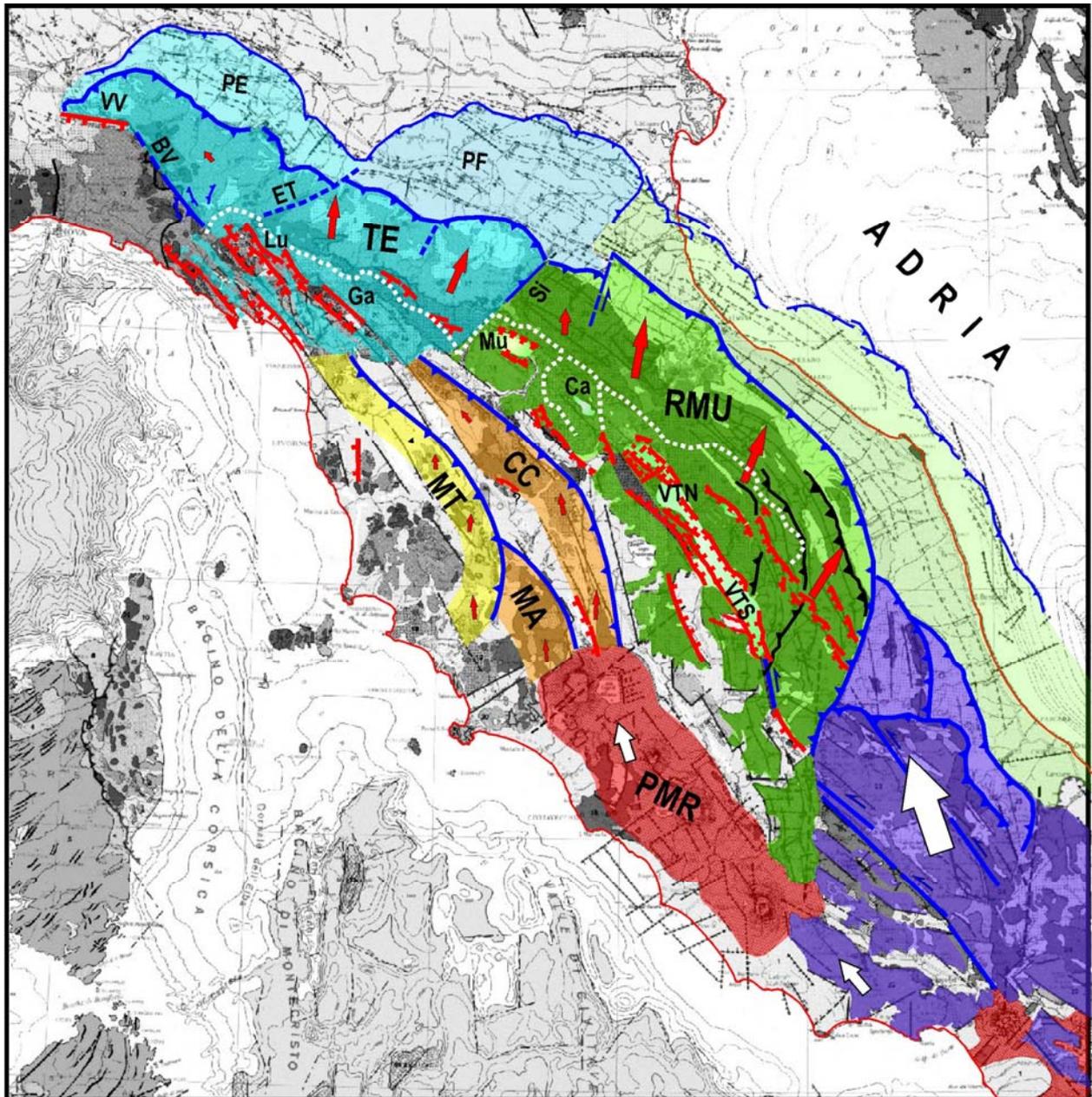


Fig. 4.1. Schema tettonico/cinematico dell'Appennino settentrionale. Sulla base B/N della Carta Tettonica d'Italia, (Funicello et alii, 1981) sono evidenziati in colore i due settori principali in cui l'Appennino settentrionale è suddiviso: cuneo Romagna-Marche -Umbria (RMU, verde) e cuneo Tosco-Emiliano (TE, azzurro). Il raccorciamento longitudinale di questo sistema strutturale orogenico è causato dalla spinta longitudinale (freccia grande bianca) della parte orientale della piattaforma Laziale-Abruzzese (viola), nell'ambito geodinamico a larga scala illustrato in figura 3.1.1. Una spinta longitudinale, ma meno intensa (freccie bianche più piccole), passa anche attraverso la parte interna della catena appenninica (Viti et alii, 2006) producendo deformazioni e attività sismica minori nella Toscana interna, principalmente in corrispondenza delle dorsali presenti in questa zona (Chianti-Cetona=CC; Montalcino-Amiata=MA, Medio Toscana=MT) e delle fosse tra esse comprese. Spiegazioni nel testo. BV=zona sismica Bedonia-Varzi, Ca= Casentino, ET=sistema di faglie Enza-Taro, Ga=Garfagnana, Lu= Lunigiana, Mu=Fossa del Mugello, PE, PF =Complessi sepolti delle Pieghe Emiliane e Ferraresi, PMR=Provincia Magmatica Romana, Si=Linea del Sillaro, VTN, VTS= Val Tiberina Nord e Sud, VV= Zona sismica Villalvernia-Varzi.

2009a,b,c; Viti et alii, 2011). Questa deformazione si sviluppa mediante un complesso di processi tettonici che coinvolgono l'estrusione, il sollevamento e la deformazione interna di cunei, prevalentemente costituiti dalla copertura sedimentaria. Per semplificare la descrizione del contesto tettonico proposto, l'Appennino settentrionale può essere suddiviso in due parti: il cuneo Romagna-Marche-Umbria (RMU) e il cuneo TE (Fig. 4.1).

4.1 Cuneo Romagna-Marche-Umbria

Sotto la spinta del settore orientale della piattaforma Laziale Abruzzese (LA), la copertura sedimentaria delle unità Romagna-Marche-Umbria (cuneo RMU) si è scollata dal suo basamento crostale e ha subito una progressiva estrusione circa verso NE, come sinteticamente illustrato in figura 4.1.1. La superficie di scollamento basale, generalmente identificata come Faglia Tiberina (FT), è

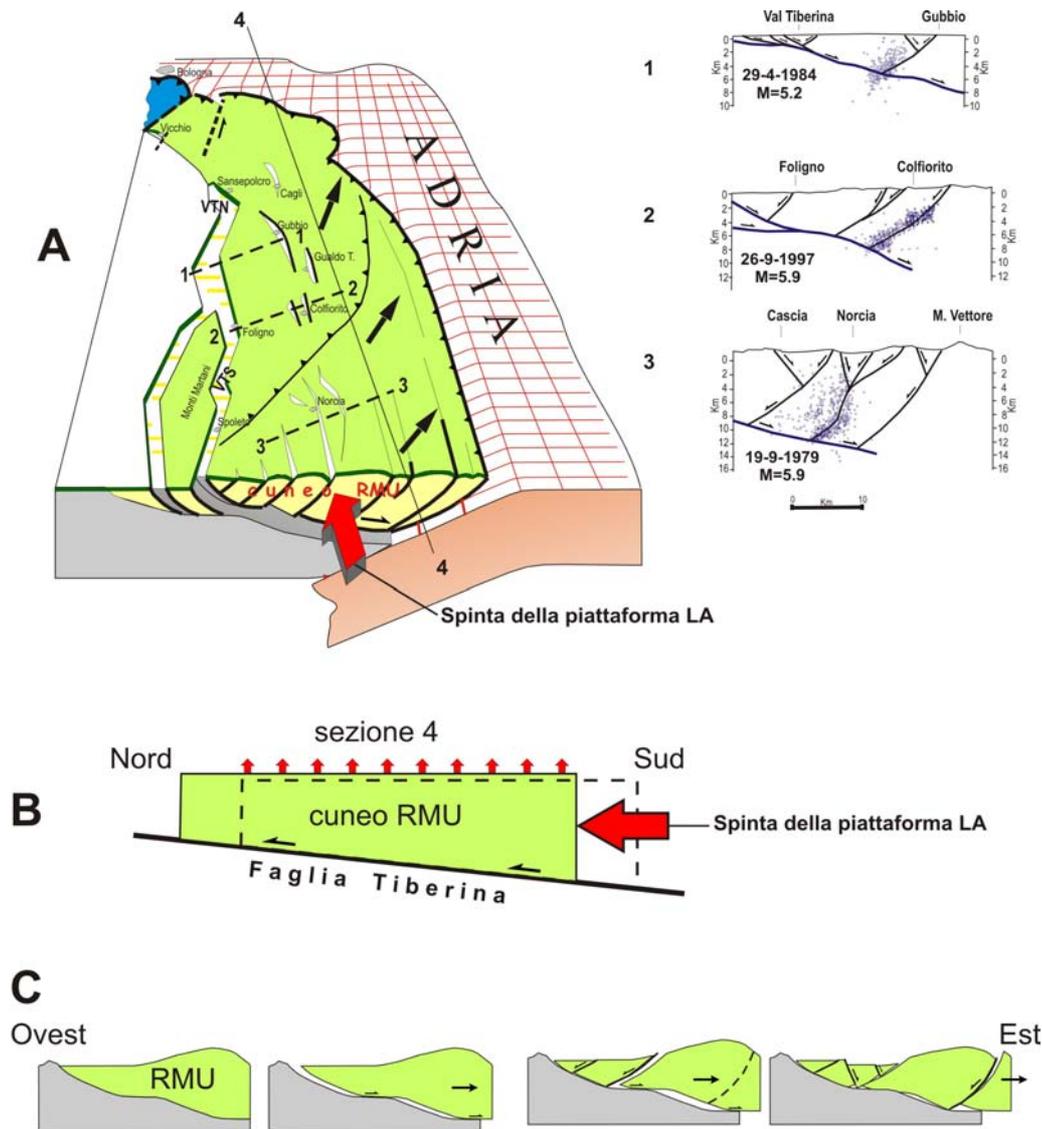


Fig. 4.1.1. A) Ricostruzione schematica della geometria, dell'assetto strutturale/tettonico e del meccanismo di estrusione del cuneo RMU (verde) mostrato in figura 4.1. Le linee tratteggiate indicano le tracce delle sezioni mostrate a fianco della figura (Da Boncio e Lavecchia, 2000, modificato). La presunta cinematica del cuneo è indicata dalle frecce nere. Simboli tettonici e sigle come da figure 3.1.2 e 4.1. **B)** Rappresentazione schematica della risalita forzata del cuneo RMU lungo la superficie inclinata della Faglia Tiberina (traccia indicata in A). Le frecce rosse piccole indicano la componente di sollevamento del cuneo. **C)** La sezione mette in evidenza che il progressivo scivolamento verso l'esterno (NE) del cuneo RMU lungo una faglia caratterizzata sia da settori inclinati che orizzontali crea le condizioni favorevoli alla formazione delle faglie antitetiche rispetto alla faglia Tiberina che sono riconosciute in questa zona (sezioni in A).

probabilmente situata all'interno dello strato delle evaporiti triassiche (formazione delle anidriti di Burano, Martinis e Pieri 1964), caratterizzate da minore coesione rispetto alle formazioni adiacenti. A questo riguardo, Collettini et alii (2009) hanno suggerito che la scarsa resistenza allo scorrimento delle evaporiti potrebbe dipendere dalla presenza di fillosilicati generati dalla trasformazione delle rocce dolomitiche per azione della temperatura e dei fluidi.

Ulteriori dettagli sulla struttura, assetto tettonico ed attività sismica recente di questo cuneo sono riportati nelle figure 4.1.2 e 4.1.3.

Lo sviluppo della faglia Tiberina e le numerose evidenze geologiche e sismiche disponibili sull'attività di questa faglia (e.g., Finetti et alii, 2005) forniscono un importante supporto al modello dinamico qui proposto (Fig. 4.1 e 4.1.1). Infatti, tale modello, preven-

dendo una forte componente orizzontale dello sforzo (indotta dalla spinta della piattaforma LA), può spiegare in modo meccanicamente plausibile l'attivazione di una faglia a basso angolo ($<30^\circ$), interpretandola come superficie di disaccoppiamento forzato del cuneo RMU in estrusione verso NE. In un tale contesto dinamico, l'attivazione di faglie di altro tipo sarebbe estremamente improbabile, poiché richiederebbe il coinvolgimento di volumi molto più consistenti di materiale della crosta superiore nel processo di estrusione, una soluzione poco conciliabile con il principio fisico del minimo lavoro. L'attivazione di una faglia a basso angolo, come la FT, sarebbe invece molto difficile da spiegare nell'ambito del regime estensionale suggerito da vari autori per la zona in oggetto (e.g., Collettini e Sibson, 2001; McNeill et alii, 2005; Abers, 2009).

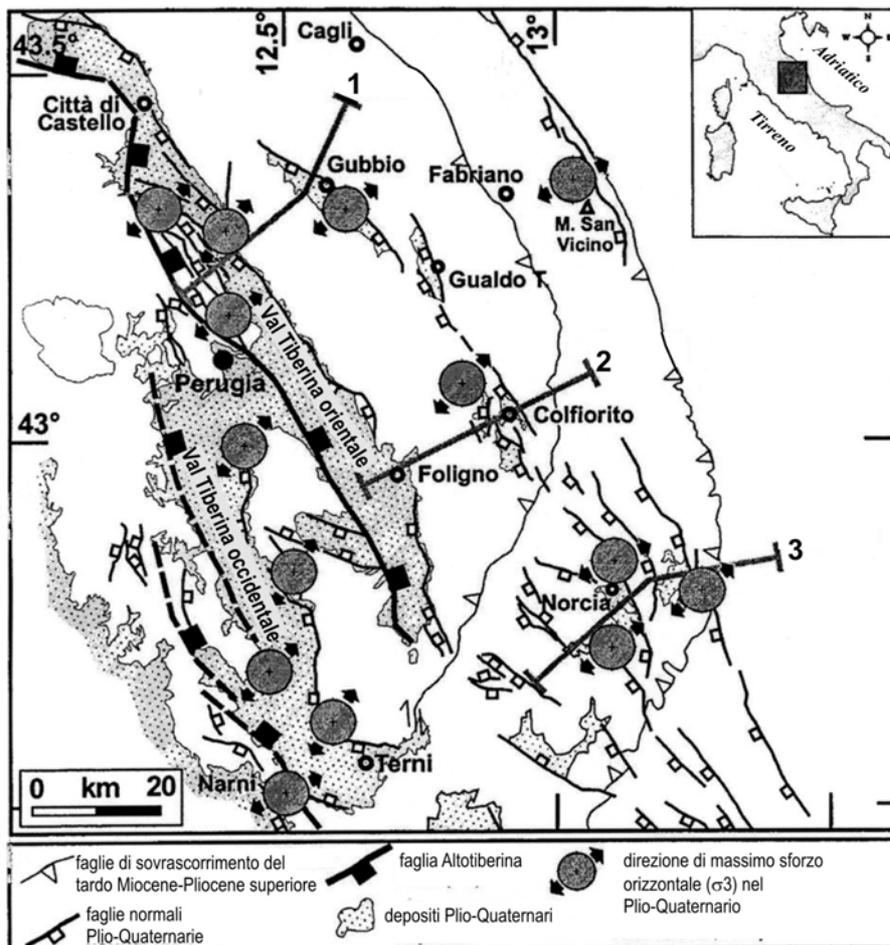


Fig. 4.1.2. Schema tettonico del cuneo RMU (da Boncio e Lavecchia, 2000, modificato). Le linee spezzate 1, 2 e 3 indicano le geometrie reali delle tracce di sezione schematicamente riportate in figura 4.1.1a.

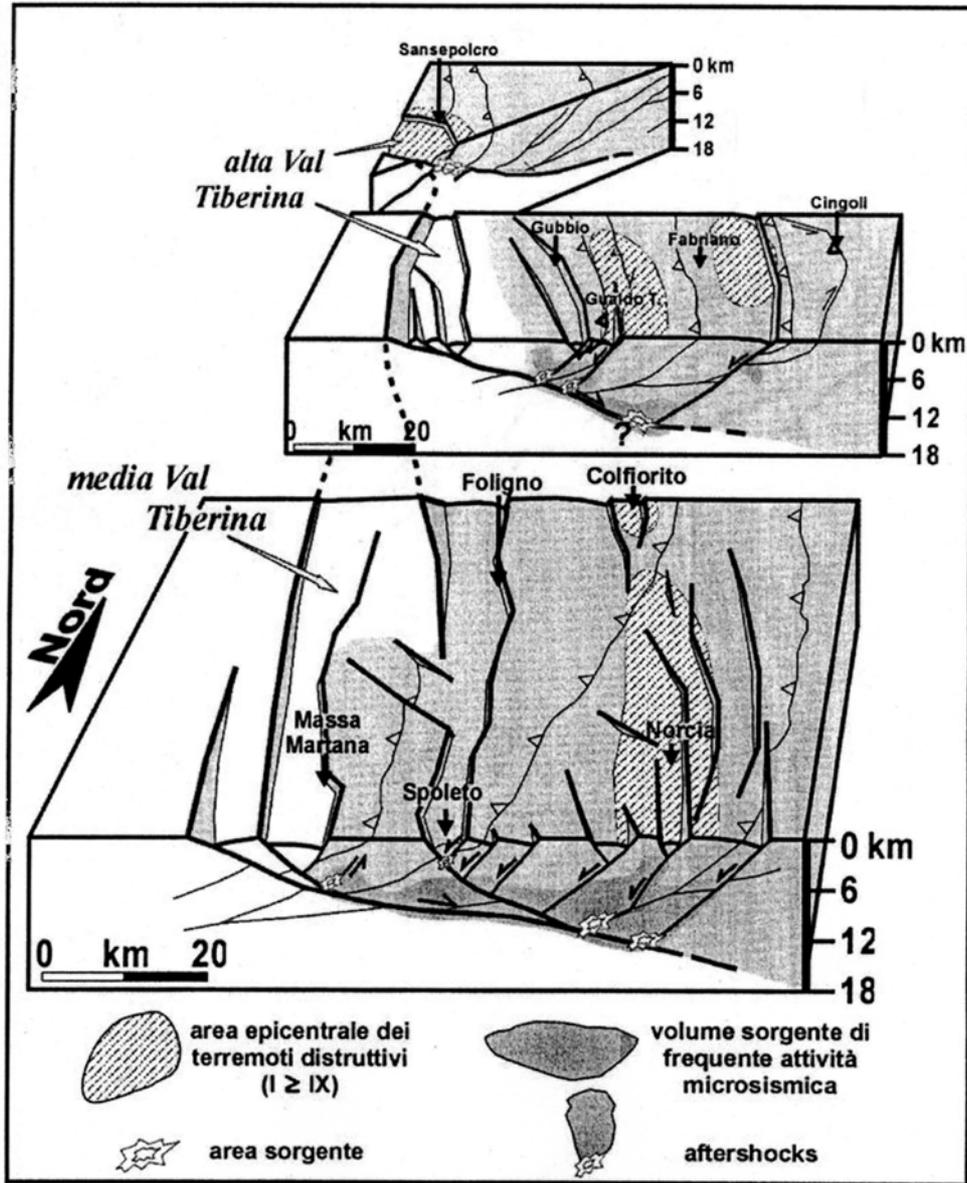


Fig. 4.1.3. Schema strutturale proposto da Lavecchia et alii (2000, modificato) lungo alcune sezioni del cuneo RMU (vedi figure 4.1.1 e 4.1.2), con evidenziate le zone colpite da attività sismica.

La presenza di compressione longitudinale, prevista dal contesto geodinamico/tettonico qui proposto per l'Appennino settentrionale (Fig. 4.1.1), è anche compatibile con il veloce sollevamento del cuneo RMU, riconosciuto da evidenze geologiche e morfologiche postPleistocene medio (e.g., Calamita et alii, 1999; Bartolini et alii, 2003). Infatti, il cuneo in oggetto, essendo caratterizzato da uno spessore decrescente verso nord (evidenziato dalle sezioni che affiancano la figura 4.1.1a), è forzato dalla spinta della piattaforma LA a muoversi su una rampa inclinata verso l'alto

(Fig. 4.1.1b). Il conseguente sollevamento del cuneo, rispetto alla catena interna situata a ovest della FT, e la sua progressiva estrusione verso NE possono spiegare perché crolli gravitazionali si verificano periodicamente lungo il suo settore più interno mediante l'attivazione di faglie antitetiche alla FT, come schematicamente ricostruito in figura 4.1.1c.

Alcuni esempi di attivazione sismica recente di tali faglie antitetiche, immergenti verso OSO, sono mostrati nelle sezioni di figure 4.1.1a e 4.1.3.

Deformazioni compressive sono invece riconoscibili nel fronte esterno del cuneo RMU, nella zona dove esso sovrascorre l'avampaese adriatico (e.g., Lavecchia et alii, 2003, 2007; Boncio e Bracone, 2009). In particolare, gli effetti più marcati di questo processo, evidenziati da una marcata attività sismica (Fig. 2.1.1 e 2.2.1), sembrano essere concentrati nella zona della Val Marecchia (Riminese), che costituisce la parte più prominente del cuneo (e.g., Capozzi et alii, 1998; Boncio e Bracone, 2009).

La figura 4.1.4, che riproduce schematicamente la sezione sismogeologica CROP 03, fornisce informazioni estremamente vincolanti sull'assetto strutturale dell'Appennino

setentrionale che possono essere coerentemente spiegate come effetto del contesto geodinamico sintetizzato in figura 3.1.1. Le chiare evidenze di tettonica compressiva, costituite dalla formazione di una grande faglia inversa (AP-5 in figura 4.1.4) che taglia tutta la crosta e di altre numerose faglie inverse nella crosta superiore sono imputabili a due processi contemporanei, lo spostamento verso NNO della placca adriatica (indotto dalla convergenza delle placche circostanti) e l'estrusione circa verso NE del cuneo RMU (indotta dal regime compressivo longitudinale nella catena appenninica). La tettonica distensiva riconosciuta nella parte assiale della catena (Val Tiberina e altre faglie parallele)

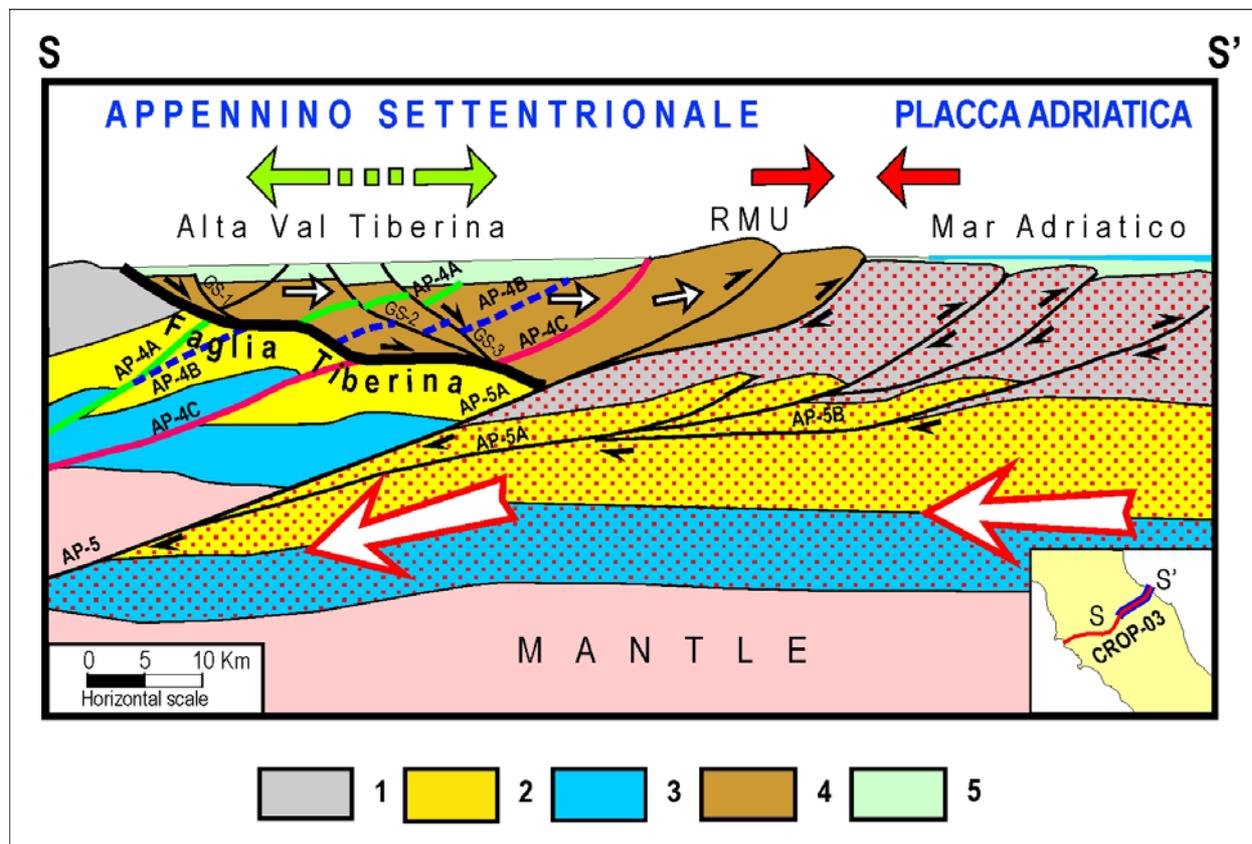


Fig. 4.1.4. Particolare della sezione CROP-03 (da Finetti et alii, 2005, modificata) attraverso l'Appennino settentrionale (segmento blu della traccia mostrata nell'inserito), che mette in evidenza l'estrusione verso est del cuneo RMU (marrone). La migrazione di questo cuneo (freccine bianche piccole) causa estensione nella sua parte interna (freccine verdi divergenti sopra la sezione), con formazione delle faglie normali GS-1-2-3, e compressione nella parte esterna (freccine rosse convergenti), dove il cuneo sovrascorre la litosfera adriatica (identificata dal retino puntinato). Le linee verdi, blu e viola sotto e sopra la faglia normale Tiberina (linea nera spessa) indicano i sovrascorrianti sviluppati nelle precedenti fasi compressive, che sono stati poi dislocati dallo spostamento verso est del cuneo in estrusione. 1) Copertura sedimentaria pre-pleiocenica 2) Crosta superiore 3) Crosta inferiore 4) Cuneo crostale Tiberino 5) Depositi sedimentari dei bacini continentali (Tiberino e Gubbio) e dell'avanfossa adriatica. Le altre sigle indicano i thrust sviluppatisi nel Messiniano-Pliocene.

può essere spiegata come effetto della divergenza tra il cuneo RMU in estrusione e la parte interna meno mobile della catena. La migrazione verso NE del cuneo RMU è anche documentata dalle attuali posizioni sfalsate di alcune faglie inverse plioceniche rispetto alle loro configurazioni originali (linee colorate verdi, blu e viola nella sezione di figura 4.1.4). Dai rigetti orizzontali di tali faglie (valutabili in 8-10 km) è possibile tentare una stima della velocità di migrazione del cuneo RMU nel periodo implicato, presumibilmente relativo agli ultimi 2-3 Ma. Sulla base dei valori sopra citati, la velocità di migrazione del cuneo RMU risulta circa compresa tra 3 e 5 mm/a. È interessante notare che questo valore è molto simile alla velocità geodetica (3-5 mm/a) del cuneo RMU (Fig. 2.3.4). Questo potrebbe significare che il meccanismo tettonico che ha agito durante la recente evoluzione dell'Appennino settentrionale è ancora attivo. L'aspetto che potrebbe sembrare poco prevedibile, rispetto alle implicazioni della teoria dell'*Accelerated plate tectonics*, è il fatto che la velocità di migrazione attuale (geodetica) sia confrontabile con la velocità media a lungo termine (dal Pleistocene medio). Secondo la suddetta teoria, infatti, lo spostamento dei blocchi sulla superficie terrestre tende a svilupparsi in modo discontinuo, con rari scatti e lunghe fasi di movimento molto lento. In questa ottica, non è previsto che in un momento qualsiasi dell'evoluzione la velocità sia confrontabile con quella media a lungo termine, o è molto più elevata o è sensibilmente più bassa. Questo problema potrebbe essere chiarito prendendo in considerazione le particolari proprietà meccaniche del sistema strutturale in oggetto. In particolare, il fatto che il disaccoppiamento del cuneo sedimentario RMU dal suo basamento crostale si sviluppa all'interno dello strato delle evaporiti triassiche. È noto infatti che questa formazione ha una consistenza meccanica molto ridotta (e.g., Bonini e Sani, 2002) e che quindi può supportare accumuli limitati di deformazione e sforzo. Di conseguenza, è ragionevole supporre che lo scorrimento lungo questa superficie di disaccoppiamento avvenga in modo asismico o con molte frequenti dislocazioni

sismiche a bassa energia. Questa ipotesi potrebbe spiegare perché le osservazioni geodetiche negli ultimi 2-8 anni indicano una velocità di 3-5 mm/a (paragonabile a quella geologica) circa costante nel tempo.

Il fatto che notevole attività sismica interessi una zona dell'Appennino forlivese (Figg. 2.1.1 e 2.2.1) indica che in quella zona si stanno sviluppando significative fratture. Attualmente, però le evidenze geologiche disponibili in quella zona non danno indicazioni esplicite sul processo tettonico associato a tale sismicità. In effetti, i lineamenti morfotettonici più evidenti sono i fronti di sovrascorrimento formati nelle vari fasi compressive del Miocene e Pliocene (e.g., Farabegoli et alii, 1991; Cerrina Feroni et alii, 2001; Martelli et alii, 2002). Tuttavia, tali 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. 3.1.1 e 4.1), si potrebbe supporre che l'attività sismotettonica nella zona forlivese sia causata da uno svincolo tra la parte di catena orientata parallelamente alla placca adriatica (cuneo RMU), che tende a spostarsi circa verso nord, ed il settore appenninico situato ad ovest dello svincolo in oggetto, che incontra maggiore resistenza a questo movimento. L'ipotesi che la presunta discontinuità si sia formata in tempi geologici molto recenti (Pleistocene superiore), potrebbe spiegare la mancanza di tracce geologiche/morfologiche evidenti nella zona sismica forlivese.

La distribuzione della sismicità suggerisce che il presunto disaccoppiamento è solo parziale, interessando solo il settore marginale settentrionale del cuneo RMU. Questo implica che nella parte non disaccoppiata del cuneo il raccorciamento deve essere assorbito da deformazioni interne al cuneo stesso. Tale ipotesi fornisce una possibile spiegazione per alcune evidenze significative riconoscibili

nella parte nordoccidentale del cuneo RMU, che indicano una notevole distorsione (da

raccorciamento) delle strutture orogeniche (Fig. 4.1.5a,b,c).

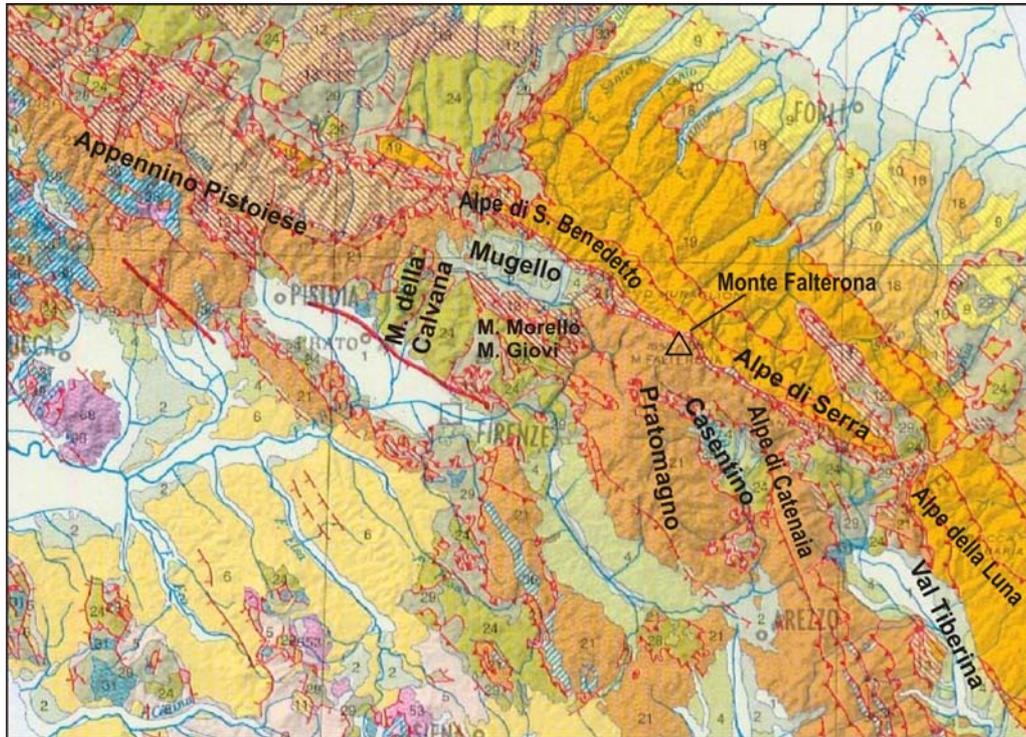


Fig. 4.1.5a. Aspetti morfologici e geologici della parte settentrionale del cuneo RMU, presi dalla Geological Map of Italy 1:1250000 edita dall'APAT-Dipartimento Difesa del Suolo/Servizio Geologico d'Italia (2004, modificata).

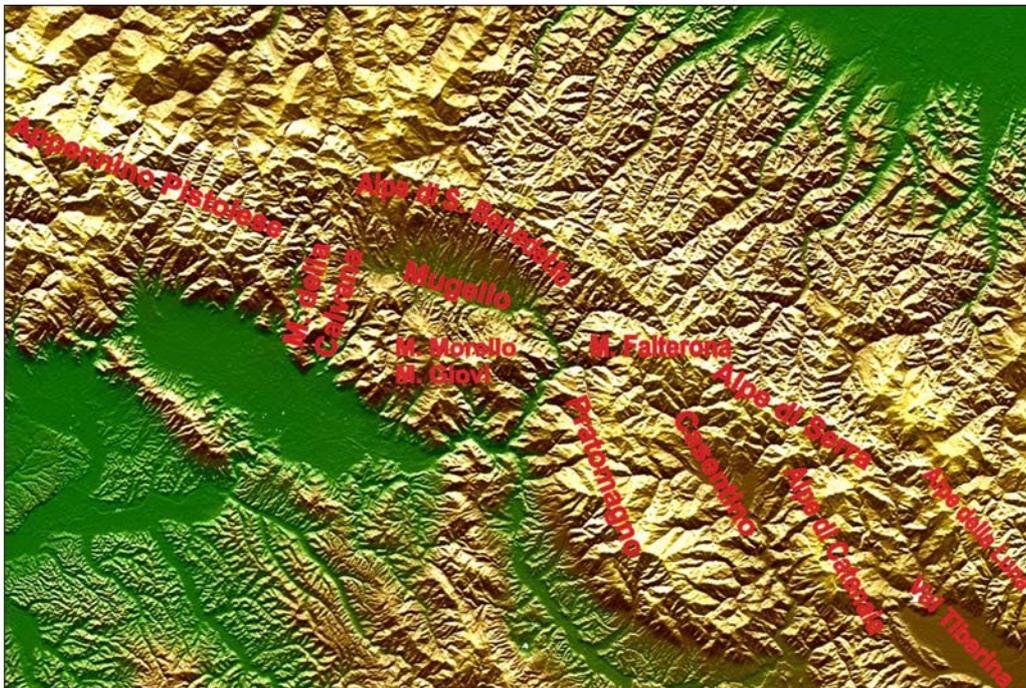


Fig. 4.1.5b. Carta morfologica della parte settentrionale del cuneo RMU, con evidenziati i settori di catena implicati nel meccanismo di raccorciamento longitudinale proposto.



Fig. 4.1.5c. Particolare della parte settentrionale del cuneo RMU, dalla Carta in rilievo della Toscana 1:350000 (www.lac-cartografia.it) Vedi didascalia delle figure 4.1.5a,b.

Un meccanismo tettonico che può spiegare in modo plausibile le principali deformazioni che si sono sviluppate recentemente in questa zona, come la formazione dei bacini del Casentino e Mugello e la significativa distorsione delle strutture orogeniche circostanti, è illustrato in figura 4.1.6. L'interpretazione proposta suggerisce che, in risposta alla compressione longitudinale, le strutture orogeniche implicate abbiano subito un notevole piegamento orizzontale e sollevamento, passando dalla configurazione mostrata in figura 4.1.6a a quella attuale (Fig.4.1.6b). I piegamenti in direzioni opposte dei settori Alpe di Catenaia e Alpe della Luna hanno prodotto la loro parziale divaricazione, causando tettonica estensionale nella zona interposta dove si è formata la fossa dell'alta Val Tiberina. Un meccanismo analogo può avere determinato la parziale separazione tra le strutture Pratomagno e Alpe di Catenaia, generando la depressione del Casentino. Più a nord, il regime compressionale (trasmesso dalla struttura del Pratomagno) può avere causato il notevole piegamento del sistema Alpe di S.Benedetto-Monti della Calvana, con lo sviluppo della

tettonica estensionale nella parte interna di questo oroclinale, dove si è formato il bacino del Mugello.

Lo schema proposto in figura 4.1.6 è consistente con il fatto che la sedimentazione nei due bacini del Mugello e Casentino e il sollevamento delle strutture circostanti hanno avuto inizio nello stesso periodo (Argnani et alii, 2003; Bartolini, 2003). Inoltre, il fatto che la struttura più coinvolta nel piegamento (Alpe di S.Benedetto) ha subito un sollevamento più accentuato (e quindi una maggiore erosione) rispetto al settore che è rimasto isolato (e non sollevato) nella zona interna (Monte Morello e Monte Giovi), potrebbe spiegare perché quest'ultimo settore è ancora ricoperto dalle Unità Liguridi (Fig. 4.1.5a), mentre la stessa copertura è scomparsa dalle strutture circostanti. Altri significativi effetti della compressione longitudinale che agisce in questa zona, sotto forma di sovrascorimenti e piegamenti (e.g., Cerrina Feroni et alii, 2001; Boccaletti e Martelli, 2004), sono riconosciuti nella zona di contatto tra il cuneo RMU e il cuneo TE, spesso identificata come linea del Sillaro (Fig. 4.1).

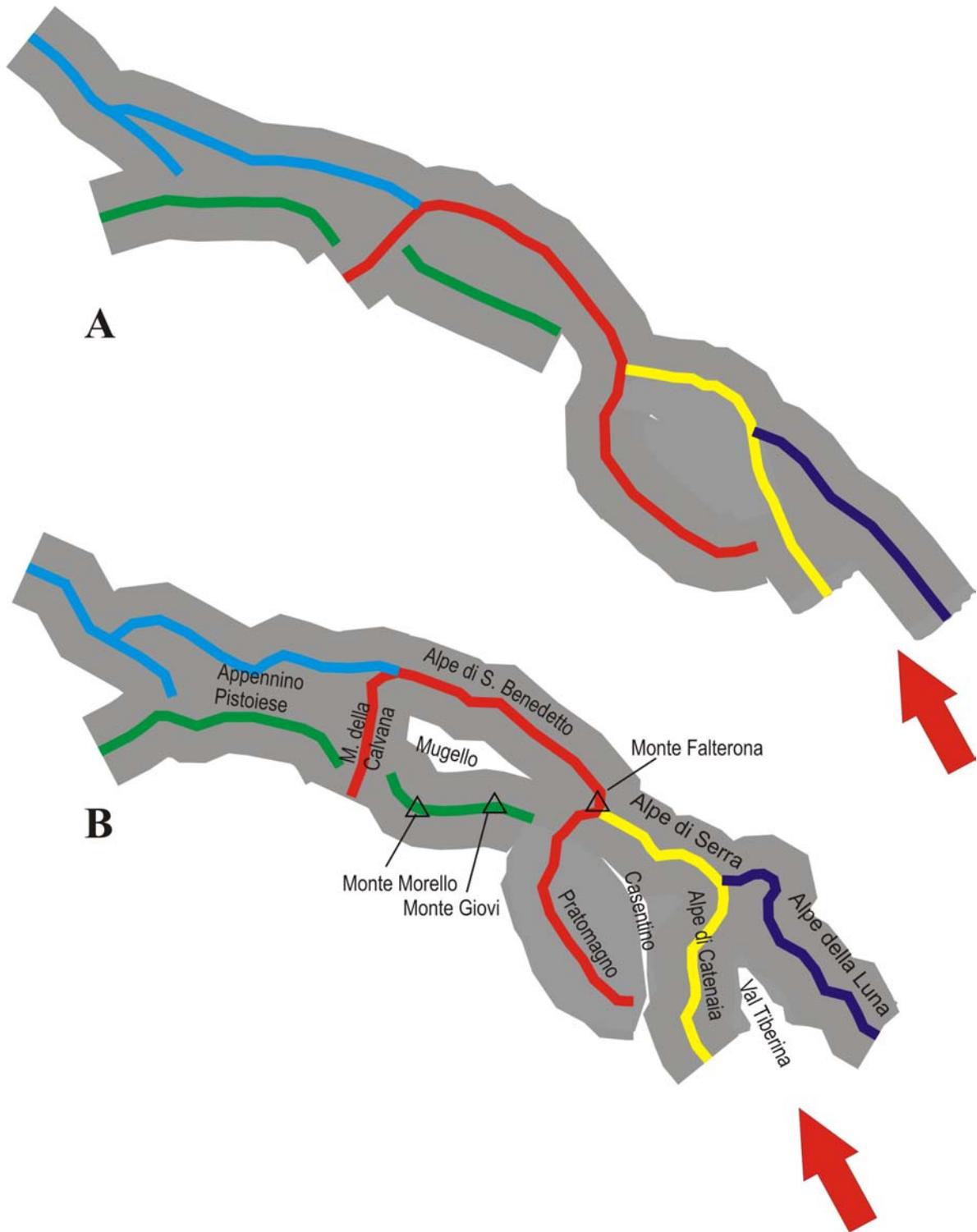


Fig. 4.1.6. Ricostruzione schematica ipotetica dei piegamenti che potrebbero avere subito nel Pleistocene le strutture orogeniche situate nella parte settentrionale del cuneo RMU, in risposta al regime compressivo longitudinale, indicato dalla freccia rossa. In alcune zone estensionali, come il Casentino e il Mugello, le fosse sono generate dalla parziale divaricazione delle strutture circostanti, rispetto alla presunta configurazione Pliocenica (A). La configurazione attuale (B) è basata sugli elementi morfologici mostrati nelle figure 4.1.5a,b,c

4.2 Cuneo Tosco-Emiliano

Sotto la spinta del cuneo RMU, il cuneo TE estrude verso la Val Padana (Fig. 4.1). Come avviene per il cuneo RMU, l'estrusione coin-

volge prevalentemente la copertura sedimentaria, che si è disaccoppiata dal suo basamento crostale mediante una faglia a basso angolo (Liguride) immergente verso NE

(e.g., Bernini e Papani, 2002, Argnani et alii, 2003). La geometria di questo disaccoppiamento, per quanto riguarda il settore occiden-

taile del cuneo, è illustrata dalle figure 4.2.1 (in sezione) e 4.2.2 (in pianta).

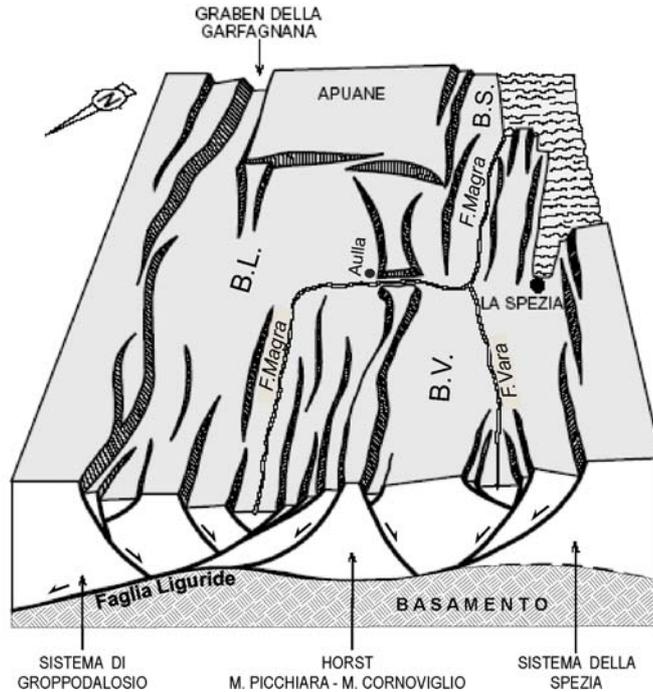


Fig. 4.2.1. Schema strutturale prospettico del cuneo Tosco-Emiliano, con evidenziate le principali faglie riconosciute nella zona. In particolare, la faglia a basso angolo immergente a NE (nel seguito richiamata come faglia Liguride) che consente al cuneo TE di disaccoppiarsi dal suo basamento crostale e le numerose faglie antitetiche ad alto angolo che raggiungono la faglia basale (Da Bernini e Papani, 2002, modificata). B.L.=Bacino della Lunigiana, B.S.=Bacino di Sarzana, B.V.=Bacino del Vara.

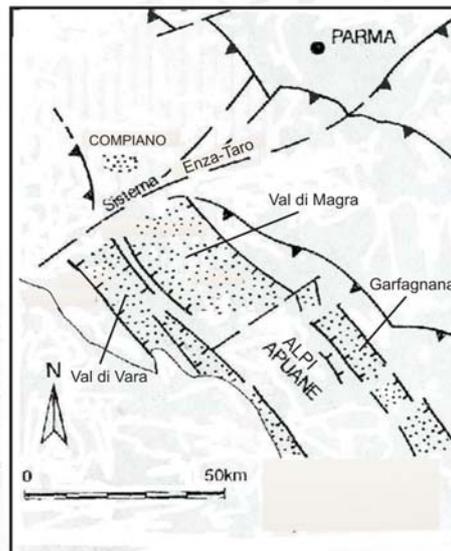


Fig.4.2.2. Sistema di faglie normali generate lungo il bordo interno del cuneo TE in estrusione, che ha portato alla formazione delle fosse della Val di Magra (Lunigiana), Val di Vara e Garfagnana. Una netta transizione da tettonica estensionale (Lunigiana-Garfagnana) a transpressionale (bacino di Compiano e dintorni) avviene in corrispondenza del sistema di faglie Enza-Taro, trasversale rispetto alla catena (da Bernini et alii, 1994, modificato).

Un inquadramento dell'assetto strutturale del cuneo TE nel più ampio contesto del sistema crosta-mantello superiore dell'Appennino settentrionale è mostrato dalla sezione sismogeologica di figura 4.2.3. Questa versione preliminare, gentilmente concessa dal Prof. Finetti dell'Università di Trieste, è stata elaborata utilizzando linee sismiche effettuate dell'ENI per ricerche di risorse naturali. La figura mette in evidenza il cuneo TE, costituito dalla copertura sedimentaria disaccoppiata dal suo basamento tramite la faglia a basso angolo indicata dalla linea rossa. (vedi

anche figura 4.2.1).

E' interessante notare che nella sezione di figura 4.2.3 il disaccoppiamento del cuneo dal basamento si sviluppa lungo la faglia che affiora nella Lunigiana (Liguride), mentre nella sezione mostrata in figura 4.2.1 questa faglia viene estesa più a Sud Ovest fino a raggiungere la fossa della Val di Vara. Si può sottolineare che la geometria indicata nella figura 4.2.3 è più compatibile con la distribuzione della sismicità, in quanto la zona della Val di Vara non è associata a sismicità significativa (Fig.2.1.1 e 2.1.2).

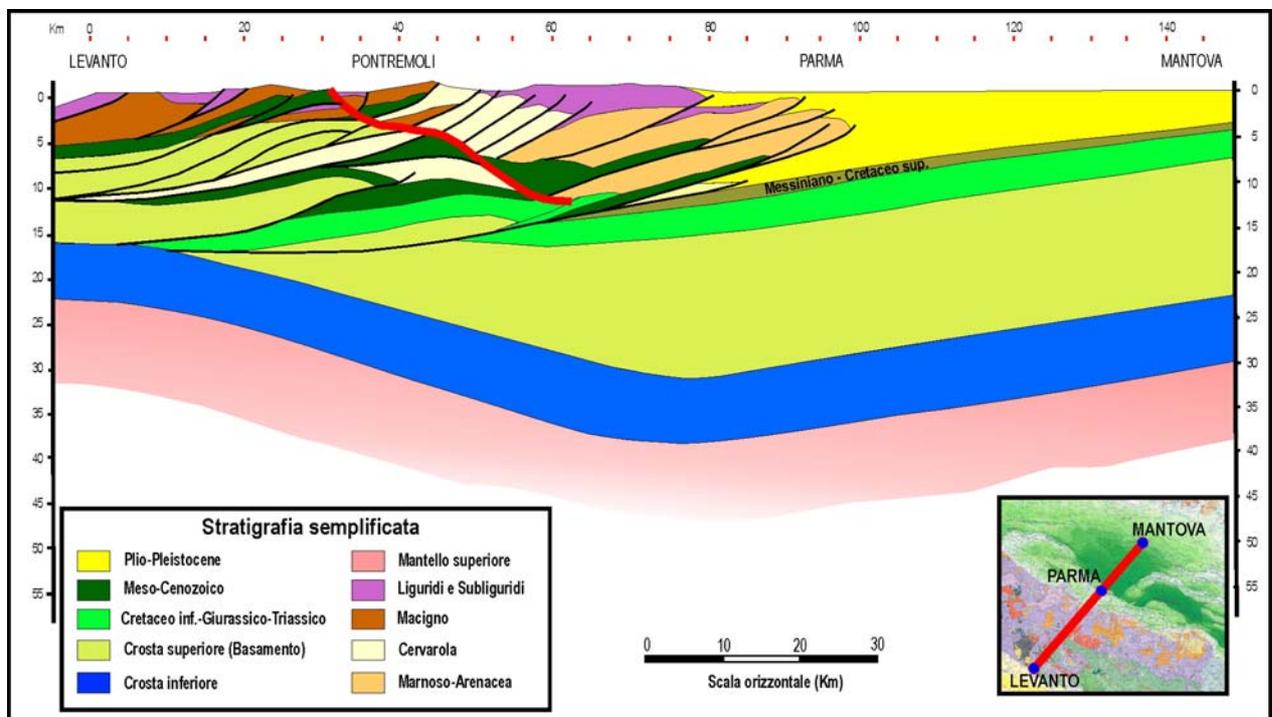


Fig. 4.2.3. Sezione sismogeologica attraverso l'Appennino tosco-emiliano lungo la direttrice Levanto-Parma-Mantova (da Finetti, *Lectio Magistralis* tenuta durante il convegno GNGTS 2010, Prato, semplificata). La linea rossa mette in evidenza la faglia a basso angolo (Liguride) che disaccoppia il cuneo TE dal suo basamento. La faglia si immerge verso NE in corrispondenza delle fosse Lunigiana-Garfagnana, tagliando tutte le strutture sedimentarie. Traccia nell'inserto.

Sotto la spinta longitudinale del cuneo RMU, il cuneo TE tenderebbe a muoversi circa verso ONO. Tale spostamento è però fortemente ostacolato dalla presenza nella zona antistante di strutture fortemente radicate nel sistema crosta-mantello superiore (Monferrato-Langhe-Alpi Marittime, e.g., Costa, 2003; Mosca et alii, 2010). La resistenza di questo ostacolo ha costretto il cuneo TE a estrudere lateralmente, verso il dominio

padano (Fig. 4.1) disaccoppiandosi in modo transpressivo dall'ostacolo strutturale sopra citato. Questo svincolo inizia nella zona di Compiano, dove sono evidenziate deformazioni transpressive (Bernini et alii, 1994, Fig. 4.2.2) e prosegue molto probabilmente lungo la direttrice Bedonia-Varzi fino a raggiungere la zona sismotettonica Villalvernia-Varzi (Cattaneo et alii, 1986, Tomaselli et alii, 1992, Meisina e Piccio, 2003), come schema-

ticamente indicato in figura 4.2.4.

L'estrusione laterale del cuneo TE ha provocato deformazioni estensionali lungo il suo bordo interno, che hanno generato il sistema di fosse Val di Magra-Val di Vara e Garfagnana (Fig. 4.2.2) e deformazioni compressive lungo il bordo esterno padano (e.g., Benedetti et alii, 2003; Boccaletti e Martelli, 2004; Pierdominici et alii, 2003; Bonini, 2007; Boncio e Bracone, 2009; Wilson et alii, 2009).

Il fatto che la spinta del cuneo RMU e la

resistenza opposta dal sistema Monferrato-Langhe-Alpi Marittime non sono allineate può avere creato una deformazione interna al blocco TE, con la generazione della discontinuità trasversale (Fig. 4.2.2 e 4.2.4) che si sviluppa nella zona dei fiumi Enza e Taro (Bernini e Papani, 1987; Vescovi, 1988; Boccaletti e Martelli, 2004). E' interessante notare che questa discontinuità è situata in corrispondenza della zona di transizione tra pieghe ferraresi ed emiliane (Fig. 4.1).

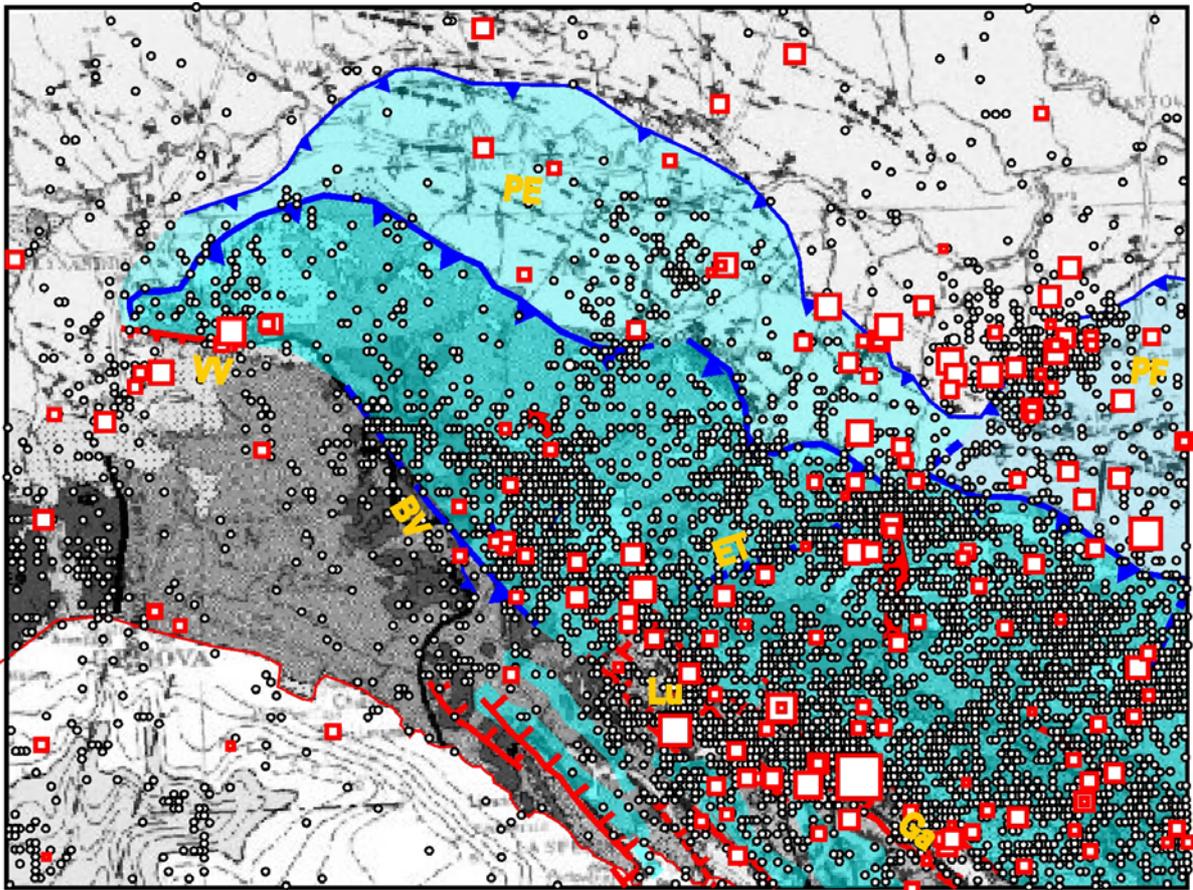


Fig. 4.2.4. Sismotettonica del bordo più occidentale del cuneo TE. La distribuzione dei terremoti (quadrati rossi per terremoti storici ($M \geq 4$) e pallini bianchi per terremoti strumentali), indica una concentrazione di scosse nelle zone Bedonia-Varzi (BV) e Villalvernia-Varzi (VV). ET=sistema di faglie Enza-Taro, Ga=Garfagnana, Lu=Lunigiana, PE=Pieghe Emiliane, PF=Pieghe Ferraresi. Commenti nel testo.

Il settore del bordo interno del cuneo TE che si sviluppa a sudest della Garfagnana (Appennino pistoiese, Fig. 4.2.5) sembra essere interessato da tettonica distensiva, ma in modo meno evidente rispetto al settore Lunigiana-Garfagnana. Varie faglie normali sono riconosciute nella zona della Val di Lima e aree adiacenti (e.g., Ambrosetti et alii, 1987;

Fazuoli et alii, 1998). Il bordo esterno del cuneo TE che corrisponde a questa zona estensionale interna è costituito dall'Appennino bolognese-modenese, che sotto la spinta longitudinale del cuneo RMU ha subito un'estrusione più accentuata verso la zona padana, rispetto ai settori più occidentali (Fig. 4.2.5).

L'avampaese adriatico-padano che fronteggia il cuneo TE è presumibilmente meno mobile della placca adriatica principale, essendo da questa disaccoppiato tramite il sistema di faglie Schio-Vicenza (Fig. 3.1.1). Quindi, la convergenza tra il cuneo TE e l'avampaese adriatico padano è principalmente controllata dalla velocità con cui tale cuneo estrude lateralmente in risposta alla

spinta del cuneo RMU.

Le indicazioni fornite dalle misure geodetiche (Fig. 2.3.4 e 2.3.5) suggeriscono che lungo il bordo interno del cuneo TE (Lunigiana, Garfagnana e Pistoiese) l'attuale velocità di estensione (indotta dalla divergenza tra questo cuneo e la Toscana interna), sia dell'ordine di 1-2 mm/anno.

Ulteriori importanti evidenze e argomenta-

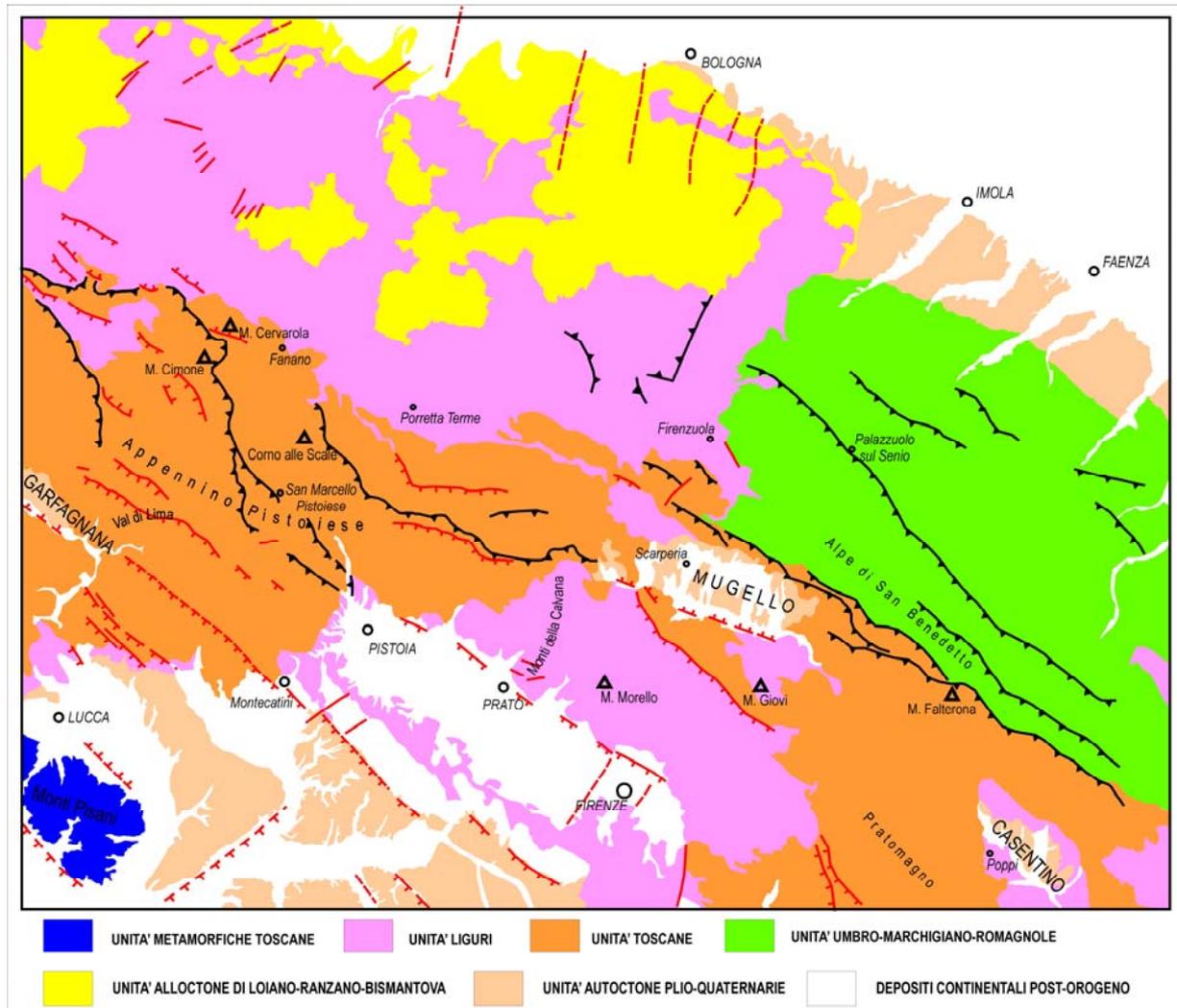


Fig. 4.2.5. Schema tettonico dell'Appennino Pistoiese e zone circostanti. Informazioni prese dalla Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale (Boccaletti e Coli, 1982, modificato). Faglie normali in rosso e fronti compressivi in nero. Commenti nel testo.

zioni a supporto dell'interpretazione tettonica qui proposta per l'Appennino settentrionale (Fig. 4.1) provengono dallo schema tettonico proposto da Costa (2003) per la zona che comprende l'Appennino Emiliano-Romagnolo e le sue propaggini sepolte sotto la copertura

sedimentaria padana (Fig. 4.2.6). L'importanza di questo studio è sottolineata dalla notevole quantità di informazioni utilizzate, provenienti da 17.000 km di linee sismiche a riflessione e almeno 9 perforazioni profonde eseguite per ricerche petrolifere.

Le caratteristiche dello schema di figura 4.2.6 che sono in sintonia con l'interpretazione qui proposta si possono così sintetizzare:

- Le deformazioni riconosciute in questo settore appenninico sono attribuite ad una spinta parallela alla catena, come previsto dal modello dinamico qui assunto (Fig. 4.1).
- Lo svincolo tra il blocco Monferrato-Langhe-Alpi Marittime e il settore delle Liguridi indicato da Costa è compatibile con la discontinuità da noi ipotizzata nel settore che va dalla zona di Compiano alla Villarvernia-Varzi (Figg. 4.2.2 e 4.2.4).
- La discontinuità trasversale posta nella zona

forlivese è consistente, sia come posizione che come tipo di faglia, con il disaccoppiamento indicato nello schema di figura 4.1.

- I sovrascorrimenti sepolti orientati NE-SO (riconosciuti ad est di Forlì in Adriatico, ad est di Parma e ad ovest di Piacenza) indicano raccorciamento SE-NO, in accordo con l'ipotesi che il settore esterno dell'Appennino sia sollecitato da compressione parallela alla catena (Fig. 4.1). In particolare, si può notare che la posizione del fronte sepolto F in figura 4.2.6 corrisponde con una significativa concentrazione di terremoti nella zona del Parmense-Reggiano (Fig. 4.2.4).

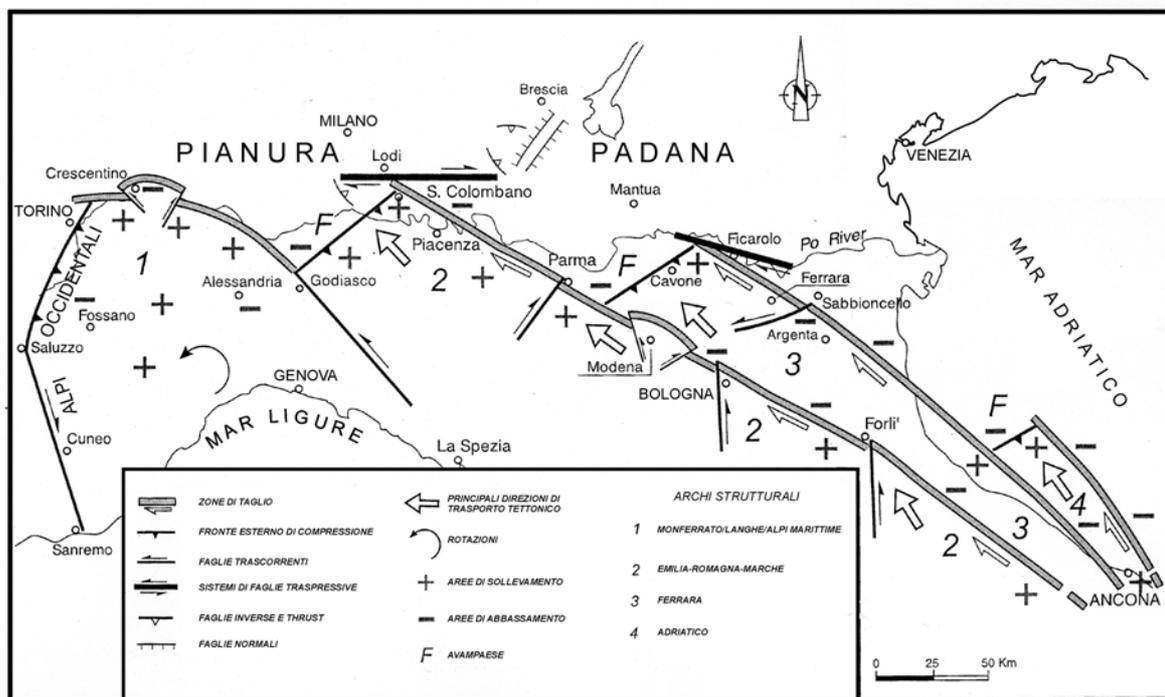


Fig. 4.2.6. Schema tettonico/cinematico della parte esterna padana dell'Appennino settentrionale (da Costa, 2003, modificato), basato sull'interpretazione di un numero notevole di linee sismiche e pozzi profondi. Commenti nel testo.

4.3 Strutture adriatiche sepolte sotto l'Appennino settentrionale

Nel capitolo 2.2 viene notata nella zona del Forlivese la presenza di terremoti con profondità più elevate (15-35 km) rispetto al normale strato sismogenetico (confinato a 10-15 km), come evidenziato per esempio dalle figure 2.2.5 e 2.2.6. Questa sismicità "anomala" potrebbe essere associata alla fratturazione della parte più flessa della litosfera adriatica (il cosiddetto ginocchio) che si im-

merge sotto la catena appenninica. Ammettendo la plausibilità di questo presupposto, si potrebbe indagare la morfologia del margine adriatico sepolto sotto la zona in oggetto analizzando la distribuzione degli ipocentri dei terremoti contenuti nel catalogo strumentale. A questo scopo, tale sismicità è stata riportata lungo alcune sezioni perpendicolari all'arco appenninico centrato sulla zona del forlivese (Fig. 4.3.1).

Per rendere più esplicito l'aspetto che più

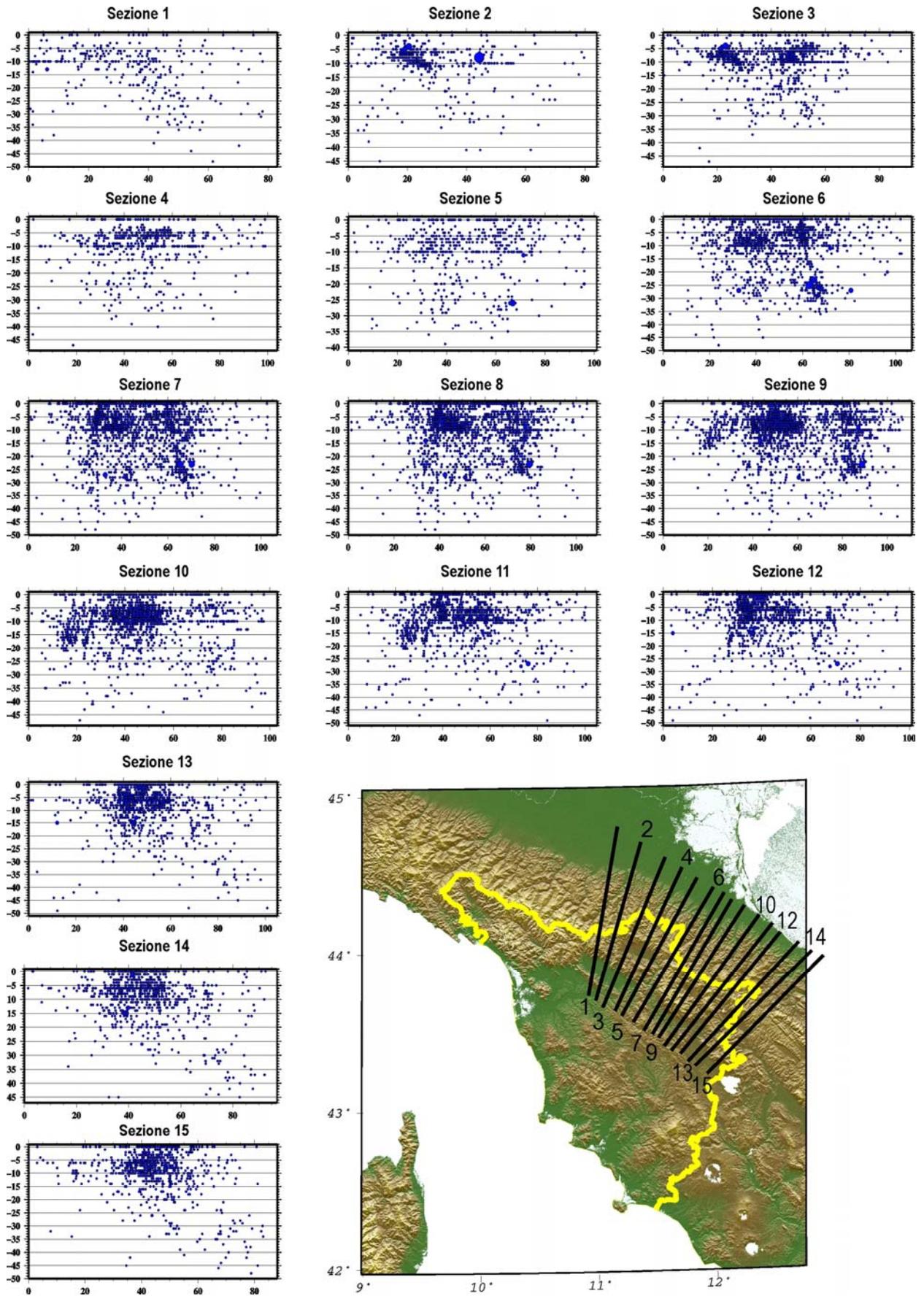


Fig. 4.3.1. Distribuzione verticale degli ipocentri dei terremoti riportati dal catalogo strumentale (1980-2009) lungo alcune sezioni perpendicolari all'arco appenninico nel Forlivese e zone adiacenti (tracce nella mappa). Le informazioni sui dati sismici sono date nel paragrafo 2.2.

interessa, per il ragionamento sopra riportato, la figura 4.3.2 illustra come il numero dei terremoti con $h > 20$ km varia lungo le sezioni

indicate in figura 4.3.1. Lungo ogni traccia, il pallino rosso indica la posizione della colonna dove esiste il massimo numero di terremoti.

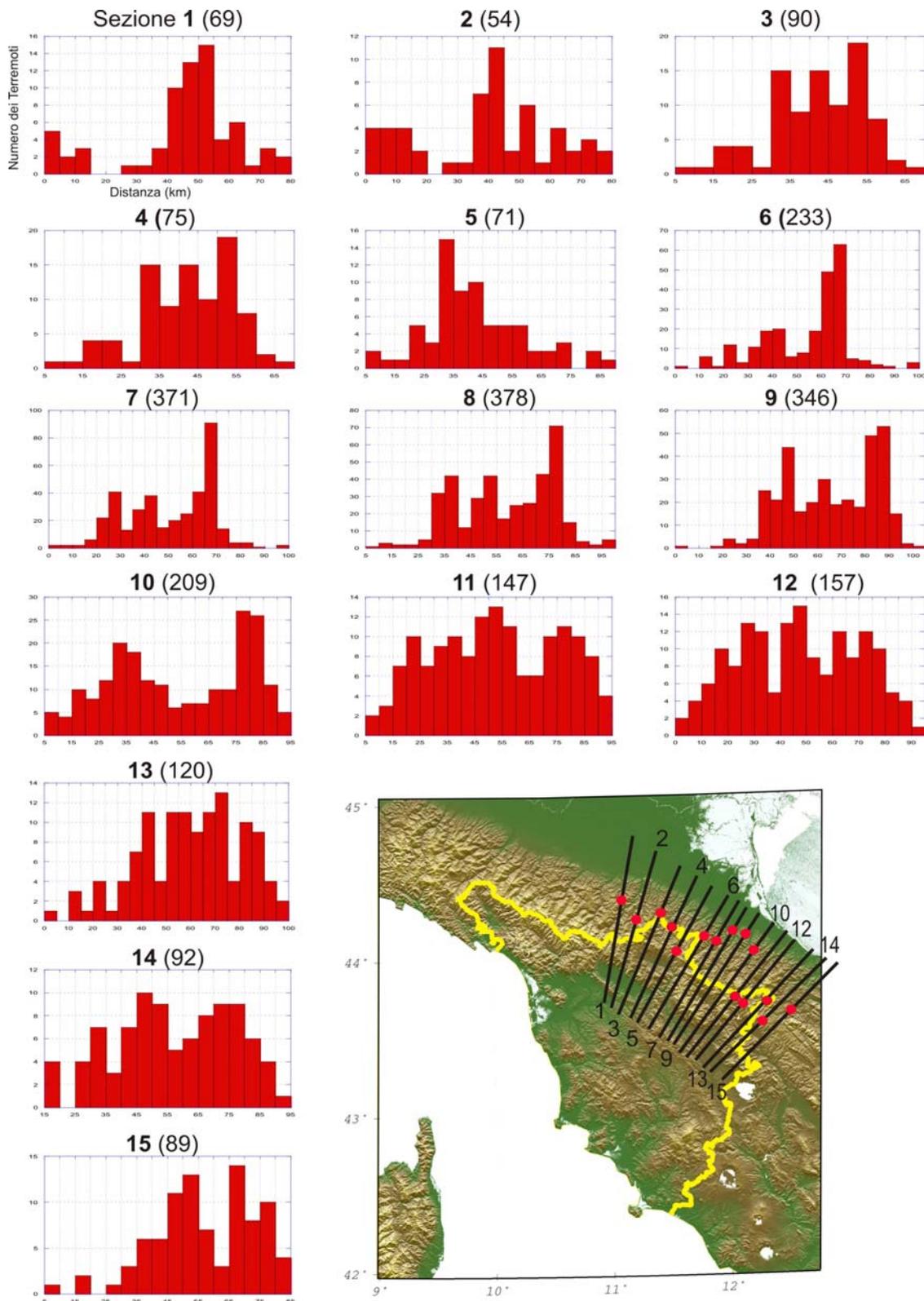


Fig. 4.3.2. Gli istogrammi indicano la distribuzione del numero di scosse con $h > 20$ km lungo le sezioni indicate nella mappa. In ogni traccia il pallino rosso indica la posizione della colonna dove esiste il numero più alto di scosse.

La distribuzione dei pallini rossi in figura 4.3.2 mette in evidenza che nella parte centrale dell'arco appenninico considerato, corrispondente alla zona forlivese, il segmento di sezione dove le scosse si concentrano è più arretrato (spostato a NE) rispetto ai settori adiacenti della catena. Tale evidenza potrebbe indicare che nel Forlivese il margine adriatico comincia ad immergersi prima rispetto alle parti adiacenti della catena.

Una possibile configurazione del margine

sepolto adriatico compatibile con l'evidenza sopra descritta è mostrata in figura 4.3.3. Anche se questa ricostruzione rimane per il momento solo una delle possibili soluzioni per spiegare l'evidenza di figura 4.3.2, la sua plausibilità potrebbe essere supportata da alcune considerazioni sulle deformazioni che il margine sepolto adriatico può avere subito nella fase evolutiva messiniana, quando si è formata la faglia Schio-Vicenza.

Il quadro geodinamico che emerge

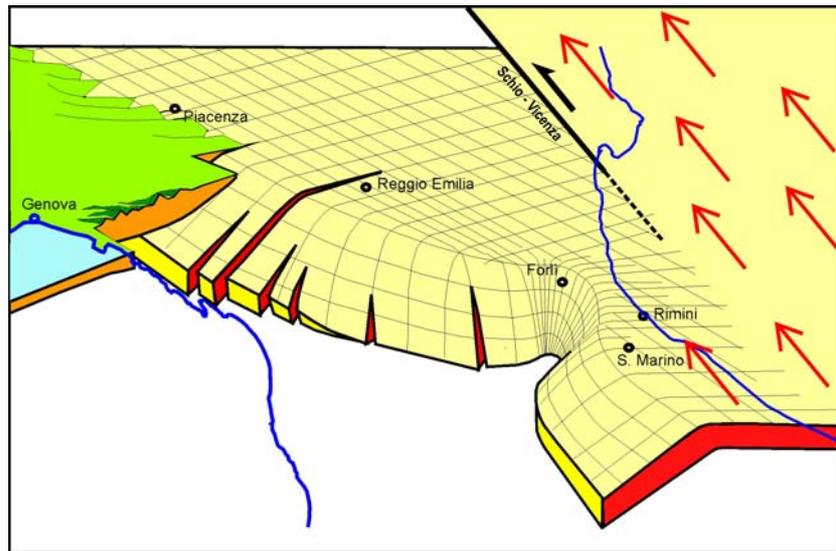


Fig. 4.3.3. Possibile configurazione del margine adriatico sepolto sotto l'Appennino settentrionale, compatibile con la distribuzione delle scosse strumentali descritta nel paragrafo 2.2 e nelle figure 4.3.1 e 4.3.2. Commenti nel testo. Le profondità massime dei terremoti sotto questa zona (Chiarabba et alii, 2005) e le informazioni fornite dalle indagini sismiche (CROP, Finetti, 2005a) indicano che il margine sepolto adriatico raggiunge profondità non superiori a 70-80 km sotto l'Appennino settentrionale.

dall'analisi delle deformazioni neogeniche nell'area mediterranea (e.g., Mantovani, 2005 e Mantovani et alii, 2006, 2009b) suggerisce che l'insieme dei numerosi eventi tettonici primari che si sono contemporaneamente attivati in questa zona attorno al Messiniano possono essere coerentemente e plausibilmente spiegati come effetto della nuova situazione dinamica creata dalla sutura della zona di contatto tra la placca adriatica e il sistema Anatolico-Egeo. Dopo questo evento, l'area mediterranea centrale è stata sollecitata non solo dalla convergenza Africa-Eurasia, ma anche dalla spinta circa verso Ovest del blocco Anatolico-Egeo. Queste condizioni al contorno hanno accentuato il movimento del-

la placca adriatica principale verso l'avampaese europeo (Fig. 4.3.4), costringendola a disaccoppiarsi dalla sua protuberanza padana (completamente bloccata all'interno delle Alpi Occidentali), mediante il sistema di faglie trascorrenti sinistre Schio-Vicenza. Dal punto di vista meccanico è ragionevole aspettarsi che questo disaccoppiamento parziale abbia comportato una significativa distorsione del margine adriatico sepolto, dovuto al movimento della parte mobile di Adria rispetto alla parte padana fissa. Per esempio, il raccorciamento implicato dal contesto cinematico previsto, potrebbe essere stato assorbito da un arretramento della zona di immersione e conseguente verticalizzazione

del margine sepolto adriatico, in linea con la configurazione dedotta dalla distribuzione della sismicità strumentale (Fig. 4.3.4b).

In conclusione, l'interpretazione qui proposta suggerisce che la sorgente dei terremoti

più intensi sotto la pianura forlivese (potenzialmente pericolosi per la Toscana) potrebbe essere situata all'interno del margine adriatico sepolto, implicando quindi profondità ipocentrali superiori a 15-20 km.

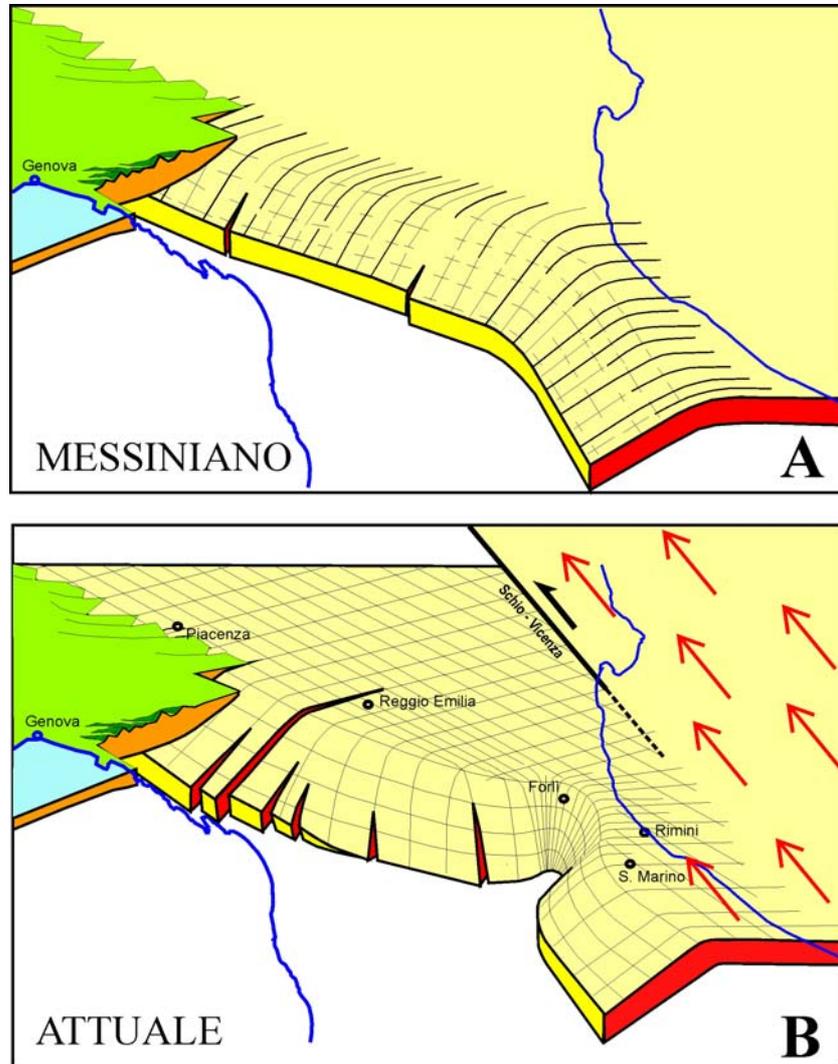


Fig. 4.3.4. Confronto tra la configurazione attuale (in basso) del margine adriatico sepolto sotto l'Appennino settentrionale (dedotta dalla distribuzione della sismicità strumentale) e la configurazione che tale margine poteva ragionevolmente avere prima della drastica riorganizzazione cinematica che la placca adriatica ha subito dal Messiniano (in alto). Spiegazioni nel testo.

La configurazione del margine adriatico sepolto proposta in figura 4.3.4 presenta una zona di frattura trasversale a ovest di Reggio Emilia. La presenza di una discontinuità di questo tipo è fortemente suggerita dal presunto meccanismo deformativo del margine sepolto adriatico. Infatti, molto difficilmente il piegamento e la relativa verticalizzazione del margine sotto la zona forlivese avrebbe potuto svilupparsi senza l'attivazione di una o più

fratture capaci di disaccoppiare la parte deformata del margine sepolto dal suo prolungamento occidentale. Ovviamente, non è facile prevedere dove una tale zona di discontinuità si sia prodotta in realtà, ma il posizionamento proposto in figura 4.3.4 consentirebbe di associare la presunta fratturazione profonda alla significativa attività sismica che avviene a profondità maggiori di 20 km nella zona del Parmense-Reggiano (Figg.

2.2.6 e 4.3.5) e, nella parte superficiale, alla presenza del sistema di faglie Enza-Taro (Fig.4.1). La sovrapposizione della sismicità strumentale alla sezione sismogeologica Le-

vanto-Parma-Mantova (Fig. 4.3.6) consente di capire in quale settore del margine adriatico sepolto potrebbe essere posizionata la presunta frattura.

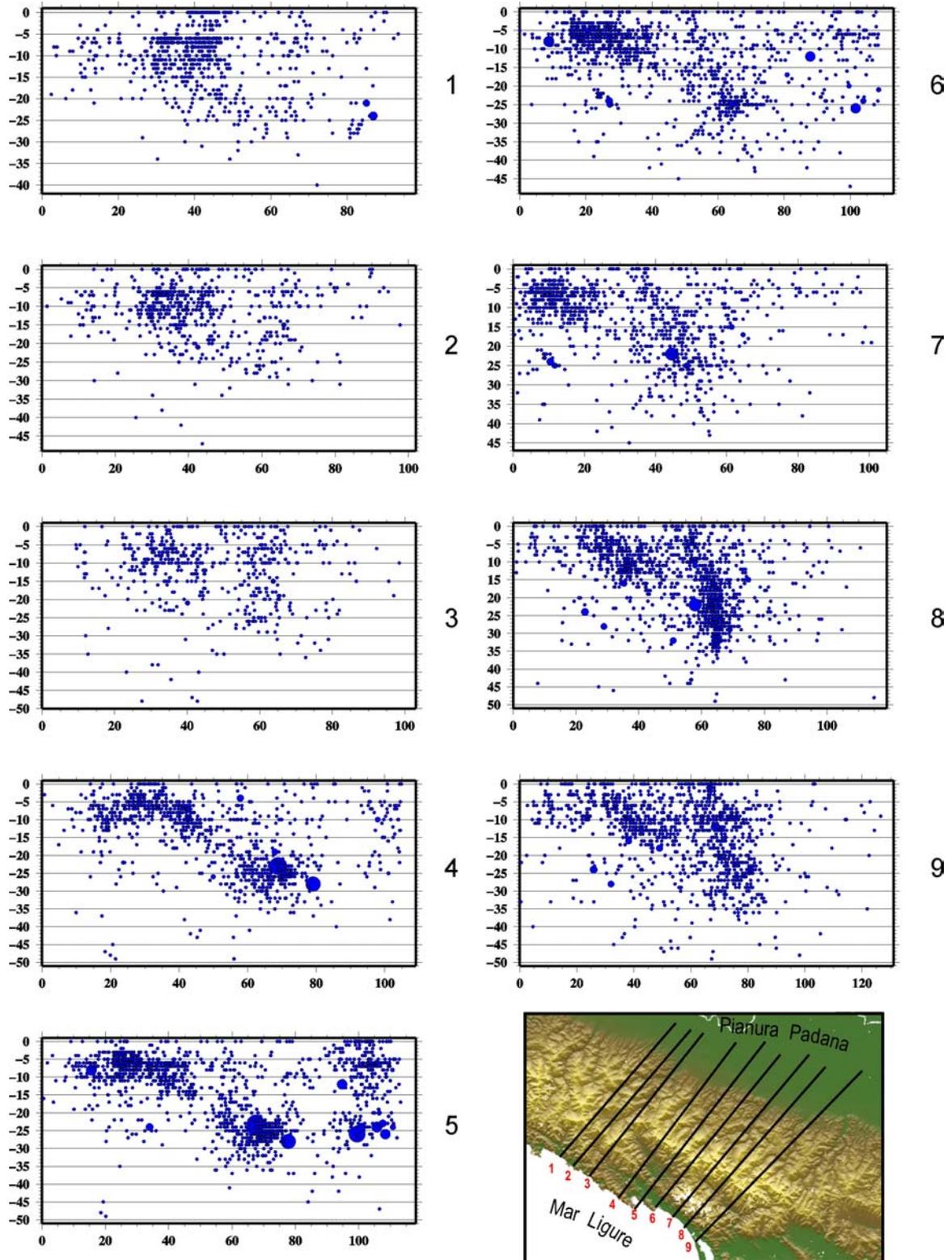


Fig. 4.3.5. Distribuzione della sismicità strumentale lungo alcune sezioni attraverso il cuneo TE. I numeri a fianco delle sezioni corrispondono alle tracce nella mappa. Le informazioni sui dati sismici sono date nel paragrafo 2.2.

Il fatto che l'attività sismica nella zona tra Parma e Reggio Emilia coinvolga anche la parte superficiale della crosta (Fig. 2.2.5) significa che il meccanismo tettonico profondo discusso sopra non è l'unica sorgente di terremoti. Per individuare una possibile giustificazione tettonica per la sismicità superficiale di questa zona è utile notare che essa è situata

lungo il bordo esterno occidentale delle Pieghie Ferraresi, dove il meccanismo dinamico qui proposto, in accordo con lo schema di figura 4.2.6, prevede una concentrazione di sforzi compressivi dovuta al sovrascorrimento di questo corpo orogenico sepolto sulla copertura sedimentaria padana posta di fronte.

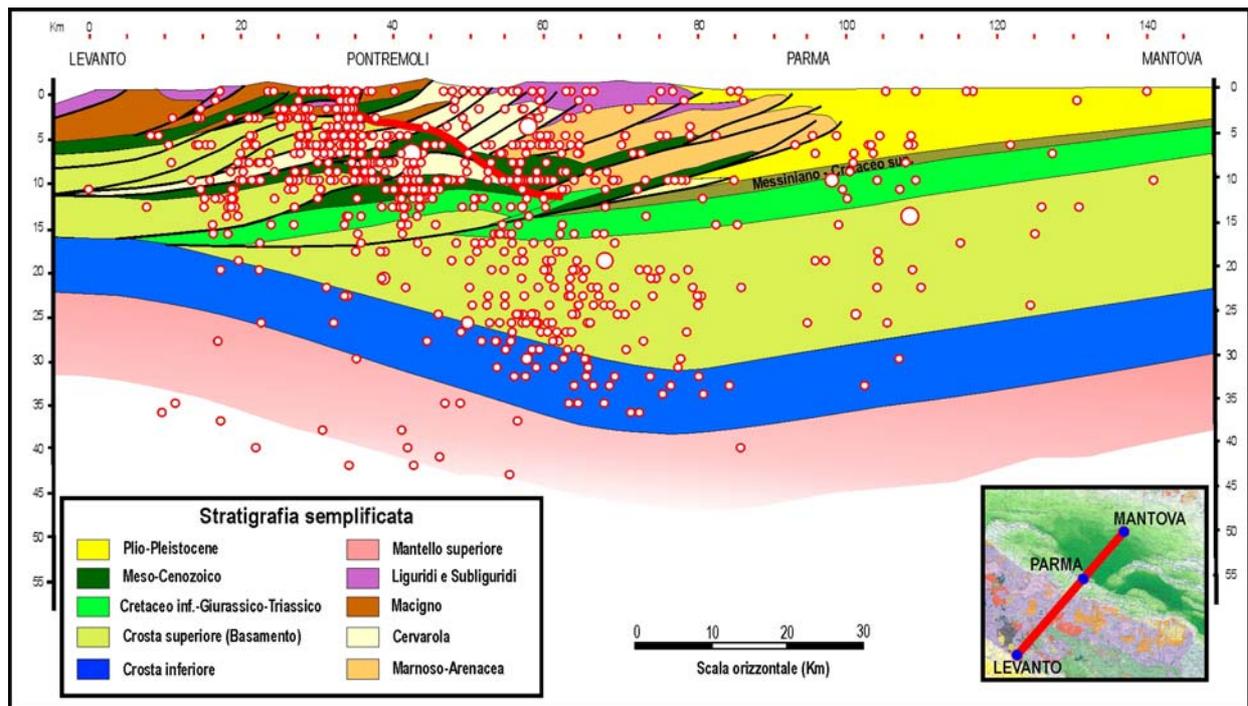


Fig. 4.3.6. Sismicità strumentale riportata sulla sezione sismogeologica di figura 4.2.3. Commenti nel testo. Le informazioni sui dati sismici sono date nel paragrafo 2.2.

4.4 Toscana interna

Come ampiamente discusso nel capitolo 3, il movimento circa verso Ovest del sistema Anatolia-Egeo-Balcani e il movimento circa verso NNE dell'Africa provocano lo spostamento verso N/NNO della placca adriatica, che trascina la fascia esterna della catena appenninica (Mantovani et alii, 2009b,c). Questo meccanismo consente di spiegare la notevole attività sismotettonica che si sviluppa nelle parti esterna ed assiale della catena appenninica, ma non offre giustificazioni per il fatto che anche la parte interna della Toscana è affetta da attività sismica, minore ma non trascurabile (Fig. 2.1.1 e 2.1.2). Una possibile soluzione di questo problema può essere trovata considerando l'altra conseguenza del

quadro geodinamico sopra citato, cioè la compressione longitudinale che la spinta dell'Africa, trasmessa dall'Arco calabro, induce nella parte interna della catena appenninica (Fig. 4.1). A partire dal tardo Pliocene, questa spinta ha provocato significativi raccorciamenti longitudinali nella catena interna, principalmente evidenziati dalla formazione di archi, come discusso in dettaglio da Viti et alii (2006) e Mantovani et alii (2009b). Le evidenze attualmente disponibili indicano che questo meccanismo è ancora attivo e che può essere responsabile per l'attività sismotettonica nella Toscana interna. In particolare, la spinta dei settori tirrenici dell'Appennino meridionale e centrale sollecita in senso longitudinale le strutture più rigide della zona

toscana interna, che sono costituite da una serie di dorsali collinari e montuose, formate da unità tettoniche pre-neogene (provenienti dai domini ligure e toscano e dal basamento metamorfico), come la dorsale Medio Toscana, che si prolunga a nord fino al Monte Pisano e alle Alpi Apuane, la dorsale Chianti-Cetona, che si prolunga a nord nel Monte Albano, e la dorsale Montalcino-Monte Amiata (Fig. 4.1 e 4.4.1). Queste dorsali sono separate da depressioni riempite con sedimenti neogenici e quaternari (e.g., Martini e Sagri, 1993; Bossio et alii, 1998; Finetti et alii, 2005; Pascucci et alii, 2007). In figura 4.4.1 si può notare che la maggior parte della

sismicità sembra connessa con le deformazioni e fratturazioni delle dorsali sopra citate e con le fosse tra esse comprese. I terremoti forti meglio conosciuti (evidenziati con simboli blu pieno nella figura) sono le scosse di Radicondoli, sul bordo occidentale della dorsale Medio Toscana (1414, $M=5.7$), Travale, nella zona delle Colline Metallifere (1724, $M=5.3$), Orciano Pisano nella Val di Fine, al bordo meridionale del Valdarno inferiore (1846, $M=5.7$), Murlo sul bordo nord-occidentale della dorsale Montalcino-Amiata (1909, $M=5.4$) e Piancastagnaio nella zona dell'Amiata (1919, $M=5.4$).

Un'evidenza primaria nella parte interna

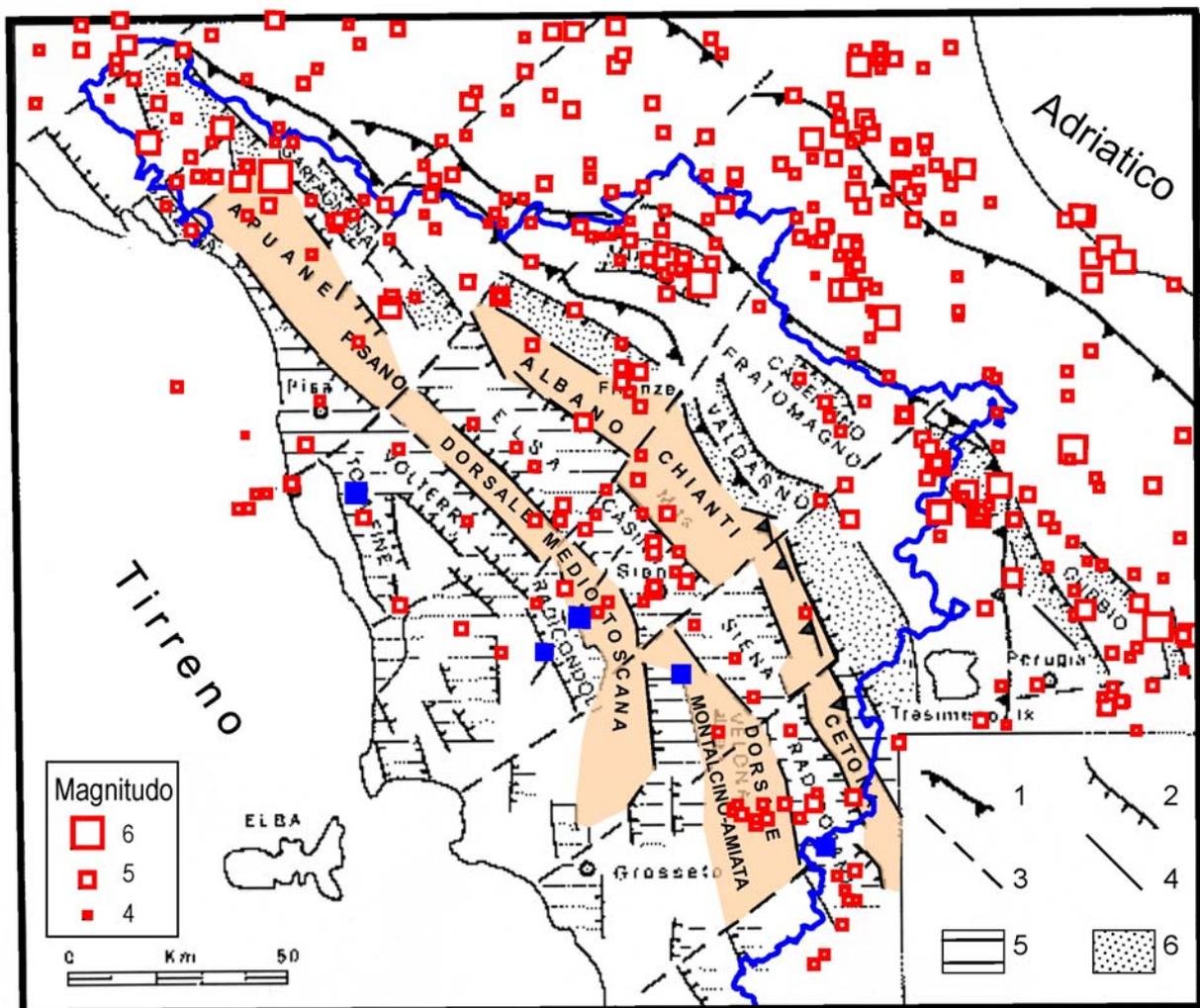


Fig. 4.4.1. Principali dorsali (nocciola) e bacini interposti nella Toscana interna (Da Martini e Sagri, 1993, modificato) e terremoti storici con $M > 4$ (simboli rossi). I 4 terremoti storici più intensi, citati nel testo sono in blu. 1) fronti di sovrascorrimento, 2) faglie normali, 3) lineamenti tettonici trasversali, 4) faglie normali secondarie, 5) bacini formati dal tardo Miocene al Pliocene inferiore, 6) bacini intermontani Plio-Pleistocenici. Confine della Toscana in blu.

dell'Appennino Settentrionale è costituita dalla depressione generalmente identificata

come Basso Valdarno (Fig. 4.4.2 e 4.4.3).

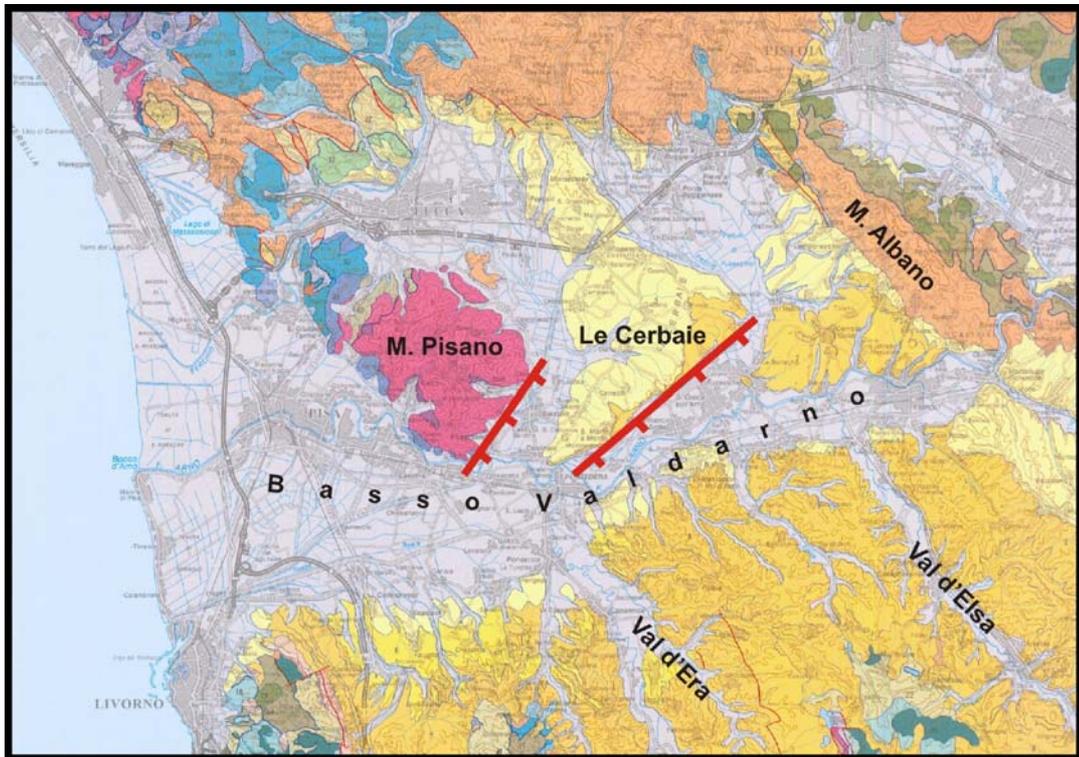


Fig. 4.4.2. Particolare della Carta Geologica della Toscana 1:250000 (Carmignani e Lazzarotto, 2004) che mostra la depressione del Basso Valdarno (colore grigio). Le faglie normali menzionate nel testo sono indicate in rosso.

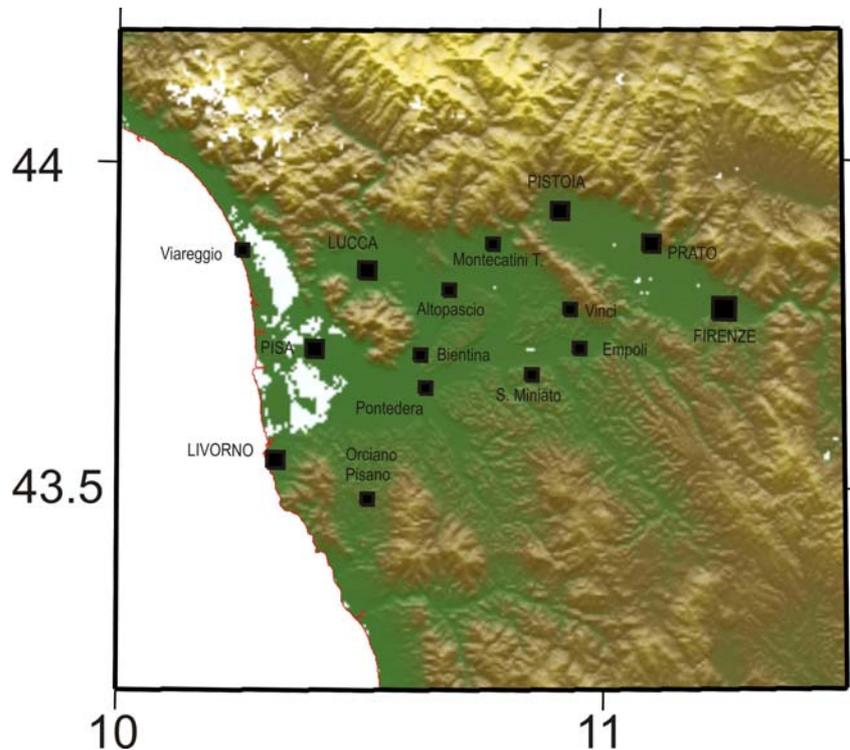


Fig. 4.4.3. Mappa morfologica della Toscana occidentale centrata sulla zona del Basso Valdarno.

L'aspetto peculiare di questa fossa è che ha un orientamento (circa E-O) piuttosto diverso da quello (parallelo alla catena) della maggior parte delle fosse interne dislocate lungo la zona assiale dell'Appennino. Le poche analisi disponibili suggeriscono una attività recente per le faglie normali circa E-O poste al bordo meridionale del Monte Pisano e del vicino rilievo delle Cerbaie (e.g., Federici e Mazzanti, 1988; Marroni et alii, 1990).

Nell'ambito del meccanismo tettonico qui proposto, la formazione del Basso Valdarno potrebbe essere spiegata come effetto della divergenza tra il cuneo TE, in movimento circa verso Nord (Figg. 2.3.4, 3.1.1 e 4.1), e la zona toscana interna situata a Sud della direttrice Livorno-Empoli, caratterizzata da minore mobilità. Dal punto di vista della vulnerabilità, la depressione del Basso Valdarno ha notevole importanza, in quanto ospita una parte considerevole della popolazione toscana. Quindi, la comprensione del meccanismo dinamico che sta sollecitando tale zona e dei processi tettonici causati da questo contesto può essere utile per affrontare problemi di varia natura. E' da sottolineare che in letteratura non era stata finora avanzata alcuna ipotesi sul meccanismo genetico di questo primario elemento morfologico-tettonico.

5. Simulazione numerica del quadro tettonico

Per dimostrare in modo quantitativo la plausibilità meccanica di un'ipotesi geodinamica è possibile eseguire esperimenti di modellazione numerica con la tecnica degli elementi finiti. Questa procedura consente di valutare in modo rigoroso le implicazioni meccaniche del contesto dinamico ipotizzato e di verificare quindi se esse sono consistenti con le deformazioni osservate. Siccome il modello geodinamico qui proposto (Fig. 4.1) avrà una notevole influenza sul riconoscimento delle zone dove possono essere ipotizzate sorgenti sismogenetiche significative in Toscana, è importante documentare, anche se in modo sintetico, il controllo quantitativo che è stato fatto, con la tecnica sopra citata, sulla plausibilità fisica del modello in oggetto

(Viti et alii, 2004). A questo scopo, viene riportata una descrizione della metodologia utilizzata, delle evidenze considerate e dei principali risultati ottenuti.

5.1 Metodologia e modello adottato

La tecnica degli elementi finiti (e.g., Brauer et al., 1992) consente di calcolare la deformazione che subisce un sistema strutturale, avente determinate caratteristiche meccaniche, quando viene sollecitato da condizioni al contorno cinematiche o dinamiche. Per simulare i processi tettonici che sono avvenuti nella catena Appenninica centro settentrionale nell'ultimo milione di anni, cioè il periodo in cui ha agito il meccanismo dinamico che è tuttora in atto, è stato utilizzato un modello costituito da una piastra sottile elastica ed eterogenea (e.g., Grunthal e Stromejer, 1992; Golke e Coblenz, 1996; Lundgren et al., 1998). Come argomentato da Viti et alii (2004), questa semplificazione rispetto al contesto reale non pregiudica la rappresentatività dei risultati ottenuti, se si considera l'evoluzione a medio-lungo termine (quaternaria) del sistema strutturale in oggetto. Il modello è suddiviso in zone caratterizzate da diverse proprietà meccaniche, che simulano le condizioni tettoniche riconosciute nel contesto reale. I domini strutturali non o poco deformati sono simulati da valori elevati (10^{10} - 10^{11} Pa) del modulo elastico di Young (E). Invece, le zone interessate da attività tettonica, e quindi presumibilmente indebolite dal punto di vista meccanico, sono simulate con valori più bassi di E (10^7 - 10^9 Pa). Le zone dove sono riconosciuti sistemi di faglie trascorrenti sono simulate assumendo valori più bassi (10^7 - 10^9 Pa) del solo modulo elastico di taglio (μ) nella direzione di scorrimento. Per una descrizione dettagliata della tecnica adottata, si rimanda alle pubblicazioni relative (Mantovani et alii, 2001; Viti et alii, 2004).

Dopo un elevato numero di prove, effettuate con diverse configurazioni del modello, la soluzione alla fine adottata è illustrata in figura 5.1.1. Le zone deboli (azzurre) sono situate in corrispondenza del bordo esterno dell'Appennino settentrionale, circa da Pescara a Piacenza, dove sono riconosciute deformazioni compressive, e del margine

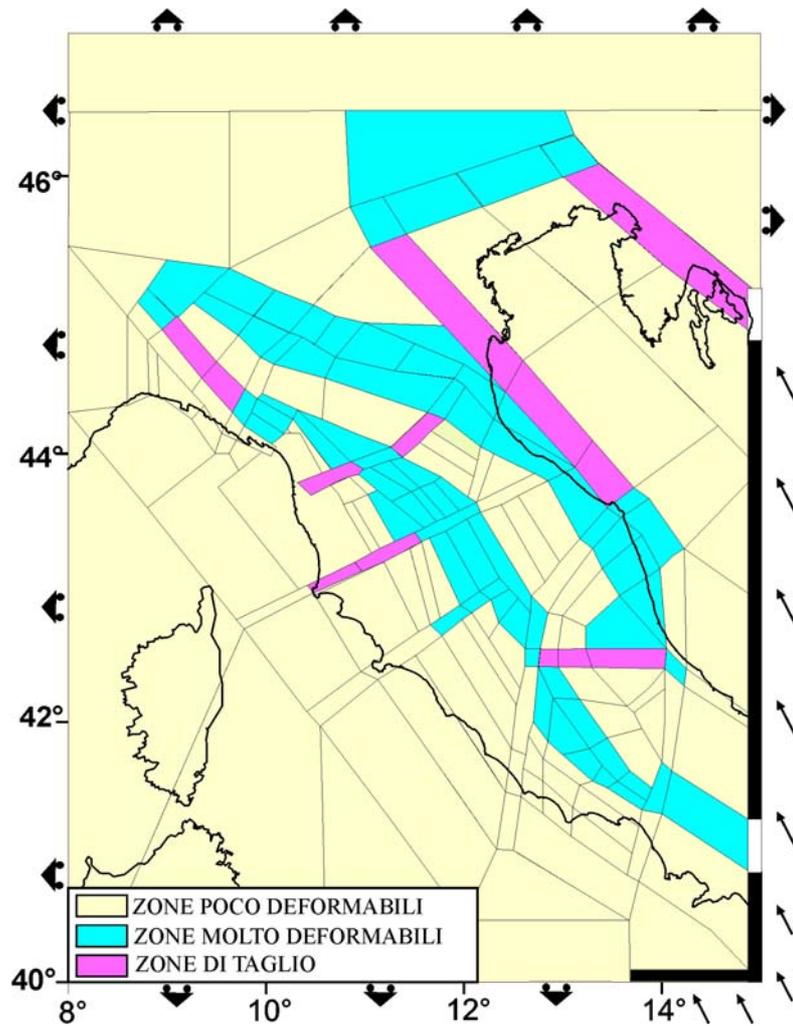


Fig. 5.1.1. Modello adottato per gli esperimenti numerici (Da Viti et alii, 2004 modificato). Spiegazioni nel testo. Descrizione dettagliata nel lavoro sopra citato.

interno della catena, dalle fosse dell'Appennino centrale (Aquila e Fucino) alle fosse della Lunigiana-Garfagnana, dove si sono sviluppate deformazioni estensionali e/o transtensive. La parte settentrionale della placca adriatica è bordata lateralmente da due guide trascorrenti che simulano, ad ovest, il sistema di faglie sinistre Schio-Vicenza (e.g., Castellarin e Cantelli, 2000; Zampieri et alii, 2003) e, ad est, il sistema di faglie destre riconosciute nelle Dinaridi settentrionali (e.g., Poljak et alii, 2000; Fitzko et alii, 2005; Burrato et alii, 2008). Nell'Appennino centrale è inserita una faglia orientata Est-Ovest, che rappresenta il bordo settentrionale dell'arco del Gran Sasso riconosciuto come una rampa laterale destra di sovrascorrimento (e.g., Ghisetti e Vezzani, 1992; De Feyter e delle Rose, 2002), lungo la quale le unità Romagna-

Marche-Umbria si sono spostate verso Est rispetto alla piattaforma Laziale-Abruzzese. Altre faglie trascorrenti trasversali alla catena sono inserite nella parte interna dell'Appennino settentrionale in corrispondenza di faglie riconosciute in letteratura (e.g., Sorgi et alii, 1998; Pascucci et alii, 2007).

5.2 Deformazioni osservate

Gli stili deformativi riconosciuti nelle zone tettonicamente attive, corrispondenti alle zone deboli del modello, sono sinteticamente illustrate in figura 5.2.1. Questo quadro, da riprodurre con gli esperimenti numerici, mette in evidenza una dominanza di raccorciamenti lungo il bordo esterno della catena, dove le falde appenniniche sovrascorrono il dominio adriatico-padano. Deformazioni

estensionali dominano invece lungo il bordo interno della catena, in corrispondenza della serie di fosse riconosciute nella parte assiale dell'Appennino centro-settentrionale. Il bordo settentrionale della placca adriatica è caratterizzato da raccorciamento perpendicolare

al bordo stesso, mentre sistemi di faglie trascorrenti sono riconosciute lungo i margini laterali orientale ed occidentale della placca. Le fonti da cui sono state prese le informazioni sismologiche e neotettoniche sui regimi di deformazione sono citate da Viti et alii (2004).

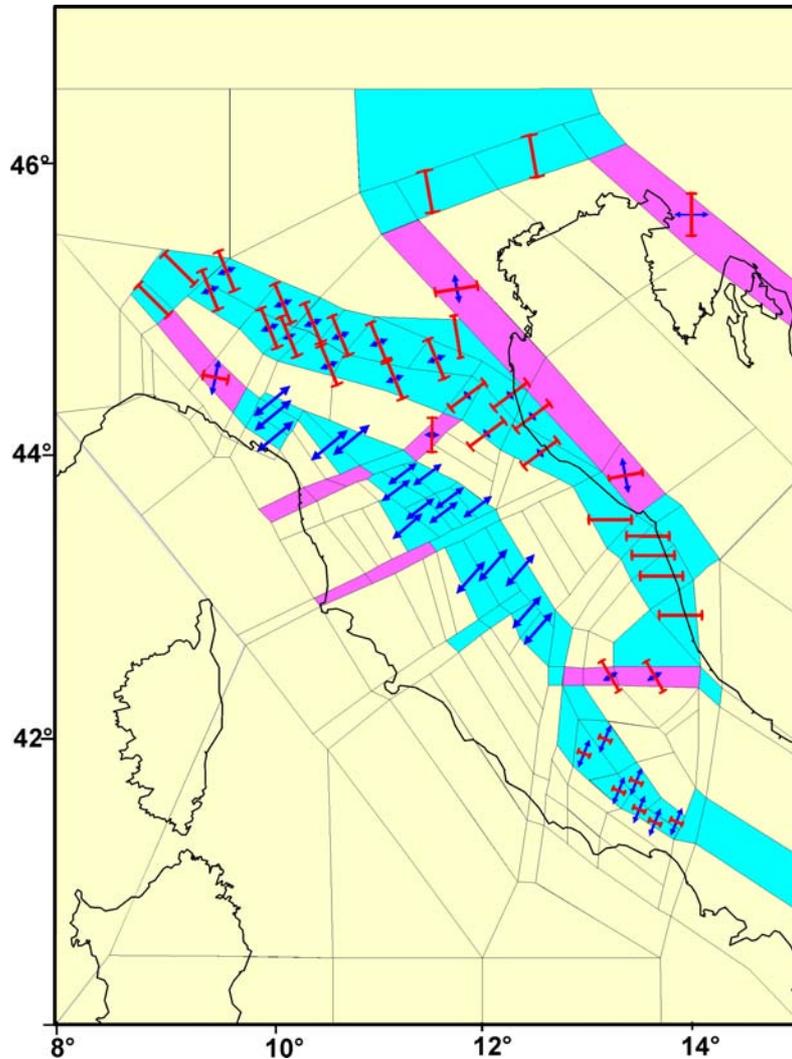


Fig. 5.2.1. Assi principali della deformazione orizzontale nelle fasce tettoniche della zona in esame, dedotti da meccanismi focali di terremoti ed evidenze neotettoniche (da Viti et alii, 2004, modificato). Le barre rosse e le frecce divergenti blu indicano rispettivamente raccorciamento ed allungamento. I colori delle zone sono spiegati nella didascalia di figura 5.1.1. La descrizione completa dei dati e delle fonti utilizzate è riportata da Viti et alii (2004).

5.3 Principali risultati

Numerose prove sono state effettuate con diverse condizioni al contorno e parametrizzazioni del sistema strutturale sollecitato, al fine di raccogliere informazioni sull'influenza che queste condizioni possono avere sulla soluzione individuata, sintetizzata dai campi di spostamento e deformazione.

Il risultato dell'esperimento che ha prodotto l'accordo ritenuto più soddisfacente tra il campo di deformazione osservato (il principale vincolo da riprodurre) e quello calcolato è mostrato nelle due figure 5.3.1 e 5.3.2. Una valutazione quantitativa del livello di disaccordo tra gli stili deformativi calcolati e quelli osservati è riportata in figura 5.3.3. Questa

stima tiene conto sia delle differenze di ampiezza delle deformazioni sia delle differenze di orientazione degli assi principali, come spiegato nella didascalia di figura 5.3.3. Per quanto riguarda la zona di maggiore inte-

resse, l'Appennino settentrionale, è interessante notare la notevole coerenza del campo di spostamento calcolato con il quadro cinematico definito da misure geodetiche (Fig. 2.3.4). In particolare, la simulazione numerica

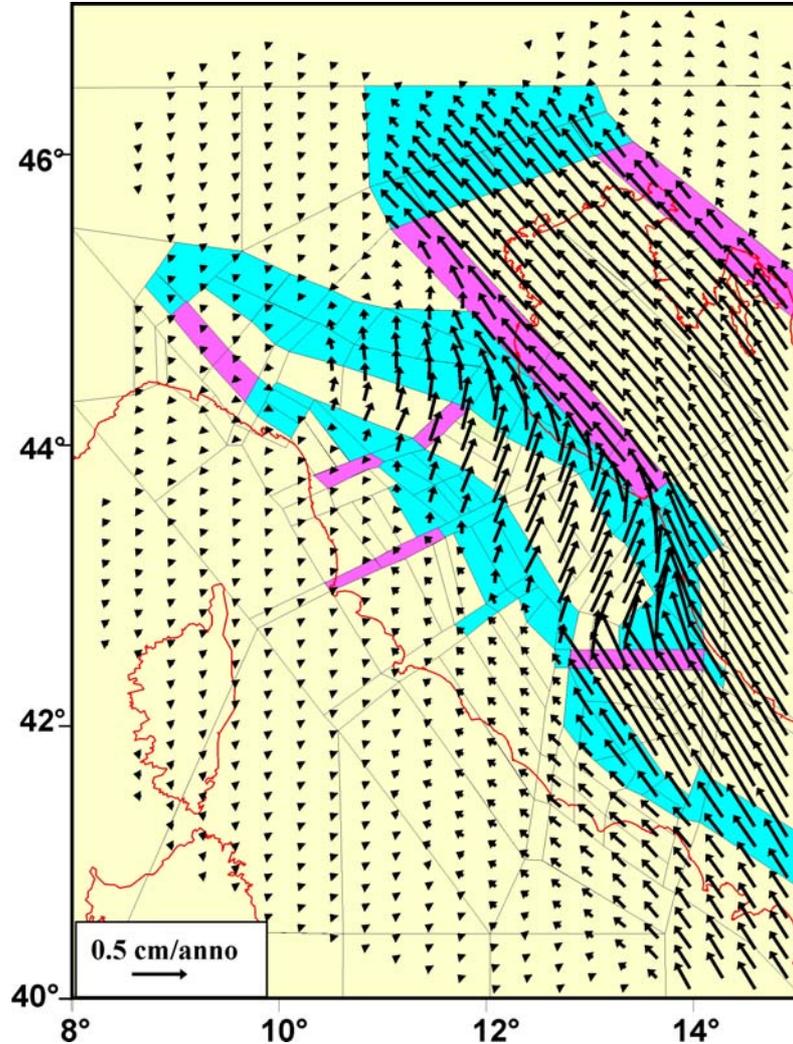


Fig. 5.3.1. Campo di spostamento calcolato (Da Viti et alii, 2004). Le zone colorate del modello sono spiegate nella didascalia di figura 5.1.1.

riproduce in modo molto soddisfacente l'estrusione laterale del cuneo RMU verso il dominio adriatico messa in evidenza anche dai vettori geodetici. Questo risultato dimostra che il quadro deformativo riconosciuto nell'Appennino settentrionale può essere plausibilmente interpretato come effetto della compressione longitudinale esercitata dalla piattaforma LA, assunta come causa dinamica del contesto tettonico in atto. La simulazione numerica mette in evidenza il ruolo importante che può svolgere la rampa laterale

transpressiva del Gran Sasso, disaccoppiando la parte settentrionale della piattaforma LA dalle unità umbre che la sovrascorrono verso ENE, come indicato dalle osservazioni geologiche. Un ruolo significativo in questo meccanismo di estrusione laterale del cuneo RMU è anche svolto dal sistema di faglie trascorrenti trasversali alla catena, localizzato nella zona del Forlivese (Fig. 5.3.1).

La separazione tra il cuneo RMU in estrusione e la parte interna della catena induce il regime estensionale nella parte assiale della

catena, che risulta molto chiaramente nel campo di deformazione calcolato (Fig.5.3.2). La convergenza dello stesso cuneo RMU con il dominio adriatico è invece responsabile dei raccorciamenti che sono previsti dal modello lungo il bordo esterno dell'Appennino settentrionale.

E' anche interessante notare che la scarsa mobilità della parte estrema Nordoccidentale

dell'Appennino, indicata dalle velocità geodetiche (Fig.2.3.4) è ottimamente riprodotta nella simulazione numerica (Fig.5.3.1).

Per fornire informazioni sulla sensibilità dei risultati degli esperimenti numerici alle condizioni imposte al modello, sono stati effettuati esperimenti alternativi, adottando condizioni diverse da quelle usate per l'esperimento preferito (Viti et alii, 2004).

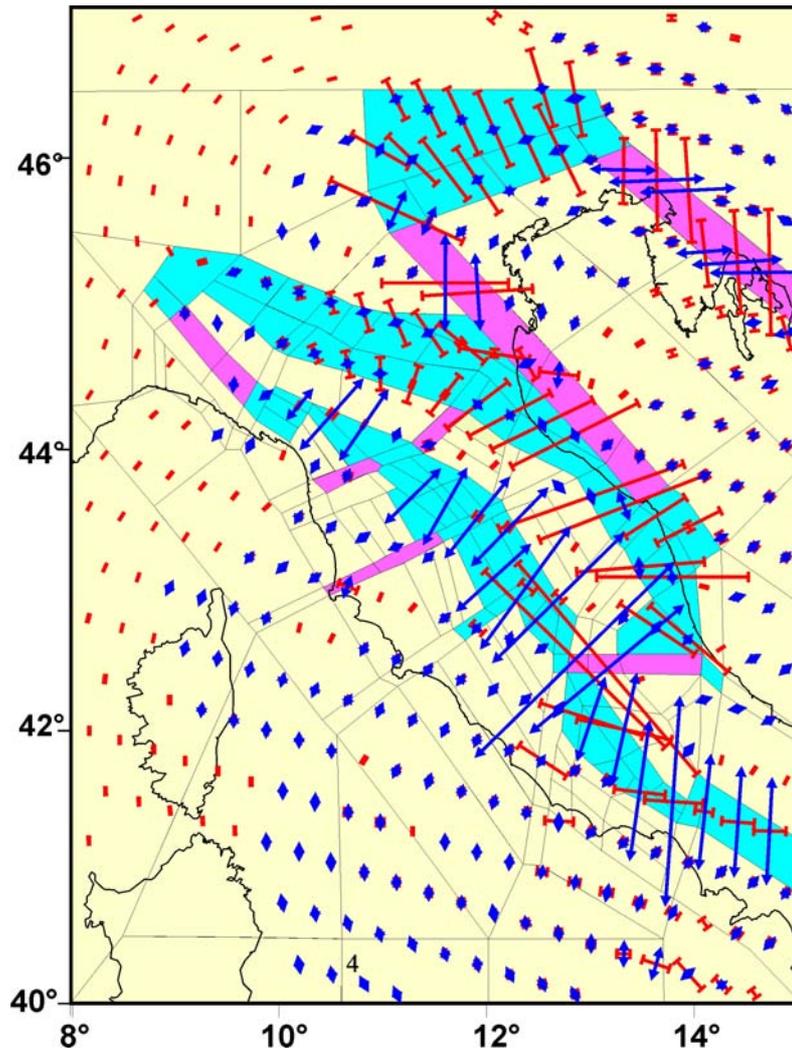


Fig. 5.3.2. Campo di deformazione (assi principali) ottenuto nell'esperimento preferito (Da Viti et alii, 2004). Le barre rosse indicano raccorciamento e le frecce divergenti blu allungamento. Le zone colorate del modello sono spiegate nella didascalia di figura 5.1.1.

I campi di spostamento e deformazione ottenuti da due di queste prove sono mostrati in figura 5.3.4.

La prima prova illustra che se il trascinateo che la placca adriatica esercita sulla parte esterna della catena appenninica non viene considerato nelle condizioni al contor-

no del modello, come per esempio suggerito da altre interpretazioni geodinamiche, l'accordo tra deformazioni osservate e calcolate peggiora in modo drastico. Questo risultato costituisce un supporto molto concreto al contesto geodinamico qui proposto, che è crucialmente basato su tale condizione.

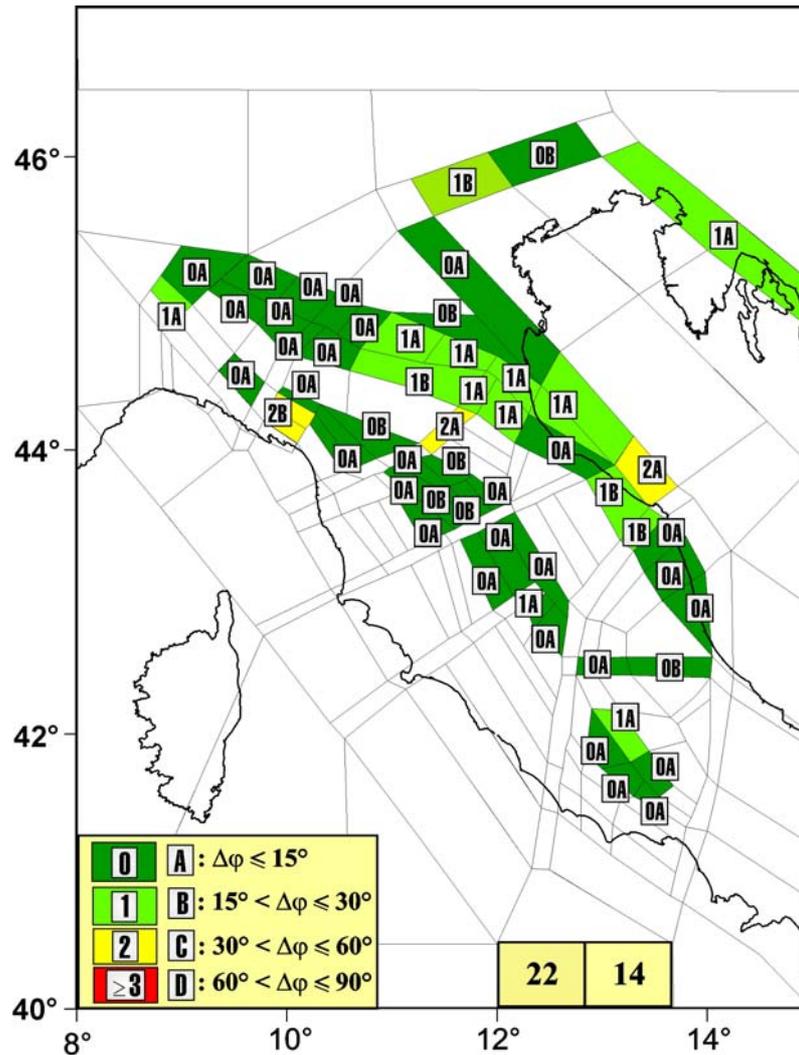


Fig. 5.3.3. Valutazione del livello di disaccordo tra gli stili deformativi (rappresentati dagli assi principali della deformazione orizzontale) osservati (Fig.5.2.1) e quelli calcolati per l'esperimento preferito (Fig.5.3.2). In ogni zona del modello il numero indica il livello di disaccordo (0 per un completo accordo e 3 per il più elevato disaccordo) tra le ampiezze della deformazione e la lettera classifica il disaccordo tra le orientazioni degli assi, come indicato in figura. I due numeri che compaiono lungo il bordo inferiore della figura danno un'indicazione sintetica del livello complessivo di disaccordo, sia per le ampiezze (numero a sinistra) che per le orientazioni (destra) degli assi di deformazione. Quest'ultima valutazione è servita per confrontare la qualità complessiva del risultato preferito con quella di altri esperimenti eseguiti con condizioni differenti, due dei quali sono mostrati in figura 5.3.4.

La seconda prova (Fig.5.3.4) esplora le implicazioni dell'ipotesi che la fascia centrale della catena appenninica non abbia una rigidità significativamente più alta rispetto alle zone tettoniche adiacenti. Il risultato ottenuto indica chiaramente che se questa condizione viene adottata nel modello il livello di disaccordo aumenta notevolmente. Questo risultato rafforza la nostra convinzione (in linea con i concetti della tettonica a placche) che lo sviluppo dei processi tettonici nella zona in esame sia strettamente controllata dall'interazione di

settori crostali scarsamente deformabili che si sviluppa a spese delle zone tettoniche interposte dove si concentra quindi la maggior parte delle deformazioni (e.g. Bird, 1996).

E' opportuno infine sottolineare il fatto e il modello cinematico ottenuto dagli esperimenti in risposta alle condizioni dinamiche imposte (Fig. 5.3.2), è stato elaborato alcuni anni fa, quando le informazioni sul campo cinematico attuale fornite dalle misure geodetiche non erano ancora disponibili. Questo testimonia la completa indipendenza

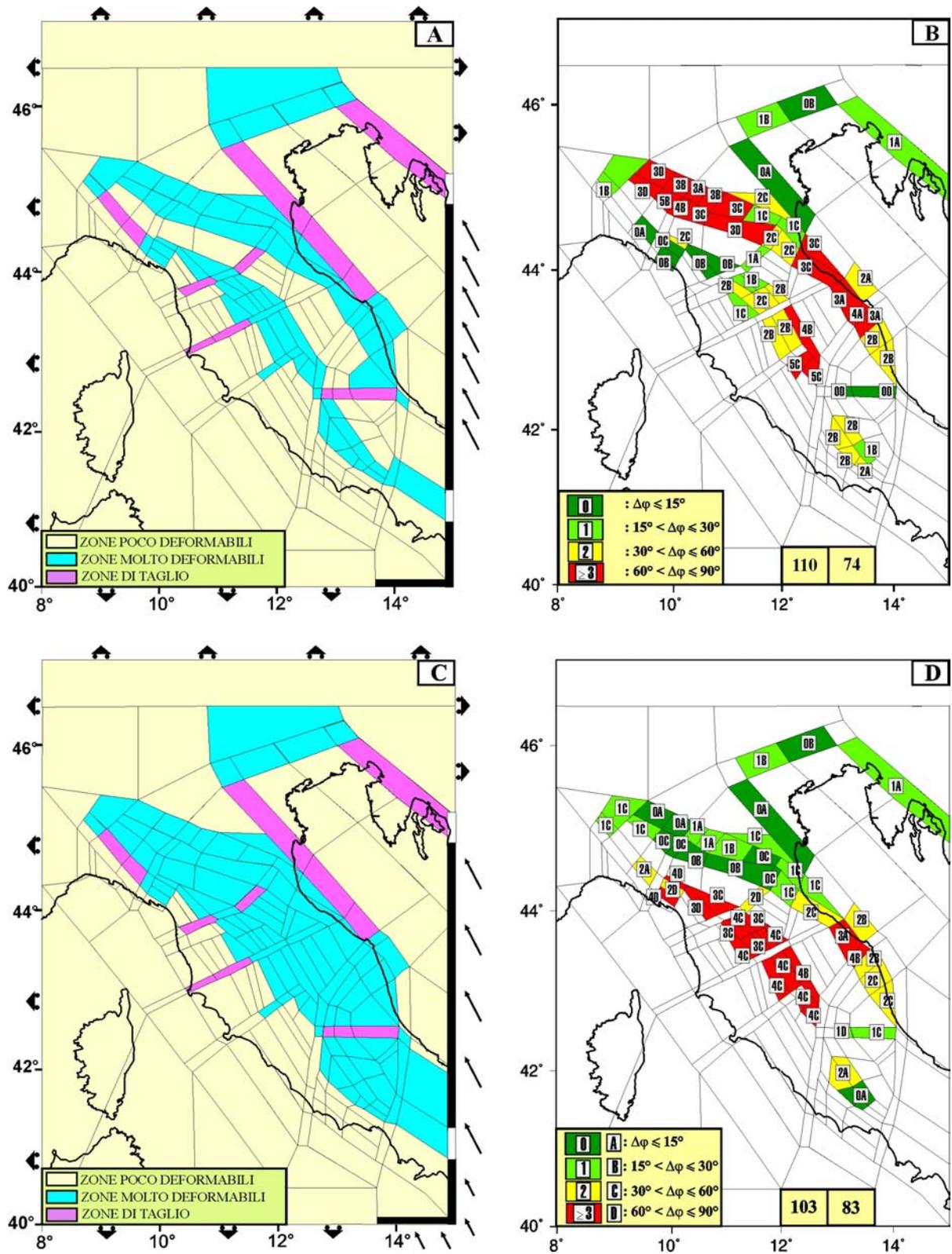


Fig. 5.3.4. Risultati ottenuti con esperimenti alternativi svolti imponendo condizioni diverse da quelle adottate per il caso preferito (da Viti et alii, 2004, modificato). A) Parametrizzazione del modello che applica le condizioni al contorno cinematiche solo alla placca adriatica. Dalla quantificazione del disaccordo (B) si vede chiaramente che questa condizione provoca un generale aumento del disaccordo nel modello, specialmente nell'Appennino settentrionale. C) Parametrizzazione del modello che simula la fascia centrale della catena appenninica come una zona poco rigida. Anche in questo caso l'accordo nella zona di interesse (D) cala in modo molto evidente, indicando che il risultato ottenuto nel caso preferito (Fig. 5.3.1 e 5.3.2) è fortemente influenzato dall'ipotesi che il corpo principale della catena appenninica sia caratterizzato da scarsa deformabilità rispetto alle zone tettoniche adiacenti.

tra il quadro cinematico a medio-lungo termine dedotto da evidenze a medio-lungo termine, dedotte da osservazioni sismologiche e geologiche ed il quadro a breve termine, ricavato dalle misure geodetiche.

E' attualmente in corso un ulteriore tentativo di riprodurre, sempre con esperimenti numerici, il campo di deformazione nella zona mediterranea centrale, al fine di tenere conto delle nuove conoscenze acquisite nel frattempo sulle deformazioni recenti dell'area in esame e sul contesto geodinamico a larga scala.

Questa indagine consentirà di esplorare tutte le possibilità di riprodurre in modo più completo il campo cinematico geodetico nell'Italia centro-settentrionale e quello definito dalle misure geodetiche più recenti nelle altre zone coperte dal modello. I risultati di questa simulazione saranno descritti nella relazione dedicata alla seconda fase del progetto di collaborazione con la Regione Toscana.

6. Principali limitazioni e incongruenze della procedura attualmente usata per la stima della pericolosità sismica in Italia

La ricostruzione estremamente dettagliata del quadro sismotettonico dell'Appennino settentrionale descritta nei capitoli precedenti può essere utilizzata per individuare le zone della Toscana dove possono esistere faglie sismogenetiche potenzialmente pericolose. Questa informazione, che integra il censimento di tali faglie fatto sulla base delle scosse storiche, può consentire una revisione delle stime di pericolosità attualmente disponibili. L'opportunità di aggiornare tali stime è anche sottolineato dalle informazioni e considerazioni riportate in questo capitolo.

6.1 La nuova normativa su pericolosità e classificazione sismica

Attualmente, l'attività edilizia in Italia è regolata dal Testo Unico sulle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC, DM 14/1/2008 e successiva Circolare 617/2009), che stabilisce anche le prescrizioni relative alle azioni

sismiche. In particolare, l'allegato A delle suddette NTC recita che *"L'azione sismica sulle costruzioni è valutata a partire da una pericolosità sismica di base..."* definita *"...in termini di valori di accelerazione orizzontale massima a_g e dei parametri che permettono di definire gli spettri di risposta ai sensi delle NTC..."*. Le norme richiedono che tale quantità sia stimata *"...per diverse probabilità di superamento in 50 anni e/o diversi periodi di ritorno T_r , ricadenti in un intervallo di riferimento compreso almeno tra 30 e 2475 anni, estremi inclusi."* Inoltre, *"Allo stato attuale, la pericolosità sismica sul reticolo di riferimento nell'intervallo di riferimento è fornita dai dati pubblicati sul sito <http://esse1.mi.ingv.it/>."* Questi brevi richiami alla normativa vigente ci ricordano che la stima della pericolosità sismica è essenzialmente delegata a enti come l'INGV che, applicando un approccio probabilistico (Gruppo di Lavoro MPS, 2004) fornisce, per ogni punto del territorio nazionale, una previsione sul valore di accelerazione massima orizzontale (nota anche come PGA o *peak ground acceleration*), come frazione dell'accelerazione di gravità (g).

A questo proposito, il Decreto della Presidenza del Consiglio-Dipartimento della Protezione Civile del 21/10/2003 istituisce le zone sismiche 1, 2, 3 e 4, nelle quali si prevede (con una probabilità del 10%) che nei prossimi 50 anni la PGA sia rispettivamente maggiore di 0.25 g, compresa tra 0.15 e 0.25 g, compresa tra 0.05 e 0.15 g e minore di 0.05 g. La classificazione sismica, quindi, consiste nell'attribuzione di ogni porzione del territorio nazionale (di fatto, per motivi amministrativi, di ogni comune) ad una delle zone suddette.

La legislazione sopra citata introduce notevoli cambiamenti rispetto alla situazione precedente. L'aspetto più significativo è la differenziazione tra classificazione e calcolo dell'azione sismica. Infatti, il nuovo quadro normativo assegna alla tradizionale classificazione sismica su base comunale il ruolo di strumento per la pianificazione urbanistica. Alle Regioni spetta l'elaborazione della classificazione su base comunale, a partire dalle mappe di pericolosità elaborate dall'INGV

per il caso della probabilità di superamento del 10% in 50 anni.

Per quanto riguarda invece il calcolo dell'azione sismica sulle costruzioni, il dato di partenza è la pericolosità assegnata ai 10751 nodi del reticolo regolare di riferimento in cui è diviso il territorio nazionale (Allegato A delle NTC). Per ricostruire lo spettro di accelerazione, per ogni nodo sono stimati tre parametri (accelerazione orizzontale massima, fattore che quantifica l'amplificazione spettrale massima e periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro). Inoltre, tale stima è ripetuta per 9 valori del periodo di ritorno (da 30 a 2475 anni), corrispondenti ad altrettanti valori della probabilità di superamento in 50 anni (da 81% a 2%). Quindi, la progettazione antisismica delle costruzioni deve fare riferimento al suddetto reticolo anziché alla tradizionale classificazione su base comunale. Inoltre, le stime di pericolosità di base fornite da INGV per il reticolo nazionale (Tabelle 1 e 2 delle NTC) sono vincolanti, e possono essere cambiate solo previa approvazione degli organi competenti: *“Eventuali differenti pericolosità sismiche sono approvate dal Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici, previa istruttoria effettuata dal Dipartimento per la Protezione Civile, al fine di valutarne l'attendibilità scientifica e l'idoneità applicativa in relazione ai criteri di verifica adottati nelle NTC.”*

Per quanto riguarda la Regione Toscana, la storia della classificazione sismica inizia nel 1982 e si conclude nel 2006, dopo varie revisioni. La classificazione definitiva (Fig.6.1.1), adottata con la Delibera GRT 431/2006, è il risultato di una scelta fatta in base a 4 differenti “scenari” di pericolosità, proposti nel 2004 alla Regione dall'apposito Gruppo di lavoro INGV. La mappa in oggetto mostra che sebbene nessun comune sia considerato altamente pericoloso (zona 1), la fascia corrispondente alla catena Appenninica è interamente nella zona 2, assieme all'*enclave* del Monte Amiata. Il settore posto tra la catena appenninica e la costa, comprendente la maggioranza dei comuni, appartiene alla zona 3 (con la sottozona 3s), mentre solo pochi comuni nel sud-ovest (costa grossetana e isole) presentano pericolosità molto

bassa (zona 4). È importante precisare che alla sottozona 3s è associata una PGA uguale a quella della zona 2 (0.15 - 0.25g) e comprende i comuni che, in base alle nuove stime del 2004, avrebbero visto diminuita la propria pericolosità rispetto alla precedente classificazione provvisoria del 2003.

Sulla situazione attuale esposta sopra si possono fare alcune considerazioni. Anzitutto, si può notare che la nuova normativa, separando l'aspetto della classificazione dalle procedure di progettazione, complica sensibilmente l'impiego delle stime di pericolosità. In particolare, nella nuova impostazione il comune è ancora l'unità territoriale minima per la classificazione, ma esso può comprendere vari nodi del reticolo di riferimento, cui sono associati valori differenti della PGA e degli altri parametri spettrali. Inoltre, la classificazione deriva da una sola mappa della pericolosità (probabilità di superamento del 10%), mentre il calcolo delle azioni sismiche richiede la scelta (non semplice) tra ben 9 valori della probabilità di superamento (dall'81% al 2%). Il quadro normativo si presenta quindi piuttosto ambiguo e di non facile interpretazione, come sottolineato da vari ricercatori e professionisti (e.g., Pompei e Lobina, 2008; Romeo, 2009).

6.2 Sintesi della metodologia corrente (PSHA)

Come accennato sopra, la pericolosità sismica in Italia è ufficialmente valutata dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia con un approccio di tipo probabilistico (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). In particolare, le procedure adottate per tale stima sono basate sulla cosiddetta *Probabilistic Seismic Hazard Analysis* (PSHA), originariamente messa a punto ed applicata negli Stati Uniti d'America e poi adottata in molti altri Paesi (e.g., Cornell, 1968; Algermissen e Perkins, 1976; Reiter, 1990; Frankel et alii, 2000). In sintesi, la PSHA stima l'accelerazione orizzontale massima al sito, tenendo conto della diversa frequenza con cui avvengono terremoti di differente magnitudo nelle varie sorgenti sismiche della regione considerata, e di come gli effetti di ciascun terremoto si propagano dall'epicentro al sito

di interesse.

Per poter discutere i limiti di tale metodologia occorre prima descriverne lo schema

operativo, che prevede le seguenti operazioni:
 - **Prima fase:** Si assume che la sismicità della zona in esame sia legata all'attività di un certo

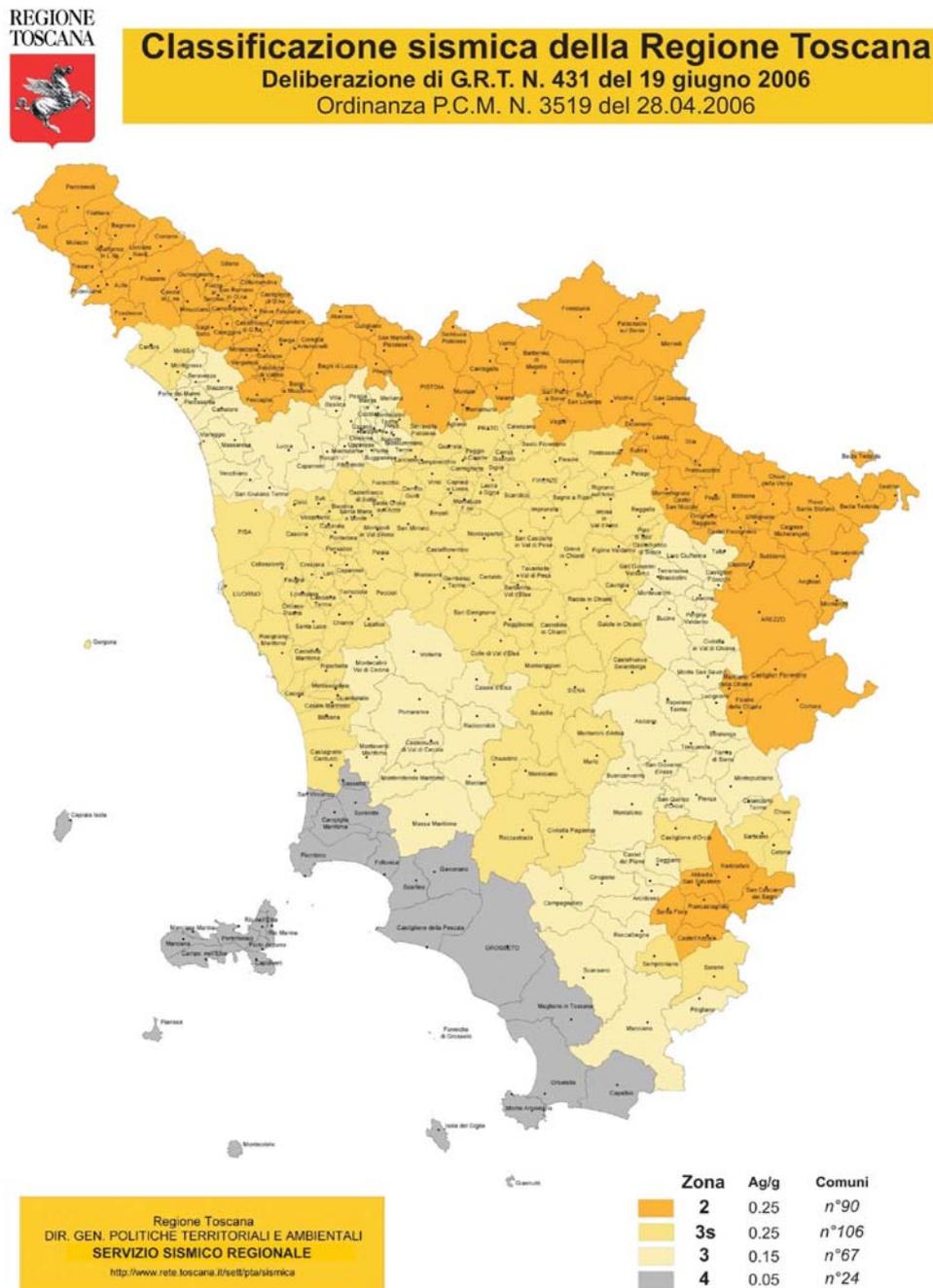


Fig.6.1.1. Classificazione sismica attuale della Regione Toscana.

numero di “sorgenti sismiche”. In dipendenza dalle informazioni geologiche e geofisiche disponibili, tali sorgenti possono essere rappresentate come aree (rettangoli o poligoni comprendenti sistemi di faglie), linee (corrispondenti alla traccia di faglie note) o, più ra-

ramente, punti. Per quanto riguarda l'Italia, negli ultimi decenni sono state proposte varie *zonazioni sismogenetiche*, in base alle quali vengono definite le sorgenti sismiche da usare per la metodologia PSHA (e.g., Meletti et alii, 2000, 2008; Basili et alii, 2008). In parti-

colare, la zonazione identificata con la sigla ZS9, adottata per le stime ufficiali di pericolosità, prevede 36 zone sismogenetiche effettivamente usate, più altre 6 zone definite ma non considerate (Gruppo di Lavoro MPS, 2004).

- **Seconda fase:** la distribuzione spaziotemporale e la magnitudo dei terremoti sono considerate come variabili casuali. Sulla base di questa assunzione, si determina per ciascuna sorgente del modello, un insieme di parametri che caratterizza la sismicità attesa da quella zona. In base alla geometria delle faglie presenti (presunte) e ai terremoti del passato (cataloghi di terremoti storici e strumentali) si definisce la magnitudo massima (M_{max}) attesa. Per ogni valore di magnitudo, dalla soglia di danno sino a M_{max} , si stima il numero di terremoti attesi in un dato intervallo di tempo. A tale scopo si adotta una relazione di ricorrenza, che di solito è del tipo Gutenberg-Richter, ma può anche essere molto diversa (modelli di *renewal*, del terremoto caratteristico, del *clustering* sismico, ecc., Mulargia e Geller, 2003). Con tali operazioni, ad ogni sorgente del modello è asse-

gnato un insieme di “scenari sismici” definiti da magnitudo, epicentro e tasso medio annuale (l’inverso dell’intervallo medio di ricorrenza). La parametrizzazione della sismicità per le sorgenti della zonazione ZS9 e le relative incertezze sono discusse in dettaglio da Gruppo di Lavoro MPS (2004). Da tale documento, si nota per esempio che la completezza della storia sismica dipende sensibilmente dal tipo di valutazione. Per la maggioranza delle zone dell’Italia centro-settentrionale, infatti, il criterio storico indica che il catalogo dei terremoti forti ($M > 5$) è completo a partire dal 1530, mentre una valutazione statistica (anch’essa descritta nel lavoro sopra citato) sposta tale data al 1700.

- **Terza fase:** si stabilisce un modello di moto del terreno (noto anche come relazione di attenuazione), per valutare le conseguenze nel sito di interesse dei vari “scenari sismici” definiti nelle fasi precedenti. Tale modello è costituito da una relazione funzionale (Sabetta e Pugliese, 1996), che assegna lo scuotimento y (per esempio la PGA) ad un punto posto alla distanza epicentrale R da un terremoto di magnitudo M e profondità ipocentrale h :

$$\text{Log } y = a + bM + c \text{Log} \left(\sqrt{R^2 + h^2} \right) + e_0 S_0 + e_1 S_1 + e_2 S_2 \quad [1]$$

Per tentare di tener conto di possibili amplificazioni locali dello scuotimento (*effetti di sito*), nella relazione sono inserite anche le grandezze S_0 , S_1 e S_2 , che sono legate alle caratteristiche del sottosuolo nel punto considerato. Versioni più recenti di questo tipo di approccio tentano di tenere conto anche di ulteriori caratteristiche della sorgente sismica, come per esempio il tipo di meccanismo focale (Bommer et alii, 2003). E’ importante considerare che le relazioni di attenuazione sono di tipo empirico, in quanto i coefficienti numerici (a , b , c , e_0 , e_1 ed e_2) sono ottenuti per regressione da un insieme di accelerogrammi registrati nel corso di terremoti forti. Pertanto, i valori dei suddetti coefficienti (e l’incertezza associata) sono oggetto di continua revisione, in dipendenza della qualità e qualità dei dati accelerometrici disponibili (e.g., Bindi et alii, 2009; Bommer et alii, 2010).

Per l’applicazione della procedura PSHA all’Italia è stata usata la relazione di attenuazione di Ambraseys et alii (1996), definita per l’area europea, e la relazione di Sabetta e Pugliese (1996), ottenuta per la regione italiana (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). Inoltre, 4 specifiche relazioni “regionali” sono state adottate per altrettanti settori del territorio nazionale (Italia occidentale e nord-orientale, catena appenninica e Campi Flegrei). La situazione è ulteriormente complicata dal fatto che la nuova legislazione non solo richiede la stima della PGA, ma anche la ricostruzione dello spettro di accelerazione. Ciò implica la definizione e l’uso delle relazioni di attenuazione per le “ordinate spettrali”, al fine di determinare i valori di accelerazione orizzontale per 10 differenti periodi di vibrazione (da 0.1 a 2 secondi).

- **Quarta fase:** si ripete la stima del moto del terreno al sito per tutti i possibili “scenari si-

smici” delle varie sorgenti del modello. Dal punto di vista operativo, si usa (salvo opportune modifiche e adattamenti) il codice di calcolo SeisRisk III di Bender e Perkins (1987). La procedura automatica determina per ogni sito la cosiddetta *hazard function*, che definisce la probabilità di superamento di livelli prefissati di moto del terreno entro intervalli di tempo prestabiliti (e.g., Frankel et alii, 2000). Per quanto riguarda l’Italia, l’INGV ha generato con la procedura sopra descritta un complesso di 99 mappe di pericolosità, in ciascuna delle quali i valori di scuotimento sono calcolati per i nodi del reticolo nazionale descritto nel paragrafo precedente (e.g., Meletti e Montaldo, 2007; Montaldo e Meletti, 2007). Il gran numero di prodotti corrisponde alla combinazione tra 9 valori di probabilità di superamento in 50 anni (81%, 63%, 50%, 39%, 30%, 22%, 10%, 5% e 2%) e i 11 parametri di scuotimento, ovvero la PGA e l’accelerazione ai seguenti periodi di vibrazione: 0.1, 0.15, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.75, 1.0, 1.5 e 2.0 secondi.

Come già accennato nel paragrafo precedente, solo l’elaborazione della classificazione sismica è di competenza diretta delle regioni. Tale elaborazione è comunque basata su uno solo dei prodotti sopra indicati, ovvero la mappa della PGA per la probabilità di superamento del 10%. Tutte le altre informazioni sono usate per definire i valori della “pericolosità sismica di base” riportati nelle NTC (Allegato A e Tabelle 1 e 2), a partire dai quali può essere stimata la cosiddetta “azione sismica”, ossia l’insieme delle sollecitazioni attese in ogni punto del territorio nazionale a causa dei terremoti.

6.3 Limitazioni della procedura PSHA

Sebbene la procedura sopra descritta sia correntemente adottata in molti Paesi del mondo, essa presenta numerose limitazioni, sia di tipo concettuale sia legate al contesto sismotettonico specifico, come indicato da vari autori (e.g., Wang et alii, 2003 e riferimenti).

Un importante punto di debolezza della procedura PSHA è che essa richiede la definizione di molti parametri e delle rispettive incertezze. Questo riguarda in particolare la

scelta dei coefficienti numerici nelle relazioni di attenuazione. Nonostante alcuni tentativi di stabilire criteri razionali e obiettivi (e.g., SSHAC, 1997), in molti casi la parametrizzazione della procedura dipende dalle scelte più o meno personali degli autori. Può quindi accadere che gruppi di lavoro indipendenti adottino impostazioni differenti per la stessa regione (zonazione sismotettonica, intervalli di ricorrenza dei terremoti, relazioni di attenuazione ecc.), ottenendo di conseguenza stime di pericolosità significativamente diverse.

Per quanto riguarda l’applicazione della PSHA alla regione italiana, si possono indicare vari punti critici:

- Il metodo è basato sull’assunzione che l’attività sismica sia stazionaria nel tempo. Tale assunzione, però, non è confermata dall’andamento della sismicità in Italia, in particolare nell’Appennino, che mostra chiaramente periodi di intensa attività intervallati da lunghi periodi di relativa quiescenza (e.g., Mantovani et alii, 2010b). Questo significa che la pericolosità può essere sottostimata o sovrastimata in funzione del periodo implicato. Inoltre, le previsioni sull’andamento temporale della pericolosità sono poco attendibili perché basate sulla stima dei tempi di ritorno dei terremoti forti, che è estremamente incerta.

- La sismicità è associata a zone sismogenetiche poligonali (Meletti et al., 2000, 2008; Gruppo di Lavoro MPS, 2004; Basili et al., 2008). Questa assunzione, però, può portare a notevoli distorsioni del dato reale. Per esempio, l’ipotesi che la sismicità sia uniforme all’interno di ogni zona altera di fatto la distribuzione reale delle scosse. Inoltre, la geometria delle zone, che risente necessariamente dell’opinione del proponente, influenza significativamente i risultati dell’elaborazione. Questo implica una pesante dipendenza della stima di pericolosità dal modello sismotettonico adottato. Un chiaro esempio in tal senso è fornito da Romeo (2009), che riporta la mappa di pericolosità “standard” (valori di PGA per la probabilità di superamento del 10% in 50 anni) ottenuta in base a due differenti zonazioni sismogenetiche: la ZS9 dell’INGV (adottata per le stime ufficiali

di pericolosità) e quella proposta dall'autore (disponibile su www.uniurb.it/gislab/Progetti). La zonazione alternativa presenta varie differenze nella geometria delle sorgenti sismiche italiane rispetto alla ZS9, e inoltre tiene conto delle sorgenti periadriatiche situate lungo la zona dinarico-albanese. La mappa risultante prevede, rispetto all'elaborazione INGV, una diversa distribuzione spaziale della PGA e valori massimi sensibilmente più elevati, specialmente nell'Appennino settentrionale e in Friuli. Ulteriori considerazioni sul problema della zonazione sono riportate in Gruppo di Lavoro MPS (2004). In particolare, le mappe ottenute con il metodo "a sismicità diffusa" (Frankel, 1995) presentano notevoli differenze rispetto ai risultati derivati dalla zonazione ufficiale ZS9, soprattutto per quanto riguarda la catena appenninica. Anche in questo caso, le maggiori discrepanze riguardano i valori massimi di PGA, che nelle mappe ufficiali superano di poco 0.275g, mentre nei prodotti alternativi raggiungono anche 0.40g.

- Le zone sismogenetiche vengono considerate indipendenti tra loro. Cioè viene assunto che l'attivazione di ciascuna di esse non condizioni l'attività delle zone circostanti. Questa assunzione, però, non è compatibile con molteplici considerazioni teoriche e osservazioni sui processi sismogenici reali (e.g., Harris, 1998; Scholz e Gupta, 2000; Steacy et alii, 2005) e con le evidenze di interazione tra sorgenti sismiche nelle zone periadriatiche (Viti et alii, 2003; Cenni et alii, 2008; Mantovani et alii, 2010b, 2011).

- La scelta delle sorgenti sismogeniche nella zonazione ufficiale ZS9 (Gruppo di Lavoro MPS, 2004) è stata fatta in base ad un modello geodinamico/sismotettonico non compatibile con evidenze primarie del quadro deformativo osservato, come discusso in dettaglio da Mantovani et alii (2009a). Inoltre, va notato che le numerose modifiche apportate alla precedente zonazione ZS4 di Meletti et alii (2000) in parte derivano dall'esigenza di avere un campione di dati numericamente significativo in ciascuna sorgente (in media 42 eventi sismici per zona, rispetto ai 10 della ZS4). Ciò ha prodotto tra l'altro la suddivisione dell'Italia centro-settentrionale in una

serie di sorgenti, assai allungate in senso appenninico, che inglobano settori con differenti caratteristiche sismotettoniche (Mantovani et alii, 2009a,b,c; Mantovani et alii, 2010b, 2011).

- La metodologia PSHA è stata messa a punto per zone, come gli Stati Uniti, dove i dati disponibili sono prevalentemente di tipo strumentale e non risulta quindi adatta a sfruttare il notevole patrimonio di informazioni esistente in Italia sulla sismicità del passato (oltre il 70% degli eventi maggiori presenti nel catalogo CPTI04 è parametrizzato su base macrosismica). Inoltre, la PSHA impone di tradurre in termini di parametri di sorgente (magnitudo) le informazioni disponibili al sito (intensità macrosismica). Questa forzatura introduce ulteriori elementi di incertezza legati alle leggi di conversione adottate. L'effetto di questo problema sulle stime finali è spesso sottovalutato.

- Per una stima realistica della pericolosità sismica, la valutazione degli effetti di sito assume un'importanza cruciale. Infatti, è ben noto che determinate condizioni stratigrafiche e topografiche possano significativamente amplificare lo scuotimento del suolo e degli edifici (e.g., Irikura et alii, 1998; Kawase, 2003; Romeo, 2007). A questo problema, tuttavia, la PSHA non fornisce risposte dirette. Infatti, le molteplici stime di pericolosità prodotte dal Gruppo di Lavoro MPS (2004), descritte nel paragrafo precedente, definiscono l'accelerazione orizzontale al sito solo per il caso di roccia rigida orizzontale, caratterizzata da una velocità delle onde sismiche di taglio (V_s) superiore a 800 ms^{-1} . Per ovviare a questo inconveniente, le NTC seguono strettamente le indicazioni del codice di progettazione europeo (Eurocode 8, e.g., Solomos et alii, 2008). Tali norme prevedono la classificazione della stratigrafia e della topografia del sito al fine di assegnare opportuni coefficienti numerici, da moltiplicare per l'accelerazione orizzontale di riferimento. In particolare, il coefficiente stratigrafico deriva dalla classificazione del sottosuolo in base alla V_s media nei primi 100 piedi (30 metri), da stabilire con sondaggi sismici o, in modo indiretto, con prove geotecniche. In sostanza, a causa delle insufficienti informazioni for-

nita dalla PSHA, per poter caratterizzare la pericolosità sismica al sito si rendono necessarie ulteriori indagini, assai laboriose e costose (e.g., Mulargia et alii, 2007; Romeo, 2009).

6.4 Confronto dell'attuale classificazione sismica con le intensità massime dedotte dai risentimenti osservati

La prova più convincente che la procedura PSHA ha importanti limitazioni, come discusso nelle sezioni precedenti, è data dalle numerose e chiare incongruenze che si possono rilevare tra i risultati di tale procedura (tradotti per esempio nell'attuale classificazione sismica) e le intensità massime dedotte dai risentimenti osservati per ogni comune del territorio italiano. Per quanto riguarda la Toscana, questo confronto è mostrato nella figura 6.4.1, dove per ciascuno dei 287 comuni della regione è riportata l'intensità massima risentita (dedotta dal *data set* macrosismico DBMI04).

Posto che per la scala macrosismica Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) il livello di danneggiamento diventa significativo per intensità (I) superiori al settimo grado, dalla suddetta figura si possono notare le seguenti discrepanze:

- per 35 dei 90 comuni inseriti in classe 2 (PGA massima attesa = 0.25g) le intensità massime risentite sono minori di VII (per 8 comuni l'intensità massima (I_{max}) è minore di V)
- 72 dei 106 comuni inseriti in classe 3s (associata allo stesso valore di PGA della classe 2) hanno risentito di $I_{max} < VII$ (per 12 comuni I_{max} è minore di V)
- 2 dei 67 comuni inseriti in classe 3 hanno risentito di $I_{max} > VII$.

Il fatto che la nuova normativa assegna i parametri di scuotimento ai nodi del reticolo di riferimento piuttosto che al comune non cambia la sostanza del problema, poiché la modesta superficie di gran parte dei comuni della Toscana e la densità dei nodi del reticolo implicano variazioni molto piccole dello scuotimento atteso all'interno del confine comunale. Molto spesso (come indicato nel dettaglio sulle mappe reperibili all'indirizzo www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica), tali va-

riazioni hanno scarso significato statistico, fisico ed ingegneristico, poiché riguardano il secondo decimale del valore stimato di accelerazione massima orizzontale (e.g., Romeo, 2009).

7. Considerazioni conclusive

Il risultato principale conseguito in questo studio è il riconoscimento dei meccanismi dinamici e dei processi tettonici responsabili della sismicità in Toscana. Questa conoscenza è di fondamentale importanza per la stima della pericolosità sismica, indipendentemente dal metodo utilizzato, in quanto offre la possibilità di integrare le insufficienti informazioni disponibili sulla potenzialità sismogenetica della zona in esame fornite dallo studio della storia sismica. Non si può sperare infatti che la conoscenza dell'attività sismica di qualche secolo ci dia la possibilità di riconoscere in modo realistico e completo il quadro delle fratture che si sono attivate da quando (circa 1 milione di anni) gli attuali processi tettonici hanno cominciato a svilupparsi. Questa speranza ha guidato fino ad ora le stime di pericolosità sismica in Italia, che hanno però chiaramente denunciato i loro limiti in occasione delle scosse forti che sono avvenute nei decenni passati. La ricostruzione dell'assetto tettonico di una zona caratterizzata da una storia evolutiva complessa come il sistema Appennino-Adriatico è un compito impegnativo, che richiede lunghe raccolte di informazioni sulle deformazioni precedenti e sulle loro possibili connessioni con la dinamica attuale a larga e piccola scala. Il gruppo che ha condotto questo studio ha sfruttato le conoscenze maturate in un lungo percorso scientifico dedicato all'elaborazione di una storia evolutiva dell'area in esame che può spiegare in modo plausibile e coerente la distribuzione nello spazio e nel tempo degli eventi tettonici primari e secondari, come discusso nelle pubblicazioni citate. In particolare, gli approfondimenti eseguiti durante l'indagine qui descritta hanno permesso di capire come le condizioni al contorno alla scala del Mediterraneo centrale hanno portato al complesso quadro strutturale e

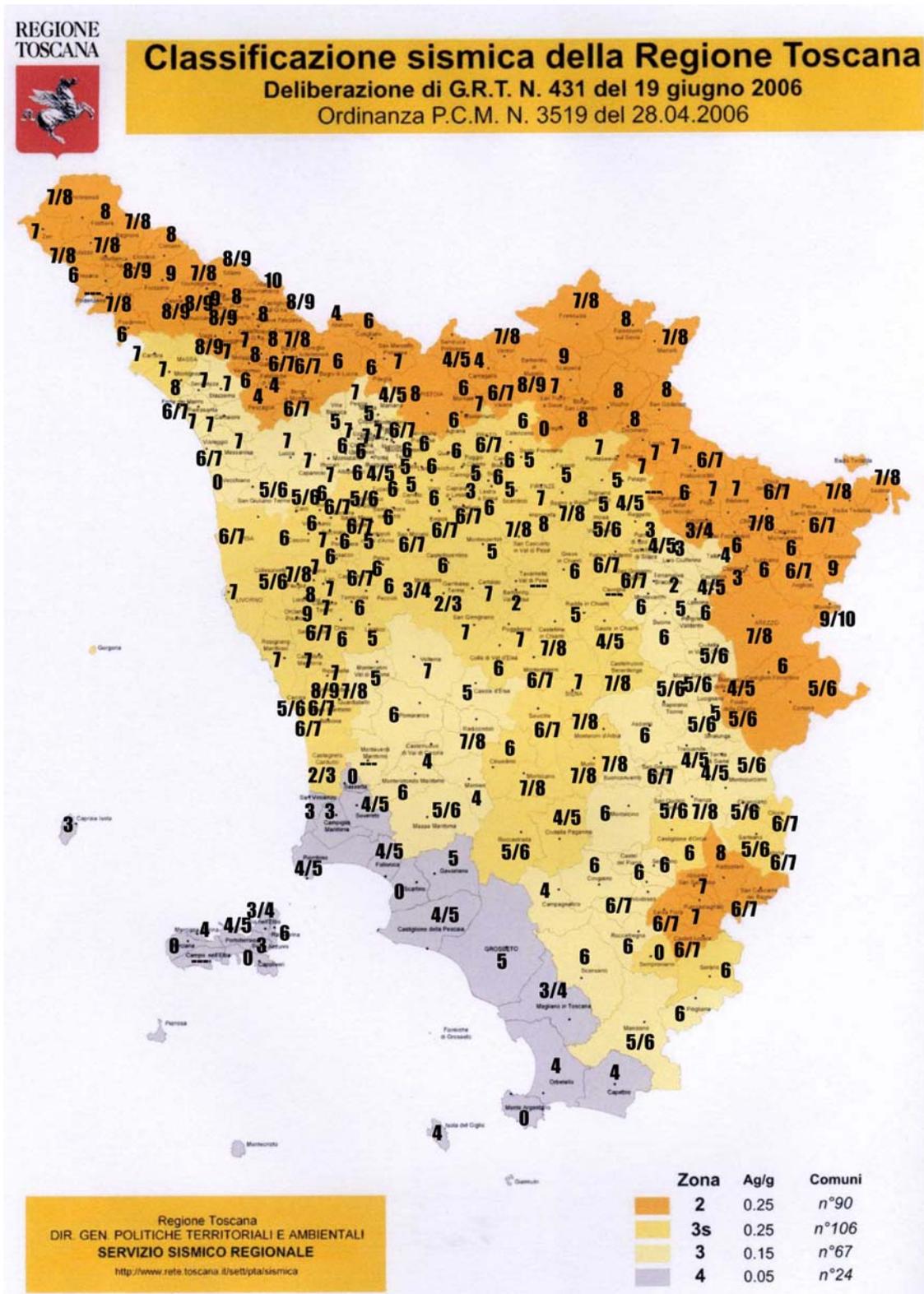


Fig. 6.4.1. Intensità massime MCS risentite nei comuni toscani (numeri in grassetto), riportate sulla classificazione sismica attuale (Fig.6.1.1). Le informazioni sui risentimenti sono state prese dal data set macrosismico DBMI04 (Stucchi et alii, 2007), disponibile all'indirizzo <http://emidius.mi.ingv.it>.

morfologico della catena appenninica, con particolare riferimento all'Appennino settentrionale. Questo ha permesso di formulare

ipotesi molto dettagliate sui meccanismi che sono attualmente responsabili dell'attività tettonica nelle principali zone sismiche della

Toscana.

L'interpretazione qui proposta suggerisce che l'Appennino settentrionale, sollecitato da compressione parallela alla catena sta subendo un raccorciamento longitudinale, che è principalmente assorbito dall'estrusione laterale di due settori (i cunei Romagna-Marche-Umbria e Tosco-Emiliano). Il progressivo spostamento verso l'esterno di questi corpi sedimentari provoca deformazioni compressive lungo i loro fronti esterni adriatico-padani, e deformazioni estensionali e trasversionali nei loro bordi interni, dove si è

formata una serie di fosse tettoniche dislocate lungo la parte assiale della catena (Valtiberina, Casentino, Mugello, Garfagnana e Lunigiana). A sostegno di questa interpretazione, sono riportate nel testo dettagliate descrizioni sulle evidenze disponibili e sulla loro compatibilità con le implicazioni meccaniche del meccanismo tettonico proposto. Comunque, a conforto finale del modello proposto, si può notare che i terremoti forti ($M > 5.5$) avvenuti negli ultimi 4 secoli (Fig. 7.1) sono situati all'interno o lungo i bordi dei due cunei sopra citati.

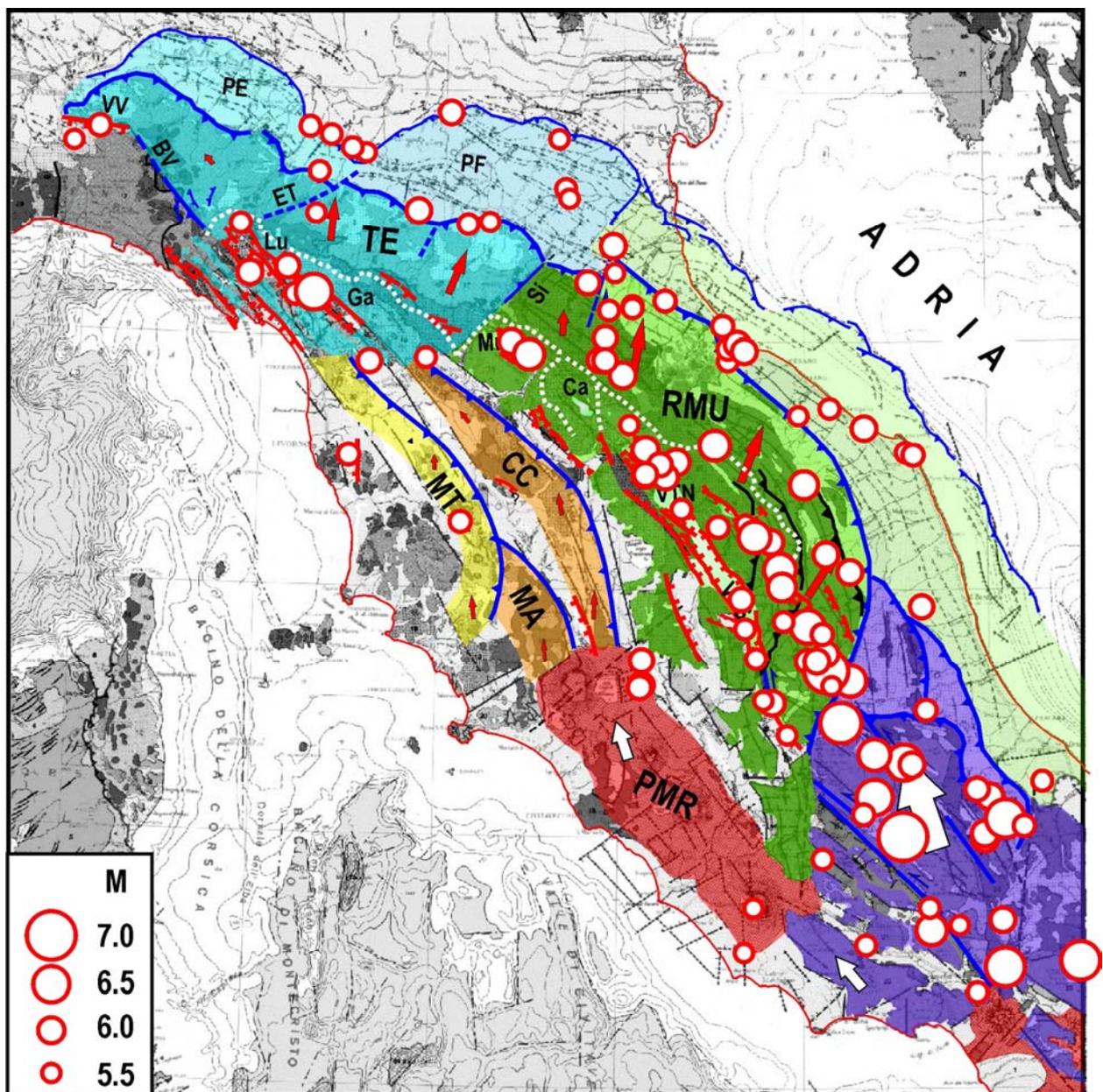


Fig. 7.1. Schema sismotettonico dell'Appennino settentrionale (Fig. 4.1) con riportati gli epicentri dei terremoti più intensi ($M > 5.5$) avvenuti dal 1600

Il risultato di questo studio costituirà, assieme ad altre informazioni, la base per svolgere le indagini previste dalla seconda fase di ricerca, che si prefigge una stima più realistica della pericolosità sismica in Toscana e la

definizione di criteri di priorità tra le varie zone sismiche toscane, da utilizzare per una gestione ottimale di eventuali interventi di messa in sicurezza del patrimonio edilizio esistente in Toscana.

Riferimenti

- Abers G.A., 2009. Slip on shallow-dipping normal faults. *Geology*, 37, 767-768; doi:10.1130/focus 082009.1.
- Acocella V., Funicello R., 2006. Transverse systems along the extensional Tyrrhenian margin of central Italy and their influence on volcanism. *Tectonics*, 25, TC2003, doi:10.1029/2005TC001845.
- Algermissen S.T., Perkins D.M., 1976. A probabilistic estimate of maximum acceleration in rock in the contiguous United States. U.S. Geological Survey Open-File Report 76-416.
- Ambraseys N.N., Simpson K.A., Bommer J.J., 1996. Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earth.Eng.Struct.Dyn.*, 25, 371-400.
- Ambrosetti P., Bartolini C., Bosi C., Carraro F., Ciaranfi N., Panizza M., Papani G., Vezzani L., Zanferrari A., 1987. Neotectonic map of Italy. CNR-PFG, Quaderni Ricerca Scientifica CNR, 4.
- 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.
- Amoruso A., Crescentini L., Scarpa R., 2002. Source parameters of the 1908 Messina Straits, Italy, earthquake from geodetic and seismic data. *J. Geophys. Res.*, 107, B4, 2080, 10.1029/2001JB000434.
- Amoruso A., Crescentini L., Scarpa R., 2005. Faulting geometry for the complex 1980 Campania-Lucania earthquake from levelling data. *Geophys. J. Int.*, 162, 156-168.
- Anderson D.L., 1975. Accelerated plate tectonics. *Science*, 167, 1077-1079.
- 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., Caiazzo 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*, 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.
- Barchi M., Galadini F., Lavecchia G., Messina P., Michetti A.M., Peruzza L., Pizzi A., Tondi E., Vittori E., 2000. Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica. CNR-GNDT, Roma, 62pp.
- Bartole R., 1995. The North Tyrrhenian - Northern Apennines post collisional system: constraints for a geodynamical model. *Terra Nova*, 7, 7-30.
- 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*. Special Publication 162, Geol.Soc. of London, pp.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., Lazzarotto A., Marchetti G., Mozzanti

- R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P.L., Castaldini D., 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., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M., Boschi E., 2008. The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology. *Tectonophysics*, 453, 20-43.
- Bender B., Perkins D.M., 1987. SEISRISK III: a computer program for seismic hazard estimation. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1772, pp.48.
- 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, doi:10.1029/2001JB001546.
- Benetatos C., Kiratzi A., 2006. Finite-fault slip models for the 15 April 1979 (Mw 7.1) Montenegro earthquake and its strongest aftershock of 24 May 1979 (Mw 6.2). *Tectonophysics*, 421, 129-143.
- Bernini M., Bertoldi R., Papani G., Vescovi P., 1994. Evoluzione in regime compressivo del bacino Villafranchiano di Compiano (Parma). *Atti Tic.Sc.Terra*, 37, 155-171.
- Bernini M., Papani G., 1987. Alcune considerazioni sulla struttura del margine appenninico emiliano fra lo Stirone e l'Enza (e sue relazioni col Sistema del Taro). In: Boccaletti M., Papani G. (Eds), *Brittle deformation analysis in neotectonics*. Ateneo Parmense, *Acta Naturalia*, 23, 219-240.
- Bernini M., Papani G., 2002. La distensione della fossa tettonica della Lunigiana nord-occidentale (con Carta Geologica alla scala 1:50.000). *Boll.Soc.Geol.It.*, 121:313-341.
- Bianca M., Monaco C., Tortorici L., Cernobori L., 1999. Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy): a seismic source for the 1693 large earthquake. *Geophys. J. Int.*, 139, 370-394.
- Bindi D., Luzi L., Pacor F., Sabetta F., Massa M., 2009. Towards a new reference ground motion prediction equation for Italy: update of the Sabetta-Pugliese (1996). *Bull. Earthquake Eng.*, 7, 591-608, doi:10.1007/s1058-009-9107-8.
- Bird P., 1996. Computer simulations of Alaskan neotectonics. *Tectonics*, 15, 225-236.
- Boccaletti M, Coli M., 1982. Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale. Progetto Finalizzato Geodinamica, pubblicazione n. 429, SELCA, Firenze.
- Boccaletti M., Bonini M., Moratti G., Sani F., 1999. Compressive Neogene-Quaternary tectonics in the hinterland area of the Northern Apennines. In: Boccaletti M., Dahmani M. (Eds.), *Neogene sedimentation and tectonics in the Western Mediterranean*. *J. Petroleum Geol.*, 22, 37-60.
- Boccaletti M., Martelli L. (Coords) 2004. Carta sismo-tettonica della Regione Emilia-Romagna scala 1:250.000 e note illustrative. Selca, Firenze.
- Bommer J.J., Douglas J., Strasser F.O., 2003. Style-of-faulting in the ground-motion prediction equations. *Bull. Earthquake Eng.*, 1, 171-2003.
- 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 Eng.*, 8, 5-26.
- 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 con-

- siderations 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.
- Bonini M., Sani F., 2002. Extension and compression in the Northern Apennines (Italy) hinterland: evidence from the late Miocene-Pliocene Siena-Radicofani basin and its relations with basement structures. *Tectonics*, 21, 1-35.
- 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, pp.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, pp.644.
- Bosi C. (Ed.), 2004. Quaternary. In Special volume of the Italian Geological Society for the 32 International Geological Congress, Firenze, 161-188.
- Bosi DC., Galadini F., Messina P., 1993. Neotectonic significance of bedrock fault scarps: case studies from the Lazio-Abruzzi Apennines (Central Italy). *Z. Geomorph. Suppl.-Bd.*, 94, 187-206.
- Bossio A., Costantini A., Foresi L.M., Lazzarotto A., Mazzanti R., Mazzei R., Pascucci V., Salvatorini G., Sandrelli F., Terzuoli A., 1998. Neogene-Quaternary sedimentary evolution in the western side of the Northern Apennines (Italy). *Mem.Soc.Geol.It.*, 52, 513-525.
- Brauer J.R., 1992. *Analisi agli elementi finiti. Tecniche Nuove*, Milano, pp. 215.
- Brocklehurst S.H., 2010. Tectonics and geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 34, 357-383, doi:10.1177/0309133309360632.
- Brozzetti F., Boncio P., Lavecchia G., Pace B., 2009. Present activity and seismogenetic potential of a low-angle normal fault system (Città di Castello, Italy): Constraints from surface geology, seismic reflection data and seismicity. *Tectonophysics*, 463, 31-46.
- Burbank D.W., Anderson R.S., 2001. *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science, UK, 274 pp.
- Burrato P., Poli M.E., Vannoli P., Zanferrari A., Basili R., Galadini F., 2008. Sources of Mw5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: an updated view based on geological and seismological evidence. *Tectonophysics*, 453, 157-176, doi:10.1016/j.tecto.2007.07.009.
- 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.
- 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, pp. 99.
- Capozzi R., Landuzzi A., Zanolini S., 1998. Neogene evolution of the Apennine foothill structures from northern Marche to eastern Romagna. *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 631-646.
- Carmignani L., Lazzarotto A. (Coordinatori), 2004. *Carta Geologica della Toscana/Geological Map of Tuscany (Italy) 1:250000*. Regione Toscana, Direzione delle Politiche Territoriali e Ambientali-Servizio Geologico.
- Castellarin A., Cantelli L., 2000. Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps. *J. Geodynamics*, 30, 251-274.
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C., Amato A., 2006. CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, version 1.1, Ist. Naz. di Geofis. e Vulcanol., Cent. Naz. Terremoti, Rome. (available at <http://csi.rm.ingv.it/>).
- Cataldi R., Mongelli F., Squarci P., Taffi L., Zito G., Calore C., 1995. Geothermal ranking of Italian territory. *Geothermics*. 24, 115-129.
- Cattaneo M., Eva C., Merlanti F., 1986. Alcune considerazioni sulla sismicità dell'Appennino Nord-Occidentale.

- Mem.Descr. Carta Geol. d'Italia, 35, 33-68.
- Cello G., 2000. A quantitative structural approach to the study of active fault zones in the Apennines (Peninsular Italy). *J. Geodynamics*, 29, 265-292.
- Cenni N., Viti M., Baldi P., Mantovani E., Ferrini M., D'Intinosante V., Babbucci D., Albarello D., 2008. Short-term (geodetic) and long-term (geological) velocity fields in the Northern Apennines. *Boll. Soc. Geol. It.*, 127, 93-104.
- Cenni N., Mantovani E., Baldi P., Viti M., Babbucci D., Tamburelli C., Bacchetti M., 2010. Cinematica attuale dell'Italia centro-settentrionale da misure GPS. Riassunti Estesi delle Comunicazioni, 29° Convegno Nazionale GNGTS, Prato, 107-110.
- Cerrina Feroni A., Leoni L., Martelli L., Martinelli P., Ottria G., Sarti G., 2001. The Romagna Apennines, Italy: an eroded duplex. *Geological J.*, 36, 39-54.
- Chiarabba C., Jovane L., Di Stefano R., 2005. A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*, 395, 251-268.
- Chiarabba C. et alii, 2009. The 2009 L'Aquila (central Italy) M_w 6.3 earthquake: main shock and aftershocks. *Geophys.Res.Lett.*, 36, L18308, doi:10.1029/2009GL039627.
- Chiaraluce L., Ellsworth W.L., Chiarabba C., Cocco M., 2003. Imaging the complexity of an active normal fault system: The 1997 Colfiorito (central Italy) case study. *J.Geophys.Res.*, 108, 2294, doi:10.1029/2002JB002166.
- Collettini C., Sibson R.H., 2001. Normal faults, normal friction? *Geology*, 29, 927-930.
- Collettini C., Nieleijer A., Viti C., Marone C., 2009. Fault zone fabric and fault weakness. *Nature*, 462, 907-911.
- Cornell C.A., 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1583-1606.
- 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.
- De Feyter A. J., Delle Rose M., 2002. The Laga detachment zone in the M. Marine anticline (central Apennines, Italy). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 1, 219-227.
- De Luca J., 2007. Indagine sul ruolo del rilassamento post-sismico nell'Appennino centro-settentrionale. Tesi di Dottorato, XIX Ciclo di Dottorato di Ricerca, Università degli Studi di Siena, pp.88.
- Devoti R., Riguzzi F., Cuffaro M., Doglioni C., 2008. New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 273, 163-174.
- Di Bucci D., Ravaglia A., Seno S., Toscani G., Fracassi U., Valensise G., 2006. Seismotectonics of the southern Apennines and Adriatic foreland: insights on active regional E-W shear zones from analogue modeling. *Tectonics*, 25, TC4015, doi:10.1029/2005TC001898.
- Dramis F., Blumetti A.M., 2005. Some considerations concerning seismic geomorphology and paleoseismology. *Tectonophysics*, 408, 177-191.
- Elter P., Giglia G., Tongiorgi M., Trevisan L., 1975. Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to Present) evolution on Northern Apennines. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 65, 3-18.
- Esestime P., D'Arcangelo S., Paltrinieri W., Calamita F., 2006. Strutture traspressive della catena Apulo sepolta (Appennino meridionale, settore campanomolisano). *Rend.Soc.Geol.It.*, 2, Nuova Serie, 135-137.
- Farabegoli E., Benini A., Martelli L., Onorevoli G., Severi P., 1991. Geologia dell'Appennino Romagnolo da Campagna a Cesenatico. *Mem. Descr. Carta Geol. D'Italia*, 56, 165-184.
- Fazzuoli M., Sani F., Ferrini G., Garzonio C.A., Sguzzoni G., Becarelli S., Burcchetti G., Mannori G., 1998. Geologia del nucleo Mesozoico della Val di Lima (province di Pistoia e Lucca, Appennino settentrionale) - Note illustrative della carta geologica (scala 1:25.000). *Boll. Soc. Geol. It.*, 117, 479-535.

- Federici P.R., Mazzanti R., 1988. L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno inferiore. *Boll. Soc. Geogr. It.*, 5, 573-615.
- Finetti I.R. (Ed.) 2005a. Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy, CROP PROJECT, (Elsevier, Amsterdam), pp. 794.
- Finetti I.R., 2005b. 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, 27, 597-606.
- Finetti I.R., 2006. Basic regional crustal setting and superimposed local pluton-intrusion-related tectonics in the Larderello-M. Amiata geothermal province, from integrated CROP seismic data. *Boll. Soc. Geol. It.*, 125, 117-146.
- Finetti I.R., 2008. Geophysical exploration contribution to the understanding of Messina Straits tectono-dynamics and 1908 earthquake seismogenesis. *Environmental Semeiotics*, 1, 278-293.
- Finetti I.R., 2010. La geofisica di esplorazione quale essenziale complemento investigativo nella ricostruzione dei meccanismi sismotettonici. *Lectio Magistralis XXIX Convegno GNGTS*, Prato.
- 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, 8, 119-158.
- Fitzko F., Suhadolc P., Audia A., Panza G.F., 2005. Constrains on the location and mechanism of the 1511 Western-Slovenia earthquake from active tectonics and modeling of macroseismic data. *Tectonophysics*, 404, 77-90.
- Foulger G.R., Jahn C.-H., Seeber G., Einarsson P., Julian B.R., Heki K., 1992. Post-rifting stress relaxation at the divergent plate boundary in northeast Iceland. *Nature*, 358, 488-490, doi:10.1038/358488a0.
- Frankel A., 1995. Mapping Seismic Hazard in the Central and Eastern United States. *Seism. Res. Lett.*, 66, 4, 8-21.
- Frankel A., et alii, 2000. USGS national seismic hazard maps. *Earthquake Spectra*, 16, 1-20.
- Frohlich C., Davis S.D., 1999. How well constrained are well-constrained T,B and P axes in moment tensor catalog? *J. Geophys. Res.*, 104, 4901-4910.
- Fubelli G., Gori S., Falcucci F., Galadini F., Messina P., 2009. Geomorphic signatures of recent normal fault activity versus geological evidence of inactivity: case studies from the central Apennines (Italy). *Tectonophysics*, 476, 252-268.
- Funiciello R., Parotto M., Praturlon A., Bigi G. (Coord.), 1981. Carta Tettonica d'Italia alla scala 1:1500000. CNR-Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. 269, Grafica Editoriale Cartografica, Roma.
- Galadini F., Galli P., 2000. Active tectonics in the central Apennines (Italy) - input data for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, 22, 225-270.
- Galadini F., Meletti C., Vittori E., 2001. Major activity faults in Italy: available surficial data. *Netherlands J. Geosciences / Geologie en Mijnbouw*, 80, 273-296.
- Galadini F., Poli M.E., Zanferrari A., 2005. Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with $M \geq 6$ in the eastern southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy). *Geophys. J. Int.*, 161, 739-762.
- Galli P., Galadini F., Pantosti D., 2008. Twenty years of paleoseismology in Italy. *Earth-Science Reviews*, 88, 89-117.
- Ghisetti, F., and L. Vezzani (1991), Thrust belt development in the central Apennines (Italy): Northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso chain, *Tectonics*, 10, 904-919.

- Giunta G., Luzio D., Tondi E., De Luca L., Giorgianni A., D'Anna G., Renda P., Cello G., Nigro N., Vitale M., 2004. The Palermo (Sicily) seismic cluster of September 2002, in the seismotectonic framework of the Tyrrhenian Sea-Sicily border area. *Annals of Geophysics*, 47, 1755-1770.
- Golke M., Coblentz D., 1996. Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266, 11-24.
- Grunthal G., Stromeyer D., 1992. The recent crustal stress field in Central Europe: trajectories and finite element modeling. *J. Geophys. Res.*, 97, 11805-11820.
- Gruppo di lavoro CPTI, 1999. Catalogo parametrico dei terremoti italiani. GNDT-ING-SGA-SSN (Eds), Tipografia Compositori, Bologna, pp. 88, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI99/>
- 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, aprile 2004, 65 pp.+5 appendici. <http://zonesismiche.mi.ingv.it/>.
- Guidoboni E., Comastri A., 2005. Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, pp.1037.
- Harris R.A., 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *J. Geophys. Res.*, 103, 24347-24358.
- Improta L., Bonagura M.T., Capuano P., Iannaccone G., 2003. An integrated geophysical investigation of the upper crust in the epicentral area of the 1980, Ms=6.9, Irpinia earthquake (Southern Italy). *Tectonophysics*, 317, 273-297.
- Irikura K. et alii, (Eds) 1998. The effect of surface geology on seismic motion. Balkema, Rotterdam, 1-3.
- Ito K., 1999. Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland earthquakes. *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- Jackson J.A., 2002. Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today*. 12, 4-10.
- 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. *Geophys. J.*, 93, 45-73.
- Jackson J.A., White N.J., 1989. Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension. *J. Structural Geol.*, 11, 15-36.
- Jenny S., Goes S., Giardini D., Kahle H.-G., 2006. Seismic potential of Southern Italy. *Tectonophysics*, 415, 81-101.
- Karato S.I., 2008. Deformation of earth materials. Cambridge University Press, UK, pp. 474.
- Kawase H., 2003. Site effects on strong ground motions. *International Handbook of Earthquake and Engineering seismology*, 81B, 1013-1030.
- Kiratzi A., 1994. Active seismic deformation in the Italian peninsula and Sicily. *Annali Geofisica*, 37, 27-35.
- Kiratzi A.A., Papazachos C.B., 1995. Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East, *Tectonophysics*, 243, 1-24.
- Kohlstedt D.L., Evans B., Mackwell S.J., 1995. Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 100, 17587-17602.
- Kostrov V.V., 1974. Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rocks. *Izv. Earth Phys.*, 1, 23-40.
- Lavecchia G., Boncio P., Brozzetti F., 2000. Analisi delle relazioni tra sismicità e strutture tettoniche in Umbria-Marche-Abruzzo finalizzata alla realizzazione della mappa delle zone sismogenetiche. In: Galadini G., Meletti C., Rebez A. (Eds), *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*, CNR-GNDT, Roma, 79-83.
- 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., Visini F., Ferrarini F., Barbano M.S., 2007. Seismogenic evidence of ongoing compression in eastern-central Italy and mainland Sicily: a comparison. *Boll. Soc. Geol. It.*, 126, 209-222.
- Lund M.G., Austrheim H., Erambert M., 2004. Earthquakes in the deep continental crust – insights from studies on exhumed high-pressure rocks. *Geophys.J.Int.*, 158, 569-576.
- Lundgren P., Giardini D., Russo R.M., 1998. A geodynamic framework for eastern Mediterranean kinematics. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 4007-4010.
- Maggi A., Jackson J.A., McKenzie D., Priestley K., 2000. Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. *Geology*, 28, 495-498.
- Mandl G., 1988. *Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts*. Elsevier (Amsterdam and New York and New York, NY, U.S.A.) 407pp.
- 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, pp.705-746.
- Mantovani E., Cenni N., Albarello D., Viti M., Babbucci D., Tamburelli C., D'Onza F., 2001. Numerical simulation of the observed strain field in the central-eastern Mediterranean region. *J. Geodynamics*, 3, 519-556.
- 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: Y.Dilek e S.Pavlides (Eds), *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*, The Geological Society of America, Special Paper 409, 15-41.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Albarello D., 2007. Nubia-Eurasia kinematics: an alternative interpretation from Mediterranean and North Atlantic evidence. *Annals of Geophysics*, 50, 341-366.
- 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., Viti M., Babbucci D., Tamburelli C., 2009a. Geodynamic/tectonic setting in the Italian region: elements for the choice of the reference model. *Boll. Soc. Geol. It.*, 128, 2, 495-503.
- Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., Viti M., 2009b. 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., 2009c. Quaternary geodynamics of the Apennine belt. *Il Quaternario*, 22, 97-108.
- Mantovani E., Cenni N., Baldi P., Viti M., 2010a. Misura GPS nell'Italia centro-settentrionale per la stima deterministica della pericolosità sismica. *Ingegneria Sismica*, 27, 3, 66-73.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Albarello D., Cenni N., Vannucchi A., 2010b. Long-term earthquake triggering in the southern and northern Apennines. *J. Seismol.*, 14, 53-65.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., 2011. Middle term prediction of earthquakes in Italy: some remarks on empirical and deterministic approaches. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, Volume Speciale dedicato al 28 Convegno Nazionale GNGTS (curatori D. Albarello e C. Meletti), in stampa.
- 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., Mazzanti R., Nencini C., 1990. *Geologia e morfologia delle Colline Pi-*

- sane. Suppl., 1 al vol.11 dei Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 1-40.
- Martelli L. et alii, 2002. Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio 265 Bagno di Romagna. SELCA, Firenze, pp.108.
- 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.
- Martini I.P., Sagri M., Colella A., 2001. Neogene-Quaternary basins of the inner Apennines and Calabrian arc. In: Vai G.B., Martini I.P. (eds), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, Kluwer Acad. Pub., London, pp.375-400.
- Martinis B., Pieri M., 1964. Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triasico superiore nell'Italia centrale e meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 4, 649-678.
- McNeill L.C., Cotterill C.J., Henstock T.J., Bull J.M., Stefatos A., Collier R.E.L., Papatheoderou G., Ferentinos G., Hicks S.E., 2005. Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: Implications for models of continental rift deformation. *Geology*, 33, 241-244, doi: 10.1130/G21127.1.
- 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.
- Mele G., Sandvol E., 2003. Deep crustal roots beneath the northern Apennines inferred from teleseismic receiver functions. *Earth Planet. Science Letts.*, 211, 69-78.
- Meletti C., Patacca E., Scandone P., 2000. Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. *Pure Appl. Geophys.*, 157, 11-35.
- Meletti C., Montaldo C., 2007. Valutazioni di a_s (15mo, 50mo e 84mo percentile) con le seguenti probabilità di superamento in 50 anni: 81%, 63%, 50%, 39%, 30%, 22%, 5%, 2%, rispettivamente corrispondenti ai periodi di ritorno di 30, 50, 72, 100, 140, 200, 1000 e 2500 anni. *Convenzione INGV-DPC 2004-2006 / Progetto S1*.
- 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.
- Montaldo V., Meletti C., 2007. Valutazione del valore della ordinata spettrale a 1 sec e ad altri periodi di interesse ingegneristico. *Convenzione INGV-DPC 2004-2006 / Progetto S1*.
- 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.
- Mosca P., Polino R., Rogledi S., Rossi M., 2010. New data for the kinematic interpretation of the Alps-Apennines junction (northwestern Italy). *Int. J. Earth Sci.*, 99, 833-849.
- Mulargia F., Geller R.J., 2003. Earthquake science and seismic risk reduction. *NATO Science Series*, vol 32, Kluwer Academic Publ., 338 pp.
- 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.
- Nieto-Samaniego A.F., 1999. Stress, strain and fault patterns. *J. Structural Geol.*, 21, 1065-1070.
- Pace B., Boncio P., La Vecchia G., 2002. The 1984 Abruzzo earthquake (Italy): an example of seismogenic process controlled by interaction between differently oriented synkinematic faults. *Tectonophysics*, 350, 237-254.
- 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
- Pascucci V., Martini I.P., Sagri M., Sandrelli F., 2007. Effects of transverse structural

- lineaments on the Neogene-Quaternary basins of Tuscany (inner Northern Apennines, Italy). In: Nichols G., Williams E., Paola C. (Eds), *Sedimentary Processes, Environments and Basins: a Tribute to Peter Friend*. Special Publ. n.38 of the Int. Ass. of Sedimentology, 155-182.
- Pasquale V., Chiozzi P., Verdoya M., 2010. Tectonothermal processes and mechanical strength in a recent orogenic belt: Northern Apennines. *J. Geophys. Res.*, 115, B03301, doi:10.1029/2009JB006631.
- Piccardi L., Gaudemer Y., Tapponnier P. and 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. Geostuctural evidence for active oblique extension in South-Central Italy. In: Pinter N., Grenczy 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., pp.95-108.
- Pierdominici S., Mariucci M.T., Montone P., Cesaro M., 2003. Comparison between active stress field and tectonic structures in Northern Italy, Lombardy region. *Annals Geophysics*, 48, 867-881.
- Pino N.A., Giardini D., Boschi E., 2000. The December 28, 1908, Messina Straits, southern Italy, earthquake: Wave form modeling of regional seismograms. *J. Geophys. Res.*, 105(B11), 473-492.
- Pino N.A., Palombo B., Ventura G., Perniola B., Ferrari G., 2008. Waveform modeling of historical seismograms of the 1930 Irpinia earthquake provides insights on "blind" faulting in Southern Apennines (Italy). *J. Geophys. Res.*, 113, B05303, doi: 1029/2007JB005211.
- Poljak M., Zivcic M., Zupancic P., 2000. The seismotectonic characteristics of Slovenia. *Pure Appl. Geophys.*, 157, 37-55.
- Pollitz F.F., 2003. Post-seismic relaxation theory on a laterally heterogeneous viscoelastic model. *Geophys. J. Int.*, 155, 57-78.
- 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.
- Pompei M., Lobina M.F., 2008. Le nuove norme tecniche sulle costruzioni. Tratto dal "Il Geologo" periodico quadrimestrale dell'Ordine dei Geologi della Sardegna, n.2.
- Pondrelli S., 1999. Pattern of seismic deformation in the Western Mediterranean, *Annali di Geofisica*, 42, 57-70.
- Pondrelli S., Morelli A., Boschi E., 1995. Seismic deformation in the Mediterranean area estimated by moment tensor summation. *Geophys. J. Int.*, 122, 938-952.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Ekstrom G., Morelli A., Gasperini P., Vannucci G., 2006. The Italian CMT dataset from 1977 to present. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 159, 286-303.
- Postpischl D. (Ed.), 1985. *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. CNR-PFG, pp. 242.
- Priestley K., Jackson J., McKenzie D., 2008. Lithospheric structure and deep earthquakes beneath India, the Himalaya and southern Tibet. *Geophys. J. Int.*, 172, 345-362.
- Reiter L., 1990. *Earthquake hazard analysis-issues and insights*. New York, Columbia University Press, pp.254.
- Romeo R.W., 2007. Le azioni sismiche e le categorie di sottosuolo. *Giornale di Geologia Applicata*, 6, 65-80, doi: 10.1474/GGA.2007-06.0-07.0188.
- Romeo R.W., 2009. Pericolosità e zonazione sismica del territorio. *Geologi di Sicilia*, 2, 13-20.
- 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
- Sabetta F., Pugliese A., 1996. Estimation of response spectra and simulation of non-stationary ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 337-352.
- Sani F., Bonini M., Piccardi L., Vannucci G., Delle Donne D., Benvenuti M., Moratti G., Corti G., Montanari D., Sedda L., Tanini C., 2009. Late Pliocene-Quaternary evolution of outermost hinterland basins of the Northern Apennines (Italy), and their relevance to active tectonics. *Tectonophysics*, 476, 336-356.
- Satolli S., Calamita F., 2008. Differences and similarities between the central and the southern Apennines (Italy): examining the Gran Sasso versus the Matese-Frosolone salients using paleomagnetic, geological, and structural data. *J. Geophys. Res.*, 113, B10101, doi:10.1029/2008JB005699.
- Scholz C.H., Gupta A., 2000. Fault interactions and seismic hazard. *J. Geodynamics*, 29, 459-467.
- Selvaggi G., 1998. Spatial distribution of horizontal seismic strain the Apennines from historical earthquakes. *Annali Geofisica*, 41, 241-260.
- 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 M_w 5.4 Reggio Emilia earthquake: active compressional tectonics in the Po Plain, Italy. *Geophys. J. Int.*, 144, 1-13.
- Senior Seismic Hazard Analysis Committee (SSHAC), 1997. Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on UNcertainty and use of Experts, Lawrence Livermore National Laboratory, NUREG/CR-6372, pp.81.
- Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G., Galvani G., 2005. Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks. *Geophys. J. Int.*, 161, 861-880.
- Shearer P., 1999. Introduction to seismology. Cambridge University Press, pp. 260.
- Sibson R.H., 1984. Roughness at the base of the seismogenic zone: contributing factors. *J. Geophys. Res.*, 89, 5791-5799.
- Solomos G., Pinto A., Dimova S., 2008. A review of the seismic hazard zonation in national building codes in the context of Eurocode 8. European Commission, EUR 23563 EN – Joint Research Centre, Scientific and Technical Research series, Luxembourg, pp.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.
- Stacy S., Gomberg 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.
- Stewart I.S., Hancock P.L., 1990. What is a fault scarp? *Episodes*, 13, 256-263.
- Stucchi et alii, 2007. DBM104, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPT104. <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04>. *Quaderni di Geofisica*, 49, pp. 38.
- Swan A.R.H., Sandilands M., 1995. Introduction to geological data analysis. Blackwell Science, pp. 446.
- Tikoff B., Wojtal S.F., 1999. Displacement control of geologic structures. *J. Structural Geology*, 21, 959-967.
- Tomaselli A., Pastore S., Augliera P., Eva C., 1992. Sismicità dell'Appennino nord-occidentale. *Studi Geologici Camerti*, CROP 1-1°, 43-50.
- Valensise G., 2009. Faglie attive e terremoti: tempo di cambiare strategie. *Geoitalia*, 28, 12-17.
- Vannucci G., Gasperini P., 2004. The new release of the database of earthquake mechanisms of the Mediterranean area (EMMA Version 2). *Annals Geo-*

- physics, Suppl.47, 307-334.
- Vescovi P., 1988. L'assetto strutturale del flysch di M. Caio nella zona del Passo della Cisa e in alta Val Baganza (Pr. di Parma). *Rend. Soc. Geol. It.*, 11, 313-316.
- Viti M., Albarello D., Mantovani E., 2001. Classification of seismic strain estimates in the Mediterranean region from a 'bootstrap' approach. *Geophys. J. Int.*, 146, 399-415.
- Viti M., D'Onza F., Mantovani E., Albarello D., Cenni N., 2003. Post-seismic relaxation and earthquake triggering in the southern Adriatic region. *Gephys. 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 modelling. *Tectonics*, 23, 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., 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., Babbucci D., 2009. Strain rate field from geodetic velocity measurements: an approach based on numerical modelling. *Il Quaternario*, 22, 109-116.
- Wang Z., Woolery E.W., Shi B., Kiefer J.D., 2003. Communicating with uncertainty: a critical issue with Probabilistic Seismic Hazard Analysis. *EOS, Am. Geophys. Union*, 84, 46, 501-506-508.
- Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- Wilson L.F., Pazzaglia F.J., Anastasio D.J., 2009. A fluvial record of active fault-propagation folding, Salsomaggiore anticline, northern Apennines, Italy. *J. Geophys. Res.*, 114, B08403, doi:10.1029/2008JB005984.
- Zampieri D., Massironi M., Sedeà R., Saracino V., 2003. Strike-slip contractional stepovers in the Southern Alps (northeastern Italy). *Eclogae Geol. Helv.*, 96, 115-123.