

ALMA MATER STUDIORUM
UNIVERSITA' DI BOLOGNA
Dipartimento di Fisica
Settore di Geofisica

DOTTORATO DI RICERCA IN GEOFISICA - XIX CICLO

**STUDIO DELLA DEFORMAZIONE GEODETICA
DELLE ISOLE EOLIE CON PARTICOLARE
RIFERIMENTO AL VULCANO DI PANAREA**

Dottoranda
Alessandra Esposito

Tutore
Dr. Marco Anzidei

Co-Tutore
Dr. Grazia Pietrantonio

Referente
Prof. Paolo Baldi

Coordinatore
Prof. Michele Dragoni

GEO/10 GEOFISICA DELLA TERRA SOLIDA
MARZO 2007

A Edda, Umberto
Claudia ed Andrea

INDICE

Lista delle Figure	i
Lista delle Tabelle	v
Introduzione	1
1 Inquadramento Geologico-Strutturale	4
1.1 Le Isole Eolie	4
1.2 Il Vulcano di Panarea	13
2 Dati Geodetici GPS	20
2.1 Introduzione	20
2.2 Sistemi di Riferimento	21
2.2.1 IGS	22
2.2.2 WGS84	23
2.3 Descrizione della rete GPS	24
2.4 Elaborazione dei dati	33
2.5 Costruzione delle serie storiche	35
2.6 Campo di velocità	36
2.6.1 La serie temporale della stazione di LI3D	42
2.6.2 Descrizione campi di velocità	47
2.6.3 Cinematica dell'area di Panarea	54
2.7 Stima del tensore di deformazione	59
2.7.1 Descrizione campo di deformazione	63
3 Dati Batimetrici, Strutturali e Vulcanologici del vulcano di Panarea	70
3.1 Batimetria	70
3.1.1 I centri di Emissione: CE1 e Black Smoke	79
3.2 Analisi Strutturale	82
3.3 Morfologia e Vulcanologia	90
4 Parametri per un modello fisico-matematico del vulcano di Panarea	96
5 Discussione	100
5.1 Velocità e <i>strain-rate</i> a scala regionale	102
5.2 Velocità e <i>strain-rate</i> del vulcano di Panarea	106

6 Conclusioni	111
APPENDICE 1	116
APPENDICE 2	118
Bibliografia	125
Ringraziamenti	136

Lista delle Figure

Figura 1 – Schema tettonico regionale del Mediterraneo centrale.	5
Figura 2 - Carta della Sismicità estratta dal catalogo dei terremoti dell'INGV dal 1984 al 2001 (cerchi) e dal catalogo di England et al., 1988 (triangoli). (D'Agostino e Selvaggi, 2004)	7
Figura 3 – Schema strutturale del Tirreno meridionale e delle Isole Eolie (mod. da De Astis et al., 2003) STL Sistema della Faglia di Tindari; SA Sistema della Faglia Sisifo-Alicudi. Cronologia delle eruzioni e dei terremoti alla fine del 2002 nel tirreno meridionale.....	10
Figura 4 - Shaded relief campo delle anomalie aeromagnetiche (Cartori Tontini et al., 2004)	12
Figura 5 – Batimetria semplificata del Vulcano di Panarea e di Stromboli (mod. da Gabbianelli et al., 1993).....	14
Figura 6 – Stralcio tavoletta IGM 1:25.000 dell'area di Panarea. In tratteggio rosso l'area di degassazione del Novembre 2002.....	15
Figura 7 – Area di degassazione del Novembre 2002. La freccia indica il CE1.	18
Figura 8 – Il sistema di riferimento WGS84.....	24
Figura 9 - Rete delle stazioni permanenti IGS.....	25
Figura 10 - Rete di stazioni GPS permanenti e non permanenti.....	27
Figura 11 - Schema dell'autocentramento tipo INGV/A (vers.1.0) per stazioni non permanenti. La realizzazione è in acciaio inossidabile a basso coefficiente di dilatazione termica. L'antenna è avvitata sulla flangia superiore del sostegno, orientabile e verificabile mediante bolla sferica. Tale tipo di monumento consente la sostituzione delle antenne in caso di guasto o aggiornamento della strumentazione, senza perdere la ripetibilità del dato. L'altezza è fissa e il datum verticale e orizzontale sono costanti (Anzidei, 2006)	28
Figura 12 -Stazioni permanenti della rete PANAREA. a) LI3D posta sull'isolotto di Lisca Bianca. b) CPAN ubicata a Panarea località Ditella nei pressi della centrale dell'ENEL	29
Figura13 – Rete GPS PANAREA costruita dopo l'eruzione di gas del Novembre 2002.	30
Figura 14 - Foto delle stazioni non permanenti della rete PANAREA	31

Figura 15 - Stazioni IGb scelte per stimare il polo di rotazione euroasiatico	37
Figura 16 a - Serie temporali delle stazioni non permanenti delle Isole Eolie (1996 al 2005) e di LI3D e CPAN	39
Figura 17 - Serie temporale della stazione di LI3D	43
Figura 18– Serie temporale giornaliera di LI3D tra il 16 giugno e il 21 giugno 2005	44
Figura 19 - Spostamento della stazione LI3D avvenuto tra il 18 ed il 19 giugno 2005	45
Figura 20 – Grafico dei dati acquisiti dal DOY 120 al 210 del 2005 della stazione permanente LI3D	46
Figura 21 - Velocità residue rispetto ad Eurasia. Con le frecce rosse sono indicate le velocità stimate nel corso di questo studio; con le frecce grigie sono indicate le velocità stimate da Hollestein et al. (2003).....	49
Figura 22 - Velocità residue rispetto a MILO-NOT1-LAMP.....	51
Figura 23 - Velocità residue rispetto a MILO-NOT1-LAMP per le stazioni delle Isole Eolie e delle Calabria	52
Figura 24 – Velocità residue rispetto a GBLM-FOSS. In grigio sono rappresentate le stazioni GPS incluse nella rete elaborata da Hollestein et al. (2003).....	54
Figura 25 - Velocità residue rispetto ad Eurasia.	55
Figura 26 - Velocità residue rispetto a PCOR, CPAN e PANA-PA3D.....	56
Figura 27 - Velocità residue rispetto a PNRL-BA3D.....	56
Figura 28 - Velocità residue dell’arcipelago di Panarea rispetto al polo MILO-NOT1-LAMP.....	59
Figura 29 - <i>Strain-rate</i> relativo a CAGL-USTI-GBLM-MILO-LAMP.....	63
Figura 30 - <i>Strain-rate</i> relativo a MILO-PANT-LAMP-NOT1	64
Figura 31 - <i>Strain-rate</i> relativo a NOT1-MILO-GBLM-FOSS.....	65
Figura 32 - <i>Strain-rate</i> relativo a FOSS, GBLM, ALCD, UST	66
Figura 33 - <i>Strain-rate</i> relativo a ALCD-FILI-SALI-VUCA-VULC e CPAN-VUCA-TGRC-PORO	67
Figura 34 - <i>Strain-rate</i> relativo all’area di Panarea	68
Figura 35 – Strain per coppie di campagne da dicembre 2002 ad ottobre 2005.....	69
Figura 36 - Rotte dei rilievi batimetrici effettuati nell’area circostante l’arcipelago di Panarea.....	70

Figura 37 - <i>Shaded relief</i> dell'area interessata dai rilievi batimetrici. Coordinate UTM-WGS84.....	71
Figura 38 - Centri di Emissioni individuati dal sensore multibeam classificati secondo la Tabella 8.....	75
Figura 39 - Centri di Emissione rilevati durante i rilievi batimetrici. a) Dicembre 2002; b) Luglio 2003; c) Dicembre 2003. Coordinate UTM-WGS84.....	77
Figura 40 – Ubicazione del CE1 e dei centri a NW dell'isolotto di Bottaro.	78
Figura 41 – a) DTM del CE1. All'interno del cratere si osservano le colonne di gas. Sezione longitudinale e trasversale. b) Unità sedimentaria (A, in Esposito et al., 2006) che affiora lungo le pareti del cratere CE1.....	80
Figura 42 – Cambiamenti topografici del CE1 tra il rilievo di Dicembre 2002 e quello di Dicembre 2003. Durante l'eruzione sono stati rimossi circa 4000m ³ di sedimenti. Dopo un anno 221m ³ sono crollati all'interno del cratere. A valori positivi corrispondono cambiamenti negativi (blu-verde) del fondale, a valori negativi corrispondono cambiamenti positivi (giallo-rosso) del fondale. Coordinate UTM-WGS84.....	81
Figura 43 – Carta dei lineamenti (Coordinate UTM-WGS84.) e diagrammi a rose della distribuzione a) settore nord-occidentale b) settore sud-orientale	83
Figura 44 - Distribuzione azimutale dei Centri di Emissione.....	84
Figura 45 – Distribuzione azimutale degli allineamenti delle emissioni gassose e delle fratture. Carta Geologica del fondale marino (Esposito et al., 2006). Coordinate UTM-WGS84.....	85
Figura 46– Allineamenti dei Centri di Emissione in corrispondenza dell'Unità delle lave dacitiche-andesitiche (a) e della Unità sedimentaria A (b).	86
Figura 47 - a) Bottaro versante nord-orientale b) Lisca Bianca falesia sud-occidentale c) Dattilo versante orientale. E' evidente l'intensa fratturazione ed alterazione lungo le falesie.	87
Figura 48 - Diagramma a rose delle fratture misurate in corrispondenza delle falesie a) Dattilo b) Lisca Bianca-Bottaro	88
Figura 49 - Lisca Bianca (Coordinate UTM-WGS84). Spostamento della Stazione continua LI3D registrato tra il 18 e il 19 giugno 2005. Distribuzione azimutale delle fratture e dei piani di faglia misurati lungo la falesia.....	89
Figura 50 – Affioramento intensamente fratturato in corrispondenza del versante meridionale di Lisca Bianca. Le fratture NNE-SSW e NNW-SSE sono riempite da vene di alunite. A destra particolare dell'idrofratturazione che isola “clasti” di lava..	89

Figura 51 – Shaded relief del MDEM e DTM di Panarea e del suo arcipelago (Fabris et al., 2006). Coordinate UTM-WGS84.....	91
Figura 52 – MDEM, 3D dell’area degli isolotti. Coordinate UTM-WGS84.....	92
Figura 53 – a) Shaded relief (Coordinate UTM-WGS84) dell’area degli isolotti. Differenti tipi di “rugosità” del fondale. b) schema delle principali morfostrutture. c) istogramma della profondità.	93
Figura 54 - Litofacies delle lave dacitiche-andesitiche a) (- 10m) la lava in cui si il <i>flow-banded</i> è tagliato dai piani di fratturazione verticale, b) (-15m) frattura riempita da alunite, c) gas pipes fossili a -12m sul fondo dei quali affiorano i ciottoli dell’Un A, d) (-10m) interno di un <i>gas pipes</i> . L’intensa fratturazione contribuisce a determinare questa tipica facies che potrebbe ricordare dei “mattoni” e che è stata nel passato interpretata come resti di strutture archeologiche di età romana (Bellia et al., 1987)	95
Figura 55– Schema del vulcano di Panarea. Sono riportatoti i parametri fisici scelti.	97
Figura 56 – a) Schema dei blocchi cristalli. La suddivisione è stata definita dalla distribuzione della sismicità, dalla Mappa Geodinamica del Mediterraneo (http://ccgm.free.fr) (Funicello e Cadet, ed - 2004). b) particolare delle Isole Eolie..	101
Figura 57 – Velocità lungo una proiezione N-S in funzione della distanza, l’errore ad 1σ . La velocità aumenta dalla Sicilia meridionale alla Sicilia orientale e diminuisce di nuovo in corrispondenza delle Isole Eolie.	105
Figura 58 – Campo di deformazione e analisi strutturale per il vulcano di Panarea. Sul diagramma a rose di Lisca Bianca è indicato (in grigio, non in scala) la direzione e il verso dello spostamento della stazione LI3D. Lo spostamento è consistente con il sistema di fratturazione.	108
Figura 59 – Serie temporale di PANA e PA3D	110

Lista delle Tabelle

Tabella 1 – Rete delle stazioni GPS permanenti e dipermanenti.....	26
Tabella 2 – Campagne di misura delle stazioni non permanenti dal 1994 al 2005.....	32
Tabella 3 – Velocità angolare della placca Eurasiatica in coordinate geografiche.....	37
Tabella 4 – Velocità in IGB00 e velocità residue rispetto ad Eurasia.....	48
Tabella 5 - Velocità residua rispetto MILO-NOT1-LAMP, mm/anno.....	53
Tabella 6 – Velocità residue.....	57
Tabella 7– Accuratezza dei rilievi batimetrici.....	74
Tabella 8 - Classificazione dei centri di degassazione.....	74
Tabella 9 - Proprietà meccaniche per le lave dacitiche-andesitiche.....	98

*“Giungemmo nell’Eolie, ove il diletto
Agl’immortali dei d’Ippolota figlio,
Eolo, abitava in isola natante,
cui tutta in un muro d’infrangibil rame
E una liscia circonda eccelsa rupe”*

Omero, Odissea X

Introduzione

Studi geodetici, geofisici e geologici hanno dimostrato che la crosta terrestre è in continua deformazione. Le aree maggiormente deformate sono ubicate in corrispondenza dei limiti delle placche dove i moti sono molto più complicati e peculiari rispetto al “semplice” movimento rigido osservato al loro interno.

Negli ultimi anni la geodesia spaziale ha fornito un importante contributo agli studi per la comprensione dei tassi di deformazione crostale di queste aree. In particolare, la tecnica spaziale Global Positioning System (GPS) è quella che avuto il maggiore impatto nell’ambito della ricerca geodinamica, anche per quanto riguarda l’area italiana.

Le Isole Eolie, argomento di questa tesi, appartengono ad un’area di notevole importanza nel quadro dell’evoluzione geodinamica del Mediterraneo, poiché sono ubicate lungo il limite tra la placca euro-asiatica e quella africana. Numerosi studi geofisici, geologici e vulcanologici hanno contribuito negli ultimi anni a migliorare le conoscenze di questo complesso settore (Anzidei et al., 1998; Anzidei, 2000, 2001; Argnani 1990, 2000a, 2000b; Argnani et al., 1999, 2005; Billi et al., 2006; De Astis et al., 2003; DeMets et al., 1990; Hollenstein et al., 2003; D’Agostino e Selvaggi, 2004; Faccenna et al., 2001a,b, 2004; Goes et al., 2004; Gvirtzman e Nur, 1999, 2001; Nicolich et al., 2000; Serpelloni et al., 2002, 2005, 2007). Le interpretazioni per comprendere le dinamiche in atto sono ancora ampiamente dibattute, in particolare, la cinematica di questa area è caratterizzata da una complessa distribuzione spazio-temporale di eventi compressivi e distensivi riconducibili al sistema arco-fossa dell’Arco Calabro e del bacino del Tirreno meridionale, ed alla deformazione indotta dal magma o dalle manifestazioni perivulcaniche degli apparati vulcanici.

Attraverso le misure GPS si possono stimare velocità e deformazioni a diverse scale utilizzando stazioni permanenti e non permanenti. In Europa e in Italia sono presenti diverse reti permanenti GPS. La rete globale IGS, sulla base della quale è stato sviluppato il sistema di riferimento IGB00, è costituita da oltre 350 stazioni di cui 100 ubicate in Europa.

In Italia dal 2004 esiste una Rete Geodetica Nazionale (RING), realizzata dall'INGV, costituita da circa 100 stazioni permanenti. Questa rete si aggiunge alla rete di stazioni permanenti gestite dall'Agenzia Spaziale Italiana (ASI) alcune delle quali appartengono alla rete IGS.

Per quanto riguarda le stazioni di reti non permanenti, in Italia, esiste un fitto mosaico di reti a scala regionale e locale. Per questa ricerca sono stati considerati i dati provenienti dalle reti TYRGEONET (TYRrhenian GEOdetic NETwork) EOLIE, ARCO CALABRO E PANAREA che sono state sviluppate nell'ambito di ricerche e collaborazioni tra l'INGV e l'Università di Bologna ed alcune università europee e/o a progetti di monitoraggio finanziati dal Dipartimento di Protezione Civile. Alcune stazioni appartengono alla rete dell'IGM.

In questo studio sono stati analizzati i dati GPS acquisiti negli ultimi undici anni provenienti da stazioni appartenenti a reti permanenti e non permanenti. Sono state utilizzate le soluzioni di Serpelloni et al. (2002, 2005) per il periodo 1996 - 2001 ottenute analizzando i dati GPS con il software GAMIT/GLOBK. I dati dal 2002 al 2005, collezionati prevalentemente nell'ambito di questo studio, sono stati elaborati con il software BERNESE 5.0. Le due soluzioni sono state combinate in un unico sistema di riferimento per ottenere un *database* omogeneo utilizzato per la stima delle velocità e dei tensori di *strain* della rete GPS considerata.

L'obiettivo di questa ricerca è di offrire nuovi contributi alla conoscenza della deformazione crostale nell'area delle Isole Eolie cercando di distinguere nel segnale geodetico stimato, il contributo della deformazione regionale e di quella locale per l'area del vulcano di Panarea su cui è maggiormente focalizzata questa tesi.

Il capitolo 1 introduce i principali risultati dei recenti studi che riguardano l'assetto geodinamico e tettonico dell'area delle Isole Eolie, in particolare su quelli geodetici, sismologici e vulcanologici con le diverse interpretazioni che sono proposte dagli Autori. Per l'isola di Panarea, dopo l'inquadramento geologico-strutturale è descritta una breve cronologia degli eventi geofisici che hanno interessato l'area dal Novembre 2002 e una sintetica descrizione delle manifestazioni del sistema geotermico idrotermale prima e durante la crisi del 2002. Il capitolo 2 affronta in dettaglio i database utilizzati, il processamento, l'analisi dei dati ed i risultati ottenuti. E' inclusa una breve descrizione dei sistemi di riferimento e delle reti permanenti e non permanenti presenti in Europa ed in Italia. E' descritta inoltre la metodologia adottata per combinare i dati delle stazioni permanenti con quelle non permanenti. I risultati ottenuti sono riportati in termini di velocità e campo di *strain*. Nel capitolo 3 è descritto il rilievo batimetrico ad alta risoluzione effettuato nell'arcipelago di Panarea per ottenere un quadro completo della deformazione in atto rispetto ai principali sistemi tettonici. Si presenta l'analisi morfologica, strutturale e vulcanologica svolta sulla base del rilievo batimetrico e delle immersioni effettuate. Nel capitolo 4 si descrive brevemente i parametri fisici scelti per la realizzazione di un modello fisico-matematico del vulcano di Panarea. Questo riassume le caratteristiche vulcanologiche e strutturali in relazione alla variazione della pressione di poro dei fluidi magmatici presenti nel sistema idrotermale. Infine, nel capitolo 5, si discutono i risultati cinematici ottenuti a differenti scale, per le Isole Eolie e per l'isola di Panarea. Il capitolo 6 presenta le conclusioni da cui si possono trarre nuove indicazioni ed i possibili sviluppi della ricerca fin qui effettuata.

1 Inquadramento Geologico-Strutturale

1.1 Le Isole Eolie

Il Distretto Vulcanico Eoliano, costituito da sette isole principali (Alicudi, Filicudi, Salina, Lipari, Vulcano, Panarea e Stromboli) e da numerosi *seamounts* (Marsili, Glauco, Sisifo, Enarete, Eolo, Lamentini, Alcione, Palinuro), si estende per circa 200 Km nel Tirreno meridionale lungo il margine NW dell'Arco Calabro ed il limite meridionale del bacino di retro-arco tirrenico, in particolare del bacino oceanico di Marsili. (Figura 1) (Barberi et al., 1973,1974, Beccaluva et al., 1985).

L'evoluzione cinematica delle isole Eolie, pertanto, si inquadra nel più ampio processo geodinamico che interessa l'area mediterranea, legato alla convergenza tra la placca eurasiatica e quella africana. In particolare, alla subduzione della litosfera africana caratterizzata nel tempo da un meccanismo di arretramento flessurale che ha causato la progressiva migrazione verso SE del sistema arco-fossa e l'apertura del bacino di retro-arco tirrenico (Faccenna et al., 2004 b; Malinverno e Ryan, 1986). In particolare del bacino di Marsili che si è sviluppato a partire dal Pliocene superiore (Marani e Trua et al., 2002), come evidenziato dai dati di polarità magnetica e paleontologici (Kastens et al., 1988, 1990), con la messa in posto di basalti ad affinità calco-alcalina (Beccaluva et al., 1990). Subduzione, collisione ed estensione del bacino di retro- arco sono presenti in un'area relativamente poco estesa. L'evoluzione dal Neogene al Quaternario di questo settore del limite tra la placca euroasiatica e quella africana è stata generalmente interpretata come il risultato di due movimenti uno "lento" relativo alla convergenza (DeMets et al., 1994) ed uno "veloce" riconducibile alla subduzione ed arretramento della placca litosferica ionica al di sotto dell'arco Calabro che è associato all'apertura del bacino di retro arco tirrenico (Malinverno and Ryan, 1986; Patacca et al., 1990; Faccenna et al., 2001a; Rosenbaum e Lister, 2004).

Gli studi recenti hanno evidenziato come questa regione sia costituita a scala locale da un mosaico di piccole placche litosferiche caratterizzate da diversi spessori e comportamenti reologici. I blocchi sono confinati tra la placca africana e quella eurasiatica relativamente indeformabili.

L'attuale zona di convergenza tra Eurasia ed Africa ha un andamento, nel Tirreno meridionale, come individuato da studi geofisici e geologici, circa E-W ed è spostato verso Nord rispetto al fronte compressivo plio-pleistocenico (Figura1).

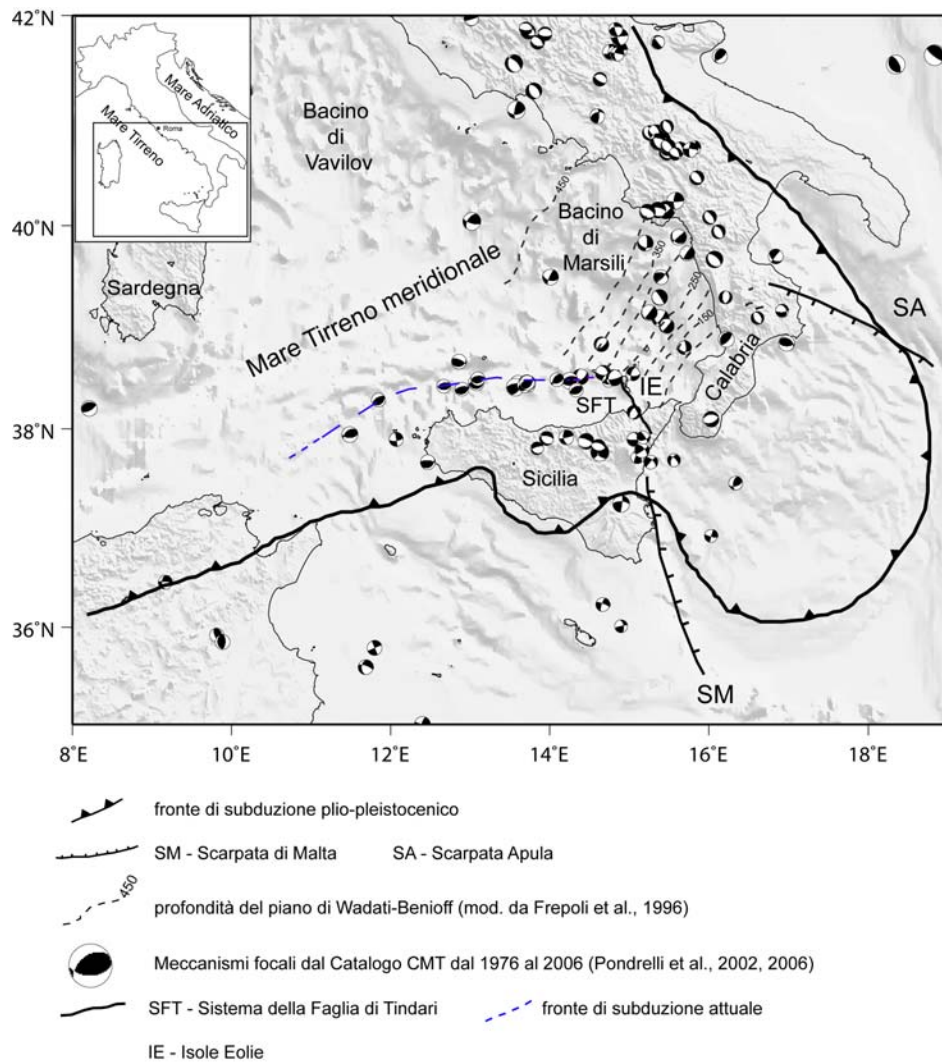


Figura 1 – Schema tettonico regionale del Mediterraneo centrale.

Ad Est di questa zona il fronte compressivo è traslato verso SE con movimento transtensionale lungo la scarpata di Malta (Gvitzman e Nur, 2001; Faccenna et al., 2001; Pondrelli et al., 2004; D'Agostino e Selvaggi, 2004) descrivendo un profondo lobo a SE dell'arco calabro, delimitato verso Ovest dalla scarpata di Malta e verso Est dalla Scarpata Apula. La velocità di migrazione verso SE del piano di subduzione, dal Neogene al Quaternario, stimata sulla base dei dati geologici, è compresa tra 50 e 70 mm/anno (Faccenna et al., 2001 a, b). Attualmente, i dati geofisici e geologici evidenziano che l'estensione del bacino tirrenico ed il conseguente processo di arretramento dello *slab* sembra essersi fermato (Pondrelli et al., 2004; D'Agostino e Selvaggi, 2004). Questo dato è in accordo con i risultati dell'analisi delle anomalie magnetiche che hanno evidenziato come l'evoluzione del bacino di Marsili sia caratterizzata da periodi di apertura ultra rapidi (~ 19 cm/anno tra 1.2 e 2.1 Ma) e lenti separati da periodi di relativa quiescenza (Nicolosi et al., 2006).

La sismicità del Tirreno meridionale (Chiarabba et al., 2005) (Figura 2) evidenzia due tratti distinti del fronte di compressione: un settore occidentale, nel quale ricadono anche le Isole Eolie che è caratterizzato da una diffusa attività sismica crostale (<35 km) (Chiarabba et al., 2005), i cui terremoti hanno magnitudo strumentale generalmente compresa tra 5.5 - 6.0; un settore orientale che comprende la Sicilia nord-orientale, la Calabria e la parte centrale ed orientale del distretto vulcanico eoliano è caratterizzato invece da terremoti intermedi e profondi (>35km e > 150 km) (Chiarabba et al., 2005) i quali hanno permesso di definire il piano di Wadati-Benioff della placca ionica inclinato di 70° verso NW con una continuità laterale di circa 200 km (Chiarabba et al. 2005) (Figura 1). Lo *slab* della placca ionica è, quindi, certamente presente solo al di sotto di questo secondo settore. L'attività sismica più recente è caratterizzata da un evento con magnitudo 5.7 localizzato a circa 210 km di profondità (26 ottobre 2006) seguito da altri piccoli

terremoti alla stessa profondità ma con magnitudo minore; il 5 Novembre 2006 è stato registrato un terremoto con magnitudo 4.6 ad una profondità di 450 km.

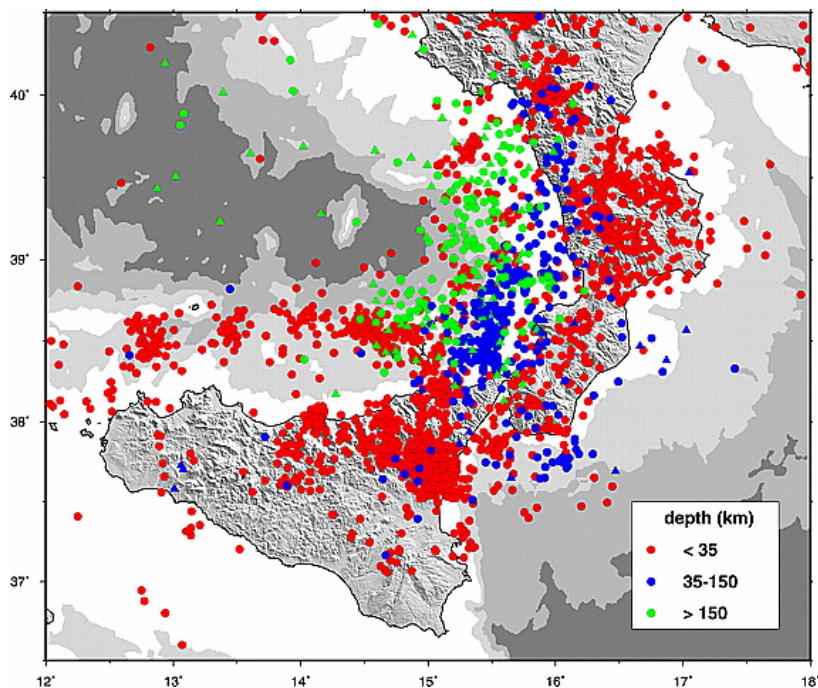


Figura 2 - Carta della Sismicità estratta dal catalogo dei terremoti dell'INGV dal 1984 al 2001 (cerchi) e dal catalogo di Engdahl et al., 1988 (triangoli). (D'Agostino e Selvaggi, 2004)

Lo studio dei meccanismi focali stimati dalla sismicità superficiale ha permesso di riconoscere due regimi tettonici: uno compressivo orientato N-S a NW delle Isole Eolie e l'altro distensivo NW-SE ad Est e SE delle Isole Eolie. La zona di transizione tra questi due domini corrisponde al limite occidentale tra 100 e 200 Km del piano di subduzione della placca ionica (Faccenna et al., 2004).

I terremoti intermedi e profondi ubicati lungo la scarpata di Malta sono caratterizzati invece da meccanismi focali trascorrenti e transtensivi mentre in

Calabria e nella Sicilia orientale sono stati registrati i più forti terremoti storici a carattere estensionale in accordo con la deformazione ed il modello di stress che caratterizza l'area dell'Appennino meridionale (Amato e Montone, 1997; Neri et al., 2003; Pondrelli et al., 2004)

Nel settore orientale delle Isole Eolie i dati di tomografia sismica evidenziano la presenza di un piano di subduzione e di alcune discontinuità laterali localizzate nella porzione superiore (<250Km) della placca ionica subdotta. Da queste discontinuità risalgono i flussi magmatici astenosferici che sono caratteristici di alcuni prodotti vulcanici delle Eolie e dell'Etna, queste discontinuità laterali corrispondono alla scarpata di Malta ed alla Scarpata Apula (Gvirtzman e Nur, 1999, 2001; Faccenna et al., 2001 a, b, 2004; Catalano et al., 2001).

Le analisi dei dati GPS effettuate da recenti studi (Hollenstein et al., 2003; D'Agostino e Selvaggi, 2004; Goes et al. 2004; Pondrelli et al., 2004; Serpelloni et al. 2005) sono in accordo con i dati sismologici. In particolare, per la Sicilia settentrionale - Eolie occidentali è stata stimata, una velocità residua di raccorciamento tra Eurasia e Nubia compresa tra 4-5 mm/anno (D'Agostino e Selvaggi, 2004; Goes et al., 2004) e tra 2 e 6 mm/anno (Serpelloni et al. 2005, 2007) con direzione compresa tra N-S e NNW-SSE. La stima dello *strain-rate* indica valori compresi tra 60 ± 23 nstrain/anno (Hollenstein et al., 2003) e 20 ± 11 nstrain/anno (Serpelloni et al., 2005). Nella parte centrale ed orientale delle Isole Eolie le velocità delle stazioni GPS presentano un brusco cambiamento ed una rotazione in senso orario spostandosi dalle Eolie verso la Calabria con valori (rispetto ad Eurasia) compresi tra 3-5 mm/anno verso NNE (D'Agostino e Selvaggi, 2004; Goes et al., 2004; Serpelloni et al. 2005). Il tensore delle deformazioni indica un'estensione in direzione WNW con valori compresi tra 40 ± 10 nstrain/anno (Hollenstein et al., 2003) e 26 ± 11 nstrain/anno (Serpelloni et al., 2005)

I dati geodetici evidenziano, quindi, una differenza nell'andamento della deformazione tra la parte occidentale ed orientale dell'arcipelago eoliano che corrisponde ai settori dove i dati di sismicità e delle immagini della tomografia individuano la porzione attiva del fronte di compressione.

Recenti studi geologici riconoscono un generale sollevamento dell'intera area del distretto vulcanico delle Isole Eolie, stimando un tasso di sollevamento di 0.34 m/ka a partire dall'ultimo interglaciale (Lucchi et al., 2003, 2007) per tutte le isole ad eccezione di Stromboli e Panarea. Per quest'ultima è stato stimato un tasso di sollevamento di 0.67m/Ka negli ultimi 59 Ka.

Dal punto di vista vulcanologico-strutturale l'arcipelago delle Isole Eolie è stato suddiviso in tre settori omogenei (De Astis et al., 2003) (Figura 3): (i) settore occidentale che si estende dal seamount di Sisifo ed include le isole di Alicudi e Filicudi che si è strutturato su un sistema di faglie destre con direzione WNW-ESE ed è caratterizzato da un magmatismo basico di tipo calcalcalino (CA) e calcalcalino alto in K_2O (HKCA), di età compreso tra circa 1020 ± 5 e 30 ± 5 ka (De Rosa et al. 2003; Peccerillo et al., 2004); (ii) settore centrale che include le isole di Salina, Lipari e Vulcano ed è caratterizzato da prodotti vulcanici con composizione da CA a HKCA a shoshonitico (SHO) mostrando una chiara evoluzione verso magmi acidi. L'attività vulcanica è qui iniziata circa 400 ka è ancora attiva a Lipari (580 AD) e a Vulcano (1880-90 AD); a Salina l'ultima eruzione è stata datata a 13 ka (Keller, 1980). Le isole di Lipari e Vulcano sono allineate in direzione NNW-SSE in corrispondenza del prolungamento verso Nord del sistema della faglia trascorrente destra di Tindari (Barberi et al., 1973; Neri et al., 2003; De Astis et al., 2003; Billi et al., 2006). La porzione più antica dell'isola di Salina è stata controllata da un sistema tettonico WNW-ESE, mentre quella più recente dai sistemi NNW-SSE e N-S. (iii) Il settore orientale si estende ad est e NNE dell'Isola di Panarea includendo le isole di Panarea e Stromboli ed i *seamounts* di Lamentini, Alcione e Palinuro. Il vulcanismo

è caratterizzato da prodotti con affinità variabile da CA a HKCA fino a SHO e potassico (KS) ma senza una chiara evoluzione composizionale nel tempo.

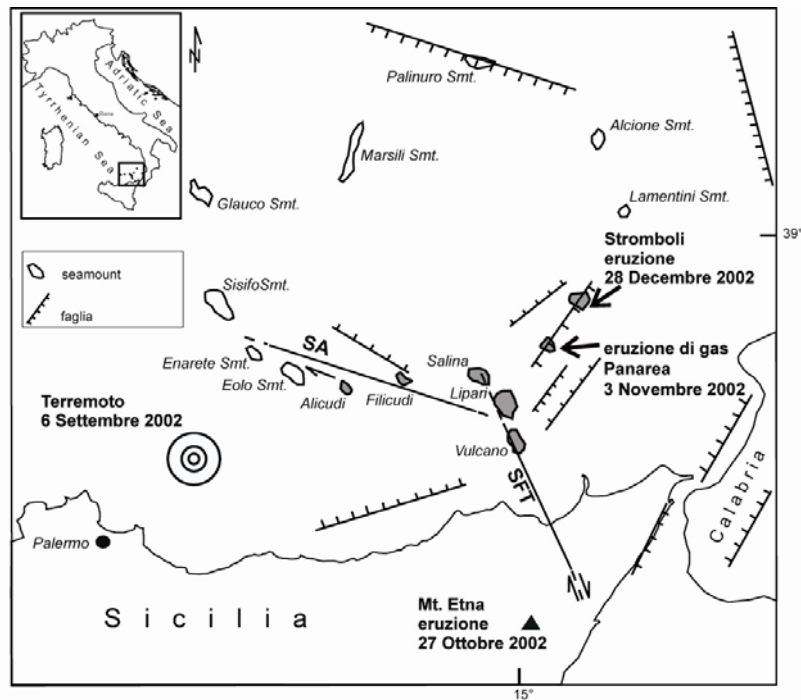


Figura 3 – Schema strutturale del Tirreno meridionale e delle Isole Eolie (mod. da De Astis et al., 2003) STL Sistema della Faglia di Tindari; SA Sistema della Faglia Sisifo-Alicudi. Cronologia delle eruzioni e dei terremoti alla fine del 2002 nel tirreno meridionale.

L'attività vulcanica in questo settore è iniziata circa 800 ka ed è ancora in atto ed è controllata principalmente da strutture distensive NE-SW e NNE-SSW (De Astis et al., 2003). Sono riconosciuti sistemi minori N-S, E-W e NW-SE (Falsaperla et al., 1999).

L'assenza di vulcanismo attivo nel settore occidentale dell'arco è in accordo con lo *strain* compressivo dedotto dall'analisi dei meccanismi focali e con i dati geodetici (De Astis et al., 2003; Pondrelli et al., 2004); così come per il settore orientale

caratterizzato da continua attività vulcanica, il tensore di deformazione sismico e geodetico evidenzia un'estensione in direzione WNW-ESE. Il vulcanismo attivo si sviluppa lungo discontinuità litosferiche NNW-SSE (Gvirtzman e Nur, 1999; Faccenna et al., 2001,2004; De Astis et al., 2003). In termini petrologici e strutturali, le ultime fasi del vulcanismo delle Isole Eolie appaiono riconducibili più a processi di *rifting* che a processi legati alla subduzione (De Astis et al., 2003). Il *detachment* della placca Adriatica consente la risalita (*inflows* laterali) di fusi mantellici ed il vulcanismo/magmatismo eoliano alimentato dal cuneo mantellico riceve il contributo di fluidi e fusi da parte della placca Ionica (Gvirtzman e Nur, 1999; 2001 Faccenna et al., 2001 a, b ,2004; De Astis et al., 2003). Gli stadi finali del vulcanismo di Stromboli e di Vulcano risentono soprattutto di un contributo di magma dal mantello africano che risale dalla discontinuità orientale e che alimenta anche il vulcanismo campano, piuttosto che del contributo legato alla discontinuità occidentale dello *slab* Ionico (De Astis et al., 2003)

I dati aeromagnetici nell'area delle Isole Eolie mostrano, in generale, due ampie aree con anomalia positiva: Alicudi e Filicudi da una parte e Salina-Lipari-Vulcano, Panarea e Stromboli dall'altra, che sono separate da una anomalia relativa negativa orientata circa NE-SW ubicata ad Ovest di Panarea verso il bacino di Marsili che evidenzia un piccolo lobo N-S tra Filicudi e Salina (AGIP, 1982; Chiappini et al., 2000; Caratori Tontini et al, 2004) (Figura 4).

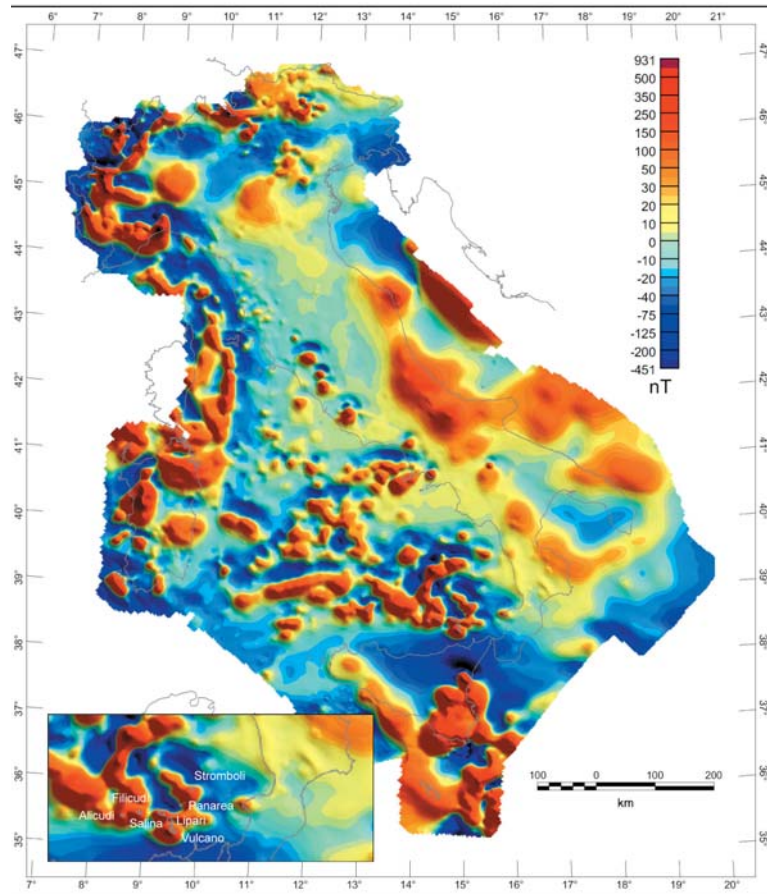


Figura 4 - Shaded relief campo delle anomalie aeromagnetiche (Cartori Tontini et al., 2004)

Queste anomalie sono controllate dai sistemi di faglie che interessano l'area a scala regionale e locale.

Dati gravimetrici evidenziano l'esistenza di ampie aree con anomalie gravimetriche positive e negative (Gabbianelli et al., 1993).

Negli ultimi 15 anni sono stati effettuate numerose campagne oceanografiche che hanno permesso di studiare in dettaglio anche la porzione sommersa del Distretto Vulcanico Eoliano. Questi studi hanno evidenziato evoluzioni composite e singole

(Calanchi et al., 1995; Favalli et al., 2005). L'isola di Panarea e quella di Stromboli appartengono allo stesso complesso vulcanico (Gabbianelli et al., 1993), allungato in direzione NE-SW per oltre 45 Km e sono separate da una depressione orientata NW-SE.

Gli studi geomorfologici a scala regionale e locale hanno evidenziato una stretta relazione tra l'evoluzione vulcanologica ed i sistemi tettonici che interessano le isole (Gabbianelli et al., 1990, 1993; Gamberi et al., 1997; Favalli et al., 2005). Dal punto di vista geochimica, in particolare per quanto riguarda i sistemi idro-termali e le manifestazioni ad essi associate, sono noti e studiati fin da tempi storici. Sono monitorate numerose aree sia nella porzione emersa sia in quella sommersa in particolare, per il settore sommerso dell'area di Panarea, sono state riconosciute aree caratterizzate da facies mineralizzate tipo Kuroko e Tetsusekiei (Gamberi et al., 1997). Le facies Kuroko rappresentano tipiche di mineralizzazioni di Fe a bassa temperatura le seconde, Tetsusekiei, sono mineralizzazioni ad alta temperatura di solfuri di Zn o Pb. Queste facies di mineralizzazioni sono tipiche di aree poste in contesti geodinamici complessi (Scott e Binns, 1995; Bartetzko et al., 2003) come quello delle Isole Eolie, lungo i margini convergenti delle placche.

1.2 Il Vulcano di Panarea

Lo studio svolto durante questa ricerca ha riguardato, in particolare, l'area di Panarea che ricade all'interno della porzione orientale dell'arco delle Isole Eolie. L'isola, ubicata pochi Km a sud dell'Isola di Stromboli è la più piccola delle isole Eolie (~3,5 Km²). Rappresenta la porzione emersa di un grande apparato sottomarino, che si eleva dal fondale del Mar Tirreno per circa 1500 m con un

diametro di circa 18 km (Gabbianelli et al., 1993; Gamberi et al., 1997; Favalli et al., 2005). Il vulcano presenta una netta superficie di abrasione marina a circa -130-150m che si è formato durante l'ultimo livello di basso stazionamento del mare (10÷12 ka) (Chiocci e Romagnoli, 2004) (Figura 5).

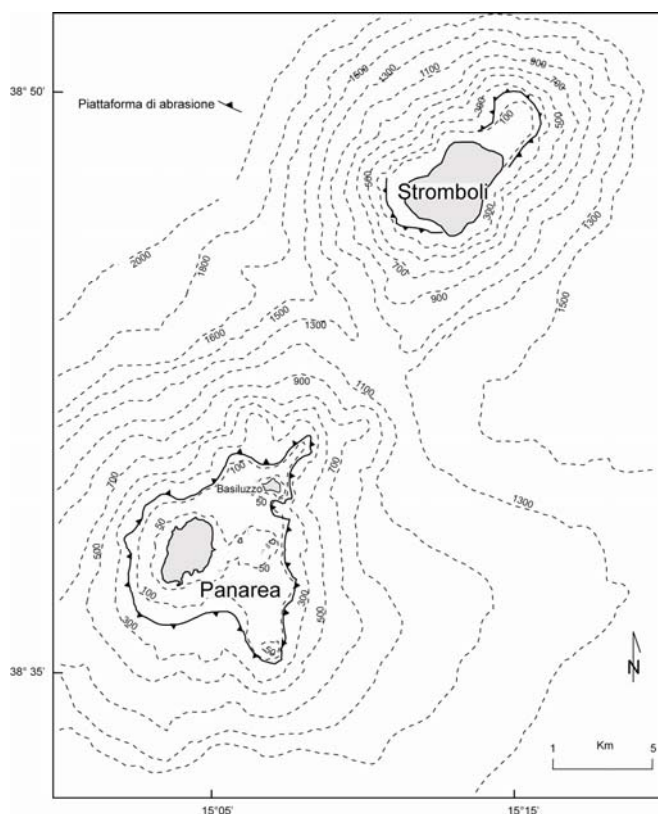


Figura 5 – Batimetria semplificata del Vulcano di Panarea e di Stromboli (mod. da Gabbianelli et al., 1993).

L'apparato vulcanico è costituito oltre che dall'isola di Panarea (420 m slm) dagli isolotti di Basiluzzo, Dattilo, Panarelli, Lisca Bianca, Bottaro, Lisca Nera e dagli scogli delle Formiche (Fig. 6) ubicati ad est dell'isola di Panarea.

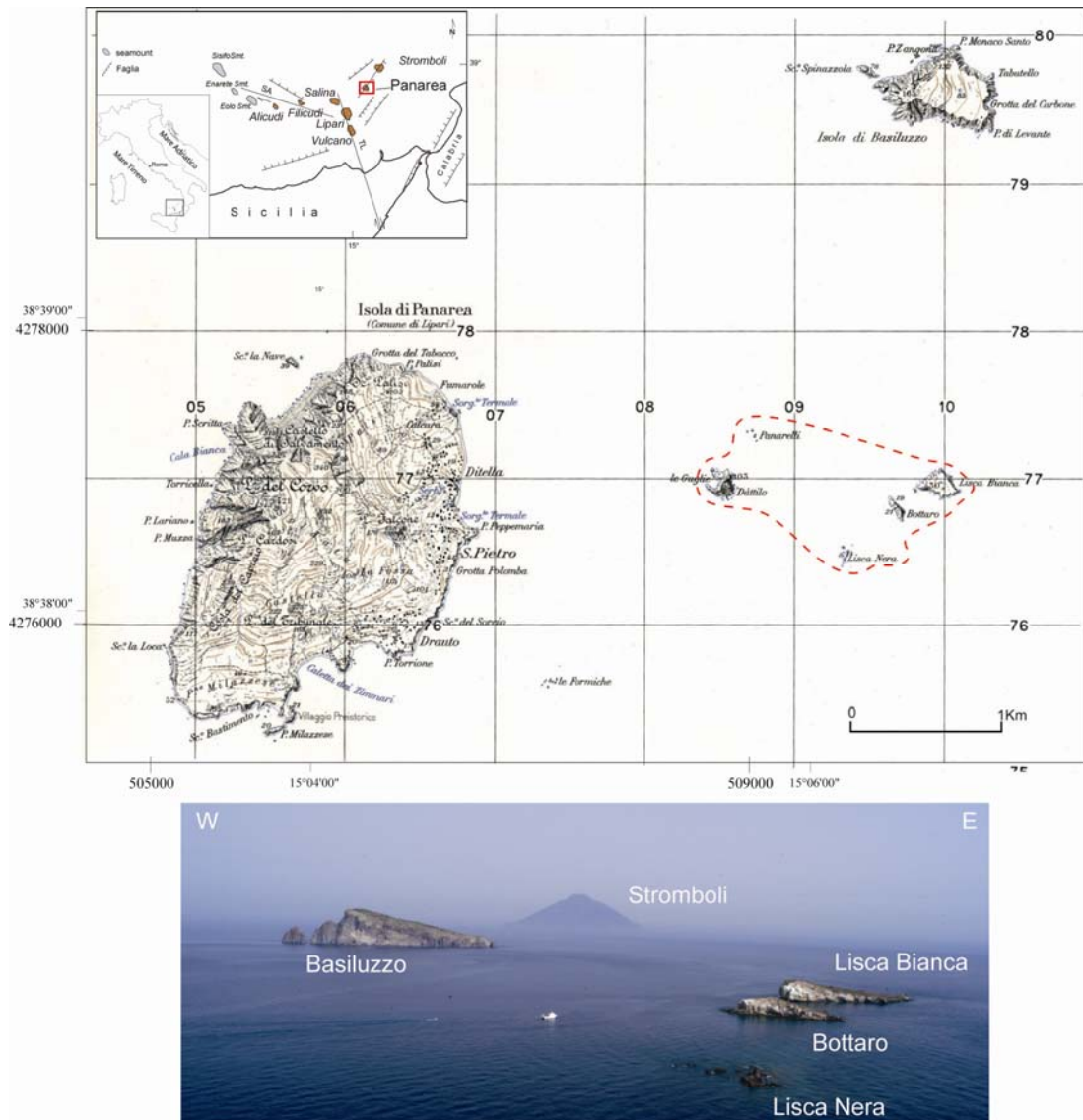


Figura 6 – Stralcio tavoletta IGM 1:25.000 dell'area di Panarea. In tratteggio rosso l'area di degassazione del Novembre 2002.

Da un punto di vista vulcanologico la porzione emersa del complesso di Panarea è costituito principalmente da domi e colate laviche datate tra 149 ± 5 e 105 ± 2 ka (Calanchi et al., 1999, 2002; Lucchi et al., 2003) e da depositi piroclastici, con

affinità da calco-alcalina alta in K a shoshonitica e composizione fino a dacitica. Durante gli ultimi 100 Ka l'attività di Panarea è stata caratterizzata dalla messa in posto del domo riolitico endogeno di Basiluzzo (54 ± 8 ka Gillot, 1984; Gabbianelli et al., 1990) e da alcuni prodotti piroclastici di provenienza esterna conosciuti in letteratura come *Brown Tuff* (Lucchi et al., 2007 e bibliografia all'interno) che sono riconducibili a fasi eruttive occorse nel distretto Eoliano tra circa 80 e 8 ka. La provenienza di alcune Unità di questo litosoma è ancora dibattuta perché alcuni Autori ritengono che per la parte alta della successione sia il prodotto di un'attività recente del vulcano di Panarea (Lucchi et al., 2007; Dolfi et al., in stampa). L'evoluzione strutturale di Panarea è strettamente controllata da due sistemi tettonici distensivi NE-SW e NNW-SSE (De Astis et al., 2003) che interessa le Unità datate fino a 67 ka (Acocella comm. pers.). Il sistema NE-SW è riconducibile ad un campo di stress distensivo orientato NW-SE che avrebbe prodotto alcuni piccoli sistemi horst a graben riconosciuti sull'isola (Lucchi et al., 2007).

La deformazione a medio e lungo termine stimata per il vulcano di Panarea sulla base di dati geologici e geomorfologici evidenzia un sollevamento con un tasso compreso tra 1.5-1.58 m/ka tra 124 e 100 ka e 0.66-0.69 m/ka dagli ultimi 81 ka. Questi valori sono interpretati come il risultato tra la deformazione visco-elastica, riconducibile al riequilibrio della camera magmatica di un sistema quiescente, e quella riconducibile alla geodinamica del Tirreno meridionale (Lucchi et al., 2007). Negli ultimi 2000 anni l'attività del vulcano di Panarea è caratterizzata dalla subsidenza locale di Basiluzzo stimata di circa 1.87mm/anno sulla base di indicatori geoarcheologici (Tallarico et al., 2003).

Si osservano ampie aree di degassazione, legate ai fenomeni perivulcanici, che formano estesi campi fumarolizzati sia emersi che sommersi. Questi sono stati studiati con continuità a partire dagli ultimi 20 anni ed in particolare gli studi hanno riguardato le aree fumaroliche della Calcara (Panarea), di Punta Levante (Basiluzzo)

e dell'area racchiusa dagli isolotti di Dattilo, Panarelli, Lisca Bianca, Bottaro e Lisca Nera dove è avvenuta l'eruzione del 2002 (Figura 6) (Bellia et al., 1986; Gabbianelli et al., 1990; Italiano and Nuccio, 1991; Calanchi et al., 1995; Gamberi et al., 1997; Anzidei, 2000). Gli studi sono concordi nel riconoscere un sistema idro-geotermico di Panarea e propongono un modello semi-quantitativo che individua un sistema idrotermale profondo con $T > 270^{\circ}\text{C}$ al di sopra del quale è presente un orizzonte termale alimentato con l'acqua di mare che ha una $T=240^{\circ}\text{C}$. Il flusso del gas verso l'esterno, in condizioni normali, è stato stimato di $9 \cdot 10^6 \text{l/giorno}$ (Italiano e Nuccio, 1991).

L'eruzione di gas occorsa a Panarea nel Novembre 2002 si inserisce in un complesso quadro geofisico, vulcanologico e geodinamico regionale (Figura 3) che ha interessato il Tirreno meridionale e la Sicilia occidentale ed orientale dal 6 settembre 2002, quando è stato registrato un terremoto di magnitudo 5.6 a $18 \div 20 \text{ km}$ di profondità con epicentro tra l'arcipelago delle Isole Eolie e l'Isola di Ustica. Il 27 ottobre iniziò una intensa eruzione dell'Etna che in principio interessò il versante meridionale del vulcano e successivamente si aprirono delle bocche lungo le pendici nord-orientali, in corrispondenza della frattura attiva durante l'eruzione del 1809. Questa eruzione fu accompagnata da sismicità con $M 4.4$ con epicentri nella zona orientale del vulcano. Il 3 Novembre, mentre all'Etna continuava l'emissione di lava dal lato Sud, iniziò l'eruzione gassosa di Panarea nel tratto di mare compreso tra gli isolotti di Panarelli, Lisca Bianca, Bottaro, Lisca Nera e Dattilo. Successivamente, il 28 Dicembre a Stromboli iniziò un'importante eruzione parossistica con spettacolari effusioni e fenomeni esplosivi che terminò solo alla metà di maggio del 2003. L'eruzione di gas a Panarea (Figura 7) fu accompagnata da un terremoto di bassa magnitudo ($1.8 M$) localizzato al largo di Panarea il 2 Novembre 2002 (Saccorotti et al., 2003).



Figura 7 – Area di degassazione del Novembre 2002. La freccia indica il CE1.

La mattina del 3 Novembre 2002 i pescatori di Panarea raccontano di avere avvertito improvvisamente un intenso odore di zolfo seguito dall'affioramento sulla superficie del mare di centinaia di pesci morti mentre il tratto di mare tra gli isolotti di Lisca Bianca e Lisca Nera sembrava “bollire”, increspato da grandi bolle con diametro di alcune decine di metri, che si propagavano da almeno tre punti. Il mare a causa del materiale espulso dal fondo e portato in sospensione mostrò una scia di colore biancastro che le correnti spostavano verso SSE. Eventi parossistici legati all'emissione di gas per il vulcano di Panarea sono note già in tempi storici. “Ribollimento” del mare e moria di pesci sono descritti nell'area delle Isole Eolie ed in particolare di Panarea da *Tito Livio*, *Strabone*, *Obsequio*, *Orosius Palulus*, *Posidonius* e *Plinio il Vecchio* (Storia Geofisica Ambientale, 1996) i quali mettono anche in relazione queste manifestazioni con alcune eruzioni dell'Etna e dello Stromboli. In particolare, questi Autori riportano notizia di un evento avvenuto nei

pressi di Panarea intorno al 126 a.C. che provocò il “sollevamento del mare, con continui sbuffi, pesci morti, calore e fetore..., fango affiorante dal mare il fango poi si consolidò e diventò pietra....”. Anche nel corso del XVIII e XIX secolo ci sono studi che descrivono le aree di degassazione e gli sviluppi del fenomeno (Storia Geofisica Ambientale, 1996). In particolare nel 1883 Mercalli riporta di un'eruzione di gas avvenuta nel 1865 nell'area delle Isole Eolie in concomitanza con un'eruzione lungo il fianco NE dell'Etna e di un'intensa eruzione dello Stromboli.

Il volume di gas emesso durante l'eruzione del Novembre 2002 dal centro principale CE1 (Figura 7, descritto nel capitolo 4) è stato stimato di circa 10^8 - 10^9 l/giorno (Caracausi et al., 2005; Caliro et al., 2004; Capaccioni et al., 2005) due ordini di grandezza maggiori rispetto ai valori stimati in precedenza (Italiano e Nuccio, 1991). Normalmente i gas emessi a Panarea erano costituiti prevalentemente da CO₂ e H₂S durante l'eruzione è stata misurato un aumento del contenuto di H₂ e CO, una diminuzione di CH₄, un alto contenuto di ²²²Rn, pari a 10 Bq/l nell'acqua and 40 Bq/l nel gas, infine il rapporto tra ³He/⁴He raggiunse valori tra 4 e 4.3, quest'ultimo valore è stato interpretato come causato dalla presenza di una componente magmatica profonda (Caramanna et al., 2003;; Caliro et al., 2004; Caraucasi et al., 2005; Capaccioni et al., 2005; Chiodini et al., 2006). La temperatura dell'acqua, stimata dalla telecamera termica, raggiunse valori di 22-23°C con valori di ph di compresi tra 5.0 e 5.5 (Capaccioni et al., 2005).

2 Dati Geodetici GPS

2.1 Introduzione

La maggior parte dei risultati presentati in questa ricerca sono stati ottenuti dall'elaborazione dei dati GPS di una rete di stazioni poste nell'area in studio. Per una descrizione della tecnica, oramai consolidata per misure geodetiche di alta precisione, si rimanda agli Autori che hanno trattato in dettaglio questo aspetto (Bock and Leppard, 1990; Hofmann et al., 1994; Leick, 1995; Kleusberg and Teunissen, 1996; Parkinson and Spilker, 1996).

La rete di stazioni GPS, scelta per studiare la deformazione crostale nell'area delle Isole Eolie, è costituita da 42 stazioni permanenti e non permanenti ubicate sulle Isole Eolie, in Italia, peninsulare ed in Sicilia e sulle porzioni più stabili delle placche euro-asiatica ed africana. Alcune stazioni permanenti, fiduciali, appartengono all'IGS (International GNSS Service) e sono state scelte per inquadrare le soluzioni ottenute in un sistema di riferimento globale stabile ed omogeneo nel tempo, al fine di stimare con la migliore precisione la deformazione geodetica, regionale e locale. Queste sono legate alla cinematica delle placche e alle variazioni delle condizioni fisiche degli apparati vulcanici in senso stretto, in particolare lo studio geodetico del vulcano di Panarea che costituisce una ricerca specifica fino ad oggi non ancora effettuata.

I dati GPS di stazioni non permanenti, dal 1996 al 2005, sono stati processati e combinati con quelli delle stazioni permanenti ed inquadrati successivamente nel sistema di riferimento IGb00 (Ray et al., 2004). E' stato poi stimato il campo di velocità e la deformazione.

2.2 Sistemi di Riferimento

Per interpretare i risultati ottenuti in termini di movimenti e deformazioni delle placche è di fondamentale importanza l'assunzione di un sistema di riferimento, definito da un dataset di coordinate e velocità di spostamento delle stazioni ad una fissata epoca. Il posizionamento che si ottiene dall'elaborazione dei dati GPS è strettamente connesso al sistema di riferimento e viceversa è quindi indispensabile per il posizionamento geodetico la precisa definizione e realizzazione dei sistemi di riferimento celesti e terrestri.

L'orientazione della Terra nello spazio è una complicata funzione nel tempo che può essere rappresentata al primo ordine come la combinazione di diversi moti: rotazione terrestre, moto del polo, nutazione e precessione. La definizione del sistema di riferimento terrestre è complicata dai processi geofisici che deformano la crosta terrestre a scala globale, regionale e locale.

La definizione del sistema di riferimento celeste è invece resa difficoltosa dal fatto che le stelle hanno moti propri e che non sono sorgenti realmente puntuali.

La realizzazione di un sistema di riferimento avviene attraverso la definizione di un “*reference frame*”. In particolare, il sistema di riferimento celeste (CRF) è realizzato attraverso un catalogo di coordinate di sorgenti radio extragalattiche determinate dalle osservazioni astronomiche (VLBI).

Il sistema di riferimento terrestre (TRF) è definito da un catalogo di coordinate cartesiane, ad un'arbitraria epoca, determinato da diversi tipi di osservazioni geodetiche spaziali: Satellite Laser Ranging (SRL), Very Long Baseline Interferometry (VLBI) and Global Positioning System (GPS). Il TRF e il CRF sono realizzati dallo IERS (International Earth Rotation Service) che combina i risultati di differenti centri di analisi dati, che adottano gli stessi standard di elaborazione, distribuisce dati circa l'orientazione della Terra e mantiene aggiornate le materializzazioni dei sistemi di riferimento celeste (ICRF) e terrestre (ITRF). In

particolare, il Sistema di Riferimento Terrestre Internazionale (ITRS) soddisfa i seguenti punti: (i) è geocentrico, la scala è in accordo con il TCG (Geocentric Coordinate Time), (ii) è orientato secondo un polo di riferimento (IRP) e un meridiano di riferimento (IRM), (iii) l'evoluzione nel tempo dell'orientazione è assicurata assumendo che non ci siano rotazioni globali (condizione di “no-net-rotation”).

Le coordinate ITRF implicitamente definiscono gli assi del sistema di riferimento. Il modello usato per la combinazione è basato su trasformazioni di similitudine a sette parametri (tre traslazioni, tre rotazioni e fattore di scala) tra ITRF e ogni singola soluzione di ogni singola tecnica geodetica spaziale. Esistono diverse realizzazioni “ITRF_{yy}” (dove “yy” è l'anno di riferimento) ad esse si affiancano le realizzazioni dell'IGS (International Geodynamic Service) sulla base dei soli dati globali di stazioni GPS (Altarini et al., 2002; Ray et al., 2004). L'IGb00, cui si riferiscono i risultati presentati in questo lavoro, rappresenta il sistema di riferimento in cui si realizza la massima coerenza fra EOP (Earth Orientation Parameters), EPH (Ephemerides) e parametri delle stazioni permanenti IGS.

2.2.1 IGS

Le attività globali, per quanto riguarda le reti GPS, sono coordinate dall'IGS (International GNSS Service for Geodynamics) che fornisce dati per l'ITRS quali le coordinate geocentriche precise delle stazioni, le velocità ed i parametri di orientazione terrestre.

L'IGS è stato istituito nel 1993 dalla IAG (International Association of Geodesy) per riunire in un unico organo le reti di stazioni permanenti nel mondo. Le due principali reti globali GPS: la CIGNET (Cooperative International GPS Network) e la FLINN (Fiducial Laboratories for an International Natural Science Network)

furono associate ad altre reti a scala continentale del Nord America, dell'Europa e dell'Australia. Attualmente l'IGS acquisisce, distribuisce, analizza ed archivia i dati di 385 stazioni. Tra i prodotti principali ci sono le orbite, informazioni sugli orologi dei satelliti, parametri di orientazione terrestre (EOP), posizioni e velocità ITRF.

2.2.2 WGS84

Il sistema di riferimento terrestre utilizzato per il GPS è il WGS84 (World Geodetic System 1984) che fu definito dal U.S. Department of Defense (DoD) basandosi sull'osservazione Doppler del sistema satellitare TRANSIT (il predecessore del GPS).

Il WGS84 fu determinato per la prima volta allineando, tramite una trasformazione di similarità, il sistema di riferimento del DoD, NSWC-9Z2, e il BTS (BIH Conventional Terrestrial System). L'allineamento fu realizzato adottando le coordinate di un dataset globale di stazioni con una precisione di 1-2 m.

Nel tentativo di allineare WGS84 con il più accurato ITRF, il DoD ha ricalcolato le coordinate di dieci stazioni GPS all'epoca 1994.0 usando i dati collezionati dalle dieci stazioni più altre della rete IGS le cui coordinate sono state considerate fisse. In questo modo è stato ridefinito WGS84. A tale realizzazione del WGS84 ne sono seguite altre: attualmente il WGS84 è consistente con l'ITRS con una precisione sub-decimetrica.

Il WGS84 (Figura 8) ha origine al centro di massa della Terra, asse Z parallelo alla direzione dell'asse di rotazione convenzionale terrestre al 1984, asse X generato dall'intersezione del piano equatoriale ortogonale all'asse z, con il piano meridiano di Greenwich; l'asse Y completa la terna cartesiana destrorsa. Al sistema è associato un ellissoide geocentrico definito dai seguenti parametri $a=6378137\text{m}$ (semiasse maggiore) $f=1/298.257\text{m}$ (schiacciamento).

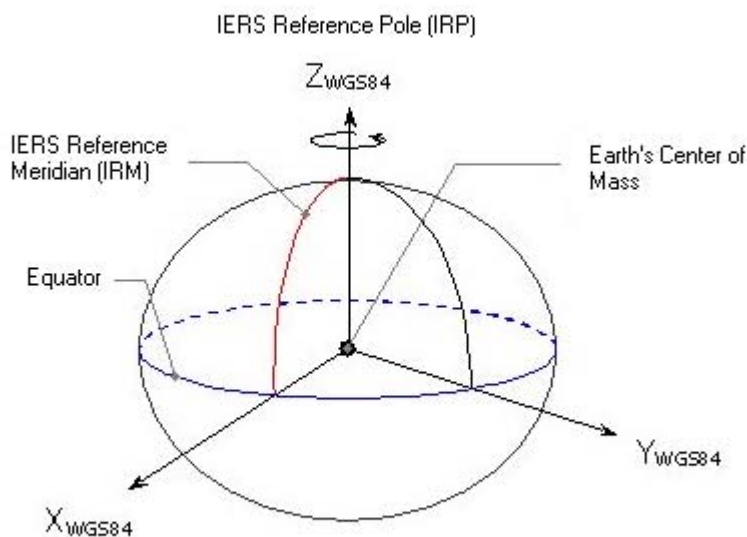
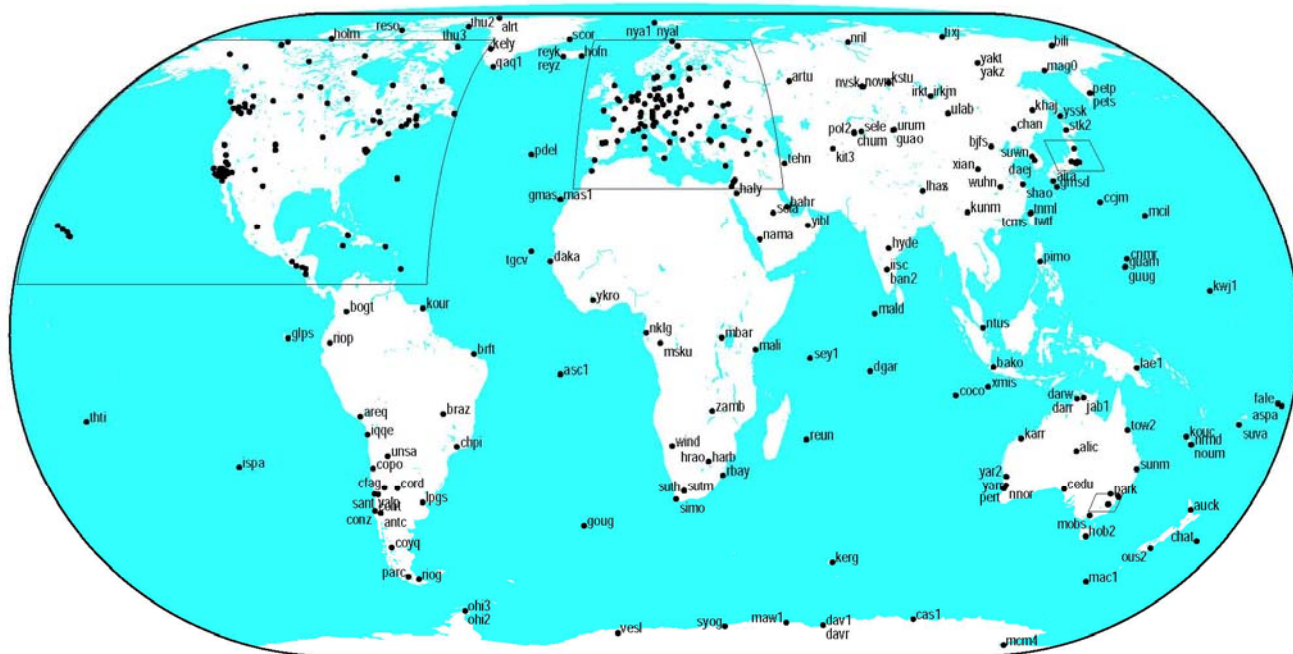


Figura 8 – Il sistema di riferimento WGS84

2.3 Descrizione della rete GPS

La realizzazione di reti geodetiche GPS permanenti ha avuto negli ultimi anni notevole sviluppo motivato dal crescente interesse nel misurare il moto delle placche e le deformazioni crostali regionali attraverso un sistema di monitoraggio continuo e di elevata precisione. I dati GPS delle stazioni permanenti utilizzate per questo studio provengono dalla rete globale dell'IGS e da alcune reti italiane.

La rete globale dell'IGS (Figura 9) è utilizzata per la realizzazione del sistema di riferimento terrestre. Le serie temporali delle stazioni IGS sono caratterizzate da elevata continuità ed alta precisione dei dati. I dati sono regolarmente e continuamente analizzati da vari centri di analisi; tutte le stazioni sono qualificate come stazioni di riferimento per le analisi regionali.



GM 2007 Mar 5 17:32:08

Figura 9 - Rete delle stazioni permanenti IGS.

In Italia, dal 2004, esiste una rete GPS continua, RING (Rete Integrata Nazionale GPS), realizzata e gestita dell'INGV (consultabile dal 2006 dal sito www.gm.ingv.it). Si tratta di stazioni integrate sismiche e geodetiche che permettono di studiare più parametri geofisici contemporaneamente e di avere un quadro di informazioni più ampio di caso di un evento. La RING si affianca alla rete di stazioni permanenti dell'ASI, e a quelle gestite dalle Università, Regioni o Istituti di Ricerca.

Per quanto riguarda le stazioni non permanenti in Italia esiste un fitto mosaico di reti gestite da diversi Enti, Università ed Istituti di Ricerca. I dati provenienti da queste reti regionali o locali sono caratterizzati da una notevole eterogeneità in termini di distribuzione spaziale e temporale ed in relazione di qualità della strumentazione e monumentazione utilizzata.

Per questo lavoro sono stati considerati i dati provenienti dalle reti non permanenti: EOLIE, TYRGEONET, ARCO CALABRO, PANAREA E IGM (Achilli et al. 1996, Anzidei et al., 1995, 1996, 1998).

La rete presa in considerazione è formata da 42 stazioni GPS permanenti e non permanenti (Figura 10; Tabella 1) in particolare 14 stazioni permanenti appartengono alla rete IGS; 4 stazioni, esclusivamente della rete dell'ASI; 3 sono riferibili alla rete RING e infine 22 stazioni non permanenti sono state occupate durante 13 campagne misura dal 1994 al 2005.

Tabella 1 – Rete delle stazioni GPS permanenti e dipermanenti
*permanente da maggio 2004 ** stazioni misurate da Hollestein et al. (2003)

PERMANENTI			NON PERMANENTI				
IGS	ASI	RING	EOLIE	TYRGEONET	ARCO CALABRO	PANAREA	IGM
		INGV	INGV/UNIBO	INGV/UNIBO	INGV/UNIBO	INGV	
1 BRUS	LAMP	CPAN	ALCD	PANA	PACE**	BA3D	LIBI
2 CAGL	MILO	LI3D*	FILI	VULC	FOSS**	BOTT	PCOR
3 GLSV	UNPG	GBLM	SALI	PANT	MILA**	LINE	
4 GRAS	TGRC		STRO	PORO	LIPA**	LI3D	
5 GRAZ			VUCA	UST		PA3D	
6 MAS1						PNRL	
7 MATE							
8 MEDI							
9 NOT1							
10 POTS							
11 SFER							
12 SOFI							
13 VILL							
14 ZIMM							

Le 21 stazioni permanenti sono state scelte secondo una distribuzione omogenea rispetto alle Isole Eolie e con riferimento alla placca euroasiatica ed a quella africana (Figura 10). I dati della maggior parte delle stazioni permanenti (BRUS, GLSV, GRAS, GRAZ, MAS1, MEDI, POTS, SFER, SOFI, VILL, ZIMM) sono stati elaborati per gli stessi giorni delle campagne di misura delle stazioni non permanenti.

Per le altre stazioni permanenti CAGL, LAMP, MATE, MILO, TGRC, CPAN, LI3D e GBLM i dati sono stati processati giornalmente da maggio 2004 ad ottobre 2005. Le stazioni della rete IGS rappresentano le stazioni fiduciali utilizzate per inquadrare la soluzione nel sistema di riferimento Igb00 allineato all'ITRF00 (Altamini et al., 2002; Ray et al., 2004).

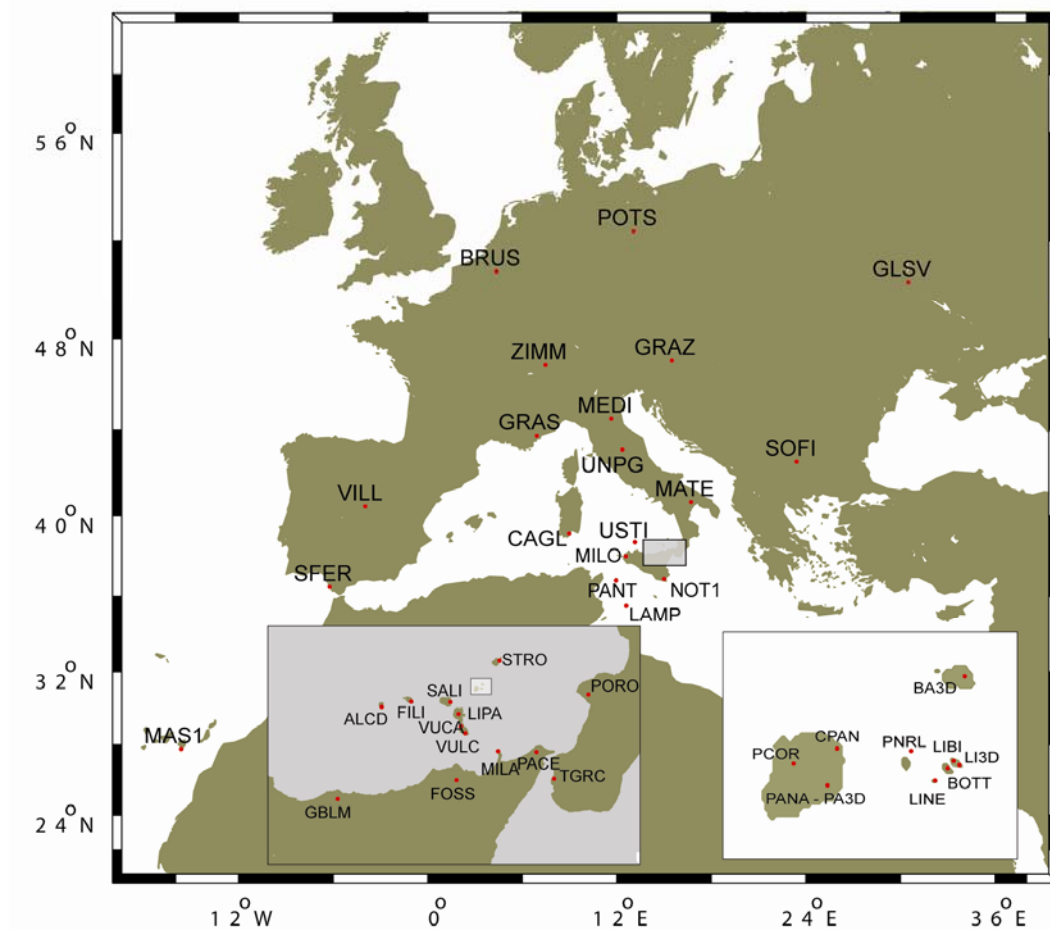


Figura 10 - Rete di stazioni GPS permanenti e non permanenti

Le stazioni permanenti CPAN e LI3D sono state costruite a maggio 2004 nell'ambito del programma di monitoraggio per lo studio dell'area di Panarea. In particolare, la stazione di CPAN è stata monumentata su pilastro geodetico, la

stazione LI3D è monumentata con pilastro tipo 3D (Figura 11) per entrambe le stazioni sono utilizzati ricevitori Leica SR520 con antenna Choke Ring AT504, l'alimentazione è assicurata da pannelli solari (Figura12).

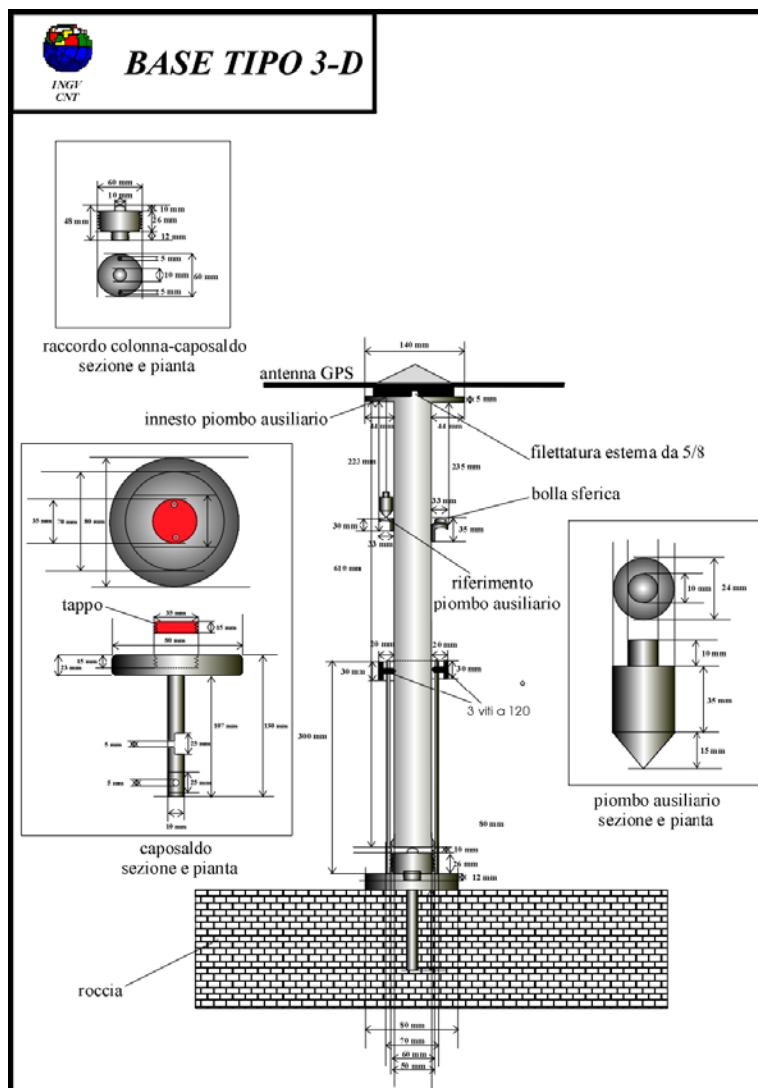


Figura 11 - Schema dell'autocentramento tipo INGV/A (vers.1.0) per stazioni non permanenti. La realizzazione è in acciaio inossidabile a basso coefficiente di dilatazione termica. L'antenna è avvitata sulla flangia superiore del sostegno, orientabile e verificabile mediante bolla sferica. Tale tipo di monumento consente la sostituzione delle antenne in caso di guasto o aggiornamento della strumentazione, senza perdere la ripetibilità del dato. L'altezza è fissa e il datum verticale e orizzontale sono costanti (Anzidei, 2006)

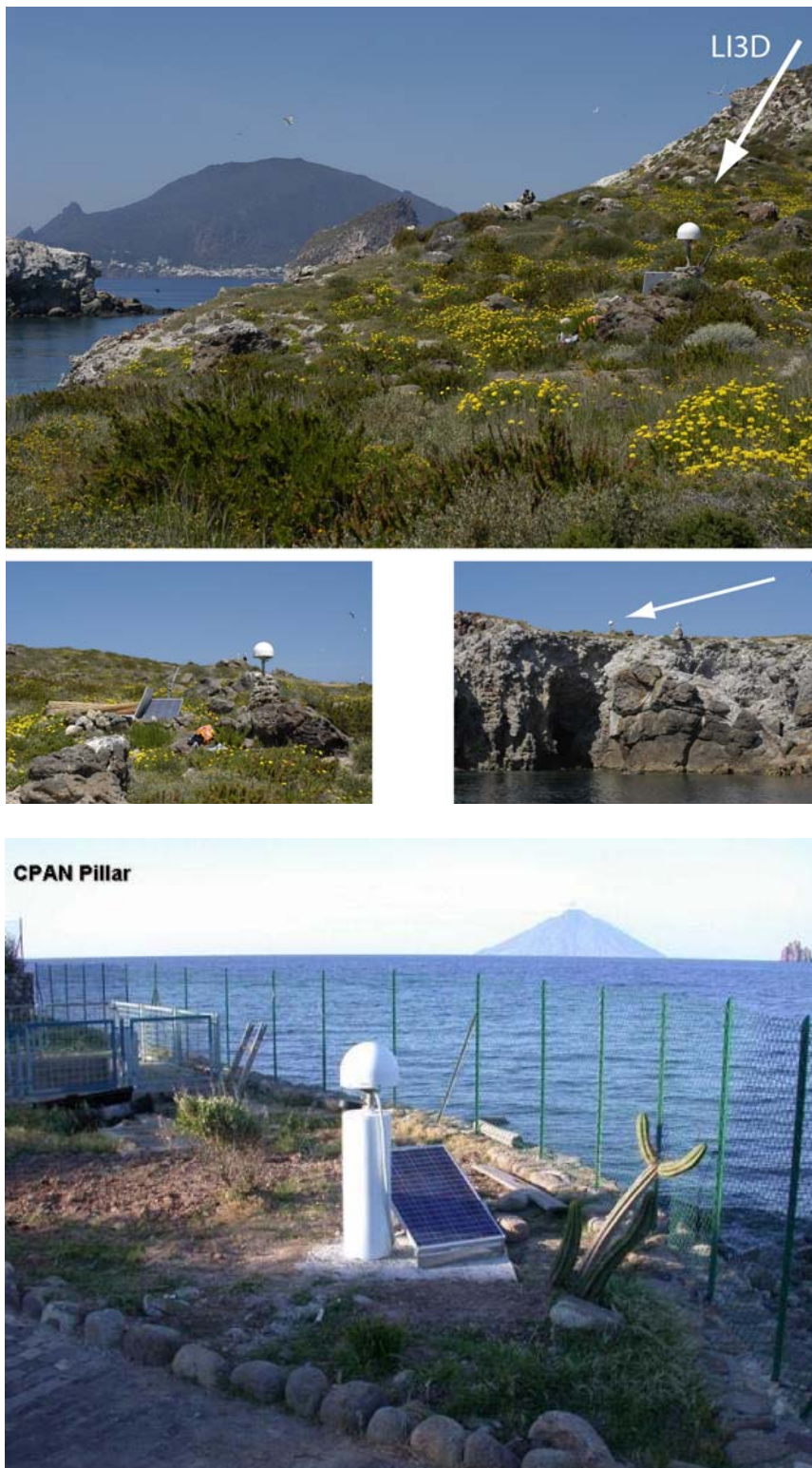


Figura 12 - Stazioni permanenti della rete PANAREA. a) LI3D posta sull'isolotto di Lisca Bianca. b) CPAN ubicata a Panarea località Ditella nei pressi della centrale dell'ENEL

Per quanto riguarda le stazioni non permanenti, appartengono a diverse reti locali e regionali: EOLIE, TYRGEONET, ARCO CALABRO, IGM E PANAREA (tabella 1). In particolare la rete delle EOLIE è costituita dalle stazioni di FILI, ALCD, SALI, STRO, VUCA. La monumentazione delle stazioni della rete delle EOLIE è realizzata tramite pilastrino tipo 3D ad eccezione di STRO che è dotata di un basamento tipo IGM. Appartengono alla rete TYRGEONET i vertici VULC, PANA (che afferiscono anche alla rete delle EOLIE) PORO, USTI e PANT. Appartengono invece alla rete ARCO CALABRO i siti misurati da Hollestein et al. (2003) LIPA, FOSS, MILA, PACE. Si tratta per tutte e due le reti di capisaldi misurati usando treppiedi o basamenti come i vertici della rete IGM: PCOR ubicato a Panarea e LIBI sull'isolotto di Lisca Bianca.

La rete GPS discontinua PANAREA è costituita da 9 capisaldi: 6 INGV, 2 IGM (PCOR e LIBI) e 1 TYRGEONET (PANA) (Figura 13).

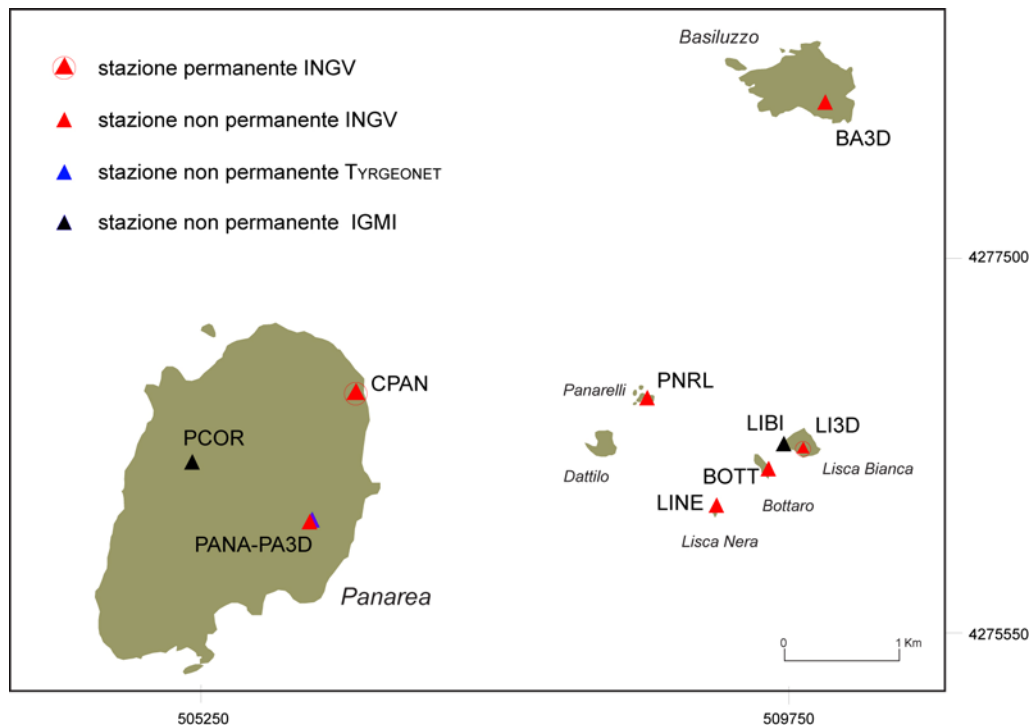


Figura13 – Rete GPS PANAREA costruita dopo l'eruzione di gas del Novembre 2002.

I sei vertici dell'INGV: BA3D, BOTT, LI3D, LINE, PA3D, PNRL sono stati costruiti dopo l'eruzione di gas del 2002 e precisamente da maggio del 2003, in corrispondenza degli isolotti di Basiluzzo, Lisca Bianca, Bottaro, Lisca Nera e Panarelli (Figura 12, 14, Appendice 1).



Figura 14 - Foto delle stazioni non permanenti della rete PANAREA

Il sito PA3D realizzato ad ottobre 2003, ubicato sull'isola di Panarea, sostituisce la stazione PANA, della rete TYRGEONET, poiché è posto a circa 2m da quest'ultima. I vertici INGV della rete di Panarea sono monumentati con capisaldi tipo 3-D (Figura 14). La stazione LI3D da maggio 2004 è stata trasformata in stazione GPS permanente.

Le misure delle stazioni non permanenti sono state effettuate utilizzando ricevitori GPS Trimble 4000SSI dotati di antenne geodetiche L1/L2 con Ground Plane e Trimble 5700 con antenna Zephyr Geodetic.

I dati GPS sono stati raccolti durante 12 campagne di misura dal 1996 al 2005. Le misure sono state eseguite durante più sessioni di misura di 24 ore ciascuna, con passo di campionamento degli strumenti fissato a 30" (Tabella 2).

I dati collezionati dal 1994 al 2001 sono pubblicati da altri Autori (Hollestein et al., 2003; Serpelloni e al., 2002, 2005, 2007) quelli raccolti durante le campagne dal 2002 al 2005, acquisiti nell'ambito di un programma di monitoraggio della Protezione Civile, sono inediti.

Tabella 2 – Campagne di misura delle stazioni non permanenti dal 1994 al 2005

sito	94	96	97	99	00	01	02	03-mag	03-ott	04-mag	04-set	05-mag	05-ott
ALCD		x	x		x	x		x			x		
BA3D								x	x	x	x	x	x
BOTT								x	x	x	x	x	x
FILI		x	x		x	x		x		x			
LIBI							x	x	x	x	x	x	x
LINE								x	x	x	x	x	x
LI3D								x	x	permanente			
PA3D										x	x	x	x
PANA		x	x		x	x	x	x	x	x		x	
PCOR							x	x	x	x	x	x	x
PNRL								x	x	x	x	x	x
SALI		x	x		x	x		x	x				
STRO		x	x		x				x				
VUCA				x	x			x		x		x	
VULC		x	x		x	x		x		x		x	
PANT				x	x	x							
PORO				x	x	x	x						
UST				x	x	x	x						
FOSS	x	x			x	x		x		x		x	
LIPA	x	x			x	x							
MILA	x	x			x								
PACE	x	x			x	x							

2.4 Elaborazione dei dati

I dati dal 1996 al 2001 che si riferiscono a stazioni GPS permanenti appartenenti anche alla rete IGS e a 80 stazioni non permanenti, sono stati processati usando il software GAMIT/GLOBK. I dati sono stati analizzati da Serpelloni (2005) in tre fasi seguendo la strategia *distributed session mode* descritta in Blewitt et al., (1993) e Zhang (1996) e l'approccio del *Quasi Observation* (Dong et al., 1998) per la combinazione di reti locali, regionali e globali.

Dalle soluzioni in formato '*qob file*' (quasi observation files) di Serpelloni et al. (2002) sono state estratte le coordinate giornaliere, vincolate debolmente (loose) le matrici di covarianza delle stazioni permanenti fiduciali e di quelle non permanenti che coincidevano con le stazioni della rete scelta per questo studio.

L'elaborazione dei dati dal 2002 al 2005 è stata eseguita con il software scientifico BERNESE 5.0 in modalità automatica BPE (Bernese Processing Engine) (Hugentobler et al., 2006).

Sono state fissate le effemeridi precise IGS e le stime del moto del polo IGS. Le singole differenze di fase sono state stimate rispetto alla stazione di Medicina (MEDI). La soluzione finale è stata effettuata sulle doppie differenze di fase, dopo avere individuato cycle slips ed outlier attraverso il calcolo delle triple differenze. In particolare la stima ritardi troposferici assoluti, una ogni 2 ore, è stata effettuata riferendosi al modello troposferico *a priori* DRY NIELL ed utilizzando la *mapping function* WET NIELL (Niell A. E., 1996). La risoluzione delle ambiguità è stata effettuata, sulle osservabili L1 e L2, attraverso la strategia QIF (Quasi Ionosphere Free) (Hugentobler et al., 2006). E' stata scelta una soluzione ai minimi vincoli rispetto alla stazione di Medicina (MEDI) le cui coordinate sono state vincolate ad un decimo di millimetro. Le soluzioni ottenute sono state salvate come file SINEX giornalieri.

Le due soluzioni (GAMIT e BERNESE) sono vincolate in modo diverso, di conseguenza non sono espresse nello stesso sistema di riferimento. Al fine di inquadrarle in un unico sistema di riferimento le soluzioni ottenute dall'elaborazione con il BERNESE sono state private, usando procedure in ambiente MATLAB, dei vincoli secondo la strategia di Davies e Blewitt (2004). In particolare tutti i vincoli sulle matrici di covarianza sono stati rimossi usando il principio di rimozione e somma delle informazioni da un sistema di equazioni normali come suggerito in Davies e Blewitt (2004):

$$\Sigma_{\hat{x}} = (\Sigma_x^{-1} - \Sigma_A^{-1} + (C'C)^{-1} C' \Sigma_w^{-1} C (C'C)^{-1})^{-1}$$

Dove $\Sigma_{\hat{x}}$ è la matrice di covarianza devincolata, Σ_x è la matrice di covarianza vincolata, Σ_A è la matrice di covarianza *a priori* che contiene il vincolo il terzo addendo, infine, definisce i vincoli interni o intrinseci (nel nostro caso traslazione e scala) e permette l'inversione delle matrici di covarianza Σ_x . Questi vincoli interni sono imposti *a priori* in modo blando (loose) ovvero in modo da permettere alle posizioni delle stazioni di spostarsi rigidamente minimizzando però la deformazione imposta rispetto a quella che si otterrebbe se si imponessero dei vincoli molto stringenti. I vincoli interni sono rappresentati dalla matrice Σ_w che è una matrice diagonale 4x4 che, nel caso specifico, impone un fattore di scala e parametri di traslazione di 1 m.

La rimozione del vincolo comporta una nuova stima delle coordinate delle stazioni. In questo caso il vincolo è stato rimosso sempre secondo l'equazione Davies e Blewitt (2004)

$$\hat{x} = \sum_x (\sum_X^{-1} x - \sum_A^{-1} x_a)$$

Dove \hat{x} rappresenta le coordinate devincolate e x le coordinate stimate e x_a sono le coordinate *a priori*.

2.5 Costruzione delle serie storiche

L'insieme dei dati, dal 1996 al 2005 analizzati e trattati come descritto nel paragrafo precedente, è costituito dalle soluzioni giornaliere non vincolate per ogni stazione della rete. Ciascuna soluzione giornaliera è espressa in un sistema di riferimento incognito, diverso per ogni sessione, che è stato ricondotto ad un sistema di riferimento noto mediante le trasformazioni di Helmert (traslazioni, rotazioni rigide cambiamenti di scala). Per potere inquadrare la rete al sistema di riferimento scelto, IGb00, ad ogni soluzione giornaliera della rete non vincolata sono stati applicati dei vincoli intrinseci (*inner constrain*) per ottenere una matrice di covarianza intrinseca ai minimi vincoli. Sono stati imposti dei vincoli intrinseci di 1 mm per traslazione, rotazione e fattore di scala.

Ogni soluzione giornaliera è stata trasformata nel sistema di riferimento IGb00 considerando delle correzioni se sono presenti salti nelle serie temporali delle stazioni fiduciali (IGS) (Blewitt and Lavalle, 2002; Devoti et al., 2006).

La soluzione coordinate/velocità IGb utilizzata è quella ufficiale, distribuita nel formato SINEX IGS_P33_SNX ottenuta dalla combinazione di soluzioni settimanali dei centri di analisi dell'IGS.

L'allineamento ad IGb00 è stato effettuato trasformando ogni soluzione giornaliera alle coordinate IGb propagate all'epoca, in particolare, è stata applicata una trasformazione di Helmert a 4 parametri (traslazione e scala) per i dati processati

con il BERNESE 5.0 (rete regionale) e a 7 parametri (traslazione rotazione e scala) per i dati dalla rete globale processati con il GAMIT/GBLOK (rete globale).

Per ottenere una maggiore densità della rete sono state incluse anche le stazioni FOSS, MILA, PACE e LIPA che appartengono alla rete dell'ARCO CALABRO e le cui soluzioni di velocità sono state stimate da Hollestein et al. (2003) in ITRF97 ed espresse rispetto ad Eurasia considerando il polo di rotazione di Sella et al. (2000). Per inserire anche le soluzioni di queste stazioni nel sistema di riferimento IGB00 è stato prima sommato il polo di Sella per riportare la soluzione in ITRF97 e poi trasformata sul campo di velocità IGB00 mediante una trasformazione di Helmert a 7 parametri (rotazione R , scala e traslazione del campo di velocità \dot{T}).

2.6 Campo di velocità

Per ogni stazione della rete è stata stimata la velocità e l'errore associato utilizzando l'intera matrice di covarianza ottenuta considerando tutte le stazioni della rete contemporaneamente e, quindi, prendendo in considerazione la correlazione di ogni stazione con tutte le altre.

Le velocità sono state stimate ai minimi quadrati dalle posizioni giornaliere stimando contemporaneamente eventuali *offset*. Gli errori formali sono stati riscritti rispetto al valore del χ^2 normalizzato per ottenere un errore più attendibile.

Dalle velocità IGS_P33_SNX IGB00 e dagli errori ad esse associate è stato stimato un polo Euleriano di rotazione rispetto alla placca Eurasiatica effettuando un'inversione ai minimi quadrati.

Il polo di rotazione di Eurasia è stato stimato a partire da 6 stazioni IGB (Figura 15) ubicate nella porzione centro-settentrionale dell'Europa che si muovono in modo solidale alla placca; i parametri stimati del polo sono riportati in Tabella 3

Tabella 3 – Velocità angolare della placca Eurasiatca in coordinate geografiche

Placca	Latitudine °N	Longitudine °E	ω^a	σ_{\max}	σ_{\min}	Azimut	σ_{ω}	χ^2	RMS Est	RMS Nord
Eu	58.91	-96.99	0.26	0.21	0.04	64.1	0.02	1.59	0.20	0.28

ω^a tasso di rotazione in deg/Ma

σ_{\max} σ_{\min} ellisse d'errore del semiasse maggiore e di quello minore

Azimut del semiasse maggiore delle ellisse in gradi, in senso orario dal Nord

σ_{ω} errore ad 1σ del tasso di rotazione in deg/Ma

RMS Est RMS Nord RMS delle coordinate del polo Nord e Est

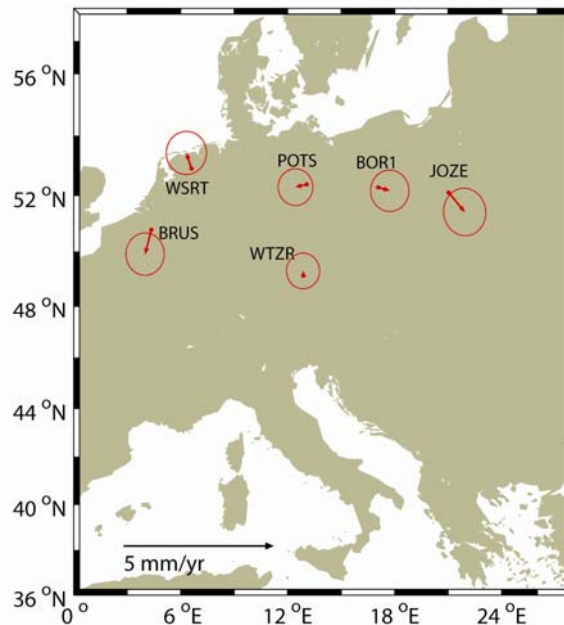


Figura 15 - Stazioni IGB scelte per stimare il polo di rotazione euroasiatico

Le velocità residue dei siti utilizzati per il calcolo del polo di rotazione di Eurasia sono riportate in Figura 15 con ellisse di confidenza ad 1σ .

Le velocità delle stazioni in IGB00 sono state così calcolate rispetto al polo di rotazione di Eurasia (Tabella 4). In Figura 16 (a, b, c, d) sono rappresentate serie storiche di ogni stazione delle isole Eolie per le tre componenti di spostamento Up, Est e Nord. In particolare, per le stazioni PANA, LI3D e SALI sono stati riconosciuti dei “salti” (linee in verde nella Figura 16 a, b, c, d). Per PANA il salto è stato

posizionato in corrispondenza dell'evento di degassazione di Novembre 2002; per quanto riguarda il "salto" di LI3D verrà discusso in dettaglio nel paragrafo successivo, infine, la discontinuità della serie di SALI è riconducibile allo spostamento del vertice di alcuni metri nel 1997.

Nelle serie storiche sono stati anche individuati degli *outlier* quando il residuo è superiore a 0.5 m e sono indicati dalle linee gialle in Figura 16 a, b, c, d.

La dispersione dei residui (WRSM) rispetto alla retta stimata, per ogni stazione, ha valori medi di 13.9 mm per la componente Up, 4.5 mm e 3.6 mm rispettivamente per la componente Est e quella Nord.

Le stazioni PANA e PA3D, ubicate a circa di 2 m l'una dall'altra, sono state considerate un'unica stazione e ne è stata stimata una sola velocità.

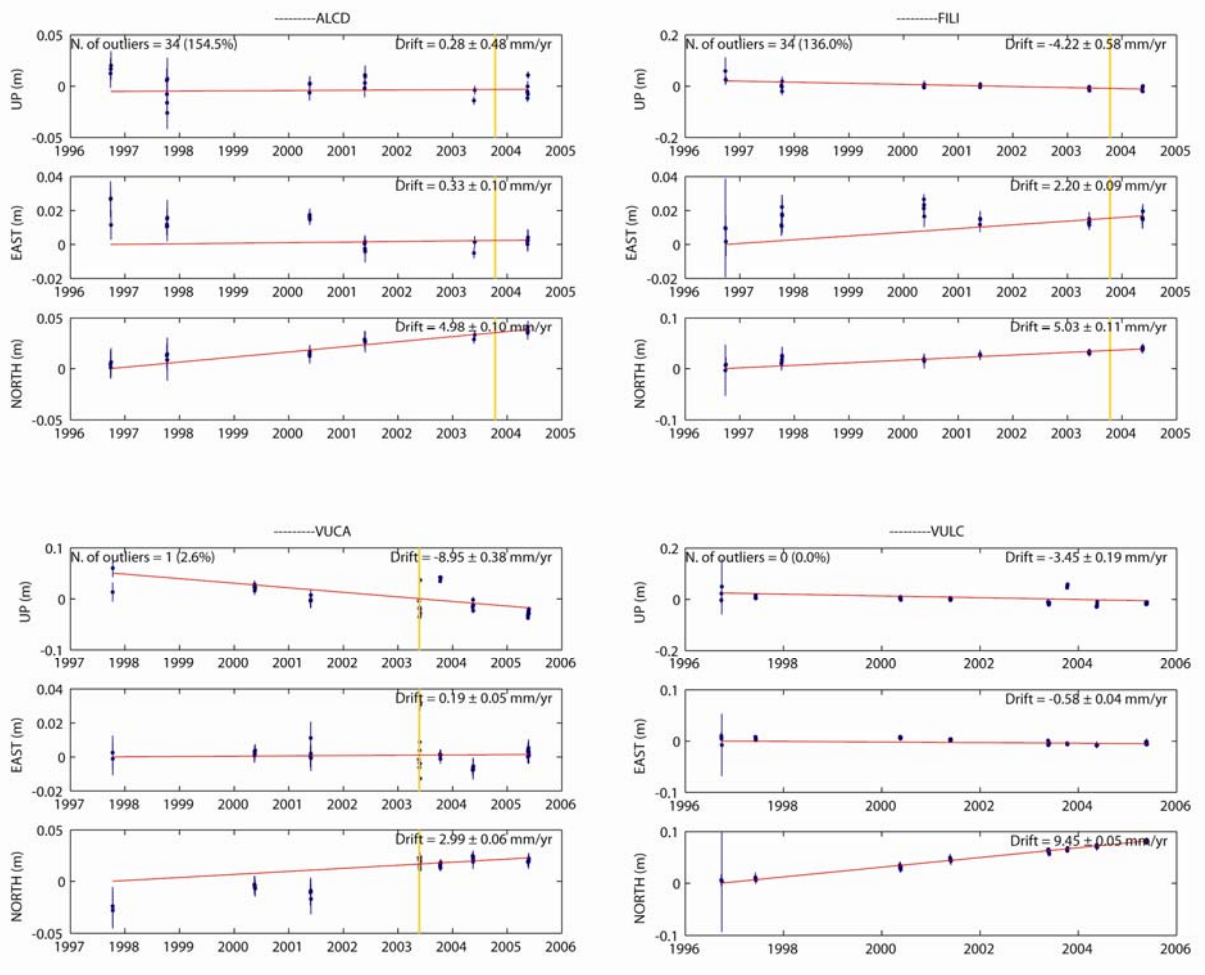


Figura 16 a - Serie temporali delle stazioni non permanenti delle Isole Eolie (1996 al 2005) e di LI3D e CPAN

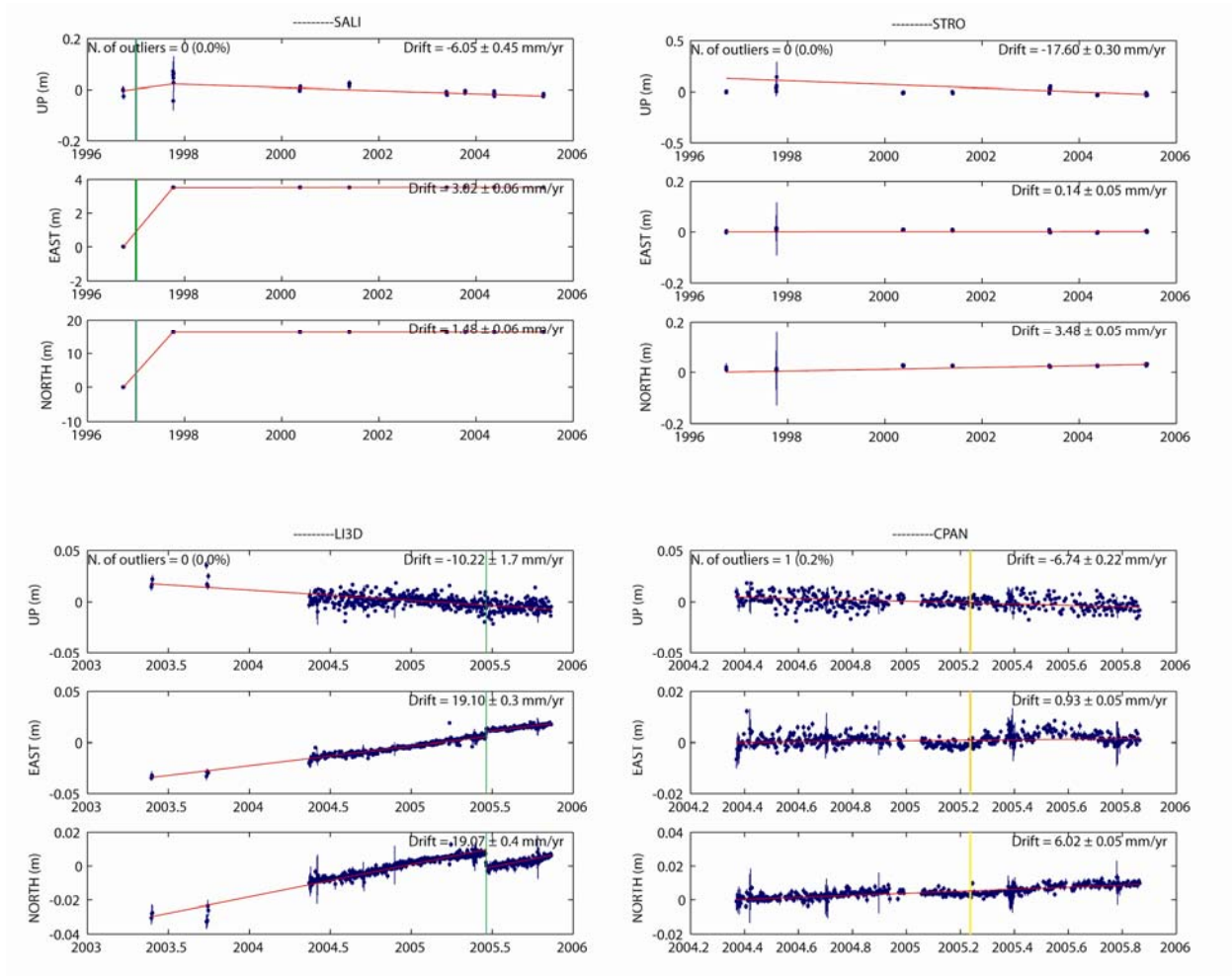


Figura 16 b - Serie temporali delle stazioni non permanenti delle Isole Eolie (1996 al 2005) e di LI3D e CPAN

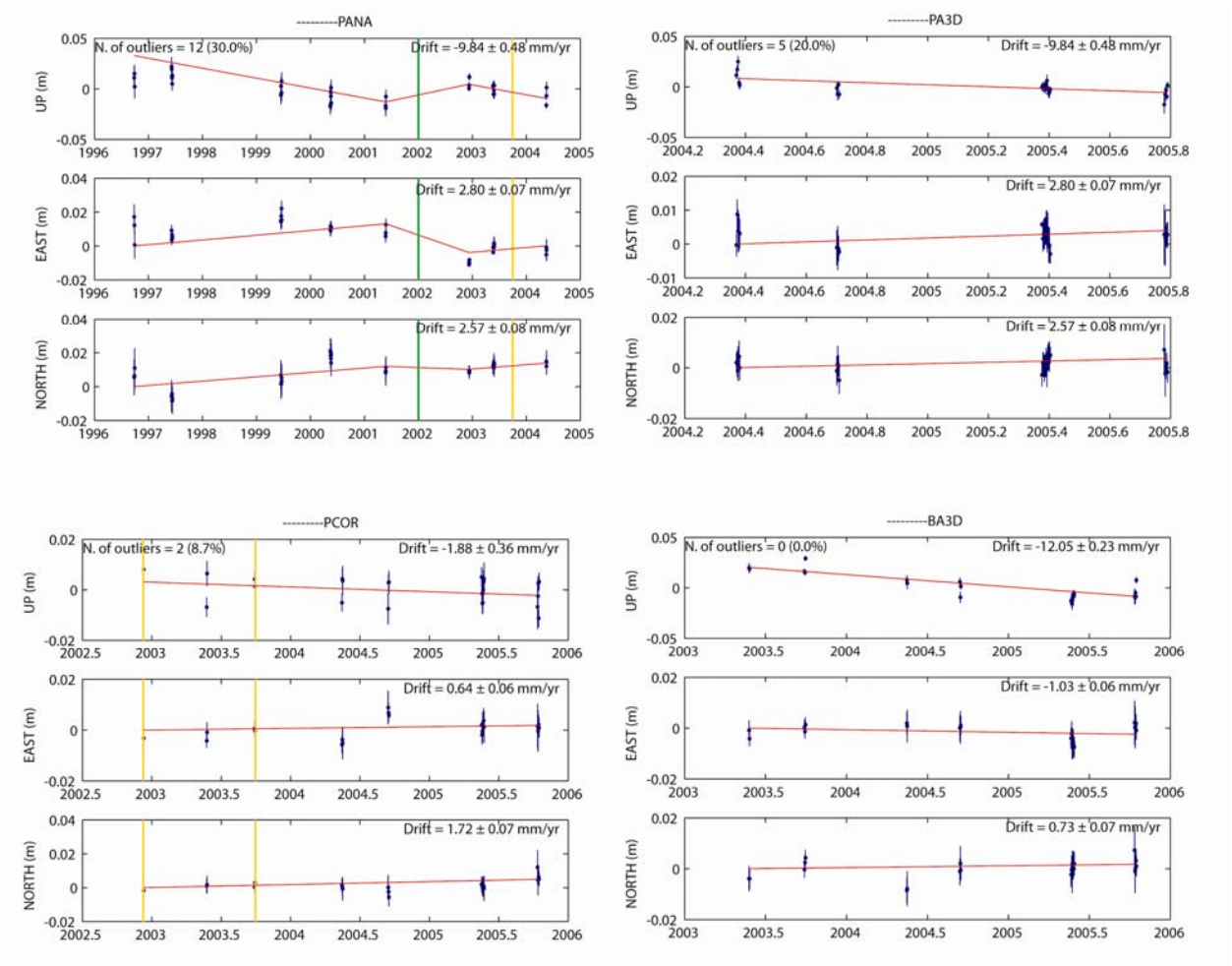


Figura 16 c - Serie temporali delle stazioni non permanenti delle Isole Eolie (1996 al 2005) e di LI3D e CPAN.

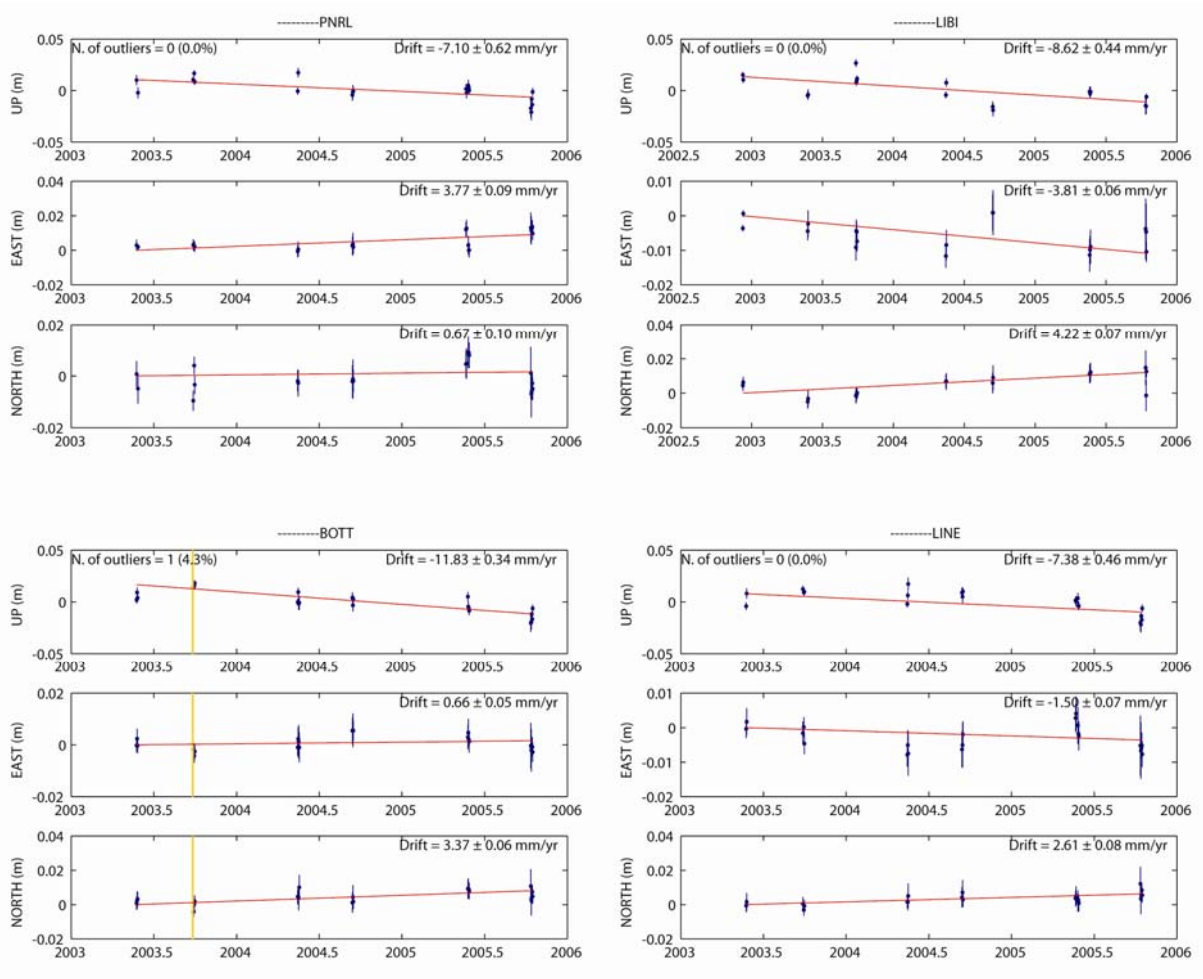


Figura 16 d - Serie temporali delle stazioni non permanenti delle Isole Eolie (1996 al 2005) e di LI3D e CPAN.

2.6.1 La serie temporale della stazione di LI3D

La serie temporale dei dati acquisiti da maggio 2004 ad ottobre 2005 della stazione continua di LI3D, ubicata sull'isolotto di Lisca Bianca, evidenziano un salto (Figura 17) tra il 18 ed il 19 giugno 2005 (DOY 168 e 169). Si tratta di una discontinuità nelle componenti Nord ed Est rispettivamente di -11.0 ± 0.6 mm e

+5.0±0.5 mm. La stazione subisce uno spostamento verso SE di 12.1±0.7 mm (Figura 17, 18 e 19).

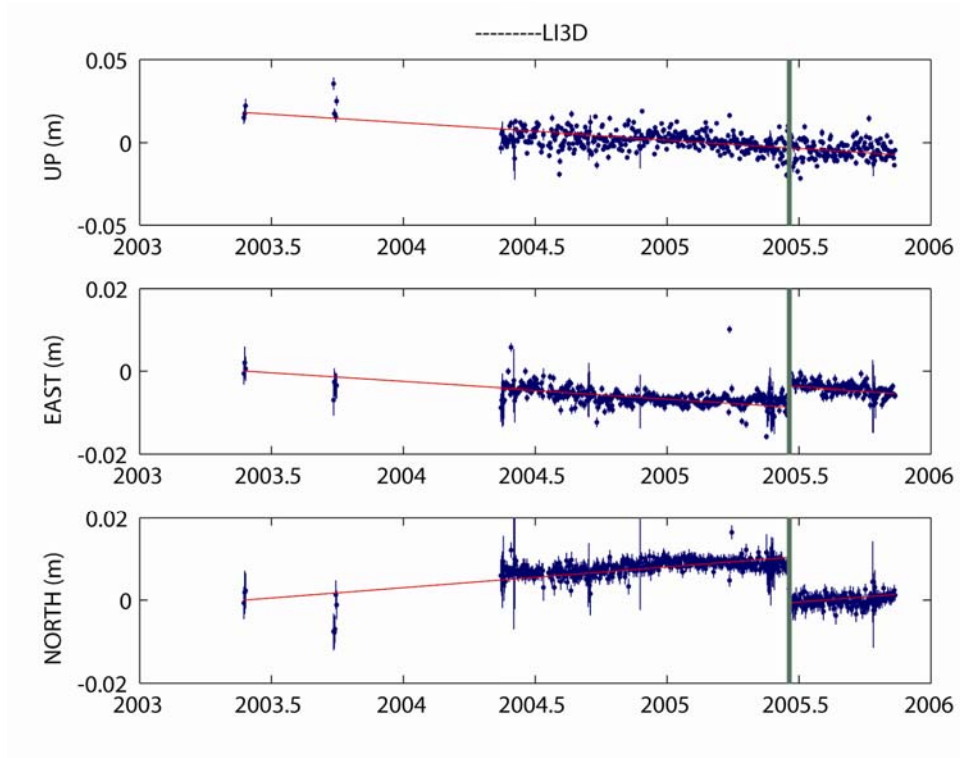


Figura 17 - Serie temporale della stazione di LI3D

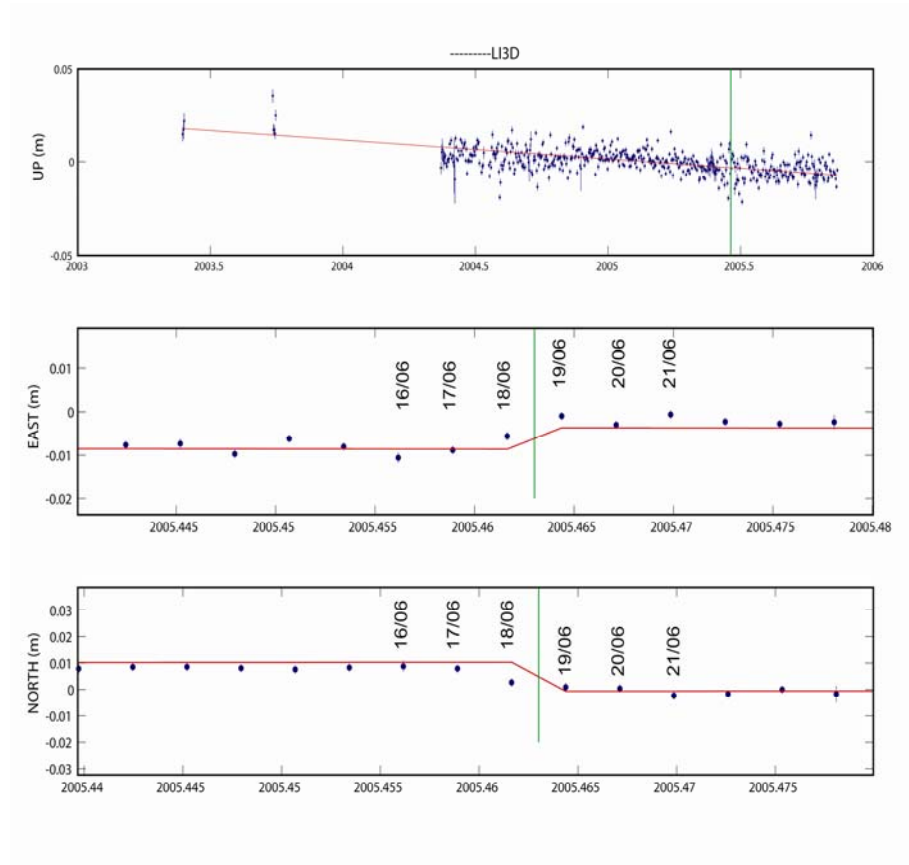


Figura 18– Serie temporale giornaliera di LI3D tra il 16 giugno e il 21 giugno 2005

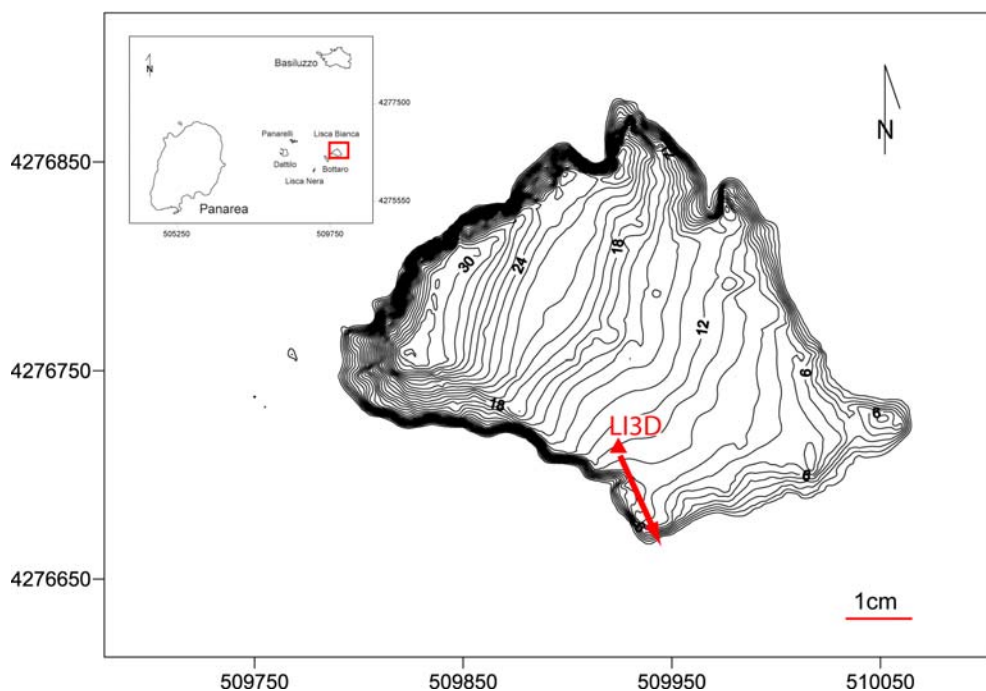


Figura 19 - Spostamento della stazione LI3D avvenuto tra il 18 ed il 19 giugno 2005

Al fine di individuare se la causa del “salto” fosse riconducibile a manomissioni del monumento e/o al mal funzionamento del ricevitore o dell’antenna oppure ad un *input* geofisico, cosismico o vulcanico è stata effettuata una dettagliata analisi del segnale GPS nonché una verifica del corretto funzionamento degli strumenti della stazione e sono stati estratti gli epicentri, dalla banca dati dell’INGV, dei terremoti localizzati nel Tirreno meridionale e Sicilia orientale nel periodo precedente alla data del “salto”.

Per quanto riguarda il corretto funzionamento della strumentazione in particolare del ricevitore, della visibilità e della posizione dell’antenna, sono stati studiati gli *Sky-plot*, dal 14 giugno al 20 giugno 2005 (Appendice 2). Questi non evidenziano differenze significative nel numero di satelliti visibili da LI3D, si osservano variazioni sia per i giorni precedenti sia per quelli successivi al “salto” e che sono simili peraltro alle variazioni osservate per la stazione di CPAN.

Dal grafico delle percentuali di dati acquisiti (giornalieri) da LI3D (Figura 20) i giorni precedenti e successivi il giorno del salto (DOY 168) non si osservano anomalie. Il rilevamento della stazione effettuato ad ottobre 2005 non ha evidenziato manomissioni dei componenti della stazione stessa ne spostamenti dell'antenna.

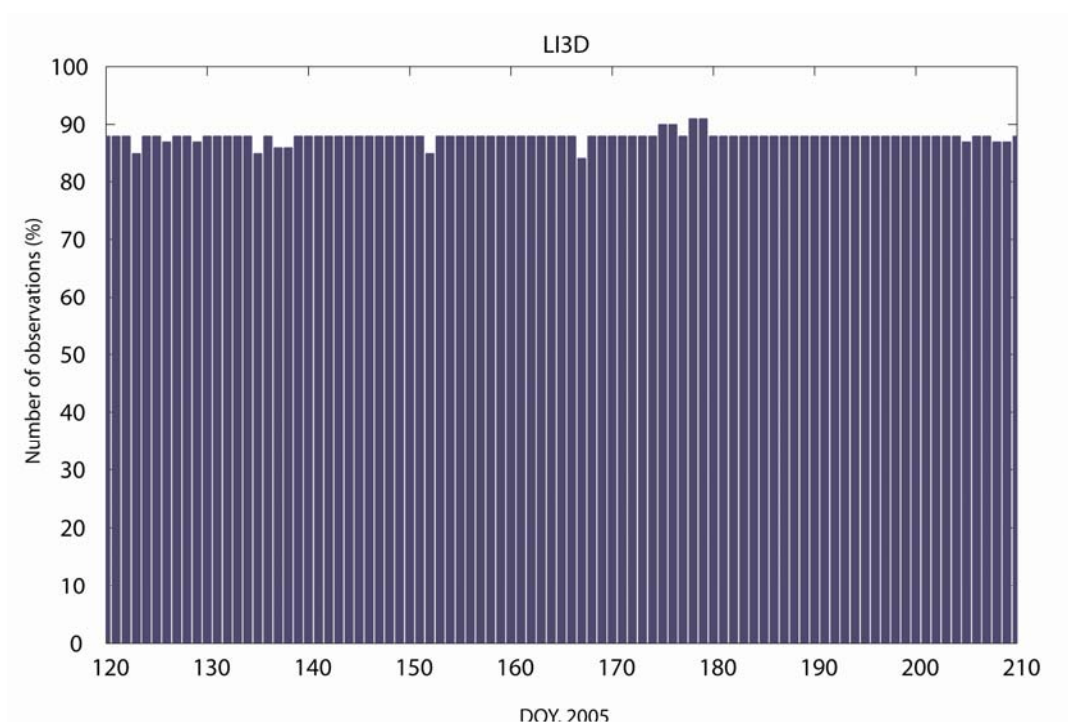


Figura 20 – Grafico dei dati acquisiti dal DOY 120 al 210 del 2005 della stazione permanente LI3D

L'analisi degli *Sky-Plot*, dei dati acquisiti ed il rilevamento dalla stazione permettono di escludere che il cambiamento osservato nella serie temporale sia legato a cause strumentali.

Sono stati indagati alcuni aspetti geofisici per una possibile spiegazione ed interpretazione del segnale registrato. Per quanto riguarda una possibile correlazione del segnale con movimenti cosismici è stato consultato il catalogo dei terremoti recenti della Sicilia orientale:

<http://www.ct.ingv.it/Sismologia/GridSism.asp?offset=1400> per il periodo interessato non sono stati registrati terremoti significativi nel raggio di 100 Km dalla stazione, l'unica attività riportata dal 18 al 19 giugno 2005 ha riguardato, l'area orientale dell'Etna e precisamente l'area di Pozzillo.

Sulla base dei dati disponibili il “salto” registrato da LI3D si può interpretare come un segnale geofisico probabilmente legato all'attività del sistema geotermico-idrotermale che causa l'intenso stato di fratturazione delle lave e che si rileva lungo le falesie di Lisca Bianca. La direzione del movimento verso SE (Figura 19) è consistente con i sistemi di fratturazione misurati, questo aspetto sarà discusso nel capitolo successivo.

2.6.2 Descrizione campi di velocità

In Figura 21 e Tabella 4 sono mostrate le velocità residue, rispetto ad Eurasia, delle stazioni che ricadono nell'area del Tirreno meridionale. L'errore per le tre componenti Nord, Est ed Up è stato propagato secondo la relazione

$$C_{V_{res}} = C_{V_{ass}} + BC_{\Omega}B^T$$

Dove $C_{V_{res}}$ è la covarianza delle velocità residue. $C_{V_{ass}}$ è la covarianza delle velocità assolute (IGb), C_{Ω} è la covarianza del vettore di Eulero e B è lo jacobiano della trasformazione da Ω a V .

Le serie temporali, rispetto ad Eurasia, delle stazioni non permanenti delle Isole Eolie e quella della stazione permanente di CPAN evidenziano in tutta l'area, per la componente verticale, una generale subsidenza media di -3.6 ± 1.5 mm/anno con valori maggiori nella porzione orientale dell'arcipelago (Figura 16 a, b,c, d).

Tabella 4 – Velocità in IGB00 e velocità residue rispetto ad Eurasia

SITO	long°	lat°	velocità IGB00, mm/anno				velocità residua rispetto Eurasia, mm/anno							
			Est	σ_{Est}	Nord	σ_{Nord}	Est	σ_{Est}	Nord	σ_{Nord}	modulo	azimut	σ_{modulo}	σ_{azimut}
<i>stazioni continue</i>														
BRUS	4.3592	50.7973	15.8	0.3	13.6	0.4	-2.4	0.4	-1.2	0.5	2.7	-116.5	0.7	16.3
CAGL	8.9728	39.1351	22.5	0.2	14.5	0.2	0.3	0.6	-0.1	0.4	0.3	107.6	0.8	123.7
CPAN	15.0770	38.6420	24.2	0.4	20.1	0.4	0.9	0.7	6.0	0.5	6.1	8.8	0.8	9.3
GBLM	14.0261	37.9896	22.5	0.2	22.5	0.3	-0.7	0.6	8.4	0.4	8.4	-4.6	0.7	6.3
GLSV	30.4967	50.3637	21.4	0.7	11.8	0.4	-1.8	0.7	-0.2	0.6	1.8	-96.0	1.1	30.3
GRAS	6.9206	43.7541	19.9	0.2	15.8	0.3	-0.8	0.5	1.0	0.5	1.3	-39.2	0.7	31.1
GRAZ	15.4935	47.0665	21.6	0.2	14.4	0.3	0.2	0.4	0.4	0.4	0.5	20.5	0.7	79.9
LAMP	12.6057	35.4990	20.0	0.3	17.6	0.2	-3.5	0.7	3.3	0.4	4.8	-46.0	0.9	10.1
LI3D	15.1141	38.6381	19.1	0.3	19.1	0.4	-4.2	0.6	5.0	0.5	6.5	-39.7	0.9	7.8
MAS1	-15.6333	27.7629	15.6	0.6	17.1	0.3	-5.6	1.1	2.1	0.7	6.0	-69.8	1.6	11.3
MATE	16.7045	40.6484	23.9	0.2	18.5	0.2	0.8	0.5	4.6	0.4	4.7	10.3	0.6	9.5
MEDI	11.6468	44.5193	23.1	0.2	14.8	0.3	1.7	0.5	0.5	0.5	1.8	75.0	0.7	22.2
MILO	12.5816	38.0029	21.5	0.2	18.1	0.2	-1.5	0.6	3.8	0.4	4.1	-21.5	0.7	12.0
NOT1	14.9898	36.8751	21.6	0.2	19.4	0.2	-2.0	0.6	5.3	0.4	5.7	-20.6	0.7	9.2
POTS	13.0661	52.3788	19.8	0.2	13.6	0.3	0.2	0.4	-0.6	0.5	0.7	159.4	0.7	53.0
SFER	-6.2056	36.4635	12.7	1.0	16.4	0.4	-7.7	1.2	1.2	0.7	7.8	-81.0	1.8	7.6
SOFI	23.3947	42.5554	22.6	0.3	10.7	0.3	-1.1	0.5	-2.4	0.5	2.7	-154.5	0.8	17.6
TGRC	15.6510	38.1075	24.5	0.5	16.1	0.5	1.1	0.7	2.1	0.6	2.4	27.2	1.0	25.7
UNPG	12.3557	43.1187	20.4	0.2	15.0	0.3	-1.4	0.5	0.7	0.5	1.6	-63.2	0.7	25.5
VILL	-3.9520	40.4429	19.8	0.6	15.8	0.3	0.1	0.8	0.7	0.6	0.7	4.7	0.9	102.6
ZIMM	7.4653	46.8765	19.8	0.2	14.4	0.3	-0.2	0.4	-0.2	0.5	0.3	-137.4	0.7	113.4
<i>stazioni discontinue</i>														
ALCD	14.3564	38.5304	23.5	0.7	19.1	0.7	0.3	0.9	5.0	0.8	5.0	3.8	1.2	15.5
BA3D	15.1164	38.6611	22.2	0.4	14.8	0.5	-1.0	0.7	0.7	0.6	1.3	-54.8	1.0	43.9
BOTT	15.1111	38.6368	23.9	0.4	17.4	0.4	0.7	0.7	3.4	0.6	3.4	11.1	0.9	16.8
FILI	14.5782	38.5618	25.4	0.7	19.1	0.8	2.2	0.9	5.0	0.8	5.5	23.6	1.3	13.6
LIBI	15.1129	38.6385	19.4	0.5	18.3	0.5	-3.8	0.7	4.2	0.6	5.7	-42.1	1.0	10.4
LINE	15.1067	38.6341	21.7	0.5	16.7	0.5	-1.5	0.7	2.6	0.7	3.0	-29.9	1.0	20.5
PA3D	15.0741	38.6323	26.0	0.5	16.6	0.6	2.8	0.8	2.6	0.7	3.8	47.5	1.1	16.5
PANA	15.0740	38.6323	26.0	0.5	16.6	0.6	2.8	0.8	2.6	0.7	3.8	47.5	1.1	16.5
PANT	11.9452	36.8312	19.4	2.2	17.3	2.2	-3.7	2.3	2.9	2.3	4.7	-51.6	3.4	41.6
PCOR	15.0636	38.6380	23.9	0.4	15.8	0.5	0.6	0.7	1.7	0.6	1.8	20.4	0.9	31.8
PNRL	15.0999	38.6414	27.0	0.6	14.7	0.7	3.8	0.8	0.7	0.8	3.8	79.9	1.3	18.2
PORO	15.9104	38.6033	26.9	2.0	19.2	1.9	3.5	2.1	5.3	1.9	6.3	33.6	3.0	27.8
SALI	14.8717	38.5587	26.2	0.4	15.6	0.5	3.0	0.7	1.5	0.6	3.4	63.9	1.0	15.6
STRO	15.2415	38.8006	23.4	0.3	17.5	0.4	0.1	0.6	3.5	0.5	3.5	2.4	0.8	16.0
USTI	13.1542	38.6985	22.9	1.6	16.7	1.5	-0.1	1.7	2.4	1.6	2.4	-1.9	2.4	59.4
VUCA	14.9519	38.4164	23.5	0.4	17.1	0.4	0.2	0.7	3.0	0.6	3.0	3.6	0.9	19.5
VULC	14.9851	38.3771	22.7	0.3	23.5	0.3	-0.6	0.6	9.4	0.5	9.5	-3.5	0.7	5.8
FOSS*	14.9190	38.1000	23.1	1.0	24.2	1.0	-0.2	1.1	10.1	1.1	10.1	-1.4	1.6	9.8
LIPA*	14.9330	38.4900	23.2	1.0	20.4	1.0	0.0	1.1	6.3	1.1	6.3	-0.3	1.6	15.7
MILA*	15.2310	38.2710	23.6	1.0	21.8	1.0	0.3	1.1	7.8	1.1	7.8	2.1	1.6	12.8
PACE*	15.5200	38.2660	23.2	1.0	20.2	1.0	-0.2	1.1	6.1	1.1	6.1	-1.4	1.6	16.2

* dati pubblicati da Hollestein et al., 2003

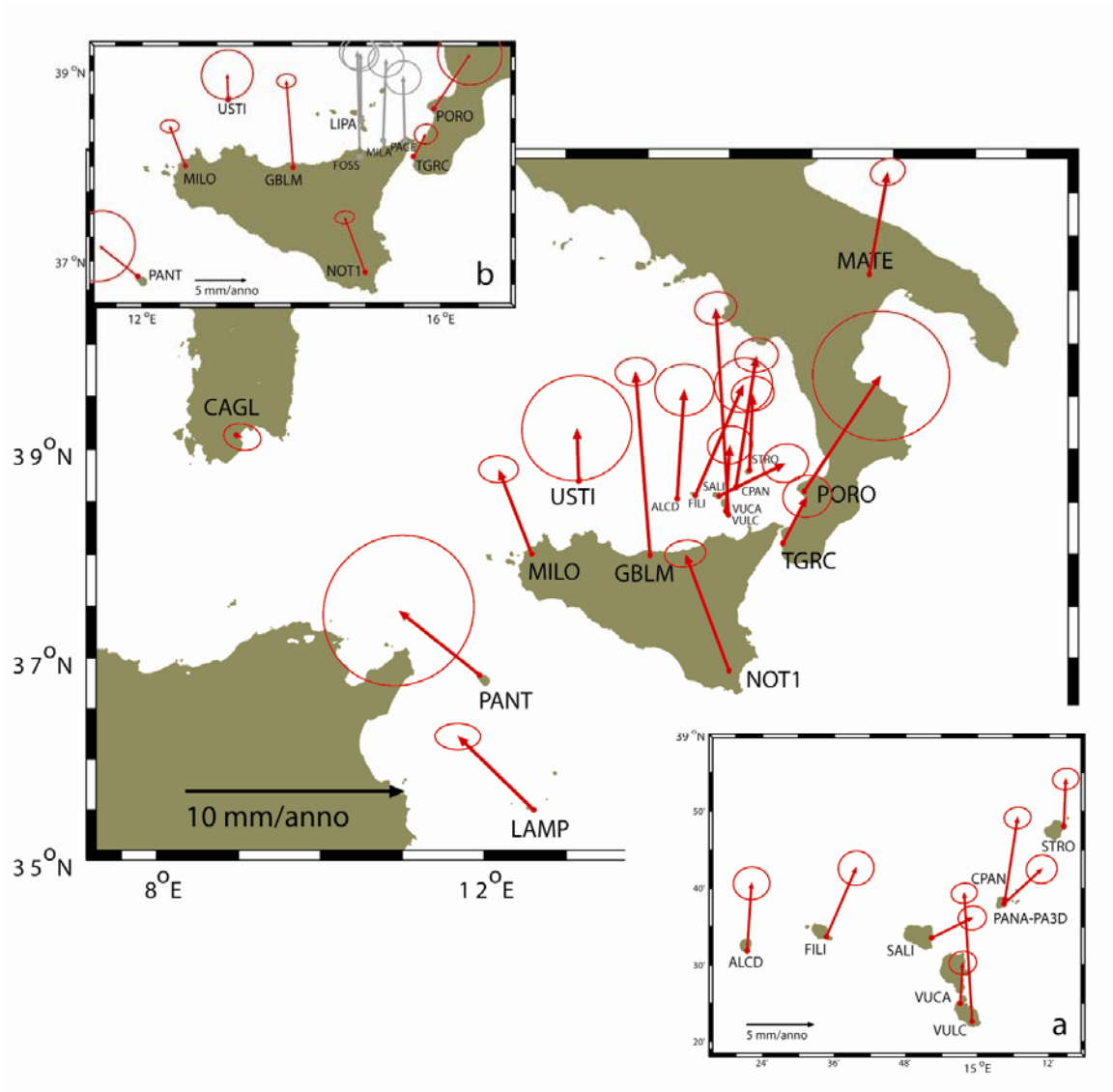


Figura 21 - Velocità residue rispetto ad Eurasia. Con le frecce rosse sono indicate le velocità stimate nel corso di questo studio; con le frecce grigie sono indicate le velocità stimate da Hollestein et al. (2003)

I valori delle velocità residue mostrati in Figura 21 (Tabella 4) evidenziano per le stazioni PORO, USTI e PANT errori dell'ordine di alcuni mm giustificati dalla ridotta finestra temporale di osservazioni di queste stazioni che riguarda solo il periodo 1996-2001.

La stazione di Cagliari (CAGL) ha una velocità residua trascurabile (0.3 ± 0.8 mm/anno), il suo moto risulta solidale con quello della placca eurasiatica (Serpelloni et al., 2002; Caporali et al., 2003).

Per le altre stazioni si osserva una progressiva rotazione oraria, da NW verso NE, dei vettori di velocità passando dalle stazioni occidentali verso quelle orientali dell'area in studio. Si osserva chiaramente un diverso moto crostale tra la Sicilia e l'Appennino meridionale, in particolare della Calabria. Il cambiamento della cinematica tra questi due settori può essere individuato lungo un allineamento orientato circa NNW-SSE dalle Isole Eolie alla Sicilia orientale. Le stazioni siciliane MILO, NOT1 e GBLM presentano in generale un'accelerazione del movimento verso NNW, rispetto a quelle delle Isole Eolie. In particolare, GBLM ha un moto quasi verso N di 8.5 ± 0.7 mm/anno confrontabile con la cinematica stimata da Hollestein et al. (2003) per le stazioni non permanenti FOSS, MILA e PACE, ubicate ad Est di GBLM lungo la costa settentrionale della Sicilia Orientale (Figura 21 b).

Osservando in dettaglio la cinematica alla scala dell'arcipelago delle Isole Eolie (Figura 21 a), la rotazione dei vettori velocità dal settore occidentale a quello orientale delle Isole Eolie avviene ad Est dell'isola di Alicudi. La rotazione verso Est è più evidente per SALI e PANA-PA3D. Per l'isola di Vulcano i dati evidenziano un raccorciamento in direzione Nord di 6.5 ± 1.1 mm/anno tra le stazioni di VUCA e VULC, questo movimento è in accordo con la deformazione stimata da Bonaccorso (2002) riconducibile all'apparato vulcanico.

La stazione permanente di Panarea CPAN, considerando un anno e mezzo di dati, registra un movimento verso NNE ad una velocità di 6.1 ± 0.8 mm/anno. La stazione PANA-PA3D si muove ad una velocità di 3.8 ± 1.1 mm/anno. La velocità di CPAN si può interpretare come la somma di due movimenti: uno regionale ed uno locale. Quello regionale è legato ai complessi moti del mosaico delle placche tirrenica, ionica e africana; quello locale è dovuto all'attività del sistema geotermico-idrotermale che è particolarmente attivo nell'area della "Calcara" posta nel settore

NE dell'isola poco distante dalla stazione CPAN (Figura 6) (Calanchi et al., 1995; Capaccioni et al., 2005).

Al fine di favorire l'interpretazione della complessa cinematica dell'area eoliana sono stati fissati dei poli di rotazione "locali" che rappresentano il moto rigido relativo di un'area. In questo modo il campo di velocità può essere rappresentato rispetto a tali aree assunte cinematicamente omogenee. I vettori delle velocità residue rispetto a MILO-NOT1-LAMP (Figura 22 e 23; Tabella 5) mostrano una generale rotazione verso i quadranti orientali per tutte le stazioni che ricadono nell'area in studio.

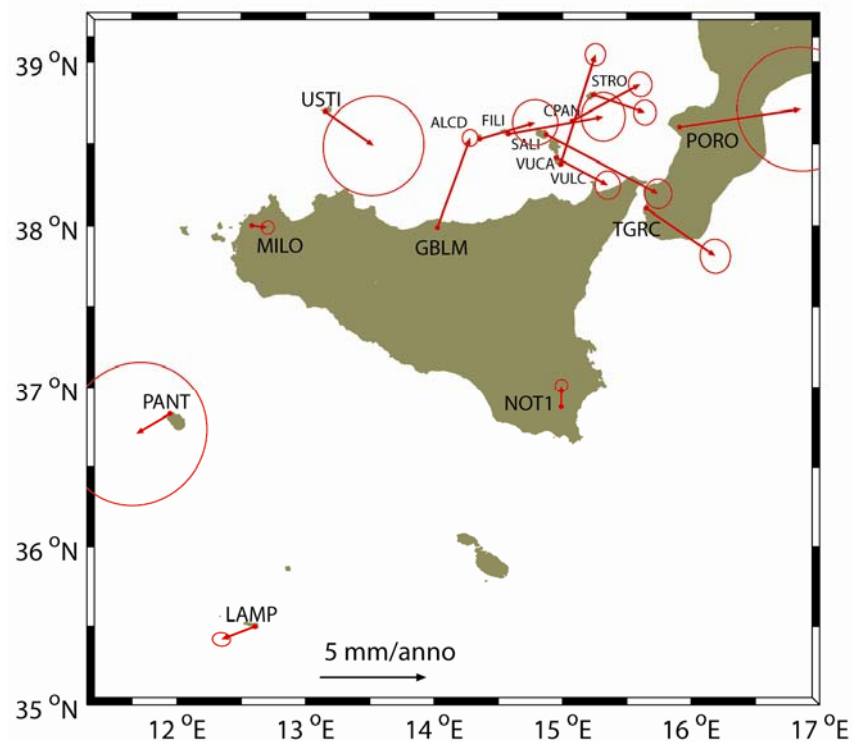


Figura 22 - Velocità residue rispetto a MILO-NOT1-LAMP

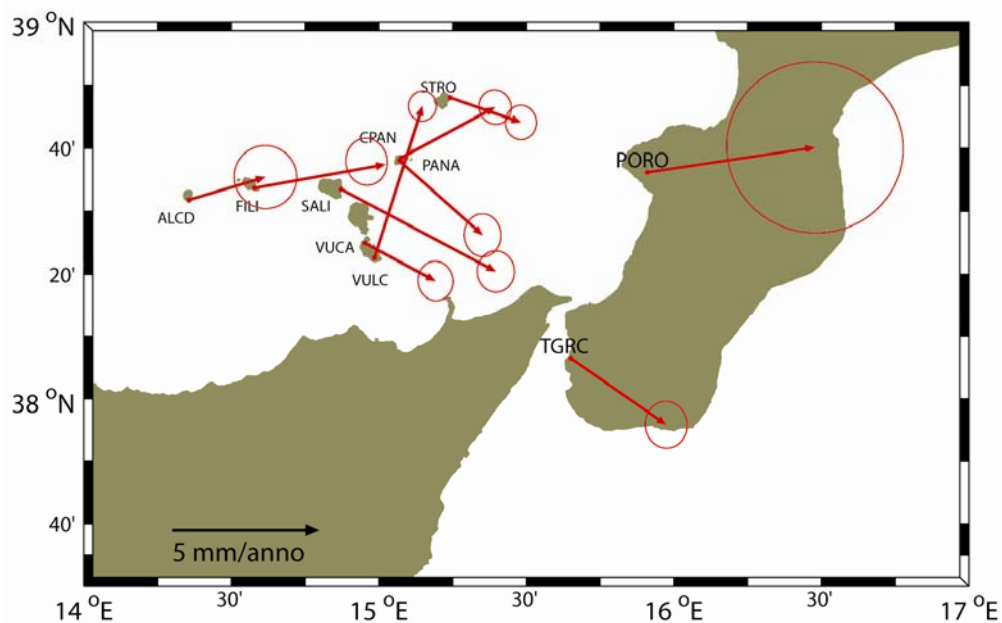


Figura 23 - Velocità rispetto a residue MILO-NOT1-LAMP per le stazioni delle Isole Eolie e delle Calabria

Rispetto ai valori stimati per Eurasia la stazione GBLM registra una rotazione oraria di circa 40° gradi. ALCD e FILI ruotano in senso orario di circa 70° . Spostandosi verso Est le altre stazioni: SALI, VUCA, PANA-PA3D e STRO registrano una rotazione oraria compresa tra 50° e 100° muovendosi verso SE come la stazione TGRC, che appartiene alla placca ionica. Rispetto a questo andamento generale le anomalie sono rappresentate da VULC e CPAN le cui velocità sono probabilmente maggiormente condizionate dai movimenti legati ai processi vulcanici in atto.

I dati GPS stimati per l'isola di Stromboli dalla stazione discontinua STRO sembrano non risentire dell'attività del vulcano la cui camera magmatica attiva è stata localizzata a pochi km di profondità (Barberi et al. 1983). I risultati ottenuti consistenti con quanto osservato da altri studi (Pugliesi et al., 2006) che analizzano i dati geodetici EDM della rete di Stromboli durante le fasi eruttive e osservano deformazioni significate solo nell'area prossima alle bocche eruttive. Lo spostamento

registrato da STRO è anche consistente con quello delle altre isole dell'arcipelago non attive ma anche con le stazioni poste in Calabria o in Sicilia nord-orientale. Una possibile interpretazione potrebbe essere ricercata nello stile eruttivo del vulcano di Stromboli caratterizzato da eruzioni stromboliane che causano rapide deformazioni del suolo che non sono registrate dalla stazione discontinua, posta lungo la costa nord-orientale del vulcano e quindi lontano dalle bocche eruttive. Il confronto tra i dati ottenuti dalla stazione discontinua STRO con quelli della stazione continua SVIN, della rete RING, potrebbe offrire un'importante comprensione del segnale geodetico.

Tabella 5 - Velocità residua rispetto MILO-NOT1-LAMP, mm/anno

SITO	long°	lat°	Est	σ_{Est}	Nord	σ_{Nord}	modulo	azimut	σ_{modulo}	σ_{azimut}
ALCD	14.3564	38.5304	2.6	0.7	0.8	0.7	2.7	73.4	1.1	22.6
BA3D	15.1164	38.6611	1.2	0.4	-3.6	0.5	3.8	161.1	0.7	10.2
BOTT	15.1111	38.6368	2.9	0.4	-0.9	0.4	3.1	107.9	0.6	12.5
CPAN	15.0770	38.6420	3.2	0.4	1.7	0.4	3.6	61.7	0.6	9.2
FILI	14.5782	38.5618	4.5	0.7	0.8	0.8	4.5	79.8	1.0	14.5
GBLM	14.0261	37.9896	1.5	0.2	4.2	0.3	4.5	20.1	0.4	4.7
LI3D	15.1141	38.6381	-1.9	0.3	0.7	0.4	2.0	-69.6	0.5	15.4
LIBI	15.1129	38.6385	-1.6	0.5	-0.1	0.5	1.6	-93.3	0.7	29.4
LINE	15.1067	38.6341	0.8	0.5	-1.7	0.5	1.9	156.2	0.8	23.2
MILO	12.5816	38.0029	0.8	0.2	-0.1	0.2	0.8	97.5	0.3	23.8
PA3D	15.0741	38.6323	5.1	0.5	-1.7	0.6	5.3	108.9	0.8	9.6
PANA	15.0740	38.6323	5.1	0.5	-1.7	0.6	5.3	108.9	0.8	9.6
PCOR	15.0636	38.6380	2.9	0.4	-2.6	0.5	3.9	131.7	0.7	10.1
PNRL	15.0999	38.6414	6.0	0.6	-3.6	0.7	7.0	121.1	1.0	8.7
PORO	15.9104	38.6033	5.7	2.0	0.8	1.9	5.8	81.6	3.0	28.9
SALI	14.8717	38.5587	5.3	0.4	-2.8	0.5	6.0	117.9	0.7	6.6
STRO	15.2415	38.8006	2.4	0.3	-0.8	0.4	2.6	109.2	0.5	12.9
TGRC	15.6510	38.1075	3.2	0.5	-2.3	0.5	4.0	124.8	0.7	11.1
USTI	13.1542	38.6985	2.3	1.6	-1.6	1.5	2.8	125.5	2.4	48.3
VUCA	14.9519	38.4164	2.4	0.4	-1.3	0.4	2.7	118.2	0.6	13.7
VULC	14.9851	38.3771	1.6	0.3	5.2	0.3	5.4	17.6	0.5	5.1

E' stato poi considerato il moto rispetto a GBLM e FOSS che ricadono entrambe ad Ovest del Sistema della Faglia di Tindari. In Figura 24 si osserva una sostanziale

omogeneità nel movimento verso SSE delle stazioni delle Isole Eolie, della Sicilia e della Calabria caratterizzato da una progressiva e graduale rotazione in senso orario dei vettori velocità, più evidente spostandosi da ALCD e FILI verso il settore centrale ed orientale delle Isole Eolie.

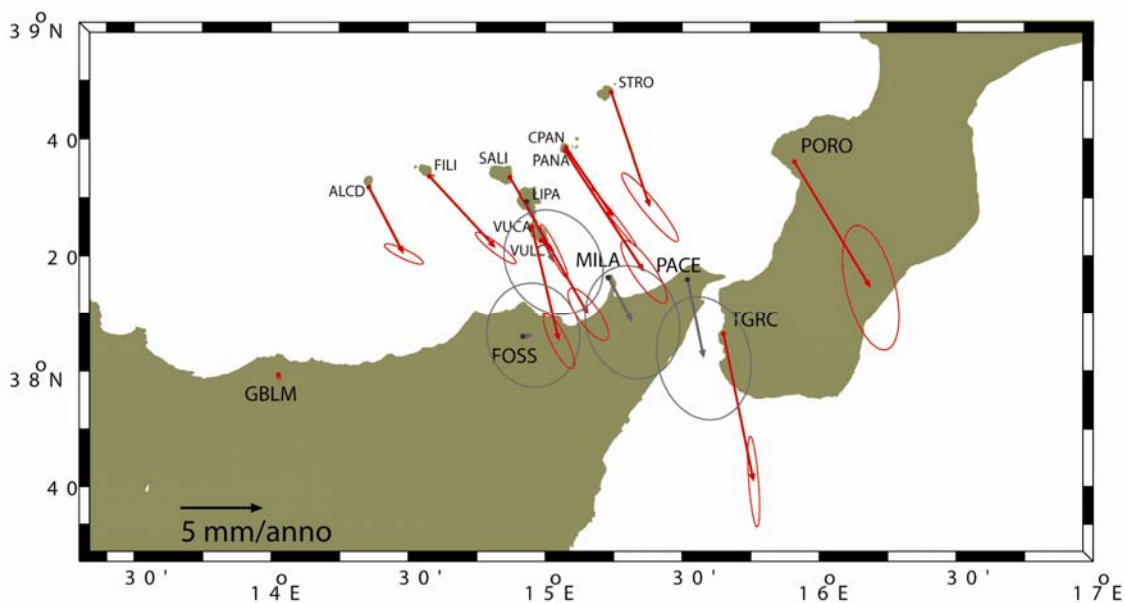


Figura 24 – Velocità residue rispetto a GBLM-FOSS. In grigio sono rappresentate le stazioni GPS incluse nella rete elaborata da Hollestein et al. (2003).

2.6.3 Cinematica dell'area di Panarea

Le deformazioni crostali osservate per l'area di Panarea, come accennato nei paragrafi precedenti, sono in parte riconducibili alla presenza del sistema geotermico-idrotermale. La rete GPS locale di Panarea ha permesso di studiare in dettaglio le deformazioni in atto e la cinematica è bene vincolata poiché stimata attraverso i dati provenienti da 2 stazioni permanenti e da 7 stazioni non permanenti.

Le velocità residue di Panarea e del suo arcipelago sono mostrate in Figura 25, 26, 27, Tabella 6.

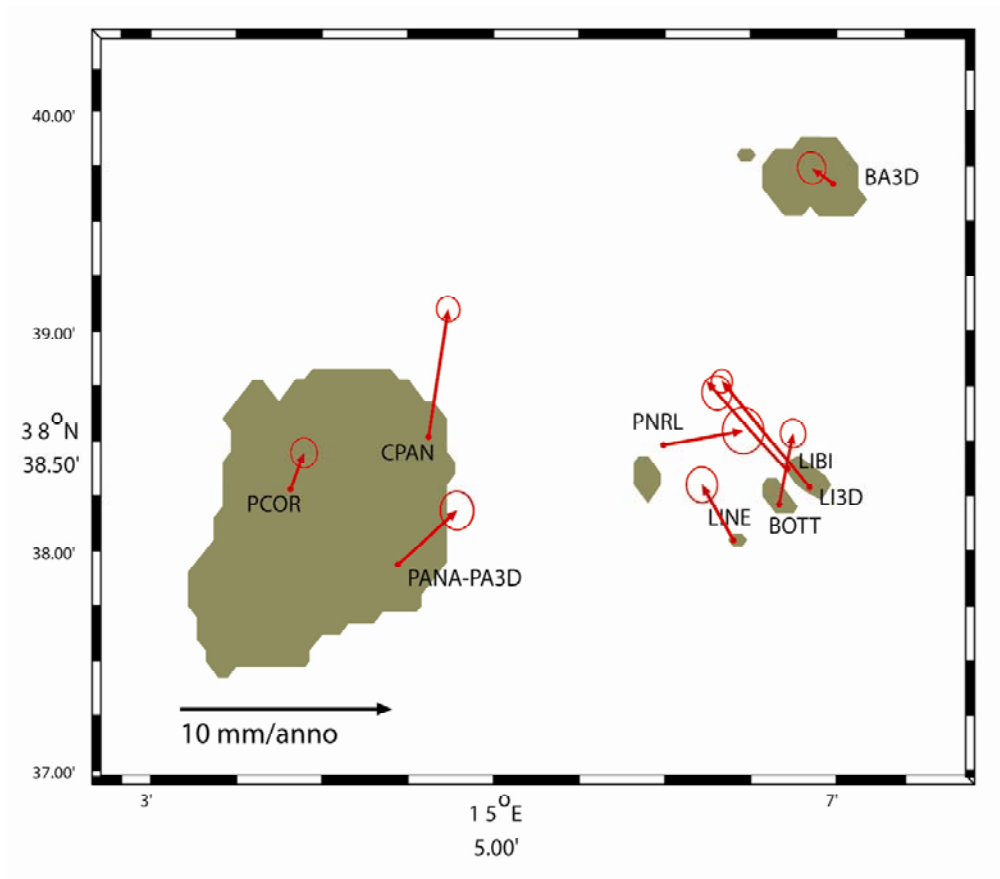


Figura 25 - Velocità residue rispetto ad Eurasia.

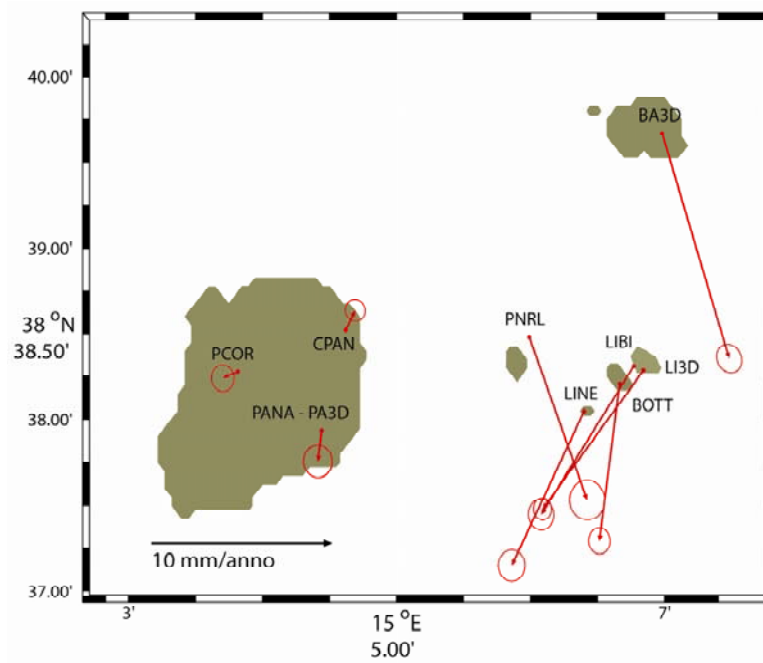


Figura 26 - Velocità residue rispetto a PCOR, CPAN e PANA-PA3D

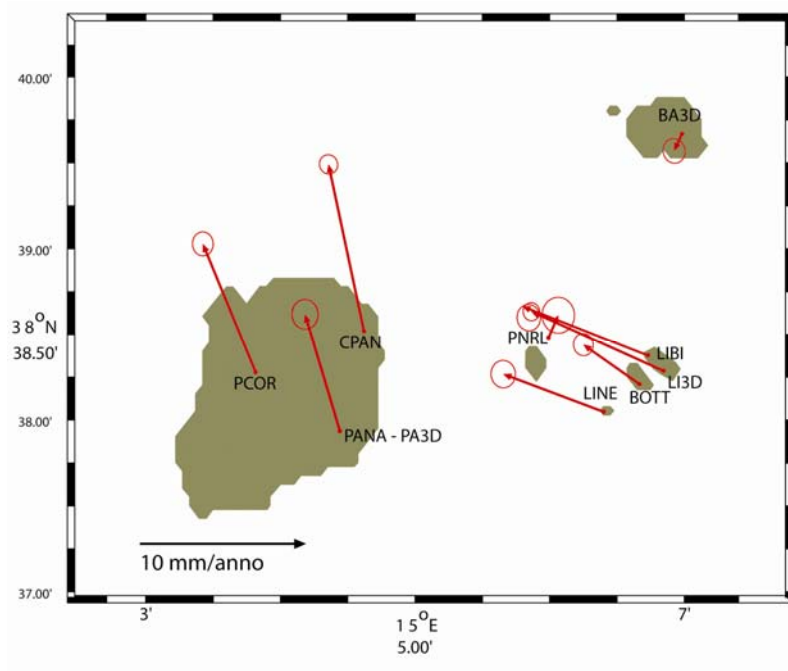


Figura 27 - Velocità residue rispetto a PNRL-BA3D

E' stata evidenziata una complessa cinematica caratterizzata da moti diversi tra le stazioni ubicate sull'isola di Panarea e quelle poste sugli isolotti.

In particolare, rispetto ad Eurasia l'area di Panarea (Figura 25) si muove ad una velocità di 3.9 ± 1.8 mm/anno in direzione N-NNE mentre nell'area degli isolotti i movimenti risultano più complessi e differenziati; le stazioni di LI3D, LIBI e LINE si muovono in direzione NW mediamente di 5.1 ± 1.5 mm/anno, PNRL si muove in senso contrario verso Est ad una velocità di 3.8 ± 1.3 mm/anno. Il movimento di BOTT è invece verso NNE. La stazione BA3D ha un movimento verso NW non significativo.

**Tabella 6 – Velocità residue
velocità residua rispetto PCOR-PANA/PA3D-CPAN, mm/anno**

SITO	long°	lat°	Est	σ_{Est}	Nord	σ_{Nord}	modulo	azimut	σ_{modulo}	σ_{azimut}
BA3D	15.1164	38.6611	3.7	0.5	-12.5	0.5	13.0	163.4	0.8	3.1
BOTT	15.1111	38.6368	-1.1	0.4	-8.7	0.5	8.8	-172.6	0.7	3.9
CPAN	15.0770	38.6420	0.5	0.4	1.1	0.4	1.2	25.6	0.6	26.0
LI3D	15.1141	38.6381	-5.6	0.3	-7.7	0.4	9.5	-144.0	0.6	3.3
LIBI	15.1129	38.6385	-5.1	0.5	-8.2	0.6	9.7	-148.1	0.8	4.4
LINE	15.1067	38.6341	-4.0	0.5	-8.5	0.6	9.4	-154.9	0.8	4.6
PA3D	15.0741	38.6323	-0.2	0.5	-1.7	0.6	1.7	-173.0	0.9	26.4
PANA	15.0740	38.6323	-0.2	0.5	-1.7	0.6	1.7	-173.0	0.9	26.5
PCOR	15.0636	38.6380	-0.8	0.4	-0.4	0.5	0.9	-113.6	0.6	45.3
PNRL	15.0999	38.6414	3.2	0.6	-9.0	0.7	9.6	160.5	1.1	5.9

velocità residua rispetto PNRL-BA3D, mm/anno

BA3D	15.1164	38.6611	-0.5	0.4	-1.0	0.5	1.1	-155.4	0.7	34.5
BOTT	15.1111	38.6368	-3.4	0.4	2.4	0.4	4.1	-54.8	0.6	9.1
CPAN	15.0770	38.6420	-2.1	0.4	10.1	0.4	0.3	-12.0	0.6	3.1
LI3D	15.1141	38.6381	-8.0	0.3	3.6	0.4	8.7	-65.7	0.5	3.6
LIBI	15.1129	38.6385	-7.5	0.5	3.0	0.5	8.1	-68.4	0.7	5.6
LINE	15.1067	38.6341	-6.1	0.5	2.3	0.6	6.5	-69.3	0.8	7.3
PA3D	15.0741	38.6323	-2.1	0.5	7.1	0.6	7.4	-16.6	0.9	6.4
PANA	15.0740	38.6323	-2.1	0.5	7.1	0.6	7.4	-16.6	0.9	6.4
PCOR	15.0636	38.6380	-3.2	0.4	7.8	0.5	8.4	-22.2	0.8	4.5
PNRL	15.0999	38.6414	0.6	0.6	1.4	0.7	1.5	23.4	1.1	38.7

Il moto residuo dell'area rispetto a CPAN, PCOR e PANA-PA3D (Figura 26) è caratterizzato da una cinematica radiale delle tre stazioni di Panarea che può essere interpretata come risultato di movimenti che avvengono lungo alcune discontinuità riconosciute da Romano, (1973); Calanchi et al., (1999); Lucchi et al., (2003; 2007); De Astis et al, (2003); oppure come moti residui riconducibili ai processi in atto nel sistema geotermico e/o magmatico come suggerito dai dato gravimetrici (Stefanelli et al., 2005). L'area degli isolotti è invece caratterizzata per quanto riguarda LIBI, LI3D, LINE e BOTT da una velocità media, verso SSW-S, di circa 9.4 ± 0.3 mm/anno. Queste stazioni, ubicate nel settore più orientale dell'arcipelago, sono prossime all'area di maggiore degassazione del 2002; PNRL e BA3D, sono invece più lontane da quest'area, si muovono rispettivamente verso SSE, a 9.6 ± 1.1 mm/anno e 13.0 ± 0.8 mm/anno.

Il movimento simile di PNRL e BA3D ha indotto a stimare un campo di velocità relativo a queste due stazioni. In Figura 27 si osservano chiaramente due domini a diversa cinematica. Il primo è definito dalle stazioni ubicate in corrispondenza dell'isola di Panarea che hanno un movimento verso NW; il secondo è riconosciuto dai vertici LIBI, LI3D, LINE e BOTT che mostrano un movimento verso W. La separazione tra i due domini avviene in corrispondenza dell'allineamento NE-SW tra le stazioni PNRL e BA3D che hanno piccole velocità residue verso NE e verso SW.

Infine in Figura 28 è mostrato il campo di velocità residuo rispetto al moto di MILO-NOT1-LAMP: si osserva che solo alcune stazioni della rete di Panarea registrano il generale movimento verso SE registrato per le altre stazioni del settore centrale ed orientale delle Isole Eolie. In particolare, si osserva che le stazioni PCOR, PA3D-PANA, PNRL, LINE, BOTT e BA3D hanno una cinematica in generale confrontabile, sebbene variabile, con quella osservata a scala regionale; mentre CPAN, LIBI e LI3D si muovono rispettivamente verso NE e NW.

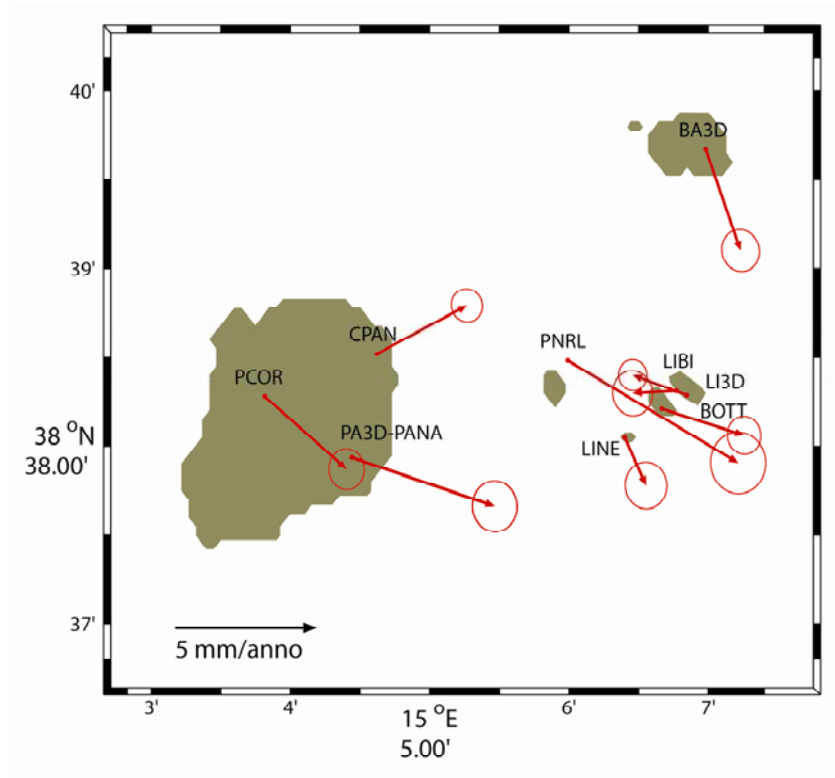


Figura 28 - Velocità residue dell'arcipelago di Panarea rispetto al polo MILO-NOT1-LAMP

2.7 Stima del tensore di deformazione

Le coordinate e le velocità sono state utilizzate per stimare lo *strain* e *strain/rate* accumulato nell'area in studio.

La deformazione è stata stimata con il software STRAINGPS (Crespi et al., 2000; Pietrantonio e Riguzzi, 2004) nell'ipotesi di un campo di deformazione elastico ed omogeneo.

Sia x il vettore posizione e u il vettore spostamento di un generico punto all'interno di un mezzo omogeneo ed elastico, il tensore di deformazione nelle 3 direzioni, x_1, x_2, x_3 si può esprimere come

$$S = e_{ij} = \begin{pmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_1} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \right) & \frac{\partial u_2}{\partial x_2} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_2} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_3} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_3} \right) & \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \end{pmatrix} \equiv \begin{pmatrix} \varepsilon_{xx} & \frac{1}{2} \gamma_{x1x2} & \frac{1}{2} \gamma_{x1x3} \\ \frac{1}{2} \gamma_{x1x2} & \varepsilon_{x2x2} & \frac{1}{2} \gamma_{x2x3} \\ \frac{1}{2} \gamma_{x1x3} & \frac{1}{2} \gamma_{x2x3} & \varepsilon_{x3x3} \end{pmatrix}$$

Gli elementi lungo la diagonale rappresentano la dilatazione o la compressione, a secondo del segno, mentre gli elementi extra-diagonali rappresentano i termini di taglio. Si noti che il tensore è simmetrico.

Le deformazioni principali λ_i sono ottenute risolvendo il problema agli autovalori per S:

$$\det(S - \lambda \cdot I) = 0$$

e il massimo sforzo di taglio γ_{\max} è:

$$\gamma_{\max} = \frac{\lambda_3 - \lambda_1}{2}$$

dove λ_3 e λ_1 sono rispettivamente gli autovalori massimo e quello minimo.

Nel caso in cui si utilizzino le velocità delle stazioni, invece degli spostamenti, è possibile stimare in maniera del tutto analoga il tensore di *strani/rate*.

Il tensore è stimato con il metodo dei minimi quadrati.

Se (x_i^1, y_i^1, z_i^1) e (x_i^2, y_i^2, z_i^2) sono le coordinate a diverse epoche per lo i esimo sito di una rete costituita da p punti e $C^1 = \sigma_{01}^2 Q^1$ e $C^2 = \sigma_{02}^2 Q^2$ le corrispondenti matrici di covarianza, dove Q^1 , Q^2 sono le matrici dei cofattori e σ_{01}^2 , σ_{02}^2 le varianze di ogni set di coordinate, è possibile scrivere il vettore:

$$d = \begin{pmatrix} x_i^2 - x_i^1 \\ y_i^2 - y_i^1 \\ z_i^2 - z_i^1 \end{pmatrix}$$

$i = 1, \dots, p$. come il risultato di una trasformazione affine (somma del tensore di strain e della rotazione rigida) delle coordinate della prima epoca in quelle della seconda epoca.

Il modello funzionale è dato:

$$d = Bs$$

dove d è il vettore delle pseudo-osservabili, B è la matrice di disegno ed s è il vettore che contiene i 6 elementi indipendenti del tensore di *strain* (o *strain/rate*)

La soluzione finale viene ottenuta sulla base dei risultati di tre test statistici:

- test globale sull'omogeneità del campo di deformazione: verifica che il campo di strain sia omogeneo

$$H_0 : \hat{\sigma}_0^2 = \sigma_0^2$$

dove $\hat{\sigma}_0^2$ è il fattore di varianza a posteriori e σ_0^2 è il fattore di varianza *a priori*.

L'ipotesi H_0 è verificata utilizzando la statistica

$$\chi_{ex}^2 = r \frac{\hat{\sigma}_0^2}{\sigma_0^2}$$

se $\chi_{ex}^2 \leq \chi_r^2$, dove χ_r^2 è una variabile χ^2 con r gradi di libertà, il modello è corretto a livello di significatività scelto, altrimenti, l'ipotesi di campo omogeneo deve essere rifiutata e la rete deve essere divisa in due o più campi omogenei

- test locali per individuare eventuali outlier

Questi test sono effettuati sui residui per individuare gli *outlier*. Se le osservazioni sono distribuite normalmente è possibile verificare l'ipotesi che i residui siano nulli

$$H_0 : \hat{v}_k = 0$$

definendo , per la K esima osservazione la statistica

$$\tau_{ex} = \frac{e_k^t P \hat{v}}{\hat{\sigma}_0 \sqrt{e_k^t P Q_{vv} P e_k}}$$

dove e_k è il vettore ad elementi nulli tranne il K esimo che è uguale ad 1. P è la matrice dei pesi delle osservazioni, Q_{vv} è la matrice dei cofattori residui. Se $\tau_{ex} \leq \tau_r$, dove τ_r è una variabile di Thompson (Abramowitz, 1965; Pope, 1976) con r gradi di libertà, la K esima osservazione non è un outlier a livello di significatività fissato (lo stesso del test globale), altrimenti è un possibile outlier.

- confronto tra modelli

Se il test globale fornisce esito negativo il *software* consente una suddivisione del campo considerato in due o più sottocampi omogenei; è possibile separare i punti della rete in differenti campi omogenei di strain e stimare separatamente per ognuno di essi il tensore di strain. La scelta finale del numero di campi omogenei viene effettuata in relazione ad un confronto tra modelli basato sul test di Fisher. Si consideri la statistica:

$$F_{ex} = \frac{(3p - a) \hat{\sigma}_{0,1}^2 - (3p - b) \hat{\sigma}_{0,2}^2}{(b - a) \hat{\sigma}_{0,2}^2}$$

Dove p è il numero totale di siti della rete, a e b sono il numero di incognite (le componenti del tensore di strain) dei modelli 1 e 2 (che dipendono dal numero di campo omogeneo nei due modelli) e $\hat{\sigma}_{0,1}^2$, $\hat{\sigma}_{0,2}^2$ sono le varianze aposteriori dei modelli 1 e 2 rispettivamente. Se $F_{ex} > F_{a,3p-b}$ dove $F_{a,3p-b}$ è una variabile di Fisher

con a e $3p - b$ gradi di libertà, il modello 2 è più adeguato rispetto al modello 1 al livello di significatività scelto.

2.7.1 Descrizione campo di deformazione

I risultati ottenuti mostrano che la zona in studio presenta deformazione attiva alla scala regionale e locale.

Il tensore di *strain-rate* è stato calcolato a partire dalle velocità stimate. Sono stati individuati dei campi omogenei per i quali effettuare l'analisi di deformazione basandosi sui risultati cinematici ottenuti, sulla distribuzione delle stazioni GPS e con riferimento al contesto geologico, strutturale e sismologico.

In Figura 29, 30, 31 sono mostrate le deformazioni principali stimate in diverse aree.

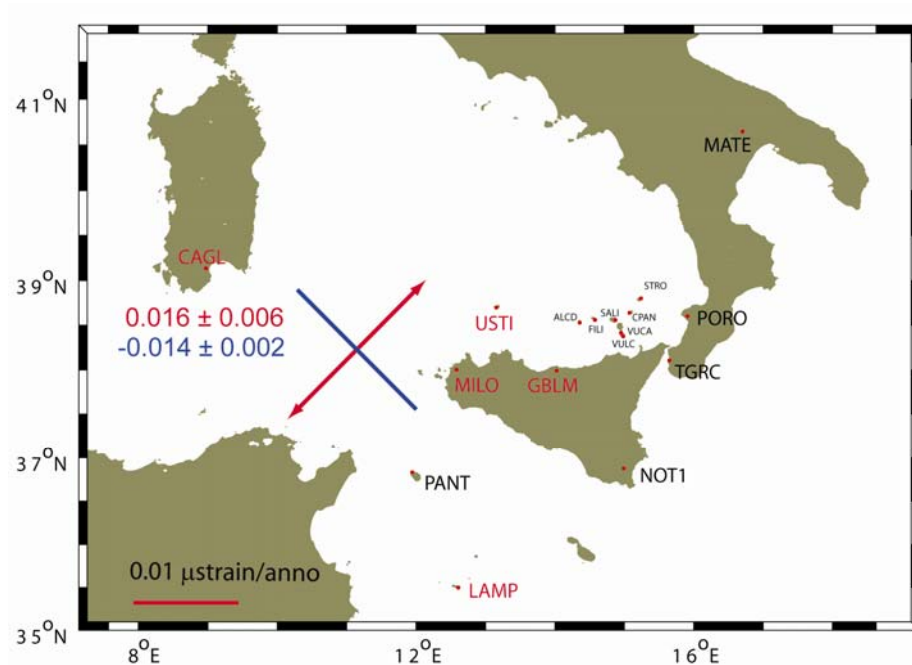


Figura 29 - Strain-rate relativo a CAGL-USTI-GBLM-MILO-LAMP.

In particolare per lo *strain-rate* relativo alle stazioni di CAGL-LAMP-GBLM-MILO-USTI (Figura 29), l'asse principale di estensione è orientato NE-SW con un valore di $0.016 \pm 0.006 \mu\text{strain/anno}$ confrontabile con quello di compressione di $-0.014 \pm 0.002 \mu\text{strain/anno}$.

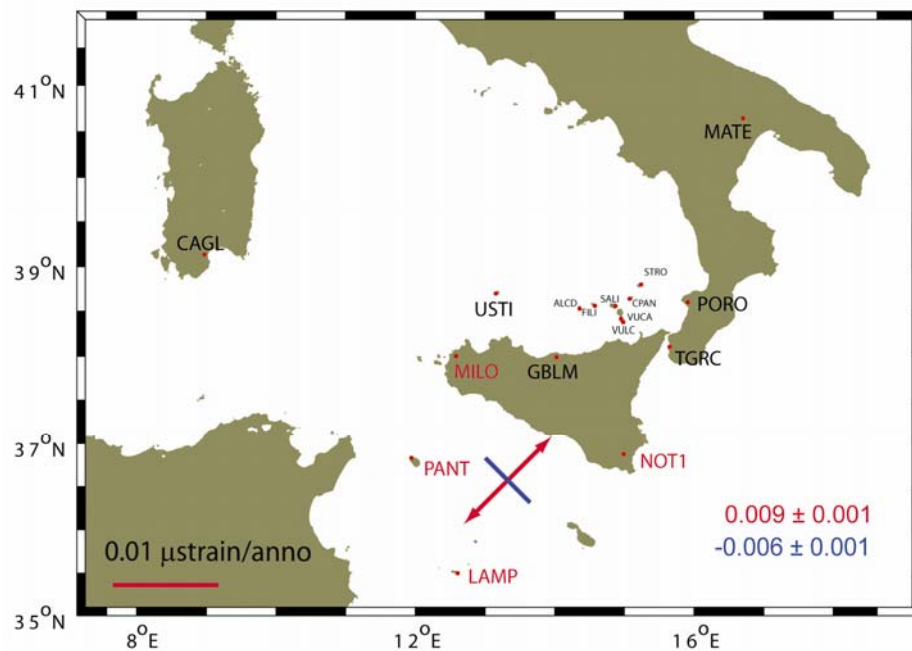


Figura 30 - *Strain-rate* relativo a MILO-PANT-LAMP-NOT1

Il valore di *strain/rate* nel Canale di Sicilia (Figura30) è stato stimato mediante le stazioni di MILO, PANT, LAMP e NOT1 ha valori dell'asse principale di estensione di $0.009 \pm 0.002 \mu\text{strain/anno}$ e di compressione $0.006 \pm 0.001 \mu\text{strain/anno}$ orientati rispettivamente NNE-SSW e NNW-SSE.

All'interno della Sicilia la deformazione stimata considerando le stazioni NOT1, MILO, GBLM e FOSS (Figura 31) mostra un valore di estensione orientato NNE-SSW di $0.061 \pm 0.019 \mu\text{strain/anno}$ ed una debole compressione WNW-ESE di $-0.005 \pm 0.003 \mu\text{strain/anno}$.

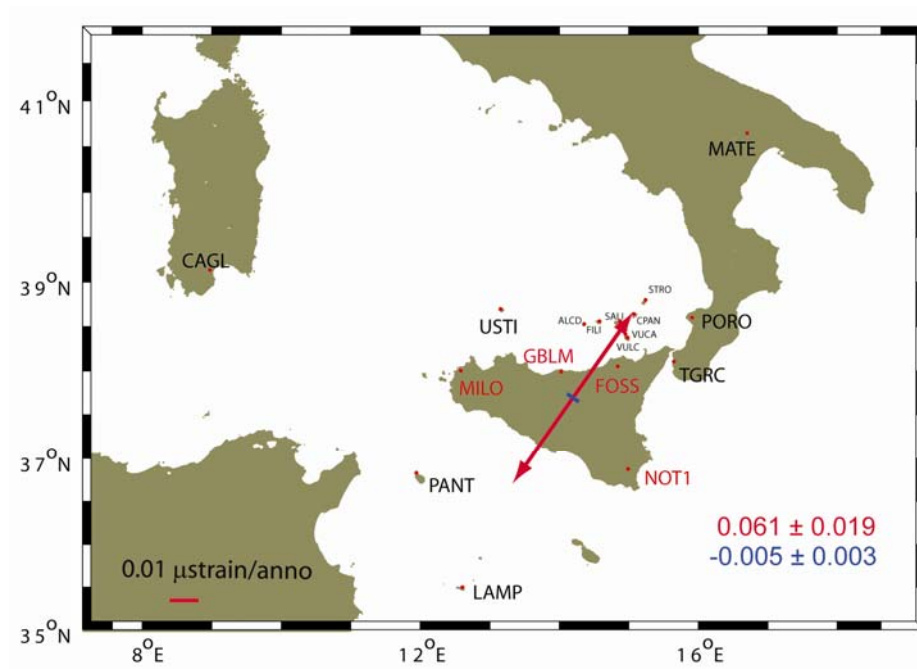


Figura 31 - Strain-rate relativo a NOT1-MILO-GBLM-FOSS

Un sensibile cambiamento si osserva spostandosi verso Nord. Il campo di deformazione stimato dalle stazioni FOSS, GBLM, ALCD e USTI (Figura 32) mostra un raccorciamento circa N-S di $-0.064 \pm 0.003 \mu\text{strain/anno}$.

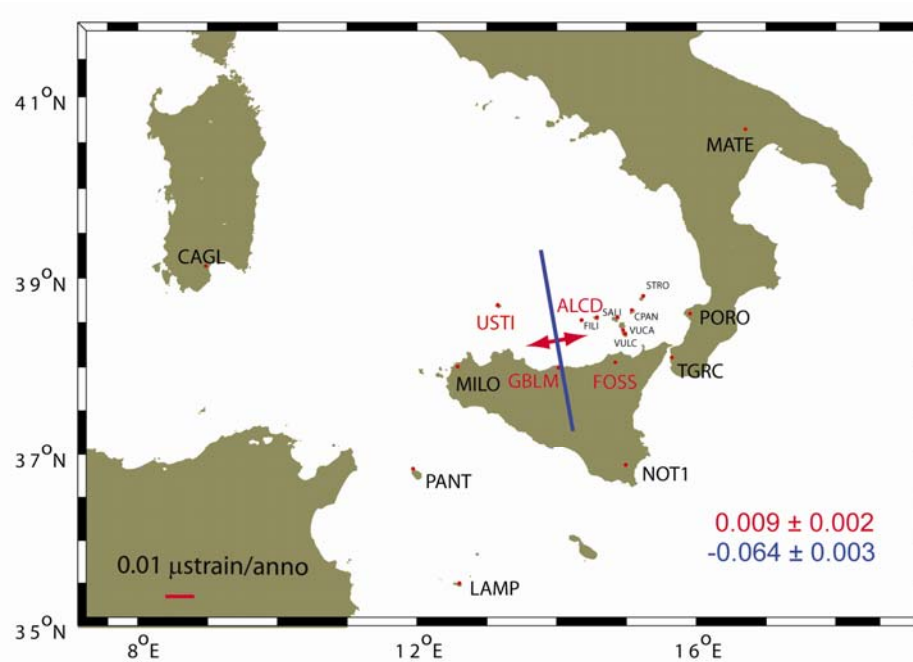


Figura 32 - *Strain-rate* relativo a FOSS, GBLM, ALCD, UST

Spostandosi verso l'arcipelago delle Isole Eolie e verso la Calabria si osserva (Figura 33) una rapida variazione degli assi principali del tensore di *strain/rate* passando dal settore occidentale a quello orientale, da una compressione circa N-S (-0.279 ± 0.071 $\mu\text{strain/anno}$) a uno *strain* estensionale (0.095 ± 0.015 $\mu\text{strain/anno}$) NW-SE tra le isole e le stazioni della costa nord-occidentale della Calabria.

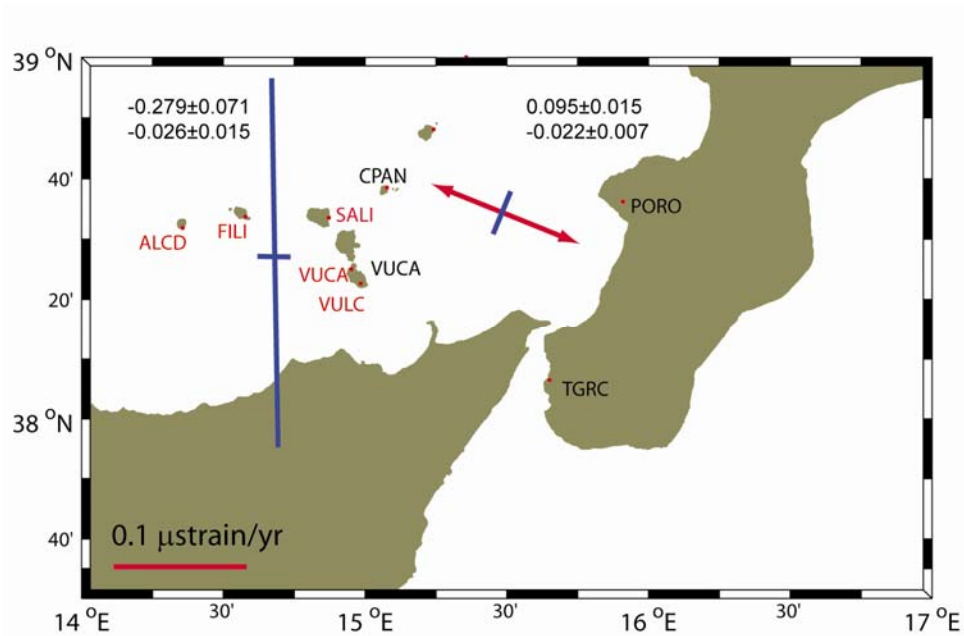


Figura 33 - *Strain-rate* relativo a ALCD-FILI-SALI-VUCA-VULC e CPAN-VUCA-TGRC-PORO

La fitta rete GPS PANAREA ha permesso di studiare in dettaglio la deformazione locale del vulcano di Panarea (Figura 34). In particolare, lo *strain/rate* stimato considerando CPAN-PCOR-PANA/PA3D e PNRL, evidenzia una forte estensione SSE-NNW che, in contrasto con quello stimato per l'area degli isolotti, che mostra un forte raccorciamento in direzione WSW-ENE di $-7.105 \pm 0.492 \mu\text{strain/anno}$. Questa peculiare distribuzione della deformazione in un'area di pochi Km^2 suggerisce la presenza di un movimento locale riconducibile all'intenso fenomeno di degassazione.

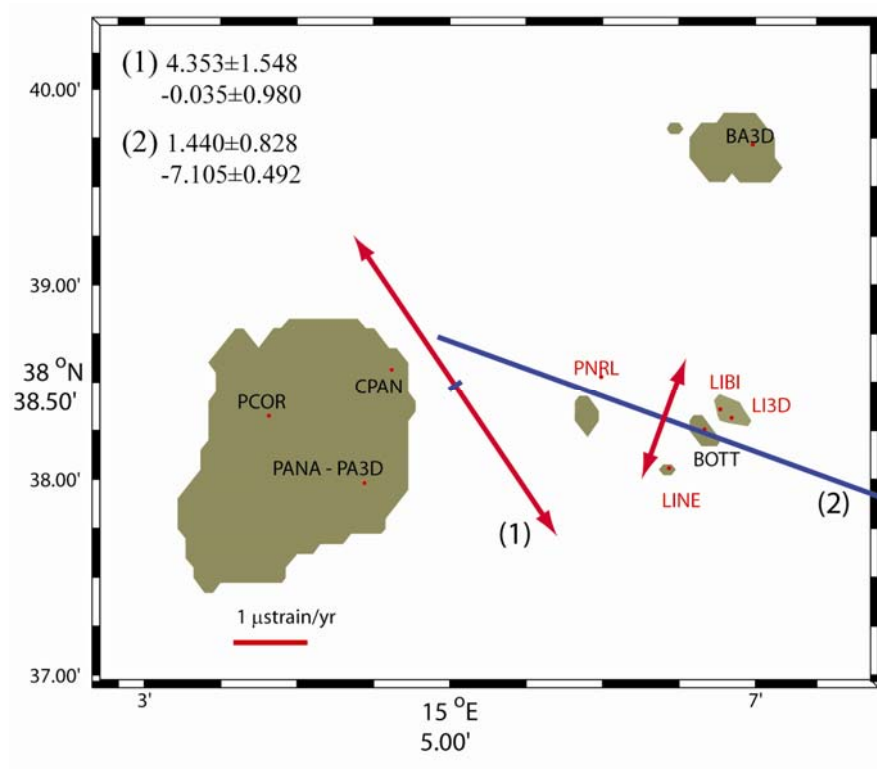


Figura 34 - Strain-rate relativo all'area di Panarea

A fine di monitorare il fenomeno per periodi brevi sono stati stimati i tassi di deformazione a partire da differenze di coordinate per evidenziare eventuali variazioni della deformazione tra campagne di misura successive. I risultati ottenuti da questo studio (Figura 35) mostrano un'elevata significativa variabilità delle deformazioni, sia nell'orientazione degli assi di raccorciamento ed estensione sia nell'intensità della deformazione che, per le prime tre coppie di campagne è un ordine di grandezza più piccola rispetto a quelle stimate per i periodi successivi. In particolare per l'ultimo confronto, quello tra la campagna di maggio 2005 ed ottobre 2005, è stato stimato un forte raccorciamento in direzione NNW-SSE (-19.3 ± 5.7 μ strain).

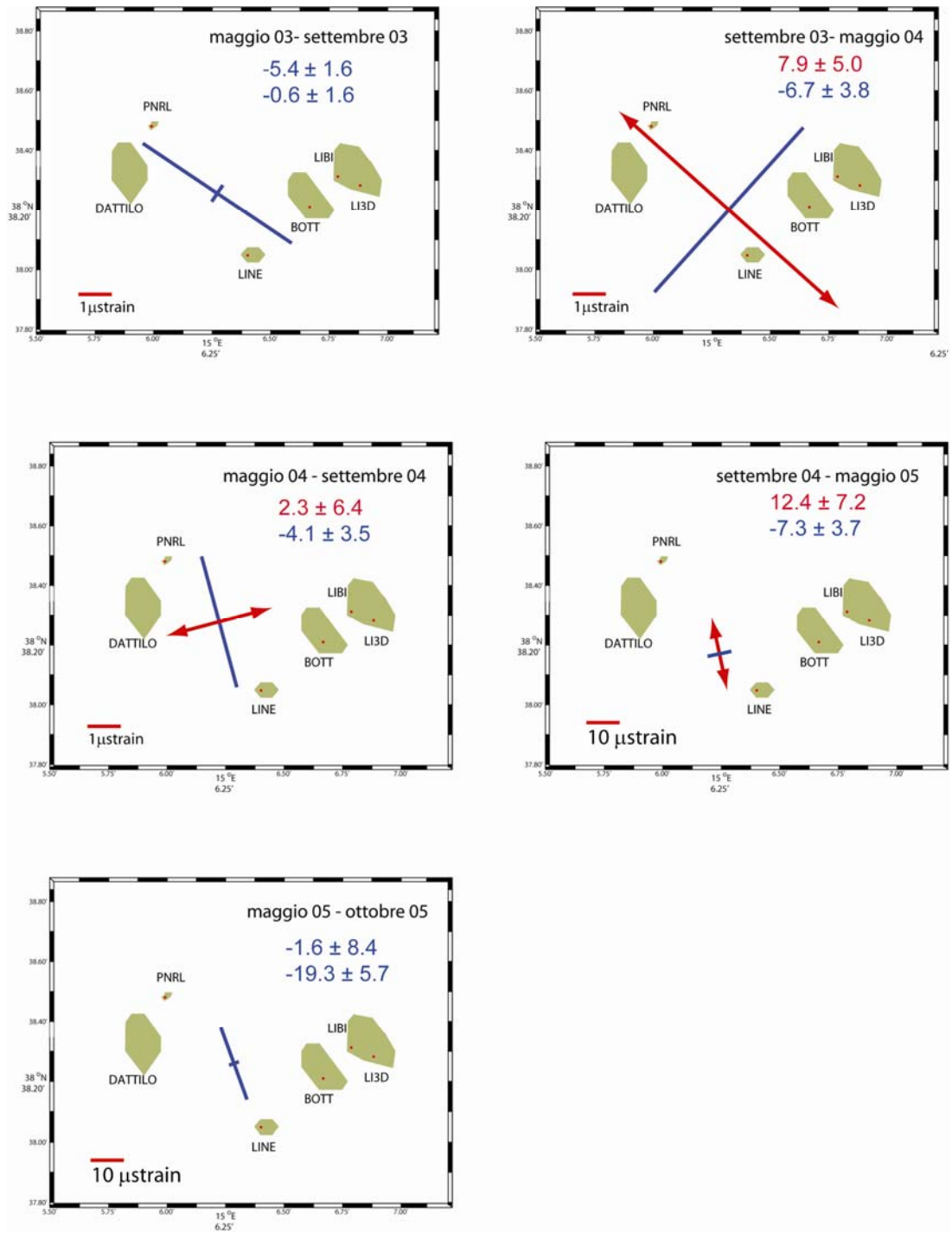


Figura 35 – Strain per coppie di campagne da dicembre 2002 ad ottobre 2005

3 Dati Batimetrici, Strutturali e Vulcanologici del vulcano di Panarea

3.1 Batimetria

I rilievi batimetrici, effettuati a Dicembre 2002, Luglio 2003 e Dicembre 2003 su un'area di circa 9 km² a profondità comprese tra 0 e -120 m (Figura 36) (Anzidei et al., 2005) , hanno permesso di ottenere accurate informazioni qualitative e quantitative del fondale marino. In particolare, per ciò che riguarda le caratteristiche morfometriche, la loro l'evoluzione nel tempo, il numero dei centri di emissione e la loro distribuzione nello spazio e nel tempo.

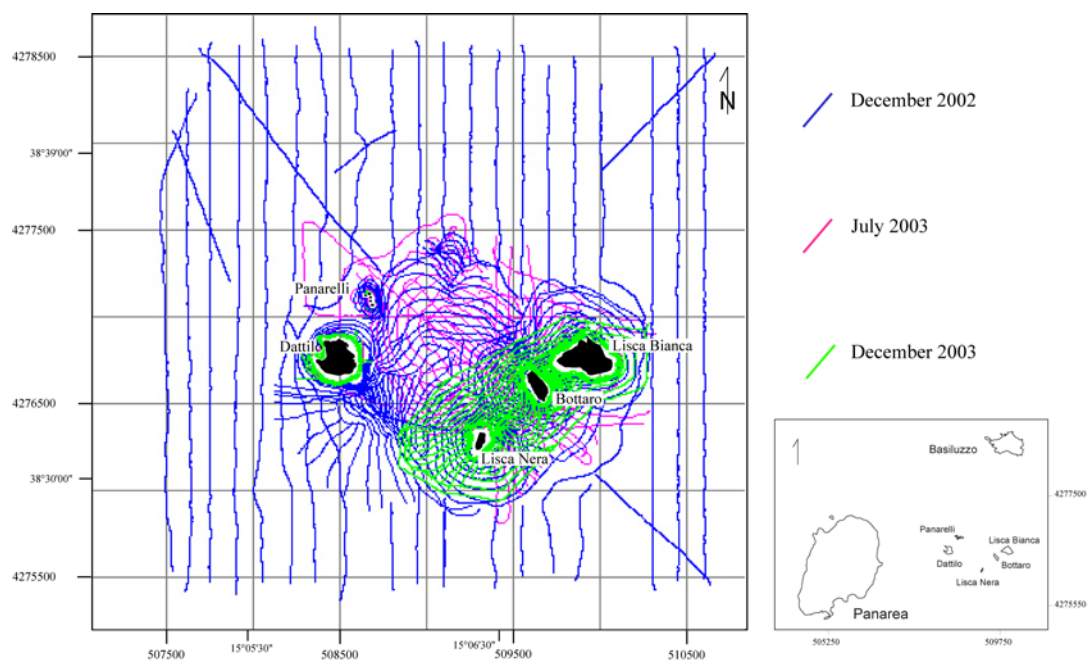


Figura 36 - Rotte dei rilievi batimetrici effettuati nell'area circostante l'arcipelago di Panarea

Utilizzando la tecnica di rilievo *multibeam* è stata realizzata un MDEM (*Marine Digital Elevation Model*) tridimensionale del fondo marino con una accuratezza di <50 cm/pixel per l'area racchiusa dagli isolotti e >50 cm per l'area esterna, più profonda fino alla profondità di -120 m (Figura 37).

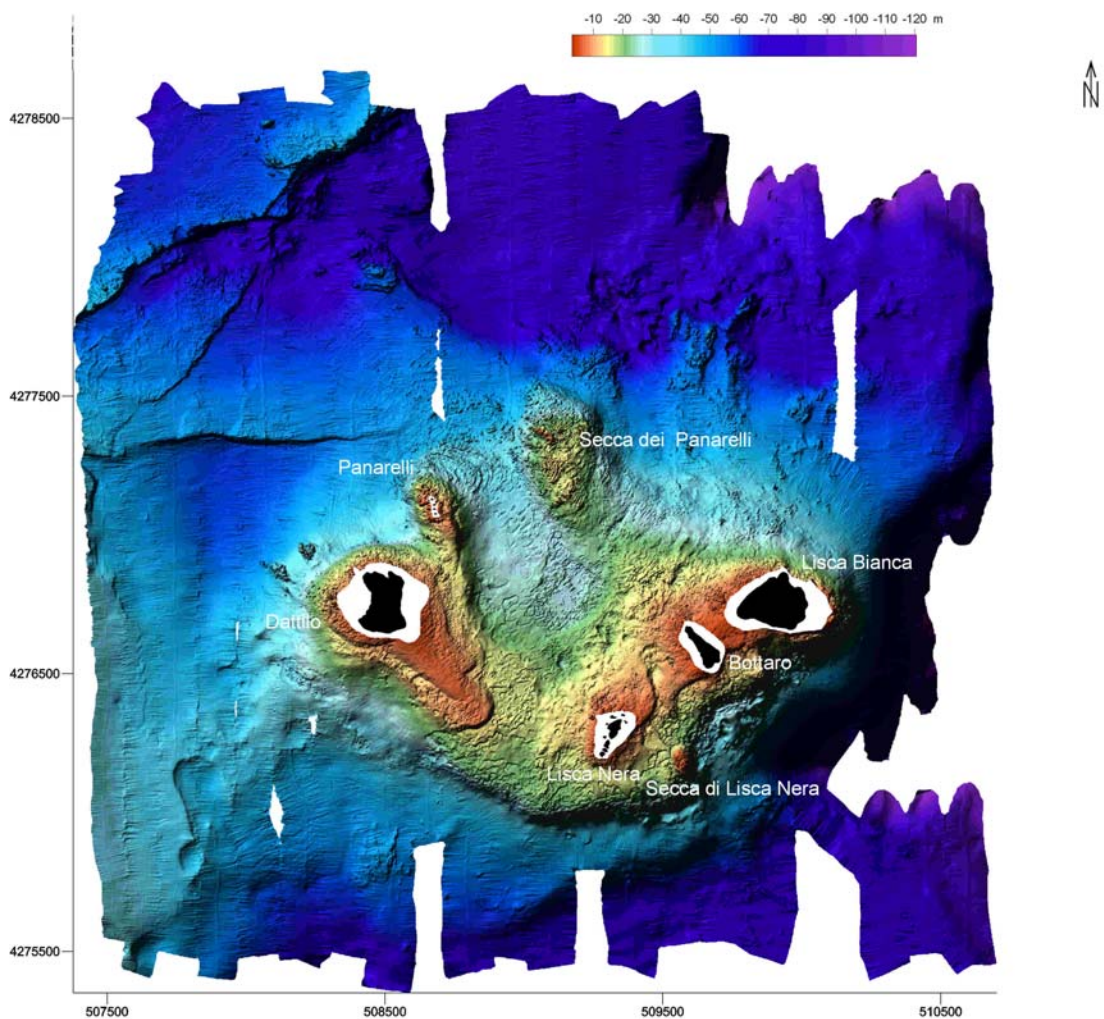


Figura 37 - *Shaded relief* dell'area interessata dai rilievi batimetrici. Coordinate UTM-WGS84.

Il sensore multibeam utilizzato (Reson SEABAT 8125) trasmette, con capacità autofocus, 240 beams con apertura angolare di 0.5° . L'apertura dell'angolo del fascio d'indagine, normale alla direzione di navigazione è di 120° , pari a circa 3.4 volte la profondità d'acqua, mentre la sua apertura frontale è di 1° . Il trasduttore, calibrato e collocato a prua dell'imbarcazione, trasmette il suono alla frequenza di 455 kHz che dipende dal tipo di sensore. Questo viene riflesso dal fondale o da altri oggetti frapposti tra il trasduttore ed il fondo, come, ad esempio, le bolle di gas in risalita dal fondale, ed è ricevuto dai 240 ricevitori presenti sulla testa del *multibeam* ove viene trasformato in valore di *slant range*. Conoscendo la velocità di propagazione del suono nell'acqua (fornito dalle sonde CTD) ed il tempo trascorso tra emissione e ricezione del suono, è calcolato il *range* per ciascun beam. La trasformazione dei valori di distanza per ogni *beam* avviene per mezzo del software di acquisizione e navigazione, nel caso il PDS 2000.

Il software PDS 2000 della Thales Geosolution permette di analizzare i dati e di correlare le informazioni acquisite dai sensori navigazione (heading, pitch e roll) e di georeferenziare opportunamente ciascun beam tramite il dato di posizione proveniente da apparati di posizionamento GPS.

Il rilievo è stato eseguito utilizzando un'imbarcazione semi-cabinata di circa 6 m di lunghezza (M/B Alsea) alla velocità di navigazione di circa 3-4 nodi. L'esecuzione dei rilievi è stata eseguita con la seguente strumentazione:

- sensore multibeam RESON SeaBat 8125
- sistema di posizionamento dinamico GPS/RTK Acquarius-2 per la imbarcazione e georeferenziazione dei dati
- girobussola TSS-SG Brown Meridian
- sensore di moto TSS-DMS05-02
- sonde di velocità del suono SVP Valeport (lungo la colonna d'acqua) e SEaCat-SeaBird (testa del trasduttore)
- mareografo Valeport VTM 710 collocato sul molo di attracco di Panarea

- PC di acquisizione dati
- Software di navigazione ed acquisizione dati multibeam PDS2000.

Per il posizionamento dell'imbarcazione e del sensore multibeam, è stato utilizzato un sistema GPS in modalità RTK (*Real Time Kinematic*), capace di ottenere accurate determinazioni della direzione e del posizionamento cinematico in tempo reale di un punto P che si muove rispetto ad un sistema di riferimento. Il sistema utilizzato, che può essere utilizzato entro un'area di 40 km di distanza dalla stazione di riferimento, è costituito dal sistema Ashtech Aquarius che trasmette le correzioni differenziali tra il ricevitore della stazione GPS di riferimento (PANA) ed il ricevitore posto sull'imbarcazione. Ad integrazione di questa strumentazione sono stati utilizzati un girobussola TSS-SG Brown Meridian ed un sensore di moto TSS-DMS05-02, che sono stati interfacciati con il PDS2000.

I rilievi sono stati eseguiti in modo da ricoprire il fondale (9 Km^2) con una sovrapposizione del 30% tra le singole linee di rotta.

I dati ottenuti in coordinate X,Y,Z (WGS84) sono stati trasformati in coordinate Nord, Est ed Up (UTM33-WGS84). L'analisi dei dati è stata effettuata con il programma CARIS-HIPS interfacciato in ambiente Windows NT. In particolare sono stati riprocessati i dati del sistema di calibrazione e del multibeam, è stata effettuata un'analisi sulla qualità del segnale, sono state effettuate le correzioni di marea utilizzando i dati del mareografo temporaneo di Panarea e i dati del rilievo RTK.

Il MDEM di ogni rilievo è stato analizzato per ridurre gli effetti degli *offset* e di errore nel posizionamento del rilievo stesso. E' stata valutata la differenza di pixel per ogni rilievo per valutare le differenze di profondità per gli stessi punti durante i tre rilievi. Sono stati stimati i residui e la media della deviazione standard escludendo i valori $>1\text{m}$ (Tabella 7), questo ha permesso di stimare che la differenza tra un rilievo ed il successivo è compresa tra 14 e 11 cm.

Tabella 7– Accuratezza dei rilievi batimetrici

MDEM		
<i>Epoca del rilievo (mese/anno)</i>	<i>Media dei resisui tra i grid dei rilievi (m)</i>	<i>Media della Deviazione Standard tra i grid (m)</i>
12/03 - 12/02	+ 0.02	0.14
07/03 - 12/02	+ 0.10	0.13
12/03 - 07/03	- 0.09	0.11

Per quanto riguarda l'individuazione e posizionamento assoluto dei Centri di Emissione (CE) sono stati individuati (Anzidei et al., 2005) 606 centri di emissione che sono stati classificati in base al numero di rotte che intercettano il segnale (0-1-2) ed all'intensità del flusso calcolato qualitativamente dall'altezza della colonna di bolle: A alta –se la colonna di bolle risale fino in superficie, B media –se l'altezza della colonna di bolle è pari a $P/2$ dove P è la profondità e C bassa –se l'altezza della colonna è pari a $P/3$ (Figura 38); sono state riconosciute otto classi di “bolle” a ognuna delle quali è stata associata una magnitudo (Tabella 8):

Tabella 8 - Classificazione dei centri di degassazione

<i>Qualità</i>	<i>Numero di rotte</i>	<i>Intensità del flusso</i>	<i>Classi</i>	<i>Magnitudo</i>
alta	0 (>3 rotte)	A (P)	0A	10
			0B	10
			0C	10
media	1 (2÷3 rotte)	B (P/2)	1A	7
			1B	7
			1C	3
bassa	2 (1÷2 rotte)	C (P/3)	2A	3
			2B	3

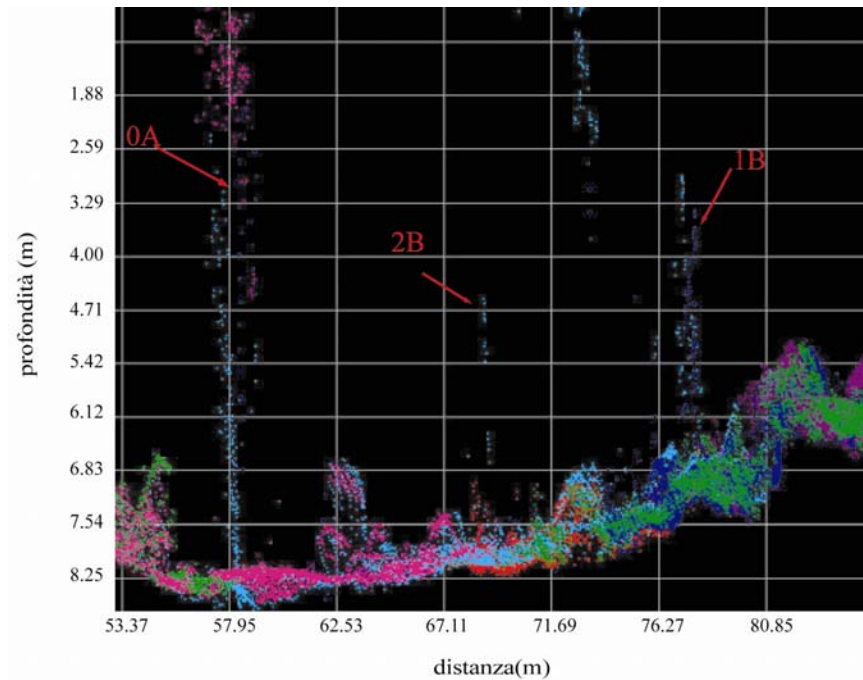
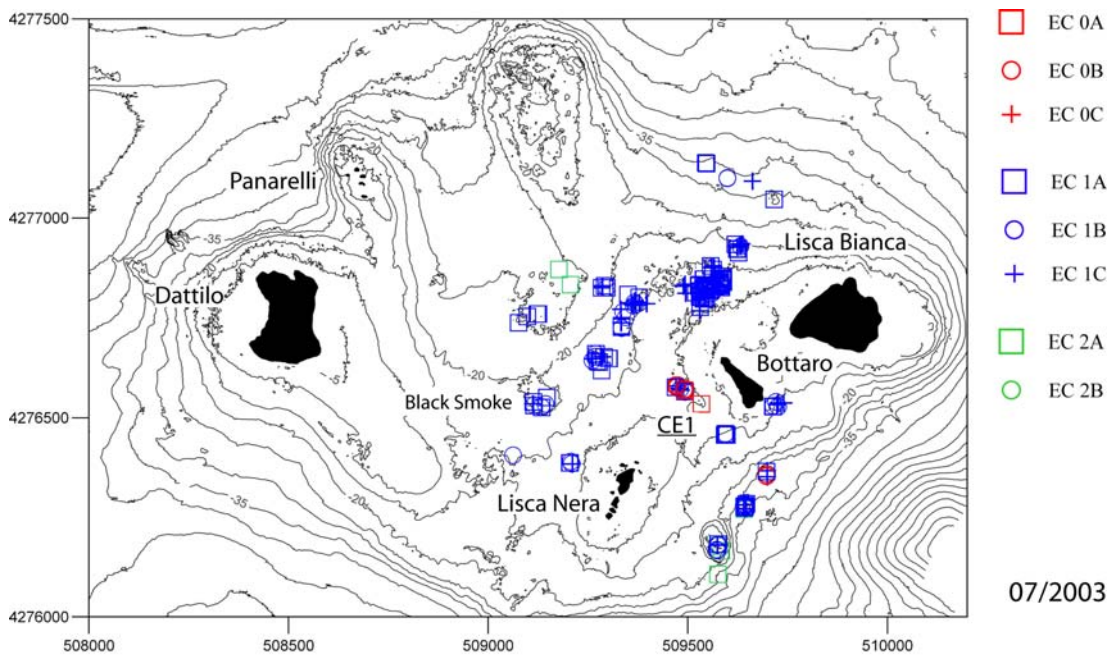
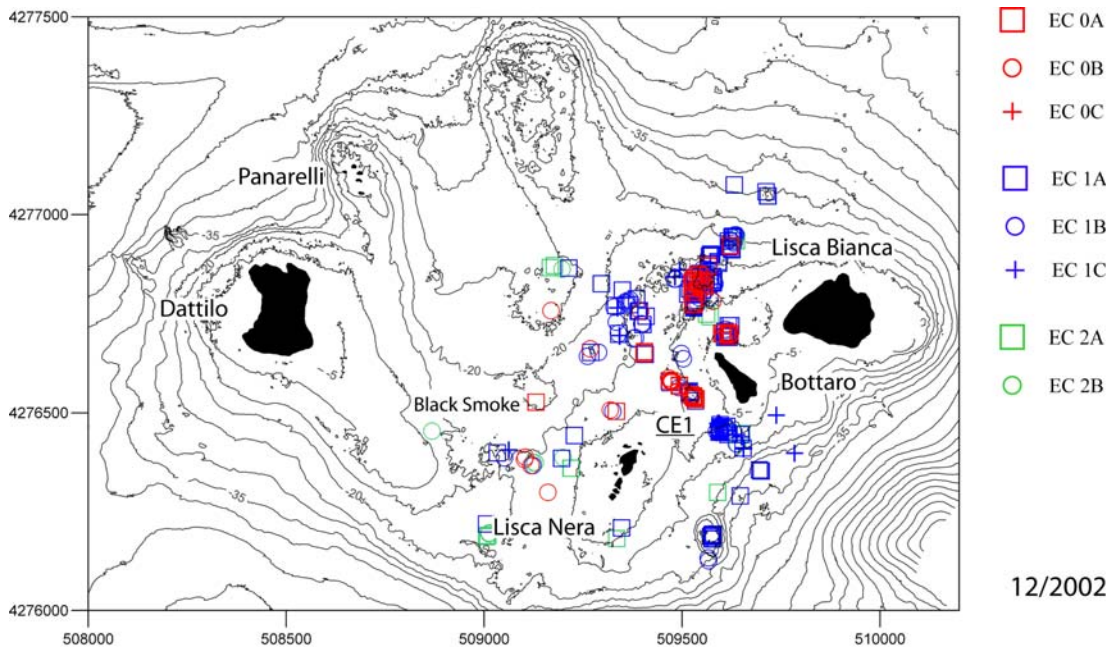


Figura 38 - Centri di Emissioni individuati dal sensore multibeam classificati secondo la Tabella 8.

Dal confronto delle Figura 39 a ,b e c che si riferiscono ai tre rilievi si osserva una evidente diminuzione del numero, della distribuzione e dell'intensità del flusso dei punti di emissione da Dicembre 2002 a Dicembre 2003 (Anzidei et al., 2005). In particolare a Dicembre 2002 sono stati individuati 286 punti di emissione, 241 a luglio 2003 ed infine 79 a dicembre 2003 (Anzidei et al., 2005).



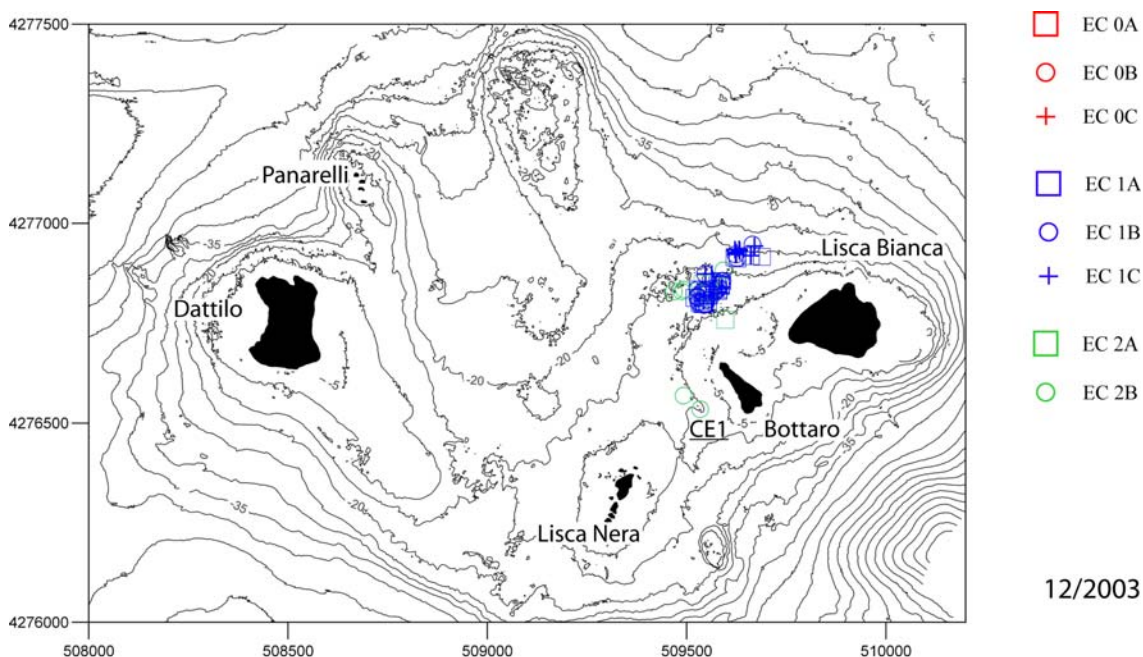


Figura 39 - Centri di Emissione rilevati durante i rilievi batimetrici. a) Dicembre 2002; b) Luglio 2003; c) Dicembre 2003. Coordinate UTM-WGS84.

A Dicembre 2002 il campo di degassazione è individuato nel settore orientale del tratto di mare circondato dagli isolotti sebbene siano stati individuati dei centri con peculiari caratteristiche (Figura 39 a): CE1, Black Smoke che saranno descritti nel paragrafo successivo.

A Luglio 2003 (Figura 39 b) sebbene il fenomeno sia ancora molto diffuso le aree con maggiore intensità sono ubicate in corrispondenza del CE1 e di alcuni punti del versante NW di Bottaro ubicati in prossimità della falesia (Figura 41).



Figura 40 – Ubicazione del CE1 e dei centri a NW dell'isolotto di Bottaro.

A Dicembre 2003 (Figura39 c) le emissioni sono localizzate prevalentemente nel tratto di mare compreso tra i versanti nord-occidentali di Bottaro e Lisca Bianca. Il CE1 ha esaurito quasi del tutto la sua attività.

Successivamente e contemporaneamente ai rilievi batimetrici sono state effettuate una serie di immersioni (con autorespiratore) in punti scelti *ad hoc* per convalidare lo studio morfologico, effettuato sulla base della batimetria, acquisire dati strutturali e vulcanologici, raccogliere campioni di rocce. Le osservazioni acquisite hanno confermato i dati strumentali rilevando ad esempio che le dimensioni dei CE sono comprese tra pochi dm ed alcune decine di metri. Sono state inoltre effettuate delle ricognizioni in apnea secondo una griglia a maglia quadrata di 20 metri al fine di ottenere una più vasta conoscenza diretta del fondale.

Durante il rilevamento subacqueo sono stati raccolti dati strutturali e vulcanologici, in particolare per quanto riguarda l'analisi strutturale sono stati misurati con la bussola gli allineamenti delle emissioni gassose e delle fratture in corrispondenza degli affioramenti rocciosi.

3.1.1 I centri di Emissione: CE1 e Black Smoke

Il centro di degassazione (CE1) localizzato ad W di Bottaro (Figura 7, 39, 40) di forma ellittica ha asse maggiore orientato NW-SE, lungo 40 m e l'asse minore di 25 m che si sviluppa tra -8 m e -15 m, costituisce il centro di emissione più importante dell'eruzione del 2002 (Figura 41 a, b) per dimensione ed intensità del flusso di gas. Questi due parametri sono strettamente correlati infatti al diminuire dell'intensità del gas corrisponde la diminuzione delle dimensioni del cratere essendo quest'ultimo impostato su sedimenti poco cementati, incoerenti e quindi con pareti poco stabili, che sono in parte crollate al diminuire del flusso di gas che le sosteneva. Il volume di materiale rimosso durante la crisi è stato stimato in circa 4000 m³. Dopo un anno, circa 230 m³ di sedimenti sono crollati all'interno del cratere colmandolo parzialmente (Figura 42).

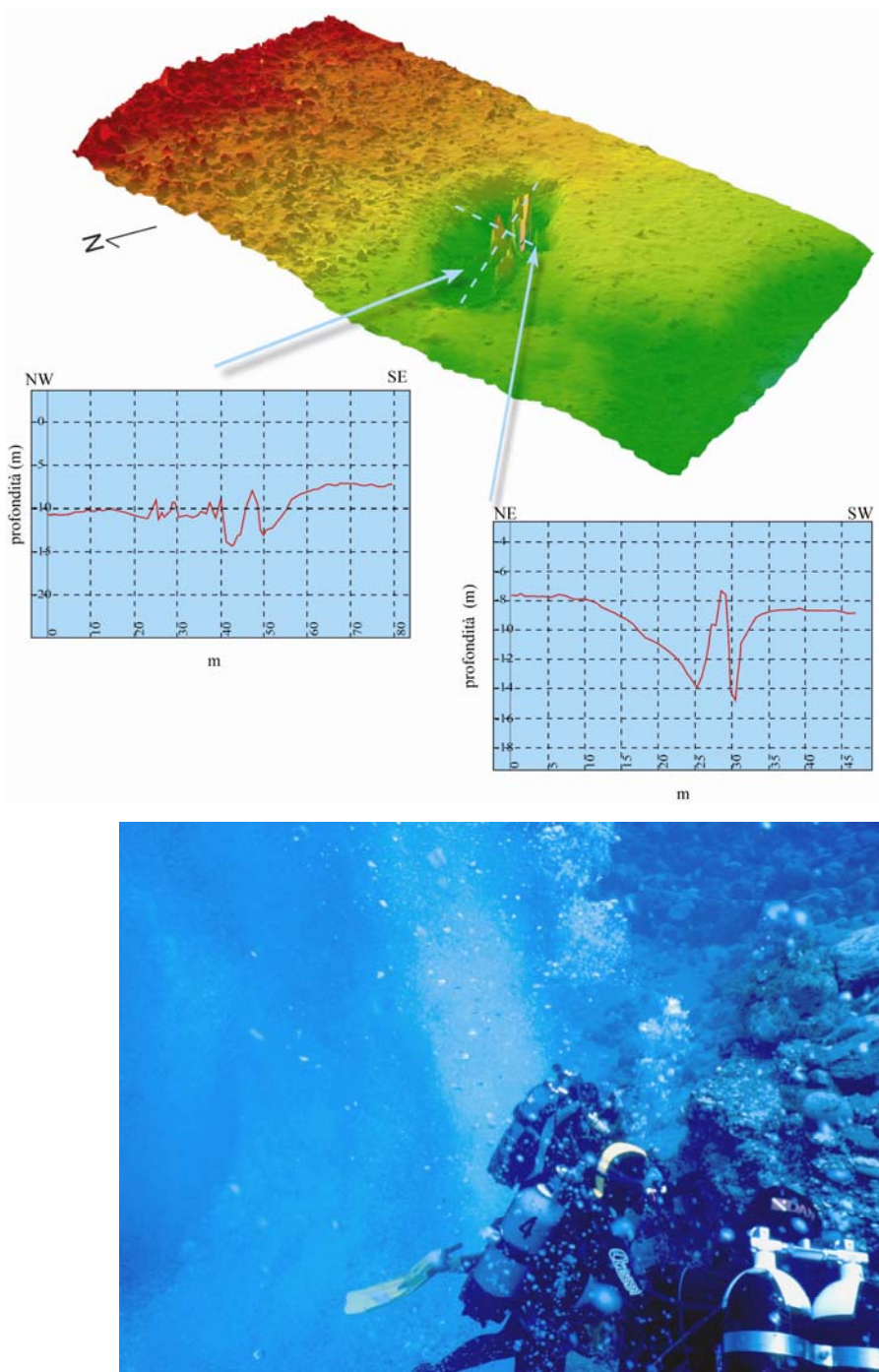


Figura 41 – a) DTM del CE1. All'interno del cratere si osservano le colonne di gas. Sezione longitudinale e trasversale. b) Unità sedimentaria (A, in Esposito et al., 2006) che affiora lungo le pareti del cratere CE1.

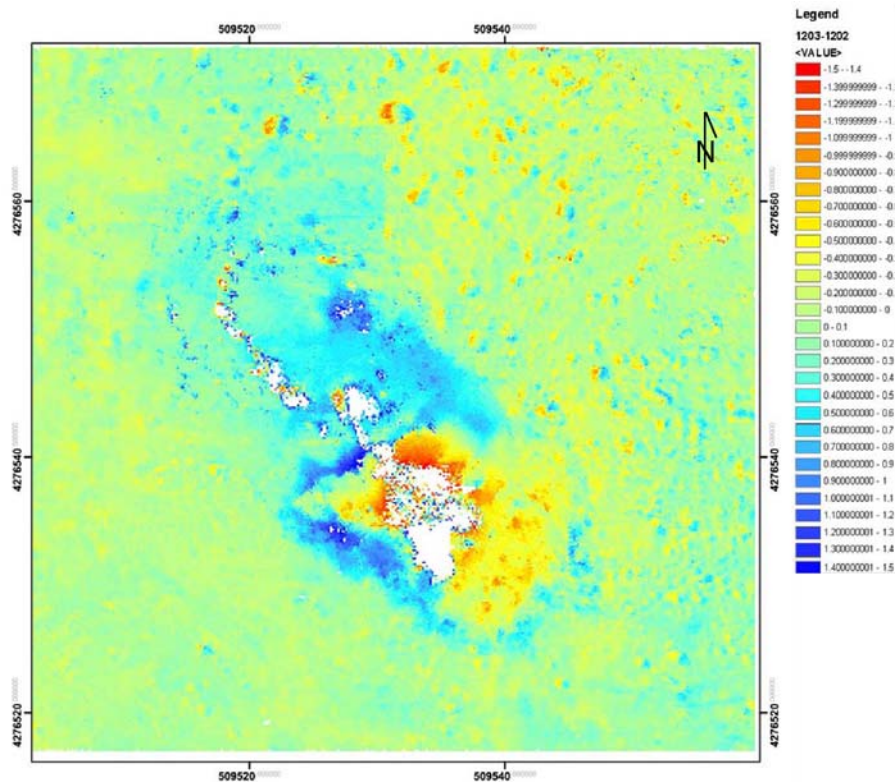


Figura 42 – Cambiamenti topografici del CE1 tra il rilievo di Dicembre 2002 e quello di Dicembre 2003. Durante l'eruzione sono stati rimossi circa 4000m^3 di sedimenti. Dopo un anno 221m^3 sono crollati all'interno del cratere. A valori positivi corrispondono cambiamenti negativi (blu-verde) del fondale, a valori negativi corrispondono cambiamenti positivi (giallo-rosso) del fondale. Coordinate UTM-WGS84.

Un altro centro di particolare importanza, individuato attraverso i rilievi batimetrici, è quello conosciuto come Black Smoke (Figura 39 a) (Anzidei et al., 2005; Caramanna et al., 2003; Esposito et al., 2006). Si tratta di una depressione subcircolare con un raggio di circa 175 m e profondo, 5 m in cui sono state rilevate ed osservate intense emissioni gassose di colore scuro costituite prevalentemente da solfuri e solfati (Caramanna et al., 2003). Il fondo di questa depressione è costituito da sabbie da fini a grossolane in parte colonizzate da una prateria a *Posidoniae* che suggerisce che questo cratere si sia formato durante una precedente eruzione.

3.2 Analisi Strutturale

E' stata effettuata una dettagliata analisi strutturale che ha permesso di riconoscere i principali sistemi tettonici che interessano l'area degli isolotti nel settore sommerso ed in quello emerso. In particolare lo studio si è sviluppato in diverse fasi: (i) sono stati tracciati sulla carta batimetrica con equidistanza di 1 m i principali lineamenti geomorfologici-strutturali; (ii) è stata effettuata l'analisi statistica dei centri emissione rilevati dal rilievo multibeam per individuare possibili allineamenti e distribuzione azimutale; (iii) sono state misurati gli allineamenti di bolle e le fratture rilevate durante il rilevamento in corrispondenza del fondale (iiii) infine, sono state rilevate le fratture e /o i piani di faglia presenti in corrispondenza degli isolotti Dattilo, Lisca Bianca e Bottaro.

(i) Lo studio di dettaglio della Carta batimetria, con 1m di equidistanza, ha permesso di individuare i principali lineamenti che interessano l'area racchiusa dagli isolotti di Panarelli, Lisca Bianca, Bottaro, Lisca Nera e Dattilo (Figura 43). I lineamenti sono stati tracciati sulla base di differenti azimut (a) ed inclinazioni (e) di illuminazioni dello shaded relief: a135-e65; a45-e68; a52-e67; a90-e52; a00-e60; a-135-e65; a178-e50. I lineamenti orientati prevalentemente in direzione NE sono ubicati nel settore orientale dell'area (Figura 43 b). Nel settore centrale si osserva un *trend* da Nord a NNW mentre in quello occidentale ricadono i lineamenti orientati NW. Le loro direzioni sono distribuite lungo gli allineamenti delle morfostrutture che sono descritte nel paragrafo successivo.

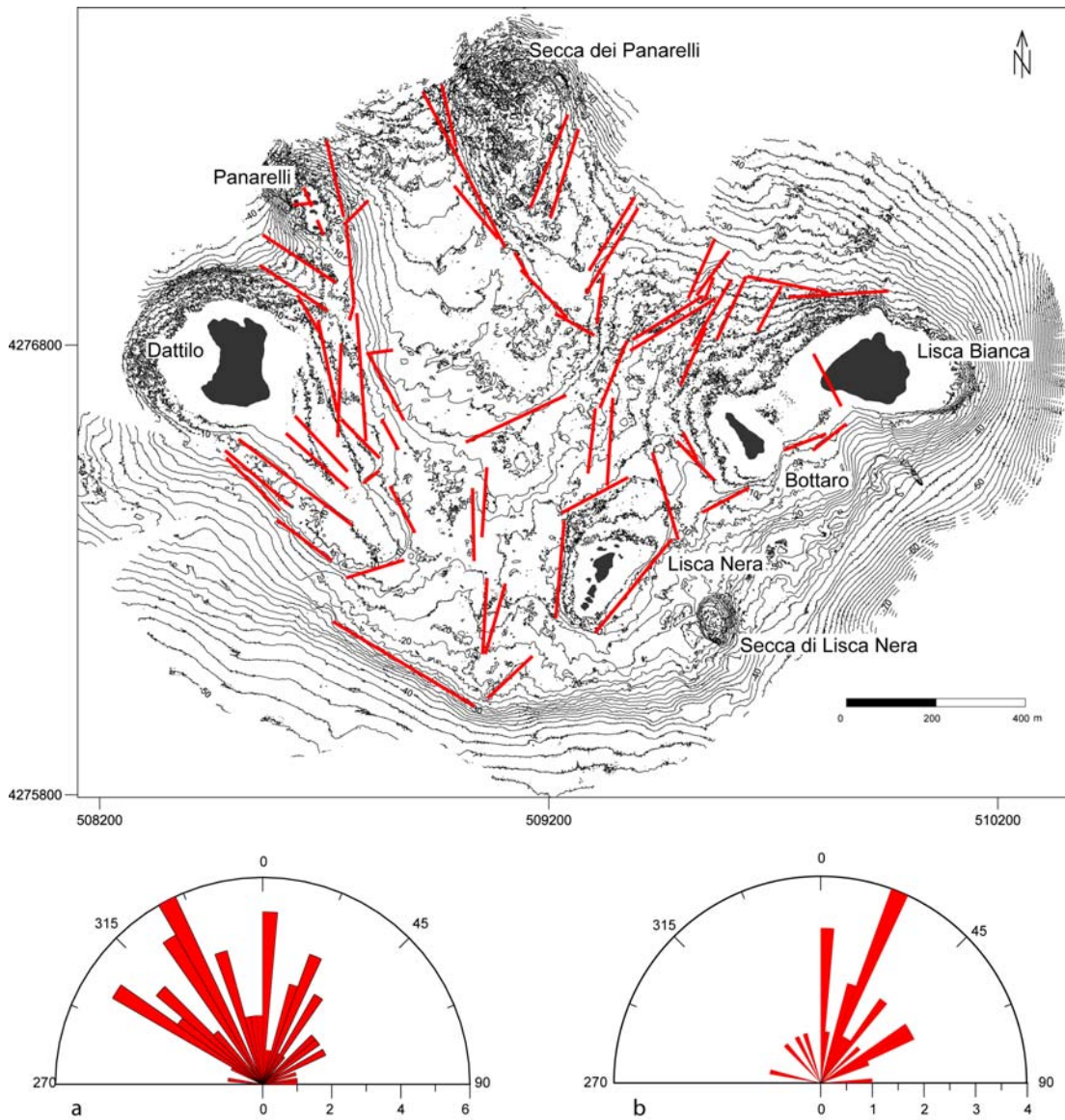


Figura 43 – Carta dei lineamenti (Coordinate UTM-WGS84.) e diagrammi a rose della distribuzione a) settore nord-occidentale b) settore sud-orientale

(ii) La seconda fase dello studio strutturale ha riguardato l'individuazione di possibili allineamenti delle emissioni di gas rilevate durante i 3 rilievi batimetrici, sulla base di uno specifico algoritmo (Tosi et al., 1994). Questo si basa su due ipotesi: la prima che i CE si distribuiscano statisticamente lungo una linea; la seconda che la loro

distribuzione sia relativamente omogenea. L'analisi è stata effettuata sovrapponendo all'area di degassazione (700x900 m) un grid regolare di 10 m di lato. In ogni nodo del grid è stato centrato un cerchio con raggio variabile da 1 a 50 m e con passo di 1m. All'interno di ogni cerchio sono state scelte 18 possibili orientazioni che variano in tutte le direzioni secondo un passo di 10°. In particolare, per ogni direzione sono stati calcolati i parametri V e χ^2 secondo le coordinate delle emissioni gassose che ricadono all'interno del cerchio in esame e in relazione alla magnitudo (Tosi et al., 1994). V è l'indice della dispersione della localizzazione dei centri di emissione intorno ad una linea. Il test del χ^2 riguarda l'omogeneità dei punti lungo la linea.

Le emissioni rilevate a Dicembre 2002 mostrano due sistemi prevalenti NNE-SSW e NW-SE (Figura 44). A Luglio 2003 l'algoritmo individua gli stessi sistemi anche se esiste una prevalenza degli allineamenti orientati orientati NW-SE. A Dicembre 2003 è prevalente il sistema NNE-SSW.

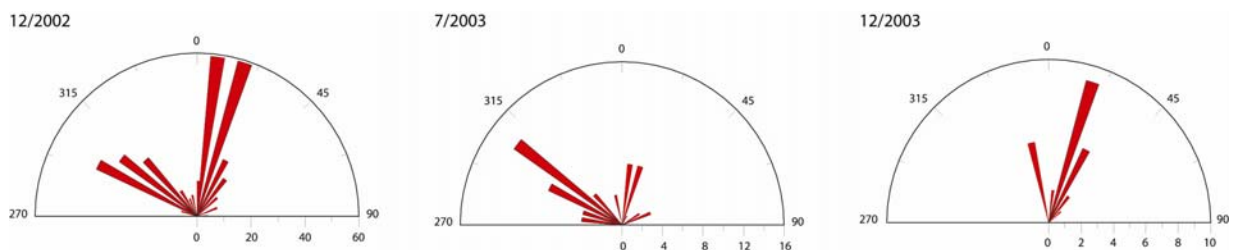


Figura 44 - Distribuzione azimutale dei Centri di Emissione.

(iii) Durante il rilevamento geologico subacqueo sono stati raccolti dati strutturali che riguardano gli allineamenti dei Centri di Emissione e le direzioni di fratturazione dei litotipi che affiorano sul fondale.

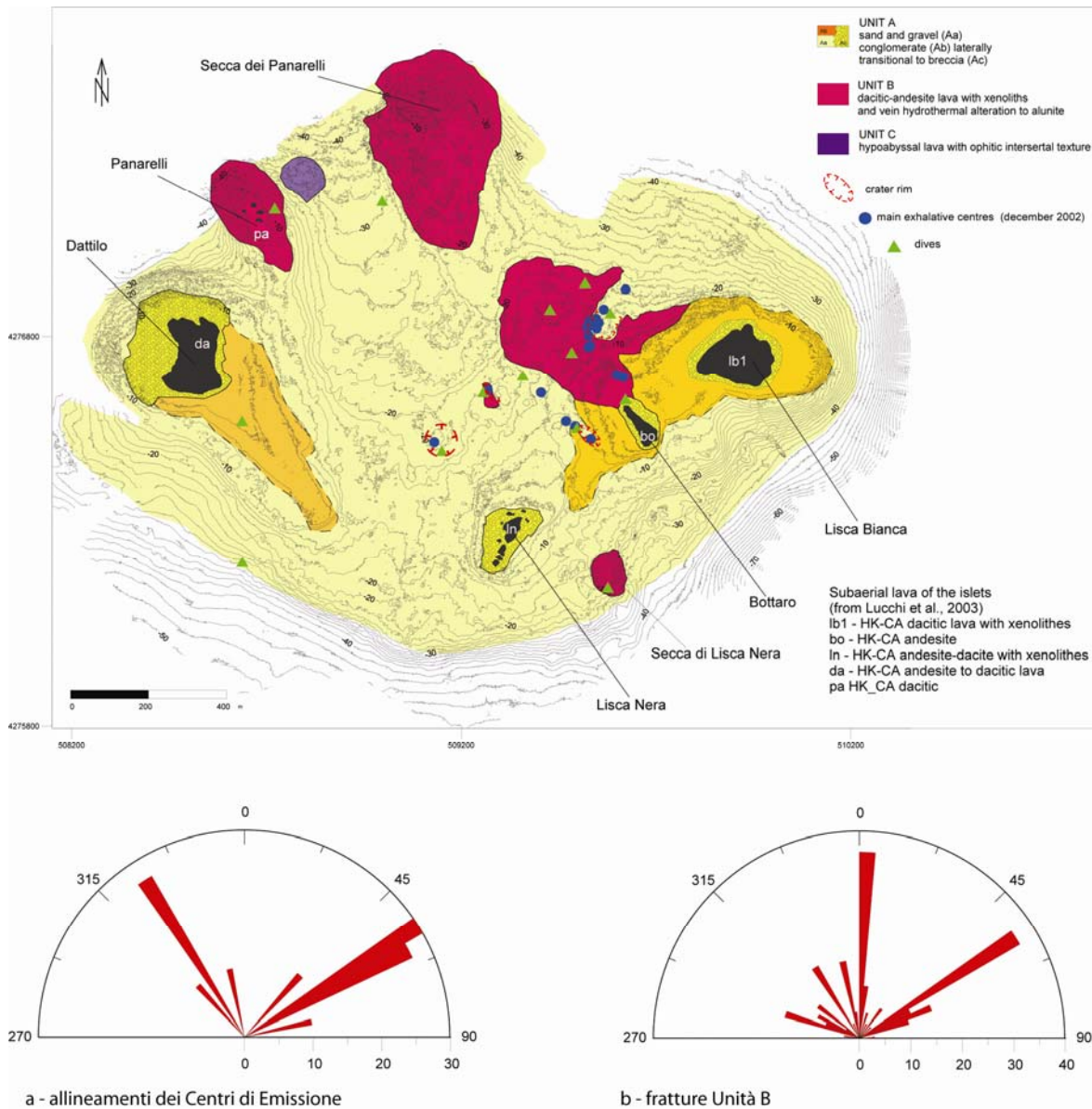


Figura 45 – Distribuzione azimutale degli allineamenti delle emissioni gassose e delle fratture. Carta Geologica del fondale marino (Esposito et al., 2006). Coordinate UTM-WGS84.

Come si osserva dalla Figura 45 a gli allineamenti delle emissioni gassose, misurate in prevalenza nell’Unità A (Figura 45, 46 b), costituita da conglomerati e sabbie, sono distribuite secondo due direzioni principali NE-SW e NW-SE.

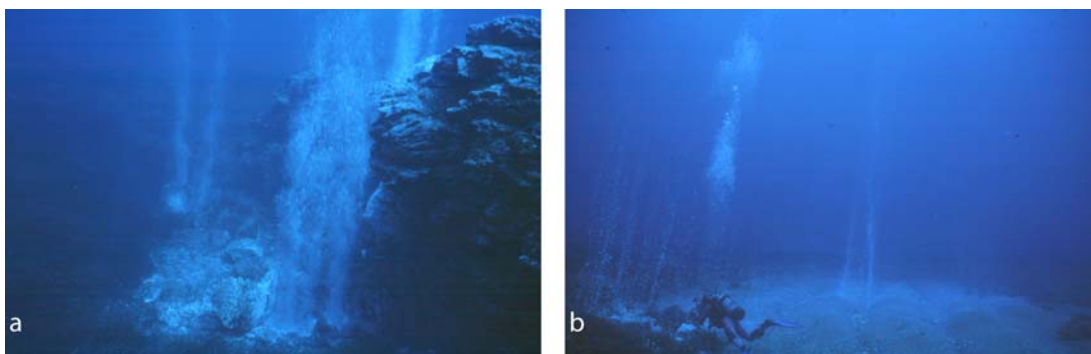


Figura 46– Allineamenti dei Centri di Emissione in corrispondenza dell’Unità delle lave dacitiche-andesitiche (a) e della Unità sedimentaria A (b).

In corrispondenza dell’Unità B, costituita da lave dacitiche–andesitiche, sono stati rilevati prevalentemente piani N-S e NE-SW ed il gas è emesso prevalentemente lungo quest’ultimi piani di taglio (Figura 45, 46 a). Le fratture misurate nell’Unità B sono generalmente beanti e riempite da alunite o da solfuri.

Il confronto tra il diagramma a rosa relativo agli allineamenti delle bolle e quello delle fratture dell’Unità B, suggerisce che attualmente le fratture NE-SW e NW-SE sono più permeabili al gas rispetto a quelle N-S.

Le direzioni degli allineamenti principali dei centri di emissione (Figura 45 a) coincidono, considerando l’errore della bussola, con la distribuzione ottenuta dall’analisi statistica dei centri rilevati con il multibeam.

Successivamente le distribuzioni azimutali dei piani di fratturazione e degli allineamenti misurati sott’acqua sono stati confrontati con quelli ottenuti dai dati raccolti in corrispondenza delle falesie degli isolotti (Figura 47 a, b,c).

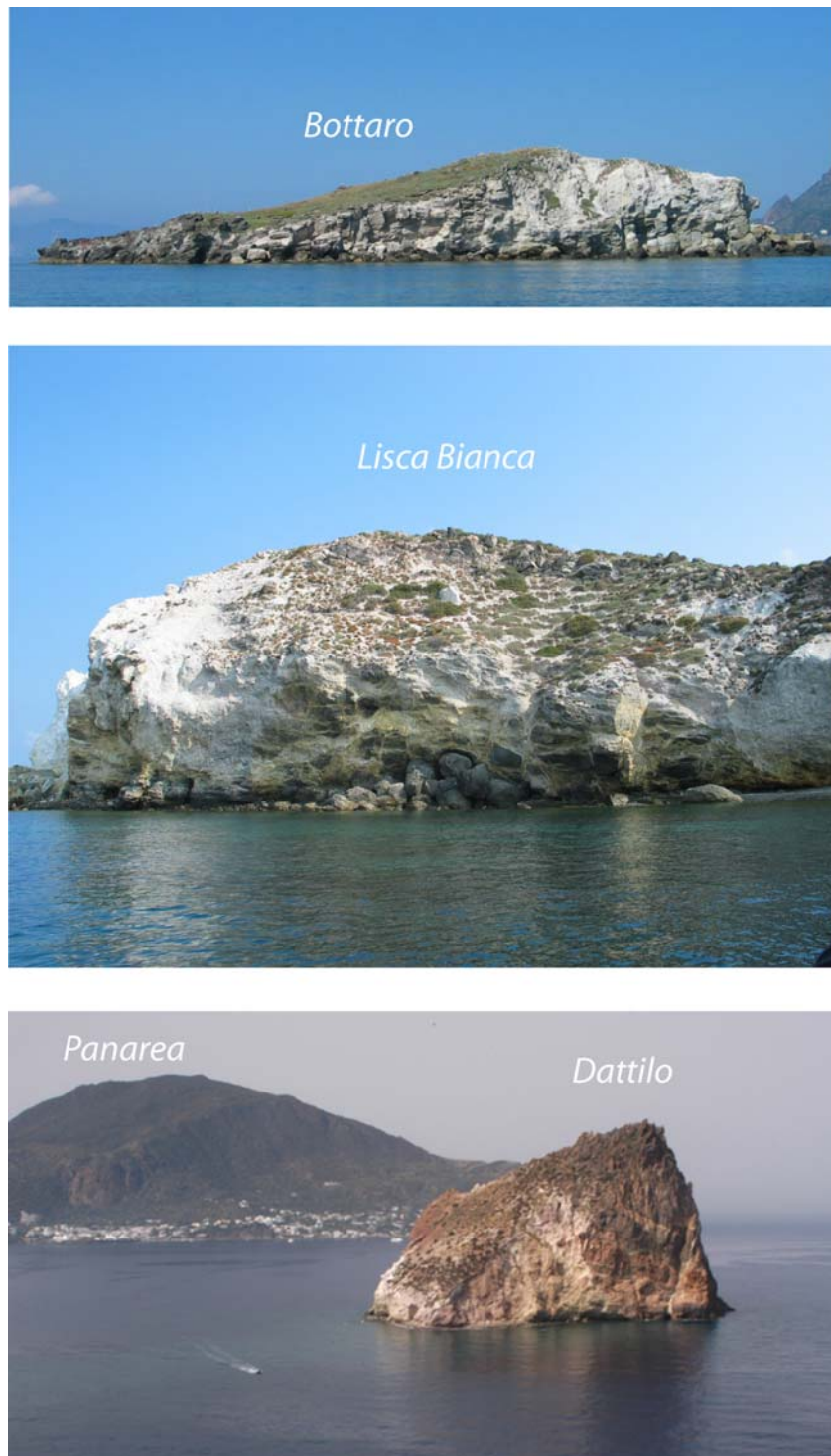


Figura 47 - a) Bottaro versante nord-orientale b) Lisca Bianca falesia sud-occidentale c) Dattilo versante orientale. E' evidente l'intensa fratturazione ed alterazione lungo le falesie.

I dati acquisiti a Dattilo, Lisca Bianca e Bottaro hanno evidenziato la presenza di alcuni set principali di piani di faglia e/o fratture con spaziatura compresa tra alcuni decimetri ed il metro. Le fratture misurate su Lisca Bianca e Bottaro hanno direzioni prevalenti orientate NE-SW e NW-SE a differenza dei piani misurati a Dattilo che sono in prevalenza orientati NW-SE e WNW-ESE (Figura48 a,b).

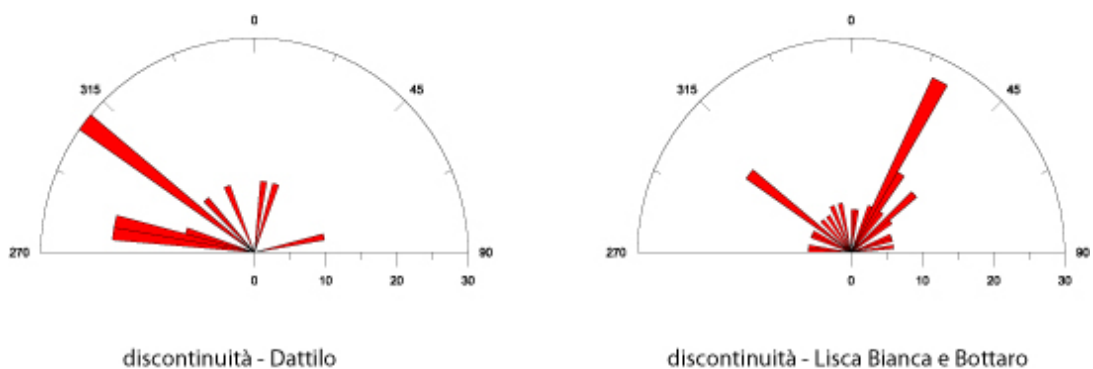


Figura 48 - Diagramma a rose delle fratture misurate in corrispondenza delle falesie a) Dattilo b) Lisca Bianca-Bottaro

In particolare i piani di fratturazione misurati a Lisca Bianca e Bottaro hanno le stesse direzioni degli allineamenti delle emissioni gassose (Figura 45a). L'intensa fratturazione osservata lungo le falesie degli isolotti è in parte riconducibile agli intensi processi di alterazione idrotermale che hanno prodotto caratteristiche facies di breccia per auto-brecciazione idraulica-idrotermale (Cas and Wright, 1987).

In Figura49 è riportato il diagramma a rosa dei piani misurati sull'isolotto di Lisca Bianca, si osservano due set di fratturazione principali NNE-SSW e NNW-SSE (Figura 50).

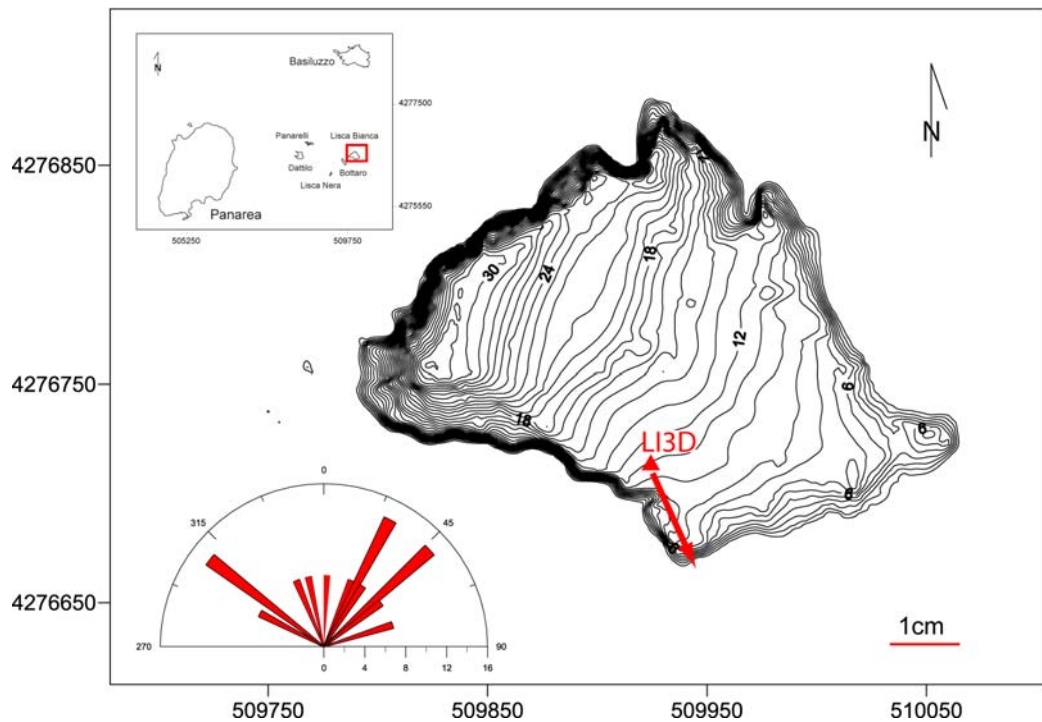


Figura 49 - Lisca Bianca (Coordinate UTM-WGS84). Spostamento della Stazione continua LI3D registrato tra il 18 e il 19 giugno 2005. Distribuzione azimutale delle fratture e dei piani di faglia misurati lungo la falesia.

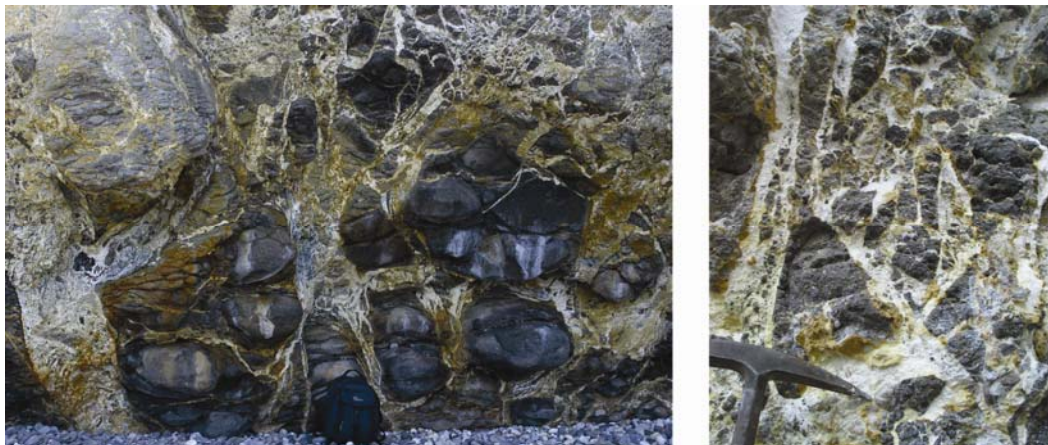


Figura 50 – Affioramento intensamente fratturato in corrispondenza del versante meridionale di Lisca Bianca. Le fratture NNE-SSW e NNW-SSE sono riempite da vene di alunite. A destra particolare dell'idrofratturazione che isola “clasti” di lava.

3.3 Morfologia e Vulcanologia

Il MDEM (Marine Digital Elevation Model) ha permesso di rilevare e studiare in dettaglio le complesse morfologie presenti sul fondale del mare tra gli isolotti di Dattilo, Panarelli, Lisca Bianca, Bottaro e Lisca Nera che rappresentano i resti di un complesso di domi parzialmente emersi (Romano, 1973; Gabbianelli et al., 1990; Calanchi et al., 1999, 2002; Lucchi et al., 2003, 2007; Esposito et al., 2006).

Per quanto riguarda il settore più profondo, esterno all'area delimitata dagli isolotti, sono state individuate alcune strutture lineari e sub-circolari. In particolare, nel settore nord-occidentale sono evidenti tre importanti strutture lunghe oltre un Km che tagliano il fondale (Figura 37, 51). Quella indicata dalla lettera A ha direzione media NE-SW ed è definita da una parete verticale alta da 10 a 20 m. Si tratta di una scarpata articolata formata da due lembi concavi verso SE ognuno di circa 800m. Poco a sud della struttura A è stata riconosciuta una struttura rettilinea B che si protrae per circa 600 m in direzione NNE-SSW. L'ultima struttura (C) ha andamento E-W e corrisponde ad una scarpata verticale anche in questo caso alta di circa 10m che delimita verso Nord una depressione ellittica (-61m) con asse maggiore orientato N-S. Nel settore sud-occidentale sono presenti alcune depressioni di forma pseudo-ellittica e circolare con asse maggiore di alcune decine di metri.

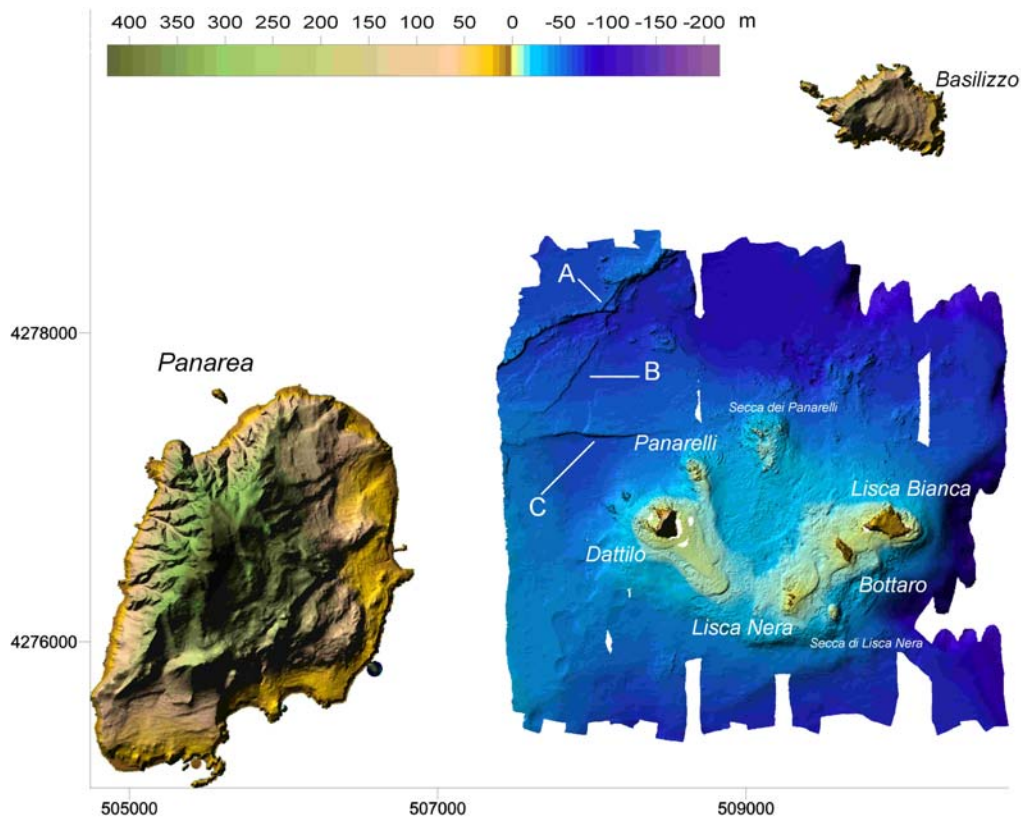


Figura 51 – Shaded relief del MDEM e DTM di Panarea e del suo arcipelago (Fabris et al., 2006). Coordinate UTM-WGS84.

Per quanto riguarda il settore delimitato dagli isolotti il MDEM mostra come quest'area di circa 2 km² sia un alto strutturale lungo il bordo orientale della piattaforma marina che taglia l'edificio vulcanico a circa 130m di profondità (Chiocci e Romagnoli, 2004) (Figura 5, 51, 52).

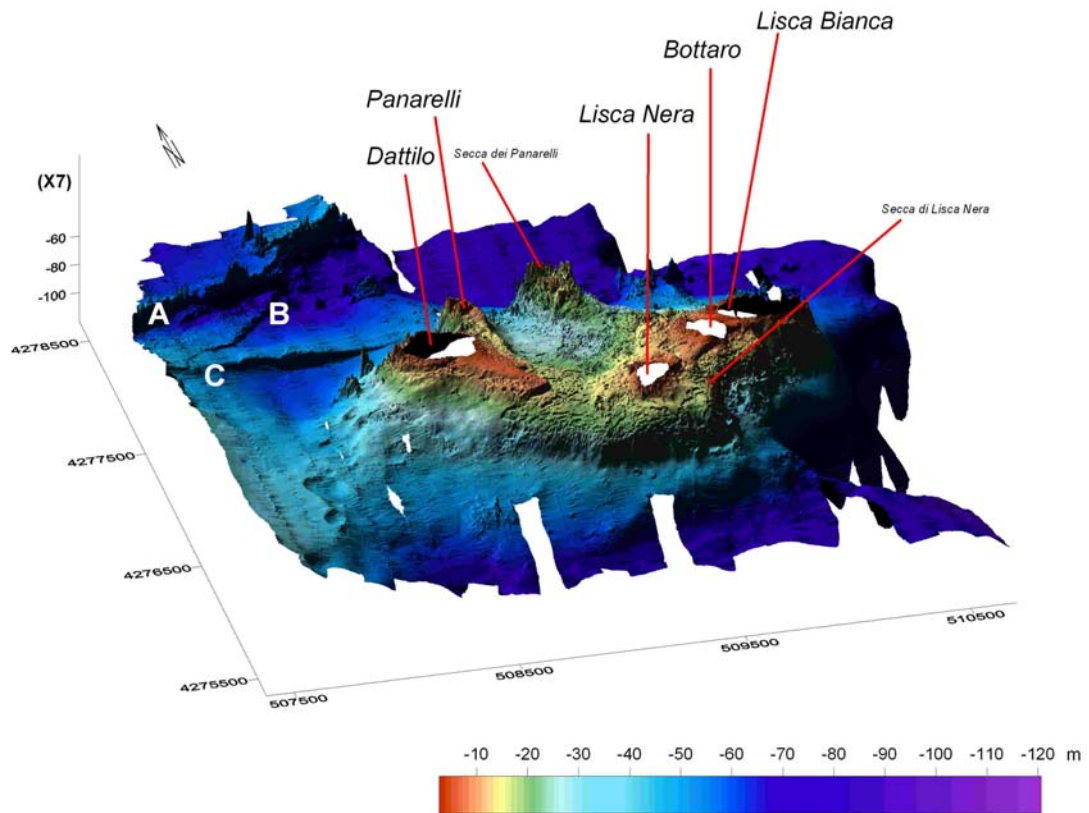


Figura 52 – MDEM, 3D dell'area degli isolotti. Coordinate UTM-WGS84.

Si tratta di un'area poco profonda ad elevata rugosità per la quale sono state riconosciute 3 classi di profondità tra 0 e -20 m; tra -20 e -30m e l'ultima > di 30m (Figura 53 c). Per quanto riguarda le caratteristiche morfologiche sono state riconosciute 5 unità principali (Figura 53 b) che si sviluppano secondo due direzioni NE-SW (MF1 e MF5) e NW-SE (MF2, MF4, MF5) (Esposito et al., 2006). All'interno di ogni morfostruttura sono stati riconosciuti 4 tipi di rilievo differenziati sulla base della tessitura morfologica e della "rugosità" del fondale (Figura 53 a).

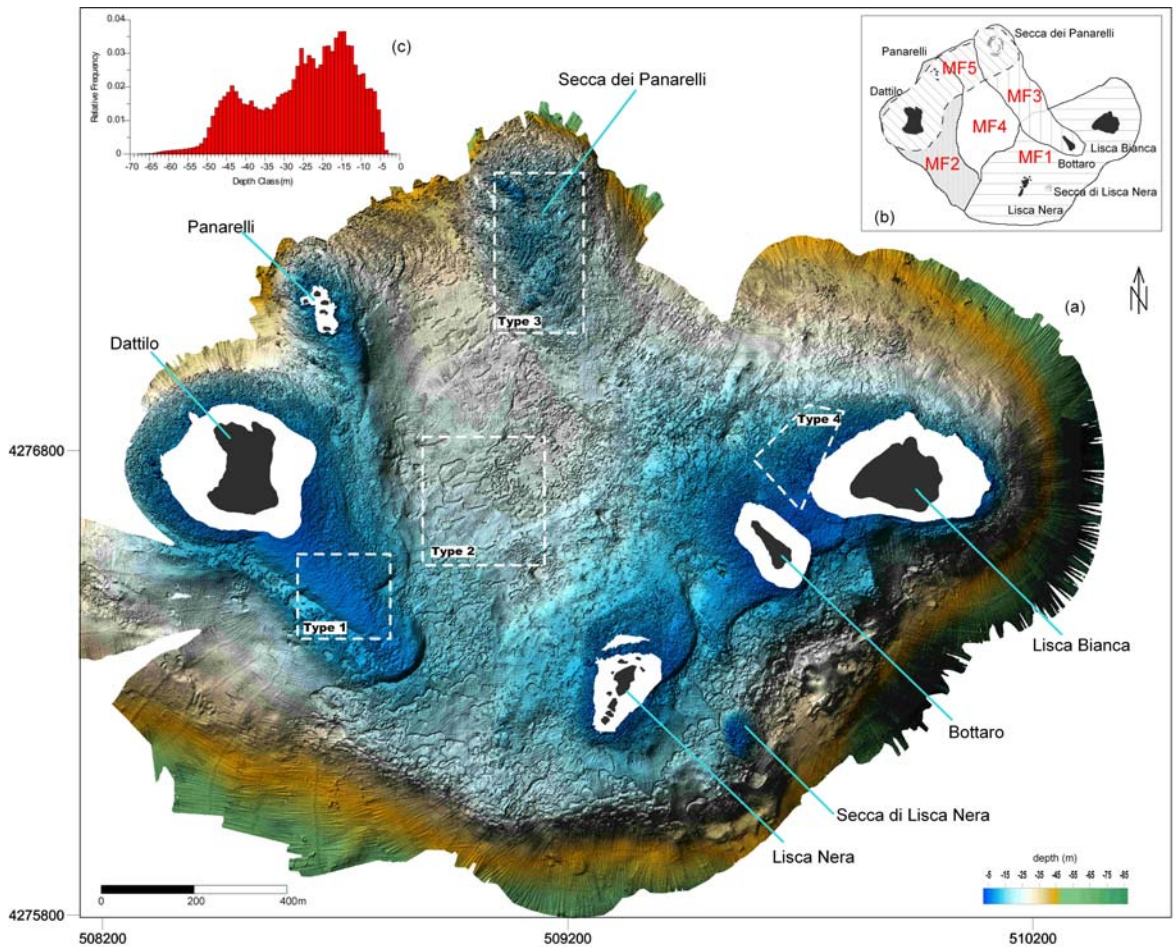


Figura 53 – a) Shaded relief (Coordinate UTM-WGS84) dell’area degli isolotti. Differenti tipi di “rugosità” del fondale. b) schema delle principali morfostrutture. c) istogramma della profondità.

Al tipo 1 corrisponde una morfologia poco acclive con contorni delle forme molto sfumati; il tipo 2 è caratterizzato da forme circolari e/o a ferro di cavallo; il tipo 3 è individuato in corrispondenza di un’alta frequenza del rilievo ed infine il tipo 4 si osserva in corrispondenza della pozione sommersa a ridosso delle falesie. Nel complesso, dove il fondale è coperto da sedimenti (Unità A, Figura 45 e 53), sono presenti centinaia di forme depresse circolari e /o a ferro di cavallo a scala differente, da pochi fino ad alcune decine di metri. Queste forme sono simili a quelle che si sono formate in corrispondenza dei principali centri di degassazione di Dicembre 2002.

Dove invece affiorano le lave dacitiche-andesitiche (Figura 45) a profondità compresa tra 10 e 20 m, sono state individuate e rilevate strutture circolari profonde, anche alcuni metri, riconducibili a condotti di eruzioni gassose (*gas pipes*) come si osservano in altre aree vulcaniche emerse e sommerse (Hawaii) (Cas and Wright, 1987). In corrispondenza di questi condotti la direzione di flusso della lava è tagliata da fratture verticali riempite generalmente da vene di alunite che conservano minuti frammenti delle lave quasi completamente elisi (Figura 54 a, b, d). Questa facies così caratteristica che potrebbe ricordare dei “mattoni” è stata interpretata come resti di strutture archeologiche di età romana (Bellia et al., 1987) ciò ha portato erroneamente a considerare un alto tasso di subsidenza negli ultimi 2000 anni.

L’aspetto di questi *gas pipes* osservati dall’alto ricorda quello dei paesaggi carsici (Figura 54 c), formati da campi di doline, talvolta coalescenti, separate da modesti rilievi che isolano, talvolta, pinnacoli rocciosi. Sul fondo dei *gas pipes* affiorano clasti arrotondati di lava riconducibili all’Unità A (Esposito et al., 2006).

I dati morfologici e vulcanologici acquisiti nel corso di questo studio suggeriscono che il fondale racchiuso tra gli isolotti è stato interessato anche nel passato da manifestazioni freatiche come quelle osservate nell’evento di eruzione di gas del Novembre 2002. In particolare, lo stato di fratturazione, l’alterazione idrotermale e la mineralizzazione delle lave che costituiscono il *bedrock* del fondale, così come la presenza delle centinaia di strutture crateriche più o meno grandi che punteggiano il fondale, indicano che il sistema geotermico-idrotermale è presente da tempo.

L’assenza di prodotti juvenili più recenti delle lave, che costituiscono il substrato roccioso del fondale, permette però di escludere che si siano verificate eruzioni freatomagmatiche o magmatiche successive.

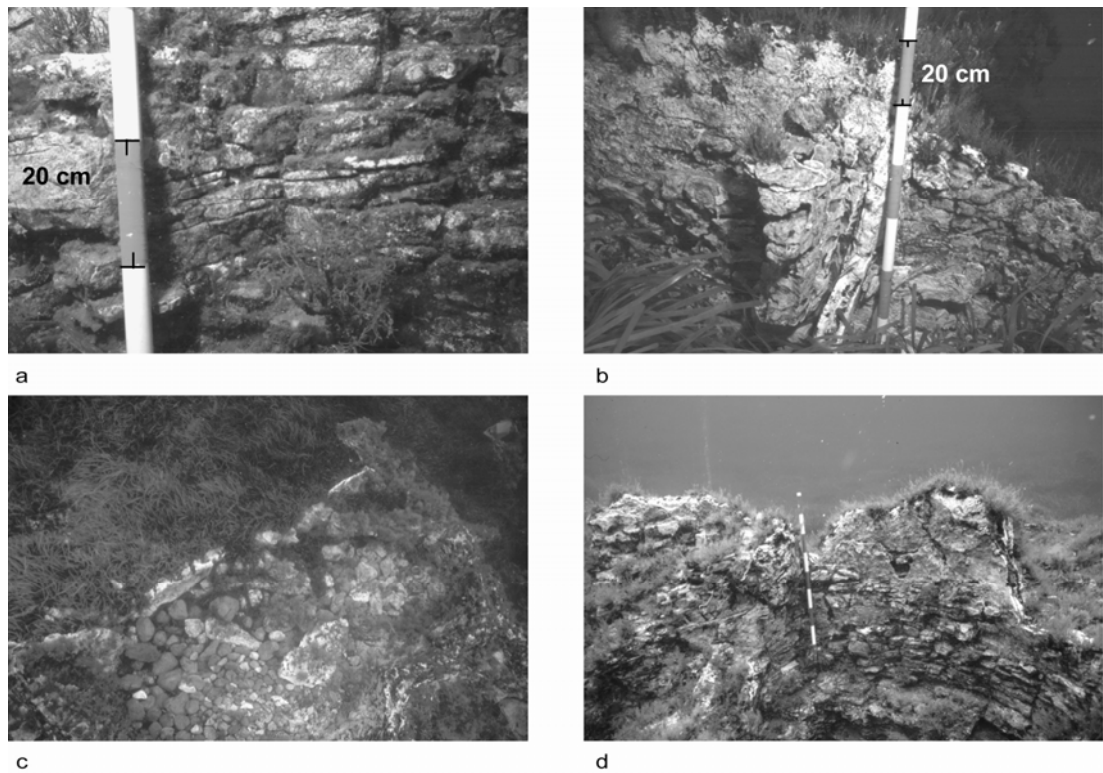


Figura 54 - Litofacies delle lave dacitiche-andesitiche a) (-10m) la lava in cui il *flow-banded* è tagliato dai piani di fratturazione verticale, b) (-15m) frattura riempita da alunite, c) gas pipes fossili a -12m sul fondo dei quali affiorano i ciottoli dell'Un A, d) (-10m) interno di un *gas pipes*. L'intensa fratturazione contribuisce a determinare questa tipica facies che potrebbe ricordare dei "mattoni" e che è stata nel passato interpretata come resti di strutture archeologiche di età romana (Bellia et al., 1987)

4 Parametri per un modello fisico-matematico del vulcano di Panarea

I risultati dello studio geodetico del vulcano di Panarea mostrano una significativa variabilità, la cinematica e la deformazione risultano particolarmente complesse riconducibili alla presenza del sistema geotermico-idrotermale attivo. La possibilità di rappresentare, attraverso un modello fisico-matematico, le variazioni del sistema geotermico-idrotermale, sebbene non sia tra gli obiettivi di questa tesi di Dottorato, è un tema che sarà fondamentale sviluppare al fine di avere un quadro completo dell'evoluzione di questo vulcano. Attraverso un modello numerico idro-meccanico sarà possibile evidenziare le relazioni esistenti tra la circolazione di fluidi e dei gas e le deformazioni del suolo espresse come distribuzione dello *strain* e dello *stress* (Bonafede et al., 1986; Bonafede, 1991; De Natale et al., 2001; Todesco et al., 2003 a, b, 2004). Le caratteristiche dell'eruzione del 2002 ed i risultati GPS e vulcalogici ottenuti, suggeriscono che la migrazione dei fluidi caldi idrotermali verso l'esterno può determinare un sollevamento significativo di alcuni cm fino a qualche km di distanza.

Nell'ambito di un programma di collaborazione con il Prof. Ray Cas dell'Università di Monash (Melbourne, Australia) è stato intrapreso lo studio per la scelta dei parametri fisici e delle condizioni al contorno del vulcano di Panarea. Sono state effettuate alcune simulazioni preliminari attraverso il software FLAC3D (ITASCA Consulting Group Inc., 1997). Questo è un codice commerciale utilizzato per l'analisi della meccanica delle rocce e dei suoli. FLAC3D è stato utilizzato, in questa fase preliminare, in modalità bidimensionale per semplificare le interazioni sia per quanto riguarda tempi di esecuzione sia per la possibilità di modificare facilmente le proprietà fisiche delle rocce e le condizioni al contorno.

In Figura 55 è riportato uno schema del vulcano di Panarea.

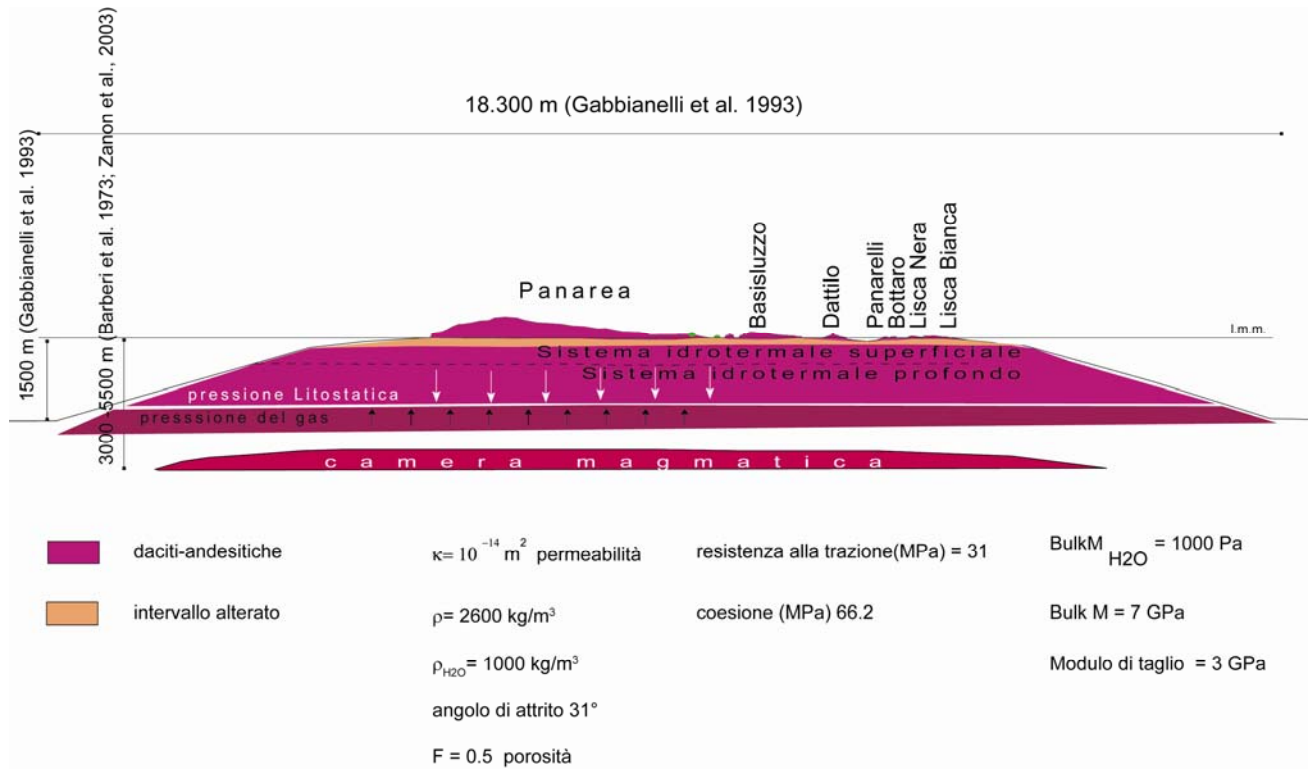


Figura 55– Schema del vulcano di Panarea. Sono riportati i parametri fisici scelti.

E' stato creato un dominio con una griglia, configurata per flusso di fluidi, 100x50 e con forma trapezoidale 18 x 7.5 x 1.0 km. Lo spessore di 1.0 km è stato fissato assumendo che il sistema idrotermale di Panarea risieda nella porzione più superficiale del vulcano come suggerito da Italiano e Nuccio (1991), Caliro et al., (2004); Caraucasi et al. (2005), Chiodini et al. (2006), Esposito et al. (2006).

Per queste prime simulazioni è stato utilizzato un modello meccanico di Mohr per il quale sono state scelte le seguenti proprietà: densità, modulo di Bulk, modulo di taglio, angolo di frizione, coesione, angolo di dilatazione e resistenza elastica (Tabella 9). Queste caratteristiche fisiche sono riferite ad andesiti e daciti fortemente alterate che costituiscono quasi esclusivamente la successione stratigrafica dell'area degli isolotti (Esposito et al., 2006; Lucchi et al., 2003, 2007).

Sono stati inoltre scelti i valori di porosità, permeabilità e saturazione, sempre riferiti alle daciti ed andesiti, e le proprietà relative al fluido, acqua.

Tabella 9 - Proprietà meccaniche per le lave dacitiche-andesitiche

Proprietà fisiche della roccia e del fluido			
densità	ρ	2500	Kg/m ³
modulo di Bulk	K	7	GPa
modulo di taglio	G	3	GPa
angolo di frizione		31°	
coesione		3/0.31	MPa
angolo di dilatazione		2	
resistenza alla trazione		31	MPa
porosità	n	0.5	
permeabilità	k	10 ⁻¹⁴	m ²
saturazione	s	1	
modulo di Bulk _{H2O}		2	GPa
densità _{H2O}	ρ	1000	

La scelta dell'acqua è una semplificazione importante poiché i fluidi nel sistema geotermico-idrotermale di Panarea sono costituiti da una miscela di gas ed acqua con temperature di oltre 100°C (Italiano e Nuccio, 1991; Caliro et al., 2004; Caraucasi et al., 2005; Chiodini et al., 2006).

I valori di densità delle daciti ed andesiti sono compresi nell'intervallo 2200 ÷ 3200 kg/m³ (Schon, 1996; Bartetzko et al. 2005). E' stato scelto il valore di 2500 kg/m³ considerando che le lave affioranti si presentano fortemente alterate ed idrotermalizzate. I parametri riferiti al modulo di Bulk, modulo di taglio, angolo di frizione, coesione, angolo di dilatazione, resistenza elastica, porosità, permeabilità sono stati scelti tra quelli pubblicati in letteratura adatti per le litologie presenti

(Carmichael, 1989; Schon, 1996; De Natale et al., 2001; Todesco et al., 2003 a, b, 2004)

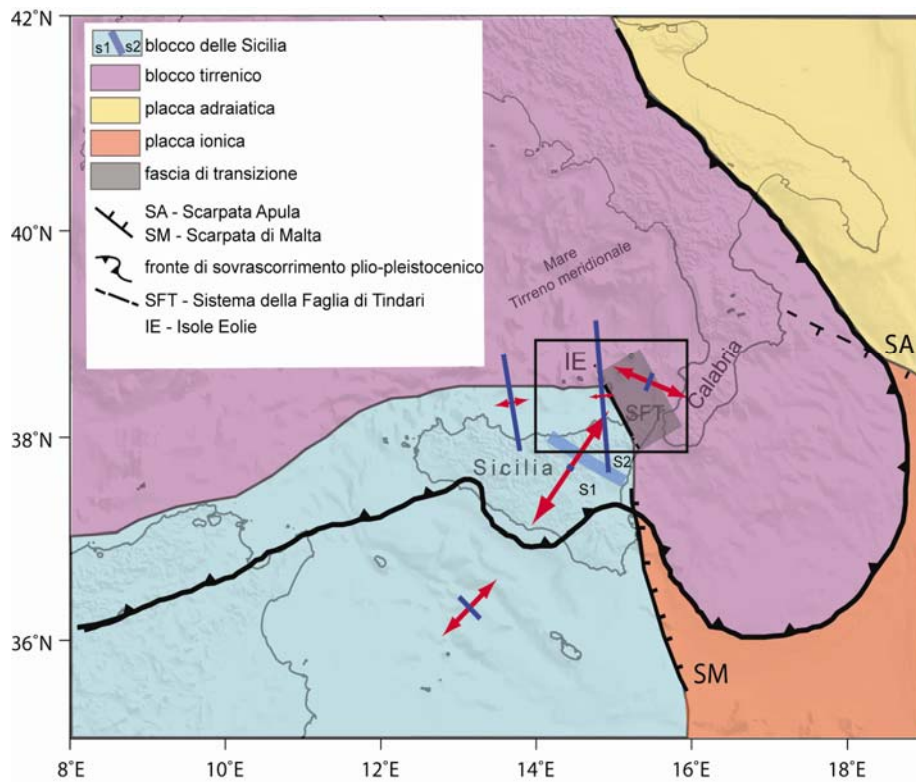
Per quanto riguarda le condizioni al contorno, sono state imposte considerando un flusso di fluidi che si muove dal basso verso l'alto. Il dominio è aperto verso l'alto e chiuso alla base, da dove entra il fluido, e lateralmente cioè lungo i fianchi del vulcano. La stabilità dei versanti è fissata nelle descrizione delle condizioni iniziali assegnando dislocazioni pari a zero lateralmente e perpendicolarmente.

Sono state effettuate numerose simulazioni ed i risultati preliminari ottenuti sono incoraggianti in termini semi-quantitativi. Il lavoro futuro sarà rivolto a migliorare i risultati in termini quantitativi considerando la migrazione di fluidi caldi all'interno del un sistema geotermico-idrotermale. Una descrizione più completa del processo necessita di un'analisi accoppiata termo-idraulica-meccanica come quella proposta ad esempio per i Campi Flegrei (Todesco et al., 2003, 2004, 2005).

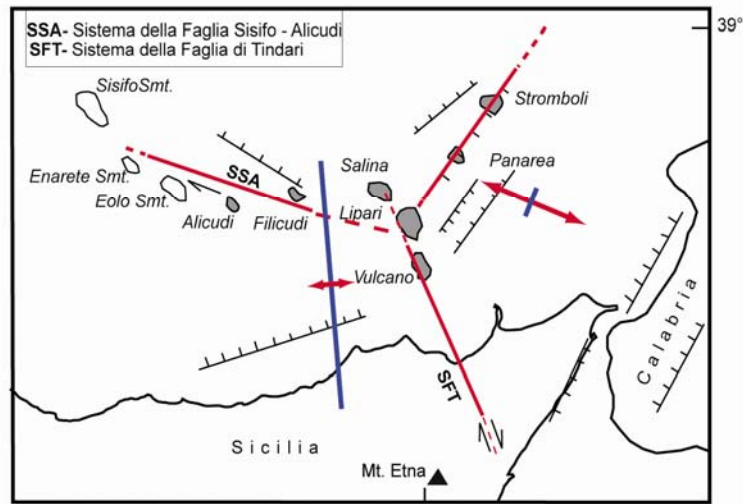
5 Discussione

I risultati ottenuti hanno evidenziato per l'area in studio diversi stili di deformazione rispetto alla generale compressione legata al moto di convergenza tra la placca eurasiatica e quella africana. La complessità della cinematica osservata è legata alla frammentazione dei blocchi litosferici che si muovono gli uni rispetto agli altri in un'area limitata, in stretta relazione con il sistema di subduzione (fossa-arcobacino di retroarco) (Westaway, 1990, Faccenna et al., 2004 b; Gvirtman e Nur, 1999, 2001).

L'area del Distretto Vulcanico Eoliano, della Sicilia orientale e della Calabria costituisce una delle zone chiave per la comprensione della geodinamica del Mediterraneo. La distribuzione spazio-temporale della sua cinematica permette di distinguere alcuni domini cinematico-strutturali a scala regionale ed a scala locale. A scala regionale sono stati distinti due blocchi quello della Sicilia meridionale ed occidentale e quello della Sicilia orientale, Isole Eolie e Calabria. La separazione tra i due blocchi avviene, sulla base dei risultati ottenuti, attraverso una fascia di transizione complessa con direzione compresa tra NNW-SSE che corrisponde al sistema della faglia di Tindari e della Scarpata di Malta. I risultati non mostrano una singola struttura che taglia la Sicilia orientale dalla Scarpata di Malta fino alle Isole Eolie come proposto da Lanzafame e Bousquet (1997). Inoltre il blocco della Sicilia è separato al suo interno da una discontinuità WNW-SSE che corre a nord dell'Etna (s1 e s2) (Figura 56 a).



a



b

Figura 56 – a) Schema dei blocchi crostali. La suddivisione è stata definita dalla distribuzione della sismicità, dalla Mappa Geodinamica del Mediterraneo (<http://ccgm.free.fr>) (Funicello e Cadet, ed - 2004). b) particolare delle Isole Eolie.

A scala locale i risultati ottenuti per l'area di Panarea mostrano una peculiare cinematica e deformazione, al segnale geodetico regionale è sovrapposto un forte *input* locale che risiede quasi certamente nelle variazioni del sistema geotermico-idrotermale.

5.1 Velocità e *strain-rate* a scala regionale

A scala regionale, la cinematica delle stazioni GPS ubicate in Sicilia meridionale ed occidentale (LAMP, NOT1, MILO, PANT) evidenzia un movimento, rispetto ad Eurasia, verso NNW ad una velocità media di 4.8 ± 0.6 mm/anno mentre la deformazione tra le stazioni interne alla Sicilia (NOT1 e MILO) è modesta circa 1.5 ± 1.0 mm/anno di raccorciamento verso NNW. La compressione verso Eurasia sembra esaurirsi in corrispondenza di Ustica (USTI) dove anche i meccanismi focali dei terremoti, localizzati in quest'area, evidenziano sistemi compressivi orientati E-W, sub-paralleli al fronte compressivo plio-pleistocenico della catena appenninica. Il movimento verso Nord è trasferito ed assorbito nel Tirreno meridionale lungo un piano di *back thrust* formatosi tra 5 e 6 Ma quando la fossa di subduzione coinvolse, in Sicilia, la litosfera continentale africana (Goes et al., 2004). La litosfera continentale approssimandosi al fronte di subduzione insieme con la resistenza del blocco rigido degli Iblei potrebbe avere indotto il fronte compressivo a traslare verso Nord nel Tirreno meridionale. Questo tipo di assetto è comune ad altre regioni poste lungo il limite tra Eurasia ed Africa (D'Agostino e Selvaggi, 2004; Morel e Meghraoui, 1996)

Ad Est di quest'area in compressione localizzata tra Ustica ed Alicudi (Figura 56 a), si osserva un graduale cambiamento del regime di deformazione. Il fronte compressivo è traslato verso SE attraverso un'ampia zona che coinvolge le isole Eolie e la Sicilia nord-orientale lungo un margine transtensionale che risulta fortemente complesso ed articolato, che separa il blocco della Sicilia da quello

tirrenico e dalla placca ionica (Gvirtzman e Nur, 1999, 2001; Faccenna et al, 2005). La geometria di questo margine, come si deduce dai risultati GPS ottenuti, è caratterizzato, dalla elevata frammentazione secondo l'ipotesi che la rotazione, in senso orario, dei vettori di velocità e dei tensori di deformazione avviene lungo più piani di discontinuità caratterizzati da movimenti transtensionali destri ed orientati da NNW-SSE a NE-SW. L'estensione dell'area di transizione è ampia e non è ristretta ad una singola struttura, ma ad una fascia caratterizzata prevalentemente da un regime tettonico fragile. Si tratta di un sistema di faglie che a partire da quella di Tindari si estende verso Est e la cui orientazione ruota come suggerito dai vettori di velocità e dal *pattern* di deformazione (D'Agostino e Selvaggi, 2004). Attraverso quest'area di transizione si passa da un raccorciamento circa N-S di -0.279 ± 0.071 μ strain, nel settore occidentale delle Isole Eolie, ad un'estensione WNW-ESE di 0.095 ± 0.015 μ strain tra il settore orientale delle Eolie e la Calabria. La cinematica lungo il sistema della faglia di Tindari è di tipo trascorrente destro di circa 1.5 mm/anno come mostrato dai vettori di velocità delle stazioni di GBLM, FOSS e MILA, ubicate rispettivamente ad Ovest ed a Est della faglia di Tindari.

Ad Est del sistema della faglia di Tindari, in particolare nella zona di Milazzo (Sicilia Orientale) e di Panarea (Isole Eolie), la cinematica dei vettori di velocità è in accordo con un sistema estensionale NW-SE caratterizzato da faglie con cinematica da estensionale a transtensionale che permette la rotazione oraria del tensore della deformazione (Falsaperla et al., 1999; Neri et al., 2003; De Astis et al., 2003; Goes et al., 2004; Pondrelli et al., 2004; D'Agostino e Selvaggi, 2004; Cifelli et al., 2004; Billi et al., 2006;). Il moto che avviene in modo complesso coinvolgendo il sistema della faglia di Tindari e della scarpata di Malta potrebbe essere riconducibile ad un limite tipo STEP (Subduction-Trasform Edge Propagator) tra la placca africana (blocco della Sicilia) e quella ionica (Govers e Wortel, 2005). La complessità di questo margine è suggerita anche dalla presenza lungo alcune delle discontinuità NE-SW, rilevate nel settore sommerso delle Isole Eolie, di campioni mineralizzati con

ossidi di Fe e solfuri di Zn o Pb (Gamberi et al., 1997) nella facies *Kuroko-type* che è tipica di aree poste lungo i margini convergenti di placca (Scott e Binns, 1995; Bartetzko et al., 2003).

Il processo transtensivo e distensivo del sistema della faglia di Tindari potrebbe essere indotto dal movimento laterale destro lungo la faglia di Sisifo-Alicudi (De Astis et al., 2003; Billi et al., 2006) per la quale la faglia del sistema di Tindari potrebbe rappresentare una terminazione estensionale o transtensionale tipo *horsetail* (Sylvester, 1988; De Astis et al., 2003). La SA sarebbe stata attiva durante le fasi iniziali di apertura del bacino di Marsili (1.8 Ma) (De Astis et al., 2003). I dati GPS mostrano attualmente una rotazione oraria dei vettori ad Est della Sisifo-Alicudi ed un forte raccorciamento in corrispondenza del settore occidentale delle Isole Eolie.

I risultati ottenuti per i siti della Sicilia nord-orientale mostrano un moto rispetto ad Eurasia, più rapido verso Nord-NNE rispetto alle altre stazioni della Sicilia come si osserva in Figura 57. La velocità diminuisce in corrispondenza delle stazioni delle Eolie e in Calabria.

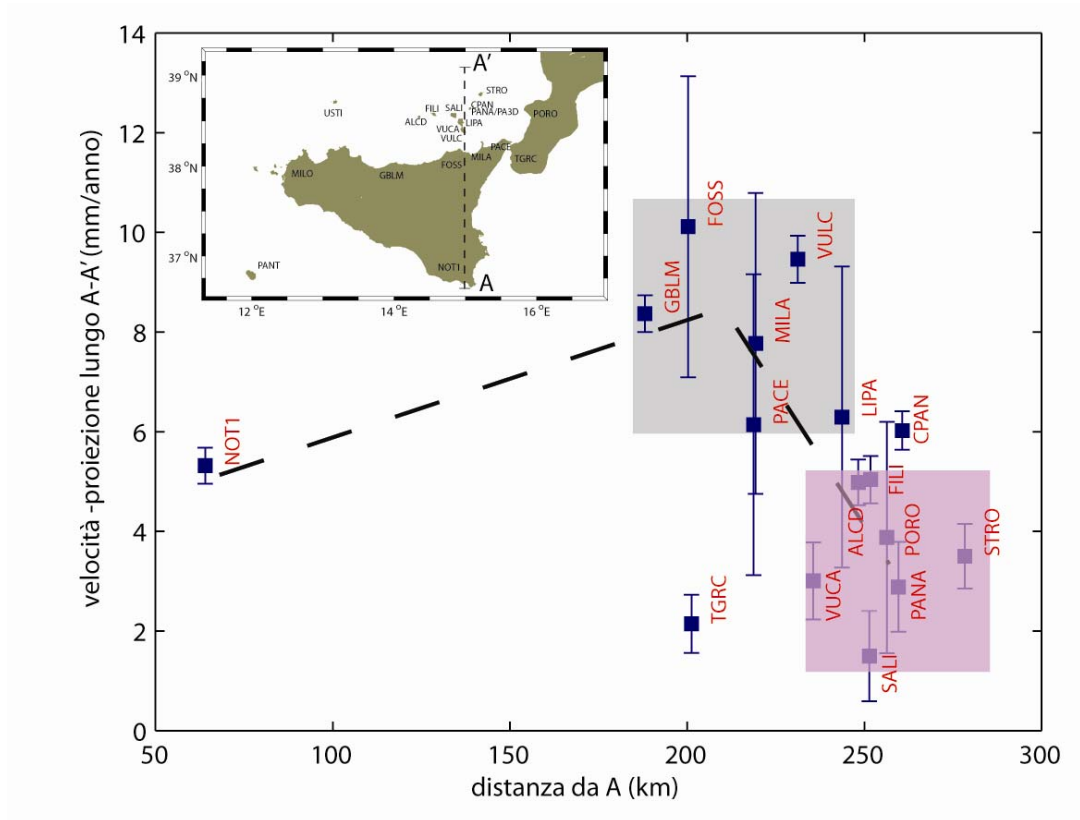


Figura 57 – Velocità lungo una proiezione N-S in funzione della distanza, l’errore ad 1σ . La velocità aumenta dalla Sicilia meridionale alla Sicilia orientale e diminuisce di nuovo in corrispondenza delle Isole Eolie.

Il moto verso NNE di queste stazioni non è in accordo con le faglie transtensionali e normali NE-SW e con i terremoti di bassa magnitudo localizzati nella Sicilia orientale. Il moto della Sicilia nord-orientale è stato interpretato come una combinazione di diversi fattori relativi alle cinematiche ed alle geometrie del limite Eurasia-Africa e delle dinamiche del mantello superiore (D’Agostino e Selvaggi, 2004; Goes et al., 2004). Un’anomalia del mantello è stata riconosciuta lungo il bordo occidentale della placca ionica al di sotto dell’Etna che sarebbe responsabile del sollevamento recente nella Sicilia Orientale (Gvirtzman e Nur, 1999, 2001, Doglioni et al., 2001; Faccenna et al., 2004, 2005), come indicato dall’altezza dei depositi tirreniani (Bordoni e Valensise, 1998).

I movimenti residui delle stazioni della Calabria, TGRC e PORO rispetto ad Eurasia mostrano un movimento verso NE. I movimenti residui rispetto a MILO-NOT1-LAMP e GBLM-FOSS sono orientati verso SE-SSE; questi dati suggeriscono che la subduzione della litosfera ionica al di sotto dell'arco calabro potrebbe essere ancora attiva sebbene il processo di estensione del bacino Tirrenico non lo sia (Pondrelli et al., 2004; D'Agostino e Selvaggi, 2004; Serpelloni et al., 2005). Una spiegazione di questo dato, apparentemente in contraddizione, può essere riconducibile alla diversa struttura litosferica tra la Calabria e la placca ionica che mostrano movimenti relativi diversi. Il moto e l'appartenenza della placca ionica è ancora dibattuto: per Westaway (1990) si tratta di un blocco indipendente che ruota in modo antiorario rispetto a Nubia, posto tra l'Africa e la microplacca adriatica. In questa ipotesi le residue velocità GPS in Calabria potrebbero essere rappresentative della deformazione e dello strain accumulato al margine di questo blocco rigido. Un'ipotesi alternativa considera la Calabria un frammento del *forearc*. La comprensione del moto e della geodinamica della Calabria e della placca ionica potrà essere ottenuto dai dati provenienti da una rete di stazioni GPS più fitta posta lungo l'arco calabro.

5.2 Velocità e *strain-rate* del vulcano di Panarea

Lo studio geodetico di dettaglio di Panarea, effettuato grazie alla fitta rete locale di stazioni GPS e le interpretazioni del rilievo batimetrico ad alta risoluzione, ha permesso di caratterizzare il campo di deformazione in atto (Figura 58). In particolare i risultati dell'analisi strutturale hanno evidenziato che esiste uno stretto rapporto tra i sistemi tettonici, il fenomeno di degassazione e le variazioni del campo di deformazione.

Gli allineamenti morfologici delle creste e delle depressioni, tracciati dallo studio della carta batimetrica mostrano due *trend* principali (Figura 58 a): nel settore

orientale in corrispondenza dell'Unità morfologica MF1 (settore orientale), sono prevalenti i lineamenti NNE-SSW, mentre, in corrispondenza delle altre Unità morfologiche, MF2, MF3 MF4 e MF5 (settore occidentale), prevalgono i lineamenti con direzione compresa tra Nord e NW. Per quanto riguarda lo studio delle fratture e dei piani di faglia misurati in corrispondenza degli affioramenti di lava (Figura 58 b, c), sia lungo le falesie di Lisca Bianca e Bottaro, sia nel settore sommerso, si osservano i seguenti sistemi principali: NNE-SSW, NW-SE, N-S e ENE. I risultati dell'analisi statistica della distribuzione del campo di degassazione indicano che il fenomeno si manifesta lungo due allineamenti principali: NNE-SSW e NW-SE (Figura 57 d) che coincidono con alcuni dei sistemi tettonici rilevati e che si sono formati a partire da 132 ka (Lucchi et al., 2003, 2007) fino a 67 ka (Acocella com. pers.). Il gas risale lungo fratture e discontinuità persistenti riconducibili al regime di stress regionale (Figura 58 e) (Falsaperla et al., 1999; De Astis et al., 2003).

Il “salto” osservato nella serie della stazione continua LI3D, dopo avere escluso che sia stato legato a cause tecniche-strumentali (capitolo 2), può essere stato causato dall'attività di degassazione in corrispondenza dell'isolotto di Lisca Bianca. Come osservato nel corso del rilevamento geologico e strutturale il gas risale lungo piani di discontinuità preesistenti legati al campo di stress regionale. Lo spostamento verso SE della stazione è consistente con il sistema di fratturazione NE-SW di Lisca Bianca per il quale la direzione di estensione (σ_3) è orientata NW-SE (Figura 58). Si tratta in prevalenza di fratture beanti con apertura anche di alcune decine di cm, riempite da alunite (Figura 50, 54 b). Queste fratture isolano blocchi e clasti di lava di dimensioni variabili da alcuni m a pochi mm. Lo spostamento asismico registrato dalla stazione continua LI3D può essere riconducibile ad un fenomeno di faglia *creep* (Bonafede et al., 1986, 1987; Dragoni e Tallarico, 1992; Dragoni et al., 1997; Tallarico et al., 2002; Amoroso et al., 2004). Casi simili sono stati recentemente osservati, lungo le pendici settentrionali dell'Etna (Azzaro et al., 2001).

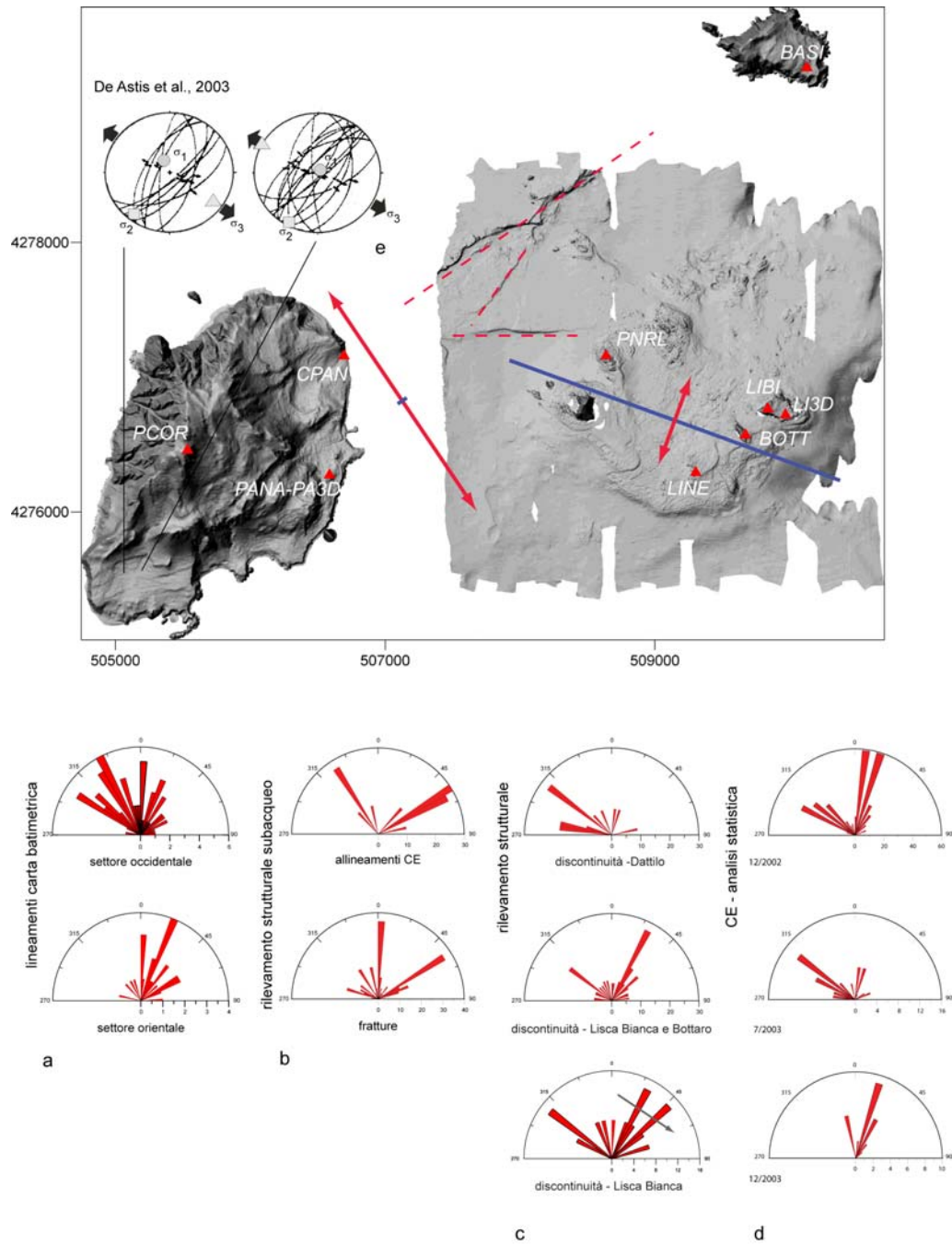


Figura 58 – Campo di deformazione e analisi strutturale per il vulcano di Panarea. Sul diagramma a rose di Lisca Bianca è indicato (in grigio, non in scala) la direzione e il verso dello spostamento della stazione LI3D. Lo spostamento è consistente con il sistema di fratturazione.

L'insieme dei dati strutturali è consistente con i risultati ottenuti dai dati geodetici della rete di Panarea. La cinematica di queste stazioni è caratterizzata da una certa variabilità nello spazio e nel tempo. L'area degli isolotti ha un moto diverso rispetto all'isola di Panarea. L'attuale distribuzione dello *strain-rate*, stimato per il periodo 2002-2005 nell'area di degassazione (Figura 58), mostra un tensore di massimo raccorciamento WNW-ESE che è ortogonale ai centri di emissione allineati lungo le fratture NNE-SSW. L'area di Panarea è invece caratterizzata da un'estensione in direzione NNW-SSE.

L'analisi dello *strain*, per coppie di campagne, ha evidenziato una elevata variabilità del segnale geodetico. Le deformazioni principali presentano rotazioni e cambiamenti di intensità di difficile interpretazione. Il sistema geotermico-idrotermale varia rapidamente ed il cambiamento più importante si ha in termini di intensità della deformazione che varia di un ordine di grandezza a partire da settembre 2004.

I dati GPS per l'area di Panarea, come per le altre isole dell'arcipelago delle Eolie mostrano una generale subsidenza. In particolare, a Panarea, la stazione discontinua PANA (Figura 59), che appartiene alla rete Tyrgeonet, registra dal 1996 al 2001 una subsidenza di -5.4 ± 9.4 mm/anno che si interrompe bruscamente in corrispondenza dell'eruzione di gas del 2002. Nel periodo sin-post eruttivo (dicembre 2002) è stato così stimato un sollevamento di 3.3 ± 0.3 cm. Purtroppo non si hanno informazioni sull'entità della deformazione nel periodo pre-eruttivo. Le misure effettuate durante le campagne successive indicano che la stazione è di nuovo interessata da una subsidenza di -11.3 ± 3.7 mm/anno quasi il doppio rispetto al valore stimato prima dell'eruzione del 2002. Queste oscillazioni possono essere ricondotte alle dinamiche dell'eruzione freatica. Il monitoraggio dell'area attraverso stazioni permanenti GPS sarebbe stato uno strumento essenziale per lo studio dell'evoluzione del vulcano di Panarea che era considerato inattivo fino al 2002.

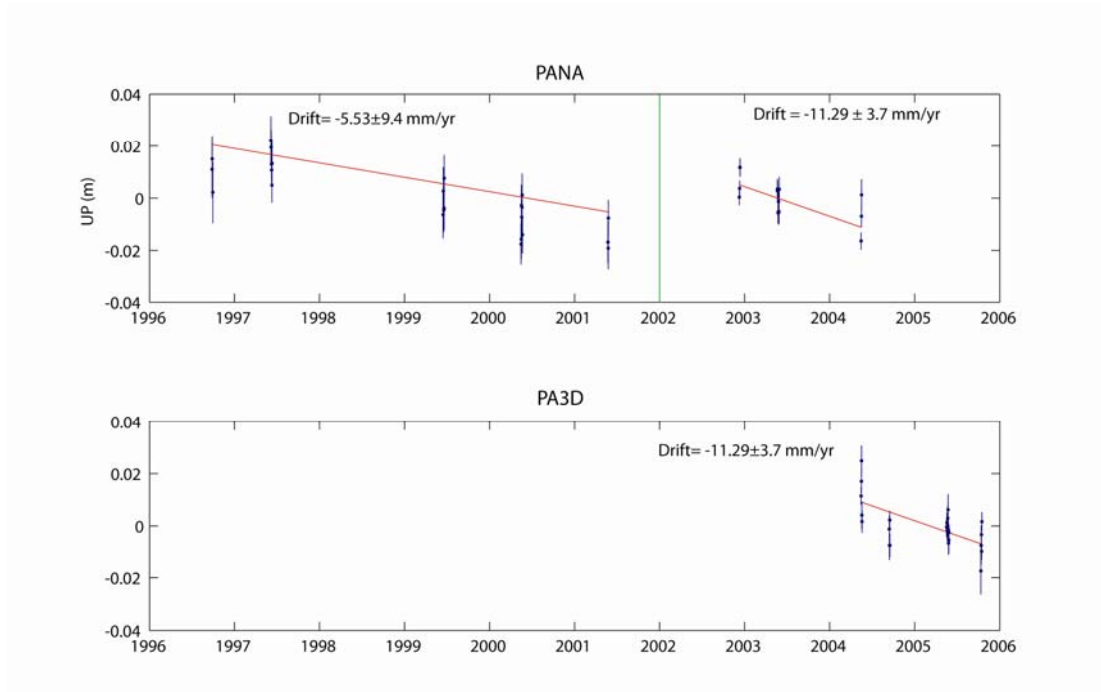


Figura 59 – Serie temporale di PANA e PA3D

6 Conclusioni

I risultati presentati e discussi nei capitoli precedenti sono stati ottenuti elaborando, con *software* diversi, i dati di stazioni GPS permanenti e non permanenti. La scelta di un sistema di riferimento stabile, IGB00, ha consentito di combinare le diverse soluzioni nello stesso sistema di riferimento e di ottenere risultati consistenti con quelli di altri studi geodetici e geofisici (Hollenstein et al., 2003; Goes et al., 2004; D'Agostino e Selvaggi, 2004; Neri et al., 2003; Pondrelli et al., 2004; Serpelloni et al., 2005, 2007). La deformazione è stata stimata considerando dei campi omogenei scelti sulla base della cinematica osservata e delle conoscenze geofisiche e geologiche. Sono stati stimati tassi di estensione ed accorciamento per i blocchi litosferici riconosciuti anche dalla letteratura (Funicello e Cadet 2004, <http://ccgm.free.fr>; Chiarabba et al., 2005) ed indicati in Figura 56. A scala regionale la convergenza tra Eurasia ed Africa risulta così distribuita nell'area del Tirreno meridionale secondo due stili di deformazione:

- compressione circa N-S di -0.064 ± 0.003 $\mu\text{strain}/\text{anno}$ stimata considerando il moto tra le stazioni GPS della Sicilia settentrionale e quelle del Tirreno sud-occidentale che raggiunge valori di -0.279 ± 0.071 $\mu\text{strain}/\text{anno}$ in corrispondenza del settore occidentale delle Isole Eolie. Il moto medio verso Eurasia è 4.8 ± 0.6 mm/anno.
- estensione orientata circa NW-SE di 0.095 ± 0.015 $\mu\text{strain}/\text{anno}$ individuata tra il settore orientale dell'arcipelago delle Eolie e la Calabria. Il raccorciamento in direzione perpendicolare è trascurabile.

Il passaggio tra uno stile di deformazione e l'altro avviene lungo una fascia ampia alcune decine di km orientata NNW-SSE che coinvolge la Sicilia Orientale, le Isole Eolie centrali ed orientali e la Calabria. Il movimento lungo questa fascia, suggerito

dai risultati ottenuti, è di tipo transtensionale destro ed estensionale ed interessa piani orientati da NNW-SSE a NE-SW. I vettori di velocità sono caratterizzati da una rotazione oraria passando dalla zona in compressione a quella in distensione. In particolare:

- il movimento lungo il sistema della faglia trascorrente destra di Tindari è di ~1.5 mm/anno
- le velocità residue delle stazioni delle Eolie VULC, SALI, PANA e STRO rispetto a MILO-NOT1-LAMP e a GBLM e FOSS mostrano lo stesso movimento delle stazioni della Calabria.
- la rotazione oraria delle stazioni GPS rispetto ad un margine frammentato definito dalla sistema della faglia di Sisifo-Alicudi, della faglia di Tindari dalla scarpata di Malta è consistente con il modello geodinamico proposto da Govers e Wortel, 2005 (Subduction-Transform Edge Propagator).
- i tassi di subsidenza stimati per le stazioni delle Isole Eolie indicano che attualmente l'arcipelago è interessato da una generale subsidenza che è in contrasto con il sollevamento ad un tasso di 0.34 m/ka a partire dall'ultimo interglaciale stimato sulla base di dati geologici tra 59 e 53 ka (Lucchi et al., 2007).

L'eruzione di gas del Novembre 2002 ha imposto di rivedere l'interpretazione sullo stato di attività del vulcano di Panarea. I risultati dei dati GPS della rete PANAREA integrati con i dati dei rilievi batimetrici ad alta risoluzione e con l'analisi strutturale, morfologica e vulcanologica suggeriscono alcuni importanti vincoli per i possibili scenari di pericolosità.

I risultati GPS ottenuti possono essere riassunti nei seguenti punti:

- esistono due aree omogenee separate da un sistema di discontinuità orientato circa NE-SW lungo l'allineamento Panarea-Basiluzzo. La prima area comprende l'isola di Panarea e gli isolotti di Dattilo e Basiluzzo. La seconda

è definita dagli isolotti di Lisca Bianca, Bottaro e Lisca Nera. Queste aree sono suggerite dalle velocità residue rispetto ad Eurasia e rispetto al moto rigido di PCOR-CPAN-PANA/PA3D, PNRL-BA3D e MILO-NOT1-LAMP.

- il movimento relativo tra le due aree è caratterizzato da una componente verso ovest che suggerisce un movimento transtensionale destro su un piano NE-SW come suggerito dalle velocità residue rispetto al moto rigido tra PNRL-BA3D che indicano un movimento relativo di ~ 4 mm verso Ovest delle stazioni degli isolotti rispetto a quelle di Panarea.
- la deformazione stimata per le due aree evidenzia un forte raccorciamento in direzione WNW-ESE nell'area degli isolotti mentre per l'area di Panarea è stata stimata un'estensione in direzione NNW-SSE. L'ordine di grandezza di queste deformazioni è di $\mu\text{strain/anno}$.

Per ciascuna delle due aree i risultati ottenuti consentono di evidenziare alcune importanti aspetti:

ISOLA DI PANAREA

L'isola di Panarea è caratterizzata da piccole velocità residue rispetto a PCOR-CPAN-PANA/PA3D che suggeriscono come attualmente il moto dell'isola sia in parte trasferito lungo un piano del sistema NE-SW con un movimento transtensionale destro e separa CPAN da PANA/PA3D. D'altra parte il movimento di PCOR rispetto a CPAN e PANA/PA3D potrebbe avvenire lungo il sistema NNE-SSW conosciuto in letteratura (Lucchi et al., 2003, 2007).

AREA DEGLI ISOLOTTI

Sono presenti due sistemi tettonici principali NNE-SSW e NW-SE, riconducibili ad un campo di stress regionale, che sono consistenti con il campo di deformazione WNW-ESE. I fluidi e gas idrotermali risalgono lungo fratture preesistenti che spesso sono riempite da alunite e presentano evidenze di processi di *self-sealing*

Lo spostamento orizzontale asismico di 12.1 ± 0.7 mm verso SE della stazione permanente LI3D è riconducibile alla attivazione di un sistema di fratture con orientazione media NNE-SSW.

La deformazione stimata dagli spostamenti per coppie di campagne ha evidenziato una elevata variabilità del campo di deformazione tra periodi di tempo brevi. Questa variabilità è di difficile interpretazione poiché non è supportata da altri dati geofisici e geochimici.





Lo studio integrato tra dati GPS, batimetrici e vulcanologici, suggerisce che l'attuale stile di deformazione è prevalentemente riconducibile all'attività del sistema geotermico-idrotermale. L'attività di degassazione anomala del Novembre 2002 è stata determinata dall'immissione di fluidi magmatici all'interno del sistema geotermico-idrotermale, come suggerito dagli studi geochimici (Caliro et al., 2004; Caracausi et al., 2005; Capaccioni et al., 2005; Chiodini et al., 2006). Questo *input* potrebbe essere riconducibile all'attività sismica e vulcanica registrata alla fine del 2002 nel Tirreno meridionale ed in Sicilia orientale che ha determinato una variazione del campo di stress regionale.

I risultati GPS ottenuti a scala regionale non hanno registrato, nel breve periodo, in relazione alle magnitudo degli eventi, cambiamenti significativi. A scala locale l'*input* magmatico ha invece determinato il sollevamento sin-eruttivo della stazione PANA di 3.3 ± 0.3 cm e una forte deformazione, stimata per l'area di Panarea e del suo arcipelago, di alcuni ordini di grandezza maggiore rispetto a quella regionale. Le variazioni di intensità del flusso, della distribuzione del campo di emissione dei gas sono registrate dalle stazioni GPS in termini di variazioni di velocità e di deformazione. Queste hanno valori confrontabili con quelli di altre aree vulcaniche attive (Puglisi e Bonforte, 2004; Battaglia et al., 2003).

Sulla base dei dati acquisiti e dei risultati ottenuti la pericolosità per Panarea è dovuta alla possibilità che si verifichino eruzioni freatiche tipo quella del 2002 o freatomagmatiche. Un monitoraggio continuo dell'area è di fondamentale

importanza. La fratturazione registrata dalla stazione LI3D come salto nella serie temporale offre un importante contributo alla comprensione delle dinamiche, dei processi e dell'evoluzione del sistema geotermico-idrotermale così come avere stimato che la deformazione nella zona degli isolotti è variabile nel breve periodo per intensità e stile. E' stato possibile ottenere questi risultati grazie all'integrazione dei GPS con i dati batimetrici ed allo studio strutturale. La possibilità di considerare i dati di deformazione in un modello numerico fisico-matematico in cui sarà possibile evidenziare le relazioni esistenti tra la circolazione di fluidi e dei gas e le deformazioni del suolo, espresse come distribuzione dello *strain* e dello *stress* rappresenta il futuro sviluppo di questo studio.

APPENDICE 1

Schede monografiche rete GPS Panarea						
<i>n., sigla</i>	<i>Località</i>	<i>Coordinate</i>	<i>accesso</i>	<i>litologia</i>	<i>monumento</i>	<i>foto</i>
1 - PANA	Panarea	38° 37' 58,9105" 15° 04' 26,4591"	Sul tetto dell'antica cisterna dell'isola	Punta Falcone 1 (pf1). Lava HK-CA dacite	Marker in acciaio esistente dal 1988. Rete Tyrgeonet	
2 - PA3D	Panarea	38° 37' 58,9260" 15° 04' 26,5924"	Sul tetto dell'antica cisterna dell'isola	Punta Falcone 1 (pf1). Lava HK-CA dacite	3-D	
3 - PCOR	Panarea	38° 38' 19,5144" 15° 03' 48,9474"	Punta del Corvo, a circa 2 ore di cammino dall'abitato di San Pietro	Pianoconte Formation (pi). Piroclastite	marker in acciaio posto sul bedrock	
4 - BA3D	Basiluzzo	38° 39' 42,8857" 15° 06' 58,9651"	Versante meridionale a 200 m da un'antica rimessa agricola	Basiluzzo Formation (ba). Lava riolitica	3-D	

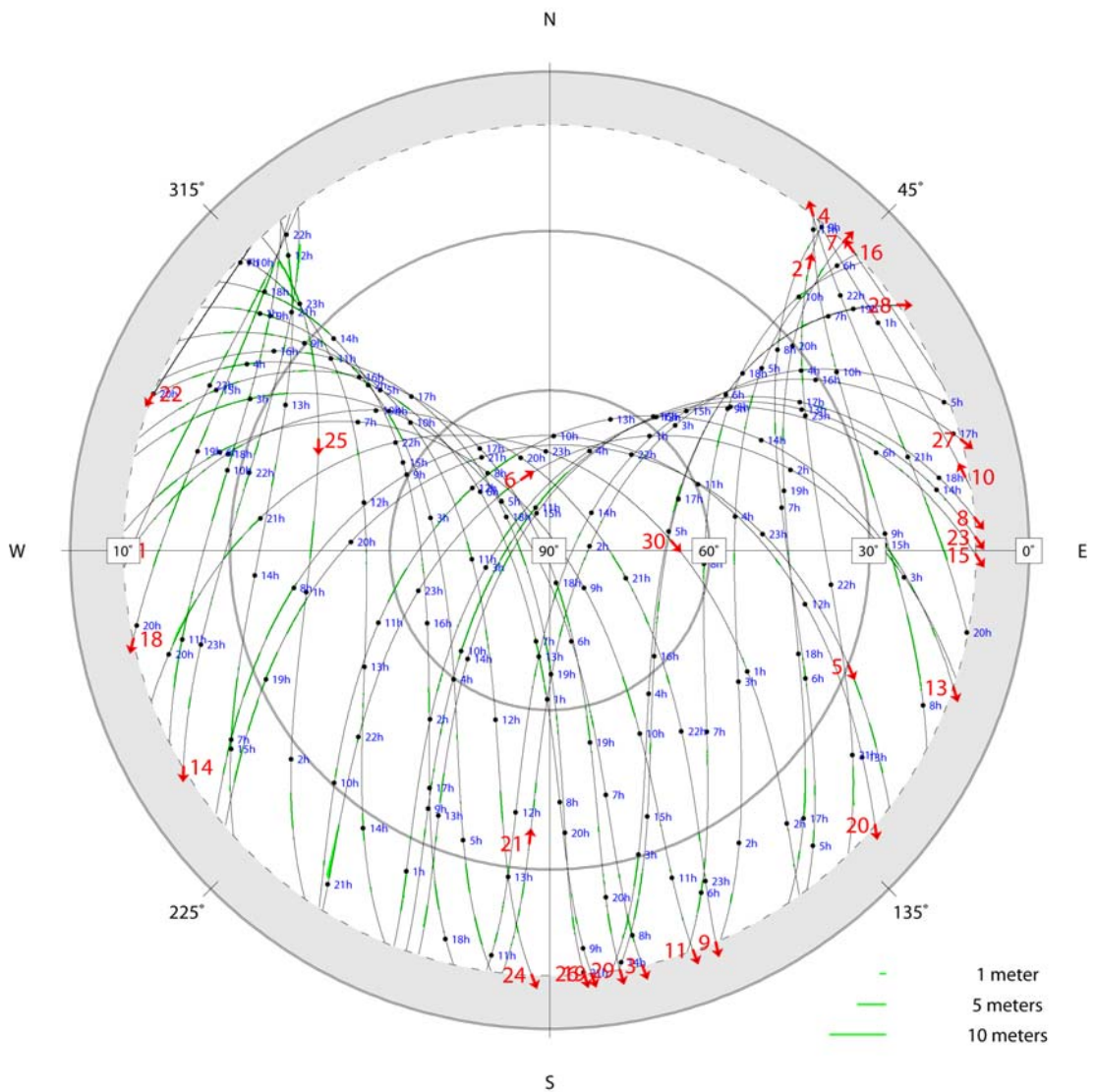
<i>n., sigla</i>	<i>Località</i>	<i>Coordinate</i>	<i>accesso</i>	<i>litologia</i>	<i>monumento</i>	<i>foto</i>
5 - LIBI	Lisca Bianca	38° 38' 21,4837" 15° 06' 46,3147"	Sulla sommità	Lisca Bianca 1 Formation. Lava HK-CA dacite	Centrino di fondo in acciaio	
6 - LI3D	Lisca Bianca	38° 38' 20,0079" 15° 06' 50,6652"	All'interno dell'isola lungo versante SW	Lisca Bianca 1 Formation. Lava HK-CA dacite	3-D	
7 - BOTT	Bottaro	38° 38' 15,3691" 15° 06' 39,9875"	All'interno dell'isola lungo versante NE	Bottaro Formation. Lava HK-CA andesite	3-D	
8 - LINE	Lisca Nera	38° 38' 05,6340" 15° 06' 24,0558"	Scoglio più grande, più ad Est	Lisca Nera Formation (ln). Lava HK-CA andesite-dacite	3-D	
9 - PNRL	Panarelli	38° 38' 31,6601" 15° 05' 59,5027"	Scoglio più meridionale	Panarelli Formation (pn). Lava HK-CA dacite		

APPENDICE 2

P1 Pseudorange Multipath at li3d

Lat: 38.6389° Lon: 15.1141° Ell Ht: 52.8 (m)

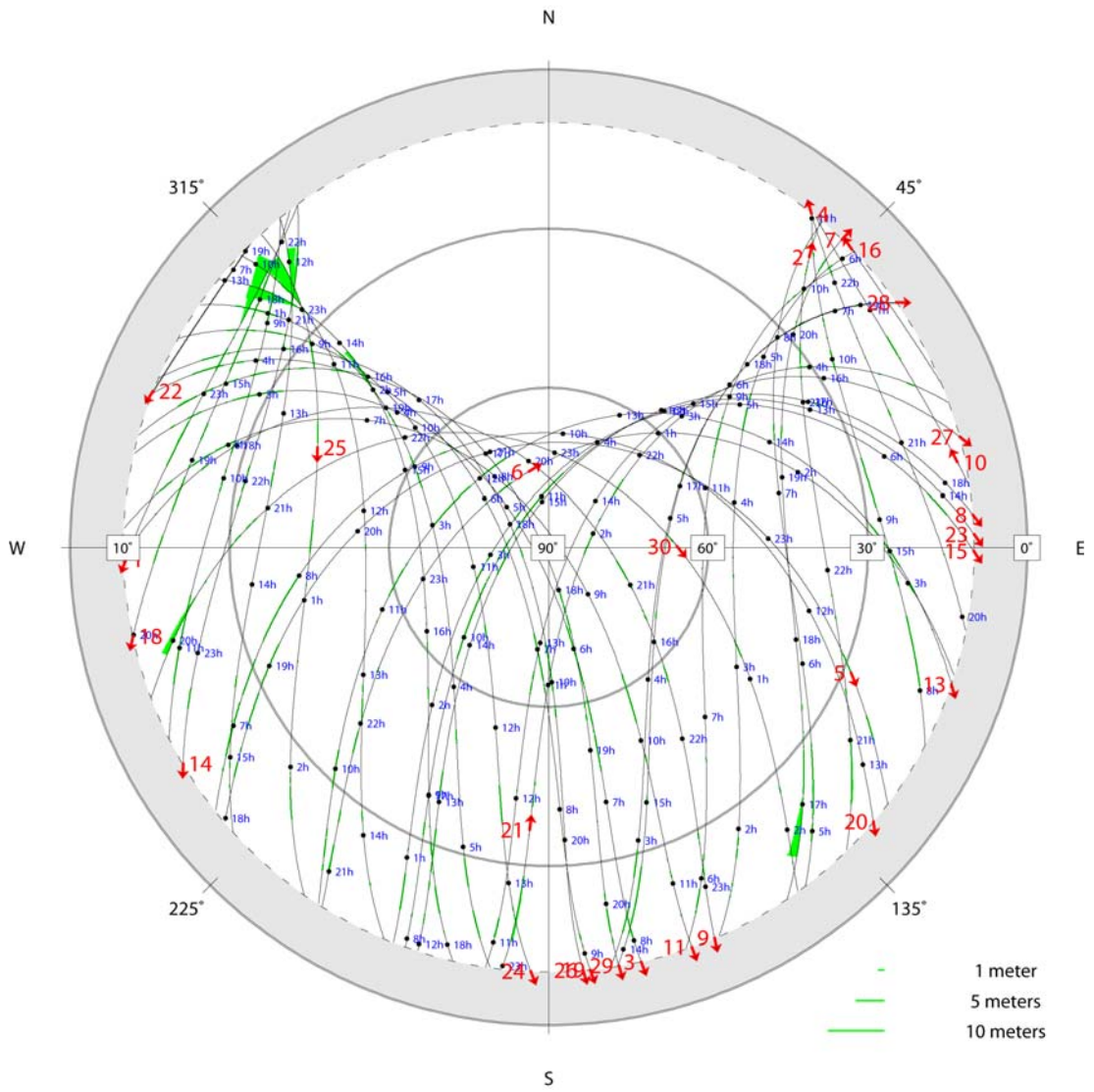
GPS Time: Start 2005/06/14 00:00:00 Stop 2005/06/14 24:00:00



P1 Pseudorange Multipath at li3d

Lat: 38.6389° Lon: 15.1141° Ell Ht: 52.8 (m)

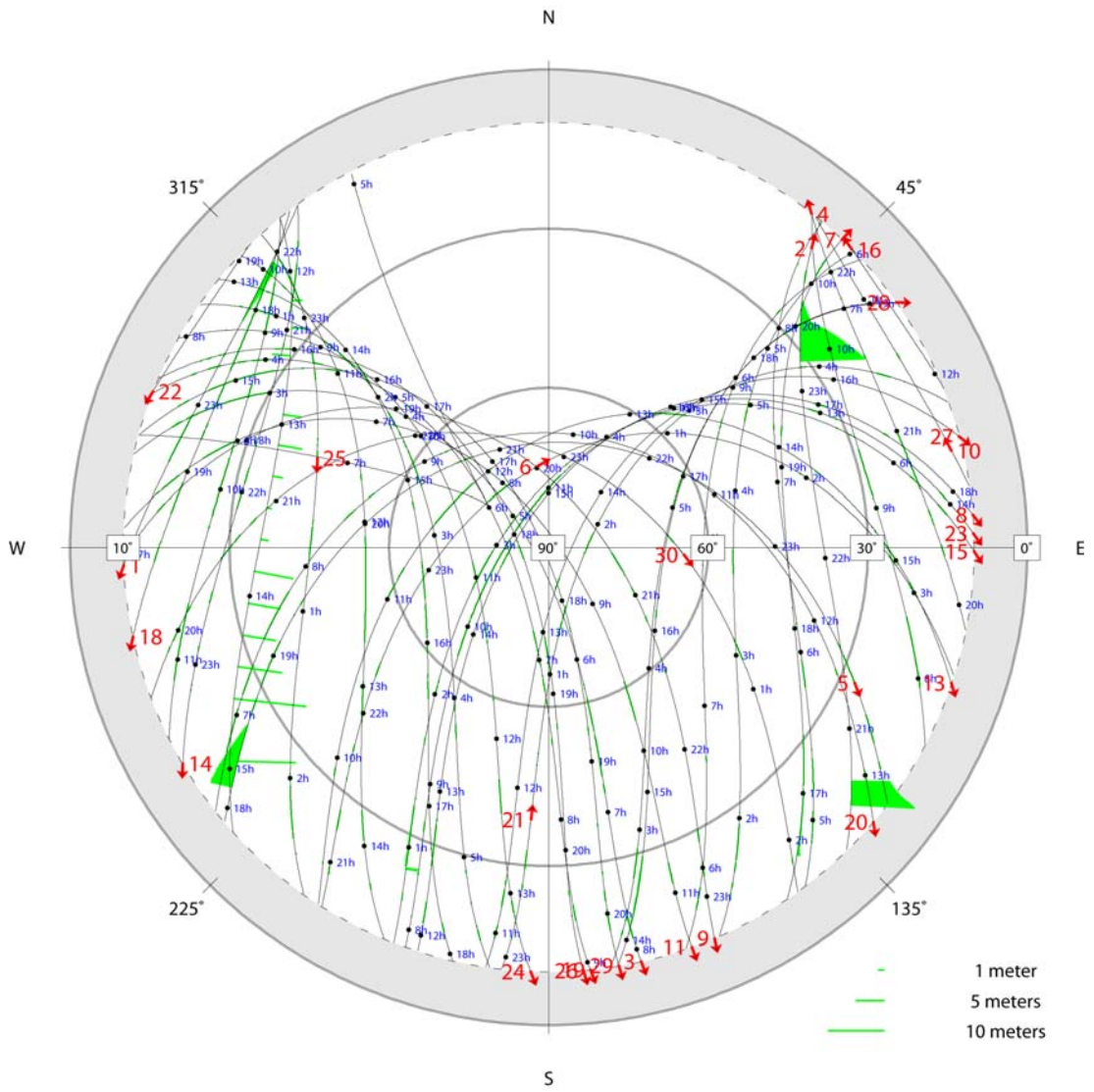
GPS Time: Start 2005/06/15 00:00:00 Stop 2005/06/15 24:00:00

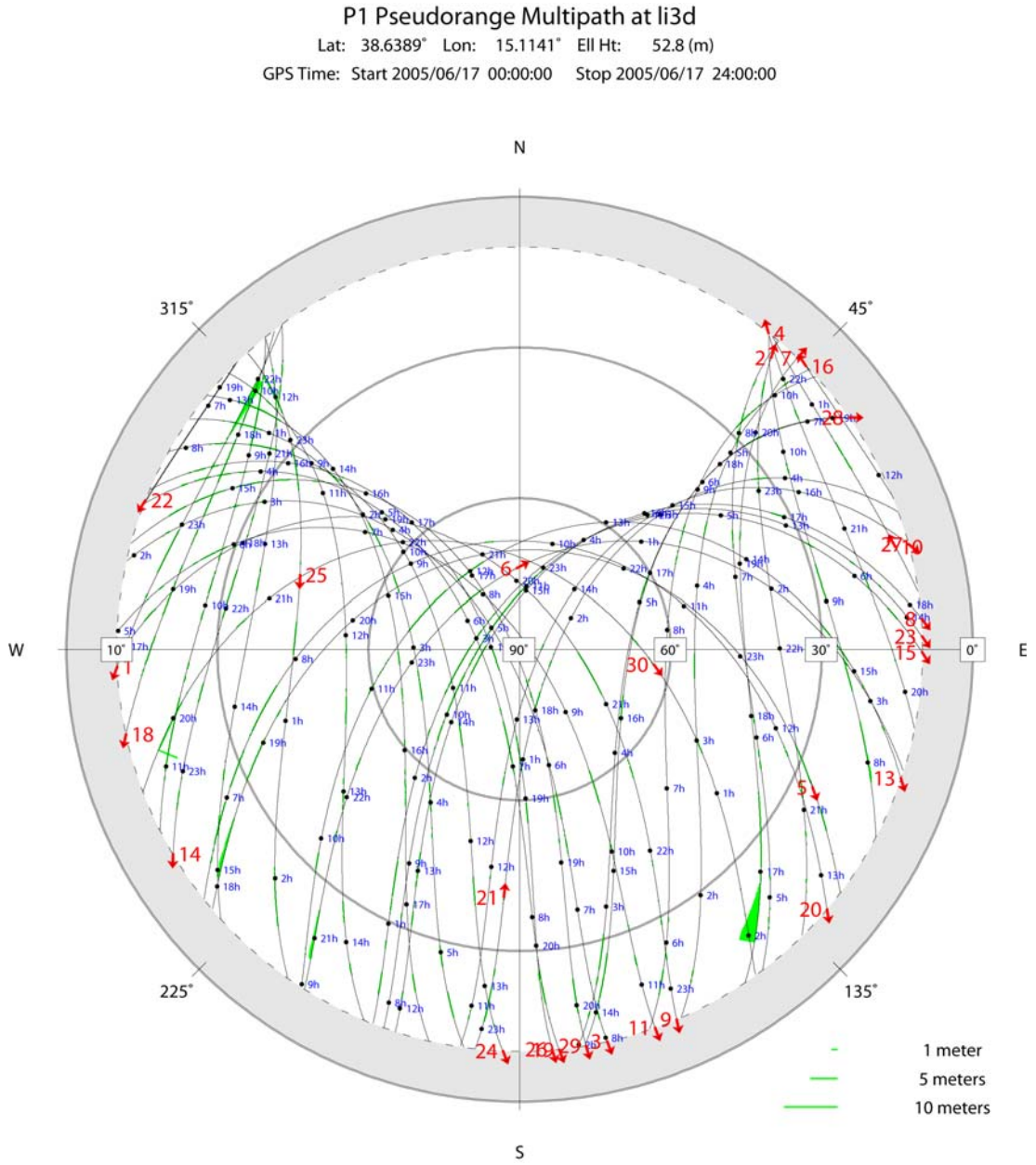


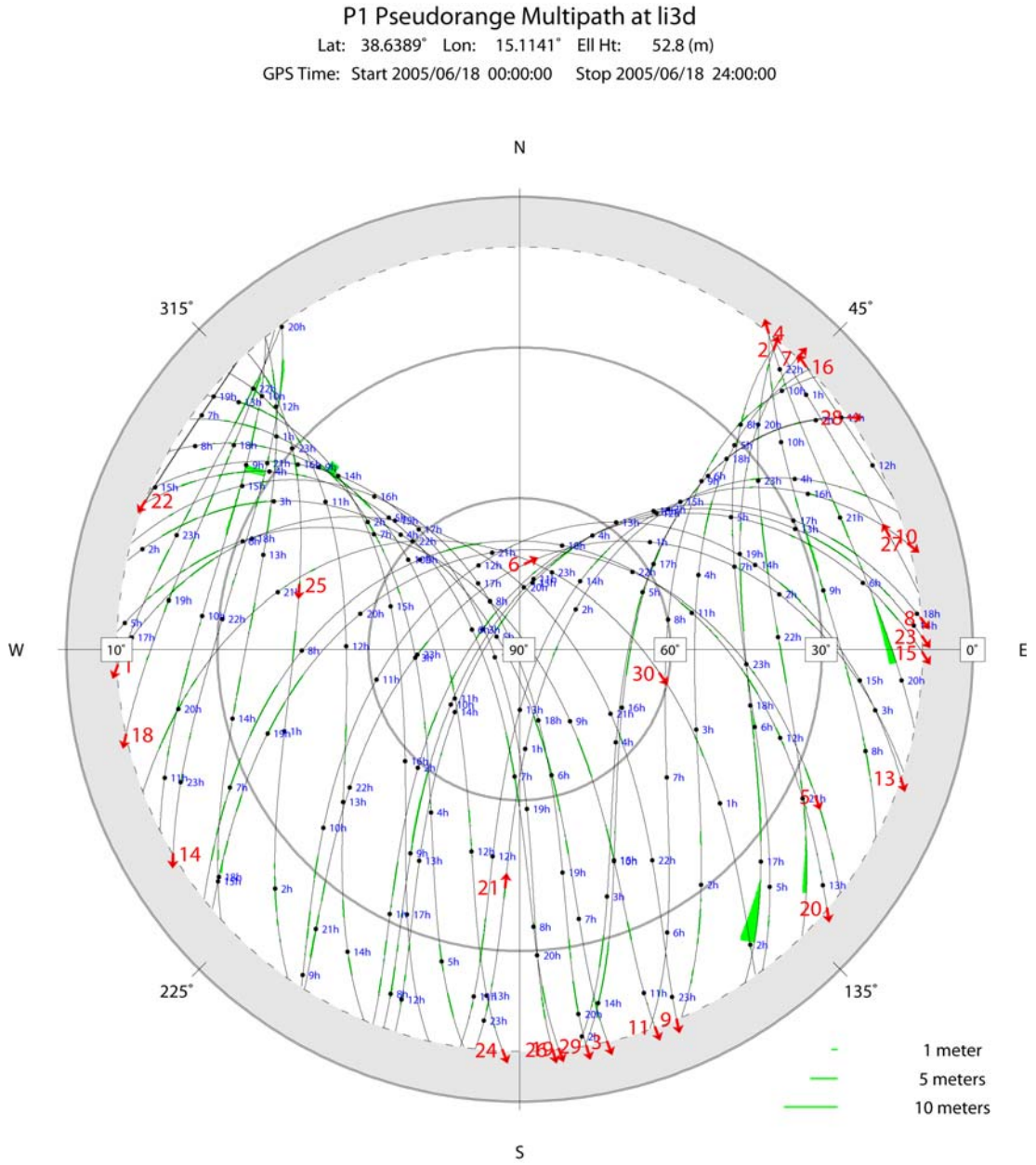
P1 Pseudorange Multipath at li3d

Lat: 38.6389° Lon: 15.1141° Ell Ht: 52.8 (m)

GPS Time: Start 2005/06/16 00:00:00 Stop 2005/06/16 24:00:00







Bibliografia

Abramowitz, M., I Stegun, 1965. Handbook of Mathematical Functions,. National Bureau of Standards Applied Mathematics Series, vol. 55, US Government Printing Office, Washington,

Achilli V., G. Berrino, F. Obrizzo, M. Anzidei, G. Casula, F. Riguzzi, P. Baldi, L. Baratin, S. Gandolfi, R. Carniel, G. Corrado, G. Lanzafame, G. Puglisi, G. Targa, A. Vettore, 1996. Geodetic observations at the Aeolian Islands (southern Italy). In Reports on Surveying and Geodesy, M. Unguendoli Editor, DISTART - Universita` di Bologna, Edizioni Nautilus, pp. 33-47.

AGIP SPA and SGN Servizio Geologico Nazionale, 1994 . Carta Aeromagnetica d'Italia, Scala 1:1000000 Istituto Poligrafico Zecca dello Stato.

Altamini, Z., Sillard, P. & Boucher, C., 2002. ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications, *J. Geophys. Res.*, 107 B10. 2214, doi:10.1029/2001JB000561.

Amato, A., and P. Montone, 1997. Present-day stress field and active tectonics in southern peninsular Italy, *Geophys. J. Int.*, 130, 519– 534.

Amoruso, A., L. Crescentini, Dragoni and Piombo, 2004. Fault slip controlled by gouge rheology: a model for slow earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 159, 347-352.

Anzidei, M., 2000. Rapid bathymetric surveys in marine volcano areas: a case study in Panarea aera. *Phys. Chem. Earth, Part A Solid Earth Geod.* 251, 77– 80.

Anzidei M., Baldi P., Casula G., Riguzzi F., Surace L. 1995. La rete Tyrgeonet. *Supplemento al Bollettino di geodesia a scienze affini*, vol.LIV, n.2,

Anzidei, M., Baldi, P., Bovini, C., Casula, G., Gandolfi, S. & Riguzzi, F., 1998. Geodetic surveys across the Messina straits (Southern Italy) seismogenetic area, *J. Geodyn.*, 25, 85-97.

Anzidei, M., P. Baldi, G. Casula, A. Galvani, E. Mantovani, A. Pesci, F. Riguzzi, and E. Serpelloni 2001. Insights into present-day crustal motion in the central Mediterranean area from GPS surveys, *Geophys.J. Int.*, 146, 98–110.

Anzidei M., Esposito A., Bortoluzzi G. and De Giosa F., 2005. The high resolution bathymetric map of the exhalative area of Panarea Aeolian islands, Italy. *Annals of Geophysics*, vol.48, n.6, pp. 899-921

Anzidei M, Casula G., Galvani , Riguzzi F., Pietrantonio G., Serpelloni E., Esposito A., Pesci A., Loddo F., Massicci A. e Del Mese S., 2006. Le prime stazioni gps permanenti

- INGV-CNT per il Monitoraggio delle deformazioni crostali dell'area italiana. Quad. Di Geofis., 39.
- Argnani, A., 1990. The Strait of Sicily Rift Zone: foreland deformation related to the evolution of a back-arc basin, *J. Geodyn.*, 12, 311-331
- Argnani, A. & Savelli, C. 1999. Cenozoic volcanism and tectonics in the southern Tyrrhenian: space-time distribution and geodynamic significance, *J. Geodyn.*, 27, 409-432.
- Argnani, A., 2000a. The southern Apennines-Tyrrhenian system within the kinematic frame of the central Mediterranean, *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 115-122.
- Argnani, A., 2000b. The Southern Tyrrhenian subduction system: recent evolution and neotectonic implications, *Ann. Geofis.*, 433. 585-607.
- Argnani, A. & Bonazzi, C., 2005. Tectonics of Eastern Sicily Offshore, *Tectonics*, 24, TC4009, doi:10.1029/2004TC001656.
- Azzaro R., Mattia M. and Puglisi G. 2001. Fault creep and kinematics of the eastern segment of the Pernicana fault Mt. Etna, Italy derived from geodetic observations and their tectonic significance. *Tectonophysics* 333, 410-415
- Barberi, F., Gasparini, P., Innocenti, F., Villari, L., 1973. Volcanism of the southern Tyrrhenian sea and its geodynamic implications. *J. Geophys. Res.* 78, 5221– 5232.
- Bartetzko A., Paulick H., Iturrino G. e Arnold J. 2003. Facies reconstruction of a hydrothermally altered dacite extrusive sequence: Evidence from geophysical downhole logging data ODP Leg 193. *Geoch. Geoph. Geosys.* 3 4, 10, doi:10.1029/2003GC000575, ISSN: 1525-2027
- Battaglia M., P. Segall, C. Roberts, 2003. The mechanics of unrest at Long Valley caldera, California. 2. Constraining the nature of the source using geodetic and micro-gravity data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 127, 219-245
- Beccaluva, L., Gabbianelli, G., Lucchini, F., Rossi, L., Savelli, C., 1985. Petrology and K/Ar ages of volcanics dredged from the Eolian seamounts: implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 187– 208.
- Bellia, S., Carapezza, M., Italiano, F., Nuccio, P.M., 1986. Caratteristiche delle emissioni geotermiche sottomarine ad Est di Panarea Isole Eolie. *Proceedings of the V Italian Conference, GNGTS.*, p. 1191– 1202.
- Bellia S., Italiano F. and Nuccio P.M. 1987. Le strutture sommerse ad est di Panarea Isole Eolie: definizione di una loro natura antropica sulla base di studi mineralogici, petrografici e geochimici. *I.G.F. C.N.R. Palermo*, 3.

- Billi A., Barberi G., Faccenna C. and Neri G., 2006. Tectonics and seismicity of the Tindari fault System, southern Italy: crustal deformations at the transition between ongoing contractional and extensional domains located above the edge of the subducting slab. *Tectonics*, 25, doi:10.1029/2004TC001763.
- Blewitt, G., and Lavalle D., 2002. Effect of annual signals on geodetic velocity, *J. Geophys. Res.*, 107 B7. 2145, doi:10.1029/2001JB000570.
- Blewitt, G., Bock, Y. & Gendt, G., 1993. Regional clusters and distributed processing, IGS Analysis Center Workshop, Ottawa, Canada, pp. 62-91.
- Bock, Y. & Leppard, N., editors, 1990. *Global Positioning System: An overview*, Springer Verlag, New York. Bock, Y., Abbot, R.I., Counselman,
- Bonaccorso, A., 2002. Ground deformation of the southern sector of the Aeolian Islands volcanic arc from geodetic data, *Tectonophysics*, 351,181– 192.
- Bonafede, M., Dragoni, M. and Quarenì, F., 1986. Displacement and stress field produced by a centre of dilatation and by a pressure source in a viscoelastic half -space: application to the study of ground deformation and seismic activity at Campi Flegrei, Italy. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 87, 455-485.
- Bonafede M., M. Dragoni and E. Boschi, 1987. Scorrimento Asismico e trasferimento dello sforzo sui margini. Eds. Galileo Galilei, E. Boschi and M. Dragoni, *Aree sismogenetiche e rischio sismico in Italia*.
- Bonafede, M. 1991. Hot fluid migration, an efficient source of ground deformation, application to the 1982-1985 crisis at Campi Flegrei-Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48, 187-198.
- Bordoni, P. and Valensise, G., 1998. Deformation of the 125 Ka marine terrace in Italy: tectonic implications, in *Coastal Tectonics*, Geol. Soc. London Spec. Publ., Vol. 146, pp. 71-110, eds Stewart, I.S. & Vita Finzi, C., Geological Society, London.
- Calanchi N., Capaccioni B., Martini M., Tassi F., e Valentini L. 1995a. Submarine gas-emission from Panarea Island Aeolian Archipelago: distribution of inorganic and organic compounds and inferences about source conditions. *Acta Vulcanologica*, 7, 1, 43-48.
- Calanchi N., Romagnoli C. and Rossi P.L., 1995b. Morphostructural features and some petrochemical data from the submerged area around Alicudi and Filicudi volcanic islands Aeolian Arc, southern Tyrrhenian Sea. *Marine Geology* 123, 215-238.
- Calanchi N., Tranne C.A., Lucchi F., Rossi P.L. e Villa I.M. 1999. Explanatory notes to the geological map 1:10.000 of Panarea and Basiluzzo islands Aeolian arc. Italy. *Acta Vulcanologica*, 11, 2, 223-243.

Calanchi, N., Peccerillo, A., Tranne, C.A., Lucchini, F., Rossi, P.L., Kempton, P., Barbieri, M., Wu, T.W., 2002. Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the island of Panarea: implications for mantle evolution beneath the Aeolian island arc (southern Tyrrhenian sea). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 115,367–395.

Caliro, S., Caracausi, A., Chiodini, G., Ditta, M., Italiano, F., Longo, M., Minopoli, C., Nuccio, P.M., Paonita A. and Rizzo A., 2004. Evidence of a new magmatic input to the quiescent volcanicedifice of Panarea, Aeolian Islands, Italy. *Geophys. Res. Lett.* Vol.31, L07619, doi:10.1029/2003GL019359

Capaccioni B., Tassi F., Vaselli O., Tedesco D. and Rossi P.L., 2005. The November 2002 degassing event at Panarea Island Italy: five months of geochemical monitoring. *Ann. of Geoph.* 48, 755-765

Carmichael Robert S. 1989. *Practical Handbook of Physical Properties of Rocks & Minerals* (Hardcover)

Caracausi, A., Ditta, M., Italiano, F., Longo, Nuccio, P.M., Paonita A. and Rizzo A., 2005. Changes in fluid geochemistry and physico-chemical conditions of geothermal system caused by magmatic input: the recent abrupt outgassing off the island of Panarea Aeolian Island, Italy *Geochimica and Cosmochimica acta* 69, 3045-3059.

Caramanna, G., Carapezza, M.L., Cioni, R., Cardellini, F., Cinti, D.,Lelli, M., Pizzino, L., Quattrocchi, F., Voltattorni, N., 2003. Primi sei mesi di monitoraggio delle diverse fasi solida-liquida e gassosa presso le esalazioni sottomarine di Panarea a partire dalNovembre 2002. Abstract, GNV General Assembly, p. 19.

Caratori Tontini F., Stefanelli P., Giori I., Faggioni O. e Carmisciano C.,2004. The revised aeromagnetic anomaly map of Italy. *Ann. Of Geoph.* 47, 5.

Cas, R.A.F. and J.V. Wright, 1987, *Volcanic Succession*, Allen &Unvin, London

Caporali A., S. Martin and M. Massinori., 2003. Average strain in the Italian crust inferred from a permanent GPS network – II Strain rate versus seismicity and structural geology. *Geophys. J. Int.* 155, 254-268.

Catalano, R., Doglioni C., and Merlini S., 2001. On the Mesozoic Ionian Basin, *Geophys. J. Int.*, 144, 49– 64.

Chiappini M., Meloni A., Boschi E., Faggioni O., Beverini N., Carmisciano C. and Marson I., 2000. Shaded relief magnetic anomaly map of Italy and suronding marine areas. *Ann. of Geoph.* 43, 983-989.

Chiarabba, C., Jovane, L. & Di Stefano, R., 2005. A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*, 395, 251–268.

Chiocci F.L and Romagnoli C., 2004. Terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie. *Mem Descr Carta Geol It* 58:81–114.

Chiodini G., Caliro, S., Caramanna G., Granieri D., Monopoli C., Moretti R. Perotta L. and Ventura G. 2006. Geochemistry of Submarine gaseous emission of Panarea Aeolian Islands, Southern Italy: Magmatic vs. Hydrothermal origin and implications for volcanic surveillance. *Pure appl. Geophys.* 163, 759-780 0033-4553/06/040759-22 DOI 10.1007/s00024-006-0037-y.

Cifelli, F., Rossetti F., Mattei M., Hirt A. M, Funicciello R. and Tortorici L, 2004. An AMS, structural, and paleomagnetic study of quaternary deformation in eastern Sicily, *J. Struct. Geol.*, 26, 29 – 46.

Crespi M., G. Pietrantonio, F. Riguzzi, 2000. Strain tensor estimation by GPS observations: software and applications, *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini*, n. 3,.

D'Agostino N. & 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.

Davies P. and Blewitt G. 2000. Methodology for global geodetic time series estimation: a new tool for geodynamics. *J. of Geoph. Res.* 105, 11083-11100.

De Astis G., Ventura G., and Vilardo G., 2003. Geodynamic significance of the Aeolian volcanism Southern Tyrrhenian Sea, Italy in light of structural, seismological and geochemical data. *Tectonics* vol.22, 4, 1040, doi:10.1029/2003TC001506.

De Natale G., Troise C., Pingue F., 2001. A mechanical fluid-dynamical model for ground movements at Campi Flegrei caldera, *J.Geodyn.* 32, 487–517.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425– 478.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversals time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191– 2194.

Devoti R., G. Casula, G. Pietrantonio, F. Riguzzi and E. Serpelloni, 2006. Offset in GPS fiducial sites: effects on the estimated velocity field. *WEGNER*, sept. Nice, France.

Dolfi D., D. de Rita, C. Cimarelli, S. Mollo, M. Soligo and M. Fabbri (in stampa). Dome growth rates, eruption frequency and assessment of volcanic hazard: insights from new U/Th dating of the Panarea and Basiluzzo dome lavas and pyroclastics, Aeolian Islands, Italy. *Quarter. Int.*

Dogliani, C., Innocenti F. and Mariotti G., 2001. Why Mt Etna?, *TerraNo va*, 13, 25–31.

- Dong D. & Bock, Y., 1989. Global Positioning System network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California, *J. Geophys. Res.*, 94, 3949-3966.
- 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.
- Dragoni, M., Harabaglia, P., Mongelli, F., 1997. Stress field at a transcurrent plate boundary in the presence of frictional heat production at depth. *Pure Appl. Geophys.* 150, 181–201.
- Dragoni, M., Tallarico, A., 1992. Interaction between seismic and aseismic slips along a transcurrent fault: a model for seismic sequences. *Phys. Earth Planet. Int.* 72, 49–57.
- Engdahl, E. R., R. van der Hilst, and R. Buland, 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, 722– 743
- Esposito A. Giordano G. and Anzidei M. 2006. The 2002–2003 submarine gas eruption at Panarea volcano Aeolian Islands, Italy: Volcanology of the seafloor and implications for the hazard scenario, *Marine Geology* 227 119–134.
- Fabris M., Anzidei M., Baldi P. 2006. Analisi di dati fotogrammetrici, batimetrici e lidar dell'isola di panarea (arcipelago delle isole Eolie). *Bollettino SIFET*.
- Faccenna, C., Becker T. W., Lucente F. P., Jolivet L. and Rossetti F., 2001a. History of subduction and back-arc extension in the central Mediterranean, *Geophys. J. Int.*, 145, 809–820.
- Faccenna, C., Funiciello F., Giardini D. and Lucente F. P., 2001b. Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the central Mediterranean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 105–116.
- Faccenna, C., Piromallo C., Crespo-Blanc A., Jolivet L. and Rossetti F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs, *Tectonics*, 23, TC1012, doi:10.1029/2002TC001488,.
- Faccenna, C., Civetta, L., D'Antonio, M., Funiciello, F., Margheriti, L. & Piromallo, C., 2005. Constraints on mantle circulation around the deforming Calabrian slab, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06311, doi:10.1029/2004GL021874.
- Falsaperla S., Lanzafame G., Longo V., and Spampinato S. 1999. Regional stress field in the area of Stromboli Italy: insights into structural data and crustal tectonic earthquakes. *J Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 147-166.

Favalli M., Kartson D., Mazzuoli R., Pareschi M. T. and Ventura G., 2005. Volcanic geomorphology and tectonics of the Aeolian archipelago Southern Italy based on integrated DEM data. *Bull Volcanol.* 68, 157-170.

Frepoli, A., Selvaggi G., Chiarabba C. and Amato A., 1996. State of stress in the Southern Tyrrhenian subduction zone from fault-plane solutions, *Geophys. J. Int.*, 125, 879– 891.

Funiciello R, Cadet J.P. (ed) 2004. Geodynamic Map of the Mediterranean and adjacent area, Commission de la Carte Geologique du Monde (CCGM-CGMW)

Gabbianelli G., Romagnoli C., Rossi P.L. e Calanche N. 1993. Marine Geology of Panarea–Stromboli area. Aeolian Archipelago, Southeastern Tyrrhenian sea. *Acta Vulcanol.* 3, 11-20.
Gabbianelli, G., Gillot, P.Y., Lanzafame, G., Romagnoli, C., Rossi, P.L., 1990. Tectonic and volcanic evolution of Panarea Aeolian Island, Italy. *Mar. Geol.* 92, 312–326.

Gamberi, F., Marani, P.M., Savelli, C., 1997. Tectonic volcanic and hydrothermal features of submarine portion of Aeolian arc Tyrrhenian Sea. *Mar. Geol.* 140, 167– 181.

Gillot PY, 1987. Histoire volcanique des Iles Eoliennes: arc insulaire ou complexe orogénique anulaire? *Doc Trav Inst Geol. Albert de Lapparent* 11:35–42

Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Khale, H.G. & Geiger, A., 2004. A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean, *Earth. Planet. Scie. Lett.*, 226, 335-345.

Govers, R. & Wortel, M.J.R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones, *Earth Planet. Scie. Lett.*, 236, 505-523.

Gvirtsman, Z., and Nur A., 1999. The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback, *Nature*, 401, 782–785.

Gvirtsman, Z., and Nur A., 2001. Residual topography, lithospheric structure and sunken slabs in the central Mediterranean. *Earth Planet. Scie. Lett.*, 187, 117-130.

Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. & Collins, J., 1994. *GPS Theory and Practice*, 3rd edition, Springer-Verlag Wien, New York.

Hollenstein, C. H., Kahle H.-G., Geiger A, Jenny S., Goes S., and Giardini D., 2003. New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate boundary zone in southern Italy, *Geophys. Res. Lett.*, 30 18. 1935, doi:10.1029/2003GL017554.

Hugentobler, U., Dach, R., Fridez, P., Meindl, M., 2006. *Bernese GPS Software version 5.0*. Astronomical Institute University of Bern.

- Italiano F. and Nuccio, P.M., 1991. Geochemical investigations of submarine volcanic exhalations to the east Panarea, Aeolian Islands, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 46, 25–141.
- ITASCA Consulting Group Inc., 1997. *FLAC3D Manual: Fast Lagrangian Analysis of Continua in 3 dimensions – Version 2.0*. Itasca Consulting Group Inc., Minnesota, USA.
- Kastens, K. A., et al., 1988. ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insight into passive margin and backarc basin evolution, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1140–1156.
- Kastens, K. A., et al., 1990. The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: An introduction to the scientific results of ODP Leg 107, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 107, 3–26.
- Keller, J., 1980. The Island of Salina, *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.*, 36, 489 – 524.
- Kleusberg, A. & Teunissen, P.J.G., editors, 1996. *GPS for Geodesy*, 2nd edition, Springer Verlag, New York, 1998.
- Lanzafame, G., and J. C. Bousquet, 1997. The Maltese escarpment and its extension from Mt. Etna to the Aeolian Islands Sicily: Importance and evolution of a lithosphere discontinuity, *Acta Vulcanol.*, 9, 113– 120.
- Leick, A., 1995. *GPS satellite surveying*, 2nd edition, Wiley, New York.
- Lucchi F., Tranne C.A., Calanchi N., Keller J. and Rossi P.L. 2003., Geological map of Panarea and minor islets Aeolian Islands. University of Bologna, University of Freiburg and INGV, L.A.C. Firenze.
- Lucchi F., Tranne C.A., Calanchi N. and Rossi P.L. 2007., Late Quaternary deformation history of the volcanic edifice of Panarea, Aeolian Arc, Italy. *Bull. Volcanol.* 69, 239-257.
- Malinverno A. and W.B.F. Ryan 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.
- Marani, M. P., and T. Trua, 2002. Thermal constriction and slab tearing at the origin of a superinflated spreading ridge: Marsili volcano Tyrrhenian Sea. *J. Geophys. Res.*, 107 B9. 2188, doi:10.1029/2001JB000285.
- Mercalli, 1883. *Vulcani e fenomeni Vulcanici*. In: Negri, G., Stoppani, A., Mercalli, G. Eds. *Geologia d'Italia* 3rd part. Milano, 374 pp.
- Morel, J. L., and M. Meghraoui 1996. Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, 24, 755– 758.

- Neri G., Barberi G., Orecchio B. and Mostaccio, 2003. Seismic strain and seismogenetic stress regimes in the crust of the southern Tyrrhenian region. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 213, 97-112.
- Nicolich, R., M. Laigle, A. Hirn, L. Cernobori, and J. Gallart, 2000. Crustal structure of the Ionian margin of Sicily: Etna volcano in the frame of regional evolution, *Tectonophysics*, 329, 121–139.
- Nicolosi I. Speranza F. and Chiappini M., 2006. Ultrafast oceanic spreading of the Marsili Basin, southern Tyrrhenian Sea: evidence from magnetic anomaly analysis. *Geology* 34, 717-720. doi: 10.1130/G22555.1
- Niell, A. E., 1996. Global Mapping Functions for the Atmosphere Delay at Radio Wavelengths, *Journal of Geophysical Research*, 101 B2 , pp. 3227–3246.
- Parkinson, B.W. & Spilker, J.J., editors, 1996. *Global Positioning System: Theory and applications*, Vol. I & II, American Institute of Aeronautics and Astronautics, Washington.
- Patacca, E., R. Sartori, and P. Scandone, 1990. Tyrrhenian basin and Apenninic arcs. Kinematic relations since late Tortonian times, *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 45, 425–451.
- Pietrantonio G. and Riguzzi F., 2004. Three-dimensional strain tensor estimation by GPS observations: methodological aspects and geophysical applications. *Jour. Of Geodyn.* 38, 1-18.
- Pondrelli, S., A. Morelli, G. Ekström, S. Mazza, E. Boschi, and A. M. Dziewonski, 2002. European-Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997-2000, *Phys. Earth Planet. Int.*, 130, 71-101
- Pondrelli, S., C. Piromallo, and E. Serpelloni, 2004. Convergence vs. retreat in Southern Tyrrhenian Sea: Insights from kinematics, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06611, doi:10.1029/2003GL019223.
- Pondrelli, S., S. Salimbeni, G. Ekström, A. Morelli, P. Gasperini and G. Vannucci, 2006, The Italian CMT dataset from 1977 to the present, *Phys. Earth Planet. Int.*, doi:10.1016/j.pepi.2006.07.008, 159/3-4, pp. 286-303.
- Pope, A.J., 1976. The statistics of residuals and the detection of outliers. NOAA Technical Report NOS 65 NGS 1.
- Puglisi G. and Bonforte, 2004. A. Dynamics of Mount Etna Volcano inferred from static and kinematic GPS measurements. *Jou. Geoph. Res.* Vol.109, B11404, doi:10.1029/2003JB002878,.
- Puglisi G., Bonaccorso A., Mattia M., Aloisi M., Bonforte A., Campisi O., Cantanero M., Falzone G., Puglisi B. and Rossi M., 2005. New integrated geodetic monitoring system at Stromboli volcano Italy. *Engin. Geology* 79, 13-31.

Ray J., Dong D., Altamimi Z., 2004. IGS reference frames: status and future improvements, *GPS Solutions*, 8(4), 251–266, doi:10.1007/s10291-004-0110-x.

Romano, R., 1973. Le isole di Panarea e Basiluzzo. *Riv. Min. Sicil.* 139–141, 49– 86.

Rosenbaum G. and Listern G. S., 2004. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apenines and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics* 23, doi:10.1029/2003TC001518.

Saccarotti, G., Galluzzo, D., La Rocca, M., del Pezzo, E., Patane', D., 2003. Monitoraggio dell'attività sismica a Panarea. Abstract, GNV General Assembly, Roma 9–11 June.

Scott S.D, Binns R.A., 1995. Hydrothermal processand connstraing styles of mineralization in the western Woodlark and eastern Manus basin of the western Pacific. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 87, 191-205.

Schon Jurgen.H., 1996. Physical properties of rock:fundamentals and principles of petrophysics. 1996. Eds Pergamon.

Sella, G.F., Dixon, T.H. & Mao, A., 2002. REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, 107 B4. 10.1029/2000JB000033.

Serpelloni, E., Anzidei, M., Baldi, P., Casula, G., Galvani, A., Pesci, A. & Riguzzi, F., 2002. Combination of permanent and non-permanent GPS networks for the evaluation of the strani-rate field in the central Mediterranean area, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 43, 195-219.

Serpelloni, E., Anzidei M., Baldi P., Casula G., and 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, *Geophy. J. Int.*, 1613, 861-880. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02618.x,.

Serpelloni, E., G. Vannucci, S. Pondrelli, A. Argnani, G. Casula, M. Anzidei, P. Baldi, and P. Gasperini, 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia Plate Boundary From Focal Mechanisms and GPS Data, *Geophys. J. Int.*, accepted for publication,.

Storia Geofisica Ambientale, 1996. Fenomeni vulcanici nell'arcipelago delle Eolie dall'antichita' al XX secolo. Studio di fattibilita'RPT, vol. 156,96. Bologna, Italy.

Sylvester, A. G.,1988. Strike-slip faults, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1666 – 1703.

Stefanelli, P., Carmisciano,C., Caratori Tontini, F., Cocchi, L., Anzidei, M.,Loretto, I., Esposito, A. 2005. Applicazione di Metodi di Potenziale in aree attive: uno studio sistematico e multiparametrico dell'arcipelago di Panarea isole Eolie., 24° Convegno Nazionale GNGTS 15-17 504-506

Tallarico A., Dragoni M., Anzidei M. and Esposito A. 2003. Modeling long-term round deformation due to the cooling of a magma chamber: case of Basiluzzo island, Aeolian islands, Italy. *J. Geophys. Res.*, vol. 108, No B 12, 2568, 10.1029/2002 JB002376.

Tallarico A., M. Dragoni and G. Zito (2002). Interaction between shallow and subcrustal dislocations on a normal fault. *Phys. of the Earth and Planet. Int.* 129, 67–82.

Todesco M., Rutqvist J., Pruess K. and Oldenburg C.M., 2003. Multi-phase fluid circulation and ground deformation: a new perspective on bradyseismic activity at the Phlegrean Field. *Proceedings of 28th Workshop on Geothermal Res. Eng.* Stanford, CA, USA.

Todesco M., Rutqvist J., Chiodini G., Pruess K. and Oldenburg C.M., 2004. Modeling of recent volcanic episodes at Phlegrean Fields Italy: geochemical variations and ground deformation. *Geothermics* 33, 531– 547.

Todesco M., Chiodini G, Macedonio G., 2003. Monitoring and modelling hydrothermal fluid emission at La Solfatara Phlegrean Fields, Italy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 125, 57–79.

Westaway R., 1990. Present-day kinematics of the plate-boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean, *Earth Plan. Sci. Lett.*, 96, 393-406.

Westaway, R., 1993. Quaternary uplift of southern Italy, *J. Geophys. Res.*, 97, 15,437-15,464.

Zhang, J., 1996. Continuous GPS measurements of crustal deformation in southern California, PhD thesis, University of California, San Diego.

Ringraziamenti

Questo studio è frutto di una ricerca durata più di tre anni in ragione di un forte interesse scientifico e di una profonda passione per i vulcani e per i segreti nascosti dal mare blu, blu, blu come quello che circonda le Isole Eolie.

Ci sono molte persone che desidero ringraziare per avermi aiutato e sostenuto nel perseguire questo obiettivo.

Grazie a Marco Anzidei, per un incontro che mi ha consentito di iniziare a “vedere” la geologia attraverso la geofisica e per avermi sostenuto nelle mie scelte. Grazie a Grazia e Roberto (*Pietrantonio e Devoti*) perché senza di loro non avrei saputo affrontare e risolvere le difficoltà del Bernese e delle applicazioni di calcolo successive. Si ricorderanno di me per la testardaggine e io di loro per l’infinita pazienza durante conversazioni e discussioni piene di derivate, matrici di covarianza e risoluzioni ai minimi quadrati... Guido Giordano, che mi ha accompagnato nella scoperta delle “montagne di fuoco” sopra e sotto il mare e per le numerose discussioni e preziosi consigli. Gianfilippo De Astis (Gianfi), per la sincera amicizia nata all’ombra di un vulcano lontano e cresciuta alle Isole Eolie discutendo di Panarea, Vulcano... e tanto altro. Guido Ventura, per la sua disponibilità ed entusiasmo ogni volta che ho bussato alla porta della sua stanza. Enrico Serpelloni, per essere stato sempre rapidissimo a rispondere alle mie richieste e avermi suggerito spunti di riflessione. Federica Riguzzi, che si è interessata con curiosità intellettuale al mio lavoro. Patrizia Tosi, per avermi messo a disposizione l’algoritmo per l’individuazione degli allineamenti delle “bolle”, che ha reso un po’ più felice anche Roberto Devoti. Micol Todesco, per la disponibilità a discutere di modelli, di pressione, coesione, densità e.... scoprire che in due mesi non ce l’avremmo mai fatta! Alessandro Galvani ed Enzo Sepe, che hanno sopportato le mie facce scure aiutandomi con la simpatia che li contraddistingue e con fasci di “friarelli” *doc*. Fabrizio Galadini che mi ha costantemente incoraggiato.

Un grazie particolare a tutti quelli che hanno partecipato alle campagne di misura e hanno messo a disposizione i dati GPS: Giuseppe Brandi, Francesco Obrizzo, Gianpaolo Cecere, Nicola Cenni, Andrea D’Alessandro, Sergio Del Mese, Mario Dolce, Luciano Giovani, Fabiana Loddo, Angelo Massucci, Arianna Pesci, Enzo Sepe, Enrico Serpelloni.

Grazie a, Mariella e Piero Di Lorenzo marinai di qualità eccellente, senza dei quali non avrei potuto esibirmi in alcuni numeri “da circo” per lasciare la strumentazione in alcuni siti. Alla famiglia Mandarano, per l’assistenza logistica e per le ghiotte coccole a base di pasta e pesce.

Sono grata a Ray Cas e Laurent Ailleres, per avermi ospitato alla Monash University (Melbourne) e sostenuto nei momenti difficili del mio soggiorno australiano. Alison Ord, per la sua disponibilità e qualità di ricercatore.

Grazie a Marco, revisore, fuori dal coro, e amico prezioso, anche perché a sua insaputa, ha “scelto” la colonna sonora che mi accompagnò durante la stesura del testo. Ad Anna, che è sempre presente con il suo affettuoso pragmatismo: in questa occasione mi ha ristabilito prontamente da un insidioso febbrone, una settimana prima della consegna. A Sylvie, che nonostante viaggi in spazi extraterrestri, mi è sempre stata vicina ed ha ascoltato con interesse e competenza le mie digressioni “intellettuali”. Grazie a Lisetta, che ha saputo distrarmi aiutata dalla magia del cinema, a Lucilla, che non mi ha fatto sentire lo stress anche sdraiata sulla poltrona del dentista; a Fabrizio, che è sempre presente, anche quando è assente, a Sandro perché è riuscito spesso a farmi ridere: “Dottorè allora stò vulcanetto che fa ?????.....”;. E, infine, a Massimo, che una sera di tre anni fa mi disse “beata te, che hai ancora spazio nella testa!”..... mi è rimasto un ragionevole dubbio.

“abbracciare per deduzione logica, a mezzo di un minimo d’ipotesi e di assiomi, un massimo di contenuto sperimentale”.
A. Einstein

