

**Valutazione della sismicità del territorio italiano. Relazione finale – Studio
Sapienza Università di Roma**

Codice DN GS 00095

Fase del progetto -

Data 05/11/2014 Pag. 1



VALUTAZIONE DELLA SISMICITÀ DEL TERRITORIO ITALIANO

Relazione finale

5 Settembre 2014

INDICE

Introduzione	4
---------------------------	----------

PARTE 1

PROFILI REOLOGICI E STRESS DIFFERENZIALE.....	6
1.1 Spessore del livello sismogenetico in Italia – introduzione.....	6
1.2 <i>Stress</i> – teoria.....	7
1.3 Leggi di deformazione	11
1.4 Reologia della litosfera	14
1.5 Costruzione dei profili reologici per l’area italiana	15

PARTE 2

DATI GPS E IMPLEMENTAZIONE DELLA MAPPA DELLO <i>STRAIN RATE</i>	20
2.1 Tassi di deformazione geodetica in Italia	20
2.2 Sistemi di Riferimento Geodetici.....	21
2.3 Sistemi di Riferimento Terrestre e Celeste	22
2.4 Variabilità del vettore rotazione Terrestre	23
2.5 Il Servizio Internazionale per la Rotazione Terrestre e Sistemi di Riferimento (IERS).....	26
2.6 ICRS e ICRF: definizione e realizzazione	27
2.7 ITRS e ITRF: definizione e realizzazione	28
2.8 Il sistema World Geodetic System 1984 (WGS84)	29
2.9 L’ ITRF2005	30
2.10 Il servizio Internazionale IGS	34
2.11 La rete GPS e la cinematica della penisola Italiana	35
2.12 Analisi dei dati GPS.....	37
2.13 Processing dei dati GPS con il software Bernese	38
2.14 L’ impostazione dei vincoli al sistema di riferimento	40
2.15 Il campo di velocità GPS	42
2.16 L’ algoritmo per il calcolo dello <i>strain rate</i>	49
2.17 Mappe di <i>strain rate</i>	51

PARTE 3

CONTESTO GEODINAMICO E CARTA DELLE FAGLIE IN ITALIA	58
3.1 Introduzione	58
3.2 Contesto Geodinamico.....	61
3.3 Metodo e dati	67
3.3.1 Generic Mapping Tool (GMT).....	68
3.3.2 Input Data	70
3.4 Descrizione della Carta (Allegato A).....	73
3.5 Note riassuntive	80

PARTE 4

MAGNITUDO MASSIMA	82
4.1 Introduzione	82
4.2 Mappe della magnitudo in Italia	83
4.3 Integrazione dei dati: il volume sismogenetico	93
4.3 Considerazioni conclusive	99
Bibliografia	101

ALLEGATO A Mappa delle faglie scala 1:1.500.000

ALLEGATO B CD contenente dataset digitali

Introduzione

Il presente studio è stato realizzato nell'ambito del "Contratto per lo svolgimento di attività di studio volte alla valutazione della sismicità del territorio italiano" stipulato tra il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università Sapienza di Roma (responsabile scientifico Carlo Doglioni) e Sogin S.p.A. (responsabile scientifico Giancarlo Ventura). Lo studio si è proposto di integrare la reologia della litosfera del territorio italiano con le strutture tettoniche riconosciute attive sulla base delle informazioni strutturali e geofisiche disponibili.

Il progetto si è principalmente occupato di:

- calcolare lo stress differenziale massimo a rottura in tutta la litosfera italiana con spaziatura di 25 km, sulla base del flusso di calore, dello spessore e composizione della crosta e del mantello litosferico.
- calcolare lo strain rate dell'areale italiano sulla base della rete GPS esistente;
- integrare i dati geologico-strutturali quali sezioni sismiche, dati di pozzo, *database* di faglie italiane (DISS, ITHACA, GNDT) e letteratura recente, dati di laboratorio, per definire e arricchire le conoscenze sulle strutture attive in Italia.

I prodotti finali derivati da questo studio per il territorio italiano sono:

- Carta delle faglie supportata da dati di sismicità strumentale;
- Mappa della profondità dello strato sismogenetico;
- Mappa dello strain rate;
- Mappe della magnitudo massima attesa su base geologica e/o geofisica.

In accordo con il diagramma di Gantt (Tabella 1) questa relazione finale descrive le procedure e i risultati degli aspetti principali affrontati nel progetto: 1. caratterizzazione reologica della crosta del territorio italiano e implementazione dei dati reologici e deformativi per la definizione della mappa dello stress differenziale massimo a rottura; 2.

interpretazione dei dati GPS per l'implementazione della mappa dello *strain rate*; 3. studi geologici sulle faglie attive per la definizione della mappa delle faglie in Italia e la ricostruzione dell'assetto strutturale e geodinamico regionale; 4. integrazione delle attività di cui sopra per la determinazione della magnitudo massima per tutto il territorio italiano.

Attività	Mesi											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Fase 0 – Predisposizione del Piano dettagliato delle attività	X											
Fase 1 – a) Costruzione dei profili reologici puntuali secondo una maglia di 50 -100 km												
b) Interpretazione dei dati GPS e realizzazione mappa dello strain rate												
Prima Relazione intermedia			X									
c) Studi geologico-strutturali per mappa delle faglie attive												
Seconda Relazione intermedia							X					
Fase 2 – a) Ricostruzione dell'assetto strutturale e geodinamico regionale												
b) Integrazione dati con i cataloghi sismici disponibili e stesura relazione finale												
Relazione ed elaborati finali												X

Tabella 1 – Diagramma di Gantt.

PARTE 1

PROFILI REOLOGICI E STRESS DIFFERENZIALE

1.1 Spessore del livello sismogenetico in Italia – introduzione

Le proprietà meccaniche della litosfera sono di primaria importanza per l'interpretazione della deformazione a tutte le scale spaziali e temporali, dalla scala locale alla grande scala dei processi geodinamici, e dalla scala istantanea dei processi sismici fino ai miliardi di anni dei processi geologici. A seconda delle condizioni di carico e della scala temporale considerata, la litosfera presenta comportamento elastico-plastico (fragile), o viscoso (duttile). Come si evince dai dati di meccanica delle rocce, gran parte della resistenza litosferica a lungo termine è caratterizzata da regime duttile o duttile-elastico, mantenendo anche una significativa resistenza fragile. Lo strato sismogenetico crostale superiore viene comunemente definito come l'intervallo di profondità dove la deformazione fragile si verifica; e quindi detto livello sismogenetico. Nelle zone ben studiate, le distribuzioni di profondità dei terremoti coincidono con specifiche caratteristiche geologiche o reologiche del sistema crostale. Più spesso, deviazioni da questa regola dipendono da numerosi fattori, rendendo l'osservazione dello strato sismogenetico strettamente dipendente dal tempo, dalla posizione e dallo stato di sforzo. Per queste ragioni, per definire un grande terremoto futuro, diverse caratterizzazioni dello strato sismogenetico devono essere combinate e confrontate. La resistenza delle placche litosferiche dipende dalla loro struttura e dalle proprietà reologiche collegate al particolare contesto geodinamico.

1.2 Stress – teoria

Lo stato di sforzo (*stress*) di un singolo punto all'interno di una roccia è data da nove numeri, che hanno tutti la dimensione di una forza su un'area (Figura 1.1). Questi nove valori rappresentano le trazioni che agiscono nelle diverse direzioni, sui diversi piani dello spazio. Si definisce in questo modo il tensore degli sforzi che in genere è scritto come:

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix}$$

Gli Indici spaziali x, y e z (o 1, 2 e 3) indicano la direzione perpendicolare al piano sul quale quella particolare componente dello *stress* agisce. Possiamo vedere che le tre componenti diagonali del tensore di questa matrice hanno due indici identici. Esse rappresentano le tensioni normali perché le superfici su cui agiscono le sollecitazioni sono perpendicolari alla direzione della componente dello *stress* (σ_n). Le altre sei componenti dello *stress* sono le sollecitazioni di taglio (σ_s). In questo caso, le componenti del tensore agiscono parallelamente al piano indicato.

Le componenti di *stress* in una data colonna agiscono sullo stesso piano ma in direzioni diverse. Le righe contengono componenti del tensore orientate nella stessa direzione, ma agenti su piani diversi. Il tensore degli sforzi è simmetrico, cioè, ogni componente sopra la diagonale ha una componente equivalente di pari entità al di sotto della diagonale: $\sigma_{yx} = \sigma_{xy}$, $\sigma_{zx} = \sigma_{xz}$, $\sigma_{yz} = \sigma_{zy}$. Il tensore degli sforzi è quindi composto da sole sei componenti indipendenti: tre componenti normali (la diagonale) e tre componenti tangenziali (fuori dalla diagonale).

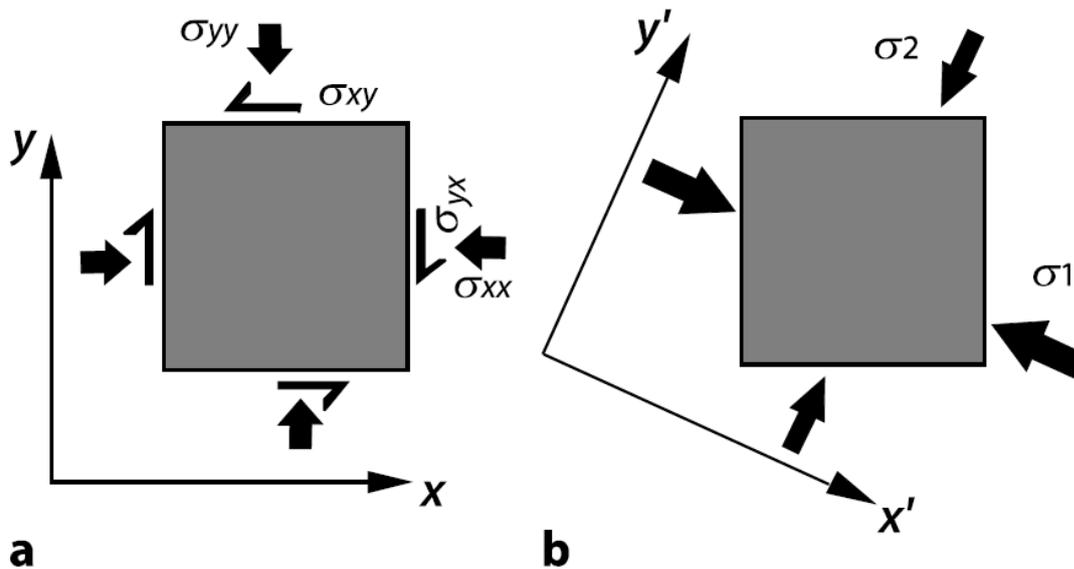


Figura 1.1 a) Componenti principali del tensore di stress b) Sistema di x' , y' and z' in cui tutte le componenti di taglio diventano zero

A causa della simmetria del tensore stress, è sempre possibile ipotizzare un sistema di x' , y' and z' in cui tutte le componenti di taglio diventano zero. Le componenti sulla diagonale in questo nuovo sistema di coordinate sono gli sforzi principali (*principal stresses* - figura 1.1):

$$\sigma' = \begin{pmatrix} \sigma'_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma'_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma'_{zz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix}$$

L'ordine in cui compaiono σ_1 , σ_2 and σ_3 implica che il sistema di coordinate è stato scelto in modo che l'asse x' sia parallelo al maggiore dei tre sforzi principali. Si noti inoltre che i numeri riferiscono semplicemente al più grande, all'intermedio e al più piccolo dei tre sforzi principali.

Grandezze fondamentali derivate dal tensore degli sforzi sono la *stress* medio, lo *stress* differenziale e lo *stress* deviatorico. Lo *stress* medio (*mean stress*) σ_m è dato dalla media delle tre componenti principali ed è indipendente dal sistema di coordinate:

$$\sigma_m = P = \frac{\sigma'_{xx} + \sigma'_{yy} + \sigma'_{zz}}{3} = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}$$

La *stress* medio (o pressione P) è la definizione meccanica di pressione. Lo *stress* differenziale è un valore scalare definito come la differenza tra il più grande e il più piccolo degli sforzi principali:

$$\sigma_d = \sigma_1 - \sigma_3$$

Si tratta di una misura di quanto lo stato di tensione si discosta dall'isotropia. Come vedremo lo *stress* differenziale è legato allo *stress* deviatorico τ . Durante la deformazione viscosa (duttile), l'applicazione di una qualsiasi sollecitazione differenziale causa deformazioni permanenti. Naturalmente, tensioni differenziali avvengono anche in caso di deformazione non permanente, ad esempio durante la deformazione elastica. In regime fragile, deformandosi le rocce registrano lo *stress* differenziale. Lo *stress* deviatorico è un tensore τ definito in un sistema di coordinate generale che misura la deviazione del tensore degli sforzi dallo *stress* medio: è una misura di quanto lo stato di sforzo si discosta dallo stato isotropo:

$$\tau = \begin{pmatrix} \tau_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \tau_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \tau_{zz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} - P & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} - P & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} - P \end{pmatrix}$$

Si può notare che il tensore totale dello *stress* è la somma del tensore isotropo (P) più il tensore deviatorico:

$$\begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} P & 0 & 0 \\ 0 & P & 0 \\ 0 & 0 & P \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \sigma_{xx} - P & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} - P & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} - P \end{pmatrix}$$

Nel regime viscoso, solo lo *stress* deviatorico (termine di destra) causa deformazioni. Al contrario, la deformazione elastica occorre in risposta allo stato di *stress* totale, come

descritto dal lato sinistro dell'equazione. Per un sistema di coordinate parallelo alle direzioni principali di *stress* il tensore di *stress* deviatorico può semplicemente essere scritto come:

$$\tau' = \begin{pmatrix} \tau'_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \tau'_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \tau'_{zz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_1 - \sigma_m & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 - \sigma_m & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 - \sigma_m \end{pmatrix}$$

La magnitudine assoluta delle componenti del tensore degli sforzi deviatorici indica quanto rapidamente una roccia si deformerà. Una roccia si estende nella direzione in cui le componenti del tensore sono negative (la tensione è negativa per convenzione), anche se tutte le componenti principali indicano compressione.

La resistenza al taglio è il termine usato per descrivere il valore critico che la tensione differenziale deve superare per causare deformazioni permanenti. Nel regime elastico, è preferibile fare riferimento alla rigidità del materiale. Nel regime fragile la forza dipende direttamente dalla grandezza degli sforzi principali ed è dato dal valore della sollecitazione in cui la curva di figura 1.2 si discosta dall'andamento lineare.

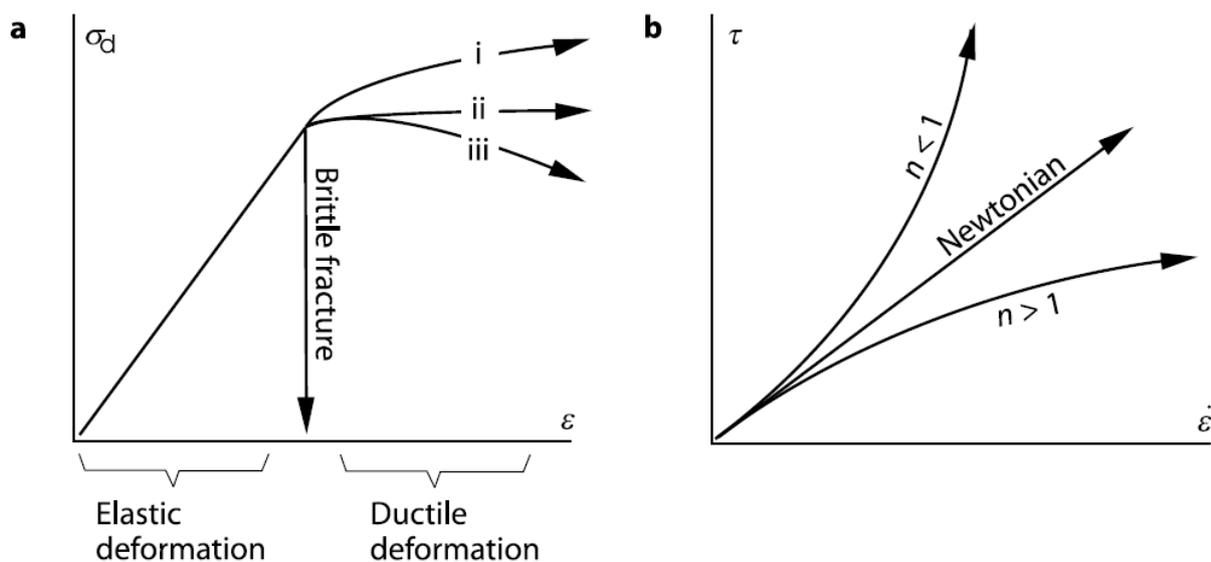


Figura 1.2 a) Deformazione fragile e b) deformazione duttile. Nel regime fragile la forza dipende direttamente dalla grandezza degli sforzi principali, nel regime duttile, tutte le sollecitazioni differenziali determinano una deformazione permanente e la resistenza dipende dalla velocità di deformazione

Nel regime viscoso, tutte le sollecitazioni differenziali porteranno alla deformazione permanente e la resistenza dipende in questo caso dalla velocità di deformazione (pannello di destra in figura 1.2). In senso stretto, dunque, la resistenza non ha alcun significato per la deformazione viscosa, ed è quindi preferibile descrivere lo *stress* tramite la viscosità del materiale.

1.3 Leggi di deformazione

Per una descrizione meccanica della deformazione abbiamo bisogno di leggi matematiche che mettano in relazione lo *stress* (o forza) con la deformazione (o velocità di deformazione). Tale rapporto è definito da una legge di flusso o relazione costitutiva. Se conosciamo la legge di flusso per una data roccia, allora possiamo utilizzare la relazione di equilibrio meccanico per descrivere la deformazione delle rocce in risposta ad una forza applicata:

$$\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} - \rho g = \rho a_z$$

Su scale temporali geologiche e scale di lunghezza litosferiche, cinque termini sono usati per descrivere i meccanismi possibili di deformazione:

- Deformazione fragile
- Deformazione plastica
- Deformazione duttile
- Deformazione elastica
- Deformazione viscosa

Questi termini hanno significati molto diversi; alcuni di loro sono molto rigorosamente definiti mentre altri non lo sono (Weijermars 1997; Twiss e Moores 1992; Jaeger e Cook 1979; Stüwe 2007) (si veda tabella sottostante). La deformazione elastica è caratterizzata da una proporzionalità tra sforzo e deformazione.

brittle		no deformation law but a stress state; usually described with plastic law	
plastic	(ductile)	constant stress; example: sand	
viscous	(ductile)	stress and strain rate are proportional	- linear (Newtonian) - non linear (power law)
elastic		stress and strain are proportional	

Entrambi questi parametri sono descritti da tensori ciascuno caratterizzato da 6 componenti indipendenti. Tuttavia, se questa proporzionalità è idealmente lineare e si considera solo il caso di un carico monoassiale (monodimensionale), questo rapporto si chiama legge di Hooke e può essere semplicemente scritto come:

$$\underline{\sigma}_{xx} = E \underline{\epsilon}_{xx}$$

dove gli indici sottolineano che questa equazione è pensata unidimensionalmente (e non una equazione completa per il tensore). Quando la deformazione è monoassiale, allora ϵ è la deformazione normale longitudinale (adimensionale) ed è definita come la variazione di lunghezza durante la deformazione rispetto alla lunghezza iniziale. La costante di proporzionalità E è chiamato modulo di Young e ha le dimensioni di uno sforzo (Unità di misura Nm^{-2}). Il modulo di Young corrisponde alla pendenza della parte elastica della curva sforzo-deformazione di figura 1.2; per le rocce è dell'ordine di 10^{10} to 10^{11} Pa. Nel caso bidimensionale e tridimensionale del tensore dello sforzo, allora è anche importante considerare che le rocce sono comprimibili. Questo comportamento è descritto dalla costante di Poisson ν . Per la stress principale maggiore possiamo scrivere:

$$\sigma_1 = \epsilon_1 E + \nu \sigma_2 + \nu \sigma_3$$

o, se la deformazione è scritta in funzione dello sforzo:

$$\epsilon_1 = \frac{1}{E} \sigma_1 - \frac{\nu}{E} \sigma_2 - \frac{\nu}{E} \sigma_3$$

Quando le forze applicate alle rocce non possono essere compensate elasticamente, si verificherà una deformazione permanente (per esempio, una rottura fragile o una deformazione duttile).

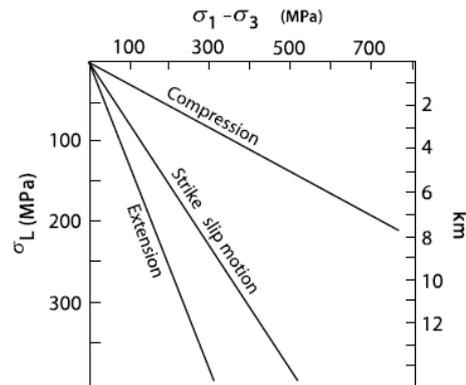


Figura 1.3 Criterio di rottura fragile lineare descritto in base ai tre regimi tettonici, compressivo, trascorrente ed estensionale

La rottura fragile è comunemente descritta con il criterio di Mohr-Coulomb, che descrive solo uno stato dello *stress*, cioè lo stato critico in cui si verifica una rottura. In regime fragile il valore per la rottura dipende dallo *stress* differenziale e dal regime tettonico (figura 1.3).

Sulla base del regime tettonico, il criterio fragile lineare è descritto per faglie inverse, normali e trascorrenti come:

$$\begin{aligned} \text{reverse faults: } \sigma_1 - \sigma_3 &= \frac{2(\sigma_0 + \mu\sigma_L(1 - \lambda))}{\sqrt{\mu^2 + 1} - \mu} , \\ \text{normal faults: } \sigma_1 - \sigma_3 &= \frac{-2(\sigma_0 - \mu\sigma_L(1 - \lambda))}{\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu} , \\ \text{strike slip faults: } \sigma_1 - \sigma_3 &= \frac{2(\sigma_0 + \mu\sigma_L(1 - \lambda))}{\sqrt{\mu^2 + 1}} . \end{aligned}$$

La fonte di dati più affidabile per l'interpretazione del campo di *stress* intraplacca rimane l'interpretazione dei dati sismici, in particolare perché permette di individuare i processi che si verificano in profondità all'interno della litosfera. La sismicità può essere utilizzata per determinare il campo di *stress* in due dimensioni, interpretato con l'ausilio di soluzioni dei meccanismi focali del piano di faglia (alcuni esempi in figura 4 per a) faglia normale; b) faglia inversa; c) faglia trascorrente).

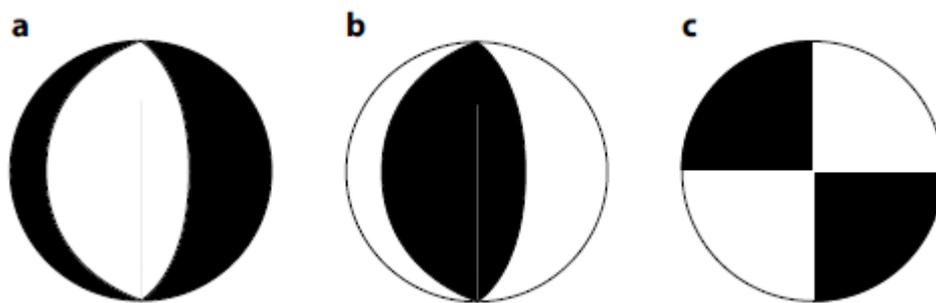


Figura 1.4 Soluzioni dei meccanismi focali del piano di faglia per a) faglia normale; b) faglia inversa; c) faglia trascorrente).

1.4 Reologia della litosfera

Le rocce sono fragili a basse temperature e pressioni, ma ci sono molti casi in cui una roccia si comporta come un materiale duttile. La resistenza della litosfera, e quindi il passaggio dal comportamento fragile al comportamento duttile, dipende dalla sua struttura e dalle proprietà reologiche caratteristiche del particolare contesto geodinamico. Per una roccia di data composizione mineralogica e microstruttura, i più importanti parametri di controllo sono la pressione, la temperatura, la deformazione e la velocità con cui essa avviene, la storia deformativa, il contenuto di liquidi nei pori e la pressione dei fluidi, la granulometria, la fugacità dei volatili e l'attività chimica delle componenti mineralogiche (Evans e Kohlstedt, 1995; Keefner et al, 2011). La reologia descrive il comportamento degli ammassi rocciosi, indipendentemente dal fatto che la deformazione avvenga effettivamente con un flusso o piuttosto per rottura fragile o altri meccanismi di deformazione. La reologia descrive le relazioni tra forze e movimenti e tra *stress* e deformazione. Per queste ragioni, le relazioni costitutive costituiscono la base per tutte le questioni riguardanti la reologia.

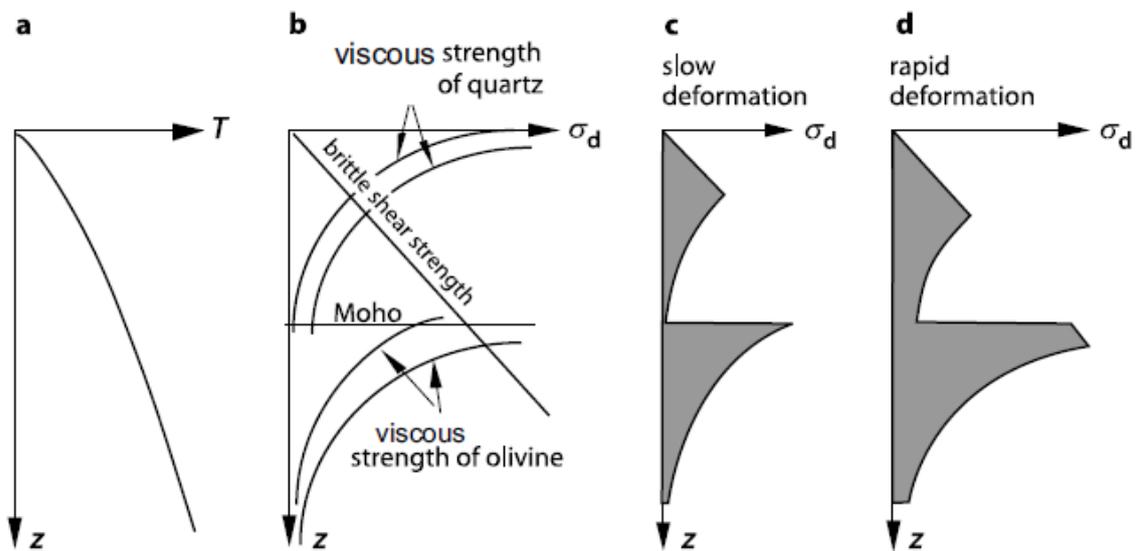


Figura 1.5 Profili di resistenza della litosfera in base a litologie e velocità di deformazione.

Una roccia ad una data profondità tende sempre a deformarsi (*strain*) secondo il meccanismo di deformazione che richiede meno sforzo (*stress*). Usando questa logica, si possono tracciare profili di resistenza della litosfera come quelle illustrati in figura 1.5. I profili di resistenza sono costituiti da due differenti tipi di curve. Le rette descrivono la rottura fragile. Questa parte rettilinea delle curve mostra che la resistenza aumenta con l'aumentare della profondità, in quanto lo sforzo normale aumenta nella crosta con la profondità. Le curve descrivono le deformazioni viscose. La resistenza che descrivono decresce esponenzialmente verso il basso, perché la temperatura aumenta con la profondità circa linearmente mentre la viscosità di un determinato minerale diminuisce in modo esponenziale con la temperatura. Ogni curva è data per una data velocità di deformazione (*strain rate*) che si assume costante su tutta la litosfera.

1.5 Costruzione dei profili reologici per l'area italiana

Lo *stress* differenziale massimo a rottura per la litosfera italiana è stato calcolato su profili 1D con spaziatura di circa 25 x 25 km, sulla base del flusso di calore, lo spessore e la composizione della crosta e mantello litosferico, lo *strain rate*. La costruzione dei profili reologici si basa inoltre sugli aspetti teorici esposti in precedenza, in quanto richiede:

identificazione della risoluzione in profondità e applicazione del metodo adeguato per il calcolo dello *stress* differenziale; selezione dei dati disponibili sul livello stratigrafico e generazione di una griglia con nodi circa ogni 25x25 km. i profili reologici monodimensionali sono stati calcolati ai nodi (Figura 1.6); raccolta di informazioni sulla composizione e la conducibilità termica della crosta e della litosfera e inclusione della stessa nei calcoli; revisione dei più recenti dati di flusso di calore; calcolo dello stress differenziale Per l'Italia sono stati scelti tre metodi di studi: due sulla base della reologia classica e uno basato su studi sismologici, proponendo una mappa dello strato sismogenetico per l'Italia. Abbiamo adottato tre ipotesi di lavoro. In primo luogo abbiamo determinato il comportamento fragile basato su un approccio analitico semplice che integra tre leggi di flusso: fagliazione frizionale, dislocazione per creep e creep newtoniano. Il *Mapping* sfrutta un *dataset* aggiornato a scala regionale riguardante lo spessore della litosfera, la profondità della Moho, la temperatura e le faglie sismogenetiche.

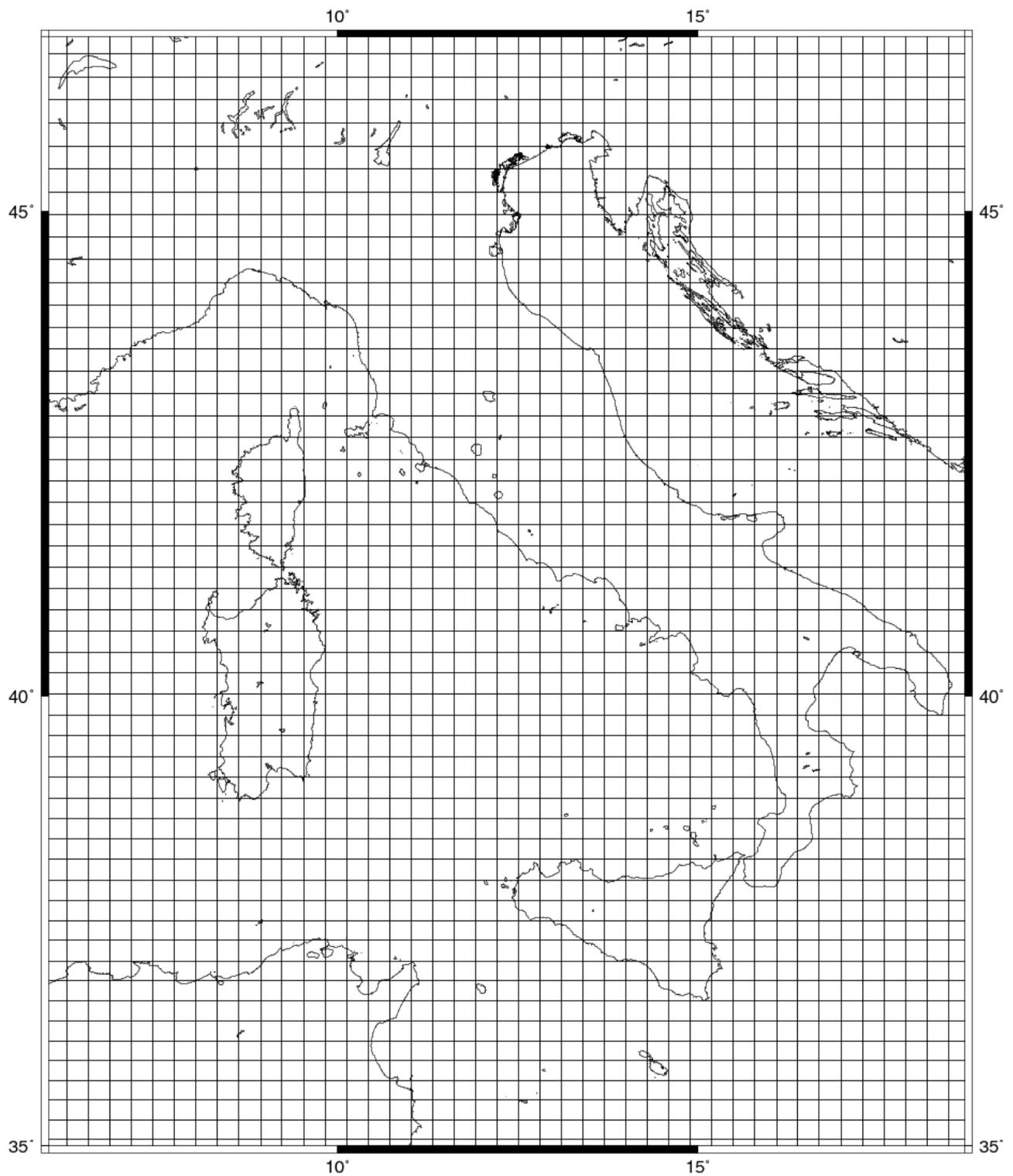


Figura 1.6 Griglia con nodi utilizzata nel presente lavoro. Le maglie hanno dimensioni di 25x25 km

Questo approccio ha il vantaggio della semplicità e può essere calcolato per grande regione con la conoscenza approssimativa dei parametri necessari. Come secondo passo abbiamo costruito i profili reologici dettagliati in località selezionate, dove erano disponibili dati di buona qualità.

Quest'approccio permette di confrontare in dettaglio lo strato sismogenetico calcolato con le conoscenze di tettonica. Infine, abbiamo analizzato la distribuzione della profondità dei terremoti recentemente aggiornata dalla Rete Sismica Nazionale Italiana (<http://iside.rm.ingv.it/>). I terremoti forniscono un collegamento diretto con lo strato sismogenetico, ma i risultati dipendono dal campo di magnitudo analizzato e dal numero e la qualità dei dati processati. Abbiamo sistematicamente confrontato i tre approcci al fine di evidenziare analogie e capire le differenze. Abbiamo scoperto che gli approcci reologici approssimativi e di dettaglio non differiscono in modo significativo nel predire la profondità dello strato sismogenetico più superficiale, e che le distribuzioni di profondità dei terremoti danno risultati comparabili in molti punti (Figura 1.7). D'altra parte, i profili reologici dettagliati identificano nella tettonica compressiva un secondo strato sismogenetico crostale, che coincide con una seconda moda nelle distribuzioni di profondità dei terremoti.

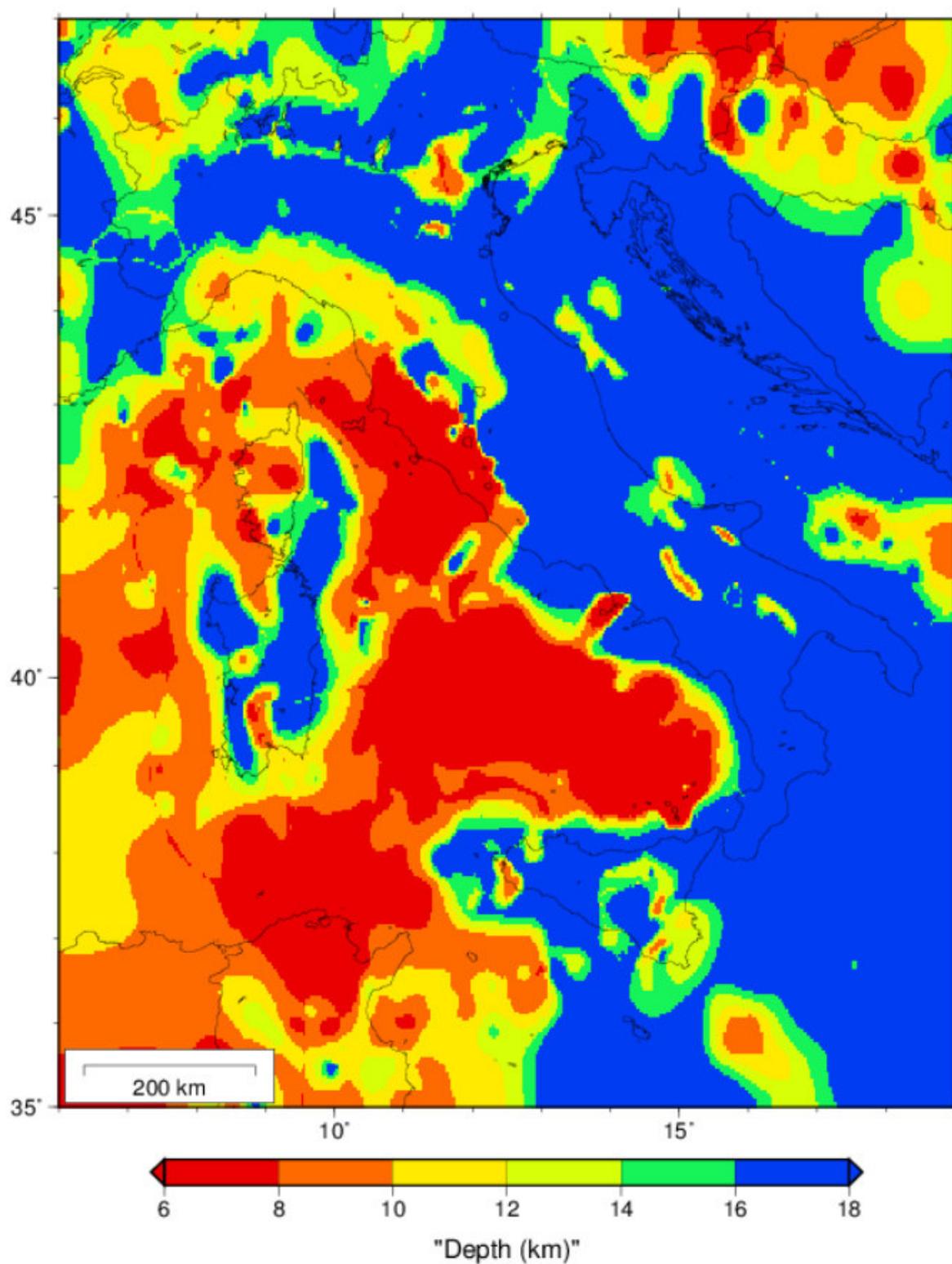


Figura 1.7 Mappa della profondità dello strato sismogenetico calcolata nel presente lavoro (si veda il testo per i dettagli)

PARTE 2

DATI GPS E IMPLEMENTAZIONE DELLA MAPPA DELLO *STRAIN RATE*

2.1 Tassi di deformazione geodetica in Italia

L'interpretazione della deformazione crostale dipende principalmente dalla scala temporale dei processi modellati: la crosta si deforma elasticamente in periodi brevi, in modo permanente quando le sollecitazioni superano il limite di rottura (deformazione cosismica) e in maniera viscosa su scale di tempo geologico. L'evoluzione crostale risultante è registrata diversamente da reti GPS e da tassi di deformazione geologica. Il GPS misura gli spostamenti all'interno del ciclo sismico, ma a causa del comportamento viscoelastico della crosta, la deformazione differisce significativamente all'inizio e alla fine del ciclo. All'inizio del ciclo, il flusso viscoso nella crosta inferiore esercita una trazione sulla crosta superiore e produce elevati gradienti di velocità in prossimità di una faglia. Verso la fine del ciclo si verifica il contrario e gradienti di velocità diminuiscono in prossimità delle faglie.

I gradienti di velocità, in particolare le componenti di strain rate, e le variazioni del valore di accoppiamento tra le placche, sono i principali risultati ottenuti dalle reti GPS che attualmente giocano un ruolo importante nella valutazione della pericolosità sismica in aree tettoniche attive.

La realizzazione di reti geodetiche globali, basate sull'analisi di varie osservazioni geodetiche, ha lo scopo fondamentale di fornire un mezzo unificato per descrivere la posizione di siti posti sulla superficie terrestre, fornendone le coordinate.

Di conseguenza, dal punto di vista geodinamico, la realizzazione e il mantenimento di sistemi di riferimento globali assicura il controllo delle posizioni relative dei siti di monitoraggio,

utile per definire la cinematica e successivamente per modellare la deformazione di aree tettoniche attive. Pertanto, sembra importante fornire qui una breve introduzione per spiegare come i sistemi di riferimento geodetici sono concepiti e realizzati.

2.2 Sistemi di Riferimento Geodetici

Negli ultimi anni le osservazioni di geodesia spaziale come il Very Long Baseline Interferometry (VLBI), il Satellite Laser Ranging (SLR), il Doppler Orbitography and Radio-positioning Integrated by Satellites (DORIS) e il Global Positioning System (GPS) sono diventati uno strumento fondamentale per gli studi geodinamici dedicati all'osservazione dei movimenti delle placche e la rilevazione delle deformazioni (Lambeck, 1988; Hofmann-Wellenhof et al, 2001).

Queste osservazioni richiedono la realizzazione di un sistema di riferimento che è definito dalle coordinate Cartesiane geocentriche e dalla velocità delle stazioni di monitoraggio globale, determinate attraverso tecniche di geodesia spaziale.

Il posizionamento è quindi strettamente connesso ad un sistema di riferimento: il sistema di riferimento è realizzato da una rete di riferimento che è a sua volta definita da posizioni di stazioni. Qualsiasi fattore che influenza le stazioni e le posizioni dei satelliti, si ripercuote sul sistema di riferimento e viceversa.

Dalla fine degli anni '80, la costellazione di satelliti GPS è diventata di fondamentale importanza negli studi regionali e globali della Terra. Di fronte a una vasta diffusione dei dati GPS e con la diversificazione delle loro applicazioni, la comunità scientifica mondiale ha fatto uno sforzo per promuovere degli *standard* internazionali per l'acquisizione e l'analisi dei dati GPS, e per implementare e gestire un sistema comune per il controllo globale.

Ad oggi, l'ampia rete globale di ricevitori GPS di alta precisione offre la possibilità di produrre un sistema di riferimento che è denso e di qualità ragionevolmente omogenea, con precisione sub-centimetriche su scala globale, facilmente accessibile agli utenti GPS, ideale

per monitorare variazioni della superficie della Terra e per fornire condizioni al contorno cinematiche per gli studi geodetici regionali o locali.

2.3 Sistemi di Riferimento Terrestre e Celeste

Le tecniche di geodesia spaziale si basano sul posizionamento differenziale tra le stazioni e satelliti e di conseguenza entrambi i tipi di coordinate devono essere espressi nello stesso sistema di riferimento. Le posizioni delle stazioni sono convenientemente rappresentate in un sistema di riferimento Terrestre solidale con la Terra, e quindi co-rotante, mentre la determinazione delle orbite satellitari richiede un sistema di riferimento geocentrico Celeste (quasi-inerziale). Vi è quindi la necessità di definire con precisione i parametri di trasformazione tra un sistema all'altro (Mueller, 1985).

La definizione di un sistema di riferimento terrestre è complicata da processi geofisici che fanno deformare la crosta terrestre a scala globale, regionale e locale, ad una grandezza maggiore della precisione delle attuali misure di geodesia spaziale.

La definizione di un sistema di riferimento celeste è complicata dal fatto che gli oggetti stellari hanno moti o strutture proprie, e non possono essere considerati come punti sorgenti (Arias et al., 1995).

L'attuale Sistema di Riferimento Celeste è realizzato da un catalogo di coordinate equatoriali di oltre 118000 stelle all'epoca 1991.25 insieme ai loro moti propri, alle loro parallassi e loro grandezze (Kovalevsky et al., 1997). Questo è il catalogo Hipparcos, il prodotto primario della missione astronomica dell'Agenzia Spaziale Europea, Hipparcos. Lanciato nell'agosto 1989, Hipparcos ha osservato con successo la sfera celeste per 3.5 anni prima della fine delle operazioni cessate nel marzo 1993. Le analisi delle osservazioni hanno generato il catalogo Hipparcos di 118218 stelle, mappate con la massima precisione (ESA, 1997). Queste coordinate definiscono, ad un'epoca fondamentale arbitraria, un Sistema di Riferimento Celeste (CRF).

Il Sistema di Riferimento Terrestre è invece realizzato mediante una serie di coordinate Cartesiane di stazioni ad un'epoca fondamentale arbitraria, utilizzando varie osservazioni di

geodesia spaziale (Kovalevsky et al., 1989; Boucher, 2001). Le posizioni delle stazioni definiscono sulla superficie terrestre un poliedro fondamentale e sono espresse in un particolare sistema Cartesiano geocentrico di coordinate, definito secondo *standard* internazionali.

Mantenere il *Reference Frame* significa mettere in relazione il poliedro ruotato, traslato e deformato con il poliedro fondamentale in un'epoca successiva. Le deformazioni del poliedro sono, per definizione, quei movimenti che non contengono rotazioni o traslazioni. Le deformazioni sono tenute in conto, almeno al primo ordine, completando il catalogo con le velocità delle stazioni, che derivano da misure geodetiche di lungo termine. Il *Reference Frame* non cambia, a meno che uno nuovo sia definito, e viene fissato alla posizione della stazione ad un'epoca t_0 di riferimento (posizione della stazione sul poliedro fondamentale) ed è costituito da un insieme di coordinate cartesiane e velocità ad una data epoca.

Il collegamento tra il TRF (poliedro fondamentale) e il CRF è dato dai parametri di nutazione, precessione e orientazione della Terra (EOP).

2.4 Variabilità del vettore rotazione Terrestre

L'orientazione terrestre è definita come la rotazione tra un insieme geocentrico di assi che ruotano solidali con la Terra (il TRF) e un altro insieme geocentrico di assi, non rotanti, riferiti allo spazio inerziale (CRF).

Il modo più comune per descrivere la rotazione della Terra è specificare la matrice di rotazione tra i due sistemi. Se la Terra ruotasse uniformemente attorno ad un asse di rotazione fisso (rispetto alla crosta terrestre e il sistema celeste), ogni variazione della rotazione terrestre potrebbe essere descritta con un solo parametro: l'angolo di rotazione dipendente linearmente dal tempo, o dalla scala temporale che può essere derivata da questo angolo di rotazione (il Tempo Universale).

In realtà l'asse di rotazione non è né fisso rispetto alla crosta né in relazione con un sistema celeste, e la velocità di rotazione della Terra è soggetto incessantemente a leggere variazioni (Mueller, 1971; Hide e Dickey, 1991).

I cambiamenti del vettore di rotazione della Terra sono causati dall' interazione gravitazionale esercitata dalla Luna, dall Sole e dai pianeti, oltre che da spostamenti di masse sulla Terra stessa e da altri meccanismi di eccitazione (Melchior, 1983; Yoder et al., 1981; Paquet et al., 1997). Le oscillazioni osservate possono essere interpretate in termini di elasticità del mantello, schiacciamento della Terra, struttura e proprietà della discontinuità nucleo-mantello, reologia del nucleo, movimenti di acque sotterranee, variabilità oceanica e atmosferica su scale temporali meteorologiche o effetti climatici (Lambeck, 1980; Blewitt et al., 2001). La comprensione dell' interazione tra i vari strati del nostro pianeta è anche un aspetto chiave della ricerca sulla rotazione terrestre.

In linea di principio l'orientazione della Terra può essere descritta da tre angoli indipendenti (ad esempio gli angoli di Eulero). Tuttavia il monitoraggio classico della rotazione terrestre considera il movimento dell' asse di rotazione separatamente nel sistema terrestre e in quello inerziale. Il movimento principale dell'asse di rotazione in uno spazio inerziale è la precessione. In aggiunta, ci sono piccoli movimenti dell' asse di rotazione chiamati nutazione (Mathews et al., 2002).

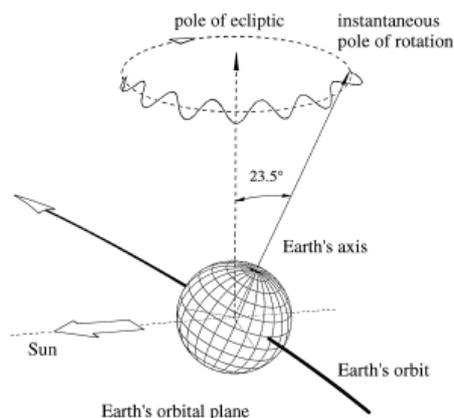


Figura 2.1 L'asse di rotazione terrestre in un sistema inerziale

Il movimento dell'asse di rotazione terrestre rispetto alla crosta (nel sistema terrestre) viene chiamato polodia (moto del polo). La nutazione e il moto del polo sono dovuti a coppie di forze esterne (moto forzato) e al moto libero.

La nutazione rappresenta principalmente la risposta forzata della Terra; il moto del polo rappresenta la risposta forzata e libera in parti quasi uguali. Attualmente, solo la risposta forzata sulla nutazione può essere ben calcolata da modelli geofisici e orbitali, integrati con misure di geodesia spaziale (VLBI).

La risposta libera di nutazione e di moto del polo possono essere determinati solo con la geodesia spaziale (da VLBI e sempre tramite GPS). Il moto del polo è la rotazione del vero polo celeste come definito da modelli di precessione e nutazione rispetto al polo (asse Z) di un sistema di Riferimento Terrestre convenzionalmente definito (McCarthy e Petit, 2004). L'accuratezza del moto del polo osservato è oggi 0.2-0.5 millisecondi d'arco (mas), che è equivalente a 6-15 mm sulla superficie della Terra (Figura 2.2).

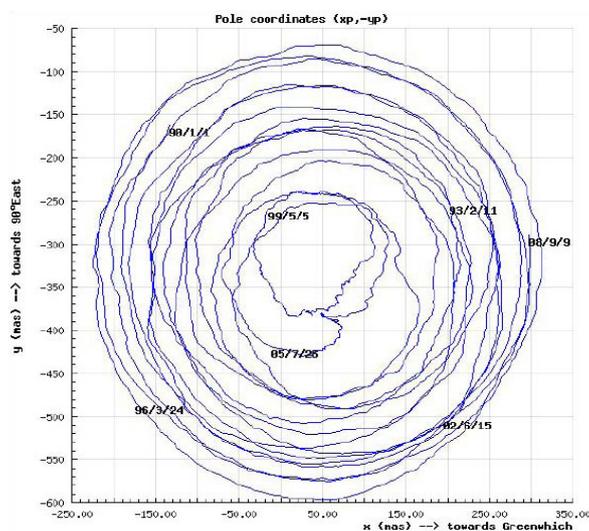


Figura 2.2: Polodia dal 1/1/1990 al 11/9/2008, ovvero traccia del moto del polo sul piano tangente rispetto al polo convenzionale (creato dal sito web dello IERS, Observatoire de Paris).

Se tutte le coppie forzanti sulla Terra venissero eliminate, il suo asse di rotazione subirebbe ancora variazioni rispetto alla sua configurazione originale dovute principalmente alle proprietà elastiche della Terra e allo scambio di momento angolare tra Terra solida, oceani e atmosfera (Chao, 1989; Herring, 1992; Ray et al., 1994; Gross, 2000).

Questa eccitazione geofisica rimane in parte imprevedibile, ed è tale che il moto del polo non sia completamente modellabile, ma sia determinato empiricamente con misure di geodesia spaziale dai vari insiemi di dati geofisici.

La componente del moto libero del polo (cioè con tutte le coppie forzanti esterne eliminate) ha un movimento circolare in senso antiorario con un periodo principale di circa 430 giorni (il periodo di Chandler) e l'ampiezza di 3-6 m. La sua componente forzata (a causa di forze di marea) è di circa un ordine di grandezza più piccola, con periodi quasi diurni (Zschau, 1983), mentre la sua componente annuale a causa del contributo forzante dell'atmosfera, è grande quasi quanto il movimento di Chandler.

Le misurazioni della rotazione della Terra sono fornite sotto forma di serie storiche dei cosiddetti parametri di orientazione terrestre (EOP) (Gambis e Bizouard, 2008). Il tempo universale (UT1), il moto del polo e il moto celeste del polo (precessione / nutazione) sono determinati dal VLBI (Ma e Shaffer, 1991). Le tecniche di geodesia spaziale GPS, SLR e DORIS, determinano il moto del polo e le rapide variazioni del tempo universale (Herring et al., 1991).

2.5 Il Servizio Internazionale per la Rotazione Terrestre e Sistemi di Riferimento (IERS)

Lo IERS è stato stabilito come servizio internazionale per la rotazione Terrestre dall'Unione Astronomica Internazionale nel 1987 e l'Unione Internazionale di Geodesia e Geofisica ne è entrata a far parte il 1° gennaio 1988. Nel 2003 è stato rinominato *Earth Rotation and Reference Systems Service*.

Il suo Ufficio centrale combina il risultato di diversi centri di analisi che adotta gli stessi *standard*, diffonde informazioni sull'orientazione della Terra, e mantiene il sistema di riferimento.

Gli obiettivi primari dello IERS sono di servire le comunità astronomica, geodetica e geofisica, fornendo: l' *International Celestial Reference System* (ICRS) e la sua realizzazione il *Frame* (ICRF); l' *International Terrestrial Reference System* (ITRS) e la sua

realizzazione il *Frame* (ITRF); i parametri di orientazione della Terra, necessari per studiare le variazioni di orientazione e effettuare la trasformazione tra ICRF e ITRF (Gambis e Bizouard, 2008); i dati geofisici per interpretare le variazioni spazio-temporali dell'ICRF, ITRF o EOP, e il modello di tali variazioni; le norme, le costanti e i modelli (ad esempio, convenzioni) incoraggiando l'adesione internazionale (McCarthy e Petit, 2004).

Lo IERS fornisce i dati sull'orientazione della Terra, su ICRS e ICRF, su ITRS e ITRF, e su fluidi geofisici. Mantiene inoltre le convenzioni contenenti i modelli, le costanti e gli standard.

2.6 ICRS e ICRF: definizione e realizzazione

Per sistema di riferimento si intende l'insieme di norme e convenzioni uniti alla modellazione richiesta per definire in qualsiasi momento una terna di assi. Il sistema di riferimento internazionale celeste (ICRS) ha l'origine situata nel baricentro del sistema solare ottenuto mediante un'adeguata modellazione delle osservazioni VLBI. L'asse Z è definito ortogonale all'equatore celeste di riferimento, l'asse X passa attraverso la linea degli equinozi γ , e l'asse Y è ortogonale al piano XZ, per completare la terna destrorsa.

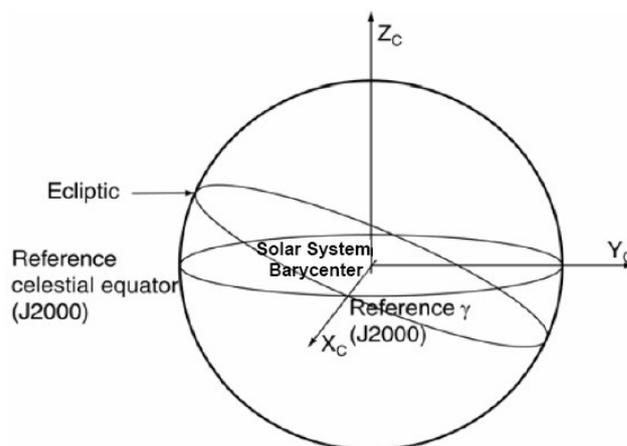


Figura 2.3 Il sistema di riferimento Celeste

L' *International Celestial Reference Frame* (ICRF), ovvero la realizzazione pratica dell'ICRS, è un sistema quasi-inerziale definito per rappresentare il moto della Terra rispetto ad alcune sorgenti radio extragalattiche osservate dal VLBI. L'ICRS può essere collegato all'ITRS attraverso l'EOP descrivendo le irregolarità di rotazione terrestre. Tecnicamente, questi sono i parametri che forniscono la rotazione tra ITRS e ICRS in funzione del tempo (movimento polare, LOD e *offset* dei poli celesti). L'ICRS viene utilizzato per calcolare e descrivere le orbite dei satelliti intorno alla Terra. L'ICRS non è co-rotante con la Terra e non è utile per descrivere le posizioni dei punti situati sulla superficie terrestre.

2.7 ITRS e ITRF: definizione e realizzazione

L'International Terrestrial Reference System (ITRS) è costituito da una serie di norme e convenzioni insieme con la modellazione necessaria per definire l'origine, la scala, l'orientamento e l'evoluzione temporale del sistema stesso.

La sua definizione soddisfa le seguenti condizioni:

1. È geocentrico, essendo il centro di massa definito per tutta la Terra, compresi oceani e atmosfera.
2. L'unità di lunghezza è il metro (SI). La scala è ottenuta tramite opportuna modellazione relativistica per definire la velocità della luce.
3. La sua orientazione è stata inizialmente fornita dal BIH all'epoca 1984.0.
4. La sua evoluzione temporale è assicurata applicando una condizione no-net-rotation per quanto riguarda i movimenti tettonici orizzontali su tutta la Terra.

L'ITRS è realizzato dall'ITRF (Boucher e Altamimi, 1996) che è definito dalle coordinate Cartesiane geocentriche e dalle velocità di una serie di stazioni di riferimento ottenute da osservazioni VLBI, LLR (Lunar Laser Ranging), GPS, SLR, e Doris. Le coordinate nell'ITRF definiscono implicitamente gli assi del riferimento (orientazione e di origine). Il modello assume che la posizione istantanea di ogni punto sulla superficie della Terra al tempo t sia rappresentabile con un modello lineare

$$X(t) = X_0 + \dot{X}(t - t_0) + \sum_1 \Delta X_i(t)$$

L'ultimo termine tiene conto del fatto che le coordinate delle stazioni di riferimento sono influenzate dalle maree (Cartwright e Tayler, 1971) e dal carico degli oceani (Schernek, 1993). Questi effetti vengono modellati e rimossi, mentre altre fonti di deformazioni non sono modellate.

La costruzione di un ITRF è basata su una combinazione di soluzioni fornite da diversi centri di analisi. Il modello utilizzato per la combinazione si basa su una trasformazione di similarità a sette parametri:

$$\begin{bmatrix} X^S \\ Y^S \\ Z^S \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_{t_0} + \begin{bmatrix} T_X^S \\ T_Y^S \\ T_Z^S \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} D^S & -R_Z^S & R_Y^S \\ R_Z^S & D^S & -R_X^S \\ -R_Y^S & R_X^S & D^S \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_{t_0}$$

dove T_X^S , T_Y^S , T_Z^S , D^S , R_X^S , R_Y^S , R_Z^S sono rispettivamente le tre traslazioni, il fattore di scala e le tre rotazioni tra la ITRF e le S soluzioni individuali.

Grazie alla buona coerenza trovata tra le velocità geodetiche e il modello Nuvel-1, l'ITRF è stato definito per convenzione in modo che non ci sia rotazione netta (NNR) del riferimento rispetto alla litosfera media della Terra; questo è realizzato allineando l'ITRF al modello cinematico della tettonica delle placche NNR-Nuvel-1A (Argus e Gordon, 1991).

2.8 Il sistema World Geodetic System 1984 (WGS84)

L'ITRF, creato dalla comunità civile GPS, è una realizzazione alternativa al WGS84 creato dalle organizzazioni militari statunitensi. Il sistema di riferimento terrestre utilizzato dal Dipartimento della Difesa USA (DoD) per il posizionamento GPS è il World Geodetic System 1984 (WGS84). Consiste in un sistema di coordinate Cartesiane tridimensionale con un ellissoide associato, in modo che le posizioni WGS84 possano essere descritte sia come coordinate cartesiane geocentriche che come ellissoidiche. È stato realizzato dalle

coordinate di un insieme di stazioni di monitoraggio, distribuite a livello globale, con una precisione stimata di 1-2 metri (ben inferiore all' accuratezza di 10-20 mm dell' ITRF). Dal momento che l'ITRF è di qualità superiore al militare WGS84, il *datum* WGS84 ora prende efficacemente la sua definizione dall' ITRS. Pertanto, anche se in linea di principio il TRF trasmesso è la realizzazione principale WGS84, in pratica l'ITRF è diventato il più importante Terrestrial Reference Frame perché ha dimostrato di essere più preciso.

2.9 L' ITRF2005

Ogni versione dell' ITRF è identificata da un codice anno, che indica l'anno di realizzazione. L'ultima realizzazione dell' ITRF è l' ITRF2008, mentre la precedente, ancora molto utilizzata è l' ITRF2005, entrambi riferiti all'epoca 2000.0 (1 gennaio 2000) (Altamimi et al., 2007). La soluzione è stata ottenuta combinando le posizioni di stazione e velocità stimate da molti centri di analisi utilizzando le osservazioni delle principali tecniche di geodesia spaziale. L'elemento chiave delle combinazioni ITRF è la disponibilità di siti di misura co-locati in cui due o più strumenti di geodesia spaziale operano e dove le coordinate differenziali, i cosiddetti legami locali (*local tie*), tra i punti vengono determinati e inseriti come vincoli nella stima dell' ITRF (Figura 2.4).

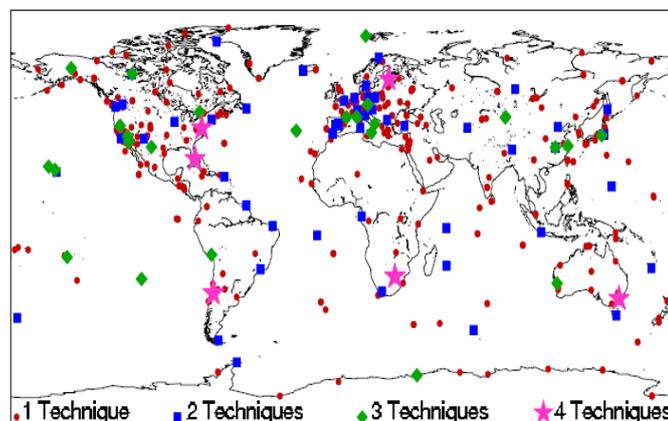


Figura 2.4 Numero di tecniche per ogni sito

L'ITRF2005 è composto da 608 stazioni situate in 338 siti, con una distribuzione squilibrata fra l' emisfero settentrionale (268 siti) e l' emisfero sud (70 siti). È semplicemente un elenco di coordinate (X, Y e Z in metri) e di velocità (dX, dY e dZ in metri all' anno) di ciascuna stazione con le corrispondenti accuratezze.

Le coordinate si riferiscono al tempo 2000.0; per ottenere le coordinate di una stazione in un qualsiasi altro momento si utilizza la velocità della stazione, sotto l'ipotesi di moto lineare. Ogni realizzazione dell' ITRF è disponibile in un formato SINEX (Independent Software Exchange) come *file* di testo dal sito Internet IERS.

Per stimare il modello cinematico di tettonica delle placche derivante dall' ITRF2005, è stato usato un insieme selezionato di 152 velocità, ottenendo i poli di rotazione e le velocità angolari di 15 placche (Tabella 1). Per la stima è necessario avere in una placca almeno tre vettori di velocità.

Poli di rotazione e velocità angolari derivati dall' ITRF2005				
Plate	Lat. °N	Lon. °E	ω °/Myr	rms °/Myr
AF	49.995	-82.501	0.269	0.003
AN	58.813	-125.315	0.223	0.007
AR	49.642	5.061	0.579	0.019
AU	32.407	37.367	0.628	0.003
CA	39.318	-104.279	0.241	0.145
EU	56.330	-95.979	0.261	0.003
IN	49.823	21.841	0.614	0.108
NA	-4.291	-87.385	0.192	0.002
NZ	45.101	-101.441	0.642	0.015
PA	- 62.569	112.873	0.682	0.004
SA	- 16.800	-129.631	0.121	0.003
SO	53.661	-89.542	0.309	0.019
YA	59.425	-109.737	0.310	0.021

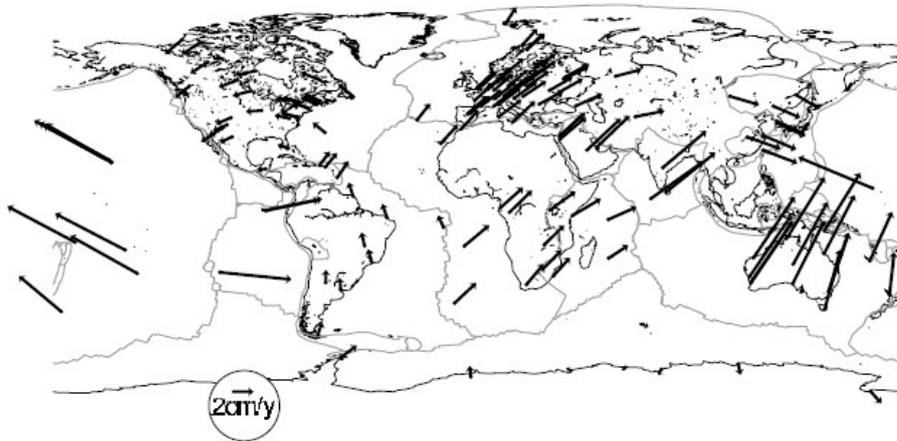


Figura 2.5 Velocità utilizzate nell' ITRF2005 per stimare i parametri del moto (poli di rotazione e velocità angolari) per la tettonica delle placche (Altamimi et al., 2007).

La selezione dei siti soddisfa i seguenti criteri: (1) che siano continuamente osservati durante almeno 3 anni; (2) che si trovino su parti rigide di placche tettoniche e lontano da zone in deformazione; (3) con un errore formale della velocità, come risultato della combinazione ITRF2005, inferiore a 1.5 mm/yr; e (4) la velocità *post-fit* residua (sulle componenti Est e/o Nord) inferiore a 1.5 mm/yr, dopo la stima dei poli di rotazione. Gli errori relativi alle coordinate dei poli di rotazione comprese nell' intervallo di longitudini tra 0.3° e 35° sono determinati con minore accuratezza.

In Italia solo nove siti contribuiscono alla definizione dell' ITRF2005 (Figura 2.6). Alcuni di questi siti hanno più strumenti con diverse tecniche di geodesia spaziale o ulteriori stazioni GPS, per un totale di 13 siti di osservazione (Tabella).

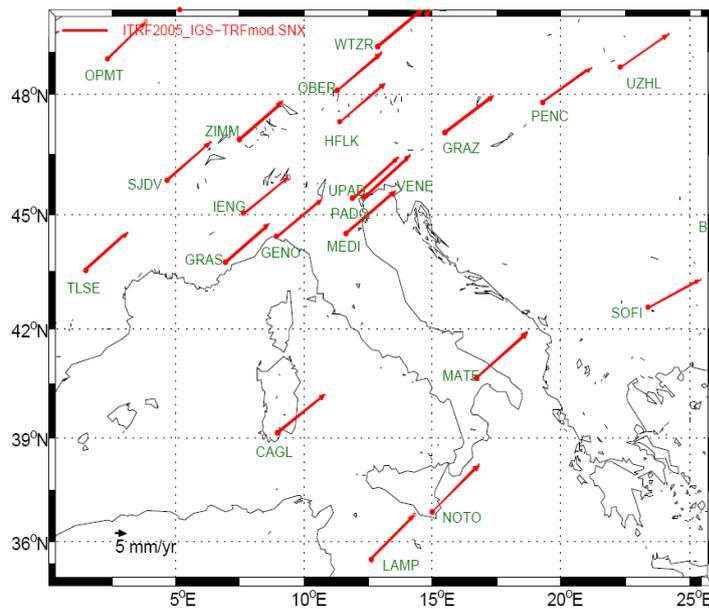


Figura 2.6 Le velocità ITRF2005 nell'area Italiana. Solo nove siti contribuiscono alla definizione dell'ITRF.

Componenti di velocità dell'area italiana nell'ITRF2005									
SITE	Lon °N	Lat °E	E mm/yr	±E mm/yr	N mm/yr	±N mm/yr	Up mm/yr	±Up mm/yr	azi °
CAGL	8.97	39.14	21.54	0.24	16.16	0.23	0.25	0.60	120.5
CAGZ	8.97	39.14	21.54	0.24	16.16	0.24	0.25	2.59	120.7
GENO	8.92	44.42	20.84	0.51	15.87	0.60	0.39	2.08	172.2
IENG	7.64	45.02	20.36	1.16	15.31	1.16	1.14	0.27	53.3
LAMP	12.61	35.50	19.56	1.11	18.68	0.77	0.21	1.57	95.7
MAT1	16.71	40.65	23.13	0.15	19.44	0.15	0.25	0.60	125.0
MATE	16.71	40.65	23.13	0.15	19.45	0.15	1.15	0.27	125.0
MEDI	11.65	44.52	22.29	0.18	17.61	0.18	-2.25	0.34	136.7
NOT1	14.99	36.88	21.17	0.19	19.83	0.19	-0.64	0.42	129.8
NOTO	14.99	36.88	21.17	0.19	19.83	0.19	-0.64	0.42	129.8
PADO	11.90	45.41	20.85	0.26	17.28	0.32	-1.18	0.92	174.6
UPAD	11.88	45.41	20.85	0.26	17.29	0.32	-1.18	0.92	174.6
VENE	12.33	45.44	20.97	0.45	17.47	0.53	2.04	3.89	176.4

2.10 Il servizio Internazionale IGS

Il servizio internazionale dei sistemi globali di navigazione satellitare (GNSS) è l'IGS, ex *International GNSS Service* (Mueller e Beutler, 1992); l'IGS è una federazione volontaria di oltre 200 agenzie in tutto il mondo che mettono in comune le risorse e dati GPS permanenti e stazioni GLONASS per generare prodotti GPS e GLONASS precisi. L'IGS è impegnata a fornire i dati e prodotti di altissima qualità, come gli standard GNSS, a sostegno della ricerca scientifica della Terra, oltre che ad applicazioni multidisciplinari, e l'istruzione. L'IGS è essenziale per coloro che richiedono posizioni WGS84 ad alta precisione. L'IGS gestisce un TRF globale di circa 400 stazioni GPS (giugno 2008) e da questi fornisce i seguenti prodotti distribuiti gratuitamente tramite Internet:

- dati di stazioni IGS a doppia frequenza.
- orbite Precise dei satelliti GPS (effemeridi).
- parametri dell'orologio satellitare GPS.
- parametri di orientamento della Terra.
- coordinate e velocità dei siti IGS; molte di queste stazioni sono anche elencate nell'ITRF.
- Stime del ritardo troposferico tracciato allo Zenith.

Una serie di stazioni GPS è selezionata per la realizzazione IGS dell'ITRF (attualmente IGS05). I principali criteri di selezione sono le prestazioni della stazione, le serie temporali, la monumentazione, la collocazione e distribuzione geografica.

La differenza tra IGS05 e ITRF2005 è che il primo è un riferimento terrestre basato sul GPS, mentre il secondo è ottenuto combinando diverse tecniche di geodesia spaziale.

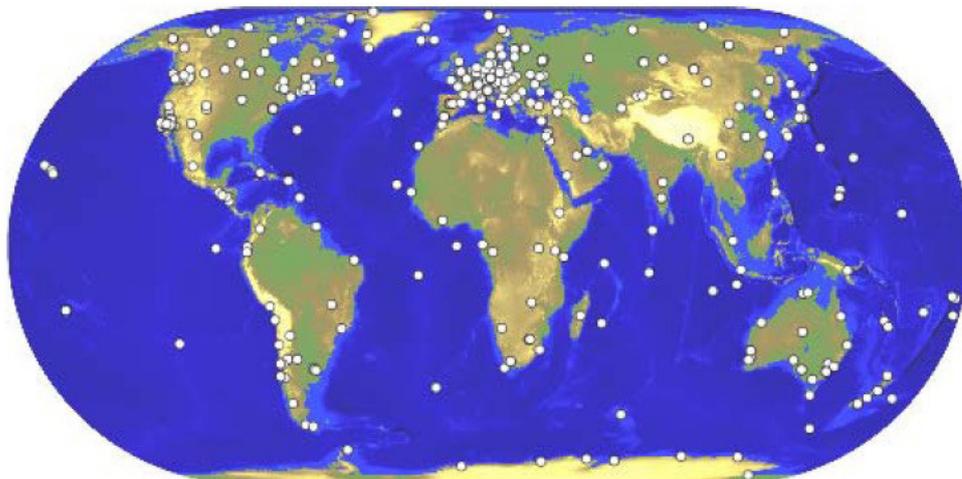


Figura 2.7 La Rete di monitoraggio IGS

2.11 La rete GPS e la cinematica della penisola Italiana

La penisola italiana è un interessante laboratorio naturale per le indagini geofisiche. La sua evoluzione tettonica è guidata dall' interazione tra due placche principali, Africa ed Eurasia ed eventualmente da interazioni con altre micro-placche. L' intera area è caratterizzata da un ambiente tettonico complesso dove due orogeni molto diversi, le Alpi e gli Appennini interferiscono e causano vaste aree di deformazione. Regimi compressivi sono contigui a regimi estensionali lungo tutta la fascia appenninica e al Nord una catena a doppia vergenza di sovrascorrimenti caratterizza la catena alpina. L'intera area è soggetta a lente deformazioni crostali, a livello di pochi mm/yr (Serpelloni et al., 2005; Devoti et al., 2008; Jenny et al., 2006), che risultano dalla convergenza Africa-Eurasia e sono modulate dalla doppia subduzione della placca Adriatica sotto Eurasia e il Mar Tirreno. I gradienti di velocità crostale (*strain rates*) hanno dimostrato di essere fortemente correlati alla attività sismica attuale (Kremer et al., 2002; Bird et al., 2010).

L' entità e la cinematica dei tassi di deformazione e l'accumulo di *stress* a seguito delle strutture sismogenetiche in Italia è parzialmente conosciuto e solo di recente, grazie al costo relativamente basso delle indagini GPS, è stato possibile cartografare le velocità di

deformazione della crosta, ora anche alla scala delle faglie. Tali conoscenze sono state messe a disposizione della discussione scientifica arrivando a risultati provvisori sulla correlazione tra deformazione geologica, sismologica e geodetica, nel tentativo di fornire dati preziosi all' indagine sulla ricorrenza dei terremoti e sulla pericolosità sismica (Caporali et al., 2003; Serpelloni et al., 2005; D'Agostino et al., 2009; Riguzzi et al., 2012).

Il primo tentativo di costruire una rete permanente GPS a livello nazionale è stato assunto dall' Agenzia Spaziale Italiana (ASI) negli anni novanta. Da allora, l' ASI fornisce continuamente i dati GPS di circa 30 siti e si occupa del mantenimento del sistema di riferimento nazionale in stretta collaborazione con l' *European Reference Frame Consortium* (EUREF). Nel 2001, l' Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (INOGS) ha iniziato l' installazione di una rete GPS locale in Friuli per studiare il modello di deformazione dei sovrascorrimenti peri-Alpini. Nel 2004 l' Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) ha iniziato la realizzazione della prima rete nazionale GPS (RING) dedicata alla ricerca geodinamica nella penisola Italiana. Attualmente la rete è costituita da circa 130 stazioni i cui dati vengono trasmessi continuamente al centro archiviazione (<http://ring.gm.ingv.it>) che esegue il controllo di qualità e la memorizzazione dei dati. Attualmente sono liberamente forniti solo i dati di 36 siti , ma c'è una forte richiesta di apertura al pubblico dell' archivio completo per stimolare la ricerca in questo settore così interessante. Infine, negli ultimi anni un numero crescente di siti GPS permanenti sono stati installati da parte di amministrazioni regionali e aziende private, dedicati principalmente ad applicazioni topografiche e servizi commerciali. Queste reti, anche se non concepite per misurare le deformazioni del suolo a lungo termine, hanno dimostrato di essere utili ad aumentare la densificazione della rete geodinamica RING e si sta attualmente contribuendo all' archiviazione di questi dati per renderli disponibili alla comunità scientifica. Tutto questo archivio di dati GPS è attualmente conservato in diversi centri di INGV che gestiscono oltre 400 *files* RINEX al giorno corrispondenti ad un altrettanto numero di siti GPS aventi una interdistanza media di circa 20 km.

Il trattamento dell' intero insieme di dati GPS è stato effettuato dal centro di analisi dell' INGV, sez. CNT-Roma, utilizzando il *software* di analisi dati GPS Bernese.

La procedura di analisi dei dati seguita nel presente lavoro consiste di tre passi. Nella prima fase le osservazioni grezze GPS vengono elaborate secondo un approccio detto a sessioni distribuite (Dong et al., 1998), ottenendo posizioni giornaliere debolmente vincolate, suddividendo le stazioni in *cluster* di elaborazione che successivamente vengono combinati a formare un'unica soluzione di rete giornaliera. Nella seconda fase le soluzioni giornaliere vengono trasformate in un sistema di riferimento comune (per es. ITR2005) per creare le serie temporali delle posizioni e stimare successivamente il campo delle velocità (terzo passo). Tutte le procedure di analisi e di combinazione vengono eseguite utilizzando la matrice di covarianza completa e seguendo le procedure di base comunemente usate per la realizzazione e la combinazione di sistemi di riferimento di geodesia spaziale (Altamimi et al., 2007).

Poiché tutti i passaggi propagano rigorosamente la matrice di covarianza completa delle soluzioni giornaliere originali, la velocità finale combinata mantiene il contenuto informativo completo derivante dalle osservazioni e dal sistema di riferimento usato. Spesso questo tipo di soluzione è definita come soluzione geodetica 'rigorosa' o soluzione 'rigorosa' derivata (Nota tecnica IERS 30).

2.12 Analisi dei dati GPS

Stimare le coordinate precise di una rete GPS richiede un' accurata definizione del sistema di riferimento, altrimenti il problema geodetico non può essere risolto. La matrice normale di solito ha una deficienza di rango uguale al numero di parametri necessari per definire il sistema di riferimento. Il sistema di elaborazione GPS suddivide le osservazioni in blocchi giornalieri e prevede la stima di una serie di parametri del modello (ritardi in troposfera, ambiguità di fase, parametri di orientazione della Terra (EOP) e vettori di stato dei satelliti (SV) a frequenze convenienti e le posizioni del sito una volta al giorno. Detto in questo modo, l' equazione di osservazione è invariante per rotazioni rigide del sistema Terra-satellite e le matrici normali per la risoluzione delle equazioni mostrano una deficienza di rango distinta con lo stesso grado di libertà. La deficienza di rango è fissata una volta che

l'orientazione del sistema Terra-satellite è definita o, in alternativa, se un certo numero di siti e satelliti selezionati è stato vincolato a valori a priori (per es., siti ITRF e orbite) e la trasformazione tra i sistemi di riferimento è definita attraverso le EOP. L'approccio classico è di stabilire un numero di parametri del sistema di riferimento nella fase di lavorazione o di applicare vincoli alla matrice normale, per rimuovere la singolarità (Biagi e Sansò 2003, 2004a, 2004b). Alla fine degli anni novanta e all'inizio del 2000, è stato proposto un approccio leggermente diverso (Dong et al., 1998; Davies e Blewitt, 2000). La filosofia è quella di vincolare debolmente i parametri che definiscono il quadro di riferimento (posizioni del sito, EOP e SV), lasciando che tutte le osservazioni contribuiscano alla definizione del sistema di riferimento in modo coerente. Non vincolando ognuno dei parametri geodetici, si permette al sistema di riferimento di essere definito in una fase successiva, ma d'altra parte, alcuni vincoli sono necessari per prevenire che la matrice normale diventi singolare. I vincoli deboli devono essere scelti in modo da non influenzare le stime dei parametri, ma non devono essere troppo deboli, tali da causare significativi errori di arrotondamento. Il vantaggio principale è che nessuna informazione a priori riguarda l'elaborazione dei dati GPS, riducendo così il rischio di possibili deformazioni indotte da informazioni a priori errate.

Il software di elaborazione utilizzato in questo lavoro è in grado di produrre soluzioni giornaliere poco vincolate, che in linea di principio sono esenti da qualsiasi datum di sistema di riferimento imposto a priori. Ciò significa che, poiché le osservazioni definiscono il sistema di riferimento, ogni posizione giornaliera è espressa in un sistema di riferimento noto, ma ogni sistema di riferimento differisce da un giorno all'altro, in modo sistematico, dettato dalla deficienza di rango delle equazioni normali.

2.13 Processing dei dati GPS con il software Bernese

I dati di fase GPS sono stati elaborati suddividendo l'intera rete in 12 *cluster* regionali di circa 40 stazioni ciascuno, contenenti almeno 11 siti di ancoraggio comuni, cioè siti selezionati in base alle prestazioni delle stazioni e alla distribuzione geografica, utilizzati

come siti fondamentali per la combinazione dei *cluster*. Le osservazioni GPS considerate in questa analisi coprono un intervallo di tempo di circa 15 anni (1998-2012). Il trattamento dei dati è eseguita dal *Bernese Processing Engine* (BPE), del software Bernese 5.0 (Beutler et al., 2007), formando degli osservabili a doppia differenza di fase. Le orbite GPS e parametri di orientazione della Terra sono fissati ai prodotti IGS combinati, con un errore a priori di 10 m che viene assegnato a tutte le coordinate dei siti.

La fase di pre-elaborazione, utilizzata per pulire le osservazioni grezze, avviene per linee di base (tra coppie di stazioni). La scelta delle basi indipendenti su cui formare le differenze di fase viene effettuata applicando il criterio di sovrapporre un numero massimo di osservazioni comuni. L'eliminazione di errori grossolani, salti di ciclo e la determinazione di nuove ambiguità sono effettuati automaticamente usando la combinazione a differenza tripla.

I residui normalizzati a posteriori delle osservazioni vengono controllati per evidenziare valori anomali. Queste osservazioni vengono contrassegnate nella compensazione finale. Nell'elaborazione vengono applicate le correzioni al centro di fase dipendenti dall'elevazione dei satelliti.

La modellazione della troposfera consiste nell'applicare un modello a priori dry-Niell stimando delle correzioni per il ritardo indotto dalla troposfera, ad intervalli di 1 ora per ogni sito, utilizzando la wet-Niell *mapping function*. La ionosfera non è modellata a priori, viene rimossa applicando la combinazione *ionosphere-free* di L1 e L2.

La risoluzione delle ambiguità si basa sul metodo QIF. La soluzione finale di rete è ottenuta con ambiguità sostituite a ritroso, se intere; altrimenti le ambiguità sono considerate come errori di misura rispetto ai valori reali.

Si stima ciascuna soluzione giornaliera in un sistema di riferimento poco vincolato vicino alla condizione di deficienza di rango, ottenendo la cosiddetta soluzione *loosely constrained*. Ogni soluzione è realizzata in un sistema di riferimento intrinseco definito dalle osservazioni stesse, diverse da un giorno all'altro solo per traslazioni rigide della rete, mantenendo le inter-distanze tra i siti sempre ben determinate. In questo modo, i vincoli per realizzare il sistema di riferimento scelto sono imposti solo a posteriori nella fase finale dell'analisi.

Le soluzioni giornaliere poco vincolate dei *cluster* sono poi unite in un' unica soluzione giornaliera *loosely constrained*, applicando il classico metodo dei minimi quadrati (Bianco et al., 2003). Le soluzioni giornaliere *loosely constrained* vengono poi trasformate nel sistema di riferimento ITRF2005 (Altamimi et al., 2007) applicando una trasformazione di Helmert a 4 parametri (scala e traslazione).

Successivamente dalle serie temporali vincolate, vengono stimate le velocità per ciascuna componente (X, Y, Z oppure Up, N, E).

2.14 L' impostazione dei vincoli al sistema di riferimento

Le soluzioni GPS giornaliere non sono stimate in un dato sistema di riferimento, in quanto sono calcolate in un sistema di riferimento *loosely constrained*. Pertanto le coordinate dei siti sono sistematicamente traslate o ruotate di giorno in giorno e le matrici di covarianza possono avere grandi errori come conseguenza dei vincoli deboli applicati ai parametri a priori (dell' ordine dei metri). Per esprimere le serie storiche di coordinate in un sistema di riferimento unico, associato alle loro covarianze, dobbiamo eseguire due trasformazioni principali.

In primo luogo la covarianza debole deve essere proiettata in un sistema di riferimento ben definito, imponendo vincoli interni stretti (a livello dei mm) e quindi le coordinate devono essere trasformate in un determinato sistema di riferimento esterno, il catalogo ITRF2005 delle coordinate GPS e velocità.

In problemi geodetici generali l' equazione di osservazione è un invariante per una data trasformazione di simmetria (ad esempio la traslazione simultanea del geocentro e le orbite satellitari), come conseguenza di questa invarianza, la matrice normale (inversa della matrice di covarianza) è singolare, ed esistono autovettori con associati autovalori nulli.

In maniera rigorosa, gli osservabili GPS non mostrano esatta simmetria traslazionale poiché l' orbita dei satelliti è sensibile alla posizione del centro di massa della Terra, ma reti di monitoraggio deboli e/o scarsa dinamica orbitale richiedono un vincolo traslazionale per

stabilizzare la soluzione. Inoltre, gli osservabili GPS non sono degeneri per trasformazioni di scala, ma hanno errori che ci possono incoraggiare a vincolare la scala.

Modellazioni delle variazioni del centro di fase dell'antenna, ritardi atmosferici e orbite dei satelliti possono causare instabilità nelle soluzioni delle coordinate che possono essere risolti stimando esplicitamente la i parametri di traslazione e scala in grado di assorbire gli effetti degli errori di modellazione sulle stime. Nelle reti GPS globali, le trasformazioni di simmetria possono essere degeneri sei volte per traslazioni e per le simmetrie rotazionali. Trasformare la soluzione debolmente vincolata (*loosely constrained*) in un sistema di riferimento ben definito significa fissare la degenerazione (trasformazioni di simmetria) e calcolare la corrispondente trasformazione di Helmert (traslazione rigida, rotazione e scala) per trasformare la soluzione geodetica in un dato sistema di riferimento ITRF.

Una prima ipotesi per stabilire i vincoli adeguati da applicare è quello di studiare la deficienza di rango (primi autovalori) delle matrici normali. Per un controllo incrociato e per validare la qualità della soluzione, si può poi effettuare il confronto con i risultati ottenuti da un software indipendente, ad esempio il Gamit (Herring et al., 2006). La figura seguente mostra i primi 15 autovalori delle soluzioni giornaliere ottenuti da due analisi diverse. I valori rappresentano gli autovalori medi per l'intero periodo e le barre di errore rappresentano la dispersione di giorno in giorno del corrispondente autovalore.

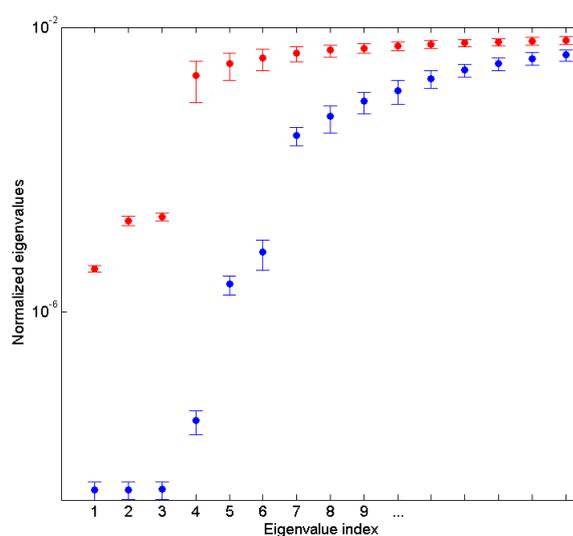


Figura 2.8 Autovalori dalla soluzione Bernese (rosso) e Gamit (blu)

La principale differenza deriva dal diverso stile di vincoli deboli, vale a dire, nell'approccio Bernese si fissano l'EOP e SV ai prodotti standard IGS e si applicano senza bloccare i vincoli (10 m) solo sulle coordinate, mentre nel metodo Gamit abbiamo vincolati in maniera debole tutti i parametri del sistema di riferimento (EOP, SV e coordinate). Questo si riflette direttamente sulla deficienza di rango delle matrici normali e pertanto sugli autovalori sulle soluzioni giornaliere. Le soluzioni Bernesi mostrano tre autovalori bassi e spesso un quarto autovalore intermedio. D'altra parte le soluzioni Gamit mostrano sei autovalori inferiori e occasionalmente un settimo. Perciò abbiamo scelto di imporre il sistema di riferimento applicando una trasformazione di Helmert a quattro parametri per le soluzioni Bernesi e una trasformazione a sette parametri per le soluzioni Gamit, applicando i vincoli corrispondenti alle matrici di covarianza debolmente vincolate (vedi Appendice C di Dong et al., 1998).

2.15 Il campo di velocità GPS

Il tasso di deformazione è normalmente determinato come il gradiente spaziale della velocità dei siti, le cui componenti cartesiane costituiscono il tensore velocità di deformazione. Attualmente, la stima del tasso di deformazione si basa sulla soluzione delle velocità GPS dell' area Italiana fornita da Devoti et al. (2011).

Sono stati stimati i campi di velocità in maniera consistente dalle serie temporali di coordinate, utilizzando un programma sviluppato appositamente in MATLAB[®] (NEVE). Congiuntamente alle velocità si stimano periodicità annuali ed eventuali salti nelle serie temporali (dovute a possibili variazioni della strumentazione delle stazioni o a eventi sismici significativi), utilizzando la matrice di covarianza completa delle coordinate in ingresso. I dati giornalieri di *input* sono *file* nel formato *standard* internazionale SINEX (Solution Independent EXchange), ognuno contenente le coordinate giornaliere ITRF e la matrice di covarianza completa.

Le velocità dei siti GPS sono stimate simultaneamente mediante una inversione a minimi quadrati di tutte le coordinate giornaliere e delle soluzioni di covarianza ordinate per formare le equazioni normali, secondo il seguente modello funzionale

$$x_i(t) = x_i^0 + r_i \cdot t + \alpha_i \cdot \sin(\omega t + \varphi_i) + \Delta x_i \cdot H(t_j)$$

dove x_i sono le coordinate cartesiane di ciascun sito ($i = 1, 2, 3$), x_i^0 sono le coordinate iniziali, r_i le velocità, α e φ sono rispettivamente l'ampiezza e la fase dei segnali annuali, e H è la funzione step di Heaviside, utilizzata per modellare eventuali salti nelle serie di coordinate (Δx_i) in un dato momento t_j . I tassi r_i stimati dal modello lineare rappresentano le velocità intersismiche dei siti durante il ciclo sismico.

I parametri incogniti del problema a minimi quadrati sono le componenti del vettore

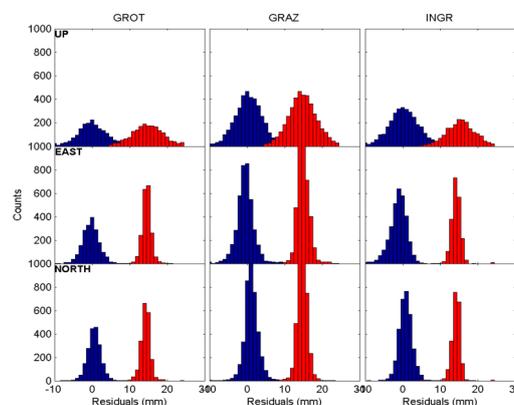
$$y = (x_0, r, \alpha, \varphi, \Delta x)^T$$

la stima dei parametri è data da

$$\hat{y} = (A^T C_x^{-1} A)^{-1} A^T C_x^{-1} x$$

dove A è la matrice disegno, x il vettore delle osservazioni e C_x è la matrice di covarianza.

Nella figura è riportato un esempio di residui di coordinate di sito ottenuti dall'applicazione dei due software rispetto al modello stimato nella componenti verticale (up) ed orizzontali (Nord, Est).



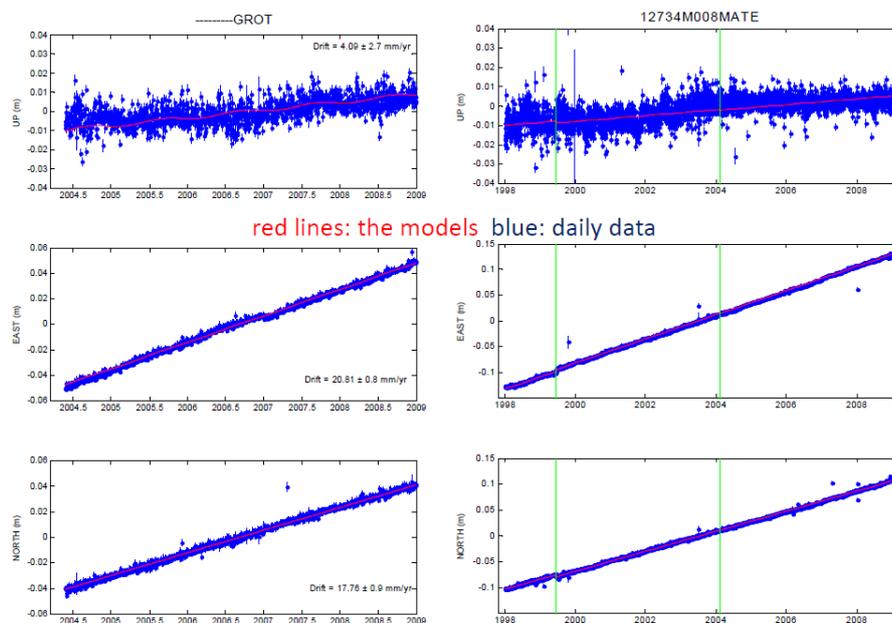
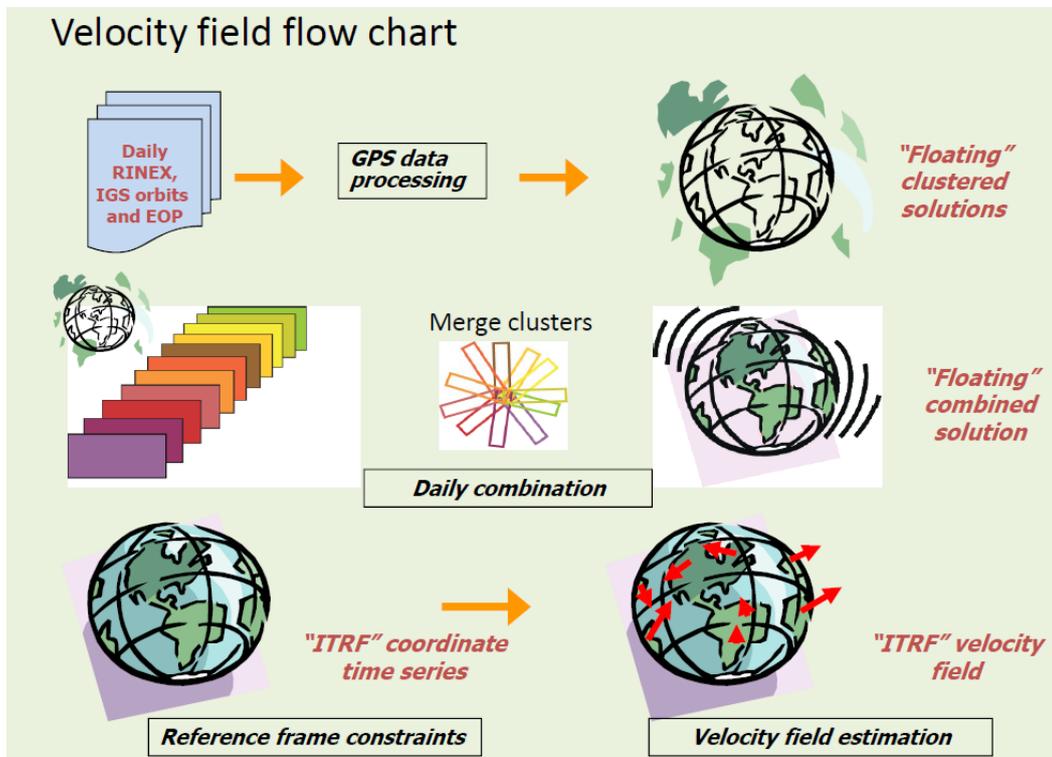


Figura 2.9 Esempi di serie temporali GPS, *Up*, *East* e *North* per i siti di GROT (Grottaminarda) and MATE (Matera)

Le serie temporali GPS sono spesso influenzate da alcuni salti che si verificano per origini diverse: variazioni strumentali, effetti idrologici e terremoti, tutti tali da indurre effetti che allontanano dal modello lineare della stima di velocità.

In particolare dinamiche non lineari sono state osservate dopo eventi sismici a causa delle proprietà reologiche delle successioni stratigrafiche della crosta terrestre. Nella figura seguente la serie storica registrata durante la sequenza sismica del 2009 a L'Aquila mostra tale effetto.

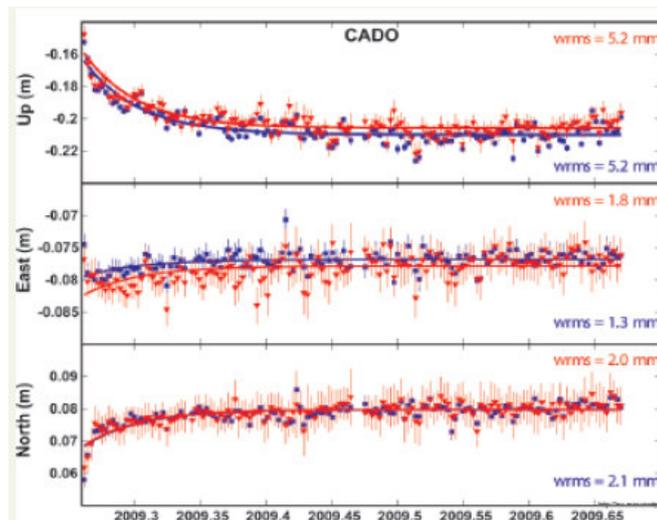


Figura 2.10 Rilassamento post-sismico registrato a Castello D'Ocre (AQ)

Per evitare effetti spuri sulle velocità di deformazione, vettori di velocità isolati che si discostano notevolmente dai vettori vicini, sono stati considerati come valori anomali. I 226 siti GPS selezionati che contribuiscono con le loro velocità al campo di deformazione vengono visualizzati in figura 2.11 e 2.12.

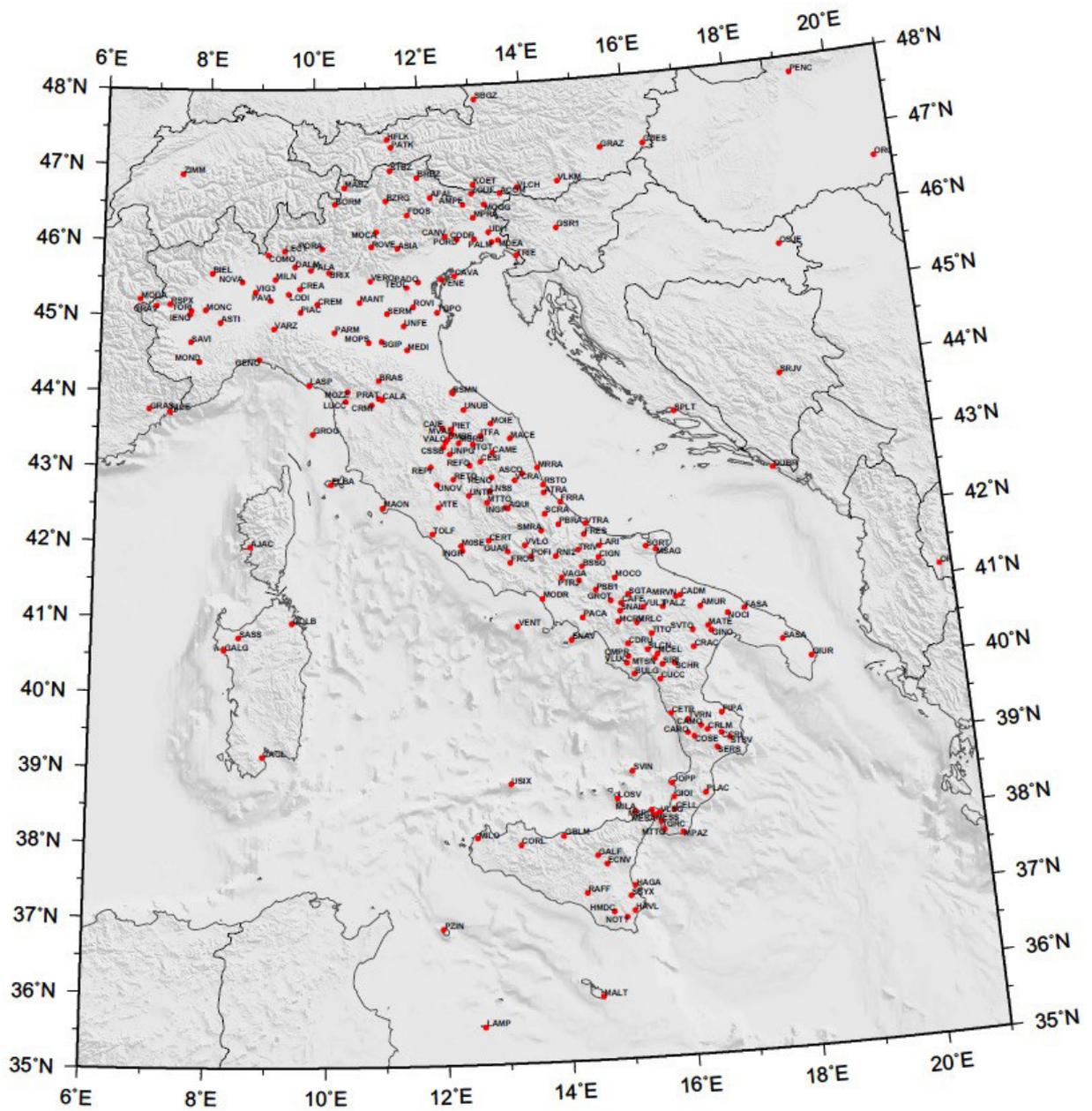


Figura 2.11 Siti GPS selezionati per il calcolo della mappa dello strain rate

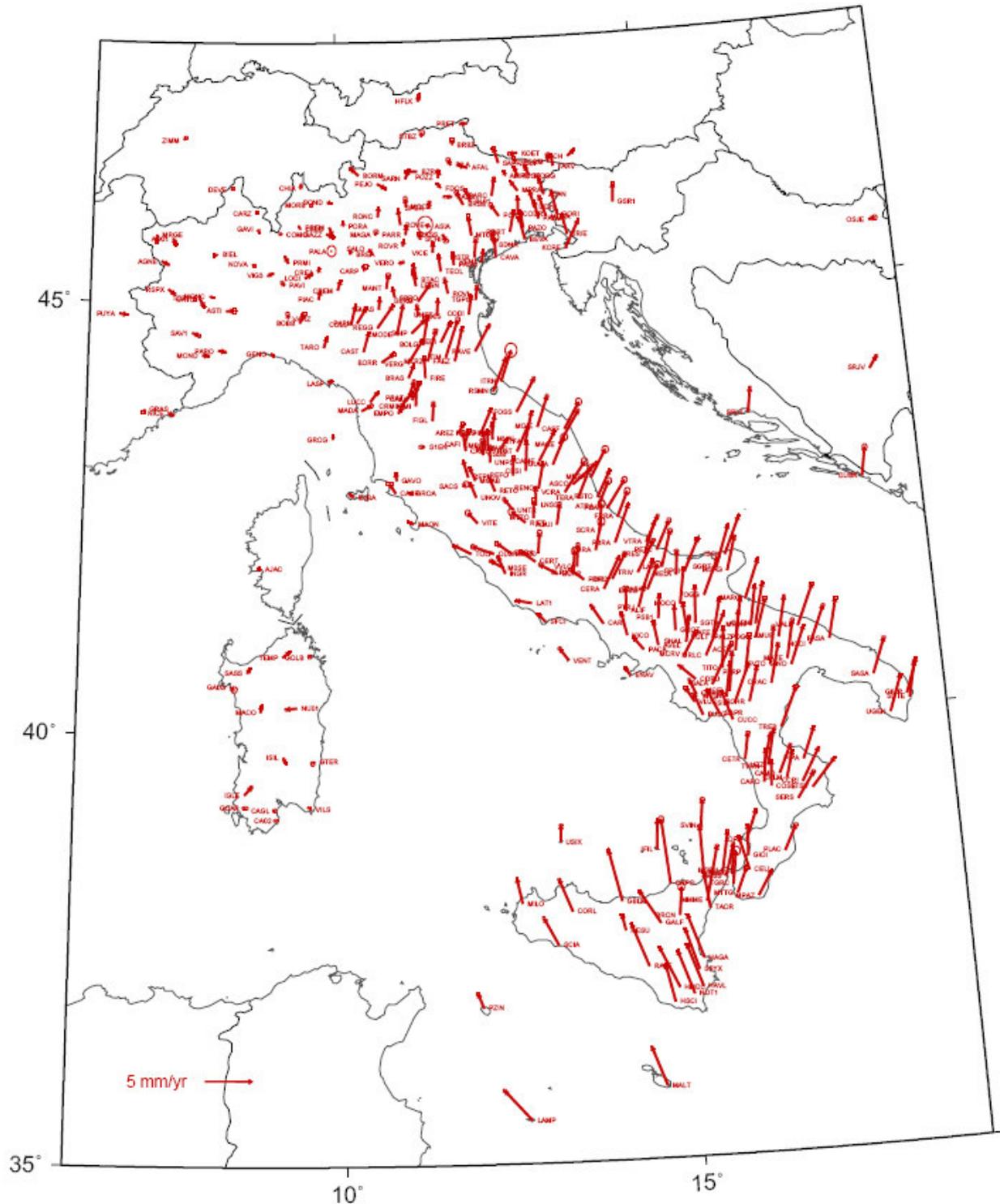


Figura 2.12 Campo delle velocità orizzontali e siti selezionati per il calcolo della mappa dello *strain rate*, esclusi alcuni siti sui vulcani.

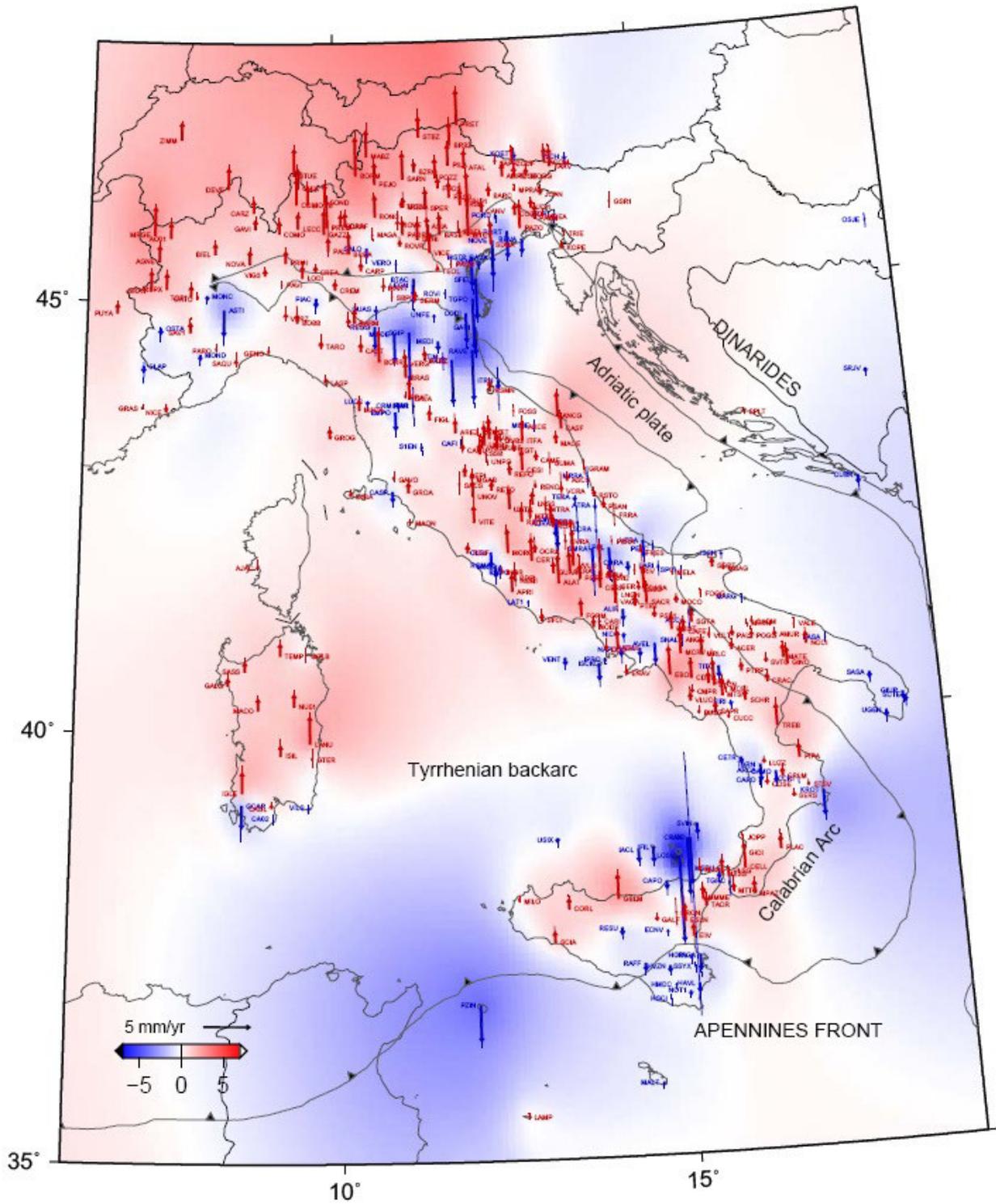


Figura 2.13 Campo delle velocità verticali: in blu aree in subsidenza, in rosso aree in sollevamento

2.16 L'algoritmo per il calcolo dello *strain rate*

Attualmente, a causa della grande incertezza sulle stime della velocità verticale, si preferisce analizzare il tensore bi-dimensionale della velocità di deformazione (2D *strain rate*), sulla base delle velocità GPS orizzontali e delle loro incertezze. La velocità di deformazione è indipendente dal sistema di riferimento, ed è possibile ottenere lo stesso tensore partendo dallo stesso insieme di velocità GPS espresso in differenti sistemi di riferimento.

Il tensore bi-dimensionale della velocità di deformazione può essere scritto come

$$\begin{pmatrix} \dot{\epsilon}_{11} & \dot{\epsilon}_{12} \\ \dot{\epsilon}_{21} & \dot{\epsilon}_{22} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial v_x}{\partial x} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} + \frac{\partial v_y}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} + \frac{\partial v_y}{\partial x} \right) & \frac{\partial v_y}{\partial y} \end{pmatrix}$$

dove (x, y) e (v_x, v_y) sono le coordinate cartesiane e le componenti della velocità lungo le direzioni Est e Nord, rispettivamente.

Le velocità di deformazione sono state calcolate dalle velocità GPS su una griglia regolare, usando un approccio che pesa i contributi dei siti con la distanza, applicando l'algoritmo sviluppato da Shen et al. (1996). Il contributo al campo di velocità di deformazione di ciascuna stazione, su un dato nodo della griglia è governato dalla funzione peso $W = \exp(-d^2/\alpha^2)$, dove d è la distanza tra i siti e i nodi della griglia, mentre α è il parametro di *smoothing*, dipendente dalla distanza. Stazioni situate a distanza 1α contribuiscono per oltre il 37% nell'inversione ai minimi quadrati, mentre quelle a distanza superiore a 2α contribuiscono per meno del 2% (Shen et al., 2007). Tale algoritmo è stato applicato in analisi di *strain rate* recentemente pubblicate (Riguzzi et al., 2012; Riguzzi et al., 2013).

Gli *input* del *software* sono: 1 - l'insieme di dati, un *file* contenente l'elenco delle coordinate, le componenti delle velocità orizzontale, le loro accuratezze e le correlazioni; 2 - un *file* di opzioni, contenente i nomi dei *file* di *input* e di *output*, l'intervallo di variabilità dello *smoothing* spaziale α in km, le coordinate dei limiti geografici e il passo della griglia. Il *software* seleziona i dati che soddisfano il rapporto $(d/\alpha) \leq 10$ ed esegue un controllo

automatico sulle deviazioni degli azimut: se la rete ha un disegno geometrico non appropriato, non c'è interpolazione.

Questa selezione assicura che l' inversione venga effettuata con un numero sufficiente e ben distribuito di stazioni GPS, in ogni caso i siti non devono essere meno di tre.

Dal tensore bi-dimensionale possono essere ricavate varie grandezze di interesse geofisico.

Ad esempio diagonalizzando il tensore si ottengono gli autovalori (*strain rate* principali, in genere uno massimo e l'altro minimo) e autovettori (assi principali),

$$\begin{pmatrix} \dot{\epsilon}_1 & 0 \\ 0 & \dot{\epsilon}_2 \end{pmatrix} \text{ dove } \dot{\epsilon}_1, \dot{\epsilon}_2 = \frac{\dot{\epsilon}_{11} + \dot{\epsilon}_{22}}{2} \pm \sqrt{\frac{\dot{\epsilon}_{11} - \dot{\epsilon}_{22}}{2} \pm \dot{\epsilon}_{12}^2}$$

Per convenzione l' estensione è presa con il segno positivo, la compressione negativa; si può verificare il caso di tutti e due autovalori positivi o tutti e due negativi.

Il tasso di dilatazione è definito come la somma degli autovalori (traccia della matrice) $\dot{\epsilon}_1 + \dot{\epsilon}_2$.

Per tener conto di tutte le informazioni contenute nel tensore, ovvero per tenere conto di tutti gli stili deformativi (estensione, compressione, trascorrenza), è stato considerato anche il secondo invariante del tensore velocità di deformazione, definito come lo scalare

$I_2 = \sqrt{(\dot{\epsilon}_{11}^2 + \dot{\epsilon}_{22}^2 + 2\dot{\epsilon}_{12}^2)}$, che tiene conto di tutte le componenti del tensore di deformazione, rappresentando il tasso di deformazione totale. Le componenti del tensore velocità di deformazione sono state ottenute interpolando le componenti della velocità orizzontale su una griglia regolare con passo $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ e con un fattore di smorzamento α compreso tra 5 e 350 km, scelto automaticamente dal programma in base alla densità di rete.

2.17 Mappe di *strain rate*

Abbiamo realizzato 6 diverse mappe dall'analisi dello *strain rate*: 1) carta degli assi principali, 2) carta del tasso di dilatazione, 3) carta del tasso di estensione, 4) carta del tasso di compressione 5) carta del tasso di deformazione totale (escludendo i siti sui vulcani attivi) e 6) carta del tasso di deformazione totale (includendo i siti sui vulcani attivi) ottenuti dal precedente programma con il *software* GMT (*The Generic Mapping Tools*, Wessel & Smith, 1998), proiettando le coordinate UTM (Universal Transverse Mercator) della zona 32 ad una scala 1:6000000 cm. L'ellissoide utilizzato per le proiezioni delle mappe è il WGS84. Le mappe mostrano chiaramente che i tassi di deformazione non sono uniformemente distribuiti, variano entro i $\sim 90 \cdot 10^{-9} \text{yr}^{-1}$ con valori massimi lungo la fascia appenninica, intorno allo Stretto di Messina, alle Dinaridi e al settore nord est delle Alpi, escludendo le zone vulcaniche attive. In queste ultime aree si possono raggiungere valori superiori a $\sim 150 \cdot 10^{-9} \text{yr}^{-1}$.

L'incertezza media nei valori di *strain rate* è $\sim 9 \cdot 10^{-9} \text{yr}^{-1}$.

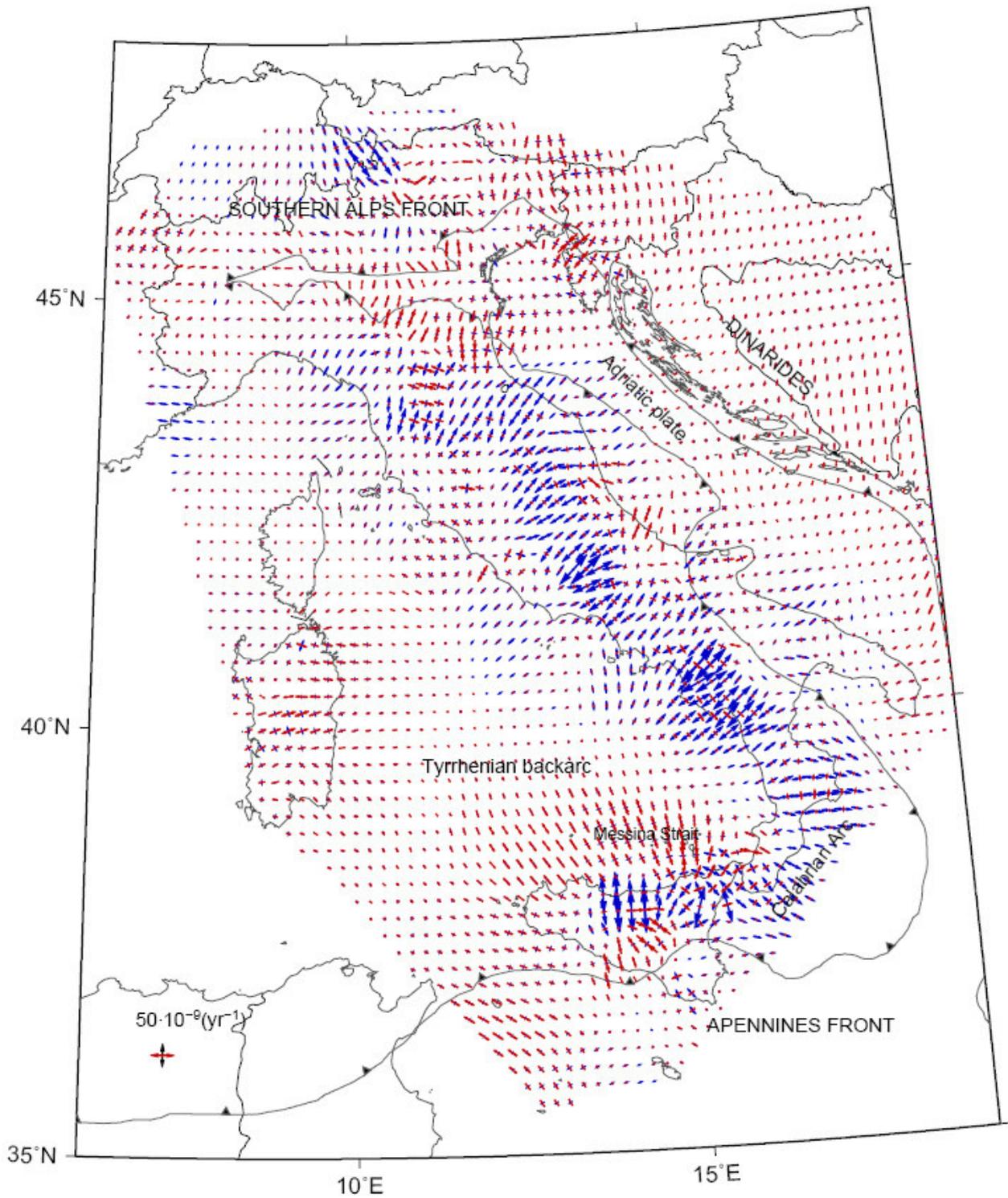


Figura 2.14 Assi principali di *strain rate*

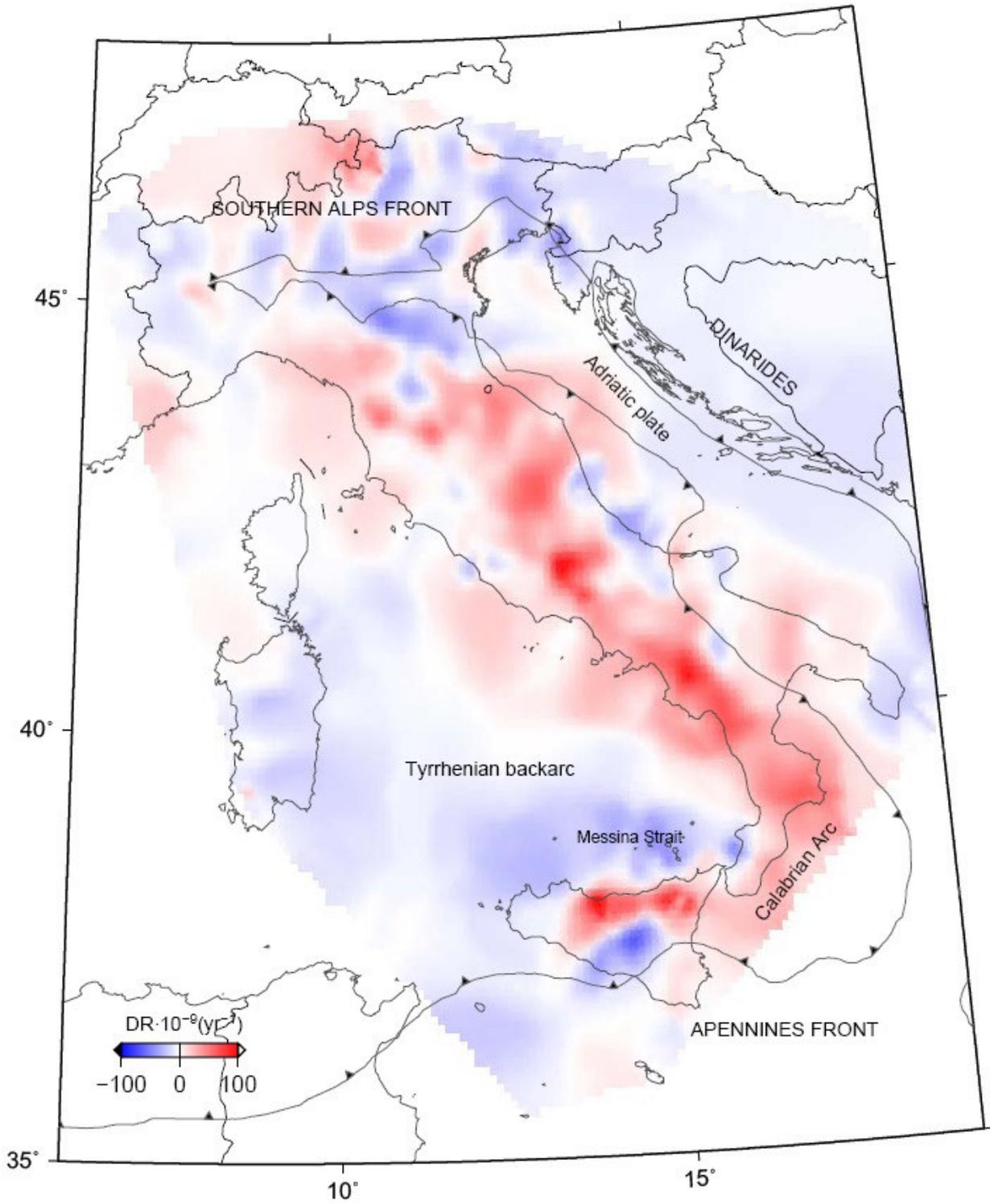


Figura 2.15 Mappa del tasso di dilatazione

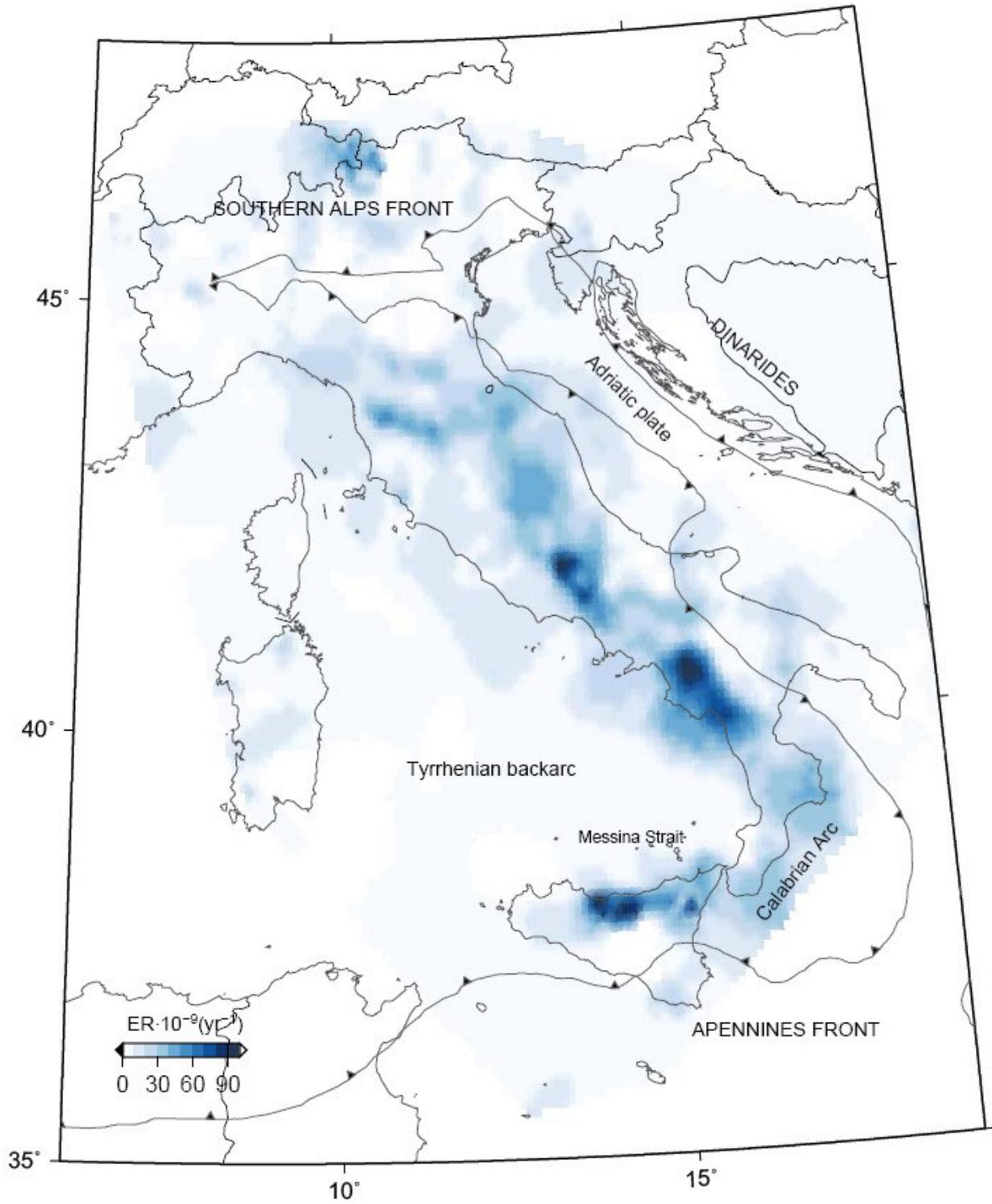


Figura 2.16 Mappa del tasso di estensione

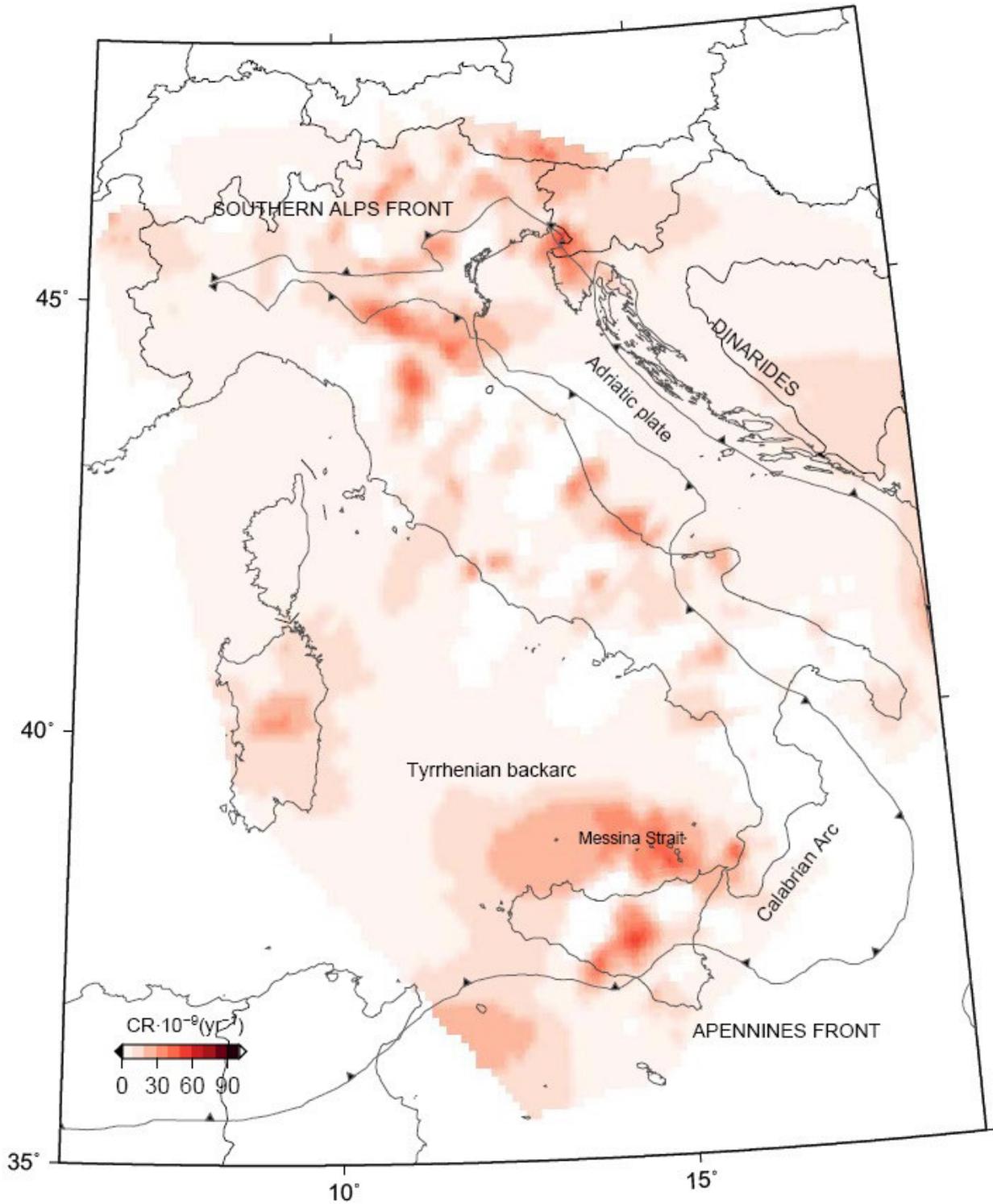


Figura 2.17 Mappa del tasso di compressione

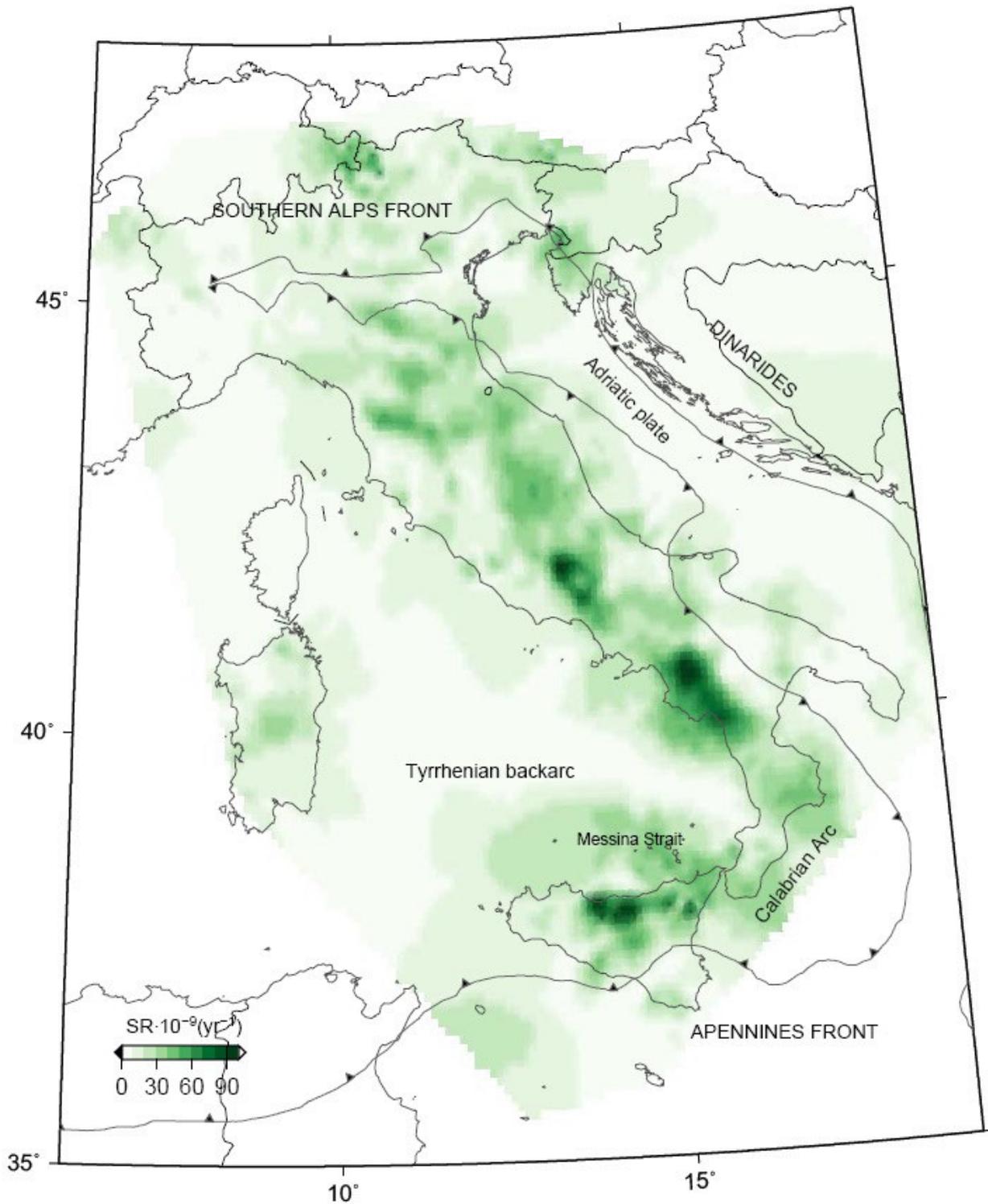


Figura 2.18 Mappa del tasso di deformazione (esclusi alcuni siti sui vulcani)

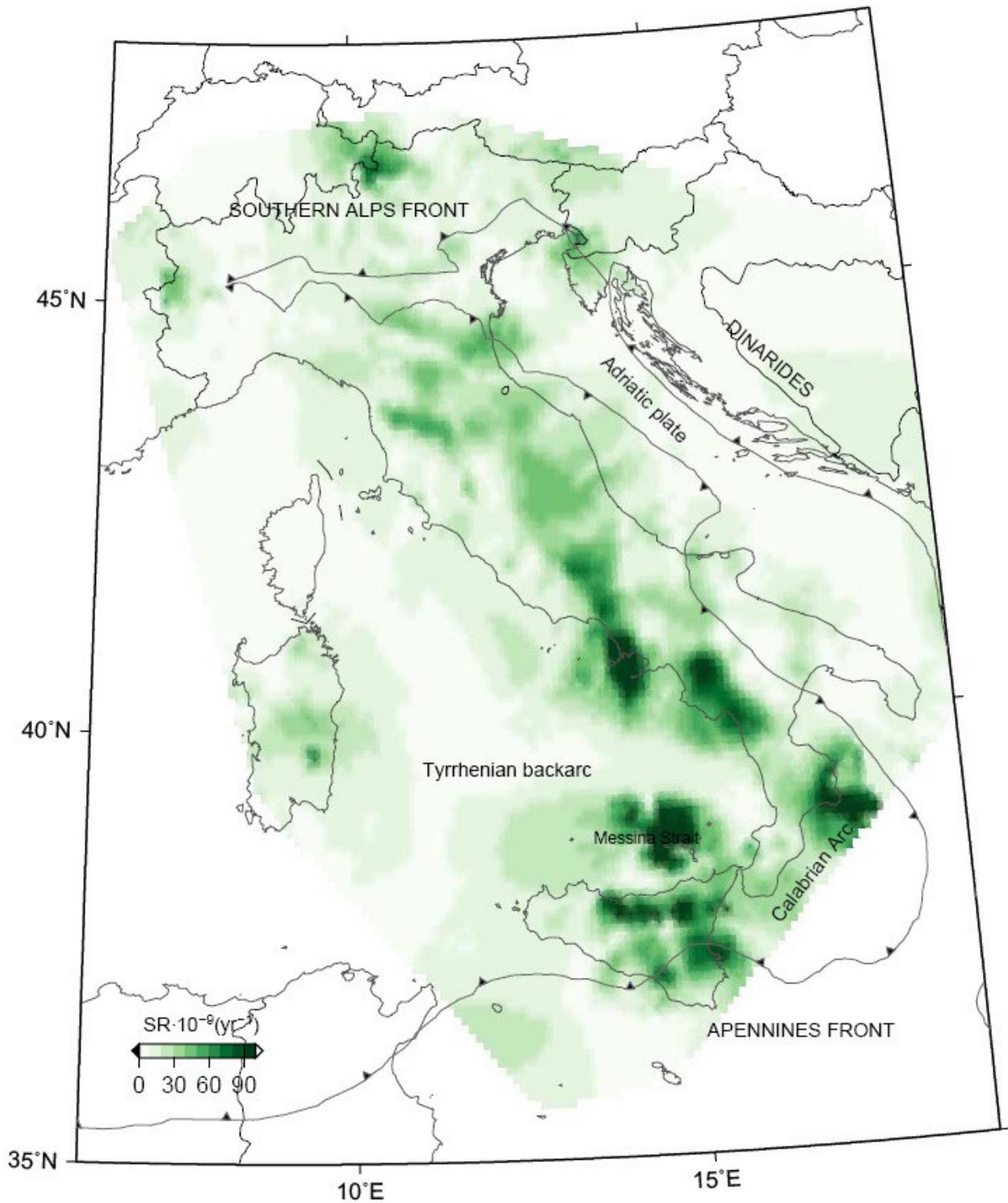


Figura 2.19 Mappa del tasso di deformazione (inclusi tutti i siti sui vulcani)

PARTE 3

CONTESTO GEODINAMICO E CARTA DELLE FAGLIE IN ITALIA

3.1 Introduzione

Gran parte del territorio Italiano può essere considerato come geologicamente giovane, derivando lo stesso da processi di convergenza tettonica tuttora attivi nell'area Mediterranea tra due grandi placche litosferiche, quella Europea a nord e quella Africana a sud.

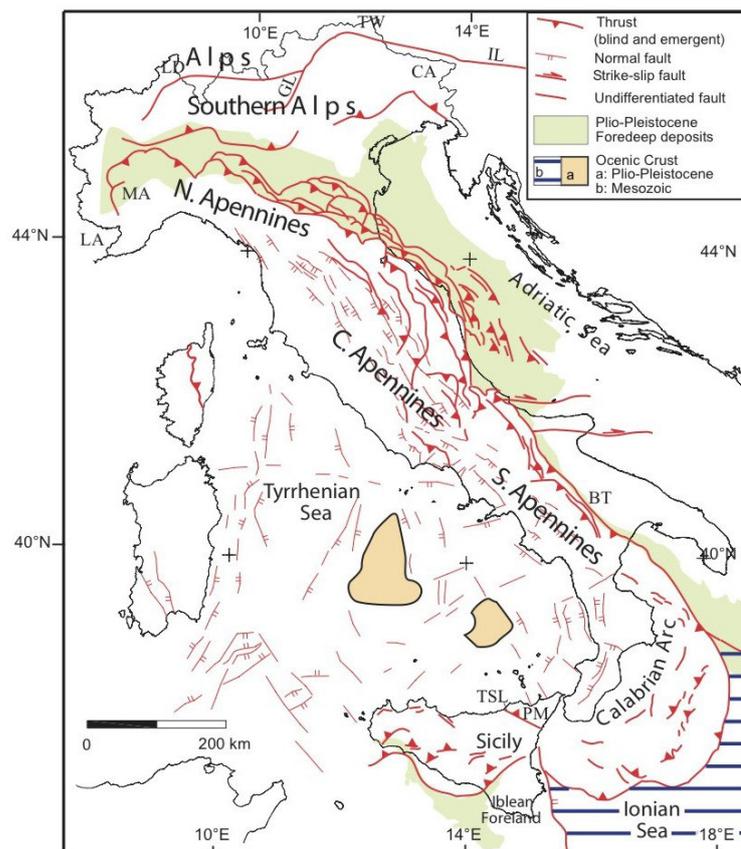


Figura 3.1 Carta tettonica schematica d'Italia. LA: Alpi Liguri; MA: Appennini-Monferrato; IL: Linea Insubrica; CA: Alpi Carniche; GL: Linea delle Giudicarie; LD: Domo Lepontino; TW: Finestra tettonica degli Alti Tauri; PM: Monti Peloritani; BT: Fossa Bradanica; TSL: Linea Taormina-Sanginetto.

La convergenza tettonica che ha portato allo sviluppo delle due grandi catene orogeniche del territorio Italiano (Alpi ed Appennini; Fig. 3.1) comincia a partire dal tardo Cretacico e si evolve poi fino al recente ed all'attuale.

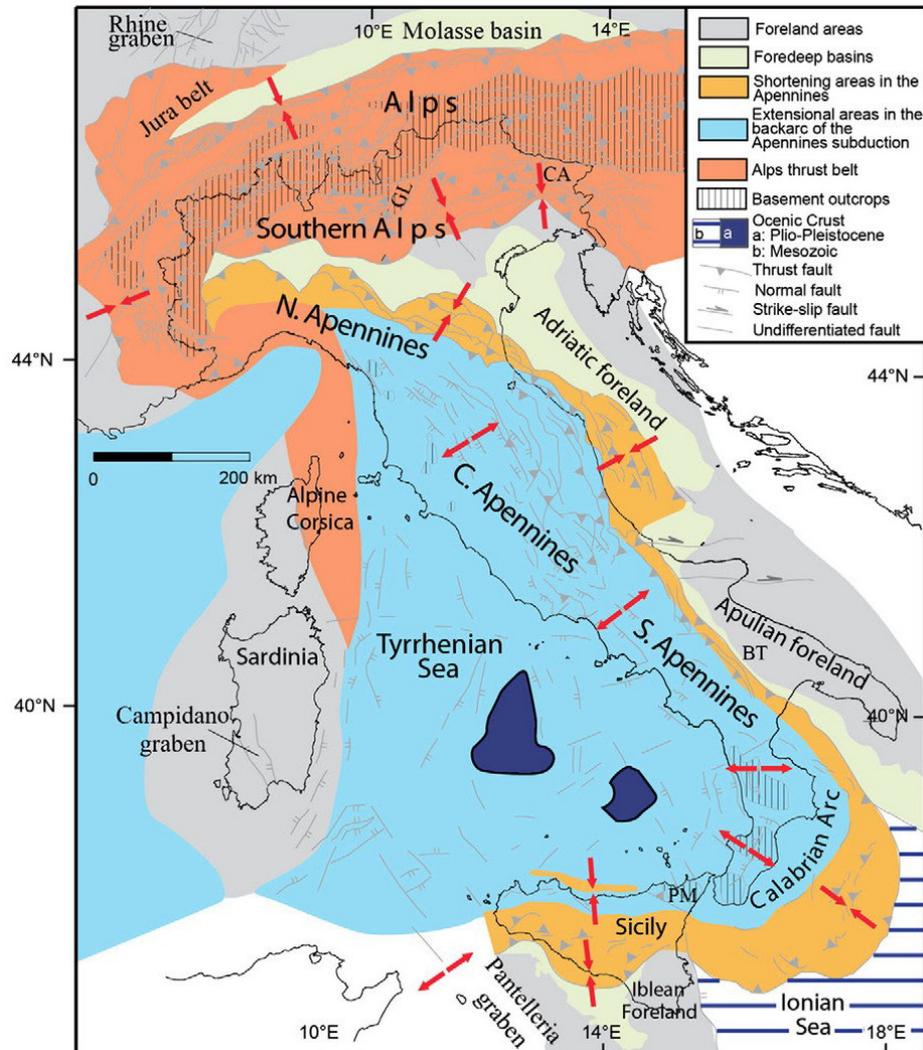


Figura 3.2 Carta tettonica schematica d'Italia con i principali domini geodinamici. Le faglie sono derivate dalla *Structural Map of Italy* (Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1992). BT: Fossa Bradanica; CA: Alpi Carniche; GL: Linea delle Giudicarie; PM: Monti Peloritani.

Sebbene per ampi settori orogenetici la deformazione possa definirsi come sostanzialmente conclusa o negli stadi finali dell'orogenesi stessa, tale deformazione è comunque attiva in altri ampi settori del territorio Italiano ed in altri ancora è stata sostituita dalla deformazione estensionale postorogenica e dal relativo vulcanismo. Questi ultimi processi hanno portato allo sviluppo di ampi bacini sedimentari ed edifici vulcanici di età perlopiù Plio-Pleistocenica.

Ne consegue che il territorio Italiano, come sopra accennato, è ancora molto giovane ed attivo da un punto di vista tettonico, sismico e vulcanico (Malinverno and Ryan, 1986; Carminati and Doglioni, 2012; Carminati et al., 2012; Fig. 3.2). I terremoti distruttivi registrati in tempi recenti e storici costituiscono la principale evidenza dell'intensa attività sismica della penisola Italiana. Ricordiamo, a titolo di esempio, i dieci terremoti più intensi conosciuti in tempi storici: (1) 11 Gennaio 1693, Mw 7.4, Sicilia orientale; (2) 28 Dicembre 1908, Mw 7.2, Messina e Reggio Calabria; (3) 8 Settembre 1905, Mw 7.0, Nicastro; (4) 27 Marzo 1638, Mw 7.0, Nicastro; (5) 13 Gennaio 1915, Mw 6.9, Avezzano; (6) 5 Dicembre 1456, Mw 6.9, Molise e Sannio; (7) 16 Dicembre 1857, Mw 6.9, Montemurro, Basilicata; (8) 5 Febbraio 1783, Mw 6.9, Messina e Reggio Calabria; (9) 23 Novembre 1980, Mw 6.8, Irpinia e Basilicata, e (10) 8 Settembre 1694, Mw 6.87, Irpinia e Basilicata. Poiché tali terremoti riguardano tutti l'Italia meridionale, riportiamo di seguito anche due terremoti distruttivi ben conosciuti dell'Italia settentrionale e risalenti a tempi storici: (1) 3 Gennaio 1117, Mw 6.4, Verona e (2) 25 Gennaio 1348, Mw 6.6, Carinzia e Friuli (Boschi et al., 1997).

Proprio a causa dell'attività tettonica e sismica sopra ricordata ed a causa dell'alta densità abitativa del territorio Italiano anche laddove il rischio sismico è da tempo considerato alto, numerosi sono gli studi scientifici condotti negli ultimi anni sulle faglie potenzialmente attive e sismogenetiche d'Italia. Sebbene rimanga ancora molto da capire e scoprire riguardo le potenziali sorgenti sismiche, sono ora disponibili delle banche dati geografiche su tale tema. Tali banche costituiscono il punto di partenza per studi avanzati sulle faglie attive e sul rischio sismico in Italia. I principali prodotti scientifici disponibili al riguardo sono di seguito elencati ed altri sono in via di realizzazione: Galadini et al., 2000; Michetti et al., 2000; Basili et al., 2008, 2013; Galli et al., 2008; Meletti et al., 2008; DISS Working Group, 2010; Zonno et al., 2012.

Nel presente lavoro è stata compilata una mappa d'Italia a scala 1:1.500.000 delle faglie in Italia tra cui quelle potenzialmente attive. Il punto di partenza per tale compilazione è costituito dai lavori e banche dati sopra menzionate. Di seguito, descriviamo tale mappa e ne commentiamo alcune importanti implicazioni.

3.2 Contesto Geodinamico

La placca Africana comincia a muoversi verso e contro il margine paleo-continentale della placca Europea meridionale durante il Cretaceo inferiore, quando le prime fasi di rifting nel sud della Pangea danno spazio ai processi di oceanizzazione nel sud dell'Oceano Atlantico (Dercourt et al., 1986). A quel tempo, l'Oceano Reico, che si trovava tra le placche continentali europea ed africana, comincia ad essere consumato con differenti polarità di subduzione e geometrie complesse, anche a causa della presenza di micro-placche continentali (Iberia, Adria, Sesia-Lanzo, ecc.). Gli antichi vettori del moto relativo tra Africa ed Europa non sono noti in dettaglio e con precisione, e diversi modelli sono stati proposti in letteratura. Durante il Paleogene, un movimento verso N-NE della placca Africana contro quella Europea (assunta come fissa) è stato proposto da Dewey et al. (1989). Un cambiamento importante è poi avvenuto durante l'Eocene, quando i tassi di convergenza si sono ridotti a meno di 1 cm/a e la direzione della convergenza è cambiata verso N-NW (Rosenbaum et al., 2002). Dati recenti geodetici confermano queste direttrici principali di movimento. Africa ha attualmente circa 4-5 mm/a di componente N-S di convergenza rispetto ad Europa fissa (Devoti et al., 2008).

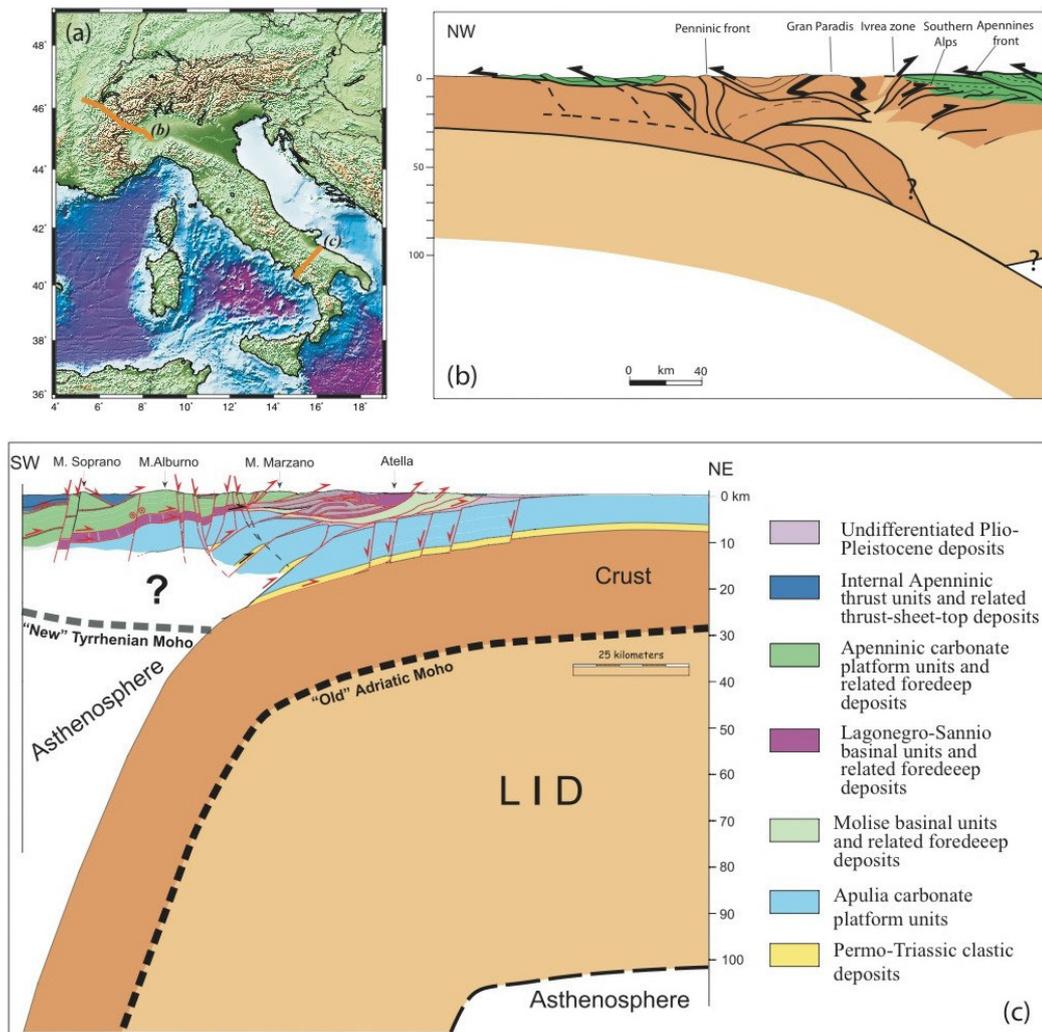


Figura 3.3 Sezioni geologiche a scala litosferica attraverso : (b) Alpi occidentali (modificata da Roure et al., 1990) e (c) Appennini meridionali (modificata da Scrocca et al., 2005). La traccia delle sezioni è visibile nel riquadro (a).

A complicare gli scenari tettonici del passato, alcune prove geodinamiche suggeriscono che l'Africa ed altre microplacche dell'area Mediterranea sono state caratterizzate da rotazioni a partire almeno dall'Oligocene. Ciò rappresenta un vincolo cinematico chiave per capire l'evoluzione tettonica nell'area del Mediterraneo. Inoltre, la natura, le dimensioni e la cinematica della placca adriatica sono attualmente ancora discusse e non si è raggiunto un ampio consenso a tal proposito. Dati paleomagnetici e sismici a rifrazione suggeriscono che Adria appartenga strutturalmente e cinematicamente ad Africa (Channell, 1996; Mele, 2001), mentre sismicità storica, evidenze geodetiche e sismiche suggeriscono che Adria sia

ormai una micro placca indipendente lungo il limite Africa-Eurasia (Anderson e Jackson, 1987; Nocquet e Calais, 2003).

Come accennato in precedenza, l'Italia è una regione giovane ed attiva dal punto di vista tettonico e magmatico-vulcanico. I terremoti sono indotti principalmente da una tettonica compressiva lungo il fronte esterno degli Appennini ed anche delle Alpi e principalmente da una tettonica estensionale lungo le aree interne ed assiali degli Appennini (Fig. 3.2). Un tale scenario è anche confermato da misure in situ dello stress crostale (Montone et al., 2004).

Le strutture tettoniche della catena Appenninica si sovrappongono in parte a quelle della catena Alpina nella zona delle Alpi Liguri e del Monferrato. La differente evoluzione delle due catene è ben rappresentata dalla differente geometria delle rispettive avanfosse: poco profonda quella delle Alpi e profonda quella degli Appennini. Tali geometrie sono la conseguenza delle differenti geometrie che caratterizzano le due monoclinali degli avampaesì in subduzione al di sotto delle catene (Mariotti and Doglioni, 2000; Fig. 3.3).

La geometria delle strutture compressive nelle due catene sopra citate è controllata principalmente dai processi geodinamici e dalla paleogeografia delle placche coinvolte (per esempio, distribuzione di alti e bassi strutturali ereditati dal processo di *rifting* Mesozoico). Salienti (dove il fronte tettonico compressivo è più avanzato rispetto alle aree adiacenti) e ripide monoclinali regionali sono spesso associate a bacini di età Mesozoica caratterizzati da spesse successioni sedimentarie e livelli profondi di scollamento. Recessi (dove il fronte tettonico compressivo è meno avanzato rispetto alle aree adiacenti) e monoclinali regionali meno ripide risultano spesso associate a zone di alto strutturale di età Mesozoica (Figure 3.3 and 3.4). Il magmatismo è parzialmente controllato da discontinuità litosferiche, così come chiaramente evidenziato da allineamenti di rocce ignee Cenozoiche nelle Alpi, e da processi geodinamici, così come osservato in Sardegna, Sicilia, lungo la parte peninsulare del territorio Italiano e nel Canale di Sicilia.

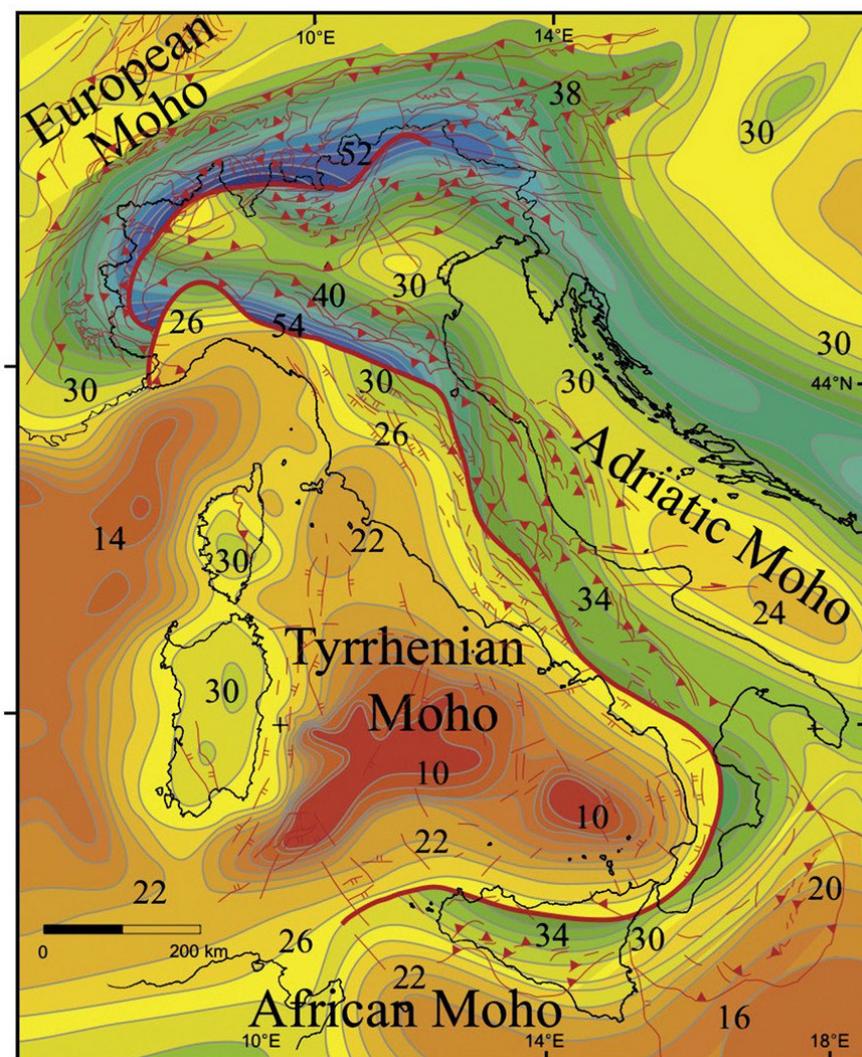


Figura 3.4 Profondità della Moho (km) in Italia ed aree adiacenti (modificata da Dezes and Ziegler, 2002). La linea rossa separa la Moho Europea da quella Adriatica ed Africana (Moho pre-subduzione nell'area Alpina), e la Moho Tirrenica di neoformazione a tetto della subduzione Appenninica.

Le Alpi sono caratterizzate da una crescita a doppia vergenza, con il coinvolgimento di grandi volumi di basamento e la conseguente esumazione di rocce metamorfiche. Tali rocce appartengono ai domini Europeo (dominio elvetico in letteratura), oceanico (dominio Penninico), ed Africani. Le rocce ad affinità africana appartengono in realtà al dominio Adriatico (noto anche come Apulo) e sono chiamati come dominio Austroalpino e dominio Sudalpino quando affioranti a sud ed a nord della Linea Insubrica, rispettivamente. Le Alpi occidentali e centrali sono caratterizzate da una cintura discontinua di massicci cristallini, che scompaiono verso est nella pianura Pannonica, essendo sepolte sotto migliaia di metri di sedimenti del Neogene. L'avanfossa delle Alpi ha il depocentro più profondo a nord delle

Alpi centrali. Le Alpi Meridionali sono una cintura di pieghe e di sovrascorrimenti pellicolari a vergenza meridionale composti da rocce del basamento e rocce della relativa copertura sedimentaria appartenenti alla micro-placca adriatica. Tali rocce sono caratterizzate al massimo da un grado di metamorfismo molto basso avvenuto durante l'orogenesi alpina. Le Alpi Meridionali sono separate dalle Alpi a vergenza settentrionale dalla Linea Insubrica, una zona di deformazione transpressiva destra attiva sin dall'Oligocene e caratterizzata da abbondanti miloniti e cataclasiti (Rosenberg, 2004).

L'inizio della deformazione compressiva nelle Alpi durante il tardo Cretaceo-Paleocene guida lo sviluppo di strutture Europa-vergenti. Deformazioni compressive sono registrate, in questa fase, anche nelle Alpi meridionali (Doglioni e Bosellini, 1987). Tali deformazioni sono state interpretate come il risultato della fase di subduzione oceanica. Il processo orogenetico si è poi evoluto per la maggior parte del tempo Cenozoico, sia con strutture Europa-vergenti e sia con strutture Africa-vergenti. Le deformazioni post-Oligoceniche si sono verificate per lo più lungo la cintura tettonica di Milano, suturate poi dalla discordanza Messiniana e successivi depositi Plio-Pleistocenici della Pianura Padana. Ulteriori deformazioni Plioceniche si sono verificate lungo sovrascorrimenti interni fuori-sequenza situati a nord di Milano. Inoltre, nelle Alpi meridionali, sono state documentate deformazioni compressive di età compresa tra il Miocene e l'attuale (Castellarin e Vai, 1981; Benedetti et al., 2000).

Gli Appennini formano un grande arco NW-SE tra la Liguria e la Sicilia (Figure 3.1-3.4). La tettonica a pieghe e sovrascorrimenti della catena appenninica è sostanzialmente di tipo pellicolare con convergenza radiale tra Nord, verso la parte settentrionale della catena, e Sud, verso la parte meridionale (Bally et al., 1986; Scrocca et al., 2005). La profondità del livello di scollamento varia lungo il fronte dell'Appennino tra circa 10 km in Appennino settentrionale e circa 3 km nella zona del Mar Ionio (Bigi et al., 2003; Lenci et al., 2004). La geometria interna delle deformazioni appenniniche è ben documentata e visibile nei numerosi profili sismici e sezioni geologiche in tutta la catena (Bally et al., 1986; Scrocca et al., 2003). Con l'eccezione della cintura Calabro-Peloritana, dove affiorano rocce metamorfiche e cristalline, la maggior parte della catena Appenninica è caratterizzata da rocce sedimentarie, tra cui carbonati di piattaforma e bacinali, e depositi silico-clastici tipici

di avanfossa e di bacini di thrust-top. Melanges ofiolitiferi affiorano nella porzione (occidentale) interna degli Appennini, derivanti da una crosta oceanica che separava il margine occidentale di Adria e quello meridionale di Europa. Anche se gli Appennini si sono sviluppati principalmente durante il Neogene-Quaternario (Boccaletti et al., 1990), residui di blocchi deformati in precedenza (Cretaceo-Paleogene) sono presenti nelle porzioni (occidentali) interne della catena (Principi e Treves, 1984). Associata con l'impilamento tettonico est-vergente, si riconosce una successione via via più giovane verso est di sedimenti di avanfossa poi coinvolti nella deformazione orogenetica (Ricci Lucchi, 1986). Contemporanea alla tettonica compressiva nella parte frontale della catena, si riconosce una tettonica estensionale nella parte interna (Tirrenica) della catena con lo sviluppo del bacino del Tirreno, dei bacini peri tirrenici dell'Italia occidentale e dei bacini Appenninici intra-montani (Sartori, 1989; Bartole et al., 1995; Barchi et al., 1998).

Una zona di subduzione ben definita di tipo Wadati-Benioff si osserva sotto l'arco Calabro-Peloritano e sotto il Mar Tirreno sud-orientale (Fig. 3.5). In questa zona, le profondità ipocentrali dei terremoti aumentano da SE a NW fino a un massimo di circa 500 km (Chiarabba et al., 2008).

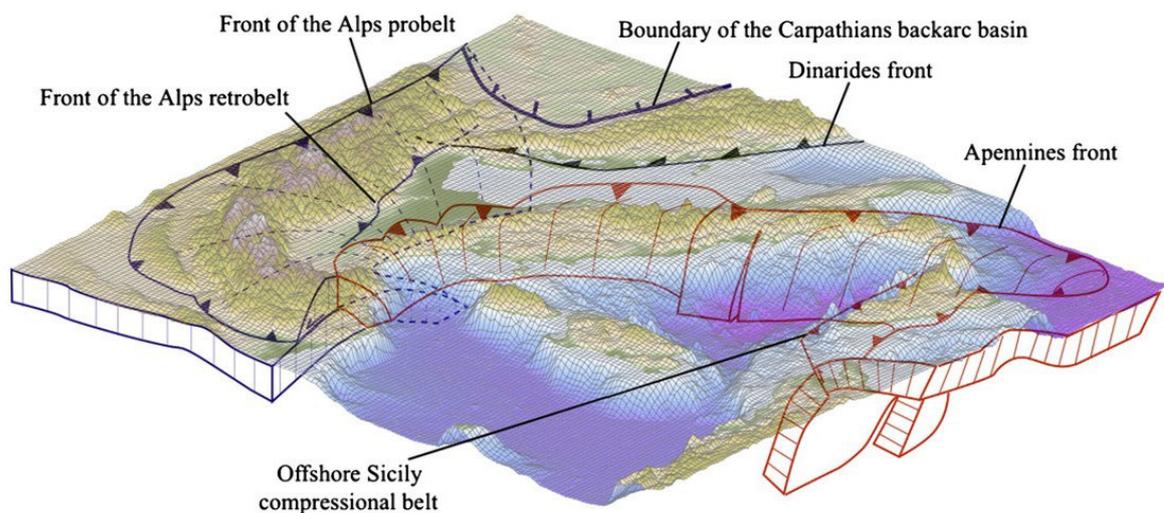


Figura 3.5 Blocco-diagramma rappresentativo della subduzione Alpina ed Appenninica da una prospettiva sudoccidentale. Il sistema Alpino è caratterizzato da uno slab in subduzione più superficiale e meno pendente di quello del sistema Appenninico. L'arco Appenninico è caratterizzato da sub-archi probabilmente connessi alla complessa migrazione retrograda dello slab in subduzione ed alla sua segmentazione, che probabilmente è all'origine di alcuni sistemi vulcanici (Etna, Vulture).

Come sopra accennato, la maggior parte dei terremoti e faglie attive in Italia si verificano lungo e vicino alle due principali catene a pieghe e sovrascorrimenti (Galadini et al., 2000; Michetti et al., 2000; Basili et al., 2008; Galli et al., 2008; Meletti et al., 2008; DISS Working Group, 2010; Zonno et al., 2012). Questo è il tema principale di questa relazione, come spiegato nelle sezioni seguenti.

3.3 Metodo e dati

La Mappa delle faglie Italiane è stata compilata utilizzando GMT (*Generic Mapping Tool*; Wessel et al., 2013), una raccolta *open source* di circa 80 strumenti *software* utilizzabili da riga di comando per la gestione di insiemi di dati geografici e cartesiani, e per la produzione di illustrazioni scientifiche. Diversi degli strumenti a disposizione in GMT, ulteriormente descritti nel testo, sono stati usati per manipolare i dati numerici disponibili, che principalmente descrivono i lineamenti tettonici, gli epicentri sismici e la topo-batimetria della regione italiana, estratti dai *database* aggiornati disponibili. In particolare, i *database* utilizzati per quanto riguarda le strutture sismicamente attive sono SHARE-database europeo delle sorgenti sismogenetiche (Basili et al., 2013), il catalogo italiano delle faglie capaci ITHACA (Michetti et al., 2000) e l'inventario delle faglie attive del GNDT (Gruppo Nazionale per la Difesa Dai Terremoti; Galadini et al., 2000). La raccolta di faglie note in Italia è stata inoltre completata integrando le conoscenze derivate dal Modello Strutturale d'Italia (*Structural Model of Italy*) in scala 1:500.000 (Bigi et al., 1992), dalla Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, e dalla letteratura geologica recente. Ulteriori lineamenti strutturali sono stati dedotti e disegnati sulla base di un giudizio esperto, fondato su evidenze geomorfologiche, geologiche e geofisiche. I modelli di elevazione topografica e di batimetria (DEM), diventano fondamentali come base di dati per la fase appena descritta. I DEM sono stati estratti dal *database* SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission* (<http://rtm.csi.cgiar.org>; Reuter et al., 2007) per l'elevazione topografica e dal *database* etopo1 *Global Relief* (<http://maps.ngdc.noaa.gov>; Amante et al., 2009) per la batimetria. La sismicità strumentale è stata ottenuta integrando i dati estratti dal *database* CSI1.1

(<http://csi.rm.ingv.it>; Pignone et al., 2005) per il periodo 1981-2002 e dal *database* ISIDe (<http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/index.jsp>; ISIDe Working Group, 2010) per il periodo 2003-2014. I due diversi cataloghi della sismicità strumentale sono stati utilizzati al fine di ottenere completezza per la localizzazione degli epicentri dei terremoti italiani. Nei prossimi paragrafi, dopo aver introdotto la biblioteca GMT e gli strumenti specifici utilizzati all'interno dello *script* appositamente sviluppato per generare la mappa finale delle faglie in Italia, saranno descritti nel dettaglio i *dataset* menzionati.

3.3.1 Generic Mapping Tool (GMT)

GMT è una libreria di *software* scritta in linguaggio di programmazione ANSI C da Paul Wessel e Walter H.F. Smith (ultimo aggiornamento descritto in Wessel et al., 2013), volutamente pensato per l'utilizzo da riga di comando (non c'è un ambiente a finestre), al fine di massimizzarne la flessibilità. Per ottenere una buona comprensione della “filosofia” di utilizzo di GMT, bisogna definire al meglio l'albero logico delle operazioni da compiere in ambiente di linea di comando. La Figura 3.6 illustra le relazioni tra le procedure principali in GMT per gestire gli insiemi di dati. Tre sono i macro-blocchi di algoritmi in GMT: (1) controllo *input*; (2) elaborazione; (3) controllo *output*.

Tre diversi tipi di *input* sono compatibili col sistema: tabelle di dati, cioè fogli di calcolo con un numero fisso di colonne e un numero illimitato di righe, sia in formato ASCII (segmento singolo o segmento multiplo con elementi interni di separazione, ad esempio per le polilinee) che binario; griglie, ovvero matrici di dati (come ad esempio i *file* DEM); palette di colori, per immagini, trame di colore e mappe tematiche (per ulteriori chiarimenti si veda il *tutorial* di GMT, Wessel e Smith, 2009).

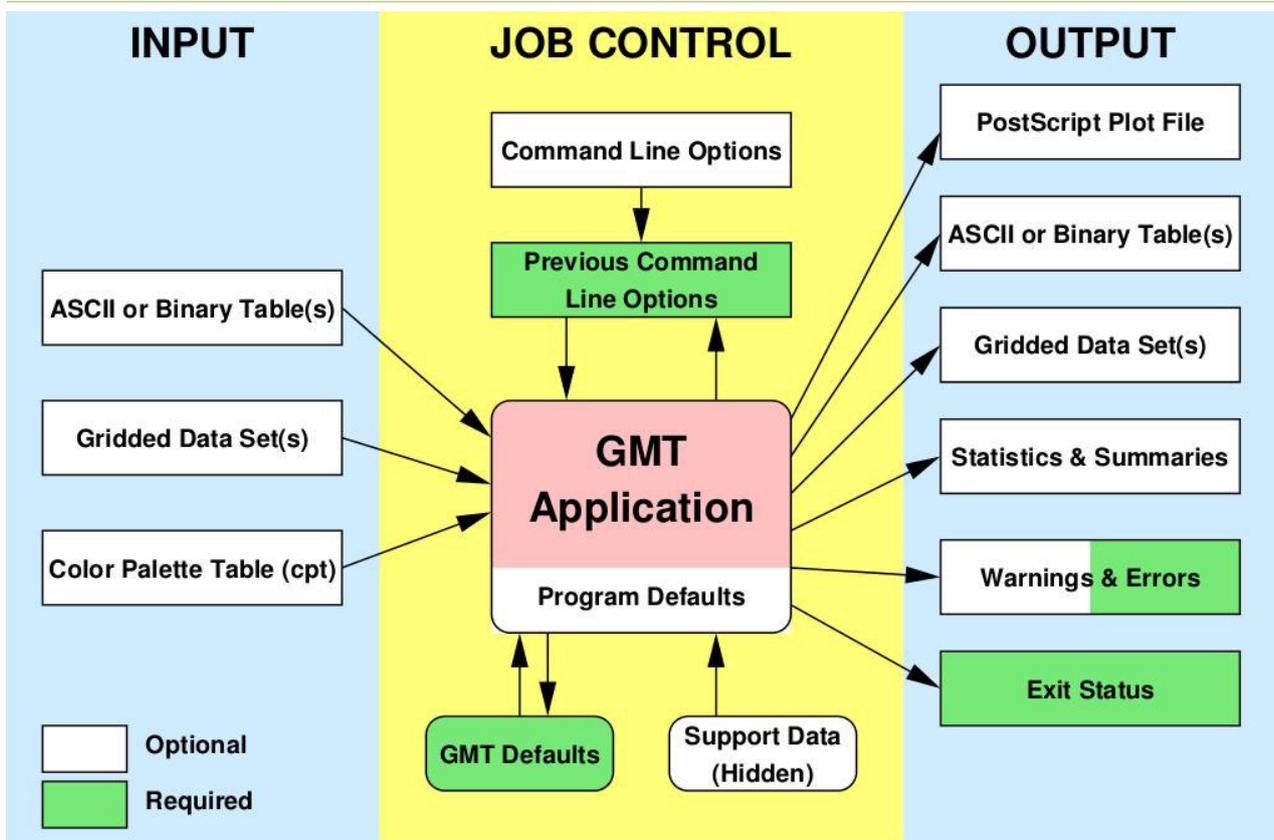


Figura 3.6 Albero logico di GMT (da Wessel and Smith, 2009).

L’elaborazione dei dati avviene tramite l’intercomunicazione dei vari programmi GMT, che ottengono i parametri operativi dai diversi “luoghi” virtuali della libreria *software*. Vengono lette le opzioni, definite dall’utente tramite linea di comando, o le impostazioni predefinite del programma, archiviate in *file* di testo editabili. Oltre che gli *input* definiti dall’operatore, GMT comprende parametri e dati di supporto propri (come ad esempio un *database* per le coste o i modelli predeterminati di grafica *PostScript*) utilizzati per gestire *input* e produrre *output*.

Molte sono le tipologie di *output* prodotte da GMT: grafica *PostScript*, tabelle di dati, matrici di dati, avvisi di errori o stato di uscita del risultato (0 significa successo, altrimenti errore).

Nel dettaglio, i programmi usati GMT utilizzati per l’implementazione della carta delle faglie sono:

- `pscoast`: necessario per disegnare mappe geografiche e coste; questo *software* accede al *database* GSHHS delle coste prodotto dal NOAA National Oceanic and Atm. Admin. (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/shorelines/gshhs.html>);
- `psbasemap`: utilizzato per definire la base delle mappe, principalmente in riferimento alla proiezione e alla griglia geografica;
- `grdimage`: disegna immagini a colori sulla base di matrici di dati. Utilizzato per processare e disegnare la topografia e la batimetria della regione italiana;
- `grd2cpt`: crea tabelle di colori in base ad una matrice di colori predefinita; genera la distribuzione in un istogramma equalizzato dei valori in *z* secondo una matrice definita dall'utente, qui ancora rappresentata dai DEM topo-batimetrici;
- `psscale`: disegna la scala dei colori dell'immagine;
- `psxy`: disegnare linee e simboli. `psxy` ha numerose opzioni specifiche, e prevede diversi formati di file. Qui è stato utilizzato per tracciare le polilinee dei lineamenti tettonici e disegnare gli epicentri dei terremoti con simboli specifici per i diversi sottoinsiemi di dati;
- `pstxt`: sovrappone stringhe di testo sulla mappa.

3.3.2 *Input Data*

In questa sezione è fornita una breve descrizione dei *database* scelti come *input* per la produzione della mappa delle faglie in Italia, e dei cataloghi sismici utilizzati anche nella successiva fase di definizione della magnitudo massima (si veda Parte 4):

(1) SHARE-european database of seismogenic sources (Basili et al., 2013). Come descritto nel report 3.4 del progetto SHARE (Basili et al., 2011), "una sorgente sismogenetica è una rappresentazione tridimensionale generalizzata di una superficie inclinata, dove si verifica il movimento cosismico e dove la maggior parte dell'energia sismica viene rilasciata durante un terremoto". Le sorgenti sismogenetiche sono idealizzate come superfici inclinate vincolate da due linee orizzontali che definiscono il bordo superiore (*top*) e il bordo inferiore della struttura (Fig. 3.7). La posizione delle sorgenti sismogenetiche è definita da coordinate geografiche (latitudine/longitudine). Il comportamento di una sorgente sismogenetica è definito dal senso di movimento (*rake*),

dalla quantità di scorrimento lungo la superficie in funzione del tempo geologico (*slip rate*) e dalla massima magnitudo che ivi si può generare. Il *rake* è un vettore unitario parallelo alla superficie di faglia definito positivo in senso antiorario rispetto alla direzione della faglia stessa. Seguendo la filosofia del DISS (Database delle sorgenti sismogenetiche individuali; Basili et al., 2008), qui integrato con i dati europei, il *database* SHARE è stato progettato per contenere tre tipi di sorgenti sismogenetiche: la Sorgente Sismogenetica Individuale (ISS), cioè una rappresentazione semplificata di un piano di faglia che ha rilasciato o è ritenuto possa rilasciare in futuro un determinato terremoto; la Sorgente Sismogenetica Composita (CSS), ovvero un sistema di faglie complesso contenente un numero imprecisato di sorgenti sismogenetiche individuali allineate che non può essere individuato. Esse non vengono considerate in grado di un terremoto di dimensione specifica, ma il loro potenziale sismico può essere stimato dai cataloghi dei terremoti esistenti. Una CSS è essenzialmente una struttura dedotta su basi geologiche e geofisiche, anch'essa caratterizzata dalla sua geometria (direzione, pendenza, larghezza, profondità) e da parametri cinematici (*rake*). La Sorgente Sismogenetica Dibattuta (DSS) è una struttura attiva che è stata proposta in letteratura come potenziale fonte sismogenetica, ma non è stata considerata vincolata sufficientemente per essere inserita in una qualsiasi delle due tipologie precedenti. Da questo *database* abbiamo estratto le Sorgenti Sismogenetiche Composite (CSS), evidenziando sulla carta il bordo superiore di ogni lineamento (Fig. 3.7).

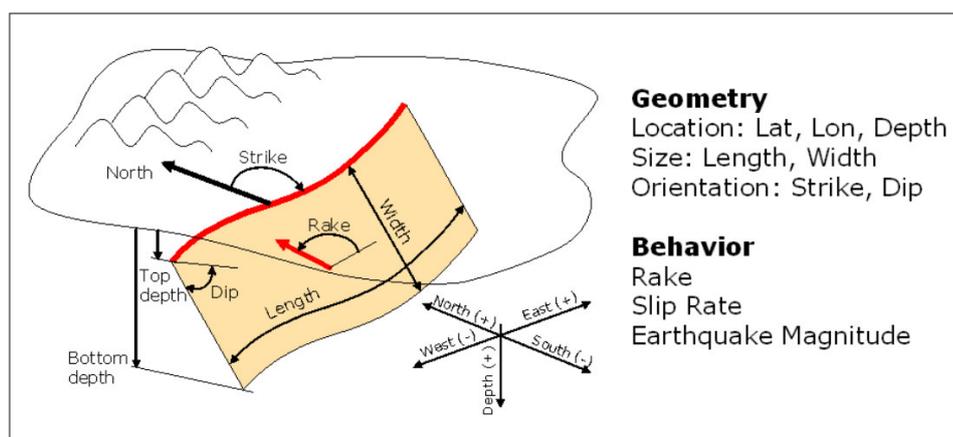


Figura 3.7 Rappresentazione tridimensionale di una sorgente sismogenetica. La linea rossa rappresenta il bordo superiore della sorgente, ovvero della superficie potenzialmente attivabile e capace di rilascio di energia sismica durante un terremoto. La freccia in grassetto rosso sulla superficie di faglia rappresenta la direzione preferita di scorrimento cosismico (da Basili et al., 2008).

(2) ITHACA-catalogo italiano delle faglie capaci (Michetti et al., 2000). *Database* sviluppato da ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale) che contiene le informazioni cartografiche e parametriche delle faglie attive in Italia, e in particolare di faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione superficiale. Il *database* è costituito di due parti integrate. Un GIS (*Geographical Information System*) che contiene le informazioni geografiche delle faglie, e una parte con le informazioni alfanumeriche. Da questo *database* abbiamo estratto l'intero set di faglie disponibili.

(3) Inventario delle faglie attive del Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti GNDT (Galadini et al., 2000). Il catalogo del GNDT ha rappresentato (ultimo aggiornamento nel 2000), un tentativo di realizzare un inventario delle conoscenze sulle faglie sismicamente attive in Italia, principalmente sulla base di dati geologici di superficie. L'inventario è stato compilato attraverso la mappatura a piccola scala delle faglie ritenute attive e la parametrizzazione minima prodotta in tabelle. Diverse categorie di faglie sono state definite per questa compilazione: faglie con attività recente supportata da dati disponibili; faglie senza espressione di superficie; faglie d'incerta interpretazione. Da questo *database*, abbiamo estratto l'intero set di faglie disponibili.

(4) CSI 1.1 *database* (Pignone et al., 2005). È un catalogo dei terremoti italiani registrati nel periodo 1981-2002. Questa compilazione è basata sul lavoro di Chiarabba et al., (2004), che ha riprocessato con una procedura omogenea circa 45.000 eventi forniti dalle diverse reti sismiche permanenti regionali e nazionali operanti sul territorio italiano. Quasi tutti gli eventi hanno una durata determinata visivamente a livello nazionale dagli analisti dell'INGV (RSNC) e dagli analisti delle reti regionali. La maggior parte dei terremoti ha magnitudo inferiore a 4.0 e si distribuisce all'interno della crosta terrestre, entro i 12 km di profondità. Pochi terremoti superano magnitudo 5.0, e l'evento maggiore ha Mw 6.0. Tutto il *database* è stato inserito come informazione complementare nella nostra mappa delle faglie in Italia, con gli eventi discriminati (vedere la legenda) in base alla profondità (cambiamento di colore ogni 10 km) e alla magnitudo ($M_w < 4$ o $M_w > 4$). Gli eventi con $M_w < 2$ (intrinsecamente meno vincolati in coordinate) sono stati rimossi.

(5) *ISIDe database* (ISIDe Working Group, 2010). Fornisce i parametri dei terremoti ottenuti integrando i dati dei terremoti in tempo reale con i dati del Bollettino Sismico Italiano, con l'obiettivo di fornire informazioni sulla sismicità non appena essa è disponibile integrandola con informazioni aggiornate sulla sismicità passata. Il periodo coperto da questa compilazione è 1985-2014. Per evitare una sovrapposizione con il database precedente (CSI), non è stato selezionato l'intero *dataset* di terremoti per integrarlo nella nostra mappa. Gli eventi sono ancora in questo caso differenziati per profondità (cambiamento di colore ogni 10 km) e magnitudo ($M_w < 4$ o $M_w > 4$). Gli eventi con $M_w < 2$ sono stati scartati anche in questo caso.

(6) *Morfolineamenti*. Questo dataset è stato interamente realizzato nell'ambito del presente progetto con lo scopo di integrare i dataset già descritti specialmente nelle aree poco o affatto studiate del territorio italiano ed è riportato nella mappa della faglie come "faglie dedotte da evidenze geomorfologiche, geologiche e geofisiche". Per la realizzazione di questo nuovo dataset si sono infatti integrati:

1. dati derivati da osservazioni su base geomorfologica di modelli digitali del terreno e foto aeree,
2. banche dati sismiche strumentali e storiche,
3. interpretazioni di linee sismiche commerciali presenti nel catalogo VIDEPI (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/>)

Su queste basi sono state mappate le faglie interpretate come recenti. Tale dataset è presente nell' Allegato B come file "morfolineamenti.kml".

3.4 Descrizione della Carta (Allegato A)

A scala nazionale (1:1.500.000), le principali osservazioni che possono essere fatte sull'allegata carta delle faglie in Italia sono almeno tre: (1) il territorio Italiano ospita una quantità numerosa di faglie indipendentemente dalla loro età recente o antica; (2) le principali faglie attive sono ubicate lungo le due catene a pieghe e sovrascorrimenti della penisola Italiana (Alpi e Appennini), in particolare, lungo la più giovane catena

Appenninica; (3) le faglie attive e le principali concentrazioni degli epicentri sismici sono perlopiù coincidenti, ma si osservano anche numerose aree dove addensamenti epicentrali non sono associati a faglie (attive) cartografate e qualche altra area dove faglie attive cartografate non sono associate a particolari addensamenti epicentrali.

L'ultima osservazione (punto 3) è molto importante e comporta alcune serie implicazioni. In particolare, tale osservazione indica la scarsa conoscenza che si ha, a luoghi, delle faglie attive e del loro comportamento sismico o asismico. Aree quali le Alpi occidentali, la Toscana centro-settentrionale, il Lazio centrale e la Sicilia sono, a luoghi, caratterizzate da un significativo numero di epicentri sismici ma da una sostanziale assenza di faglie attive documentate e cartografate.

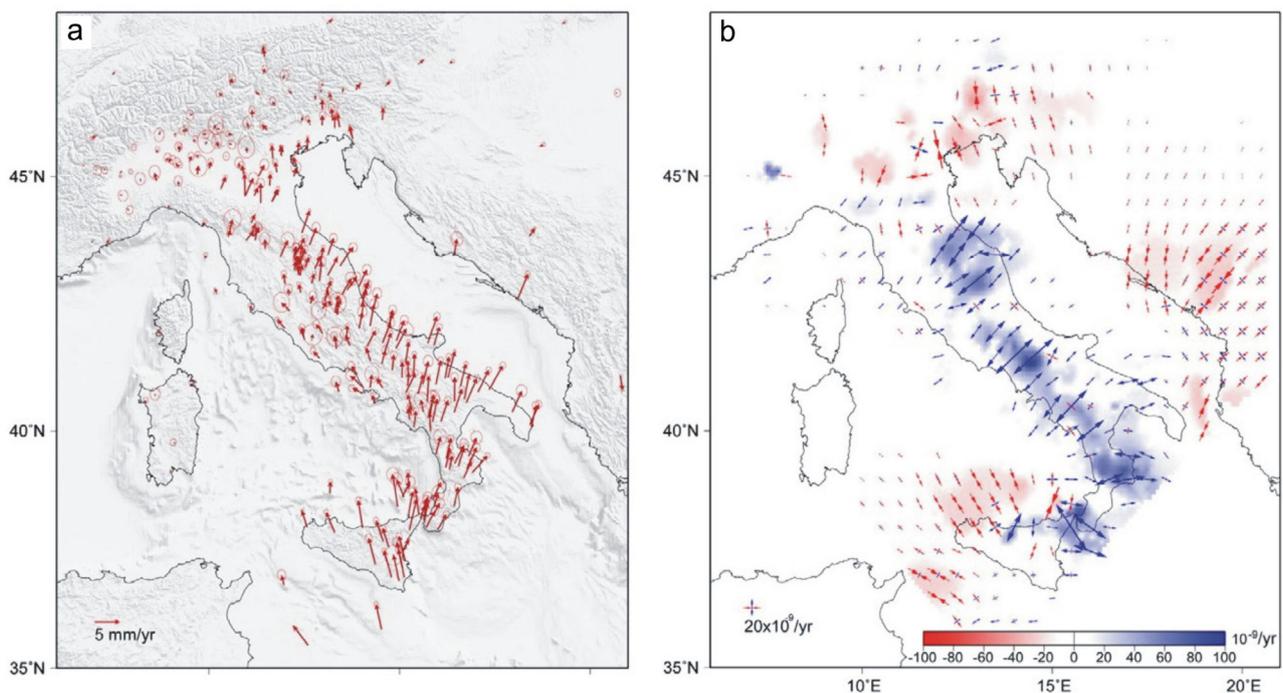


Figura 3.8 (a) Campo di velocità GPS: velocità orizzontali residuali rispetto ad Eurasia fissa. I dati provengono solo da stazioni con almeno 2,5 anni di registrazione ed errore inferiore a 2 mm/a (Devoti et al., 2011). (b) Mappa dei ratei di dilatazione 2D ed assi principali del rateo di deformazione ottenuti interpolando i dati GPS di velocità (da Devoti et al., 2011).

Tale evidenza, come sopra accennato, costituisce probabilmente la prova di una scarsa conoscenza, a luoghi, delle strutture geologiche attive e potenzialmente sismogenetiche. È anche vero, del resto, che alcune faglie attive sono invece ubicate in aree dove gli addensamenti epicentrali sono scarsi. Questo è il caso, per esempio, di alcuni settori della

Pianura Padana ed aree prospicienti, e di aree marine Adriatiche e Ioniche. Tale evidenza è più complicata da comprendere ed interpretare in quanto potrebbe essere legata a più (con) cause tra le quali la carenza di stazioni sismiche (aree marine) o la brevità del periodo di registrazione del segnale sismico. È da considerarsi, inoltre, che alcune faglie definite come attive su basi geologiche e geofisiche potrebbero essere sismicamente silenti (*creeping*) o potrebbero essere attualmente in un intervallo intersismico caratterizzato da tempi di ritorno più o meno lunghi.

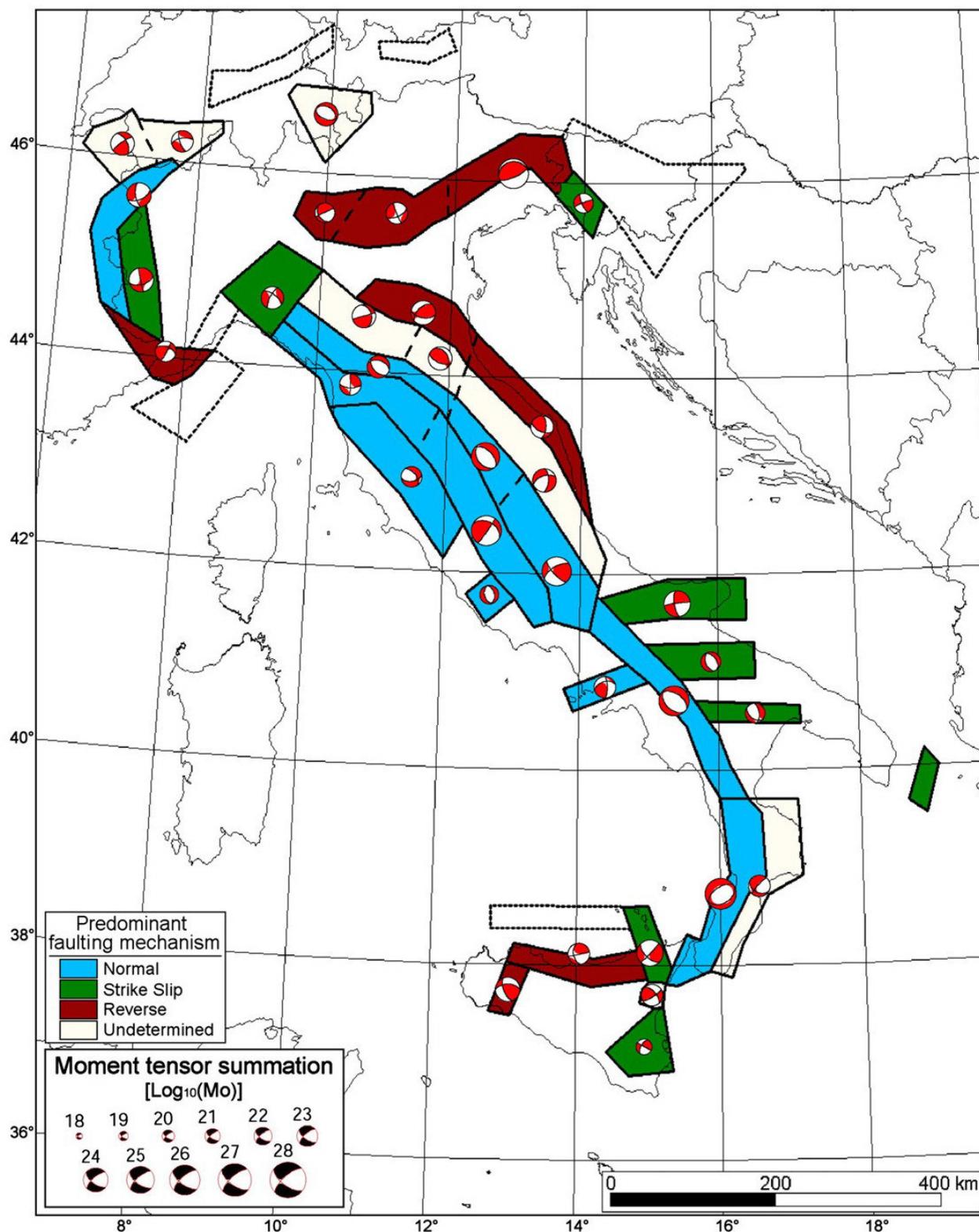


Figura 3.9 Domini tettonici ottenuti dai tensori momento cumulativi. Per ciascuno dominio, il principale stile di fagliazione è indicato con differenti colori. (dopo Meletti et al., 2008).

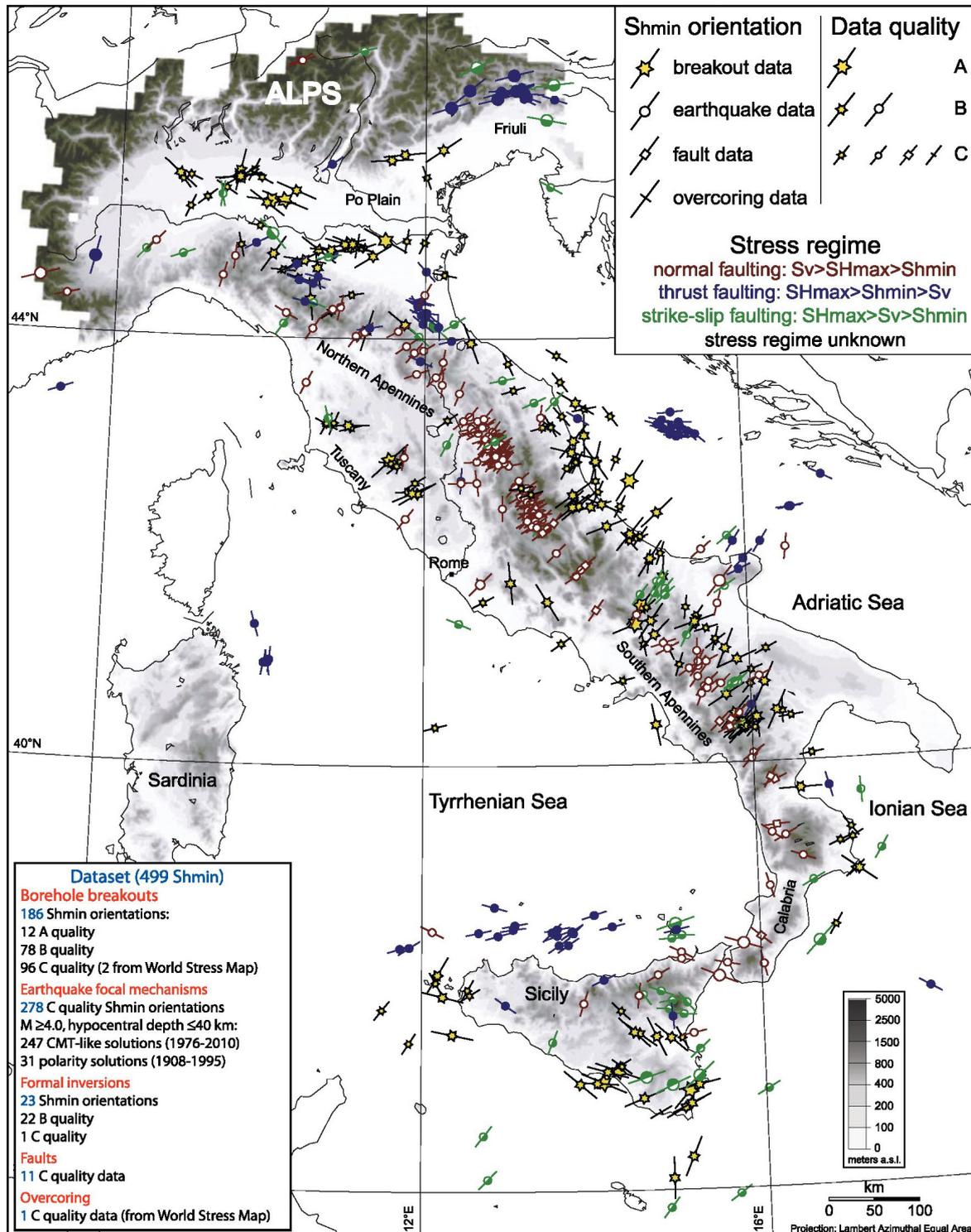


Figura 3.10 Carta d'Italia dello stress attivo (stress minimo orizzontale, Shmin) (Montone et al., 2012).

Vogliamo dunque puntualizzare il fatto, come già accennato in precedenza in questa relazione, che molto è stato fatto negli ultimi decenni al riguardo delle faglie attive in Italia ma molto, purtroppo, rimane ancora da fare e capire.

Le faglie attive cartografate insieme agli epicentri dei terremoti definiscono l'attività tettonica in corso lungo il territorio Italiano. In particolare, i principali sovrascorrimenti e faglie inverse sono attivi lungo: (1) il fronte esterno (nord-vergente) occidentale e nord-occidentale delle Alpi settentrionali, (2) il fronte (sud-vergente) delle Alpi meridionali (Pianura Padana e Veneto-Friuli), (3) il fronte (da est- a nord-vergente) dell'Appennino centro-settentrionale dalla Pianura Padana fino all'area centrale Adriatica, (4) il fronte esterno (sudest-vergente) dell'arco Calabro, (5) probabilmente il fronte esterno (sud-vergente) della catena Appennino-Magrebide in Sicilia e nel Canale di Sicilia e (6) il fronte compressivo a decorrenza circa E-W nell'area Tirrenica meridionale.

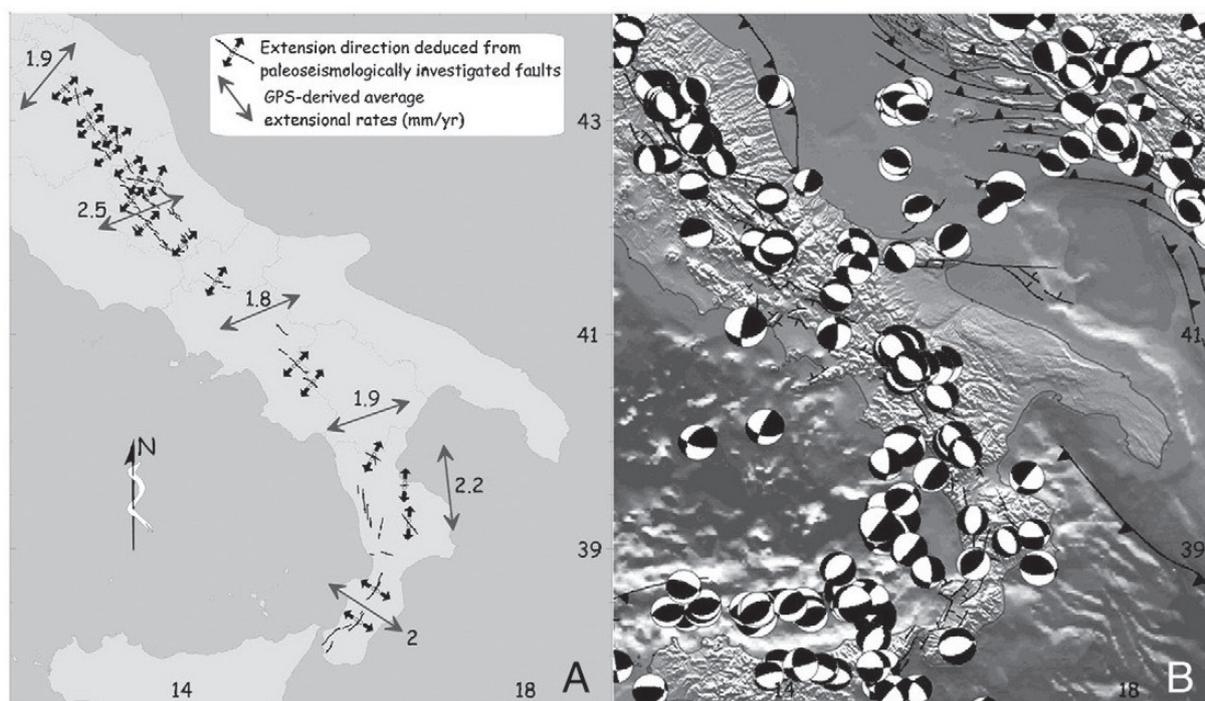


Figura 3.11 Direzione di estensione lungo la catena Appenninica dedotta dalla cinematica e geometria delle faglie studiate con metodi paleosismologici (faglie normali o leggermente trassensive). Tali direzioni sono confrontate con i ratei estensionali derivati dalle velocità GPS (Galli et al., 2008).

Le principali faglie normali sono attive lungo tutto il settore assiale ed interno (occidentale) della catena Appenninica. Questo è evidente in particolare: (1) in Toscana settentrionale (Garfagnana ed aree adiacenti), (2) in Italia centrale (Toscana, Umbria, Marche, ed Abruzzi), (3) in Appennino meridionale (Molise, Campania, Basilicata, e Calabria), e (4) in Sicilia orientale (Stretto di Messina, parte della regione Ionica, ed avampae Ibleo). È interessante notare che tale tettonica estensionale è particolarmente attiva lungo la linea spartiacque dell'Appennino centrale mentre più verso meridione (dalla Campania alla Calabria) la tettonica estensionale è particolarmente attiva lungo il margine Tirrenico della catena Appenninica. Un'altra importante provincia tettonica estensionale è quella del Canale di Sicilia tra la Tunisia a sud e la Sicilia a nord.

Domini o singole strutture caratterizzate da tettonica trascorrente attiva sono presenti in numerose aree della penisola Italiana. Esempi notevoli sono osservabili: (1) nelle Alpi meridionali (Veneto) con strutture a direzione NNW, (2) attraverso il fronte esterno (orientale) della catena Appenninica centro-meridionale (dall'Abruzzo alla Basilicata), in particolare in alcune aree del Molise, Gargano ed Adriatico con strutture a direzione circa E-W, (3) attraverso l'arco Calabro con strutture circa radiali (trasversali rispetto all'arco) che tagliano la catena, e (4) in Sicilia orientale nell'area compresa tra le Isole Eolie e Tindari e verso meridione fino all'avampae Ibleo. Tettonica trascorrente è anche attiva in Sicilia sudoccidentale e nel Canale di Sicilia con strutture a direzione N-S e NNE-SSW.

I domini attivi in Italia sopra discussi sono coerenti con altri dati di tipo geologico-geofisico. Al fine di comparare le faglie attive cartografate nell'allegata carta con questi ulteriori dati geologico-geofisici, riportiamo di seguito alcune immagini significative estratte da precedenti lavori scientifici (Figure 3.8-3.11; Galli et al., 2008; Meletti et al., 2008; Devoti et al., 2011; Montone et al., 2013).

La Fig. 3.8b mostra gli assi dei ratei di deformazione ottenuti dalle velocità GPS (Figura 3.8a). È interessante notare il regime estensionale attivo lungo tutta la catena Appenninica, in particolare dall'Emilia-Marche verso sud fino alla Sicilia nordorientale. È altresì interessante il regime compressivo attivo in alcuni settori della Pianura Padana e, verso est, in aree del Veneto e del Friuli. Tale regime è inoltre conosciuto e ben documentato lungo il fronte est-ovest nel Tirreno meridionale.

La Fig. 3.9 mostra i domini di tettonica attiva in Italia (thrust vs. normal vs. strike-slip faulting) dedotti dai meccanismi focali dei terremoti. Analogamente a quanto visto in precedenza, anche i risultati illustrati in Fig. 3.9 sono ben coerenti con le faglie attive cartografate nella carta allegata a questa relazione. Di particolare interesse è il fatto che la Fig. 3.9 mostra domini di fagliazione normale attiva anche in Toscana e Lazio, dimostrando che il potenziale sismogenetico di tali regioni potrebbe essere stato fin qui sottovalutato e dovrebbe quindi essere indagato ulteriormente.

La Figura 3.10 mostra la carta dello stress attivo in Italia da dati quali terremoti, sondaggi profondi e studi paleosismologici. Analogamente a quanto visto in precedenza (Fig. 3.9), anche la Figura 3.10 mostra una buona coerenza con le faglie attive cartografate nella carta allegata alla presente relazione. Anche nel caso di Figura 3.10 è importante notare lo stress attivo in Toscana centro-occidentale e nel Lazio.

Infine, la Figura 3.11a mostra i regimi tettonici attivi dedotti da studi paleosismologici (principalmente trincee attraverso faglie attive). Anche in questo caso è da notare il regime estensionale attivo lungo la zona assiale della catena Appenninica tra l'Abruzzo e la Calabria.

3.5 Note riassuntive

(1) Alla presente relazione è allegata una carta alla scala 1:1.500.000 delle faglie d'Italia. La carta è stata compilata considerando anche dati precedenti integrate da alcune strutture geologiche dedotte sulla base di un giudizio esperto fondato su evidenze geomorfologiche, geologiche e geofisiche.

(2) Faglie attive di differente geometria, dimensione e cinematica sono presenti in gran parte del territorio Italiano, in particolare, ma non solo, lungo le due principali catene orogeniche, ossia Alpi, Appennini ed aree circostanti.

(3) Una buona corrispondenza si osserva tra le principali faglie attive e la distribuzione degli epicentri dei terremoti. Dove tale corrispondenza è scarsa, l'apparente discrepanza può essere attribuita a varie cause tra cui la scarsa conoscenza delle strutture attive, la mancanza

di registrazioni sismiche, i tempi di ritorno dei terremoti, e/o il comportamento sismico o asismico delle faglie stesse. Tale evidenza chiaramente impone una riflessione sulla conoscenza tettonica e sismica del territorio Italiano e suggerisce un potenziamento degli studi e dei finanziamenti in questo campo.

(4) Alla scala nazionale (1:1.500.000), una buona corrispondenza è osservabile tra i principali domini di faglie attive ed altri importanti indicatori geologici e geofisici di tettonica attiva tra cui le velocità GPS, i meccanismi focali dei terremoti e relativo stress dedotto, ed alcune evidenze paleosismologiche. Anche in questo caso però, alcune discrepanze sono osservabili tra le faglie attive conosciute e gli indicatori di attività tettonica, ed anche in questo caso tale evidenza suggerisce la necessità di un approfondimento della ricerca sulle faglie attive in Italia.

PARTE 4

MAGNITUDO MASSIMA

4.1 Introduzione

La magnitudo massima attesa per una determinata regione terrestre è uno dei parametri di principale utilizzo nei calcoli di pericolosità sismica; è al contempo uno dei parametri più controversi che caratterizzano la sismologia moderna. La sua stima si basa solitamente sulle informazioni note per una determinata area (eventi osservati o desunti da archivi storici), informazioni riprocessate sulla base di conoscenze geologico-geofisiche e trattate su base statistica per definire il tempo di ricorrenza di un determinato evento di nota energia. Tale approccio rende il tempo di osservazione (storico) un limite intrinseco per la caratterizzazione sismologica di una qualsiasi regione. Vi sono zone dove gli eventi hanno tempi di ritorno di gran lunga superiori al catalogo (ad es. 5000-10.000 anni), e quindi un calcolo probabilistico basato su una finestra temporale geologicamente breve non può dare un risultato statisticamente troppo affidabile.

Il tentativo di definire una magnitudo massima su base puramente geologica, nasce dalla relazione ben nota che esiste tra la geometria (dimensioni, pendenza, profondità massima), la cinematica (regime compressivo, estensionale o trascorrente) di una faglia e la magnitudo possibile per tale struttura, concetto ormai ampiamente accettato dalla comunità scientifica (si veda ad esempio Wells and Coppersmith, 1994; figura 4.1). Di fondamentale importanza resta il campo di deformazione che caratterizza la regione in cui si sviluppano le strutture tettoniche, descritto con crescente accuratezza dalle registrazioni di GPS (si veda Parte 2).

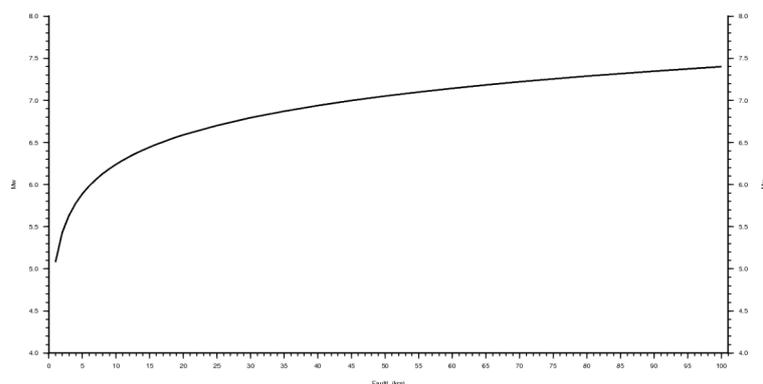


Figura 4.1 Grafico della relazione tra lunghezza della faglia e magnitudo (da Wells and Coppersmith, 1994).

Sulla base di questi principi, in questo lavoro sono state elaborate delle mappe descrittive, prodotte per la caratterizzazione della sismicità del territorio italiano.

4.2 Mappe della magnitudo in Italia

Si è proceduto al confronto non parametrico tra le quantità risolte dalle attività precedenti e la magnitudo massima storica e strumentale, ove disponibili, per determinare sulla base di relazioni empiriche note, la massima magnitudo potenziale per tutto il territorio italiano. La magnitudo così definita è stata calcolata per tutto il territorio italiano che è stato diviso in celle di 25x25 km. La definizione della magnitudo caratteristica di ogni cella, dipende da:

- lunghezza delle faglie: questo lavoro dispone della massima completezza possibile, in quanto si è tenuto conto di tutti i cataloghi disponibili, di tutte le conoscenze di letteratura, nonché di integrazioni apportate appositamente per questo lavoro (si veda parte 3);
- conoscenza della sismicità: si è tenuto conto dei più aggiornati cataloghi storici e strumentali disponibili per l'Italia;
- relazione tra geometria della faglia e magnitudo.

Il *modelling* delle mappe è avvenuto attraverso l'utilizzo della libreria *software* di GMT (Generic Mapping Tool, Wessel et al., 2013; si veda paragrafo 3.3.1.), nonché attraverso algoritmi di calcolo appositamente sviluppati per questo lavoro.

Segue la descrizione delle mappe.

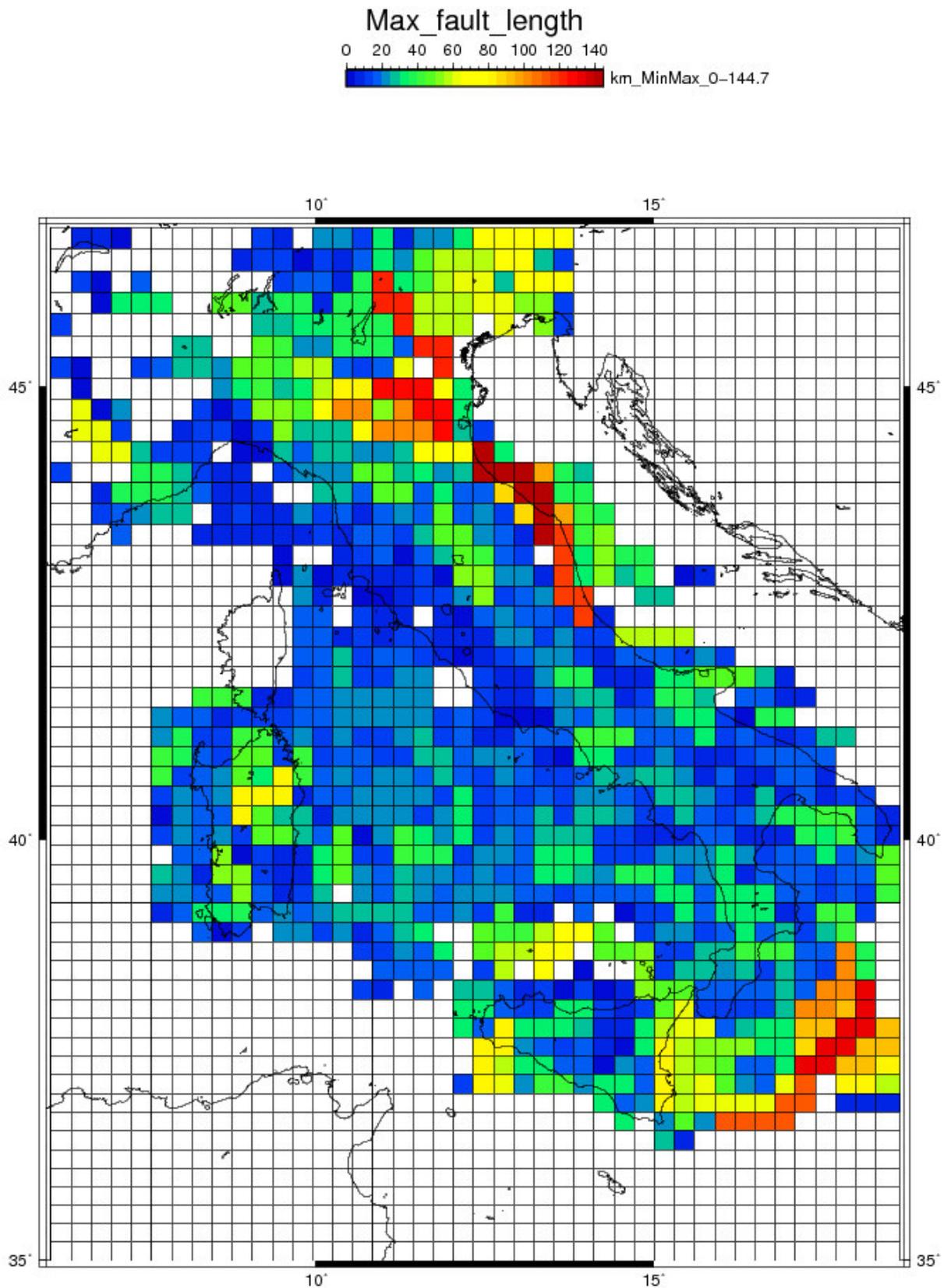


Figura 4.2 Mappa della lunghezza massima caratteristica della cella, definita dalla lunghezza massima delle faglie comprese all'interno dell'elemento: questa mappa dipende dalla scelta dei database (descritti nella parte 3) e dai differenti criteri utilizzati per la compilazione degli stessi, fortemente disomogenei.

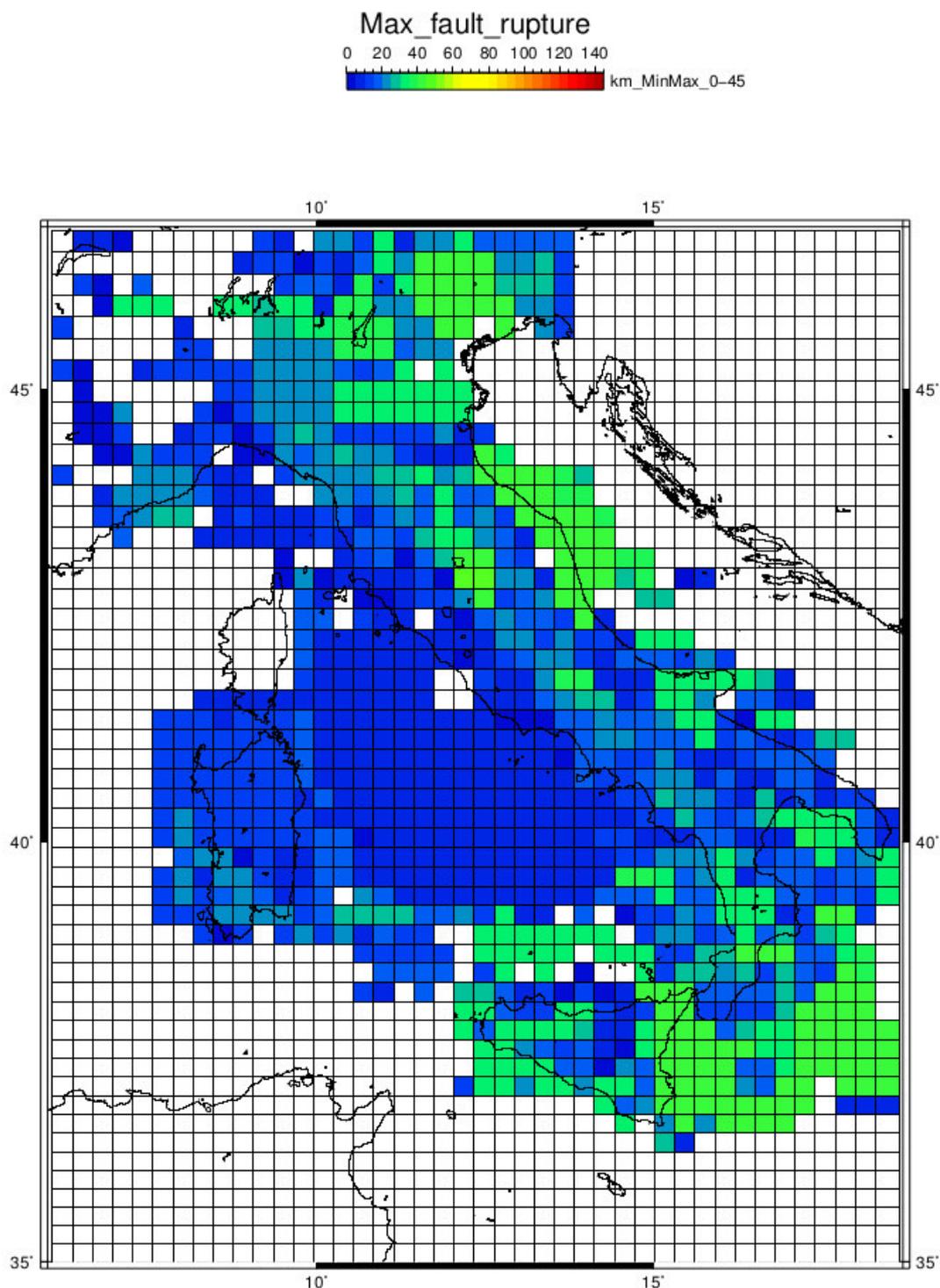


Figura 4.3 Mappa della lunghezza massima di rottura delle faglie comprese all'interno dell'elemento: questa mappa rappresenta una rielaborazione, sulla base di un giudizio soggettivo ed integrato con i tutti i dataset disponibili, della rappresentazione della mappa precedente; è un tentativo di uniformare la compilazione delle faglie attive in Italia. In particolare, per le celle che presentavano lunghezze delle faglie tali da rendere la lunghezza massima a rottura geologicamente irrealistica, si è proceduto ad un'analisi critica e mirata alla singola faglia. Ogni faglia con tali caratteristiche, è stata quindi analizzata in termini di estensione massima della possibile rottura anche ispirandosi ai criteri adottati per la definizione delle sorgenti sismogenetiche del dataset DISS (Basili et al., 2008). A tali criteri sono state inoltre integrate conoscenze specifiche delle aree da parte del gruppo di lavoro e studi di dettaglio presenti in letteratura.

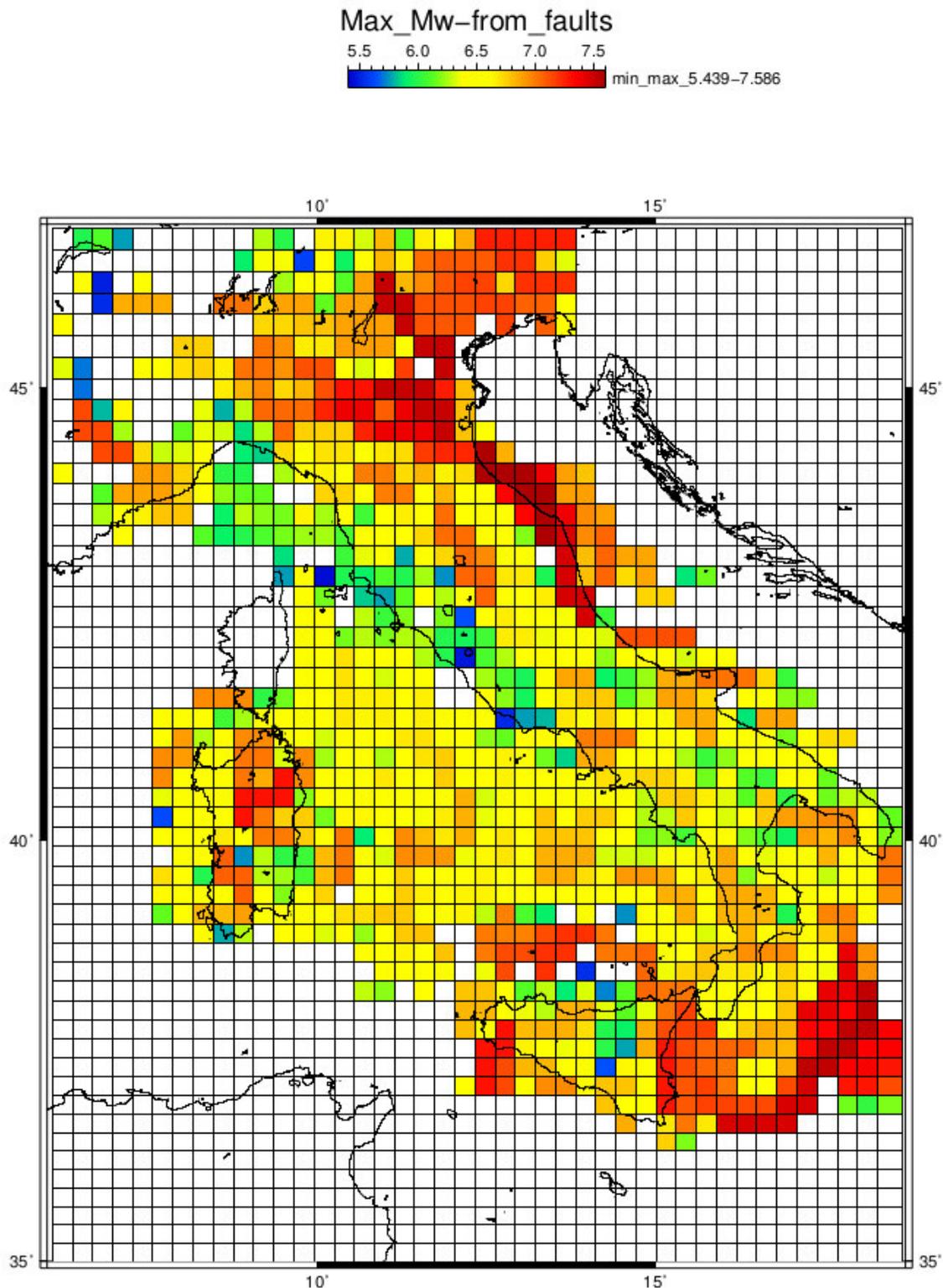


Figura 4.4 Mappa della magnitudo potenziale massima sulla base dei database originali: la massima magnitudo è calcolata empiricamente per ogni cella utilizzando le lunghezze totali delle faglie note (si veda Figura 4.2). La relazione utilizzata è estratta da Wells and Coppersmith (1994); per ogni cella la lunghezza massima della faglia L_f è utilizzata per calcolare la Magnitudo massima potenziale M secondo la curva rappresentata in figura 4.1 e descritta dalla seguente equazione:

$$M = 5.08 + 1.16 * \log(L_f)$$

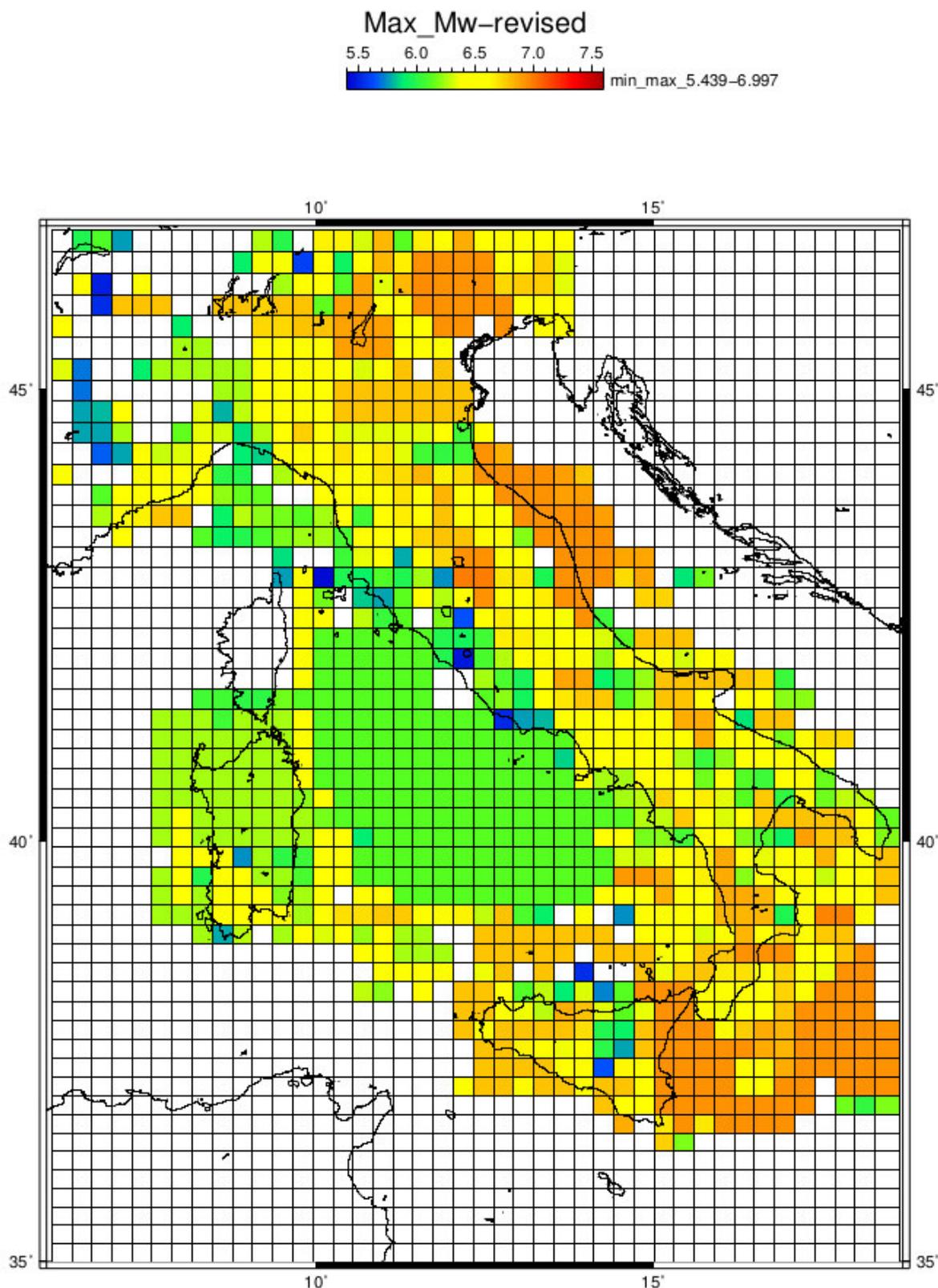


Figura 4.5 Mappa della magnitudo potenziale massima sulla base dei database rielaborati: l'equazione descritta per la mappa precedente è qui utilizzata per calcolare la massima magnitudo potenziale all'interno di ogni cella utilizzando le lunghezze caratteristiche Lfr di rottura delle faglie note (si veda Figura 4.3).

$$M = 5.08 + 1.16 * \log (Lfr)$$

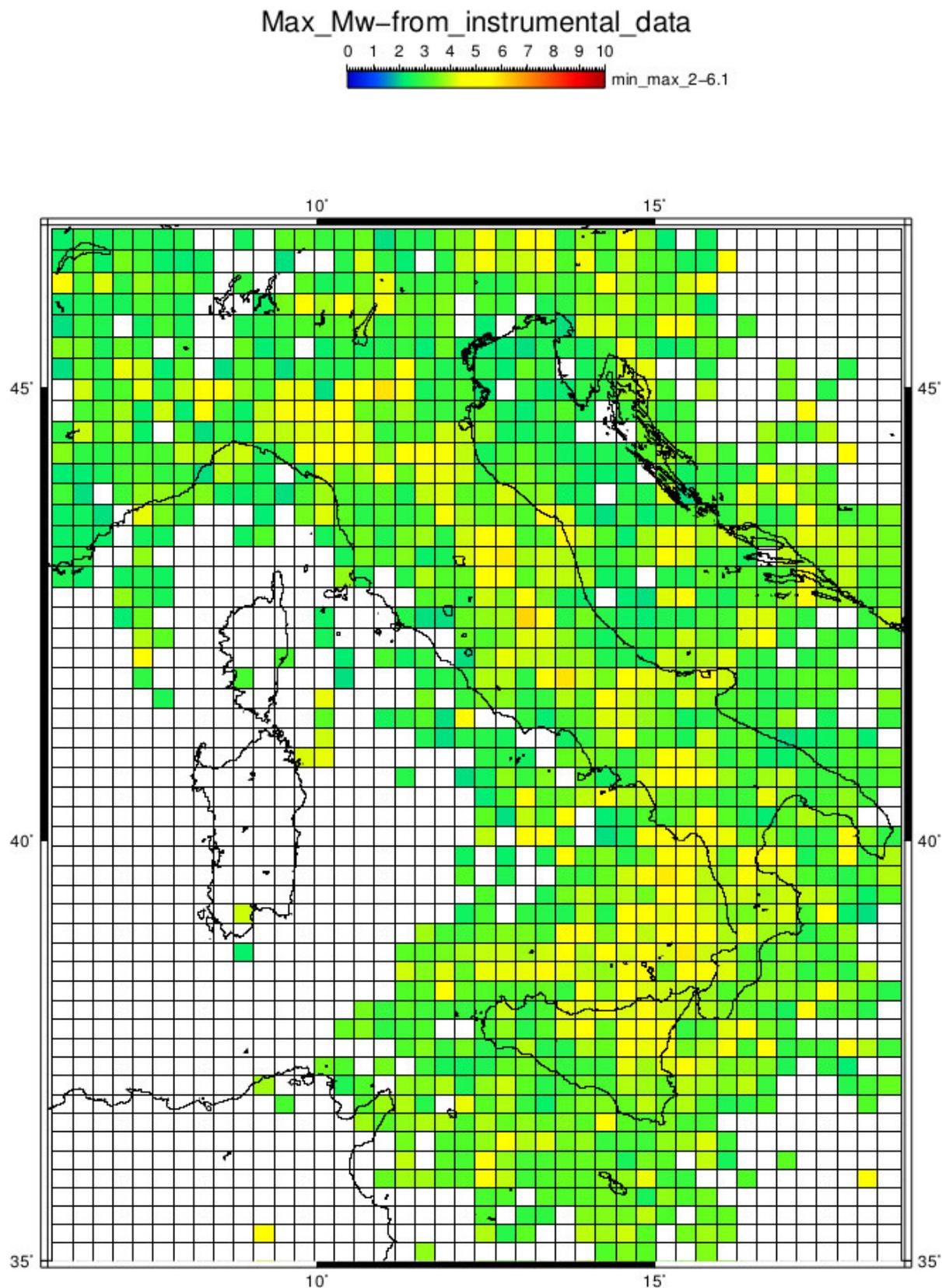


Figura 4.6 Mappa della magnitudo massima dai cataloghi strumentali: ogni cella è caratterizzata dalla massima magnitudo registrata all'interno di ogni elemento (per la descrizione dei cataloghi utilizzati si veda la parte 3).

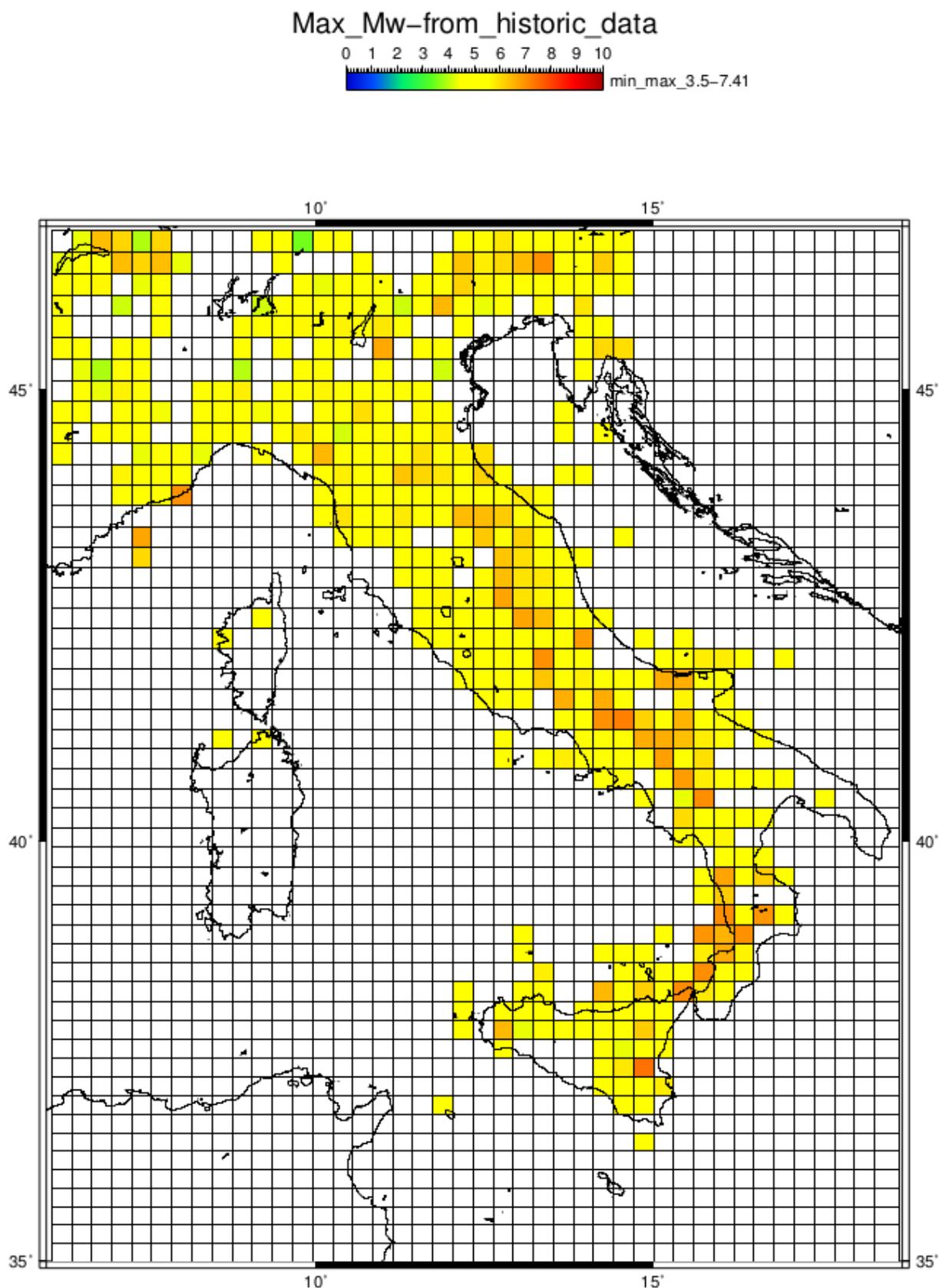


Figura 4.7 Mappa della magnitudo massima dai cataloghi storici: ogni cella è caratterizzata dalla massima magnitudo nota per ogni elemento (per la descrizione dei cataloghi utilizzati si veda la parte 3).

Max_Mw-instrumental-historic_data

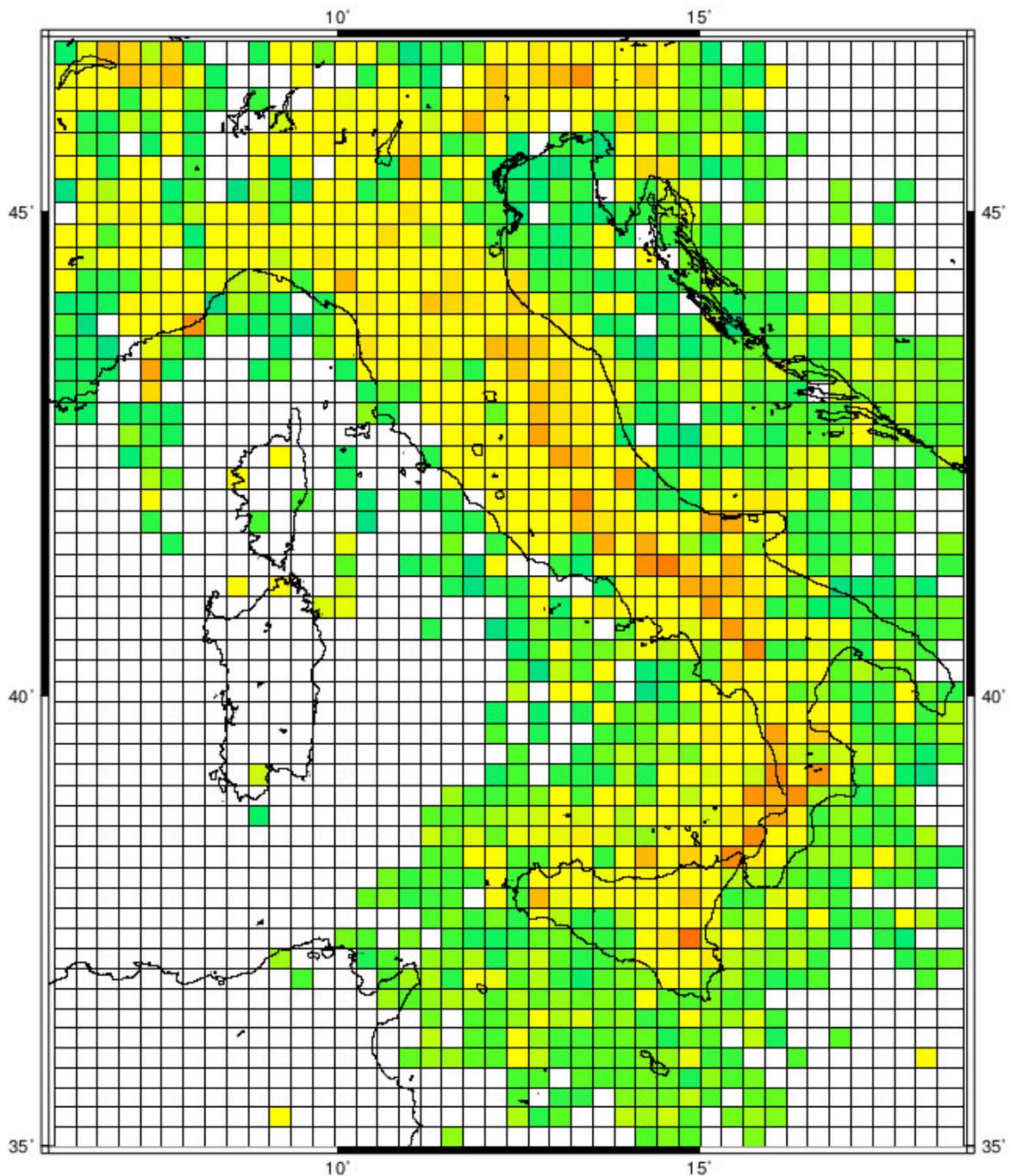


Figura 4.8 Mappa della massima magnitudo conosciuta: la sovrapposizione dei cataloghi storici e strumentali, descrive per ogni cella la massima magnitudo conosciuta per ogni elemento. Infatti, per ogni elemento della griglia, l'algoritmo di calcolo seleziona la magnitudo massima registrata a prescindere dal catalogo di appartenenza.

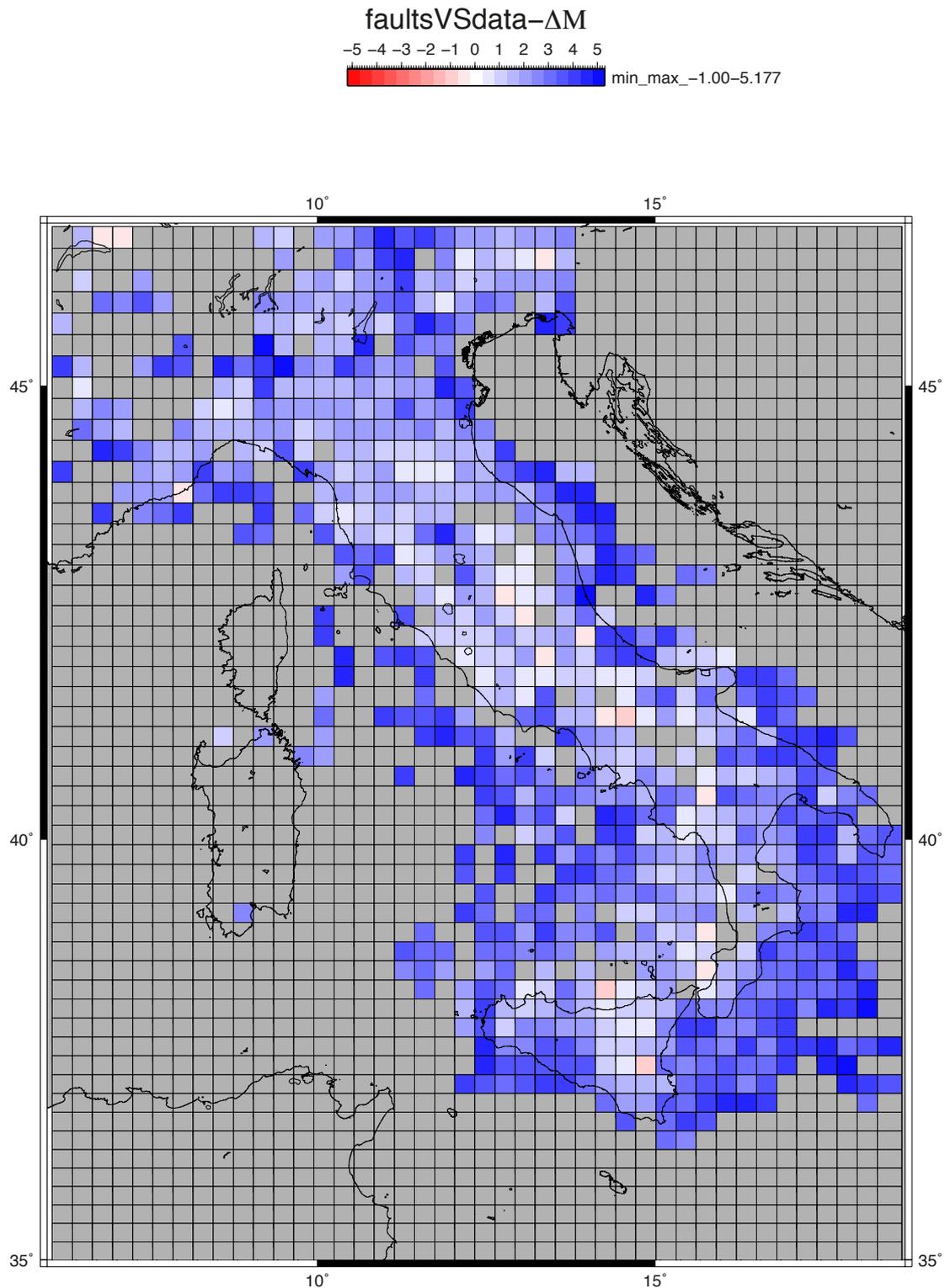


Figura 4.9 Mappa delle differenze tra la magnitudo massima potenziale dai database originali e la magnitudo massima conosciuta ΔM_f : descrive per ogni elemento della griglia, il grado di correlazione tra la magnitudo massima potenziale M_{mf_i} (Figura 4.4) e la magnitudo conosciuta M_{r_i} (Figura 4.8). I toni del blu rappresentano il grado di sovrastima del modello. In grigio le celle nelle quali non ricadono terremoti e/o faglie. L'algoritmo utilizzato seleziona solo le celle in cui sono presenti sia i dati del modello M_m (magnitudo calcolata) sia i dati da catalogo M_r , restituendo la differenza:

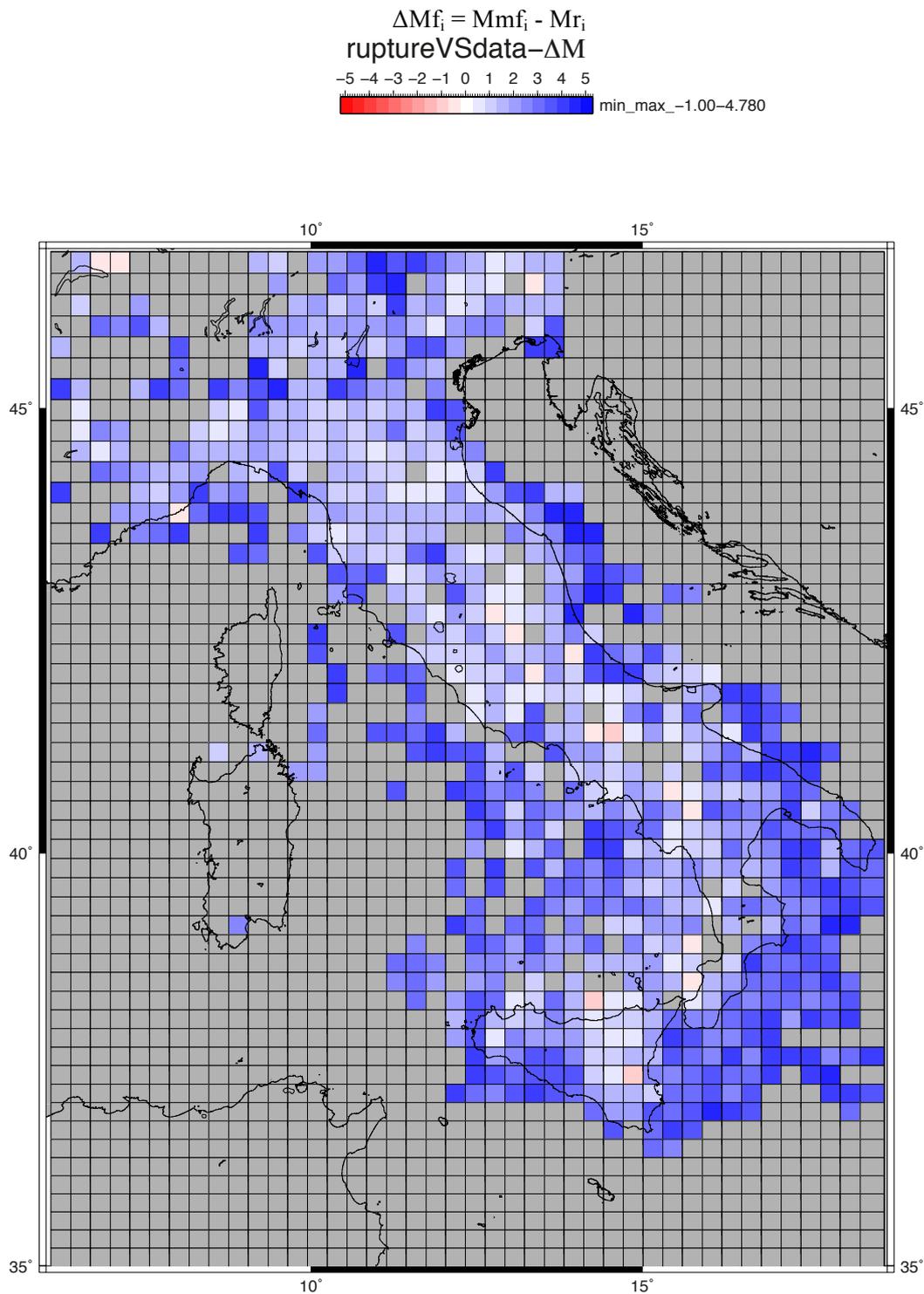


Figura 4.10 Mappa delle differenze tra la magnitudo massima potenziale da database rielaborati e la magnitudo massima conosciuta: descrive per ogni elemento della griglia, il grado di correlazione tra la magnitudo potenziale dovuta alla rottura massima delle faglie M_{mf_i} (Figura 4.5) e la magnitudo nota M_{r_i} (Figura 4.8). I toni del blu rappresentano il grado di sovrastima del modello. In grigio le celle nelle quali non ricadono terremoti e/o faglie. Anche per questa mappa il calcolo è effettuato solo per le celle in cui sono presenti sia i dati di M_m (magnitudo calcolata) sia i dati da catalogo M_r .

$$\Delta M_{fr_i} = M_{mf_i} - M_{r_i}$$

4.3 Integrazione dei dati: il volume sismogenetico

Le relazioni empiriche presenti in letteratura mettono prevalentemente in relazione l'energia di un evento sismico e la geometria bidimensionale di un sistema fragile (il piano di faglia). È tuttavia evidente che durante un terremoto è coinvolta una porzione della crosta terrestre ben definita nelle tre dimensioni dello spazio. Per una maggiore completezza bisognerebbe quindi riferirsi al volume sismogenetico coinvolto, ovvero quella porzione di crosta fragile capace di accumulare e rilasciare una determinata quantità di energia. Verrà di seguito presentato un risultato preliminare che tenta di tenere in considerazione la relazione tra volume coinvolto e magnitudo potenziale. L'aggiunta di una terza dimensione aumenta drasticamente i gradi di libertà del modello (e quindi l'errore) ma contemporaneamente contribuisce in maniera nuova ad una più completa considerazione del fenomeno sismico.

La geometria del modello dipende dall'inclinazione della faglia, dalla profondità del livello sismogenetico e dalla lunghezza (lungo direzione) della rottura. Il vincolo al modello è dato dalla profondità della transizione tra crosta fragile e duttile presentato nella parte 1. Per l'inclinazione e l'estensione laterale delle faglie si sono stati adottati valori medi di letteratura per il regime estensionale (60° per l'inclinazione e $3W$ per l'estensione laterale della faglia, dove W rappresenta la larghezza della faglia lungo l'immersione). Il volume è quindi calcolato ad ogni nodo del modello come:

$$V_{\text{sis}} = [3 * (z_{\text{bd}} * \text{tg}(\beta)) * (z_{\text{bd}})^2] * 1 / \cos(\beta) = 3 * (z_{\text{bd}})^3 * \sin(\beta) / \cos^2(\beta)$$

dove $\beta = 90^\circ - \alpha$ con α la pendenza della faglia (60°), che restituisce valori compresi tra 0 e 40000 km^3 . La Mappa degli isovolumi risultante è presentata in figura 4.11. Dipendendo fortemente dal flusso di calore che controlla lo spessore fragile della crosta, (si veda parte 1)

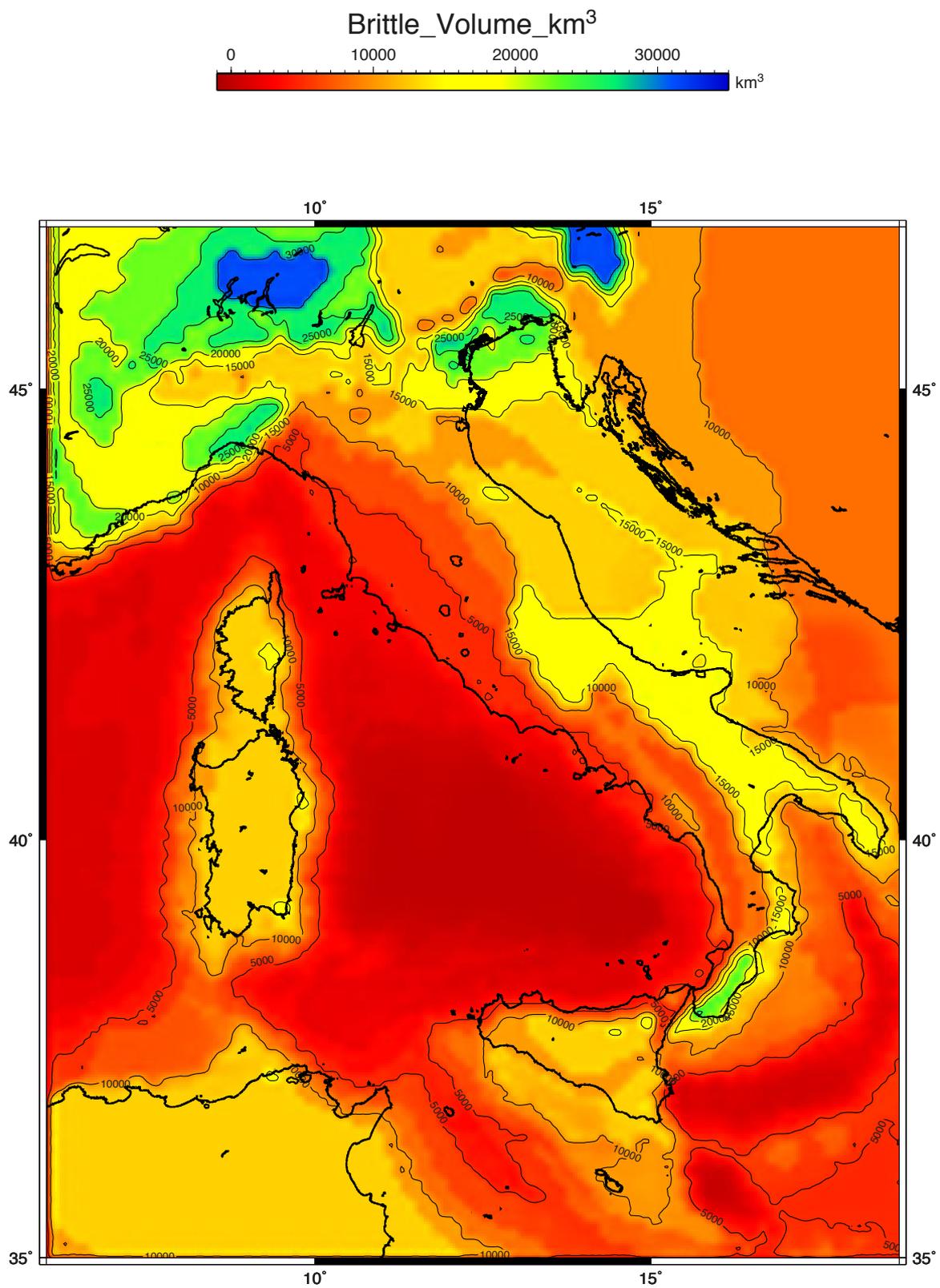


Figura 4.11 Mappa degli isovolumi della crosta fragile in Italia.

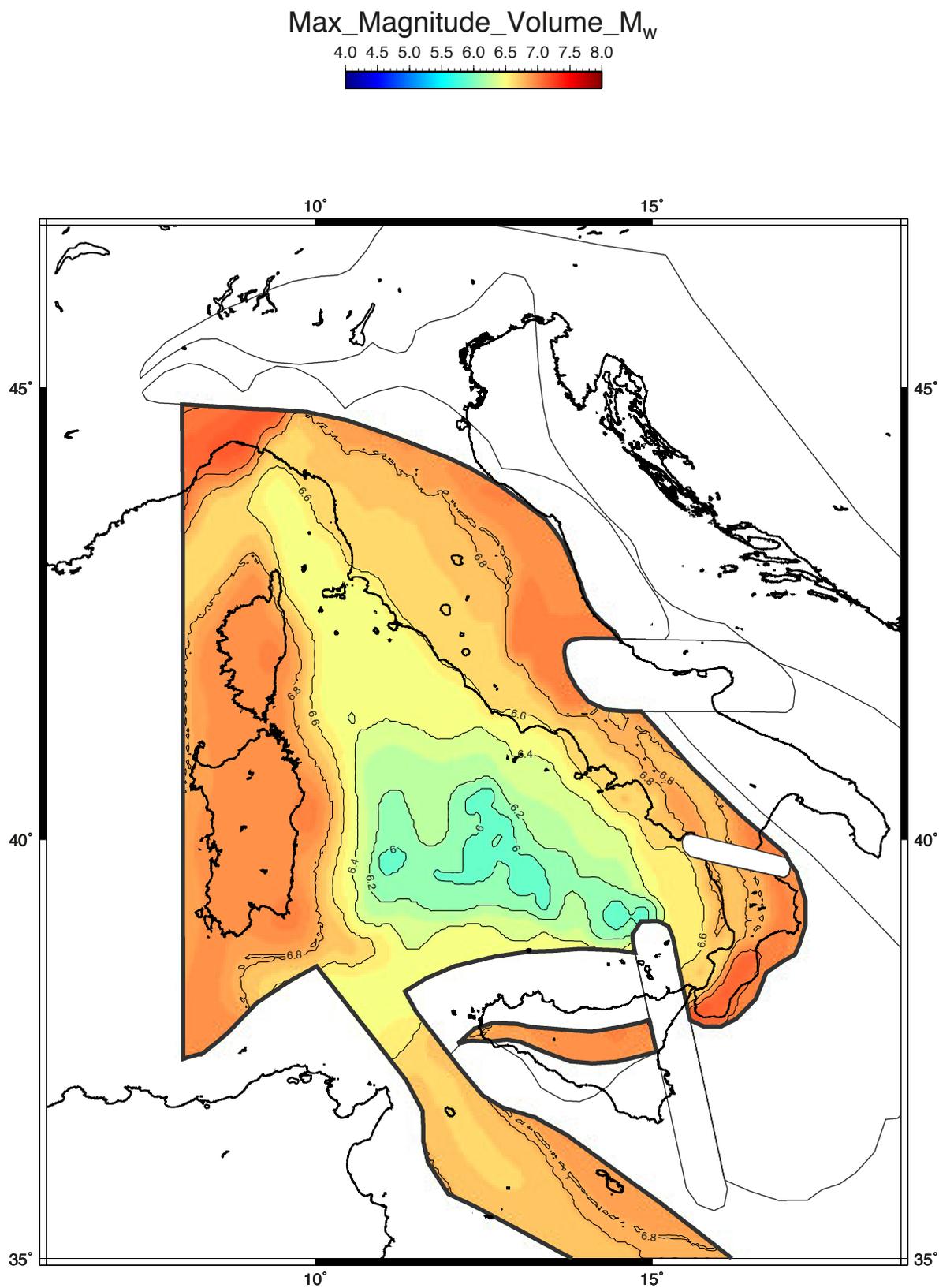


Figura 4.12 Mappa delle magnitudo potenziali M (valida solo per gli ambienti estensionali, dove l'energia liberata è principalmente quella gravitazionale).

i volumi maggiori si ritrovano al di sotto delle catene alpina e appenninica e nel blocco sardo-corso. Questo indicherebbe che si tratta delle regioni che possono immagazzinare energia potenziale maggiore, e quindi eventi sismici di maggiore magnitudo. Discorso opposto per il Tirreno, dove l'elevato flusso di calore e il limitato spessore fragile della crosta, rende il volume potenzialmente sismogenetico nettamente minore, il che risulta in magnitudo più piccole. Il tentativo di quantificare le magnitudo in relazione al volume è presentato in figura 4.12.

La magnitudo di figura 4.12 è calcolata a partire dal volume sismogenetico V_{sis} come:

$$M = [2/3 * \log (RU * \text{rad_coeff})] - 2.9$$

Definendo la pendenza della faglia come α , il coefficiente di radiazione $\text{rad_coeff} = 0.03$, il coefficiente di frizione interna $c = 0.6$; l'energia potenziale residua è

$$RU = [Mg - (Mg * c * \cos(\alpha))] * u_s$$

Con massa del volume considerato $Mg = \rho * g * V_{\text{sis}}$ e slip cosismico medio $u_s = 0.5 * \sin(\alpha)$.

L'intervallo di energia possibilmente accumulabile nei volumi fragili, genera magnitudo con un minimo di poco inferiore a M 5.5 nel Tirreno e valori massimi di M 7.5 in gran parte della regione alpina, nell'Appennino abruzzese e in Calabria.

Valori vicini a M 6.5 caratterizzano gran parte del restante territorio italiano. Si tratta di dati puri che non tengono in considerazione il parametro principale che permette l'accumulo di energia sismica, ovvero la presenza di deformazione. Come già detto, una buona stima del tasso di deformazione in una determinata area è ottenuta da elaborazioni di dati di GPS. L'integrazione dei risultati ottenuti dall'analisi effettuata sulle velocità di deformazione in Italia (parte 2) e dei volumi calcolati a partire dalla profondità del livello sismogenetico, permettono di ottenere una mappa della magnitudo massima potenziale che è funzione del volume di crosta coinvolto nella deformazione e del campo di deformazione regionale. L'integrazione è possibile supponendo che oltre al volume coinvolto, l'energia potenziale

del sistema in esame sia direttamente proporzionale al tasso di deformazione. Una correlazione lineare in tal senso è estrapolabile dalla compilazione presente in Riguzzi et al. (2012), dove la magnitudo è messa in relazione con il tasso di deformazione. La retta che meglio descrive tale relazione è:

$$M_{sr} = (8 - n_{strain}) / 25$$

M_{sr} rappresenta il limite superiore massimo possibile per la magnitudo in un determinato nodo del modello, vincolato dalla deformazione presente allo stesso nodo.

La scelta del valore minimo tra la magnitudo derivata dal volume M_{vol} e la magnitudo derivata dal tasso di deformazione M_{sr} , rappresenta quindi la stima ottimale della magnitudo possibile M_{max} . Il risultato di tale calcolo è presentato graficamente in figura 4.13.

Dal confronto tra le figure 4.12 e 4.13 risulta un generale decremento delle magnitudo in aree caratterizzate da maggiori tassi di estensione (cf. fig. 2.16). Gli effetti maggiori di tale diminuzione si hanno in aree limitate della catena appenninica, della Sardegna e del Tirreno. Il decremento avviene proprio in aree di maggiore deformazione poiché a velocità maggiori registrate dal GPS, corrispondono movimenti continui sui piani di faglia, ovvero l'energia sismica tende a dissiparsi piuttosto che accumularsi nel volume. Questo è possibile o perché sono volumi crostali fragili aventi una frizione statica più bassa (0.3-0.4, per esempio in serie evaporitiche, argillose, ecc.), oppure perché sono are in rilassamento post-sismico. L'attuale serie temporale della rete GPS non consente ancora di definire quale dei due meccanismi è dominante. E' comunque molto realistico ipotizzare che entrambi i parametri entrino in gioco nel determinare lo strain rate attualmente misurabile.

Max_Magnitude_DELTAVolume_SR_M_w

4.0 4.5 5.0 5.5 6.0 6.5 7.0 7.5 8.0

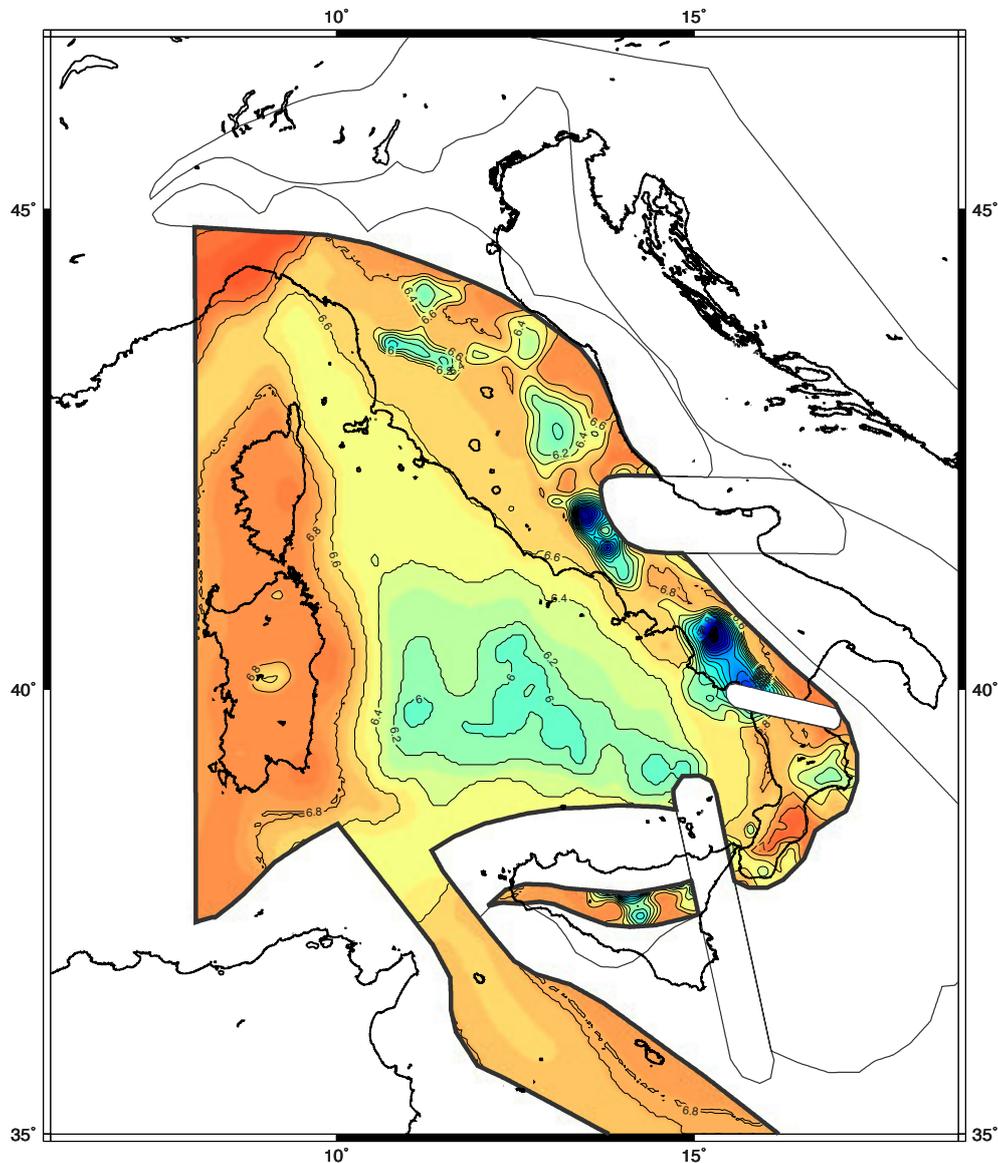


Figura 4.13 Mappa preliminare della magnitudo potenziale in Italia in funzione del volume di crosta coinvolto nella deformazione e del campo di deformazione regionale derivato da dati GPS (si veda parte 2), limitatamente agli ambienti estensionali. Il confronto tra le figure 4.12 e 4.13 mostra che introducendo la deformazione come input nel calcolo, si ottiene un generale decremento delle magnitudo nelle aree caratterizzate da maggiori tassi di estensione. A velocità maggiori registrate dal GPS, corrispondono movimenti continui sui piani di faglia, che tendono a dissipare piuttosto che accumulare l'energia sismica nel volume. La mappa tende a sottostimare la M nelle zone blu, dove le magnitudo risultano essere troppo basse rispetto ad esempio alla sismicità registrata per le stesse aree. La mappa è pertanto al momento da considerarsi solo come un primo tentativo di esercizio del modello perché dipende dai valori di soglia di M assegnati agli strain rate massimo e minimo. Modellazioni future saranno mirate a meglio valutare l'influenza dello strain rate, che risulta attualmente pesare in maniera eccessiva sul calcolo della magnitudo potenziale

4.4 Considerazioni conclusive

Si può affermare che la magnitudo massima attesa (o osservata) non obbligatoriamente coincida (per difetto) con la massima magnitudo potenzialmente possibile di una determinata struttura geologica o area; queste ultime dipendono principalmente dalle conoscenze geologiche e geodetiche che si hanno della regione di studio e non necessitano di una descrizione dei tempi di ritorno, rappresentando quindi un dato assoluto della struttura tettonica in esame. La riflessione principale cui indirizzano le mappe della massima magnitudo qui presentate, è che l'assenza oppure la bassa magnitudo in una determinata area di sismicità storica e/o strumentale, non fa di tale regione una zona necessariamente asismica o di bassa pericolosità. Ogni struttura è potenzialmente capace di generare un terremoto, a condizione che si abbia la presenza di una deformazione attiva.

Questa considerazione suggerisce di considerare la possibilità che l'evento sismico possa effettivamente verificarsi anche quando la deformazione misurabile con le stazioni GPS è bassa; infatti la M pare controllata più dai volumi coinvolti e quindi dallo spessore elastico coinvolto, mentre i tempi di ritorno sono tanto più dilatati nel tempo tanto più bassa è la deformazione geodetica misurabile. Un esempio per tutti sono le faglie del graben del Campidano in Sardegna che hanno indizi di attività pleistocenica: infatti anche i dati GPS indicano un tasso di estensione piuttosto basso ($<1\text{mm/yr}$). Ciò fa ritenere che in quell'areale si possano verificare eventi di magnitudo rilevante, ma con tempi di ritorno più lunghi che in altre aree italiane perché è più esteso il tempo necessario a creare il gradiente di pressione in grado di generare l'eventuale evento.

La magnitudo massima possibile presentata nelle mappe prima descritte è quindi da intendersi come lo scenario che potrebbe verificarsi in una determinata area in base alle strutture geologiche presenti, senza definizione di eventuali tempi di ritorno.

La procedura proposta per il calcolo della magnitudo basata su volumi sismogenetici e sul tasso di deformazione, in considerazione delle numerose assunzioni utilizzate, della complessità del sistema in esame e della scala di osservazione, non vuole e non può rappresentare un approccio esaustivo ma vuole piuttosto proporre una linea di ragionamento per l'introduzione del concetto di magnitudo massima possibile, in cui i parametri

fondamentali sono il dato geologico e geofisico di struttura attiva, il volume di crosta superiore sismogenetico, il tipo di ambiente tettonico, il tasso di deformazione misurabile con il GPS, l'inclinazione e orientazione delle faglie rispetto al campo di sforzi, la frizione statica del volume crostale e delle faglie stesse.

Bibliografia

- Altamimi, Z., X., Collilieux, J., Legrand, B., Garayt, C., Boucher, 2007. ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *J. Geophys. Res.*, 112, B09401, doi:10.1029/2007JB004949
- Altamimi, Z., L. Métivier, and X. Collilieux (2012), ITRF2008 plate motion model, *J. Geophys. Res.*, 117, B07402, doi:10.1029/2011JB008930
- Anderson, H.A., Jackson, J.A., 1987. Active tectonics of the Adriatic region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 91, 937-983.
- Argus, D.F., and Gordon, R.G., 1991. No-Net-Rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 2038-2042.
- Arias E. F., Charlot P., Feissel M., Lestrade J.-F., 1995. The Extragalactic Reference System of the International Earth Rotation Service, *ICRS, Astron. Astrophys.*, 303, 604–608.
- Avallone, A., Selvaggi, G., D'Anastasio, E., D'Agostino, N., Pietrantonio, G., Riguzzi, F., Serpelloni, E., Anzidei, M., Casula, G., Cecere, G., D'Ambrosio, C., DeMartino, P., Devoti, R., Falco, L., Mattia, M., Rossi, M., Obrizzo, F., Tammaro, U., Zarrilli, L., 2010. The RING network: improvement of a GPS velocity field in the central Mediterranean. *Ann. Geophys.* 53 (2), 39–54.
- Bally, A.W., Burbi, L., Cooper, C., Ghelardoni, R., 1986. Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35, 257-310.
- Barchi, M.R., Minelli, G., Piali, G., 1998. The CROP 03 profile: a synthesis of results on deep structures of the Northern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 383-400.
- Bartole, R., 1995. The North Tyrrhenian-northern Apennines post-collisional system: Constraints for a geodynamic model. *Terra Nova*, 7, 7-30.
- Basili R., Kastelic V., Demircioglu M. B., Garcia Moreno D., Nemser E. S., Petricca P., Sboras S. P., Besana-Ostman G. M., Cabral J., Camelbeeck T., Caputo R., Danciu L., Domac H., Fonseca J., García-Mayordomo J., Giardini D., Glavatovic B., Gulen L., Ince Y., Pavlides S., Sesetyan K., Tarabusi G., Tiberti M. M., Utkucu M., Valensise G., Vanneste K., Vilanova S., Wössner J. (2013). The European Database of Seismogenic Faults (EDSF) compiled in the framework of the Project SHARE. <http://diss.rm.ingv.it/share-edsf/>, doi: 10.6092/INGV.IT-SHARE-EDSF.
- Basili, R., Kastelic, V., De Santis, A., Petricca, P., Tarabusi, G., and Tiberti, M.M. (2011). Deliverable D3.4 – Database of active faults and seismogenic sources, Project SHARE, Seismic Hazard Harmonization in Europe. Available at: http://www.share-eu.org/sites/default/files/D3.4_SHARE.pdf.

- Basili, R., Valensise, G., Vannoli, P., Burrato, P., Fracassi, U., Mariano, S., Tiberti, M.M., Boschi, E., 2008. The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014
- Benedetti, L., Tapponnier, P., King, G.C.P., Meyer, B., Manighetti, I., 2000. Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy. *J. Geophys. Res.*, 105, 739-766.
- Beutler, G. et al., 2007. Bernese GPS Software. In: Dach R., Hugentobler U., Fridez P., Meindl M. (Eds), Astronomical Institute, University of Bern. (<http://www.bernese.unibe.ch/>)
- Biagi, L., Sansò, F., 2003, 2004a, 2004b. Sistemi di riferimento in Geodesia: algebra e geometria dei minimi quadrati per un modello con deficienza di rango. *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini* 4 (2003), 1-2 (2004), in Italian.
- Bianco, G., R. Devoti and V. Luceri (2003). Combination of loosely constrained solutions. *IERS Tech. Note* (30), 107–109.
- Bigi, S., Lenci, F., Doglioni, C., Moore, J.C., Carminati, E., Scrocca, D., 2003. Decollement depth vs accretionary prism dimension in the Apennines and the Barbados. *Tectonics*, 22, doi: 10.1029/2002TC001410.
- Bird, P., Kreemer, C., Holt, W. E., 2010. A long-term forecast of shallow seismicity based on the Global Strain Rate Map. *Seismological Research Letters* 81 (2), 184-194, 10.1785/gssrl.81.2.184.
- Bizouard, C. and D. Gambis, 2008. The combined solution C04 for Earth Orientation Parameters, recent improvements, Springer Verlag series.
- Blewitt, G., Lavallée, D., 2002. Effect of annual signals on geodetic velocity. *Journal of Geophysical Research* 107 (B7), 10.1029/2001JB000570.
- Blewitt, G., Lavallée, D., Clarke, P., and Nurutdinov, K., 2001. A new global mode of the Earth deformation: Seasonal cycle detected, *Science*, 294, 2342–2345.
- Boccaletti, M., Ciaranfi, N., Cosentino, D., Deiana, G., Gelati, R., Lentini, F., Massari, F., Moratti, G., Pescatore, T., Ricci Lucchi, F., Tortorici, L., 1990. Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 77, 41-50.
- Boschi, E., Guidoboni, E., Ferrari, G., Valensise, G., Gasperini, P., 1997. *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. 644 pp., Ist. Naz. di Geofis., Rome.
- Boucher, C. and Altamimi, Z., 1996. International Terrestrial Reference Frame, *GPS World*, 7, 71–74.

- Boucher, C., 2001. Terrestrial coordinate systems and frames, in *Encyclopedia of Astronomy and Astrophysics*, Version 1.0, Nature Publishing Group, and Bristol: Institute of Physics Publishing, 3289–3292.
- Caporali, A., Martin, A., Massironi, M., 2003. Average strain rate in the Italian crust inferred from a permanent GPS network – II Strain rate versus seismicity and structural geology. *Geophysical Journal International* 155, 254-268.
- Carminati, E., Doglioni, C., 2012. Alps vs. Apennines: The paradigm of a tectonically asymmetric Earth. *Earth-Science Reviews*, 112, 67–96.
- Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579, 173-192.
- Cartwright, D. E. and Tayler, R. J., 1971. New Computations of the Tide-Generating Potential, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 23, 45–74.
- Castellarin, A., Vai, G.B., 1981. Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps. *J. Struct. Geol.*, 3, 477-486.
- Chao B.F. and Gross R.S. 2005. Did the 26 December 2004 Sumatra, Indonesia, earthquake disrupt the Earth's rotation as the mass media have said? *EOS*, 86, 1-2. *Soc.*, 32, 203-217.
- Chao, B.F., 1989. Length of day variation caused by El-Nino-Southern Oscillation and Quasi-Biennial Oscillation, *Science*, 243, 923-925.
- Chiarabba, C., De Gori, P, Speranza, F., 2008. The southern Tyrrhenian subduction zone: Deep geometry, magmatism and Plio-Pleistocene evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 268, 408-423.
- Chiarabba, C., Jovane, L., & DiStefano, R. (2005). A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*, 395(3), 251-268.
- D'Agostino, N., Mantenuto, S., D'Anastasio, E., Avallone, A., Barchi, M., Collettini, C., Radicioni, F., Stoppini, A., Fastellini, G., 2009. Contemporary crustal extension in the Umbria Marche Apennines from regional CGPS networks and comparison between geodetic and seismic deformation. *Tectonophysics* 476, 3-12, 10.1016/j.tecto.2008.09.033.
- Davies, P., Blewitt, G., 2000. Methodology for global geodetic time series estimation: a new tool for geodynamics. *Journal of Geophysical Research* 105 (B5), 11083–11100.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Cazmin, V.G., le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorochtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-

- Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Devoti R., L. Anderlini, M. Anzidei, A. Esposito, A. Galvani, G. Pietrantonio, A.R. Pisani, F. Riguzzi, V. Sepe, E. Serpelloni: The coseismic and post seismic deformation of the L'Aquila, 2009 earthquake from repeated GPS measurements, *Italian Journal of Geosciences*, vol. 131, fasc. 3, p 348-358, doi: 10.3301/IJG.2012.15, 2012.
- Devoti, C., Riguzzi, F., Cuffaro, M., Doglioni, C., 2008. New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 273, 163-174.
- Devoti, R., Esposito, A., Pietrantonio, G., Pisani, A.R., Riguzzi, F., 2011. Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 311, 230-241.
- Devoti, R., Esposito, A., Pietrantonio, G., Pisani, A.R., Riguzzi, F., 2011. Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 311, 230-241.
- Devoti, R., Pietrantonio G., Pisani A.R., Riguzzi F. & Serpelloni E.(2010) - Present day kinematics of Italy. In: (eds.), M. Beltrando, A. Peccerillo, M. Mattei, S. Conticelli & C. Doglioni, *Journal of the Virtual Explorer*, 36 (2). doi: 10.3809/jvirtex.2009.00237.
- Devoti, R., Riguzzi, F., Cuffaro, M., Doglioni, C., 2008. New GPS constraints on the kinematics of the Apennine subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 1-2, 163-174.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In Coward, M.P., Dietrich, D., Park R.G. (Eds.), *Alpine tectonics*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 45, 421-443.
- DISS Working Group, 2010. Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, DOI: 10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1
- Doglioni, C., Bosellini, A., 1987. Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the southern Alps, *Geol. Rundsch.*, 76, 735-754.
- Dong, D., Herring T. A., King R. W., 1998. Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data. *Journal of Geodesy* 72, 200-214.
- ESA, 1997. The Hipparcos and Tycho catalogues, European Space Agency Publication, Noordwijk, SP-1200, June 1997, 19 volumes.

- Evans, B., Kohlstedt, D.L., 1995. Rheology of rocks. In: Ahrens, T.J. (Ed.), *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants*, AGU Reference Shelf 1, AGU, pp. 149-165.
- Galadini, F., Meletti, C., & Vittori, E. (2000). Stato delle conoscenze sulle faglie attive in Italia: elementi geologici di superficie. Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996–1999), CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 107-136.
- Galli, P., Galadini, F., Pantosti, D., 2008. Twenty years of paleoseismology in Italy. *Earth-Science Reviews*, 88, 89–117.
- Gross R. S., 2000. The excitation of the Chandler wobble, *Geophys. Res. Lett.* 27 (15), 2329-2332.
- Herring, T. A., 1992. Modelling Atmospheric Delays in the Analysis of Space Geodetic Data, *Proceedings of Refraction of Trans atmospheric Signals in Geodesy*, Netherlands Geodetic Commission Series, 36, The Hague, Netherlands, pp. 157–164.
- Herring, T., King, R.W., McClusky, S., 2006. *GAMIT Reference Manual*, Release 10.3. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology. (<http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/>)
- Hofmann-Wellenhof B., H. Lichtenegger, J. Collins, 2001. *GPS Theory and Practice*, Springer Wien New York.
- ISIDE Working Group (INGV, 2010), *Italian Seismological Instrumental and parametric database*: <http://iside.rm.ingv.it>.
- Jaeger, J. C., and N. G. Cook. "W. (1979). *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman and Hall, London: 593.
- Jenny, S., Goes, S., Giardini, D., Kahle, H.-G., 2006. Seismic potential of Southern Italy. *Tectonophysics* 415,1-4, 81-101.
- Keefner, J.W., Mackwell, S.J., Kohlstedt, D.L., Heidelbach, F., 2011. Dependence of dislocation creep of dunite on oxygen fugacity: implications for viscosity variations in Earth's mantle. *J. Geophys. Res.* 116. doi:10.1029/2010JB007748.
- Kovalevsky, J., Mueller, I. I., and Kolaczek, B., (Eds.), 1989. *Reference Frames in Astronomy and Geophysics*, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht.
- Kovalevsky, J., Lindgren, L., Perryman, M. A. C., Hemenway, P. D., Johnston, K. J., Kislyuk, V. S., Lestrade, J.-F., Morrison, L. V., Platais, I., Roser, S., Schilbach, E., Tucholke, H.-J., de Vegt, C., Vondrák, J., Arias, F., Gontier, A.-M., Arenou, F., Brosche, P., Florkowski, D. R., Garrington, S. T., Preston, R. A., Ron, C., Rybka, S. P., Scholz, R.-D., and Zacharias, N., 1997.

- The Hipparcos Catalogue as a realization of the extragalactic reference system, *Astron. Astrophys.*, 323, 620–633.
- Kreemer, C., Holt, W.E., Haines, A.J., 2002. The global moment rate distribution within plate boundary zones. *Geodyn. Ser.* 30, 173–189.
- Lambeck, K., 1980. *The Earth's variable rotation: geophysical causes and consequences*. Editors Batchelor, G.K. and Miles, J.W., Cambridge University Press, Cambridge.
- Lenci, F., Carminati, E., Doglioni, C., Scrocca, D., 2004. Basal décollement and subduction depth vs topography in the Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 123, 497-502.
- Ma, C. and Shaffer, D. B., 1991. Stability of the extragalactic reference frame realized by VLBI, in *Reference Systems*, Hughes, J. A., Smith, C. A., and Kaplan, G. H. (eds), U. S. Naval Observatory, Washington, pp. 135–144.
- Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5, 227–245.
- Mariotti, G., Doglioni, C., 2000. The dip of the foreland monocline in the Alps and Apennines. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181, 191-202.
- Mathews, P. M., Herring T. A., and Buffett, B. A., 2002. Modeling of nutation-precession: New nutation series for nonrigid Earth, and insights into the Earth's interior, *J. Geophys. Res.*, 107, B4, 10.1029/2001JB000390.
- McCarthy, D. D., and Petit, G., 2004. *IERS Conventions (2003)*, IERS Technical Note No.32, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main.
- Melchior, P.J., 1983. *The tides of the planet Earth*, Pergamon.
- Mele, G., 2001. The Adriatic lithosphere is a promontory of the Africa Plate; Evidence of a continuous mantle lid in the Ionian Sea from efficient Sn propagation. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 431-434.
- Meletti, C., Galadini, F., Valensise, G., Stucchi, M., Basili, R., Barba, S., Vannucci, G., Boschi, E., 2008. A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory. *Tectonophysics*, 450, 85–108.
- Michetti, A.M., Serva, L. Vittori, E., 2000. *ITHACA Italy Hazard from Capable Faults: a database of active faults of the Italian onshore territory*. CD-Rom and explicative notes, ANPA, Rome.
- Montone, P., Mariucci, M.T., Pierdominici, S., 2012. The Italian present-day stress map. *Geophys. J. Int.*, 189, 705-716.

- 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.
- Mueller I., Beutler G., 1992. The International GPS Service for Geodynamics - Development and Current Status, *Proceedings 6th International Geodetic Symposium on Satellite Positioning*, 2, 823-835, Ohio State University, Columbus, Ohio.
- Mueller, I.I., 1971. *Spherical and Practical Astronomy as Applied to Geodesy*, Ungar, New York.
- Mueller, I.I., 1985. Reference coordinate systems and frames: Concepts and realization, *Bull. Geod.*, 59, 181-188.
- Nocquet, J.M., Calais, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001. *Geophys. J. Int.*, 154, 72–88.
- Paquet P., V., Dehant, C., Bruyninx, 1997. Earth rotation observations and their geophysical implications, *Bull. Astron. Belgrade*, 156, 89-108.
- Pignone, M., Moschillo, R., Selvaggi, G., Moro, M., & Castello, B. (2005). Il Geodatabase del Catalogo della Sismicità Italiana. In *Nona Conferenza Nazionale ASITA*.
- Principi, G., Treves, B., 1984. Il sistema Corso-Appenninico come prisma di accrezione. *Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28, 549-576.
- Ray, R. D., Steinberg, D. J., Chao, B. F., and Cartwright, D. E., 1994. Diurnal and Semidiurnal Variations in the Earth's Rotation Rate Induced by Oceanic Tides, *Science*, 264, 830–832.
- Ricci Lucchi, F., 1986. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In: *Foreland Basins*, (P.A. Allen and P. Homewood, eds.). *Spec. Publ. Intern. Ass. Sedim.*, 8, 105-140
- Riguzzi F., Crespi M., Devoti R., Doglioni C., Pietrantonio G., Pisani A.R., 2012. Geodetic strain rate and earthquake size: New clues for seismic hazard studies. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 206-207, 67-75, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2012.07.005>
- Riguzzi F., Crespi M., Devoti R., Doglioni C., Pietrantonio G., Pisani A.R., 2013. Strain rate relaxation of normal and thrust faults in Italy. *Geophys. J. Int.*, 195, 815-820, doi: 10.1093/gji/ggt304
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine Orogeny. *Tectonophysics*, 359, 117-129.
- Rosenberg, C.L., 2004. Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics*, 23, TC3002, doi: 10.1029/2003TC001526.

- Sartori, R., 1990. The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of peritryrrhenian areas. In: Kastens, K.A., Mascle, J., et al. (Eds.), Proc. ODP Sci. Res., 107, 715–730.
- Scherneck, H. G., 1993. Ocean Tide Loading: Propagation of Errors from the Ocean Tide into Loading Coefficients, *Man. Geod.*, 18, 59–71.
- Scrocca, D., Carminati, E., Doglioni, C., 2005. Deep structure of the Southern Apennines, Italy: Thin-skinned or thick-skinned? *Tectonics*, 24, doi: 10.1029/2004TC001634
- Serpelloni, E., Anzidei, M., Baldi, P., Casula, G., Galvani, A., 2005. Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks. *Geophysical Journal International* 161, 861–880.
- Shen, Z.-K., Jackson, D.D., Ge, B.X., 1996. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. *J. Geophys. Res.*, 101, 27957–27980.
- Shen, Z.-K., Jackson, D.D., Kagan, Y.Y., 2007. Implications of geodetic strain rate for future earthquakes, with a five-year forecast of M5 earthquakes in Southern California. *Seismol. Res. Lett.* 78, 116–120.
- Stuwe, K (2007). *Geodynamics of the lithosphere: an introduction*. Springer.
- Twiss, R. J., and E. M. Moores (1992). *Structural Geology*, 532 pp – WH freeman, New York.
- Weijermars, R. (1997). *Principles of rock mechanics*. Alboran Science Publishing.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (2009). The GMT tutorial. Available at <http://gmt.soest.hawaii.edu/>.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1998. New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, 79 (47), 579.
- Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. F. Luis, and F. Wobbe (2013), Generic Mapping Tools: Improved version released, *EOS Trans. AGU*, 94, 409-410.
- Yoder, C. F., Williams, J. G., and Parke, M. E., 1981. Tidal Variations of Earth Rotation, *J. Geophys. Res.*, 86, 881–891.
- Zonno, G., Basili, R., Meroni, F., Musacchio, G., Martin Mai, P., Valensise, G., 2012. High-frequency maximum observable shaking map of Italy from fault sources. *Bull. Earthquake Eng.*, 10, 1075–1107, doi: 10.1007/s10518-012-9346-y.
- Zschau, J., 1983. Rheology of the Earth's mantle at tidal and Chandler Wobble periods, Proc. Ninth Int. Symp. Earth Tides, New York, 1981, Kuo, J. T. (ed.), Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 605–630.