



ISSN 1590-2595

quaderni di geofisica

n. 42

MONITORAGGIO GEODETICO DELLE DEFORMAZIONI DEL SUOLO IN AREA SISMOGENETICA: LA RETE GPS DELLE STRETTO DI MESSINA

Mario Mattia et alii

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

2006

Direttore

Enzo Boschi

Editorial Board

Raffaele Azzaro (CT)

Sara Barsotti (PI)

Viviana Castelli (MI)

Anna Grazia Chiodetti (AC)

Rosa Anna Corsaro (CT)

Luigi Cucci (RM1)

Mauro Di Vito (NA)

Sergio Gurrieri (PA)

Lucia Margheriti (CNT)

Simona Masina (BO)

Nicola Pagliuca (RM1)

Leonardo Sagnotti (RM2)

Salvatore Stramondo (CNT)

Andrea Tertulliani - coordinatore (RM1)

Gianluca Valensise (RM1)

Gaetano Zonno (MI)

Segreteria di Redazione

Francesca Di Stefano - responsabile

Tel. +39 06 51860055

Fax +39 06 36915617

Sabrina Palone

Tel. +39 06 51860405

Fax +39 06 51860585

redazionecen@ingv.it

quaderni
di
geofisica



**MONITORAGGIO GEODETICO DELLE DEFORMAZIONI
DEL SUOLO IN AREA SISMOGENETICA:
LA RETE GPS DELLO STRETTO DI MESSINA**

Mario Mattia, Marco Aloisi, Mauro Amore, Alessandro Bonforte, Francesco Calvagna,
Massimo Cantarero, Orazio Consoli, Salvatore Consoli, Mimmo Palano,
Biagio Puglisi, Giuseppe Puglisi, Massimo Rossi,

*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia- Sezione di Catania
Piazza Roma 2
95123 Catania*

Riassunto

Il terremoto del 1908 che ha distrutto le città di Reggio Calabria e Messina costituisce il primo esempio in cui, attraverso l'utilizzo di dati geodetici, è stato possibile ricostruire il campo di deformazione verticale collegato al catastrofico evento. In questo lavoro vengono riassunti i principali risultati della ricerca incentrata sulla caratterizzazione cinematica dell'area dello Stretto di Messina e vengono presentati i primi risultati della rete misurata con modalità GPS nel corso del 2001 e del 2003 nella stessa area. Questi risultati confermano l'importanza dell'approfondimento delle attività di monitoraggio geodetico tra il complesso peloritano calabro e quello siciliano, anche allo scopo di chiarire le numerose ambiguità riscontrate, in questi anni, nella definizione delle strutture che hanno originato il terremoto del 1908.

Introduzione

Il catastrofico evento sismico che ha colpito l'area dello Stretto di Messina nel dicembre 1908 ha costituito, per la prima volta nella storia della geofisica moderna, una occasione di raccolta sistematica di dati geofisici e geodetici. Questi ultimi, trattati nel tempo, da vari autori [Loperfido, 1909; Omori, 1913; Bencini, 1975; Capuano et al., 1988; Caputo et al., 1981; De Natale e Pingue, 1991] hanno permesso di definire, con sufficiente attendibilità, la cinematica della struttura che ha originato l'evento, rappresentando sicuramente una prova evidente dell'importanza delle misure geodetiche in aree sismogenetiche. In alcune di queste aree infatti, è stato riscontrato che, grazie a misure geodetiche di tipo tradizionale (triangolazione) o di più recente implementazione (EDM e GPS), è oggi possibile quantificare l'accumulo di strain che, in base alle conoscenze di sismologia storica e geologiche, viene rilasciato periodicamente attraverso grandi terremoti [Murray & Lisowsky, 2000; Briole et al., 2000]. In questo lavoro si presentano i risultati preliminari delle campagne GPS eseguite dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Sezione di Catania (INGV-CT) nel corso del 2001 e del 2003 nell'area dello Stretto di Messina. Inoltre, viene proposto un quadro delle principali teorie sulla cinematica delle strutture che agiscono nello Stretto di Messina e dei principali risultati delle inversioni di dati geodetici misurati a cavallo dell'evento del 1908.

Quadro geologico-strutturale

Una attendibile ricostruzione della geodinamica di un'area, sia attraverso l'analisi della sismicità storica e strumentale che attraverso lo studio dei processi deformativi, riveste un ruolo di fondamentale importanza ai fini della definizione dei programmi di potenziamento dei dispositivi di monitoraggio. La geodinamica del sistema Tirreno Meridionale - Arco Calabro Peloritano è ancora dibattuta e numerose ipotesi sono state proposte. Indagini gravimetriche [Mongelli et al., 1989], analisi del flusso termico crostale [El Ali e Giese, 1978], indagini tomografiche [Amato et al., 1993; De Luca et al., 1997] hanno evidenziato la presenza di forti eterogeneità laterali nella litosfera sud-tirrenica. La principale caratteristica è rappresentata dall'assottigliamento della litosfera oceanica del bacino tirrenico e dall'ispessimento della litosfera continentale della catena appenninica [Morelli et al., 1975; Scarpa, 1982; vedi Fig. 1].

Alcuni autori [Barberi et al., 1973; Doglioni, 1991; Amato et al., 1993] propongono una subduzione attiva della litosfera ionica al di sotto della litosfera tirrenica. L'area sud tirrenica viene pertanto interpretata come un sistema arco vulcanico - bacino di retroarco.

Subduzione passiva e processi di rifting dominati dallo sprofondamento del rimanente slab litosferico sono proposti da altri autori [Finetti e Del Ben, 1986; Patacca et al., 1992]. Processi di subduzione sarebbero stati attivi fino all'apertura del Tirreno (Miocene medio-superiore). In tale modello, il roll-back verso est della litosfera ionica avrebbe prodotto la distensione della litosfera tirrenica e processi di thrusting di quest'ultima sulla prima [Cinque et al., 1993]. Tale meccanismo è fondamentale per interpretare i processi di apertura evidenziati nel margine ovest dell'arco calabro-peloritano [Caccamo et al., 1996; Barberi et al., 1999]. I processi di subduzione sia essa attiva che passiva, spiegherebbero l'attività sismica profonda ($h > 200$ km) che caratterizza il Tirreno meridionale e che giace su un piano fortemente inclinato immergente verso NW [Caputo et al., 1970; Gasparini et al., 1982; Finetti e Del Ben, 1986; Anderson e Jackson, 1987; Doglioni, 1996]. Va comunque detto che la mancanza di forti eventi superficiali di thrusting sul piano di Wadati-Benioff confermerebbe l'ipotesi di una subduzione passiva [Anderson e Jackson, 1987; Bruno et al., 1999]. Lo stato di stress compressivo determinato da Bruno et al., [1999] per l'intero slab indica che il volume subdotto ha già raggiunto i materiali mantellici. Pertanto, la

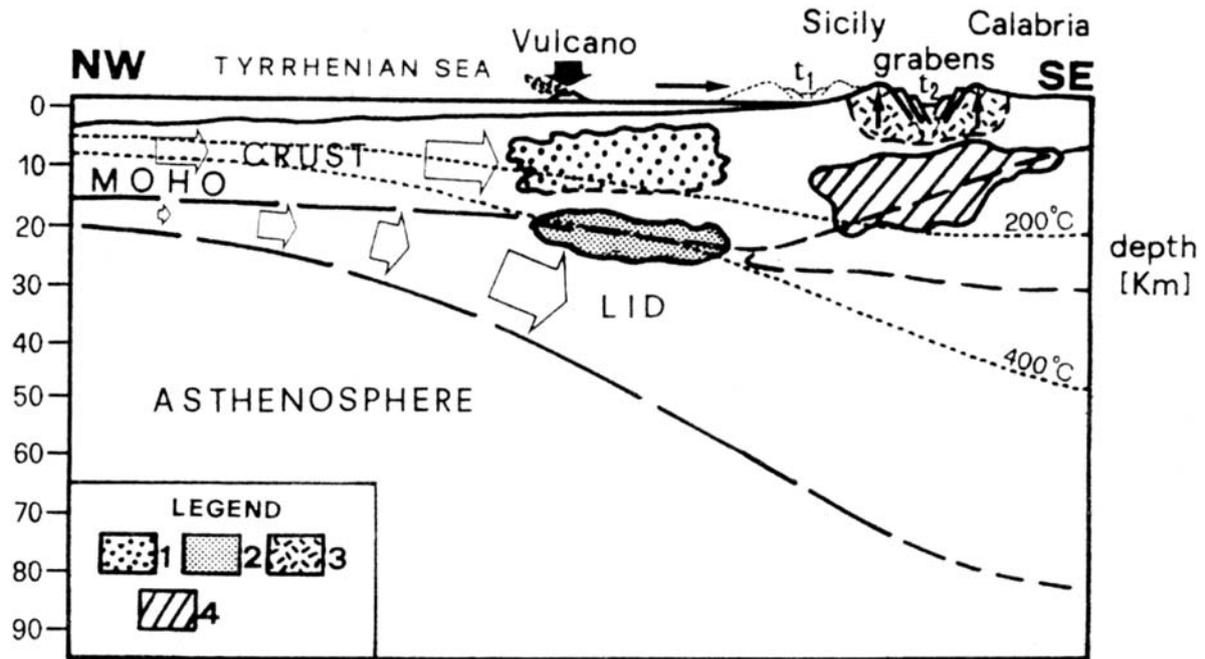


Figure 1 Sezione verticale NW-SE intersecante Vulcano. Sono evidenti l'assottigliamento della litosfera oceanica tirrenica, la sua migrazione verso SE e l'ispessimento della litosfera continentale della catena appenninica. t_1 e t_2 indicano momenti temporali successivi (t_2 è oggi). (1) indica la profondità della maggior parte dei terremoti ($M < 4$) registrati nella litosfera tirrenica e caratterizzati da meccanismi eterogenei; (2) indica la profondità dei terremoti più forti registrati nella stessa area e caratterizzati da trascorrenza destra; (3) indica la profondità dei terremoti più forti registrati nell'Arco Calabro, caratterizzati da meccanismi normali; (4) zona di thrusting della crosta sud tirrenica sulla crosta ionica, come evidenziata dai terremoti registrati nello stretto tra il 1978 e il 1991 [modificata da Neri et al., 1996].

dinamica del mantello [Doglioni, 1991; Moretti e Guerra, 1997] produrrebbe nello slab una forma irregolare e variazioni laterali nello stress. Tra gli altri modelli avanzati per il sistema in studio ricordiamo l'ipotesi proposta da Locardi [1988] e Locardi e Nicolich [1988] riguardo una possibile evoluzione di strutture diapiriche mantelliche nell'intera regione tirrenica. Mantovani et al. [1985; 1990] propone che la dinamica della regione sia controllata dalla rotazione della microplacca adriatica attorno ad un polo localizzato nella catena alpina, in un contesto generale di compressione NE esercitata dalla placca africana. Si può pertanto concludere come la complessità di tale area non abbia permesso la definizione di un modello tettonico unico; anche processi basilari ai fini della comprensione della geodinamica regionale, quali l'interazione Africa-Europa, sono tuttora in discussione [Locardi, 1988; Mantovani et al., 1990; Albarello, 1993; Scandone, 1993; Mantovani et al., 1997; Frepoli e Amato, 2000; Argnani, 2000].

Nonostante il citato disaccordo ancora esistente tra i vari ricercatori, una caratteristica comune a tutti i modelli proposti è la cinemati-

ca della litosfera tirrenica caratterizzata da una migrazione verso SE [Neri et al., 1996] collegata da Finetti e Del Ben [1986] all'apertura della linea di Selli. Studi geologici [Frazzetta et al., 1982; Ghisetti e Vezzani, 1982] e interpretazioni di profili DSS [Finetti e Del Ben, 1986] rivelano infatti la presenza di faglie trascorrenti destre con direzione NW-SE nell'area sud tirrenica (Sisifo, Vulcano) e di faglie a direzione E-W caratterizzate da meccanismi sinistri più a nord (Palinuro), (Fig. 2).

All'interno del dominio regionale descritto, l'analisi dello stress indica significanti differenze negli stili deformativi [Rebai et al., 1992; Barberi et al., 1999]. L'Arco Calabro-Peloritano e lo Stretto di Messina si trovano in una zona di disequilibrio tra la sottile crosta tirrenica e la catena appenninica. Tale settore si presenta altamente fratturato e risulta caratterizzato da processi geodinamici particolarmente complessi [Ghisetti, 1992]. Caccamo et al., 1996 evidenzia come entro un contesto di compressione regionale N-S dovuta alla collisione Africa-Europa, siano presenti perturbazioni locali. Nell'Arco Calabro-Peloritano sarebbe attivo un campo di stress con componente distensiva WNW che

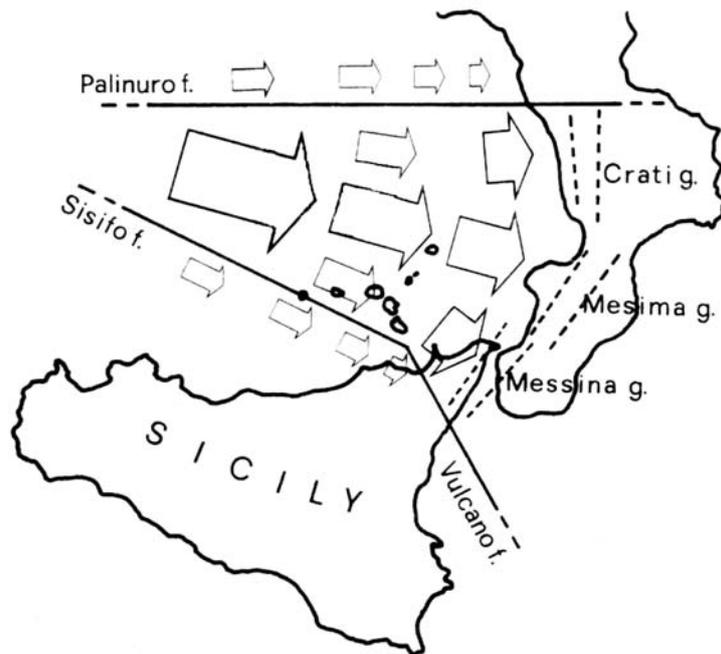


Figure 2 Mappa schematica dei presunti processi cinematici attivi nella litosfera sud tirrenica (vedi testo). Sono indicati anche i principali graben presenti nell'Arco Calabro (Crati, Mesima, Messina), [modificata da Neri et al., 1996].

avrebbe prodotto l'apertura di un sistema a graben (Fig. 2). Mulargia et al., 1984 inquadra tale area in un graben angolare caratterizzato da vari processi quali uno spostamento verso N della Sicilia rispetto alla Calabria, una rotazione oraria dell'Arco Calabro, un generale uplift (Fig. 1) ed una simultanea subsidenza della parte centrale dello Stretto. Le catene dei Peloritani e dell'Aspromonte sarebbero soggette a processi di sollevamento, a partire dal Pleistocene con tassi di circa 0.1 cm/anno [Mulargia et al., 1984]. Tale processo sarebbe probabilmente asismico. Episodi di subsidenza interesserebbero il graben di Messina durante le fasi di più intensa attività sismica [ad esempio la sequenza del 1908; Mulargia e Boschi, 1983; Mulargia et al., 1984; Valensise e Pantosti, 1992].

Il terremoto di Messina del 1908 rappresenta uno tra gli eventi più devastanti che hanno interessato il territorio italiano negli ultimi secoli. Tutti gli autori concordano nell'affermare che il meccanismo focale è di tipo normale, tuttavia, non si ha convergenza di opinioni circa la determinazione della posizione, della geometria e delle dimensioni della struttura tettonica che lo ha generato [Omori, 1909; Schick, 1977; Mulargia e Boschi, 1983; Bottari et al., 1986; Valensise e Pantosti, 1992]. A conferma dell'inquadramento cinematico proposto, meccanismi normali si osservano fino a 10 km. A profondità maggiori (20 km) si osservano meccanismi con

componente inversa probabilmente imputabili alla zona di thrusting [Neri et al., 1996; Fig. 1]. Dopo il 1908, l'area dello Stretto ha mostrato un basso livello di sismicità ad eccezione degli eventi del 1971 ($M = 4.8$; sud dello Stretto), del 16 Gennaio 1975 ($M = 4.7$; offshore Reggio Calabria) e del 14 Maggio 1985 ($M = 4.0$; nord di Reggio Calabria). Lo Stretto di Messina è un bacino delimitato da faglie normali ad alto angolo di immersione con prevalente direzione da N-S a NE-SW. Nello stesso settore sono presenti strutture minori, orientate da E-W a NW-SE le quali conferiscono al graben una geometria alquanto irregolare [Ghisetti, 1984; 1992]. Le faglie NE-SW sono soggette ad un maggiore tasso di sollevamento in Calabria rispetto alla Sicilia. Le faglie E-W e NW-SE si considerano geometricamente necessarie perché indotte dal disaccoppiamento di blocchi delimitati da faglie NE-SW soggetti a velocità differenti. Le faglie maggiormente attive delimitano il basamento cristallino dell'Aspromonte. I sistemi principali sono quelli di Larderia-Curcuraci, Campo Piale, Reggio Calabria-Calanna-S. Eufemia e Armo-Delianuova (Fig. 3).

Il riconoscimento delle faglie attive in un'area ad elevato rischio è un'indispensabile completamento al dato sismico disponibile.

In Fig. 4a viene riportata la distribuzione epicentrale degli eventi sismici registrati dalle varie reti operanti nell'area (Isole Eolie, Etna,

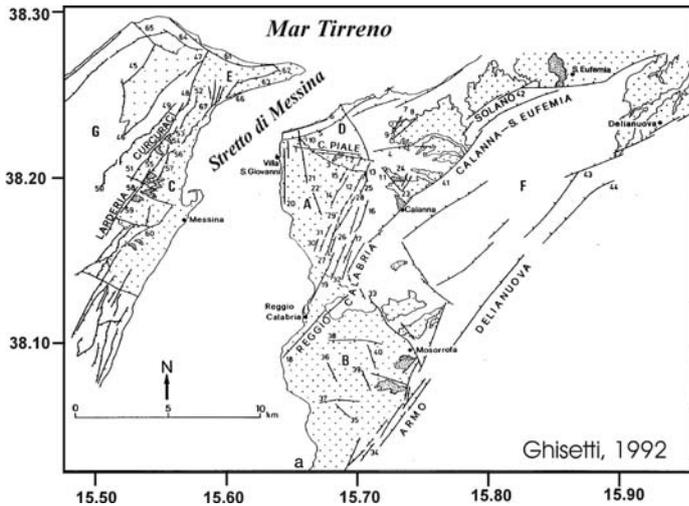


Figure 3 Mappa strutturale semplificata dello Stretto di Messina [modificata da Ghisetti, 1992].

Stretto di Messina, Calabria; www.ingv.it) dal 1978 al 2000, opportunamente selezionati. Risulta evidente l'addensamento di epicentri nel Golfo di Patti e la loro prosecuzione WNW nell'area delle Isole Eolie. Risulta modesta l'attività sismica nell'estremo settore NE della Sicilia mentre appare più attivo il versante calabrese dello Stretto come evidenziato da Ghisetti, [1992]. In Fig. 4b è mostrata la distribuzione epicentrale per il periodo 2001-2003, ovvero per l'arco temporale compreso tra lo svolgimento delle due campagne di misura GPS riportate in questo lavoro. In questo caso la sismicità appare più distribuita rispetto al quadro precedente,

con interessamento di settori diversi (ad es. l'area ad W dell'Isola di Vulcano) e la ripetizione di pattern già evidenziati.

Come già evidenziato, l'analisi dei dati sismici strumentali più recenti, le informazioni sulla sismicità storica, l'esame dei patterns deformativi costituiscono strumenti primari d'indagine al fine di delineare un quadro delle fenomenologie più probabili per l'area in studio. Di seguito si presenta un quadro schematico delle campagne geodetiche effettuate nell'area dello Stretto di Messina in previsione dell'implementazione di una rete permanente geodetica. L'evento del 1908 ha messo a disposizione numerose informazioni utili ai fini di una più attendibile definizione della geodinamica dell'area. Le componenti verticali del campo di spostamenti prodotti da tale terremoto vennero rilevate dall'IGM [Loperfido, 1909]; una campagna di livellazione si era conclusa alcuni mesi prima del terremoto. Le misure furono ripetute poco tempo dopo l'evento, fornendo così una stima attendibile degli spostamenti verticali cosismici [Loperfido, 1909; De Stefani, 1909]. Tali informazioni hanno mostrato un netto sollevamento della Calabria rispetto alla Sicilia (Fig. 5).

Movimenti anomali del suolo, prima del sisma, sono stati evidenziati dai dati mareografici [Omori, 1913]. Nel porto di Messina registrazioni di questo tipo avvenivano con continuità dal 1887. Dai dati relativi alla stazione operante a Messina (Fig. 6) si evidenzia una fase

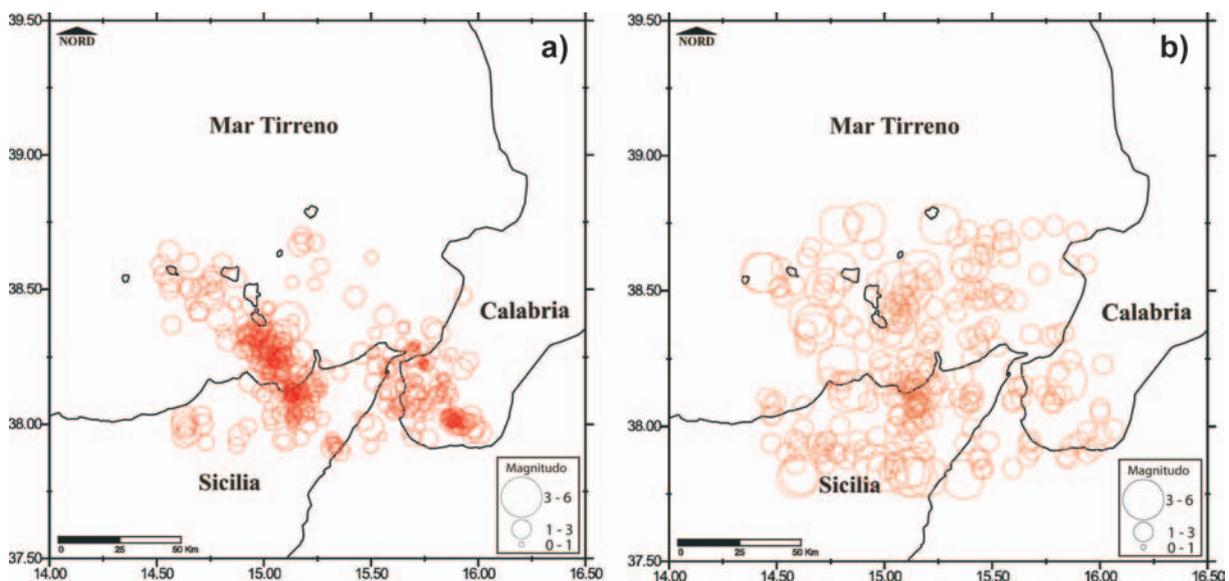


Figure 4 Sismicità registrata dal 1978 al 2000 (a) e dal 2001 al 2003, periodo ricadente tra le due campagne GPS eseguite dall'INGV-CT (b).

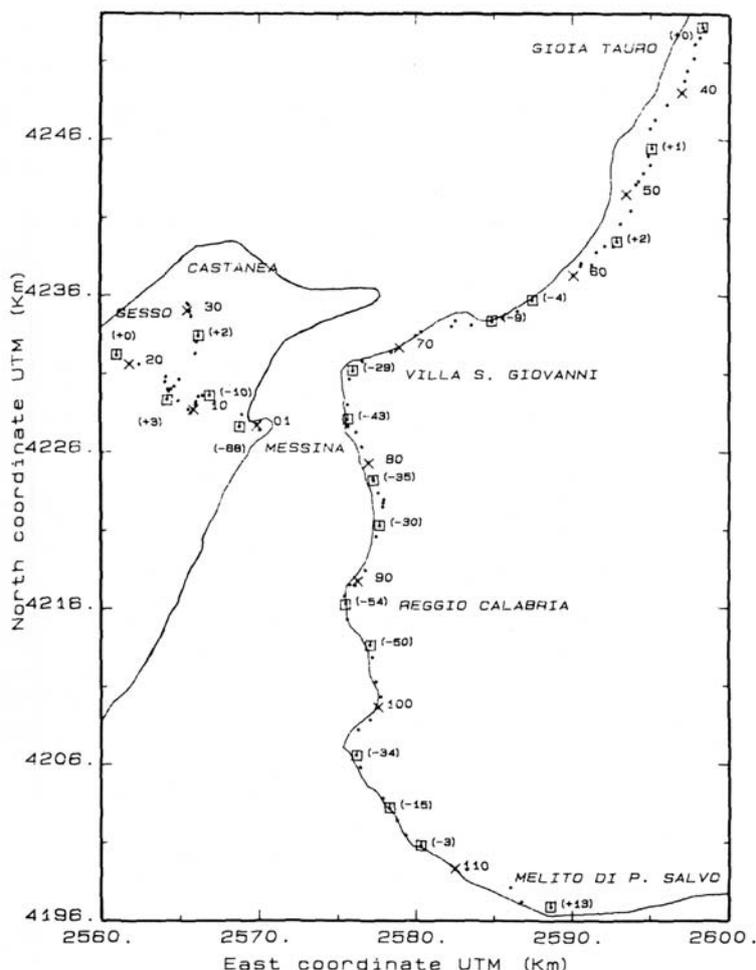


Figure 5 Rete di livellazione. Le “x” indicano alcuni capisaldi numerati; i quadrati indicano i capisaldi per i quali si riporta in parentesi lo spostamento verticale cosismico osservato (cm) [modificata da De Natale e Pingue, 1991].

di sollevamento della costa sino al 1900, un abbassamento nel periodo 1900-1906 ed un'intensificazione di quest'ultimo processo (~2.3 cm/anno) negli ultimi due anni prima dell'evento [Mulargia e Boschi, 1983; Bottari et al., 1992].

Il sisma fu accompagnato da un abbassamento della costa sul versante messinese di varie decine di centimetri, con un massimo di circa 70 cm [Caputo et al., 1981; Bottari et al., 1992]. Il maremoto danneggiò la stazione mareografica di Messina la quale, ripristinata nel 1912, consentì la registrazione di un forte sollevamento postsismico del suolo di 2.4 cm/anno (valore medio su un periodo di cinque anni seguenti il 1912).

L'entità degli spostamenti osservati fanno presupporre che lo stato deformativo che probabilmente precederà un evento simile a quello del 1908 possa essere rilevabile da sistemi di monitoraggio permanenti. Negli ultimi trenta anni,

numerose sono state le campagne geodetiche effettuate in tale area, ma attualmente non sono attivi sistemi di monitoraggio in continuo.

Nel 1970, nell'ambito del progetto commissionato dal Governo Italiano per la costruzione del Ponte dello Stretto, fu istituita una rete geodetica (Fig. 7) ripetutamente misurata con tecniche terrestri sino al 1982. La comparazione tra le misure di livellazione del 1981-82 e del 1970 mostrarono una moderata subsidenza differenziale di circa 0.1 cm/anno [Achilli e Broccio, 1982; Baldi et al., 1983; Anzidei et al., 1998]. Inoltre, tale rete ha evidenziato uno spostamento verso N della Sicilia rispetto alla Calabria tra il 1970 ed il 1971 [Caputo et al., 1974; Caputo et al., 1981; Baldi et al., 1983], probabilmente associato all'evento di $M = 4.8$ del 1971 (Fig. 8). Un trend verso NNW è stato evidenziato anche per il terremoto di $M = 4.5$ del 15 Gennaio 1975 [Gasparini et al., 1982] da segnali tiltmetrici, in accordo con il meccani-

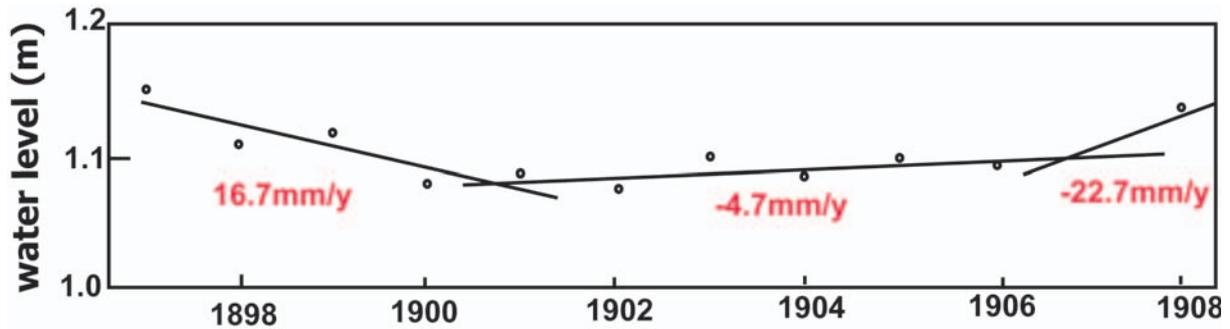
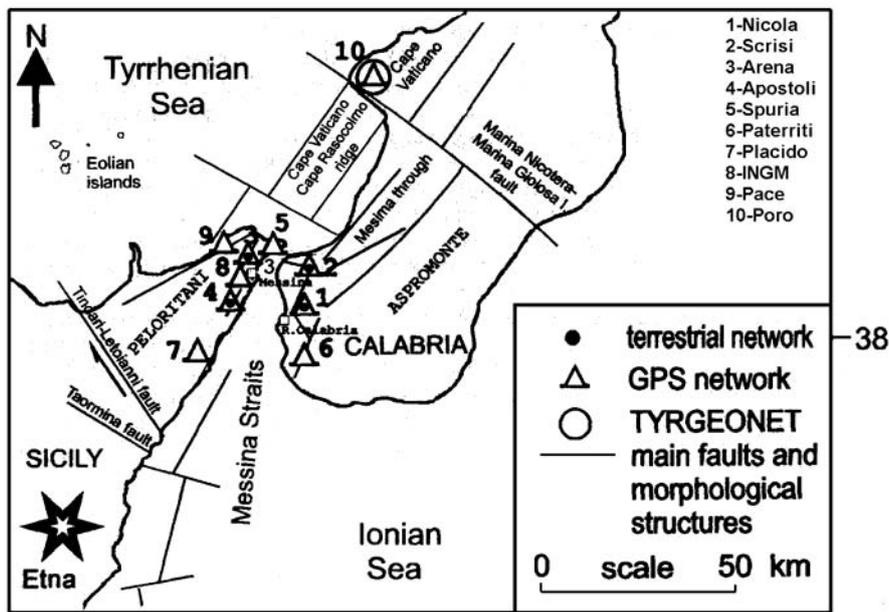


Figure 6 Registrazione della stazione mareografica di Messina nei dieci anni precedenti il terremoto del 1908 [modificata da Mulargia e Boschi, 1983].



16

Figure 7 Rete terrestre e GPS dello Stretto. Sono riportate le principali caratteristiche tettoniche e morfologiche dell'area [modificata Anzidei et al., 1998].

simo focale determinato.

Livellazioni effettuate tra il 1970 ed il 1982 [Mulargia et al., 1984] hanno mostrato, nella parte nord dello Stretto, un lieve processo di uplift dei vertici più interni rispetto a quelli costieri. Gli autori evidenziano inoltre una trascorrenza destra dell'intera Sicilia rispetto all'asse dello Stretto.

Nel Maggio 1987 una rete geodetica GPS fu stabilita tenendo conto delle principali strutture geologiche insistenti nell'area [Achilli et al., 1988; Anzidei et al., 1998]. La campagna fu ripetuta senza successo nel Giugno 1989, quando un rumore elettronico alle frequenze GPS impedì la collezione dei dati. Una successiva misura fu ripetuta nel Settembre 1994.

Recentemente, D'Agostino e Selvaggi [2004] mediante l'analisi di dati GPS in continuo hanno misurato un movimento relativo del settore siculo-calabrese orientato secondo la direzione N115°E. Secondo tali autori questo movimento relativo risulta consistente con l'estensione osservata durante il terremoto del 1908.

Modellizzazione della struttura attiva nel terremoto del 1908

La ricostruzione delle dimensioni e della cinematica della struttura responsabile del terremoto del 1908 è stata oggetto, come accennato

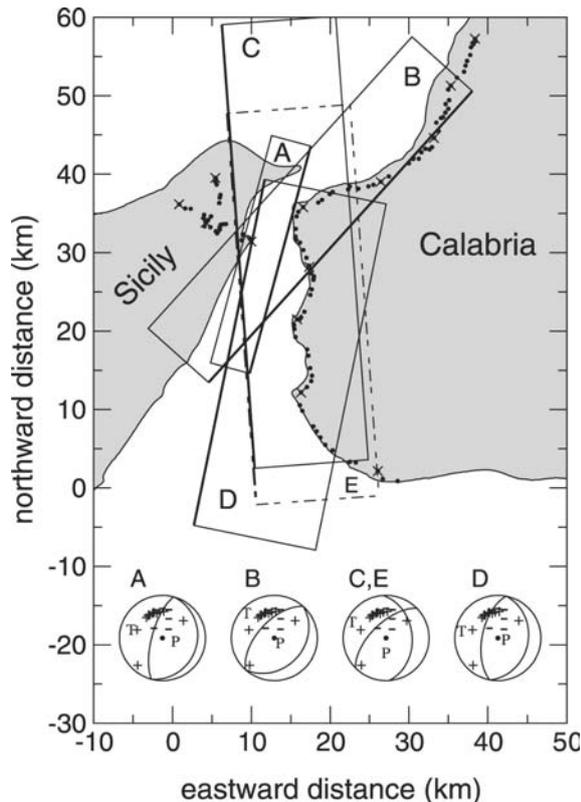


Figure 8 Quadro semplificato delle sorgenti responsabili del terremoto del 1908 e relativi meccanismi focali proposte da A) Schick et al., [1977]; B) Bottari et al., [1986]; C) Capuano et al., [1988]; D) Boschi et al., [1989]; E) De Natale e Pingue, [1991] [modificata da Amoruso et al., 2002].

nei precedenti capitoli, di numerosi studi, sia a carattere geodetico sia sismologico:

- a) Schick [1977], utilizzando circa 30 registrazioni sismiche, ha proposto, come sorgente, una struttura normale orientata $N195^{\circ}E$, immergente di 70° verso ovest (Fig. 8).
- b) Utilizzando il medesimo set di dati, Martini e Scarpa [1983] e Gasparini et al., [1985] invece propongono una struttura orientata $N11^{\circ}W$, immergente di 42° e con uno rake di -121° .
- c) Capuano et al., [1988], invertendo i dati delle rete di livellazione, propone una struttura normale localizzata sotto lo stretto di Messina, lunga circa 43 km ed orientata $N4^{\circ}W$, immergente di 39° e con uno rake di -133° (Fig. 8).
- d) Boschi et al., [1989], usando dati geologici, ed osservazioni macrosismici e sismometrici, ed usando una tecnica che considera lo slip variabile lungo la struttura [Ward e Valensise, 1989], propongono una struttura

normale, orientata $N11^{\circ}E$, immergente di 30° (Fig. 8).

- e) De Natale e Pingue [1991], utilizzando una tecnica simile, hanno rifinito la sorgente proposta da Capuano et al., [1988], proponendo una struttura lunga circa 60 km (Fig. 8).

Come già accennato, tutti gli autori concordano nell'affermare che la struttura tettonica responsabile del terremoto del 1908, è caratterizzata da una prevalente componente normale di slip, tuttavia si hanno idee contrastanti circa la sua posizione, la sua geometria e le sue dimensioni. In Amoruso et al. [2002] è riportato un quadro completo dei vari modelli proposti in letteratura.

La rete del 1994 era costituita da nove vertici. Contemporaneamente, cinque siti TYRGEONET [Tyrrhenian Geodetic Network; Achilli et al., 1993] furono occupati (Noto, Matera, Vulcano, Panarea e Poro) al fine di consentire l'inquadramento della rete locale dello Stretto in un sistema di riferimento regionale (Fig. 7 e Fig. 9). Inoltre, il vantaggio di tale geometria rispetto alla precedente rete istituita nel

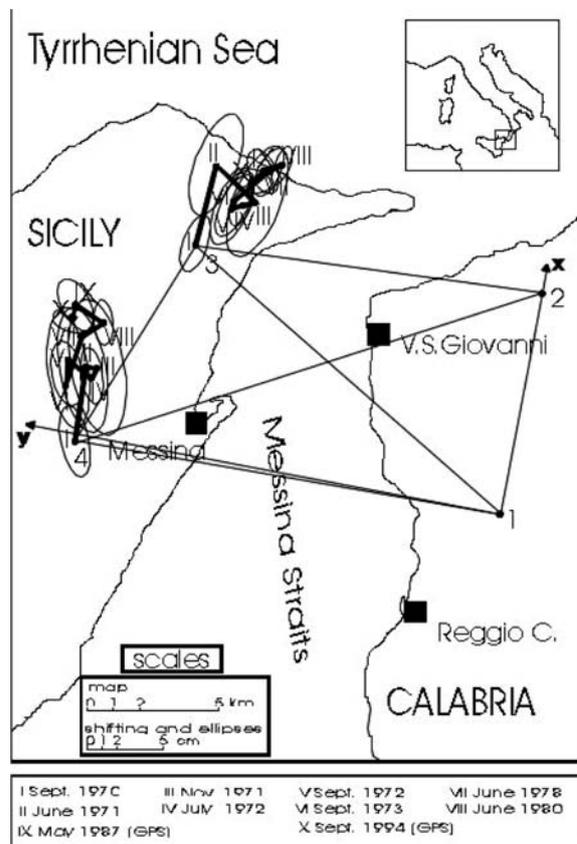


Figure 9 Vettori ed relative ellissi di errore misurati dal 1970 al 1994 [modificata da Anzidei et al., 1998].

1970 fu quello di disporre di un buon numero di vertici al di fuori dell'area investigata. Anzidei et al., 1998 osserva infatti come la configurazione ideata nel 1970 presentava la maggior parte dei siti di osservazione disposti sul blocco di faglia orientale del modello proposto da Valensise [1988] e Boschi et al. [1989] per il terremoto del 1908: tale configurazione potrebbe impedire la misura di deformazioni orizzontali nello Stretto [vedi anche Barbarella, 1986]. Nessun rilevante processo deformativo fu evidenziato tra il 1987 ed il 1994 [Anzidei et al., 1998, Fig. 9].

La rete GPS INGV-CT

La rete GPS INGV-CT (capisaldi MM in Fig. 10) è stata misurata per la prima volta nel febbraio 2001. Questa rete è materializzata su monumenti in cemento armato, il cui schema costruttivo è riportato in Fig. 11. Vista la esiguità delle quantità di movimento in gioco, al fine di garantire lunghe acquisizioni di dati in locale, senza il rischio di movimenti accidentali e nel tentativo di minimizzare i problemi sulla ripetibilità dei valori di quota, è stata anche realizzata una speciale basetta (Fig. 12) che permette l'allineamento dell'antenna con il Nord ed allo stesso tempo un offset sulla misura di quota noto ed uguale per tutte le stazioni e ripetibili in successive campagne. Queste precauzioni sono state anche prese in considerazione del fatto che questi capisaldi si prestano, con minimi interventi, a divenire stazioni di acquisizione permanenti o semi-permanenti. Solo un caposaldo (MM9) è stato materializzato per mezzo di un dispositivo autocentrante tridimensionale modello "ungherese" [Puglisi et al., 2001], giac-

che il sito dove era allocato il pilastro (Monte Scrisi) era fortemente caratterizzato da rumore elettromagnetico e si è dunque resa necessaria la sua sostituzione. La geometria della rete è basata su una logica che prevede un elevato numero di capisaldi che insistono nelle aree costiere meridionale calabre e settentrionale siciliana, ed alcune stazioni di controllo esterne all'area costiera. Il duplice scopo è i) quello di misurare eventi anomali di accumulo di strain nell'area compresa tra Reggio Calabria e Messina e ii) quello di verificare spostamenti legati alle principali strutture tettoniche dell'area peloritana. Nell'ottobre 2003 la rete è stata rioccupata nell'ambito delle misure relative alla più ampia rete di monitoraggio GPS dell'area peloritana (capisaldi blu in Fig. 10). In tabella 1 è riportato un sommario delle due campagne di misura.

Elaborazione dei dati

La fase di elaborazione dei dati, basata sull'impiego del software Trimble Geomatics Office ver. 1.5 (TGO), è stata condotta utilizzando le effemeridi precise NGS (National Geodetic Survey) e gli intervalli di campionamento di campagna (30 secondi). Il software TGO utilizza le seguenti tre fasi di calcolo per la riduzione delle basi osservate:

- 1) Soluzione alle triple differenze ed eliminazione delle interruzioni di misura (*cycle slips*). La soluzione alle triple differenze permette di ottenere una prima stima delle componenti della linea di base e consente una efficiente individuazione ed eliminazione dei *cycle slips*. Nelle nostre elaborazioni sono state utilizzate entrambe le frequenze L1 e L2. In questo caso il software ha utilizzato la

Caposaldo	Y	X	Quota	Acquisizione 2001		Acquisizione 2003		
				1 Feb.	2 Feb.	29 Ott.	30 Ott.	31 Ott.
MM01	4224904.669	543865.112	445.970	8 h	8 h	7 h	7 h	
MM02	4229114.291	549260.012	47.483	8 h	8 h		7 h	7 h
MM03	4232611.444	550521.798	121.418	8 h	8 h	7 h		7 h
MM04	4232897.141	548438.389	458.303	8 h	8 h	6 h	5 h	
MM06	4234899.282	554942.302	48.995		1 h	7 h		7 h
MM08	4233150.912	559813.421	223.831	8 h	8 h		7 h	7 h
MM09	4230434.226	561298.918	510.813	8 h	8 h	7 h	7 h	
MM10	4231700.724	555717.112	45.914	4 h	8 h		7 h	7 h
MM11	4231081.479	556501.986	163.310	7 h	8 h			7 h
MM12	4230157.316	556738.517	152.505	8 h	8 h	7 h	7 h	
MM13	4223208.634	560642.152	567.076	8 h	8 h	7 h		7 h
TGRC	4218033.735	557074.888	138.828	24 h	24 h	24 h	24 h	24 h

Tabella 1 Sommario delle due campagne di misura della rete GPS INGV-CT.

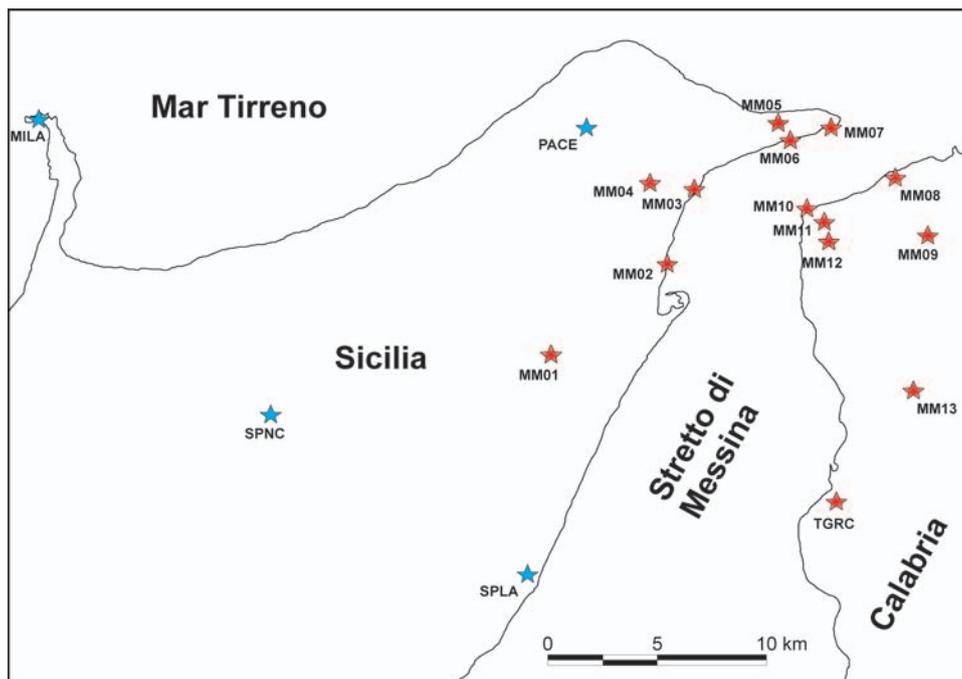


Figure 10 Mappa della rete GPS INGV-CT. In rosso i caposaldi misurati nelle due campagne 2001 e 2003. In blu i caposaldi aggiunti nella campagna 2003.

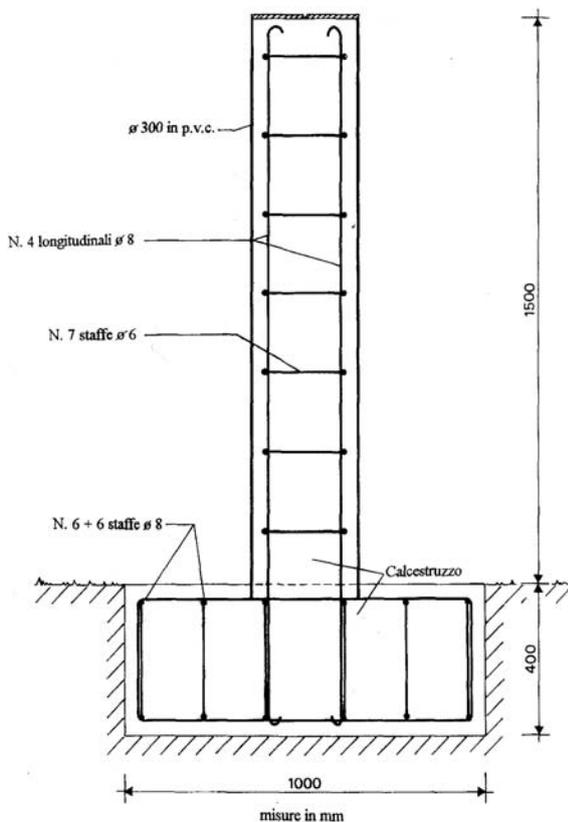


Figure 11 Schema costruttivo dei monumenti in cemento armato della rete geodetica dello Stretto di Messina.

L2 solo per migliorare rapidamente il calcolo delle componenti delle *baselines*. Infatti, la tripla differenza è svolta esclusivamente sulla L1, mentre i *cycle slips* vengono eliminati su entrambe le frequenze.

- 2) Soluzione “float” alle doppie differenze. Tale passaggio permette di ricavare le componenti delle *baselines* e di determinare le ambiguità di fase a virgola mobile.
- 3) Soluzione alle doppie differenze “fixed”. È questa la fase più importante dell’intero processo di riduzione. Allo scopo di ottenere un valore ottimale delle ambiguità di fase, dalla soluzione a virgola mobile, viene utilizzata una tecnica di ricerca a “finestra”, allo scopo di selezionare i “candidati” più probabili che porteranno alla soluzione ad ambiguità intere fissate. Questa finestra è basata su considerazioni statistiche partendo dai valori di ambiguità a virgola mobile precedentemente individuati.

Altri tests statistici vengono effettuati per la verifica della correttezza della soluzione. Innanzitutto, la statistica del Chi-quadro viene operata sulla varianza dei residui calcolati a posteriori, ponendo come riferimento il livello di significatività del 95%. Successivamente, viene effettuato un test di Fisher con i rapporti delle varianze della seconda migliore soluzione. In tal modo, il livello di attendibilità delle stime è pari al 99.99% e questo valore viene imposto

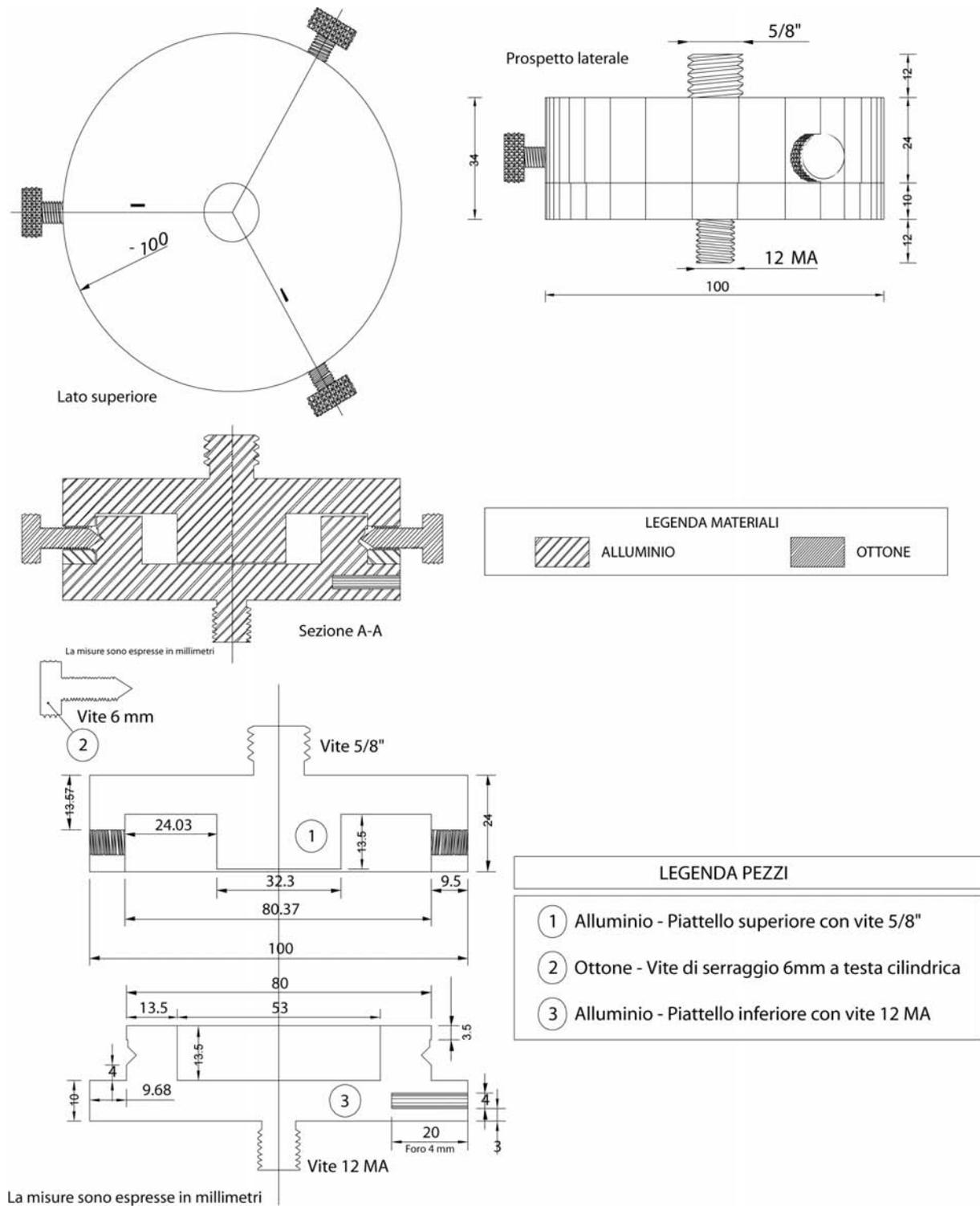


Figure 12 Schema costruttivo delle basette autocentranti utilizzate per le misure GPS della rete geodetica dello Stretto di Messina.

per *default* dal *software*. Allo scopo di vincolare al meglio le deformazioni interne all'area dello Stretto, sono stati inseriti, in fase di elaborazione, i dati delle stazioni IGS-ASI di Noto, Matera e Cagliari. Successivamente alla fase di elaborazione, è stata infine operata la compensazione delle misure tramite il metodo dei minimi quadrati, implementato nello stesso *software* TGO. In questa fase, le tre stazioni IGS-ASI sono state vincolate rispetto alla posizione stimata ITRF2000 per l'epoca della prima campagna. A conclusione dell'operazione, le ellissi di errore sui valori delle coordinate compensate sono state determinate con un livello di confidenza pari a 2σ . Le precisioni raggiunte nel corso delle due elaborazioni, hanno permesso di definire una ellisse di errore complessiva pari a circa 0.4 cm per le componenti planimetriche e circa 2.5 cm per la componente verticale.

MM13 sono imputabili ad effetti locali per i quali appare giustificata l'ipotesi di abbandono degli stessi punti di misura nelle future campagne. Tali effetti sono dovuti alla presenza di fenomeni di dissesto morfologico caratterizzanti le aree ad elevata pendenza prossime alla monumentazione geodetica. Il valore di dilatazione areale osservato pari a $0.4 \mu\text{strain}$ risulta entro l'errore di misura. Anche l'allungamento osservato lungo l'asse maggiore di strain (Fig. 13) è inferiore ad $1 \mu\text{strain}$ e pertanto viene considerato non significativo. Infine, come già noto in letteratura [ad esempio, Ghisetti, 1984; 1992] la rete ha permesso di osservare sperimentalmente un maggiore sollevamento in Calabria rispetto alla Sicilia, tuttavia assai discutibile a causa del valore dell'incertezza nella misura della componente verticale.

Risultati delle misure GPS

In Fig. 13 vengono riportati i risultati del confronto delle due campagne GPS eseguite dall'INGV-CT nel febbraio 2001 e nell'ottobre 2003. I vettori spostamento indicano un chiaro spostamento dell'ordine del centimetro dell'intera rete verso NE, con valori di poco maggiori nel versante calabrese. I valori di spostamento nettamente maggiori registrati ai punti MM03 e

Considerazioni conclusive

Lo scopo di questo rapporto è essenzialmente legato alla necessità di disporre di uno strumento sufficientemente completo per la trattazione di temi di ricerca legati agli aspetti strutturali dell'area dello Stretto di Messina. In particolare, nell'imminenza della realizzazione di una rete di monitoraggio GPS permanente che insisterà in quest'area, uno studio di dettaglio sui risultati e limiti di precedenti campagne di misu-

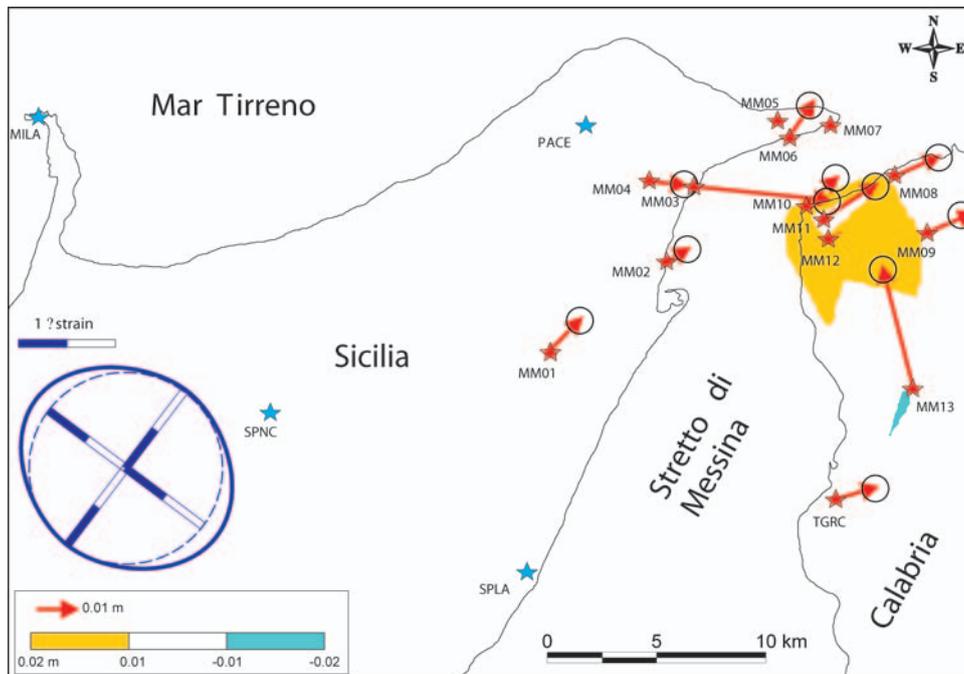


Figure 13 Vettori spostamento e variazioni di quota osservati tra le campagne 2001 e 2003. Si riporta l'ellissi di strain.

ra geodetiche può, a nostro avviso, risultare utile per evitare grossolani errori di valutazione nel posizionamento dei monumenti geodetici in un assetto complesso come quello dell'arco calabro-peloritano. I risultati delle campagne GPS misurate dall'INGV-CT vanno anch'esse nella direzione di una migliore comprensione dell'assetto tettonico e cinematico dello Stretto e dell'intero arco, così come mostrano i primi risultati di questa rete, pur nella loro parzialità. In particolare si rimarca l'assenza di deformazioni significative nel breve periodo anche se l'elemento di variazione differenziata di quota tra Sicilia e Calabria pone un interessante prospettiva di approfondimento.

Bibliografia

- Achilli V. e Broccio F., 1982. Vertical crustal movements in the Messina area. *Il Nuovo Cimento*, 50, 477-486.
- Achilli V., Baldi P., Zerbini S., Broccio F., Cagnetti V., Marsan P., Gubellini A. e Unguendoli M., 1988. Comparison between GPS and ground based distance measurements in the Messina Straits area, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 30, 119-120.
- Achilli V., Anzidei M., Baldi P., Gasparini C., Marsella M. e Riguzzi F., 1993. TYRGEONET: a global positioning geodetic network for the geodynamical survey of the Italian peninsula, *Ann. Geofis.*, 36 (2), 191-200.
- Albarello D., Viti M. e Mantovani E., 1993. Modellazione numerica del quadro deformativo recente della Sicilia e zone circostanti, in 12th GNGTS-CNR Meeting, abstract volume.
- Amato A., Alessandrini B., Cimini G., Frepoli A. e Selvaggi G., 1993. Active and remnant subducted slabs beneath Italy: evidence from seismic tomography and seismicity, *Ann. Geofis.*, 36 (2), 201-214.
- Amoruso A., Crescentini L. e Scarpa R., 2002. Source parameters of the 1908 Messina Straits, Italy, earthquake from geodetic and seismic data, *J. Geophys. Res.*, 107, (B4), doi:10.1029/2001JB000434.
- Anderson H. e Jackson J., 1987. The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 91, 613-637.
- Anzidei M., Baldi P., Bonini C., Casula G., Gandolfi S. e Riguzzi F., 1998. Geodetic surveys across the Messina Straits (Southern Italy) seismogenetic area, *J. Geodyn.*, 25 (2), 85-97.
- Argnani A., 2000. The Southern tyrrhenian subduction system: recent evolution and neotectonic implications, *Ann. Geofis.*, 43 (3), 585-607.
- Baldi P., Achilli V., Mulargia F. e Broccio F., 1983. Geodetic surveys in Messina Straits area, *Bulletin Geodesique*, 57, 283-293.
- Barbarella M., 1986. Deformation analysis. In *Proceedings "Modern trend in deformation measurements"* (Unguendoli M., ed.), 123-141. *Ist. Top., Geod. e Geofis. Min., Univ. Bologna*.
- Barberi B., Caccamo D., De Luca G., Neri G. e Scarpa R., 1999. Seismic response to stress-strain fields in the lithosphere of Sicily, *Ann. Geofis.*, 42 (5), 789-800.
- Barberi F., Gasparini P., Innocenti F. e Villari L., 1973. Volcanism of the southern Tyrrhenian Sea and its geodynamic implications, *J. Geophys. Res.*, 78 (23), 5221-5232.
- Bencini P., 1975. Geodetic measurements made by Istituto Geografico Militare in the Strait of Messina area, *Tectonophysics*, 29, 331-337.
- Boschi E., Pantosti D. e Valensise G., 1989. Modello di sorgente per il terremoto di Messina del 1908 ed evoluzione recente dell'area dello Stretto, GNGTS-CNR Meeting.
- Bottari A., Carapezza E., Carapezza M., Carveni P., Cefali F., Lo Giudice F. e Pandolfo C., 1986. The 1908 Messina Straits earthquake in the regional geostuctural framework, *J. Geodyn.*, 5, 275-302.
- Bottari A., Carveni P., Lo Giudice E., Nikonov A. e Rasà R., 1992. Anomalous crustal movements prior to great earthquakes as derived from tide-gauge records: the Messina, 1908, I=XI, earthquake case history.
- Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J. C., Papazissi, K., Mitsakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D., e Deschamps, A., 2000. Active deformation of the Corinth Rift, Greece: results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995, *J. Geophys. Res.*, 105 (B11), 25605-25625.
- Bruno G., Guerra I., Moretti A. e Neri G., 1999. Space variations of stress along the tyrrhenian Wadati-Benioff zone, *Pure Applic. Geophys.*, 156, 667-688.
- Caccamo D., Neri G., Sarao A. e Wyss M., 1996. Estimates of stress directions by inversion of earthquake fault-plane solutions in Sicily, *Geoph. J. Int.*, 125 (3), 857-868.
- Capuano P., De Natale G., Gasparini P., Pingue F. e Scarpa R., 1988. A model for the 1908 Messina Straits (Italy) earthquake by inversion of levelling data, *Bulletin of the Seism. Soc. of America*, 78, (6), 1930-1947.
- Caputo M., Panza G.F. e Postpischl D., 1970. Deep structure of the Mediterranean Basin, *J. Geophys. Res.*, 75 (26), 4919-4923.

- Caputo M., Folloni G., Pieri L. e Unguendoli M., 1974. Geometric control across of Messina, *J. R. Astron. Soc.*, 38, 1-8.
- Caputo M., Pieri L., Barbarella M., Gubellini A., Russo P e Console R., 1981. Geophysical and geodetic observations in the Messina Straits, *Tectonophysics*, 74, 147-154.
- Cinque A., Patacca E., Scandone P. e Tozzi M., 1993. Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures, *Ann. Geofis.*, 36 829, 249-260.
- D'Agostino, N., e Selvaggi, G., 2004. Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 109, B11402, doi:10.1029/2004JB002998.
- De Luca G., Filippi D., Caccamo D., Neri G. e Scarpa R., 1997. Crustal structure and seismicity of Southern Tyrrhenian basin, *Phys. Earth Planet. Int.*, 103, 117-133.
- De Natale G. e Pingue F., 1991. A variable slip fault model for the 1908 Messina Straits (Italy) earthquake, by inversion of levelling data, *Geophys. Journ. Intern.*, 104, 73-84.
- De Stefani C., 1909. La livellazione sul litorale Calabro Siculo dopo il terremoto del 1908, *Bol. Soc. Geol. Ital.*, 29, 223-231.
- Dogliani C., 1991. A proposal kinematic modelling for W-dipping subductions - possible applications to the Tyrrhenian-Appennines system, *Terra Nova*, 3, 423-434.
- Dogliani C., 1996. Geodinamica del sistema Appennino-Tirreno, *Atti della Scuola di Mineralogia*, "La mineralogia in aree vulcaniche", 1-10.
- El Ali H. e Giese P., 1978. A geothermal profile between the Adriatic and Tyrrhenian seas: from Alps, Apennines, Hellenides. In: H. Closs, D. Roeder and R. Schimdt (Ed.), *Geodynamic Investigation along Geotraverses*. Schweitzerbart, Stuttgart.
- Finetti I. e del Ben, 1986. Geophysical study of the Tyrrhenian opening, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 28, 75-156.
- Frazzetta G., Lanzafame G. e Villari L., 1982. Deformazioni e tettonica attiva a Lipari e Vulcano (Eolie), *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 24, 293-297.
- Frepoli A. e Amato A., 2000. Fault plane solutions of crustal earthquakes in Southern Italy (1988-1995): seismotectonic implications, *Ann. Geofis.*, 43 (3), 437-467.
- Gasparini C., Iannaccone G., Scandone P. e Scarpa R., 1982. Seismotectonics of the Calabrian Arc. *Tectonophysics*, 84, 267-286.
- Gasparini, C., Iannaccone, G., Scarpa, R., 1985. Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula, *Tectonophysics*, 117, 59-78.
- Ghisetti F. e Vezzani L., 1982. Different styles of deformation in the Calabrian Arc (Southern Italy): implications for a seismotectonic zoning. *Tectonophysics*, 85, 149-165.
- Ghisetti F., 1984. Recent deformations and the seismogenic source in the Messina Strait (Southern Italy), *Tectonophysics*, 109, 191-208.
- Ghisetti F., 1992. Fault parameters in the Messina Strait (southern Italy) and relations with the seismogenic source, *Tectonophysics*, 210, 117-133.
- Locardi E. e Nicolich R., 1988. Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino Centro Meridionale: la nuova carta della Moho, *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 6, 121-140.
- Locardi E., 1988. The origin of the Apenninic arcs, *Tectonophysics*, 146, 105-123.
- Loperfido A., 1909. Livellazione geometrica di precisione eseguita dall'IGMI sulla costa orientale della Sicilia, da Messina a Catania, a Gesso ed a Faro Peloro e sulla costa occidentale della Calabria da Gioia Tauro a melito di Porto salvo. *C.R. Accademia Naz. Lincei*, 35, 131-155.
- Mantovani E., Babbucci D. e Farsi F., 1985. Tertiary evolution of the Mediterranean region: major outstanding problems. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 105, 67-90.
- Mantovani E., Babbucci D., Albarello D. e Mucciarelli M., 1990. Deformation pattern in the Central Mediterranean and behavior of the African/Adriatic promontory, *tectonophysics*, 179, 63-79.
- Mantovani E., Albarello D., Tamburelli C., Babbucci D. e Viti M., 1997. Plate convergence, crustal delamination, extrusion tectonics and minimization of shortening work as main controlling factors of the recent Mediterranean deformation pattern, *Ann. Geofis.*, 40 (3), 611-643.
- Martini, M., e Scarpa R., 1983. Earthquakes in Italy in the last century, *Proc. Int. School Phys. "E. Fermi"* on "Earthquakes: observation, theory and interpretation", North Holland Publ. Co., 479-492.
- Mongelli F., Zito G., Ciaranfi N. e Pieri P., 1989. Interpretation of heat flow density of the Appennine chain, Italy. *Tectonophysics*, 164, 267-280.
- Morelli C., Giese P., Cassinis R., Colombi B., Guerra I., Luongo G., Scarsia S. e Schutte K.G., 1975. Crustal structure of Southern Italy. A seismic refraction profile between Puglia-

- Calabria-Sicily. *Boll. Geofis. Teor. Appli.*, 17, 182-210.
- Mulgargia F. e Boschi E., 1983. The 1908 Messina earthquake and related seismicity, *Proc. E. Fermi Summer School in Geophysics, Varenna, Springer-Verlag*, 493-518.
- Mulgargia F., Baldi P., Achilli V. e Broccio F., 1984. Recent crustal deformations and tectonics of the Messina Strait area, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 76, 369-381.
- Murray, M. H., e Lisowski, M., 2000. Strain accumulation along the Cascadia subduction zone from Cape Mendocino, California to the Strait of Juan de Fuca, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3631-3634.
- Neri G., Caccamo D., Cocina O. e Montalto A., 1996. Geodynamic implications of earthquake data in the southern Tyrrhenian sea, *Tectonophysics*, 258, 233-249.
- Mori F., 1909. Preliminary report on the Messina-Reggio earthquake of Dec. 28, 1908. *Bull. Imp. Earth Invest. Commun.*, 3 (2), 37-46.
- Omori F., 1913. On recent sea-level variation at the Italian Seas and on the cause of Messina-Reggio earthquake of 1908, *Bull. Imp. Earthquake Invest. Comm.*, 5, 87.
- Patacca E., Sartori R. e Scandone P., 1992. Tyrrhenian basin and Apenninic arcs. Kinematic relations since late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 45, 425-451.
- Puglisi, G., Bonforte A., e Maugeri S.R., 2001. Ground deformation patterns on Mt. Etna, between 1992 and 1994, inferred from GPS data, *Bull. Volcanol.*, 62, 371-384.
- Rebai S., Philip H. e Taboada A., 1992. Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales, *Geophys. J. Int.*, 110, 106-140.
- Scandone P., 1993. Modello sismotettonico d'Italia, in 12th GNGTS-CNR Meeting, abstract volume.
- Scarpa R., 1982. Travel-time residuals and three-dimensional velocity structure of Italy. *PAGEOPH*, 120, 583-606.
- Schick R., 1977. Eine seismotektonische bearbeitung des erdbebens von Messina im jahre 1908. *Geol. Jhrb.*, 11, 74.
- Valensise G., 1988. Low angle normal faulting during the 1908 Messina earthquake revealed by geodetic data analysis. *EOS Transactions A.G.U.*, 1988 Fall Meeting, 69, 1,433 (abstract).
- Valensise G. e Pantosti D., 1992. A 125 kyr-long geological record of seismic source repeatability: the Messina Straits (Southern Italy) and the 1908 earthquake (Ms=7.5), *Terra Nova*, 4, 472-483.
- Ward S.N. e Valensise G., 1989. Fault parameters and slip distribution of the 1915, Avezzano, Italy earthquake derived from geodetic observations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 690-710.



Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia
Via di Vigna Murata, 605 - 00143 Roma - Italy
www.ingv.it