

## Stima del campo di deformazione in Italia: uno studio comparato fra risultati sismologici e di geodesia spaziale (GPS)

Francesco Visini (\*), Carmela Ferraro (\*\*), Bruno Pace (\*), Francesco Vespe (\*\*\*)

(\*) GeoSis-Lab, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Chieti e Pescara, Via dei Vestini 30, 66013 Chieti, tel.08713556417, f.visini@unich.it, b.pace@unich.it

(\*\*) e-geos, una società ASI/Telespazio, Via Cannizzaro 71, 00156 Roma, 0640796444, carmela.ferraro@telespazio.com (\*\*\*) ASI, Centro di Geodesia Spaziale, Contrada Terlecchie, 75100 Matera, 0835377211, francesco.vespe@asi.it

### Riassunto

La geodesia spaziale e la sismologia offrono due modi diversi e complementari di studiare la tettonica attiva di una regione e possono offrire informazioni importanti sul suo comportamento sismico. In questo lavoro, noi abbiamo calcolato e comparato in modo sistematico i campi di deformazione in termini di strain rate, usando dati GPS forniti da una rete di stazioni permanenti il più possibile fitta e affidabile e il catalogo storico sismico italiano. Una densa rete di ricevitori GPS permanenti in Italia, composta da più di 70 stazioni, ha permesso il calcolo di un dettagliato campo di deformazioni. Il campo di deformazioni geodetico usato in questo lavoro si è basato su stazioni GPS permanenti con serie storiche lunghe e stabili, di durate variabili da 2 a 14 anni. L'area di studio è stata suddivisa in regioni triangolari, e per ogni triangolo è stato calcolato il tensore di stress del punto baricentrale, partendo dalle velocità orizzontali stimate ai vertici dei triangoli, ognuno dei quali è rappresentato da un punto GPS. Abbiamo adottato l'approssimazione secondo la quale, nel caso di piccole deformazioni e rotazioni, come nel nostro caso, il tensore gradiente velocità basato sulle stime geodetiche può essere scomposto nelle sue componenti simmetrica e asimmetrica, originando, rispettivamente un paio di autovalori/autovettori del tasso di deformazione e del tasso di rotazione, fornendo, quindi, una misura della deformazione all'interno dell'area di interesse. Per ognuna delle aree triangolari identificate, la deformazione è stata calcolata anche utilizzando la sommatoria dei momenti tensoriali dei terremoti. Abbiamo calcolato la distribuzione Gutenberg-Richter sulla base dei terremoti storici in catalogo, associandovi un'incertezza ottenuta usando un metodo di simulazione Monte Carlo. Abbiamo calcolato il tensore di strain rate completo utilizzando la formula di Kostrov, sulla base della distribuzione nota dei meccanismi focali nelle varie aree di interesse. L'uso comparato e congiunto della sismicità e delle velocità geodetiche da GPS potrebbero portare a compiere passi in avanti nella comprensione del rischio sismico italiano.

### Abstract

Geodesy and seismicity offer different, complementary views of the active tectonics of a region and can bring important information about its seismic behavior. In this work, we calculated and compared in a systematic way the deformation fields in terms of strain rate, using new GPS data and historical seismicity record in Italy. A dense GPS permanent network in Italy, composed by more than 70 stations, allows the calculation of a detailed deformation field. The geodetic deformation field used in this work has been based on GPS permanent stations with very stable time series, lasting from 2 to 14 years. Dividing the studied region into triangular areas, the stress tensor at the barycentre of each triangle can be evaluated from the horizontal velocities at the vertices. In case of small strains and rotations, the velocity gradient tensor based on geodetic estimations can be decomposed into its symmetric and antisymmetric components, originating, respectively, a pair of strain rate eigenvalues/eigenvectors and a rotation rate, providing a measure of deformation within a

given region. The crustal deformation has been also estimated for each area by means of the summation of moment tensors. On the basis of the historical earthquake catalogue we calculated the Gutenberg- Richter distribution, and its uncertainties using a Monte Carlo simulation method. We calculated the full deformation strain rate tensor by Kostrov's formula, using the distribution of known focal mechanism of the regions. The uncertainties have been systematically incorporated. The use of seismicity rate in conjunction with GPS stable velocity solutions could help to have a step ahead in seismic hazard assessment of Italy.

### Introduzione

Il lavoro qui presentato consta di due parti principali, rappresentate dalla stima dei tassi di deformazione usando due approcci completamente indipendenti, provenienti da due discipline diverse che studiano la crosta terrestre e la sua evoluzione: la geodesia spaziale e la sismologia. Valutazioni numeriche dei tassi di deformazione sono state compiute nei due diversi ambiti e, infine, sono stati posti a confronto in maniera sistematica, innanzitutto per valutarne la compatibilità e poi per trarne degli indicatori nello studio del rischio sismico in area italiana.

### Campo di velocità GPS in Italia

Il calcolo del campo di velocità è la base di partenza per il calcolo del tasso di deformazione in ambito geodetico. Il campo di velocità italiano stimato per realizzare questo lavoro, si basa su soluzioni di coordinate stimate giornalmente, con il software MicroCosm versione 2007. La rete di stazioni analizzata è di 101 punti GPS permanenti, situati per la maggior parte in Italia (88 siti), i rimanenti in Spagna, Germania, e infine nelle aree balcanica ed egea. Un sottoinsieme di questa rete rappresenta il contributo giornaliero e settimanale che ASI fornisce all'ente internazionale EUREF (EUropean REference Frame), in termini sia di coordinate che di ritardi troposferici allo zenith.

Ogni soluzione giornaliera, è stata ottenuta fissando le orbite ai valori forniti come prodotti finali dall'IGS (International GNSS Service) e stimando coordinate, ritardi troposferici (ogni due ore) e ambiguità iniziali (come numeri reali). Successivamente, ogni soluzione giornaliera è stata trasformata nel sistema di riferimento ITRF2005 (precisamente nella sua realizzazione GPS, detta IGS05), attraverso trasformazioni di Helmert, usando otto stazioni considerate stabili e continue (Matera, Wettzell, Cagliari, Noto, San Fernando, Medicina, Genova, Villafranca).

Il periodo analizzato parte dal 1995 e arriva fino al 28 febbraio 2009; non tutte le stazioni comprese nella rete, però, possono vantare la stessa anzianità di acquisizione. Soffermandoci sulla situazione italiana possiamo dire che il 46% delle stazioni considerate ha una serie storica più lunga di tre anni, il 30% compresa fra due e tre anni, il 24% intorno a due anni.

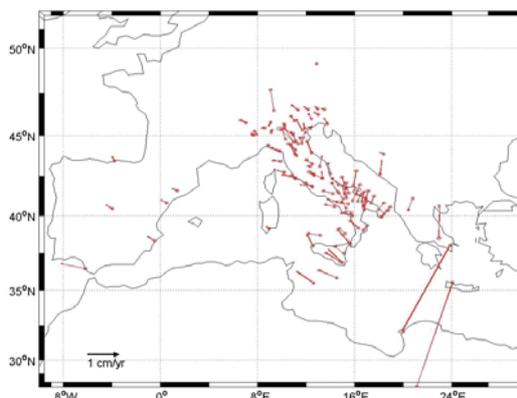


Figura 1 - Campo di velocità GPS  
rappresentato come vettori velocità residui rispetto alla placca eurasiatica.

**Calcolo degli strain-rate geodetici**

Il calcolo del tensore delle deformazioni geodetico è principalmente basato sulle velocità residue, stimate per ogni stazione GPS. Prendendo in considerazione le componenti planari di tali velocità, possiamo valutare il tensore di deformazione dell'area inscritta all'interno di un poligono convesso, i cui vertici siano rappresentati dalle stazioni geodetiche. Denominando  $V_{iE}$  e  $V_{iN}$  la componenti planari note delle velocità per ogni vertice  $i$  del poligono, rispettivamente verso le direzioni Est e verso Nord, possiamo scrivere la seguente approssimazione:

$$\begin{pmatrix} \textcircled{V}_{iE} \\ \textcircled{V}_{iN} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \textcircled{L}_{EE} \\ \textcircled{L}_{NE} \end{pmatrix} L_{EN} \begin{pmatrix} \textcircled{\Delta x}_{iE} \\ \textcircled{\Delta x}_{iN} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \textcircled{V}_{bE} \\ \textcircled{V}_{bN} \end{pmatrix}$$

dove  $V_{bE}$  e  $V_{bN}$  sono i valori incogniti delle componenti orizzontali della velocità di un qualunque punto all'interno del poligono,  $L$  il tensore gradiente velocità,  $\Delta x_{iE}$  e  $\Delta x_{iN}$ , le distanze fra il punto  $i$  e il punto di riferimento, calcolate rispettivamente come archi di meridiani e paralleli. Questa approssimazione assume una variazione lineare delle componenti orizzontali della velocità, rispetto alla loro distanza. Questo si mantiene vero, quanto più il poligono sono stati opportunamente scelti, rispetto all'omogeneità del loro comportamento tettonico.

Come abbiamo detto, noi abbiamo deciso di lavorare con aree triangolari e abbiamo scelto come punto di riferimento il loro baricentro. Le componenti orizzontali della velocità possono essere utilizzate per valutare le componenti orizzontali del tensore gradiente velocità, per il punto bari centrale: avendo a che fare, infatti, con tre paia di velocità, il problema può essere risolto invertendo un sistema di equazioni lineari con sei incognite (quattro componenti del tensore e due componenti della velocità):

$$\begin{pmatrix} \textcircled{\Delta x}_{1E} & \Delta x_{1N} & 0 & 0 & 1 & 0 \\ \textcircled{0} & 0 & \Delta x_{1E} & \Delta x_{1N} & 0 & 1 \\ \textcircled{\Delta x}_{2E} & \Delta x_{2N} & 0 & 0 & 1 & 0 \\ \textcircled{0} & 0 & \Delta x_{2E} & \Delta x_{2N} & 0 & 1 \\ \textcircled{\Delta x}_{3E} & \Delta x_{3N} & 0 & 0 & 1 & 0 \\ \textcircled{0} & 0 & \Delta x_{3E} & \Delta x_{3N} & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \textcircled{L}_{EE} \\ \textcircled{L}_{EN} \\ \textcircled{L}_{NE} \\ \textcircled{L}_{NN} \\ \textcircled{V}_{bE} \\ \textcircled{V}_{bN} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \textcircled{V}_{1E} \\ \textcircled{V}_{1N} \\ \textcircled{V}_{2E} \\ \textcircled{V}_{2N} \\ \textcircled{V}_{3E} \\ \textcircled{V}_{3N} \end{pmatrix}$$

Il tensore  $L$  può essere scomposto nelle sue parti simmetrica e asimmetrica  $E = \frac{1}{2} (L+LT)$  e  $W = \frac{1}{2} (L-LT)$ , originando rispettivamente un paio di autovalori e autovettori (dopo un processo di diagonalizzazione) e un valore del tasso di rotazione. Gli errori associati a queste quantità sono opportunamente propagati in ogni fase del calcolo, a partire dalla matrice di covarianza associata ad ogni velocità cartesiana di ogni sito.

In linea di principio possono essere usati poligoni con un numero maggiore di lati: il problema si risolve usando la matrice precedente come una matrice disegno all'interno di un processo di stima ai minimi quadrati (Devoti et al., 2002).

**Calcolo degli strain-rate sismologici**

Il calcolo del tensore della deformazione sismica parte dal computo della sommatoria dei momenti simici dei terremoti storici avvenuti in Italia negli ultimi 1000 anni circa.

La formula di Kostrov (1974) permette di legare questa sommatoria alla velocità di deformazione:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2\mu V} \dot{M} \overline{F}_{ij} \quad (1)$$

Dove  $\dot{\epsilon}_{ij}$  è lo strain rate,  $V$  è il volume in deformazione e  $\mu$  è il modulo di rigidità. Nel nostro caso le dimensioni del volume sono derivate direttamente dalle distanze tra i vertici (stazioni GPS) dei triangoli utilizzati per calcolare le deformazioni geodetiche.  $\overline{F}_{ij}$  rappresenta un tensore focale medio, funzione di *strike*, *dip* e *rake* dei meccanismi focali che ricadono all'interno o nei dintorni del triangolo considerato. Particolarmente importante è il calcolo del tasso di momento sismico. Nel

nostro caso abbiamo calcolato tale valore attraverso la relazione di Molnar (1979) che ha l'indubbio vantaggio di non perdere il contributo dei piccoli terremoti, visto che il tasso di momento sismico è funzione di una Gutenberg-Richter costruita partendo da tutti gli eventi che ricadono all'interno di ciascun triangolo, avendo chiaramente cura di tener conto delle completezze degli eventi storici in relazione alla loro magnitudo:

$$\dot{M}_0 = \frac{A}{1-B} M_{0\max}^{1-B} \quad (2)$$

dove  $M_0 = 10^{c \times M_s + d}$ ,  $A = 10^{[a + (bd/c)]}$ ,  $B = \frac{b}{c}$ ,  $a$  e  $b$  sono appunto i coefficienti della Gutenberg-Richter,  $c$  e  $d$  sono le costanti della relazione magnitudo-momento, come riportati in Kanamori e Anderson, 1975, e  $M_{0\max}$  è il più alto momento sismico (espresso come scalare) osservato nel triangolo.

Come evidente dalle equazioni (1) e (2) gli errori nel calcolo del valore assoluto della deformazione dipendono da  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$  e dalle incertezze in  $M_{0\max}$ , nei valori della magnitudo momento dei terremoti storici e dalle incertezze nella stima degli intervalli di completezza. L'errore nell'orientazioni degli assi principali della deformazione dipende, invece, dalla qualità e dalla coerenza dei meccanismi focali utilizzati. Per poter avere una stima dell'errore da associare al valore medio della deformazione in ciascun triangolo, abbiamo utilizzato una simulazione di tipo Monte-Carlo variando i valori di ciascuno dei parametri citati all'interno delle loro incertezze.

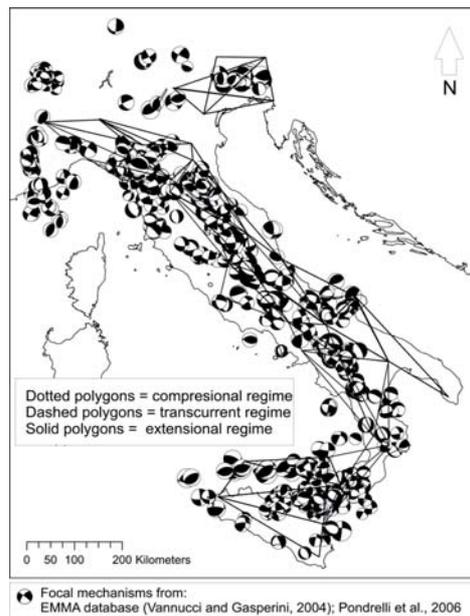


Figura 2 – Meccanismi focali e triangoli entro i quali sono stati calcolati i valori di deformazione geodetica e sismologica

### Comparazione dei risultati sismologici e geodetici

Il confronto tra le velocità di deformazione derivante da dati geodetici e sismologici ci permette di gettare uno sguardo su quello che potrebbe essere il rapporto tra deformazione sismica ed asismica in una certa area, di capire eventuali deficit di sismicità che possono essere riportati ad un vero e proprio gap sismico, dal quale ci si può quindi attendere nel futuro uno od una serie di eventi che

possano colmare tale gap, oppure problemi di stima delle magnitudo e/o delle completezze del catalogo storico.

L'area italiana è stata suddivisa in 32 triangoli, ricadenti in tre differenti tipi di regime geodinamico: compressivo, distensivo e trascorrente (Fig. 2). In ognuna delle aree caratterizzate da un diverso regime tettonico, sono stati disegnati dei transetti (A- B distensivo, C-D e E-F compressivo, G-H trascorrente, Fig. 3) tenendo presente anche la dislocazione geografica. Per ognuno dei triangoli attraversati dai transetti, sono stati preparati dei grafici con i valori di velocità sismica e geodetica (Fig. 4). Quello che si deduce da questo tipo di confronto è che in generale, è stato trovato un buon accordo fra i valori di deformazione geodetica e sismica, sia in termini di velocità che di direzione; degno di particolare nota è l'accordo lungo il transetto appenninico in regime distensivo, mediamente entro il mm/anno. Questo risultato è particolarmente interessante visto che fino ad oggi in letteratura i valori di velocità GPS erano anche di un ordine di grandezza superiori a quelli sismici. I poligoni che sembrano, sino agli studi attuali, meno in accordo, coprono aree in regime trascorrente che spesso però sono carenti nei vincoli sismologici, perché affette da eventi sismici off-shore, spesso non annoverati nel catalogo (per esempio l'off-shore siciliano). Vincoli geodetici carenti, invece, possono essere rappresentati da una distribuzione dei siti permanenti GPS che non sempre consente di circoscrivere un'area tettonicamente omogenea.

Il valore positivo più spesso riscontrato fra deformazione geodetica e sismologica, potrebbe essere attribuibile a *slip* asismico, che, mediamente, può essere valutato intorno al 27% lungo la catena appenninica. I casi in maggior disaccordo sono ancora in fase di studio e, comunque, potrebbero essere imputabili a *creep* su faglie male orientate (per esempio faglie normali come l'Altotiberina, nel nord degli Appennini), in zone in compressione dove da un punto di vista di comportamento reologico della crosta, la maggior parte della deformazione è accomodata da pieghe e deformazioni asismiche oppure a periodi di relativa quiescenza rispetto a eventi sismici significativi (periodo di *re-loading*?).

Possiamo, comunque, affermare che i risultati confrontati presentano un generale forte accordo nelle regioni attive in Italia.

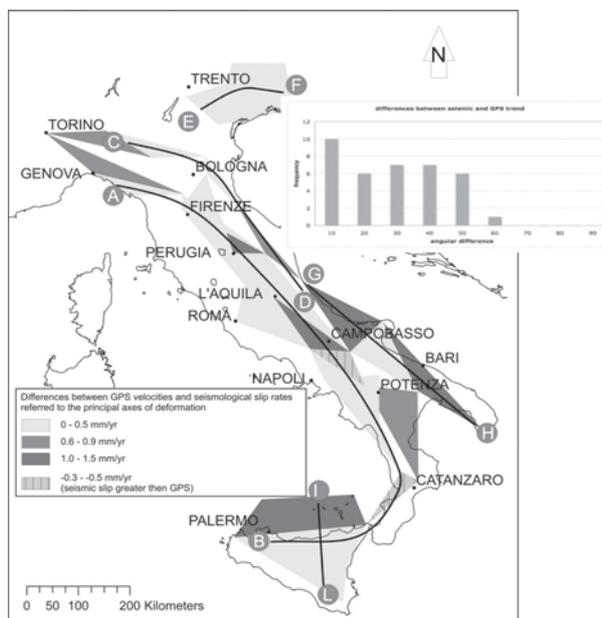


Figura 3 – Mappa delle differenze tra valore geodetico e sismologico, in alto a sinistra grafico delle differenze angolari tra gli assi principali delle deformazioni.

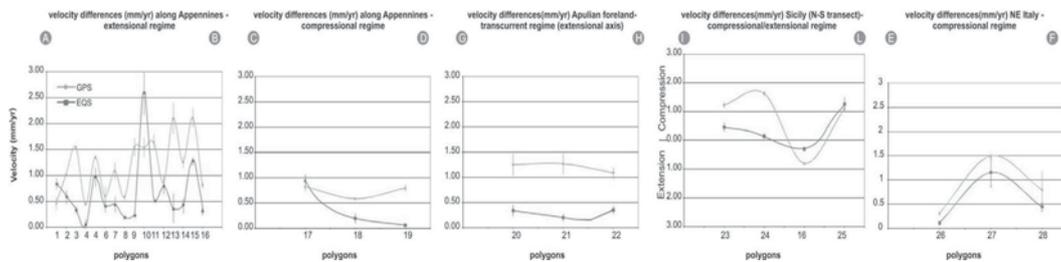


Figura 4 – Grafici delle differenze lungo i 5 transetti di figura 4.

### Conclusioni

In questo lavoro è stato affrontato il problema del confronto a scala nazionale tra i valori di deformazione geodetica e sismologica.

Riteniamo che il risultato più importante di questo lavoro consista nell'avere, probabilmente per la prima volta, condotto in maniera sistematica e metodica un confronto fra valori della deformazione crostale in Italia, ottenuti da discipline completamente indipendenti fra di loro, che pure hanno spesso oggetti di studio in comune e ciononostante, troppe poche volte vediamo interagire per amplificare le loro potenzialità: la sismologia e la geodesia spaziale.

Questo lavoro, che ha velleità tutt'altro che esaustive, si propone come un punto di partenza, come un primo tentativo organico di messa a punto di un metodo che potrebbe essere proficuamente usato per studiare e approfondire le nostre conoscenze sui meccanismi di generazione, accumulo e rilascio dell'energia che sottende alla deformazione crostale, portando in definitiva un nuovo approccio di studio nella valutazione della pericolosità sismica nel nostro Paese.

### Bibliografia

- Devoti, R., Ferraro, C., Lanotte, R., Luceri, V., Nardi, A., Pacione, R., Rutigliano, P., Sciarretta, C., Gueguen, E., Bianco, G., Vespe, F., "Geophysical interpretation of geodetic deformations in the Central Mediterranean area", Plate Boundary Zones, Geodynamics Series 30, American Geophysical Union, 10/1029/030GD03, 57-65, 2002
- Jackson, J. and McKenzie, D.P. (1988), "The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and middle east", Geophys. J. 93, 45-73.
- Kanamori, H. and Anderson, D. (1975), "Theoretical basis of empirical relations in seismology", Bull. Seis. Soc. Am., 65: 1073-1095.
- Kostrov VV (1974), "Seismic moment and energy of earthquakes and seismic flow of rocks", Izv. Acad. Sci. USSR. Phys. Solid Earth. 1: 2344.
- Molnar, P. (1979), "Earthquake recurrence intervals and plate tectonics", Bull. Seis. Soc. Am., 69: 1151-1153.
- Pondrelli S, Salimbeni S, Ekström G, Morelli A, Gasperini P, Cannuccia G (2006), "The Italian CMT dataset from 1977 to the present", Physics of the Earth and Planetary Interiors 159: 286-303.
- Vannucci, G., Gasperini, P. (2004), "The new release of the database of earthquake mechanisms of the Mediterranean area (EMMA Version 2)", Ann. Geophys. 47, 307-334
- Working group CPTI (2004), "Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, version 2004 (CPTI04)", INGV, Bologna. [Http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/](http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/).