

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze
Corso di Laurea Triennale in Fisica

Studio dei movimenti verticali del suolo in Europa Occidentale da dati GPS

Relatore:
Prof.ssa Maria Elina Belardinelli

Presentata da:
Cristina Nichele

Correlatore:
Dott. Enrico Serpelloni

Sessione III
Anno Accademico 2012/2013

Alla mia famiglia

Abstract

La tecnica di posizionamento GPS costituisce oggi un importante strumento per lo studio di diversi processi tettonici e geodinamici a diverse scale spaziali. E' possibile infatti usare dati GPS per studiare sia i movimenti delle placche tettoniche a scala globale, sia i lenti movimenti relativi attraverso singole faglie. I campi di applicazione del GPS sono aumentati considerevolmente negli ultimi anni grazie all'incremento del numero di stazioni distribuite sulla Terra e al perfezionamento delle procedure di misura ed elaborazione dati. Tuttavia mentre le velocità di spostamento orizzontali sono da tempo largamente studiate, quelle verticali non lo sono altrettanto perché richiedono il raggiungimento di precisioni sub millimetriche e risultano inoltre affette da numerose fonti di errore. Lo scopo di questo lavoro è quello di ricavare i tassi di deformazione verticale della litosfera in Europa Occidentale a partire dalle misure di fase GPS, passando per l'analisi delle serie temporali, e di correggere tali velocità per il contributo dell'aggiustamento glacio-isostatico (Glacial Isostatic Adjustment, GIA), modellato utilizzando il software SELEN (*SEa Level EquatioN solver*). Quello che si ottiene è un campo di velocità depurato dal contributo del GIA e rappresentante una stima dei tassi di deformazione verticale relativi all'area in esame associati a processi deformativi diversi dal GIA.

Indice

Introduzione	5
1. Movimenti verticali del suolo	7
1.1 Cause.....	7
2. Aggiustamento glacio-isostatico (GIA)	11
2.1 Introduzione.....	11
2.2 Movimenti della crosta e global sea level.....	12
2.2.1 Equazione del sea level.....	13
2.2.2 Mareografi.....	14
2.3 Campo di gravità e moto di rotazione terrestre, stato di stress dei terremoti.....	16
3. Tecniche di geodesia spaziale. Il GPS	17
3.1 GPS: principi e modalità di funzionamento.....	17
3.1.1 Misure di tempo.....	18
3.1.2 Misure di fase.....	19
3.1.3 Errori di misura.....	19
3.1.4 Tecniche differenziali.....	20
3.1.5 Modalità di acquisizione ed elaborazione dati.....	20
3.2 Sistemi di riferimento.....	21
3.2.1 ICRS.....	21
3.2.2 ITRS.....	21
3.3 Tipi di reti.....	23
3.4 Misura di movimenti verticali.....	24

4. Analisi dati e serie temporali	27
4.1 Analisi degli osservabili GPS	27
4.2 Combinazione delle soluzioni e definizione del sistema di riferimento	28
4.3 Analisi delle serie temporali	29
4.3.1 Caratteristiche di una serie	30
4.4 Analisi del rumore e stima dell'errore associato alle velocità	35
4.5 Velocità verticali	37
5. Correzione delle velocità per GIA	43
5.1 Selen: un programma per risolvere l'equazione del sea level.....	43
5.1.1 Settaggi e output del programma	44
5.1.2 Il modello ICE5G.....	45
5.2 Risultati	47
Conclusioni	53
Appendice: reti utilizzate	55
Bibliografia	59

Introduzione

La componente verticale del campo di velocità della superficie terrestre rappresenta un importante osservabile per studiare fenomeni come l'aggiustamento glacio-isostatico, la variazione di carico litosferico, i movimenti tettonici e molti altri. Tuttavia la misura di tassi di deformazione verticale costituisce ancora oggi una sfida perché richiede l'utilizzo di strumenti in grado di raggiungere precisioni sub millimetriche.

In epoca moderna le misure di velocità si effettuano sfruttando prevalentemente le tecniche di geodesia spaziale, utilizzate per monitorare gli spostamenti del suolo e le conseguenti variazioni della forma e delle dimensioni della superficie terrestre. In questa tesi si è fatto uso del sistema di posizionamento GPS che conta un numero di stazioni sempre crescente nell'area mediterranea e costituisce perciò uno strumento ideale per effettuare analisi di questo tipo. Tra le stazioni GPS presenti nell'area in esame tuttavia, solo una minima parte è adibita a misure geofisiche rifacendosi quindi a precise regole di costruzione atte a fornire la maggior precisione possibile; per ottenere una copertura più uniforme del territorio si fa perciò uso anche di stazioni progettate per scopi differenti (geodetiche e topografiche).

La metodologia seguita per ricavare le velocità delle singole stazioni prevede un'accurata analisi delle serie temporali GPS e una stima delle incertezze associate, adottando un modello di rumore chiamato a tener conto di tutte le possibili cause di errore che affliggono le velocità verticali.

Particolare rilievo è riservato al fenomeno dell'aggiustamento glacio-isostatico (Glacial Isostatic Adjustment, GIA) che caratterizza maggiormente le alte latitudini e le zone limitrofe alle linee di costa e che può essere efficacemente modellato al fine di depurare le velocità verticali da tale contributo. E' possibile perciò individuare alcune aree in cui il campo di velocità ottenuto può essere spiegato, almeno in parte, dal fenomeno del GIA e altre in cui permane una velocità residua imputabile a processi geodinamici e tettonici o ad altri fenomeni locali.

Per chiarezza espositiva si è deciso di strutturare la tesi in 5 parti.

Il primo capitolo illustra alcuni fenomeni naturali o indotti dall'uomo che possono essere causa di movimenti verticali del suolo.

Nel secondo capitolo vengono analizzati in dettaglio il fenomeno dell'aggiustamento glacio-isostatico (GIA), possibile causa di movimenti verticali e gli effetti da esso prodotti. Viene inoltre introdotta l'equazione del sea level (SLE) la cui risoluzione consente di determinare la variazione del livello del mare indotta dal GIA.

Il terzo capitolo contiene una descrizione della tecnica GPS, utilizzata per ottenere le misure di velocità, riservando particolare rilievo alla componente verticale che risulta affetta da numerose fonti di errore.

Nel quarto capitolo si illustra il procedimento che consente di determinare sito per sito le velocità verticali nel sistema di riferimento scelto, a partire dalle misure di fase GPS, dopo aver effettuato un'attenta analisi delle serie temporali. Viene inoltre descritto il metodo impiegato per ricavare le incertezze associate alle velocità.

Nel quinto capitolo si descrive il funzionamento di Selen, il programma di cui si è fatto uso per risolvere l'equazione del sea level e determinare le correzioni alle velocità dovute all'aggiustamento glacio-isostatico. Si illustrano i modelli utilizzati a tale scopo e i risultati ottenuti fornendo poi le velocità finali depurate dal contributo del GIA.

1. Movimenti verticali del suolo

In questo capitolo verranno analizzati i fenomeni naturali o indotti dall'uomo che possono essere causa di movimenti verticali del suolo. Ciò che rende la misura e l'interpretazione di velocità verticali più complessa è il fatto che, ad eccezione di aree caratterizzate da una subsidenza particolarmente veloce, i tassi di movimento verticale sono dell'ordine del mm/yr, ossia quasi un ordine di grandezza più piccoli rispetto a quelli orizzontali [Serpelloni *et al.*, 2013]. Inoltre, mentre le velocità orizzontali sono state largamente utilizzate per spiegare la cinematica delle placche, la geodinamica e la tettonica attiva, l'uso di velocità verticali è ancora limitato. Per poterle rilevare occorrono infatti strumenti capaci di raggiungere precisioni molto elevate. Alcuni di essi saranno analizzati nel Capitolo 3, dove particolare rilievo verrà riservato al GPS, lo strumento utilizzato per gli scopi di questa tesi.

1.1 Cause

Vi sono vari processi che causano deformazione verticale del suolo, perciò, si può affermare che la componente verticale del campo di velocità della superficie terrestre rappresenta un importante osservabile per analizzare tali fenomeni; tra i più significativi vi sono:

- Tettonica e deformazione sismica;
- Variazione del carico sulla litosfera;
- Aggiustamento glacio-isostatico (GIA);
- Variazioni del livello del mare;
- Processi magmatici;
- Processi idrogeologici;
- Subsidenza naturale e indotta;
- Frane e instabilità gravitazionale;
- Variazione del carico atmosferico.
- Geodinamica a grande profondità;

Alcuni di essi, per essere analizzati, presuppongono la conoscenza delle velocità verticali sito per sito (ad esempio gli studi sulle variazioni del livello del mare), mentre per altri è importante conoscere le deformazioni verticali a grande lunghezza d'onda (ad esempio per gli studi geodinamici).

Tettonica e deformazione sismica

I movimenti tettonici, direttamente connessi con l'evoluzione complessiva del pianeta, sono attribuibili a fattori di origine interna, oltre che alla forza di gravità. Tali movimenti traggono energia dai moti convettivi con sede all'interno del mantello; infatti, il moto circolare delle celle convettive innesca in superficie i movimenti tettonici, generando un *margin*e divergente quando due masse si allontanano fra loro ed un *margin*e convergente quando si avvicinano. In corrispondenza di queste aree possono registrarsi movimenti verticali del suolo dovuti a subduzione e orogenesi. Su piccola scala spaziotemporale tali movimenti possono realizzarsi durante e negli anni che seguono i terremoti in regioni tettonicamente attive.

Variazione del carico sulla litosfera

La tettonica a placche si basa sull'assunzione che la litosfera si comporti rigidamente su scale di tempo geologiche. L'evidenza di ciò si deve a studi circa il modo in cui la litosfera risponde a variazioni di carico superficiali, come calotte glaciali, sedimenti e vulcani. La risposta ha la forma di una semplice flessione quando la crosta viene sottoposta ad un carico e di innalzamento quando essa viene liberata da un peso preesistente.

Aggiustamento glacio-isostatico (GIA)

Tale fenomeno si manifesta in risposta allo scioglimento delle calotte glaciali del tardo Pleistocene (circa 12.000 anni fa): la superficie terrestre, liberata dal grosso peso del ghiaccio, sta lentamente ritornando al proprio equilibrio. Se la Terra fosse solida ed elastica, lo scioglimento del ghiaccio avrebbe prodotto spostamenti minimi e contemporanei alla deglaciazione ma, dato che il mantello sottostante la litosfera si comporta come un fluido viscoso su grandi scale di tempo, si osserva che il tempo necessario a raggiungere l'equilibrio risulta proporzionale alla viscosità del mantello sublitosferico. Questo argomento sarà trattato in maggior dettaglio nel Capitolo 2 e nel Capitolo 5, dove verrà illustrato un codice che consente di modellare il fenomeno del GIA.

Variazioni del livello del mare

Il livello del mare non è costante ma varia nel tempo da luogo a luogo. Questi cambiamenti sono il risultato della somma di fattori climatici e tettonici, quali le variazioni di volume dei ghiacci, l'espansione termica degli oceani e le deformazioni verticali della crosta terrestre causate da movimenti delle placche continentali, isostasia, tettonica e attività vulcaniche. La variazione della quantità di acqua contenuta all'interno dei bacini oceanici causa la risposta elastica a breve termine della crosta e quella viscoelastica a lungo termine del mantello, che si manifestano in un movimento verticale del fondale.

Processi magmatici

La formazione del magma non è un evento che si realizza ovunque all'interno della Terra. Esso si forma in seguito a processi di fusione parziale di parti limitate della crosta o del mantello per effetto di una variazione locale delle condizioni fisiche. La transizione da una condizione di riposo ad una condizione eruttiva implica necessariamente una migrazione progressiva del magma verso la superficie. Nel corso della risalita il magma esercita una spinta sulle rocce sovrastanti, le solleva inarcandole e le frattura. Si può dire quindi che un vulcano, all'approssimarsi di un evento eruttivo, si gonfia lentamente per l'apporto di magma dal profondo, per poi subire un rapido sgonfiamento quando la massa magmatica viene eruttata in superficie o si sposta in aree limitrofe del sottosuolo. Questo comportamento produce sulla superficie del vulcano deformazioni orizzontali e verticali che vengono rilevate per mezzo di strumenti di alta precisione. L'esatta individuazione e caratterizzazione del campo deformativo e soprattutto della sua evoluzione nel tempo, può fornire preziose informazioni per seguire la dinamica della massa magmatica.

Processi idrogeologici

Con questo termine si identificano i meccanismi che coinvolgono la distribuzione e i movimenti dell'acqua contenuta al di sotto della superficie terrestre. Essa, in concomitanza con altri fattori quali la morfologia, la composizione e la gestione del suolo può contribuire a modificare, in tempi più o meno rapidi, il territorio.

Subsidenza naturale e indotta

La subsidenza è un lento e progressivo abbassamento verticale del fondo di un bacino marino o di un'area continentale causato da un progressivo compattamento dei

materiali. Tale fenomeno può avvenire naturalmente, a causa della porosità dei sedimenti che tendono a comprimersi riducendo così il volume occupato, oppure può essere indotto dall'uomo, che estraendo fluidi dal terreno causa una diminuzione della pressione dei fluidi interstiziali residui che dà origine ad un assestamento del terreno.

Frane e instabilità gravitazionale

I movimenti franosi si verificano in una determinata area per effetto di diversi fattori sfavorevoli alla stabilità di un versante (azione erosiva dei corsi d'acqua, precipitazioni, infiltrazioni, ecc.) in concomitanza con forze gravitazionali a volte associate a forze sismiche. Se uno strumento di monitoraggio viene collocato in un'area soggetta a movimenti franosi è possibile determinare l'entità dello spostamento verticale che interessa l'area in esame.

Variazione del carico atmosferico

La ridistribuzione delle masse d'aria dovuta alla circolazione atmosferica causa una deformazione della crosta terrestre che può raggiungere i 2 cm per la componente verticale e agisce in una scala temporale che varia dalle settimane, ai mesi, agli anni in modo differente a seconda della latitudine. Tale fenomeno può essere modellato da funzioni matematiche basate su dati globali di pressione atmosferica superficiale. In questo modo, conoscendo la componente verticale della deformazione dovuta alla variazione del carico atmosferico, si può determinare con maggior precisione il tasso di deformazione verticale relativo all'area in esame.

Geodinamica a grande profondità

I movimenti convettivi che caratterizzano il mantello, oltre ad essere responsabili del moto delle placche contribuiscono al verificarsi di altri fenomeni di cui si hanno evidenze in superficie, come terremoti, orogenesi, vulcanesimo, ma le cui cause sono da ricercarsi al di sotto della crosta terrestre.

2. Aggiustamento glacio-isostatico (GIA)

Il fenomeno dell'aggiustamento glacio-isostatico si manifesta in zone che in passato sono state per un lungo periodo ricoperte da una spessa coltre di ghiaccio (fino a 3 km di spessore durante l'ultimo picco circa 20.000 anni fa) che ha causato una deformazione della superficie terrestre, forzando il materiale viscoelastico che compone il mantello ad allontanarsi dalla posizione di equilibrio in assenza di ghiaccio.

Nelle aree in passato interessate dai ghiacci tale fenomeno si manifesta come un sollevamento del suolo, tuttavia questa non è la sua unica espressione, infatti è dimostrato che l'aggiustamento glacio-isostatico produce anche altri numerosi effetti.

2.1 Introduzione

Durante l'ultimo periodo glaciale (110.000–12.000 anni fa) la maggior parte dell'Europa settentrionale, dell'Asia, del nord America, della Groenlandia e dell'Antartide erano coperte dai ghiacci. L'enorme peso delle calotte, spesse fino a 3 Km, ha causato la depressione della litosfera e un conseguente allontanamento dalla regione di massimo abbassamento (centro di rebound) da parte del materiale del mantello fluido sottostante.

A seguito della deglaciazione, venuto a mancare il grande sovrappeso, l'intero mantello fluido della Terra è stato interessato da notevoli flussi di massa di segno opposto a quelli causati dal carico glaciale, che stanno progressivamente riportando (rebound) il nostro pianeta alla configurazione di equilibrio gravitativo in assenza di ghiaccio. Il sollevamento ha avuto luogo in due stadi distinti. Il primo, pressoché immediato, è stato prodotto dalla risposta elastica della litosfera alla deglaciazione. Dopodiché si è sviluppata la risposta viscoelastica del mantello e la velocità di risalita è scesa esponenzialmente fino ai livelli attuali dell'ordine di 1cm/anno o meno.

E' stato mostrato da Stocchi e Spada (2009) che in questo processo il ruolo del mantello inferiore è preponderante rispetto a quello di altri fattori come la viscosità del mantello superiore e lo spessore della litosfera elastica. Precisamente, si osserva che modelli reologici, caratterizzati da un'elevata viscosità del mantello inferiore, tendono a produrre velocità di spostamento maggiori.

Considerando la distribuzione e la variazione di spessore dei ghiacci dall'ultimo picco glaciale fino ai giorni nostri si può affermare che il processo di aggiustamento glacio-isostatico si protrarrà per altre migliaia di anni producendo un sollevamento totale che varia a seconda dello spessore della coltre di ghiaccio che interessava quella zona, ma che può arrivare fino a centinaia di metri vicino al centro di rebound. Tuttavia questo lento e progressivo movimento non si manifesta solo come sollevamento ma produce anche altri numerosi effetti. I più importanti possono essere così riassunti:

- movimenti verticali della crosta;
- movimenti orizzontali della crosta;
- cambiamenti del livello marino globale (global sea level);
- anomalie del campo di gravità terrestre;
- effetti sul moto di rotazione terrestre;
- variazioni dello stato di sforzo nella crosta ed effetti sulla genesi dei terremoti.

I primi tre elementi costituiscono gli effetti quantitativamente più rilevanti e di maggiore interesse geofisico, mentre i restanti, pur avendo minore evidenza, non vanno trascurati nell'interpretazione dei fenomeni che caratterizzano il nostro pianeta.

2.2 Movimenti della crosta e global sea level

Uno degli effetti più evidenti dell'aggiustamento glacio-isostatico è il movimento verticale della crosta, prevalentemente sollevamento. Le aree che durante l'ultimo periodo glaciale erano ricoperte dai ghiacci, sono caratterizzate da velocità positive; si stanno quindi sollevando come manifestazione della risposta viscoelastica del mantello alla rimozione dell'enorme peso che le sovrastava. Sorte avversa spetta invece ai fondali oceanici che accolgono l'acqua derivata dallo scioglimento delle calotte glaciali e a causa di questo peso registrano velocità negative, sintomo di un progressivo abbassamento. Un esempio interessante è quello della Gran Bretagna che è stata parzialmente interessata dalla glaciazione: il sollevamento della Scozia (circa 10 cm/secolo) è accompagnato da un corrispondente abbassamento del sud dell'Inghilterra (circa 5 cm/secolo).

Ritrovamenti archeologici hanno fornito la prova di numerosi cambiamenti delle linee di costa e del paesaggio nelle zone maggiormente interessate dalla presenza dei ghiacci: in molti paesi nordici i porti sono stati spostati numerose volte e alcune località hanno il nome "isola" anche se si trovano sulla terraferma.

Al fianco dei movimenti verticali della crosta vi sono quelli orizzontali, molto più lievi, che divergono dal centro di rebound. La combinazione di movimenti orizzontali e verticali determina una variazione dell'inclinazione della superficie terrestre; infatti aree ad un latitudine più elevata si sollevano più velocemente e ciò risulta molto evidente nei laghi:

il fondale si inclina gradatamente perciò, la riva in passato maggiormente interessata dai ghiacci indietreggia, mentre quella opposta sprofonda. Tale fenomeno caratterizzerà il flusso d'acqua dei laghi e dei fiumi anche in futuro, perciò è importante tenerlo in considerazione nel pianificare la gestione di una risorsa fondamentale come l'acqua.

L'altro fenomeno strettamente collegato all'aggiustamento glacio-isostatico è la variazione del livello medio del mare. Esso è definito come la differenza tra la superficie del geoide e quella della Terra a una determinata epoca. Durante la glaciazione il livello globale del mare calò di circa 120 metri: l'acqua degli oceani evaporava e condensando in neve andava a costituire le calotte glaciali. In questo modo, territori che prima erano separati dal mare si unirono. Questo fu il caso della Gran Bretagna e dell'Europa o di Taiwan e dell'Asia. Durante la deglaciazione, lo scioglimento dei ghiacci provocò la redistribuzione dell'acqua negli oceani, che però non si verificò in modo uniforme, portando ad una nuova configurazione del livello del mare.

Le attuali velocità di variazione del livello medio dei mari sono misurate dai mareografi dislocati lungo le principali linee di costa; le loro misurazioni vengono utilizzate per modellare i tassi di deformazione dovuti all'aggiustamento glacio-isostatico.

2.2.1 Equazione del sea level

L'equazione del sea level (SLE) è un'equazione integrale, introdotta da Farrell e Clark nel 1976, con lo scopo di modellare le variazioni del livello del mare a seguito dello scioglimento delle calotte glaciali nel tardo Pleistocene. La SLE è anche attualmente utilizzata per studiare le variazioni del livello del mare associate allo scioglimento dei ghiacciai in risposta al surriscaldamento globale.

Una caratteristica fondamentale dell'equazione è che essa non coinvolge quantità assolute, ma può solo fornire variazioni di quantità geofisiche e geodetiche relative a uno stato di riferimento. Infatti essa non fornisce il valore del "sea level", SL , ma la sua variazione, S , rispetto a un tempo remoto t_r (prima dello scioglimento):

$$S(\omega, t) = SL(\omega, t) - SL(\omega, t_r)$$

Si ha che $\omega \equiv (\theta, \lambda)$, con θ e λ colatitudine e latitudine, rispettivamente, di un punto sulla superficie media del mare, t è il tempo presente, mentre SL è definito come la differenza tra il raggio della superficie media del mare e quello della superficie solida della Terra, entrambi calcolati rispetto al centro di massa della Terra:

$$SL(\omega, t) = R_{ss}(\omega, t) - R_{se}(\omega, t)$$

L'equazione del sea level può essere scritta:

$$S(\omega, t) = \frac{\rho_i}{\gamma} G_s \otimes_i I + \frac{\rho_\omega}{\gamma} G_s \otimes_o S + S^E - \frac{\rho_i}{\gamma} \overline{G_s \otimes_i I} - \frac{\rho_\omega}{\gamma} \overline{G_s \otimes_o S}$$

dove I rappresenta la variazione di spessore della lastra di ghiaccio, ρ_i e ρ_ω sono rispettivamente le densità del ghiaccio e dell'acqua, \otimes_i e \otimes_o sono convoluzioni spazio-temporali nelle regioni coperte da ghiaccio e oceani, γ è la gravità media alla superficie terrestre, G_s è la funzione di Green che tiene conto della viscoelasticità del mantello, S^E rappresenta il cambiamento spaziale e uniforme del livello del mare per una Terra rigida e non gravitante, mentre i termini soprastegnati indicano una media sull'intera superficie degli oceani che garantisce la conservazione della massa.

La variazione del livello del mare indotta dal GIA (S) è correlata al movimento verticale della superficie solida della Terra (U) e alla variazione di altezza del geoide (N) da:

$$a. \quad U = \rho_i G_u \otimes_i I + \rho_\omega G_u \otimes_o S$$

$$b. \quad N = \rho_i G_n \otimes_i I + \rho_\omega G_n \otimes_o S$$

dove G_u e G_n sono funzioni di Green appropriate.

S , N e U obbediscono all'equazione fondamentale:

$$S = N - U$$

che definisce la variazione del sea level e rappresenta la SLE nella sua forma più semplice.

E' importante sottolineare che siccome il geoide costituisce la superficie equipotenziale che presenta i minimi scostamenti dal livello medio del mare, N è a volte indicata come la variazione della superficie del mare rispetto al centro di massa della Terra.

2.2.2 Mareografi

Il ruolo delle registrazioni mareografiche è di fondamentale importanza nel monitoraggio delle variazioni del livello del mare e nella loro interpretazione. Al di

la delle oscillazioni giornaliere e stagionali, dalle serie temporali dei mareografi possono essere estratti i tassi di variazione del livello del mare dovuti alla redistribuzione dell'acqua in seguito allo scioglimento delle antiche calotte glaciali. Per avere informazioni di questo tipo sono tuttavia necessari mareografi operanti da un numero sufficiente di anni, in quanto è dimostrabile che la qualità della stima delle velocità cresce con il periodo di attività del mareografo in esame [Tsimplis et al., 2011; Spada & Galassi 2012]. Inoltre sono preferibili stazioni di co-localizzazione in cui operino contemporaneamente un mareografo e uno strumento di posizionamento (come il GPS) in modo da avere, nello stesso sito, informazioni sull'andamento del livello del mare e sul movimento verticale della costa in prossimità del mareografo. In Figura 2.1 è riportata la serie temporale registrata da un mareografo operante dal 1960.

I dati mareografici utilizzati in questa tesi sono stati reperiti dal Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) un ente che raccoglie le registrazioni di circa 2000 mareografi dislocati lungo le linee di costa del pianeta [Holgate et al., 2013; PSMSL, 2014]. La Figura 2.2 mostra la distribuzione globale dei mareografi che fanno parte del PSMSL.

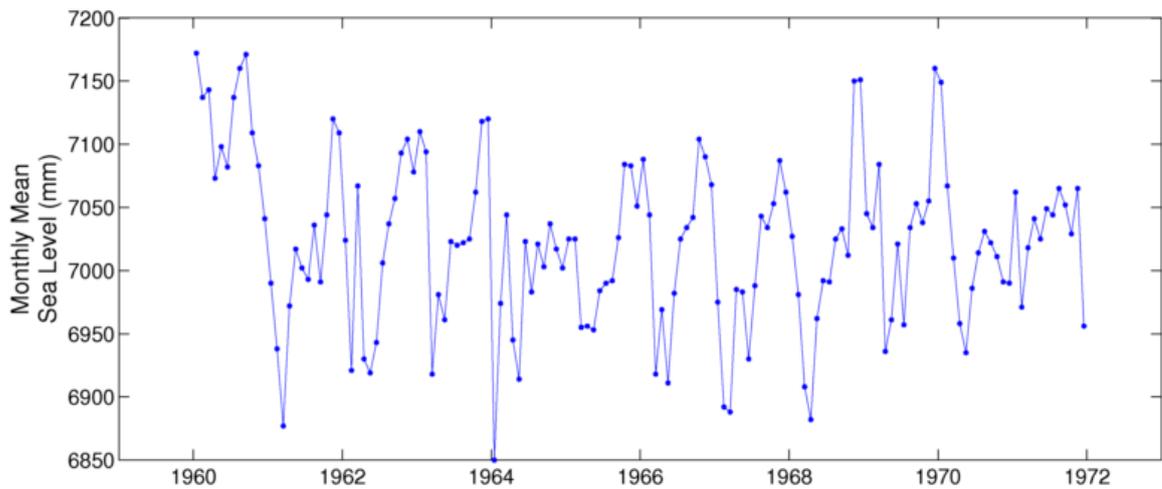


Fig 2. 1: Serie temporale relativa al mareografo di Catania operativo dal 1960 reperita nel sito del PSMSL (<http://www.psmsl.org>).

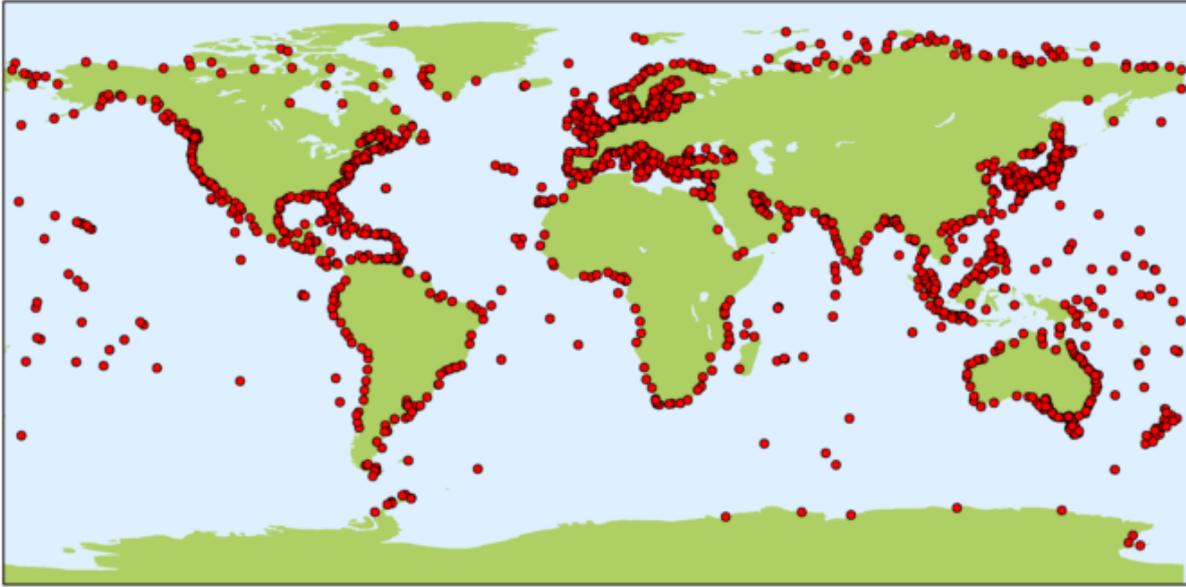


Fig 2. 2: Distribuzione delle stazioni mareografiche (circa 2000) che fanno parte del database del PSMSL.

2.3 Campo di gravità e moto di rotazione terrestre, stato di stress dei terremoti

Il campo di gravità terrestre risente degli spostamenti di massa dovuti al sollevamento e alla subduzione della crosta, allo scioglimento dei ghiacci e al successivo riposizionamento dell'acqua. Per esempio, a causa del sollevamento, la Terra diventa meno ovale e questo cambia le componenti a grande lunghezza d'onda del campo di gravità terrestre. La variazione del campo di gravità può essere registrata grazie a misure gravimetriche ripetute, inoltre se ne osserva l'influenza sulla perturbazione del moto dei satelliti. L'aggiustamento glacio-isostatico causa inoltre variazioni della posizione dell'asse di rotazione terrestre rispetto a un sistema fisso sulla Terra, oltre che variazioni della durata di una rotazione completa della Terra intorno al suo asse.

Per quanto riguarda lo stato di sforzo e i possibili effetti sulla generazione di terremoti, si osserva che una grande quantità di terremoti è stata registrata in zone intraplacca, come nella parte orientale del Canada e nel nord Europa. Tali zone sono lontane dai margini di placca, dove si verifica la maggior parte dei terremoti. Una spiegazione a questo fenomeno è quella che siccome sia mantello che litosfera rispondono alle variazioni di carico del ghiaccio e dell'acqua che costituisce gli oceani, producendo variazioni nel tempo dello spostamento, si verifica che lo stato di stress, che è legato al gradiente dello spostamento, cambia continuamente e può portare al verificarsi di terremoti anche in zone lontane dal confine tra due placche.

3. Tecniche di geodesia spaziale. Il GPS

La Geodesia è una scienza antica (le cui origini possono essere ricondotte agli egizi e ai greci) che ha come scopo la determinazione della forma della superficie terrestre. Il progresso tecnologico degli ultimi 40 anni ha profondamente influenzato le tecniche di misura e gli strumenti impiegati: si è passati dalle misure terrestri e di astronomia geodetica, effettuate con strumenti ottico-meccanici, all'impiego di sofisticate tecniche spaziali che utilizzano le onde elettromagnetiche e che hanno determinato la nascita della Geodesia Spaziale. Le principali tecniche di Geodesia Spaziale sono: Very Long Baseline Interferometry (VLBI), Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellites (DORIS), Satellite Laser Ranging - Lunar Laser Ranging (SLR-LLR) e Global Positioning System (GPS).

Sono tutte tecniche di posizionamento che consentono di determinare con grande precisione la collocazione delle stazioni a terra e il loro movimento nel tempo, oltre a contribuire a definire i sistemi di riferimento terrestri.

La tecnica utilizzata per gli scopi di questa tesi è il GPS, perciò di seguito ne verrà illustrato il funzionamento.

3.1 GPS: principi e modalità di funzionamento

Il GPS (*Global Positioning System*) è un sistema di posizionamento basato sulla ricezione e successiva elaborazione di segnali provenienti da una costellazione di satelliti artificiali in orbita non geostazionaria. L'interpretazione di tali segnali, mediante apposita strumentazione, consente di ottenere in qualsiasi punto della superficie terrestre, un posizionamento tridimensionale in tempo reale. Tale sistema è stato realizzato negli anni '70 dal Dipartimento di Difesa degli Stati Uniti per scopi militari, ma è poi stato reso accessibile a chiunque fosse in possesso di un ricevitore negli anni '90.

Il GPS è costituito da 3 segmenti:

Segmento spaziale:

costituito da 31 satelliti in orbita attorno alla Terra, disposti su diversi piani orbitali in modo che ciascun utente possa ricevere il segnale di almeno 5 di essi. Ognuno è dotato di pannelli fotovoltaici e batterie per la produzione di energia elettrica, di razzi a idrazina per eseguire manovre di correzione sulla propria orbita e di un certo numero di orologi atomici. I satelliti inviano diversi segnali, costituiti da onde radio modulate in ampiezza da particolari codici.

Segmento di controllo:

costituito da una serie di stazioni di controllo a terra coordinate da una principale (*master control station*), allo scopo di garantire il corretto funzionamento dei satelliti. Tra i loro compiti ci sono quello di gestire la sincronia tra gli orologi dei satelliti, monitorarne le orbite ed eventualmente fornire le istruzioni necessarie a modificarle e verificare il corretto funzionamento dei satelliti.

Segmento utente:

costituito da tutti i ricevitori, civili e militari, sintonizzati sulle frequenze usate dai satelliti, dotati di sistemi di decodifica ed elaborazione dei segnali ricevuti e di una memoria per l'immagazzinamento dei dati.

Il metodo di posizionamento del GPS si basa su misure di tempo (pseudorange) o di fase sull'onda portante (carrier phase).

3.1.1 Misure di tempo

Si tratta del metodo più semplice, anche se di quello meno preciso. Ad essere misurato è lo sfasamento (in bit) tra l'onda inviata dal satellite e la replica inviata dal ricevitore nell'istante in cui viene captata l'onda proveniente dal satellite. Questo intervallo temporale, moltiplicato per la velocità della luce, fornisce la distanza satellite-ricevitore.

In linea teorica risulta sufficiente conoscere la distanza tra il ricevitore in esame e tre satelliti per poter determinare la posizione (x, y, z) di quel ricevitore. In realtà, siccome l'orologio del ricevitore risulta meno preciso rispetto agli orologi satellitari, occorre inserire una nuova incognita che tenga conto dello sfasamento tra le scale temporali degli orologi; si rende perciò necessario conoscere un'altra distanza satellite-ricevitore.

3.1.2 Misure di fase

Questo metodo consente di determinare la posizione di un punto sulla superficie terrestre a partire dalla misura della differenza di fase tra l'onda portante del satellite e quella del ricevitore. Occorre tener conto che l'onda proveniente dal satellite raggiunge il ricevitore con una frequenza variata, a causa dell'effetto Doppler, dovuta alla velocità relativa fra satellite e ricevitore. Dal confronto tra le due onde risulta un'onda di battimenti la cui fase, definita a meno di un numero intero N incognito (ambiguità), risulta uguale alla differenza di fase cercata.

3.1.3 Errori di misura

Le principali fonti di errore relative alla tecnica di posizionamento GPS sono:

- lo sfasamento temporale tra gli orologi dei satelliti e dei ricevitori non è unico, cioè i satelliti non risultano perfettamente sincronizzati tra di loro;
- le orbite dei satelliti non sono note ma vengono calcolate a terra risultando quindi approssimate;
- la velocità di propagazione dell'onda non è la stessa lungo tutto il percorso satellite-ricevitore, ma risulta rallentata nell'attraversamento della ionosfera e della troposfera;
- si sono trascurati gli effetti di multipath (l'onda proveniente dal satellite può subire delle riflessioni dagli oggetti vicini al ricevitore che quindi riceve una serie di repliche sfasate nel tempo);
- si sono trascurati gli effetti relativistici che influenzano le misure di tempo e di distanza nei due sistemi di riferimento, satellite e ricevitore.

Nella pratica per conseguire risultati di precisione adeguata alle esigenze geofisiche, occorre tener conto di molti dei fattori sopra citati e modellarli opportunamente. In alternativa alla modellazione, che risulta spesso difficoltosa, è possibile applicare particolari procedimenti operativi, che riducono di molto l'influenza di questi effetti sull'incertezza della misura indiretta mediante alcune combinazioni lineari delle equazioni che la esprimono in funzione di quantità direttamente misurabili. Uno di questi metodi è quello differenziale, utilizzato per il posizionamento relativo.

3.1.4 Tecniche differenziali

In ambito geofisico, le misure di posizione sono effettuate non per punti isolati ma per coppie di punti, occupati da due ricevitori. Il vettore che unisce i due punti viene detto base o linea di base (baseline). Attraverso i dati raccolti da ogni coppia di ricevitori vengono calcolate le differenze fra le coordinate dei due estremi della base. Siccome la posizione di uno dei due ricevitori è considerata nota, conoscendo la lunghezza della base, si ottiene la posizione dell'altro ricevitore. Nella pratica vengono utilizzate reti di baseline in cui ogni punto è collegato agli altri da almeno una base; considerando note le coordinate di un punto, si ottengono di conseguenza tutte quelle degli altri punti.

3.1.5 Modalità di acquisizione ed elaborazione dati

Una stazione GPS consiste di un ricevitore, un'antenna e un computer di controllo dell'intero sistema che consente il monitoraggio in remoto del ricevitore GPS e il salvataggio locale dei dati acquisiti.

Le stazioni utilizzate per gli scopi di questa tesi sono tutte stazioni permanenti che operano in modo statico e i cui dati sono elaborati in post processamento. Questo significa che i ricevitori vengono tenuti fissi nel sito in esame e non si utilizzano dati provenienti da campagne di misura. Nel caso di rilievi geodetici questo è il metodo più frequentemente adottato perché consente una precisione maggiore (dell'ordine di 10^{-5} - 10^{-6} D, dove D è la lunghezza della linea di base). Inoltre per le reti che operano in modo continuo (Continuous GPS, CGPS) è possibile effettuare anche una stima dell'errore contenuto nelle serie temporali ed eliminare tutte le fonti di errore aventi ciclicità temporale o spaziale.

L'elaborazione dei dati in post processamento, invece che in tempo reale, consente di ridurre l'errore nella misura e di applicare il metodo differenziale che non sarebbe altrimenti realizzabile a meno di non dotare i ricevitori di un collegamento radio.

3.2 Sistemi di riferimento

L'*International Earth Rotation Service* (IERS) si occupa di realizzare e controllare i sistemi di riferimento celeste (*International Celestial Reference System*, ICRS) e terrestre (*International Terrestrial Reference System*, ITRS) e di fornire i parametri di trasformazione tra i due sistemi (*Earth orientation parameters*, EOPs).

3.2.1 ICRS

L'*International Celestial Reference System* è il sistema di riferimento celeste fondamentale adottato dall'*International Astronomical Union* (IAU) per il posizionamento astronomico di alta precisione. Tale sistema ha origine nel baricentro del Sistema Solare e assi fissi nello spazio rispetto ad alcune quasar, il cui moto può essere considerato trascurabile data la lontananza dal nostro Sistema Solare.

La realizzazione pratica del sistema di riferimento è data dal cosiddetto “reference frame” costituito dalle coordinate di una serie di sorgenti radio extragalattiche determinate utilizzando la tecnica VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*).

3.2.2 ITRS

L'*International Terrestrial Reference System* è un sistema di riferimento ideale con origine nel centro di massa della Terra, orientamento iniziale coincidente con quello del *Bureau International de l'Heure* (BIH) del 1984.0, evoluzione nel tempo dell'orientamento tale da assicurare una condizione di non rotazione rispetto alla tettonica a placche del pianeta e scala delle lunghezze coerente con la scala dei tempi geocentrica terrestre (*Geocentric Coordinate Time*, GCT) [Benciolini et al., 2004].

Ad oggi si sono succedute diverse realizzazioni di ITRS:

- La prima famiglia è costituita da quelle realizzate dall'IERS, che produce l'ITRF (*International Terrestrial Reference Frame*), ovvero la realizzazione pratica del “reference system”. La particolarità di tale sistema di riferimento è quella di combinare le misure di posizione e velocità delle stazioni, ottenute utilizzando le principali tecniche di geodesia spaziale (VLBI, SLR, GPS e DORIS). Per fare ciò è necessaria la disponibilità di stazioni di co-locazione dove sono operanti strumenti

di due o più tecniche geodetiche [Altamimi et al., 2007]. L'ITRF viene aggiornato circa ogni cinque anni e ogni versione viene denominata ITRF_{yy}, dove yy indica l'anno di rilascio.

Considerando le posizioni delle stazioni che definiscono l'ITRF come vertici di un poliedro, detto “poliedro fondamentale”, si osserva che l'ITRS e il poliedro fondamentale coincidono solo ad una certa epoca che corrisponde all'epoca di rilascio del sistema di riferimento. Successivamente, infatti, siccome ad ogni stazione è associata anche una velocità relativa, il poliedro cambierà posizione nello spazio; il suo moto è dato dalla sovrapposizione di due componenti: una globale, comune a tutte le stazioni e coincidente con il moto dell'asse di rotazione terrestre, e una locale, data dai moti delle diverse placche tettoniche a cui sono vincolate le stazioni. Per questo motivo, ogni realizzazione dell'ITRF è accompagnata da una stima delle coordinate e delle velocità di ogni stazione a una certa epoca t_0 , nell'ipotesi di spostamenti lineari nel tempo; ad entrambe sono poi associati gli scarti quadratici medi stimati [Benciolini et al., 2004]. Risulta perciò, che noto l'ITRF a una certa epoca e note le componenti del moto delle stazioni che lo definiscono, si può ricavare il “reference frame” all'epoca desiderata.

Tuttavia tale procedura costituisce un limite allorquando si renda necessaria una propagazione in avanti delle coordinate delle stazioni permanenti, ad esempio per l'inquadratura di una rete GPS; infatti, su scale di tempo di alcuni anni, l'ipotesi di propagazione lineare sulle coordinate delle stazioni permanenti può essere localmente eccessivamente rigida [Ray et al., 2004].

- La seconda famiglia comprende i sistemi di riferimento realizzati dall'IGS (*International GNSS Service*), una federazione volontaria di più di 200 aziende mondiali che mettono insieme risorse e dati da stazioni GPS e GLONASS permanenti per generare prodotti precisi. Le realizzazioni IGS si basano su compensazioni settimanali della sola rete globale di stazioni permanenti GNSS.

Nonostante le precisioni paragonabili (millimetro), le discrepanze tra il sistema di riferimento ITRF e quello IGS arrivano ad alcuni millimetri; la causa più significativa è un effetto di scala, ancora non pienamente compreso, fra le tecniche VLBI e SLR da un lato e la tecnica GPS dall'altro [Benciolini et al., 2004].

Considerate le due possibilità, si conclude che la scelta più ragionevole nell'inquadratura di una rete GPS regionale di stazioni permanenti è quella di utilizzare il sistema di riferimento IGS, nella versione attuale (IGB08), in modo da mantenersi coerenti con la tecnica utilizzata.

3.3 Tipi di reti

Le reti di stazioni GPS possono essere classificate in tre modi in base ai criteri osservati dal costruttore, al tipo di monumentazione scelta e alla collocazione geografica:

- a. Reti Topografiche: sono le più diffuse. Lo scopo di queste reti è quello di fornire delle posizioni di punti che vengono usati come riferimento per operazioni di tipo cartografico, topografico e catastale. Per questo motivo la monumentazione scelta non è sempre adeguata, così come la collocazione che non tiene conto di possibili fonti di rumore. Ciò fa sì che piccoli segnali geofisici di particolare interesse possano non essere misurati.
- b. Reti Geodetiche: in ambito internazionale sono così definite le reti che interessano un intero continente, mentre, in ambito nazionale, si definiscono reti geodetiche regionali quelle reti che interessano determinate regioni amministrative o particolari aree geografiche. Tali reti sono costruite in modo da garantire una continuità del dato al fine di creare lunghi archivi che consentano la creazione di serie temporali. Infatti lo scopo di queste reti è quello di controllare e gestire il sistema di riferimento.
- c. Reti Geofisiche: questo tipo di reti viene utilizzato per operare indagini geofisiche, perciò le precisioni richieste sono molto elevate. Le stazioni costruite per questi scopi devono soddisfare particolari parametri: la scelta del sito deve essere effettuata seguendo determinate regole e la stazione deve registrare i dati in maniera continua senza il rischio di interruzioni.

Dal momento che non si ha ancora una densità sufficiente di reti geofisiche, occorre usare tutti i tipi di stazioni disponibili, anche se create per scopi differenti e quindi meno precise, in modo da avere una buona copertura dell'area di interesse. In Figura 3.1 è riportata una mappa con tutte le stazioni utilizzate in questo lavoro di tesi suddivise per tipologia.

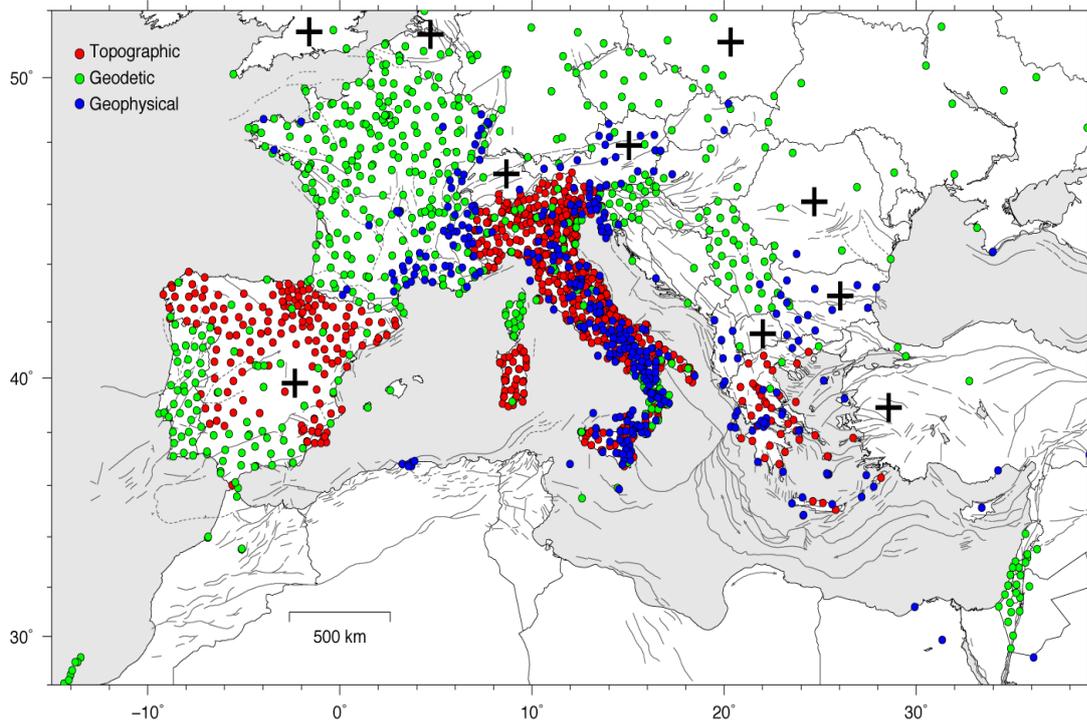


Fig. 3. 1: Stazioni utilizzate suddivise per tipo: Topografiche (rosso), Geodetiche (verde) Geofisiche (blu). I segni + indicano aree in cui nuovi dati saranno resi disponibili nell'ambito del progetto European Plate Observing System (EPOS).

3.4 Misura di movimenti verticali

Come accennato precedentemente, la misura di tassi di deformazione verticale è molto più complicata rispetto alla misura di velocità orizzontali. In primo luogo ciò è dovuto al fatto che le velocità verticali risultano di un ordine di grandezza più piccole rispetto a quelle orizzontali, attestandosi a livello del mm all'anno [Serpelloni *et al.*, 2013]. In secondo luogo, si ha che la precisione del posizionamento verticale effettuata con la tecnica GPS risulta tipicamente da 3 a 5 volte più bassa rispetto a quella dell'orizzontale [Bennett *et al.*, 2007]. Il motivo di tale discrepanza è da imputarsi a una serie di errori che affliggono la componente verticale del posizionamento GPS: ritardi associati alla propagazione del segnale in atmosfera, variazioni non modellate del moto dei satelliti, errato posizionamento del centro di fase dell'antenna, instabilità dei monumenti e molti altri [van Dam *et al.*, 1994; Blewitt and Lavallée, 2002; King and Williams 2009; Petrie *et al.*, 2010; King *et al.*, 2012]. Inoltre l'indeterminazione nella distanza satellite-ricevitore, dovuta alla grande altezza dei satelliti (circa 20.200 km sul livello del mare), si proietta lungo la verticale con una componente molto maggiore che in planimetria.

Siccome il posizionamento GPS viene effettuato in un sistema di riferimento globale, la determinazione delle coordinate delle stazioni risulta strettamente legata alla realizzazione e alla stabilità del sistema, specialmente all'origine delle coordinate. Differenze tra diverse realizzazioni del sistema di riferimento globale mostrano che la posizione dell'origine (centro di massa della terra) risulta indeterminata lungo l'asse z, parallelo all'asse di rotazione terrestre, di un fattore $\pm 0,5$ mm [Argus, 2007; Altamimi et al., 2007]. Perciò i movimenti verticali registrati, oltre all'incertezza associata, saranno accompagnati da un'ulteriore indeterminazione legata al sistema di riferimento. In questo modo sollevamento e subsidenza non sono assoluti ma variabili in un intervallo rendendo difficoltosa l'interpretazione delle velocità verticali, in particolar modo quando si tratta di piccoli spostamenti (minori di 0,5 mm/anno in valore assoluto). Inoltre, mentre per quanto riguarda le velocità di subsidenza si registrano valori fino all'ordine del centimetro all'anno, le velocità di salita non superano i pochi millimetri, complicando ulteriormente la misura. Tutti questi elementi dovranno essere tenuti in considerazione alla fine dell'analisi quando si otterranno le velocità sito per sito e si cercherà di mostrare l'andamento verticale in Europa Occidentale.

4. Analisi dati e serie temporali

In questo capitolo si vuole descrivere la procedura utilizzata per inferire il campo di velocità compatibile con le osservazioni di più di 1500 stazioni cGPS operanti in un intervallo temporale superiore a 2.5 anni.

La procedura seguita per l'analisi dei dati si articola in tre fasi [Serpelloni et al., 2006, 2010]:

- a. analisi degli osservabili GPS (fasi e codici);
- b. combinazione delle soluzioni e definizione del sistema di riferimento;
- c. analisi delle serie temporali.

4.1 Analisi degli osservabili GPS

Al fine di gestire la grande quantità di dati provenienti dalle reti cGPS considerate, sono state sviluppate diverse procedure, sotto il sistema operativo Linux, per archiviare e analizzare dati e metadati salvati in formato RINEX (*Receiver Independent Exchange format*). Ogni rete è analizzata individualmente, fatta eccezione per quelle costituite da più di 40 stazioni che vengono suddivise in sottoreti seguendo un semplice criterio geografico, cercando di mantenere le baseline più corte possibile [Serpelloni et al., 2013]. In questo lavoro di tesi ad esempio, la rete nazionale francese RGP composta da più di 200 stazioni è stata suddivisa in 7 cluster da 32/33 stazioni ciascuno.

In questa prima fase si utilizzano le osservazioni giornaliere delle fasi GPS per stimare le coordinate delle stazioni, il ritardo dovuto all'attraversamento dell'atmosfera, i parametri orbitali e di orientazione terrestre. Si ottiene così, per mezzo del software GAMIT [Herring et al., 2010], una soluzione giornaliera, scarsamente vincolata (*loosely-constrained*) per ogni sottorete [Serpelloni et al., 2006, 2007].

Le informazioni sulle stazioni, richieste per processare e interpretare le osservazioni GPS sono contenute all'interno dello *station.info*, un file di testo che raccoglie la lista degli equipaggiamenti delle stazioni (ricevitore, antenna, duomo, firmware e le epoche di ogni cambio di configurazione della stazione). Ci sono due diverse procedure per ottenere gli *station.info*:

- Per le reti che li rendono disponibili vengono giornalmente scaricati i *log-file* che contengono le informazioni sulla stazione e riferiscono di eventuali cambi nella strumentazione. Dopodiché i *log-file* vengono convertiti nel formato degli *station.info* tramite una procedura automatizzata.
- Se i *log-file* non sono disponibili, le informazioni per compilare gli *station.info* vengono reperite dalle *header* dei file RINEX.

La procedura ivi descritta risulta fondamentale al fine di mantenere un database di osservazioni che segua le regole standard IGS e per costruire un archivio storico dei cambi di equipaggiamento delle stazioni. In ogni processamento giornaliero viene utilizzato un set di stazioni comuni a tutte le sottoreti; di questi stessi siti si farà uso successivamente per rappresentare ogni soluzione indipendente rispetto a un comune sistema di riferimento.

4.2 Combinazione delle soluzioni e definizione del sistema di riferimento

In questa fase, utilizzando il programma *st_filter* (space-time filtering) del software QOCA (*Quasi-Observation Combination Analysis*), si procede alla combinazione delle soluzioni scarsamente vincolate, ottenute nella fase precedente, con quelle globali fornite da SOPAC (*Scripps Orbit and Permanent Array Center*) per ottenere una soluzione giornaliera globale svincolata dalle combinazioni delle sottoreti. Allo stesso tempo viene definito il sistema di riferimento applicando una trasformazione di Helmert a sette parametri (tre di rotazione, tre di traslazione e uno di scala) che allinea le soluzioni con il “reference frame” IGB08. In Figura 4.1 è riportata una mappa delle stazioni IGS che definiscono il sistema di riferimento IGB08 e di quelle utilizzate in questo lavoro.

Ricordiamo che vi sono due possibili realizzazioni di “reference frame”: ITRF e IGS; siccome le posizioni delle stazioni che compongono il sistema ITRF sono determinate con l’utilizzo di varie tecniche di geodesia spaziale, è stata scelta la realizzazione di IGS, che si serve del solo il posizionamento GPS, in modo da mantenersi coerenti con la tecnica utilizzata.

Un'altra importante questione da discutere riguarda i vantaggi e gli svantaggi nell'affidarsi a un ente esterno come SOPAC per reperire soluzioni. Tale procedura costituisce certamente un risparmio di tempo nella fase di analisi, ma rappresenta anche un impedimento che si manifesta nella dipendenza da questo ente esterno nel reperire le soluzioni, che vengono generalmente messe a disposizione con un ritardo di circa 8 giorni.

Gli output di *st_filter* sono le serie temporali delle posizioni x, y, z nel sistema di riferimento IGB08.

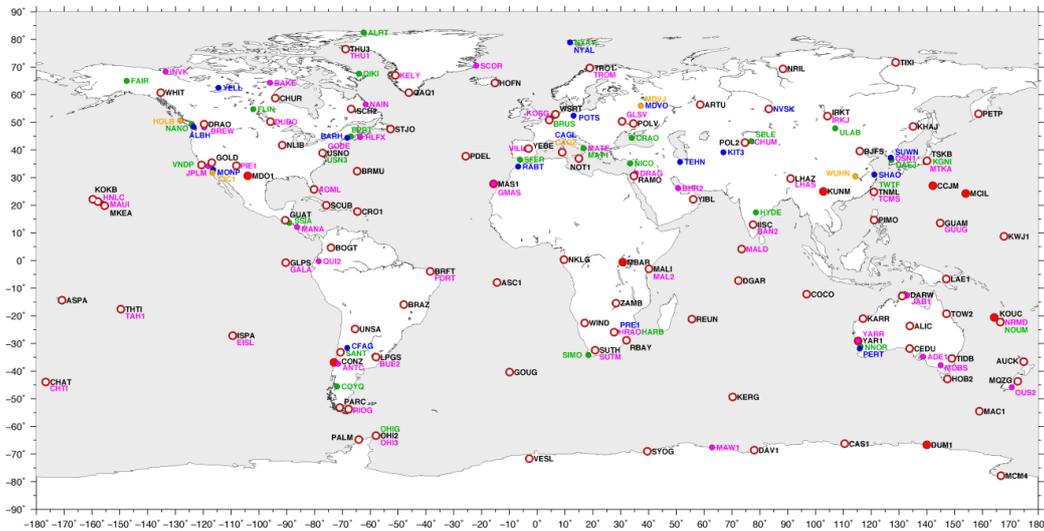


Fig 4. 1: Stazioni IGS che definiscono il "reference frame" IGB08. Quelle utilizzate per questo lavoro di tesi sono rappresentate da un cerchio rosso e bianco.

4.3 Analisi delle serie temporali

In questa fase vengono analizzate le serie temporali di posizione delle stazioni con lo scopo di stimare le velocità nelle tre dimensioni. Come suggerito da *Blewitt & Lavallée* (2002), in questa analisi sono state considerate solo stazioni che registrano dati da più di 2,5 anni in modo da riconoscere ed eliminare dal trend le componenti dovute a variazioni stagionali, riducendo l'incertezza associata alla velocità, che diminuisce aumentando la lunghezza della serie (v. paragrafo 4.4). La Figura 4.2 mostra la distribuzione del tempo di operatività delle stazioni in Europa Occidentale; si osserva che il valore medio è circa 6,5 anni.

Lo studio delle serie temporali viene affrontato utilizzando la strategia *separate-mode* che consiste nell'effettuare l'analisi di ogni singola stazione separatamente, trascurando quindi le correlazioni con le altre. In questo modo si evita che errori in una singola serie temporale influenzino altre stazioni consentendo una gestione più facile dei dati. L'unico svantaggio è quello di trascurare le correlazioni tra le varie serie temporali. In realtà è stato dimostrato da *Zhang* (1996) che esse sono molto piccole e possono eventualmente essere aggiunte in seguito in una matrice di correlazione delle velocità dei siti [*Williams et al.*, 2004]. L'analisi delle serie temporali viene effettuata utilizzando il programma *analyse_tseri* (time series analysis) del software QOCA.

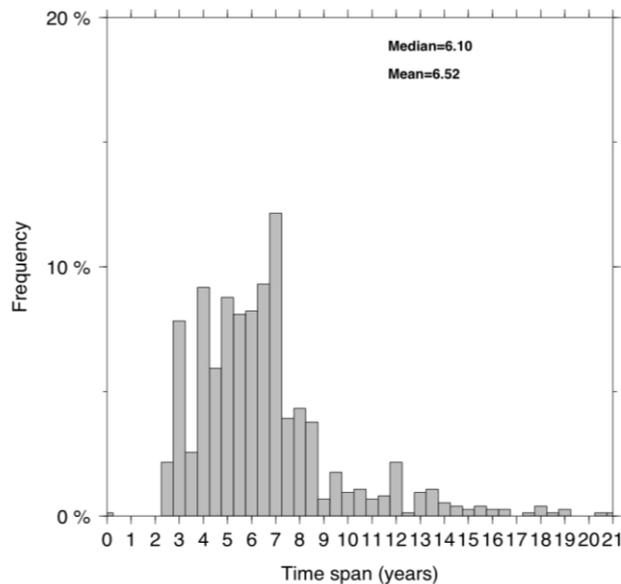


Fig 4. 2: Distribuzione in frequenza del tempo di operatività delle stazioni in Europa Occidentale. Le stazioni operanti da meno di 2,5 anni sono state precedentemente scartate.

4.3.1 Caratteristiche di una serie

Ogni serie temporale è composta da quattro parti fondamentali [Kendall, 1966]:

- Trend (*componente tendenziale*): tendenza di fondo del fenomeno in esame rappresentabile mediante una funzione polinomiale di grado non troppo elevato (solitamente si tratta di una relazione lineare). Per ottenere questo tipo di informazioni occorre che la stazione sia operativa da un certo lasso di tempo (fissato a 2,5 anni), benché in generale si preveda un'operatività ben più lunga (almeno 10 anni);
- Ciclo (*componente congiunturale*): alternanza di fluttuazioni rappresentabile come serie di armoniche sinusoidali di frequenze multiple;
- Stagionalità (*componente stagionale*): costituita da variazioni che si riscontrano con analoga intensità negli stessi periodi dell'anno. Alcuni esempi sono: la ridistribuzione mareale causata dall'attrazione gravitazionale della Luna e del Sole, la variazione di pressione atmosferica, l'azione del vento, l'umidità del suolo, la neve. La disponibilità di serie

temporali della durata di diversi anni permette di stimare la componente stagionale con buona approssimazione;

- Componente casuale, stocastica, irregolare.

Accanto a questi elementi, sempre presenti in ogni serie, ve ne sono altri che interessano solo alcune. E' opportuno, prima di operare qualsiasi tipo di analisi, esaminare i dati grezzi in modo da individuare tali anomalie e apportare le dovute correzioni. Questi errori possono essere classificati in 3 categorie:

Discontinuità

Una serie temporale si ottiene dall'osservazione di un fenomeno che varia nel tempo, descritto da una particolare variabile. Nel caso in esame la variabile considerata è la posizione; essa viene registrata per un numero finito di istanti di tempo t . Tuttavia può verificarsi per vari motivi (difetti o cambi di strumentazione, mancata visibilità dei satelliti, ecc.) un'interruzione nella raccolta dei dati che dà origine a una serie temporale che presenta buchi o discontinuità.

Offset

L'andamento di una serie può a volte essere perturbato e presentare in un punto localizzato una brusca variazione. Solitamente in questi casi il trend rimane invariato anche se la serie risulta traslata in modo più o meno evidente in tutte e tre le componenti. Le cause di offset possono essere molteplici: la più comune è rappresentata da un cambio di strumentazione, ma anche terremoti o eventi cosismici e post sismici possono produrre offset. Se presente, il *log-file* della stazione può essere utilizzato per determinare se l'offset è stato provocato da una qualche modifica strumentale (tipicamente si tratta di cambi di antenna). In caso contrario non è lecito scartare un offset in quanto esso potrebbe essere la manifestazione di un segnale di interesse geofisico.

In presenza di offset è preferibile spezzare la serie ed analizzare separatamente i dati prima e dopo la variazione utilizzando la funzione gradino di Heaviside.

Outlier

Vengono così definiti valori isolati o piccoli gruppi di valori che si discostano in maniera evidente dal trend della serie. Essi si suddividono in *blunder*, punti accurati ma poco precisi e in *outlier* veri e propri, punti precisi ma poco accurati.

Gli outlier vengono eliminati utilizzando un criterio di *post-fit* RMS: in pratica i punti che presentano un WRMS (*Weighted Root Mean Square*) più di 3 volte superiore al valore medio di RMS non vengono considerati nell'analisi [Serpelloni *et al.*, 2013]. In Figura 4.3 è rappresentata la distribuzione del WRMS per le 3 componenti; si nota che il valor medio relativo alla componente verticale è circa 3/4 volte maggiore rispetto a quello relativo all'orizzontale.

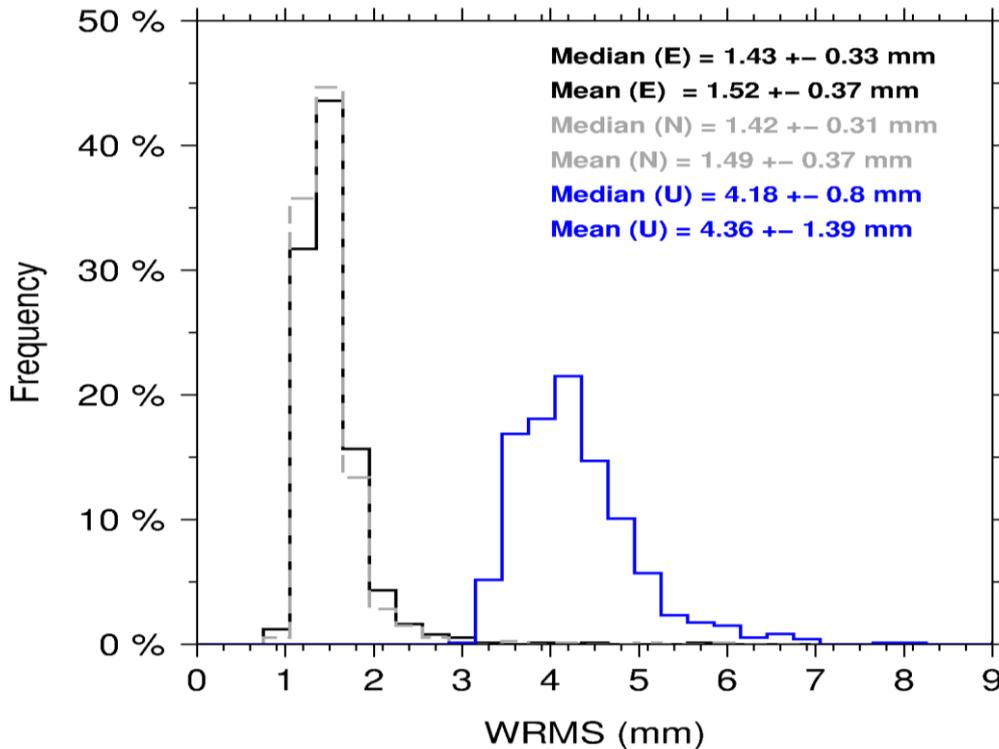


Fig 4. 3: Distribuzione in frequenza dei valori di WRMS per le componenti Est, Nord e Up. L'incertezza associata al valore medio è 1σ , mentre quella associata al valore mediano è lo scarto interquartile (IQR).

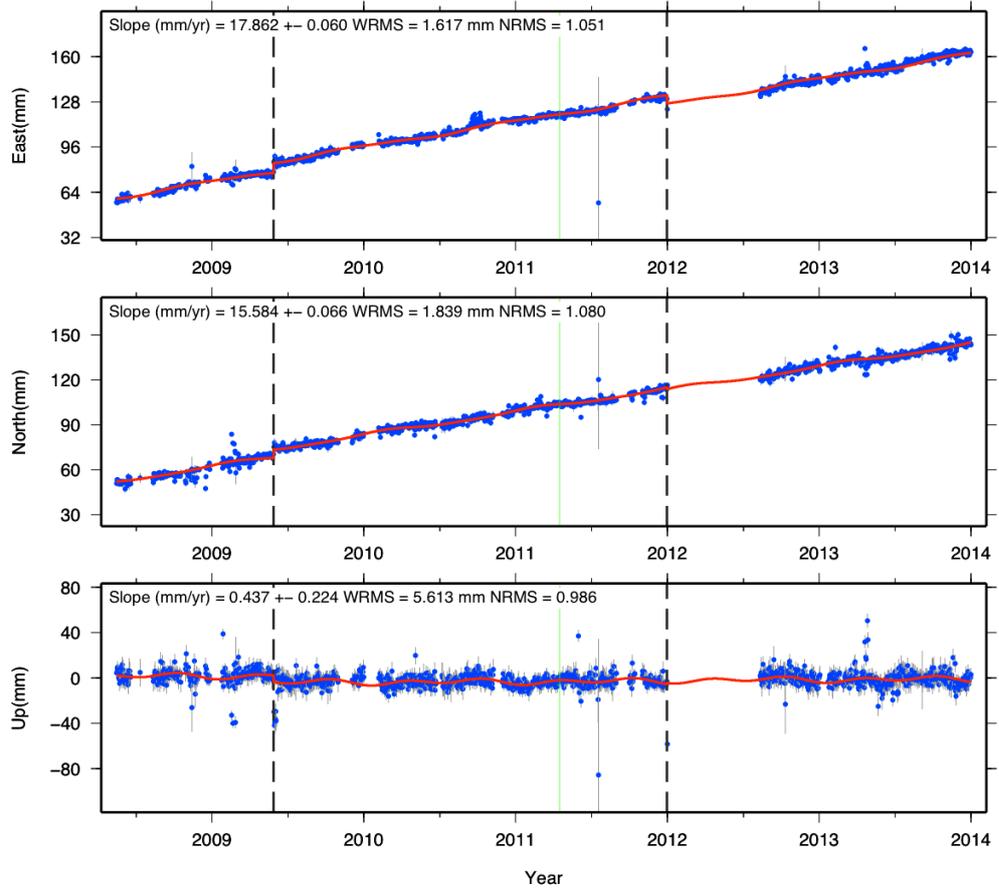


Fig. 4. 4: Esempio di una serie temporale grezza relativa alla stazione permanente ELCI appartenente alla rete spagnola EUSKADI. Si notano tutte le componenti tipiche di una serie temporale: l'andamento tendenziale modellato da una retta, le componenti annuale e semiannuale, 2 offset e alcuni outlier.

Le variazioni di posizione in una serie sono modellate utilizzando la seguente funzione che descrive analiticamente la scomposizione del moto:

$$f(t_i) = a_1 + a_2 t_i + a_3 \sin(2\pi t_i) + a_4 \cos(2\pi t_i) + a_5 \sin(4\pi t_i) + a_6 \cos(4\pi t_i) + \sum_{j=1}^{n_b} b_j H(t_i - T_b) + y_t$$

dove $a_1 + a_2 t_i$ rappresenta il *trend*, a_1 è il *bias* iniziale, a_2 indica la pendenza della serie, cioè la velocità, $a_3 \sin(2\pi t_i) + a_4 \cos(2\pi t_i) + a_5 \sin(4\pi t_i) + a_6 \cos(4\pi t_i)$ è la componente stagionale (annuale e semiannuale, con t_i espresso in anni),

$\sum_{j=1}^{n_b} b_j H(t_i - T_b)$ rappresenta la correzione per un certo numero n_b di *offset* di ampiezza b_j descritti tramite una funzione gradino di Heaviside. Anche eventuali salti, provocati da eventi co-sismici, sono modellati con una funzione di questo tipo. Infine y_t rappresenta la componente casuale.

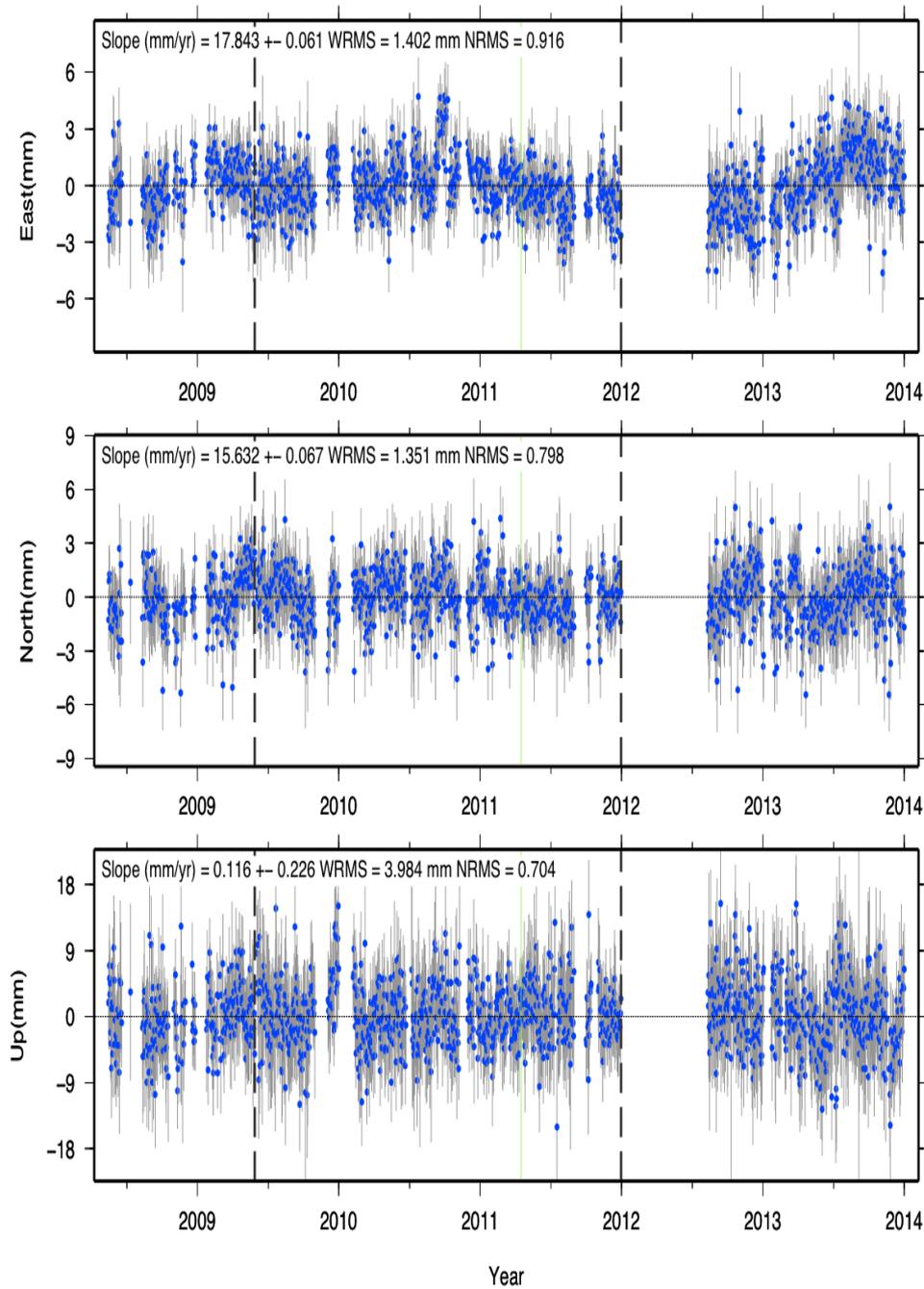


Fig 4.5: Serie temporale residua relativa alla stazione ELCI. Si noti la differenza con la Figura 4.4 rappresentante la serie grezza relativa alla medesima stazione.

Dopo aver stimato e rimosso dalle serie il trend lineare, possibili offset strumentali e outlier, componente stagionale ed eventuali transienti cosismici e postsismici, si ottengono le cosiddette *serie temporali residue* (Figura 4.5) che presentano una dispersione attorno ad un valore costante e che verranno utilizzate successivamente nell'analisi.

4.4 Analisi del rumore e stima dell'errore associato alle velocità

Come accennato in precedenza, le serie temporali GPS, specialmente la componente verticale, sono affette da rumore causato da sorgenti di diversa natura: errori nelle orbite previste dei satelliti, errori negli orologi dei satelliti o dei ricevitori, ritardi di trasmissione del segnale nel passaggio attraverso l'atmosfera, variazioni del centro di fase dell'antenna, multipath e altri [van Dam et al., 1994; Blewitt & Lavallée, 2002; King & Williams 2009; Petrie et al., 2010; King et al., 2012]. Per ottenere risultati precisi è necessario adottare un metodo che consenta di modellare tale rumore. Studi precedenti [Mao et al., 1999; Williams, 2003; Williams et al., 2004] hanno mostrato che il rumore nelle serie temporali può essere descritto come un processo a legge di potenza che assume la forma:

$$P_x(f) = P_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^k$$

dove f è la frequenza spaziale o temporale, P_0 ed f_0 sono costanti di normalizzazione e k è l'indice spettrale, tipicamente compreso tra -3 e 1 per i processi naturali. I processi sono classificati come "moti Browniani frazionali" se k è compreso tra -3 e -1, oppure "Gaussiani frazionali" se k è compreso tra -1 e 1. Per valori di indice spettrale interi si verificano casi particolari: $k = 0$ corrisponde a *white noise* (WN), $k = -1$ *flicker noise* (FN) e $k = -2$ *brownian noise* (o *random walk noise* RWN). In generale si definiscono *coloured noise* (o *power-law noise* PL) tutti i processi con $k \neq 0$.

A questo punto occorre determinare da quale tipo o combinazione di rumore sono affette le serie temporali GPS, in modo da assegnare delle incertezze realistiche ai parametri stimati da esse. La maggior parte degli studiosi è concorde nell'affermare che l'assunzione del solo *white noise* comporti una sottostima del tasso di incertezza; è stato dimostrato che la combinazione di *white noise* + *power-law noise* costituisce la descrizione stocastica più verosimile per le serie temporali di posizione GPS [Mao et al., 1999; Williams et al., 2004; Woepelmann et al., 2009; Santamaría-Gómez et al., 2011]. Resta da

determinare quale tipo di *coloured noise* sia lecito adottare. Gli studi precedenti si sono concentrati maggiormente sulle combinazioni di WN+RWN e WN+FN. Il *random walk noise* risulta essere legato all'instabilità dei monumenti perciò può essere fortemente attenuato da un'attenta progettazione di questi ultimi [Johnson & Agnew, 2000]. Inoltre la sua visibilità dipende dalla lunghezza della serie temporale, dalla frequenza di campionamento e dall'ampiezza delle altre componenti del rumore. Il *flicker noise* è stato osservato in una grande varietà di processi dinamici quali l'alternanza delle macchie solari, l'oscillazione della Terra intorno al suo asse, le correnti sottomarine e l'incertezza nella misura di tempo degli orologi atomici.

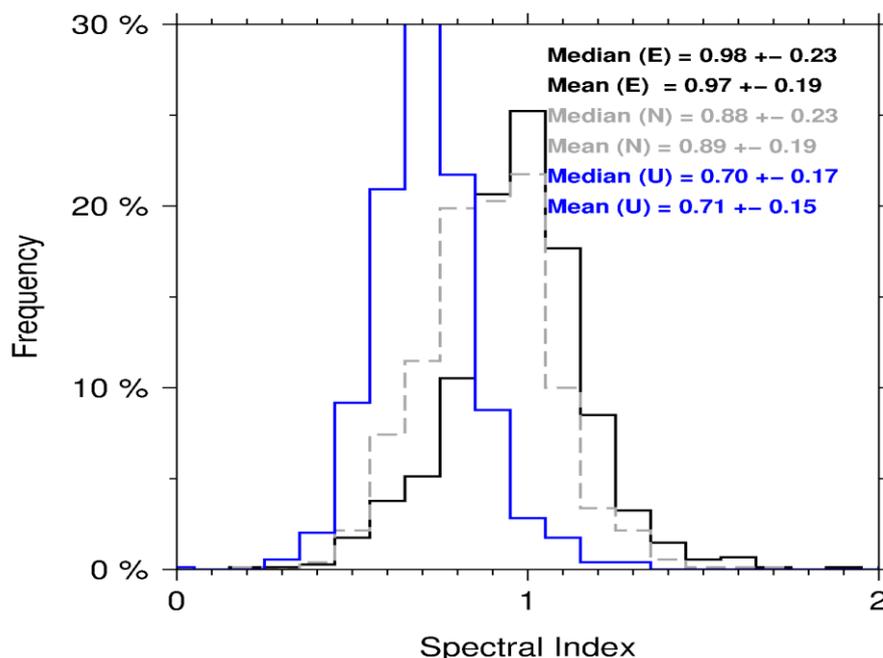


Fig 4. 6: Distribuzione in frequenza dell'indice spettrale k ottenuto col metodo della stima della massima verosimiglianza (MLE) per le componenti Est, Nord e Up di stazioni situate in Europa Occidentale. L'incertezza associata al valore medio è 1σ , mentre quella associata al valore mediano è lo scarto interquartile (IQR).

In questo lavoro, l'analisi del rumore è stata effettuata utilizzando la tecnica della stima della massima verosimiglianza (MLE) implementata nel software CATS [Williams, 2008], per due combinazioni di rumore: WN+FN e WN+PL. Nel primo caso si è fissato $k = -1$, mentre nel secondo caso si è risolto in funzione di k . In figura 4.6 è mostrata la frequenza di distribuzione dei valori di k stimati dall'analisi delle serie di posizione residue. Si osserva che, per la componente verticale, la media e la mediana si assestano

intorno al valore di $-0,7$. Perciò si può concludere che, dato lo scostamento dal valore -1 (caratteristico del *flicker noise*), per stimare l'incertezza associata ai movimenti verticali, è ragionevole adottare un modello combinato di WN+PL noise [Serpelloni *et al.*, 2013].

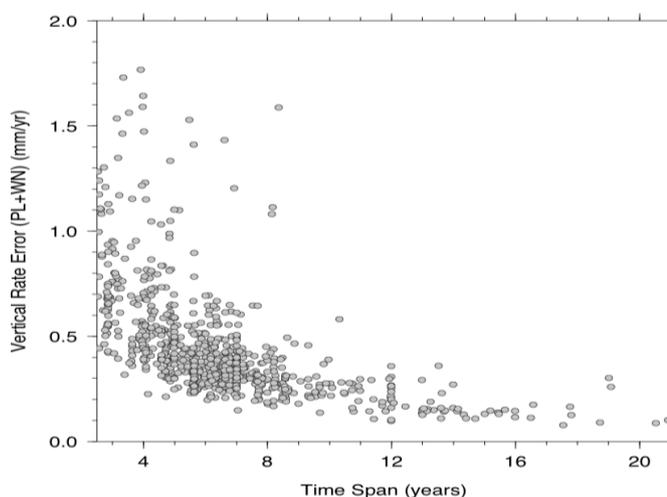


Fig 4. 7: Andamento del valore dell'incertezza associato alle velocità in funzione della lunghezza delle serie temporali per un modello WN+PL

In Figura 4.7 è mostrato l'andamento dell'incertezza associata alle velocità (modello WN+PL) in funzione della lunghezza delle serie temporali. Si nota che l'incertezza diminuisce all'aumentare della lunghezza della serie temporale e già dopo 5/6 anni essa si assesta al di sotto di 0,5 mm/yr.

Una determinazione più precisa delle incertezze da associare alle velocità richiede di effettuare l'analisi delle componenti principali (*Principal Component Analysis*, PCA) per stimare gli errori ai modi comuni (*Common Mode Errors*, CME) come in Serpelloni *et al.*, (2013). Tuttavia tale trattazione esula dagli scopi di questa tesi.

4.5 Velocità verticali

La distribuzione delle stazioni GPS permanenti nell'area euro-mediterranea non è uniforme ma consta di zone più densamente occupate, come l'Italia e la Francia e di aree meno ricche di stazioni. Ciò è dovuto al fatto che l'INGV non processa la totalità delle reti presenti nel bacino del Mediterraneo poiché alcuni enti non rendono pubblici i dati

registrati dalle proprie stazioni. Inoltre, come ricordato in precedenza, sono state scartate dall'analisi le stazioni con serie temporali non sufficientemente lunghe.

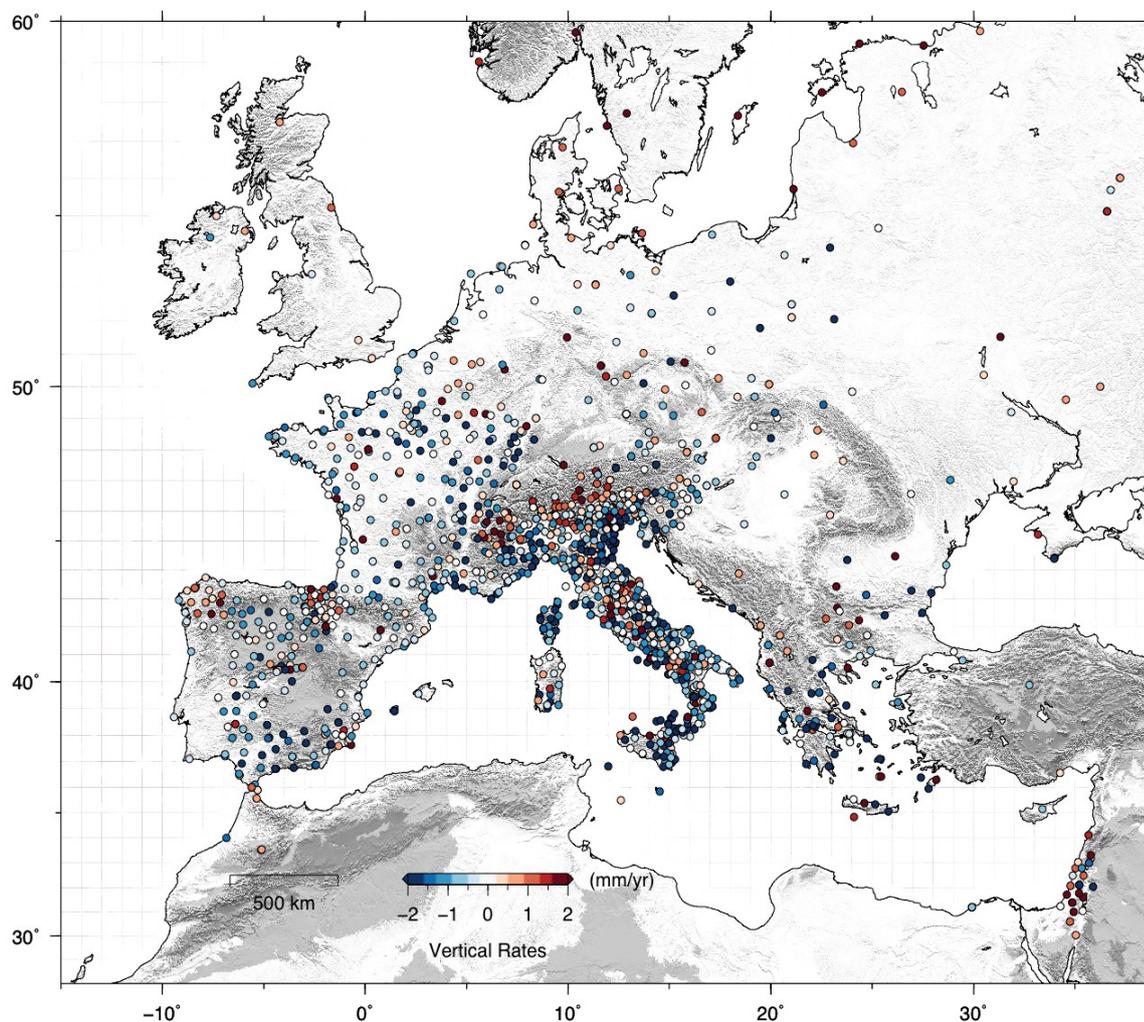


Fig 4. 8: Campo di velocità per la componente verticale nella regione euro-mediterranea. Valori positivi (rossi) e negativi (blu) indicano rispettivamente sollevamento e subsidenza.

In figura 4.8 è rappresentato il campo di velocità verticale per serie residue (ripulite da *outlier* e *offset*) ricavato assumendo il modello di rumore dato dalla combinazione di WN+PL nella regione euro-mediterranea, mentre in Figura 4.9 è indicata la distribuzione in frequenza di tali velocità. Si osserva che i tassi di sollevamento maggiori si registrano in nord Europa dove il segnale è dominato dal contributo del processo di rebound post-glaciale [Johansson et al., 2002; Nocquet et al., 2005]. In Europa centrale invece, prevale una situazione di relativa stabilità, in cui solo alcune stazioni registrano velocità più elevate probabilmente dovute a processi locali.

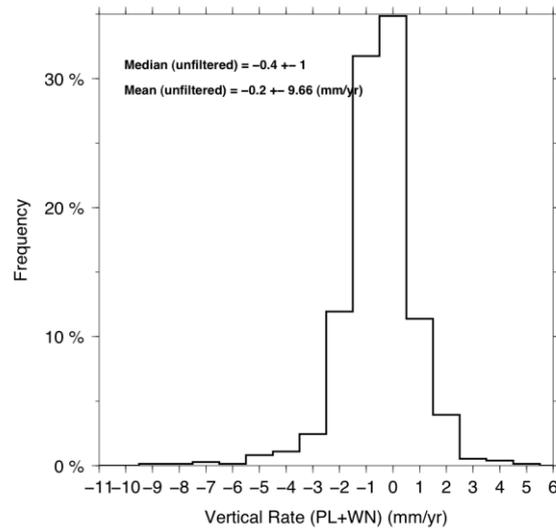


Fig 4. 9: Distribuzione dei valori di velocità verticale stimati a partire dalle serie temporali di posizione assumendo un modello $WN+PL$. L'incertezza associata al valore medio è 1σ , mentre quella associata al valore mediano è lo scarto interquartile (IQR).

In Figura 4.10 è rappresentato un particolare della Figura 4.8 relativo all'Europa Occidentale, nella quale sono state inserite anche le velocità di spostamento orizzontale. Queste ultime, molto piccole in Francia e più elevate in Spagna, sono principalmente la manifestazione del movimento della placca euroasiatica spinta da quella africana.

Da questa figura è inoltre possibile apprezzare meglio l'entità dei movimenti verticali in Europa Occidentale. Un segnale interessante, in linea con i risultati del lavoro di *Serpelloni et al.* (2013), è fornito da alcuni gruppi di stazioni, in Galizia, in Mursia e lungo il Sistema Centrale spagnolo, che presentano velocità di sollevamento rilevanti. Si notano infatti ondulazioni nel campo di velocità della penisola iberica che presentano lunghezze d'onda di circa 200 Km. In Francia invece prevale una situazione di relativa stabilità, fatta eccezione per le stazioni nelle vicinanze del Massiccio Armoricano che registrano un leggero sollevamento e per la costa settentrionale che risulta essere in subsidenza. Questione a sé costituiscono le Alpi Occidentali, caratterizzate da velocità positive, indici di un sollevamento.

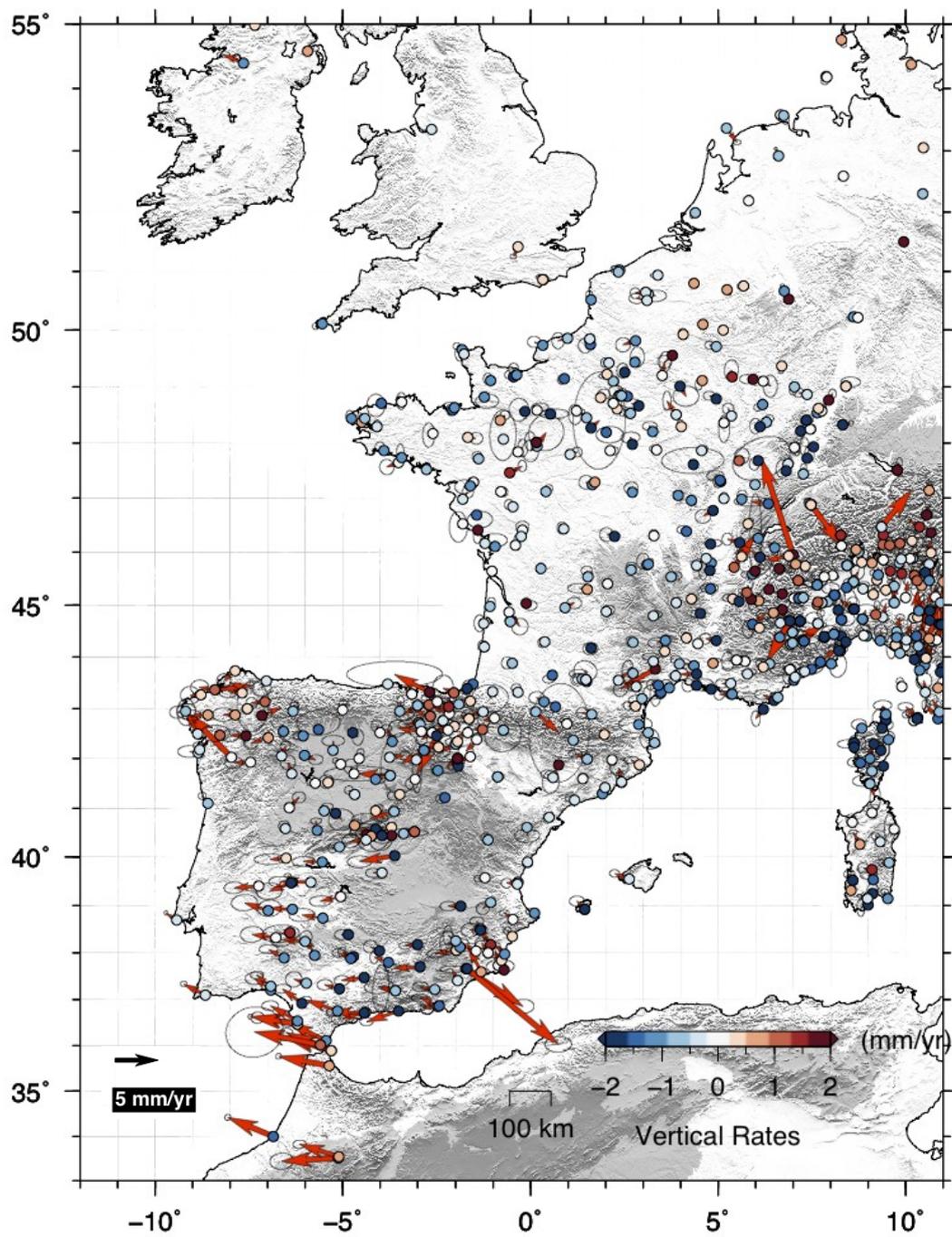


Fig. 4.10: Campo di velocità per la componente verticale (cerchi) e orizzontale (frece) in riferimento all'Eurasia fissa.

Le cause che determinano tali spostamenti non sono di facile individuazione: Francia e Spagna sono aree intraplacca quindi si possono escludere movimenti di origine tettonica. Inoltre, fatta eccezione per il settore sud-orientale della penisola, non si tratta di zone soggette a forte sismicità perciò si può escludere anche un accumulo di deformazione sismica. Nel Capitolo 5 si mostrerà che in alcune aree tali spostamenti sono spiegabili dal fenomeno dell'aggiustamento glacio-isostatico, tuttavia esso non è sufficiente a giustificare la totalità delle osservazioni, rendendo necessario spostare l'attenzione su fenomeni geodinamici o effetti locali.

Come anticipato in precedenza, nell'interpretazione delle velocità verticali ottenute nel sistema di riferimento IGB08 occorre anche tener conto dell'incongruenza tra l'origine di detto sistema di riferimento e il centro di massa della Terra (solida + fluida). Questo fatto rende di difficile interpretazione le velocità ottenute, specialmente quando queste sono di piccola entità. A titolo di esempio in Figura 4.11 è riportata la serie temporale di una stazione soggetta ad un forte sollevamento, mentre in Figura 4.12 è rappresentata la serie temporale di una stazione in forte subsidenza.

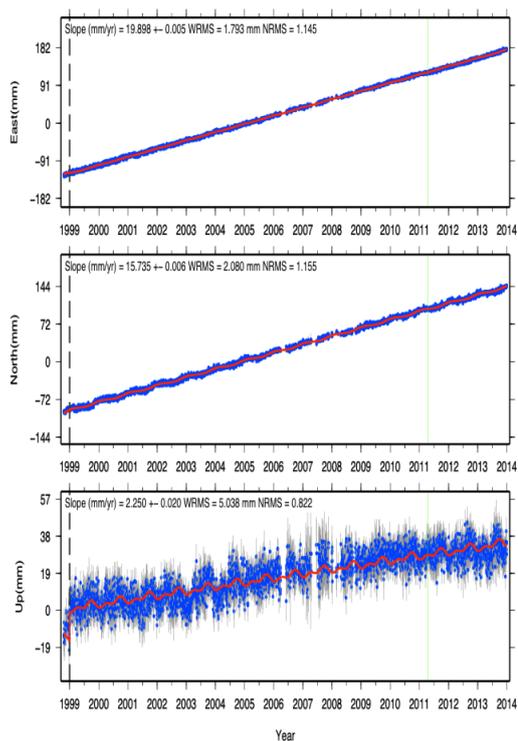


Fig 4. 11: Serie temporale relativa alla stazione MODA appartenente alla rete francese RENAG che registra un'elevata velocità di sollevamento (più di 2 mm/yr).

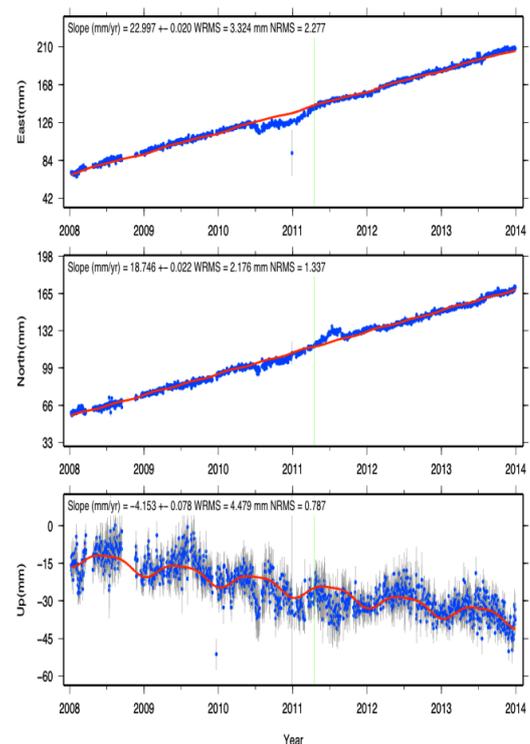


Fig 4. 12: Serie temporale relativa alla stazione RAVE appartenente alla rete italiana EMILIA che registra un'elevata velocità di subduzione (più di 4 mm/yr).

5. Correzione delle velocità per GIA

Tenere conto del contributo alle velocità di deformazione verticale dovuto all'aggiustamento glacio-isostatico è fondamentale per ottenere modelli geodinamici corretti. A tale scopo in questa tesi si è fatto uso del software open source SELEN (*Sea Level Equation solver*) per risolvere l'equazione del sea level (SLE) e determinare così le velocità di deformazione dovute al GIA nello stesso intervallo di tempo cui riferiscono le nostre osservazioni di Figura 4.8. E' stato adottato il modello globale ICE-5G [Peltier, 2004], che prevede una particolare caratterizzazione della reologia del mantello terrestre e dell'evoluzione temporale della massa delle calotte glaciali a partire dall'ultimo massimo glaciale (*Last Glacial Maximum*, LGM). Una volta stimato il contributo alle velocità dovuto al GIA lo si è sottratto ai tassi di spostamento verticali derivanti da misure GPS in modo da ottenere un campo di velocità depurato dall'effetto dell'aggiustamento glacio-isostatico. Tale risultato può costituire il punto di partenza per una analisi approfondita sulle cause di detti spostamenti residui.

5.1 Selen: un programma per risolvere l'equazione del sea level

Selen è un programma open source scritto in Fortran 90, ideato dal prof. Giorgio Spada dell'Università di Urbino e dal dott. Daniele Melini dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, che risolve l'equazione del sea level nella forma originale di Farrell e Clark (1976) utilizzando l'approccio spettrale di Mitrović e Peltier. Lo scopo principale del codice è quello di simulare le variazioni geodetiche e del livello del mare in risposta allo scioglimento delle calotte glaciali continentali, oltre a fornire una soluzione numerica alla SLE.

Nonostante i principali ingredienti fisici siano implementati nel software, sono state fatte alcune approssimazioni. In primo luogo Selen assume una Terra radialmente stratificata e incompressibile e la reologia di Maxwell per il mantello, perciò variazioni laterali di densità non sono considerate. In secondo luogo, possibili effetti delle fluttuazioni nella rotazione terrestre sulla variazione del livello del mare non sono modellate. Infine è

importante sottolineare che Selen non tiene conto dello spostamento laterale delle linee di costa in risposta alla variazione del livello del mare [Spada et al., 2012]. Questi contributi risultano di piccola intensità e non pregiudicano i risultati ottenuti, tuttavia gli ideatori del software stanno lavorando per implementare una nuova versione di Selen in cui siano eliminate in parte le approssimazioni che caratterizzano la versione 2.9 utilizzata in questa tesi.

5.1.1 Settaggi e output del programma

Per lanciare il programma occorre settare correttamente il file di testo *config.dat*, indicando i parametri per la risoluzione della SLE (i principali sono riportati in Tabella 5.1) e aver installato sul proprio PC un compilatore Fortran e il software GMT (*Generic Mapping Tools*), che consente di manipolare dati geografici e cartesiani e di ottenere mappe in formato PS (*Post Script*).

La procedura di calcolo seguita da Selen si articola in 3 fasi [Spada et al., 2012]:

Nella prima fase il programma opera l'espansione in armoniche sferiche (SH) dell'ocean function ($O(P)$)¹ e della variazione di spessore del ghiaccio (I). La superficie terrestre viene suddivisa in una griglia regolare la cui densità è controllata dal parametro di risoluzione R che consente inoltre di determinare il numero di pixel (N_p) della griglia attraverso la formula:

$$N_p = 40R(R + 1) + 12$$

Tale parametro permette inoltre di determinare il massimo grado dell'espansione alle armoniche sferiche (l_{max}) per ottenere un'integrazione numerica accurata:

$$l_{max} \leq \sqrt{3N_p}$$

Nella seconda fase Selen risolve numericamente la SLE con un processo iterativo. Test numerici effettuati da Spada e Stocchi hanno determinato che sono sufficienti 3 iterazioni per ottenere la convergenza della soluzione.

Nella terza ed ultima fase Selen utilizza la soluzione numerica della SLE per ottenere previsioni di quantità geodetiche e geofisiche e in accordo con le modifiche dell'utente al file *config.dat* realizza mappe e calcoli supplementari

¹ $O(P)$ vale 1 se il punto P si trova nell'oceano e 0 se il punto si trova sulla terraferma. In pratica l'ocean function viene realizzata utilizzando una particolare utility di GMT.

richiesti. Gli output di Selen sono file di testo e grafici pdf e PS che illustrano i risultati ottenuti.

Sistema di riferimento	Centro di massa della Terra (solida + fluida)
Parametro di risoluzione (R)	44
Massimo grado di espansione delle armoniche sferiche (l_{max})	300
Modello di ghiaccio	ICE-5G
Modello reologico del mantello	VM2

Tab. 5. 1: Alcuni parametri per la risoluzione della SLE immessi nel file config.dat.

5.1.2 Il modello ICE5G

Per poter comprendere il fenomeno del GIA e tutti gli effetti ad esso correlati è necessario conoscere le variabili in gioco. Tuttavia vi sono parametri che non possono essere ricavati attraverso misure, perciò occorre adottare dei modelli che sopperiscano alla mancanza di dati reali.

L'ICE-5G è un modello che ipotizza una particolare configurazione delle calotte glaciali del tardo Pleistocene e una particolare storia di deglaciazione sulla base dei ritrovamenti archeologici effettuati nelle aree interessate. Tale modello, a differenza di altri, non tiene conto dell'effetto dello scioglimento dei ghiacciai alpini che fornisce allo spostamento un contributo del 10% in prossimità delle Alpi Orientali [Stocchi *et al.*, 2005].

In combinazione con l'ICE-5G viene solitamente utilizzato un modello del mantello terrestre (VM2) caratterizzato da una suddivisione in 3 strati che presentano diversi valori di spessore, densità e viscosità. I principali parametri che descrivono tale modello sono riportati in Tabella 5.2, mentre la Figura 5.1 rappresenta la ricostruzione delle calotte glaciali che interessavano il pianeta 21.000 anni fa all'epoca dell'ultimo massimo glaciale (LGM).

Come sottolineato da Spada e Stocchi [2009], l'aggiustamento glacio-isostatico è fortemente influenzato dalla viscosità del mantello inferiore, risultando dipendere in maniera meno evidente dalle caratteristiche del mantello superiore e della litosfera elastica. Si nota infatti, che modelli caratterizzati da un'elevata viscosità del mantello inferiore, come l'ICE-5G, producono tassi di spostamento verticale particolarmente elevati ai giorni nostri.

Strato	Raggio (km)	Densità (kg/m ³)	Coefficiente di taglio (×10 ¹¹ Pa)	Viscosità (×10 ²¹ Pa s)	Accelerazione di gravità (m s ⁻²)
Litosfera	6281-6371	4120	0.73	∞	9.707
Mantello superiore	5951-6281	4120	0.95	0.5	9.672
Zona di transizione	5701-5951	4220	1.10	0.5	9.571
Mantello inferiore	3480-5701	4508	2.00	2.7	9.505
Nucleo	0-3480	10925	0	0	10.622

Tab. 5. 2: Parametri caratteristici del modello VM2.

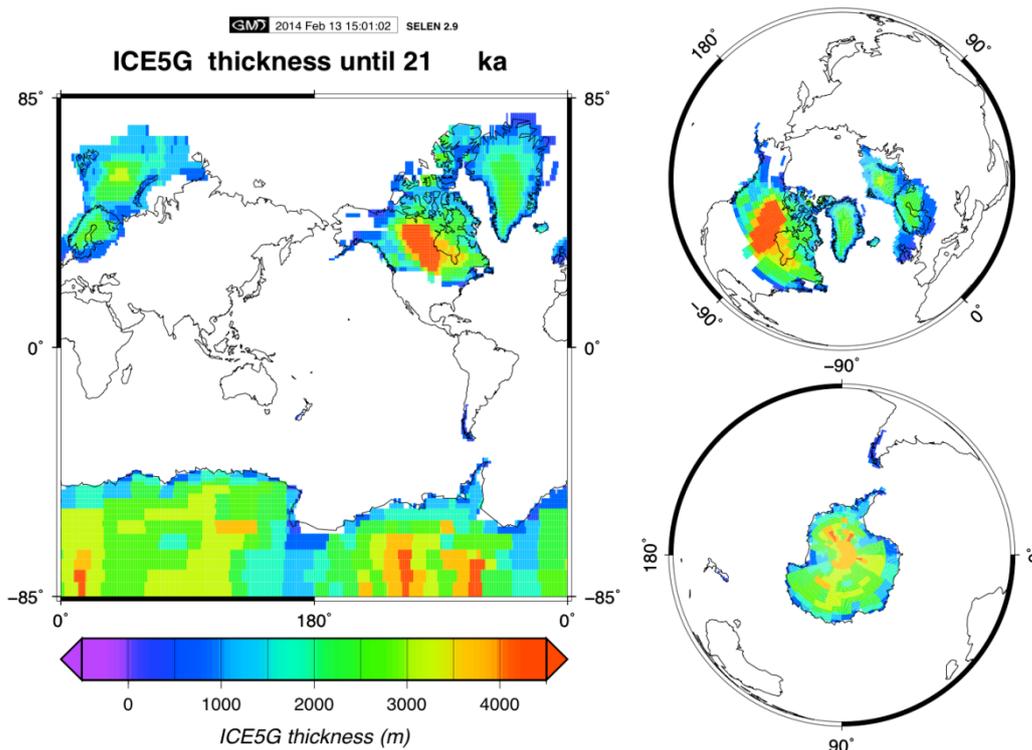


Fig. 5. 1: Spessore e distribuzione delle calotte glaciali durante l'ultimo massimo glaciale (LGM) 21.000 anni fa in accordo col modello ICE-5G.

5.2 Risultati

La Figura 5.2 mostra le velocità di aggiustamento glacio-isostatico predette da Selen nell'area Euro-Mediterranea utilizzando il modello ICE-5G.

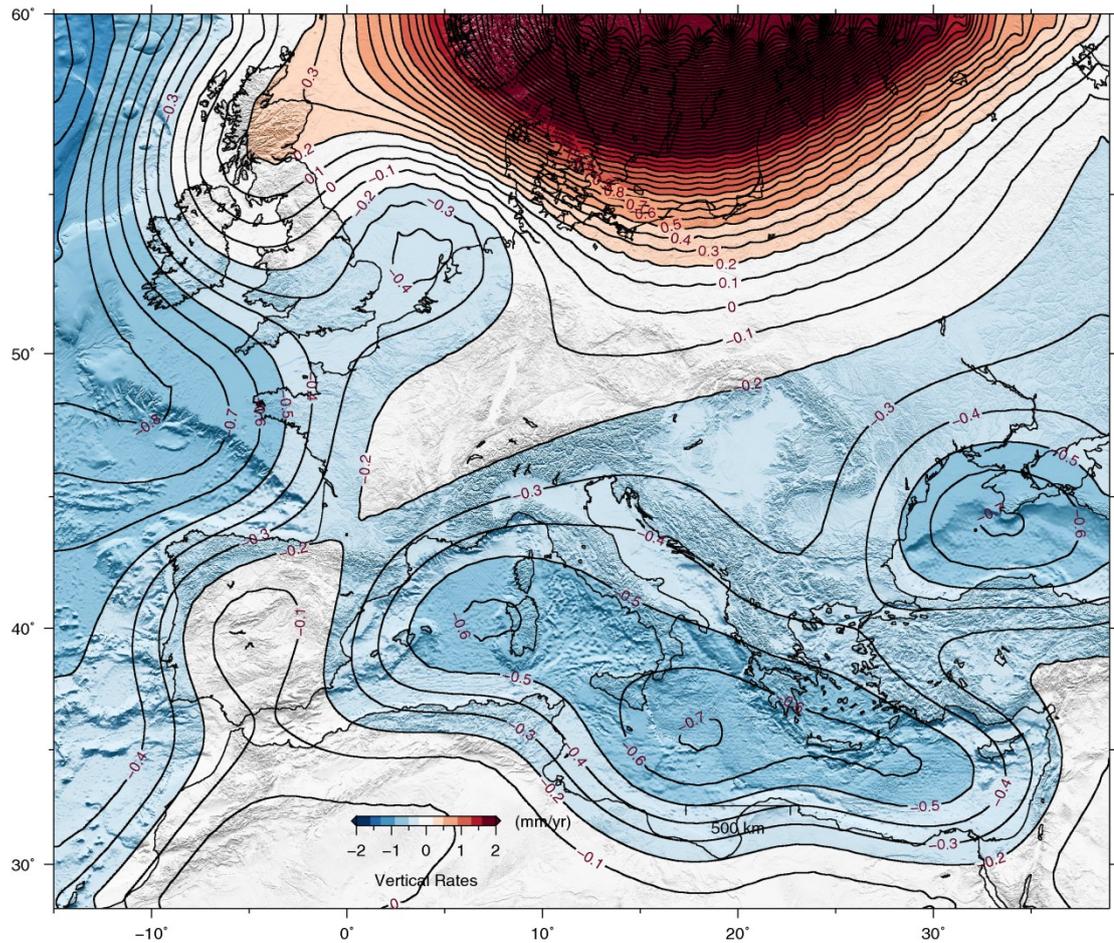


Fig. 5. 2: Campo di velocità verticali dovute al GIA predette utilizzando il modello ICE-5G, relative all'area euro-mediterranea.

Si nota che la Fennoscandia (in Figura 5.2 è mostrata solo una parte della zona in forte sollevamento della Fennoscandia) è caratterizzata da velocità positive dell'ordine di diversi mm all'anno (anche superiori a 5 mm/yr) che riflettono la ben nota risposta della litosfera alla diminuzione del carico delle calotte glaciali. Questa risulta essere l'unica zona in cui le osservazioni GPS (Figura 4.8) sono ben approssimate dal GIA. Il bacino del

Mediterraneo è invece in subsidenza a causa dell'aumento di acqua sovrastante, mentre le restanti aree risultano essere stabili o in leggera subsidenza, soprattutto in prossimità delle coste. A differenza delle velocità misurate dal GPS (Figura 4.8), si osserva che la lunghezza d'onda caratteristica del fenomeno del GIA è di circa 500 Km. In Figura 5.3 è invece rappresentato il contributo dell'aggiustamento glacio-isostatico calcolato nei punti corrispondenti alle stazioni GPS in esame.

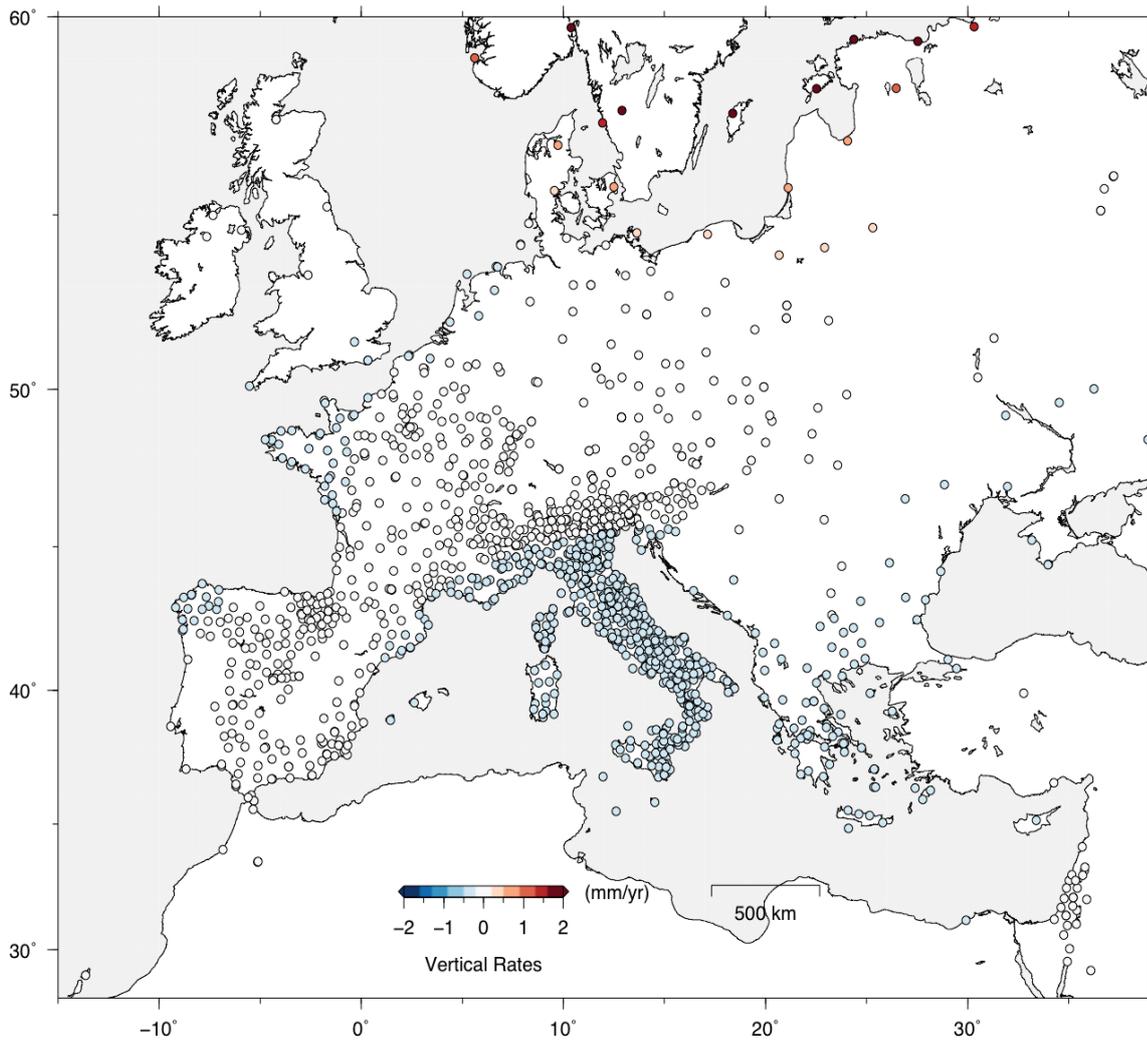


Fig. 5. 3: Velocità verticali dovute al GIA calcolate alle coordinate delle stazioni GPS utilizzando il modello ICE-5G.

Si nota che nelle aree continentali dell'Europa Occidentale il contributo dell'aggiustamento glacio-isostatico è apprezzabile solo lungo le linee di costa, perciò si

riporta (Figura 5.5) l'andamento delle velocità misurate e di quelle corrette per il contributo del GIA lungo 4 profili costieri indicati in Figura 5.4. In quest'ultima analisi sono state considerate solo le stazioni distanti non più di 5 Km dalla costa e i mareografi del servizio PSMSL (Figura 5.4.).

I profili in Figura 5.5 mostrano, per le stazioni di co-localizzazione, una generale anticorrelazione tra il movimento della superficie terrestre misurato dai GPS e il livello del mare monitorato dai mareografi, rispettando le aspettative in questo senso. Infatti siccome il livello del mare è misurato rispetto alla superficie terrestre, l'abbassamento o il sollevamento di quest'ultima provocherà l'innalzamento o l'abbassamento del livello del mare.

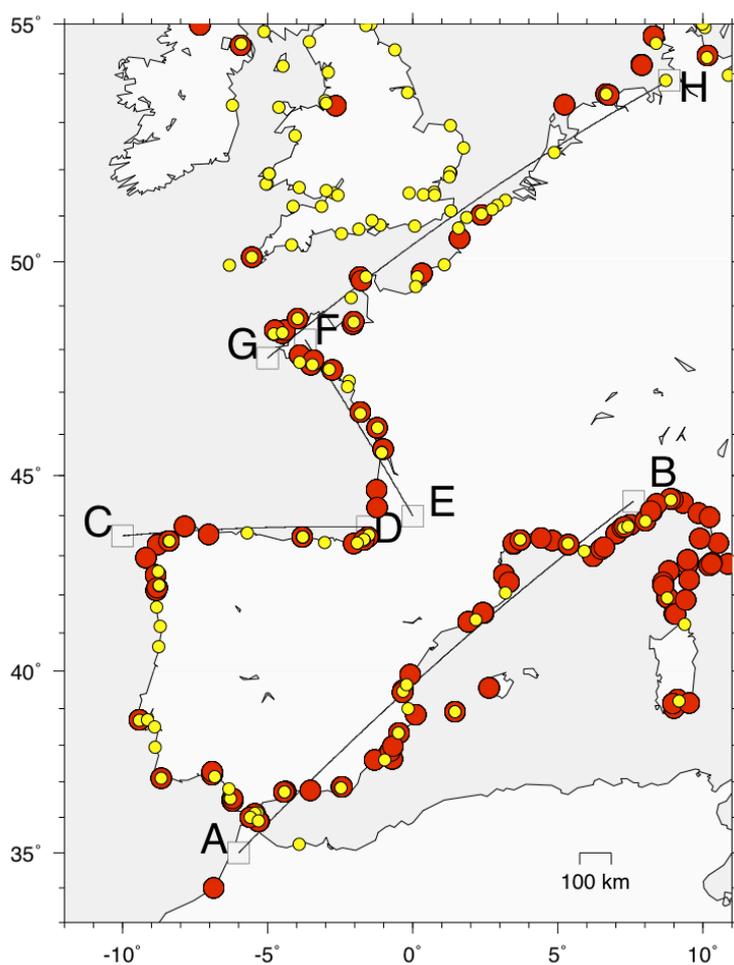


Fig. 5. 4: Distribuzione delle stazioni GPS costiere (in rosso) e dei mareografi del servizio PSMSL (in giallo) in Europa Occidentale. Le stazioni di co-localizzazione sono rappresentate da un cerchio giallo contornato da uno rosso. I quattro segmenti rappresentano i profili considerati in Figura 5.5.

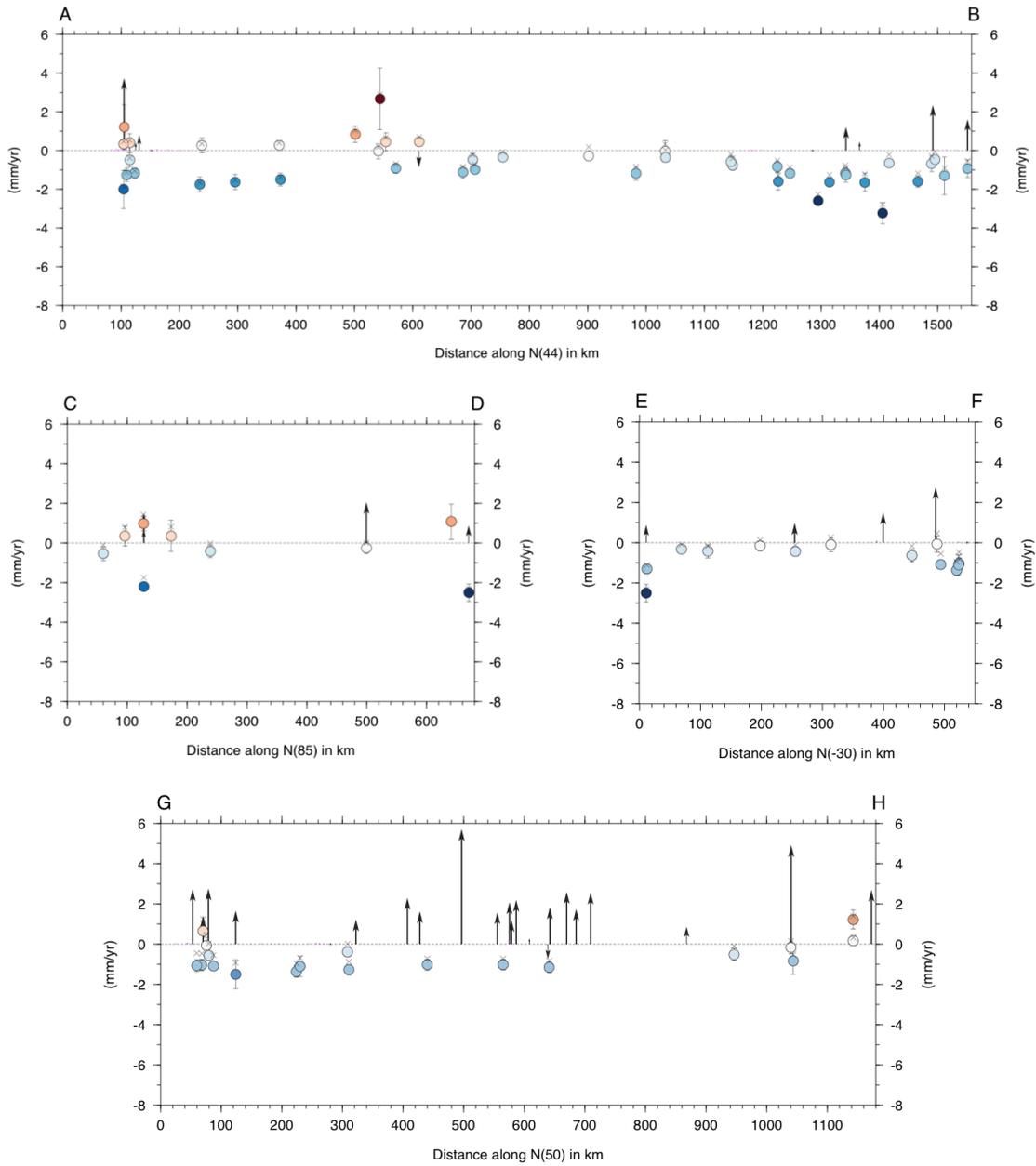


Fig. 5. 5: Profili lungo le linee di costa relativi alla Figura 5.4. I cerchi rappresentano le velocità risultanti dalle misure GPS alle quali è associata un'incertezza pari a 1σ , le crocette indicano le velocità corrette per il contributo del GIA, mentre le frecce mostrano le velocità di variazione del livello del mare misurate dai mareografi del servizio PSMSL.

In particolare nel profilo AB si osservano gli spostamenti tettonici relativi alla Mursia e una generale subsidenza nel sud della Francia e in corrispondenza del Golfo di Genova. Per i profili CD e EF non si possono fare osservazioni significative perché lo scarso numero di stazioni presenti in quelle aree non lo consente. Per quanto riguarda il profilo GH relativo al nord della Francia, si osserva una generale subsidenza (in media circa 1 mm all'anno); inoltre l'abbondanza di mareografi consente di effettuare ulteriori considerazioni: in quest'area il livello del mare, pur sottraendo il contributo dovuto all'abbassamento della litosfera, risulta in aumento (circa 0,5 mm all'anno in media).

Conclusioni

Il lavoro sviluppato in questa tesi parte dallo studio delle posizioni di stazioni cGPS (Continuous GPS) operanti nell'area euro-mediterranea. Una parte dei dati è stata processata presso l'*Istituto di Geofisica e Vulcanologia* (INGV) di Bologna dove, a partire dalle soluzioni giornaliere, sono state ricavate le serie temporali delle posizioni di ogni stazione, mentre per le reti processate dallo *Scripps Orbit and Permanent Array Center* (SOPAC) si è fatto uso delle soluzioni fornite da tale ente. E' stata presa in esame una quantità considerevole di siti (oltre 1500), non tutti installati prettamente per fini geofisici, aumentando così la copertura dell'area in esame ma diminuendo la qualità complessiva dei dati analizzati.

Dopo aver scelto il sistema di riferimento nel quale esprimere i risultati ottenuti si è passati alla combinazione delle soluzioni in un'unica soluzione giornaliera e alla determinazione delle serie temporali. Tali serie sono state analizzate singolarmente, trascurando le correlazioni tra le varie stazioni (strategia *separate-mode*) permettendo così di determinare le velocità sito per sito. In questa fase sono state escluse dall'analisi le stazioni operanti da meno di 2,5 anni, perché considerate fonte di risultati fuorvianti.

L'attenzione si è concentrata sulla componente verticale del campo di velocità per la quale è stato ricavato anche l'errore associato utilizzando un modello di rumore WN+PL. Tale modello è stato dimostrato essere la combinazione più adatta a descrivere l'effetto delle numerose fonti di errore che caratterizzano in particolar modo la componente verticale.

Le velocità ottenute sono state poi depurate dalla componente imputabile all'aggiustamento glacio-isostatico (GIA) calcolata utilizzando il software SELEN (*Sea Level Equation solver*). Si è assunto il modello di ghiaccio ICE-5G accompagnato da un modello descrittivo dell'interno della Terra (VM2) grazie ai quali è stata riprodotta la risposta della litosfera allo scioglimento delle calotte glaciali del tardo Pleistocene (circa 12.000 anni fa). Si è osservato che la correzione alle velocità per il contributo del GIA non cambia sensibilmente il "pattern" ottenuto, contribuendo solamente con una leggera diminuzione delle velocità di subsidenza e un lieve aumento dei tassi di sollevamento.

L'interpretazione delle velocità residue può divenire oggetto di studi futuri, soprattutto in aree come Francia e Spagna, lontane dai margini di placca e non soggette a terremoti particolarmente intensi.

Infine si può dire che in questa tesi sono stati riprodotti i principali risultati del lavoro di *Serpelloni et al.* (2013) aumentando però la risoluzione spaziale ottenuta grazie all'analisi di nuove stazioni in Francia e Spagna. Tuttavia la qualità dei dati del presente lavoro di tesi è da ritenersi inferiore e passibile di miglioramenti, soprattutto per quanto riguarda la determinazione degli errori associati alle misure e il miglioramento del rapporto segnale rumore nelle serie temporali attraverso operazioni di filtraggio spaziale e rimozione dell'errore ai modi comuni.

Appendice: reti utilizzate

Le seguenti tabelle contengono i nomi delle reti utilizzate, suddivise per tipo.

Nome rete	Nazione di appartenenza	Sito web
ALBANIA	Albania	https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr:443/chantiers/albanie
ALGERIA	Algeria	https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/chantiers/algerie
CORINTH	Grecia	https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr:443/chantiers/corinthe
FREDNET	Italia	http://www.crs.inogs.it/frednet
GAVDOS	Grecia	http://www.geomatlab.tuc.gr
HEMUSNET	Bulgaria/Grecia	http://www.hemus-net.org
NOANET	Grecia	http://www.gein.noa.gr
OLGGPS	Austria	http://gps.iwf.oeaw.ac.at
RENAG	Francia	http://webrenag.unice.fr
RING	Italia	http://ring.gm.ingv.it
SOI	Israele	http://www.soi.gov.il
UNAVCO	-	http://www.unavco.org
ESEAS	-	http://medgloss.ocean.org.il

Tab. C. 1: Lista delle reti geofisiche utilizzate. Sono indicate anche la nazione di appartenenza e il sito web della rete, in cui si possono reperire le serie temporali e altre informazioni come gli equipaggiamenti delle stazioni e le loro coordinate.

Nome rete	Nazione di appartenenza	Sito web
ASI	Italia	http://geodaf.mt.asi.it
EUREF	Europa/Mediterraneo	http://www.epncb.oma.be
GRAF	Germania	http://www.bkg.bund.de
IGS	Globale	http://igscb.jpl.nasa.gov
RAP	Spagna	http://www.juntadeandalucia.es/obraspublicasytransportes/redandaluzadeposicionamiento/rap
RGP	Francia	http://rgp.ign.fr
SIGNAL	Slovenia	http://www.gu-signal.si

Tab. C.2: Lista delle reti geodetiche utilizzate. Sono indicate anche la nazione di appartenenza e il sito web della rete, in cui si possono reperire le serie temporali e altre informazioni come gli equipaggiamenti delle stazioni e le loro coordinate. In grassetto sono indicate le reti che sono state analizzate in questo lavoro di tesi.

Nome rete	Nazione di appartenenza	Sito web
ABRUZZO	Italia	http://gpsnet.regione.abruzzo.it
ARAGEA	Spagna	http://gnss.aragon.es/index.php
ASSOGEO	Italia	http://www.gps-assogeo.it
CAMPANIA	Italia	http://gps.sit.regione.campania.it
CARM	Spagna	http://gps.medioambiente.carm.es
CATNET	Spagna	http://www.icc.es/cat/Home-ICC/Inici/Geodesia/CatNet
EMILIA	Italia	http://www.gpsemiliaromagna.it
ERVA	Spagna	http://icverva.icv.gva.es:8080
EUSKADI	Spagna	http://www.gps2.euskadi.net
FVG	Italia	http://www.regione.fvg.it/rafvfg/cms/RAFVFG/AT9/ARG14
GALNET	Spagna	http://www.cartogalicia.com/index.php?option=com_content&task=view&id=99&Itemid=45
GNSSPIEMONTE	Italia	http://gnss.regione.piemonte.it
IGNE	Spagna	http://www.ign.es/ign/layoutIn/geodesiaEstacionesPermanentes.do
IREALP	Italia	http://www.gpslombardia.it
ITACYL	Spagna	http://gnss.itacyl.es

ITALPOS	Italia	http://www.italpos.it
LABTOPO	Italia	http://labtopo.ing.unipg.it/labtopo
LARIOJA	Spagna	http://www.iderioja.larioja.org/index.php?id=13&lang=en
LIGURIA	Italia	http://www.gnssliguria.it
METRIKA	Grecia	http://www.metricanet.gr
PIEMONTE	Italia	http://webgis.arpa.piemonte.it/gpsquakenet/GPSQuakeNET.php
PUGLIA	Italia	http://gps.sit.puglia.it
REGAM	Spagna	http://www.carm.es/cartografia/gps
REP	Spagna	http://www.rep-gnss.es
RGAN	Spagna	http://www.navarra.es/appsext/rgan/default.aspx
STPOS	Italia	http://www.provincia.bz.it/catasto-librofondiario/libero-professionista/geodetico.asp#anc684
TPOS	Italia	http://www.catasto.provincia.tn.it/TPOS_Trentino_POsitioning_Service
VENETO	Italia	http://147.162.229.63

Tab. C.3: Lista delle reti topografiche utilizzate. Sono indicate anche la nazione di appartenenza e il sito web della rete, in cui si possono reperire le serie temporali e altre informazioni come gli equipaggiamenti delle stazioni e le loro coordinate. In grassetto sono indicate le reti che sono state analizzate in questo lavoro di tesi.

Bibliografia

Argus, D. F., 2007 - Defining the translational velocity of the reference frame of Earth, *Geophys. J. Int.*, 169(3), 830–838, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03344.x.

Altamimi Z., Collilieux X., Legrand J., Garayt B., and Boucher C., 2007 - ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters, *J. Geophys. Res.*, 112(B9), doi: 10.1029/2007JB004949.

Benciolini B., Biagi L., Crespi M., Manzano A. M., Roggero M., Sansò F., 2004 – Materializzazione dei sistemi di riferimento mediante i servizi di posizionamento satellitari, p. 18.

Bennett R. A., Hreinsdóttir S., Velasco M. S., and Fay N. P., 2007 - GPS constraints on vertical crustal motion in the northern Basin and Range, *Geophys. Res. Lett.*, 34(22), doi:10.1029/2007GL031515.

Blewitt, G., and Lavallée D., 2002 - Effect of annual signals on geodetic velocity, *J. Geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2001JB000570.

Farrell W. E. and Clark J. A., 1976 - On Postglacial Sea Level, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 46: 647–667, doi: 10.1111/j.1365-246X.1976.tb01252.x.

Herring T., King R.W. and McClusky, S., 2010 - GAMIT Reference Manual, Release 10.4, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.

Holgate S. J., Matthews A., Woodworth P. L., Rickards L. J., Tamisiea M. E., Bradshaw E., Foden P. R., Gordon K. M., Jevrejeva S., Pugh J., 2013 - New Data Systems and Products at the Permanent Service for Mean Sea Level, *Journal of Coastal Research*, Vol. 29, Issue 3: pp. 493 – 504. doi:10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1.

Johansson J. M., Davis J. L., Scherneck H. G., Milne G. A., Vermeer M., Mitrovica J. X., Bennett R. A., Jonsson B., Elgered G., Elósegui P., Koivula H., Poutanen M. Rönnäng B. O. and Shapiro I. I., 2002 - Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in

- Fennoscandia - 1. Geodetic results, *J. Geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2001JB000400.
- Johnson H., Agnew D. C., 2000 - Correlated noise in geodetic time series. USGS final tech rep 1434-HQ-97-GR-03155.
- Kendall M. G., 1966 – The advanced theory of statistics, Vol. 3, pp.349-350 e p. 403.
- King M. A., and Williams S. D. P., 2009 - Apparent stability of GPS monumentation from short-baseline time series, *J. Geophys. Res.*, 114(B10), doi:10.1029/2009JB006319.
- King M. A., Bevis M., Wilson T., Johns B., and Blume F., 2012 - Monument-antenna effects on GPS coordinate time-series with application to vertical rates in Antarctica, *J. Geodesy*, 86(1), 53–63, doi:10.1007/s00190-011-0491-x.
- Mao A., Harrison C. and Dixon T., 1999 - Noise in GPS coordinate time series, *J. Geophys. Res.*, 104, 2797–2816.
- Nocquet J.M., Calais E. and Parsons B., 2005 - Geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Europe, *Geophys. Res. Lett.*, 32(6), doi:10.1029/2004GL022174.
- Peltier W. R., 2004 - Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: the ICE-5G (VM2) Model and GRACE, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32(1), 111–149, doi:10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.
- Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL), 2014, "Tide Gauge Data", Retrieved 24 Feb 2014 from <http://www.psmsl.org/data/obtaining/>.
- Petrie E. J., King M. A., Moore P., and Lavallée D. A., 2010 - Higher-order ionospheric effects on the GPS reference frame and velocities, *J. Geophys. Res.*, 115(B3), doi:10.1029/2009JB006677.
- Ray J., Dong D., Altamimi Z., 2004 – IGS Reference Frames: Status and Future Improvements, Proceedings of IGS: Celebrating a decade of the International GPS Service, Berne, March 1-5, 2004.
- Santamaría-Gómez A., Bouin M. N., Collilieux X. and Wöppelmann G., 2011 – Correlated errors in GPS position time series: Implications for velocity estimates, *J. Geophys. Res.*, 116(B1), doi:10.1029/2010JB007701.
- Serpelloni E., Bürgmann R., Anzidei M., Baldi P., Mastrolembo Ventura B., and Boschi E., 2010 - Strain accumulation across the Messina Straits and kinematics of Sicily and Calabria from GPS data and dislocation modeling, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 298(3-4), 347–

360, doi:10.1016/j.epsl.2010.08.005.

Serpelloni E., Casula G., Galvani A., Anzidei M., and Baldi P., 2006 - Data analysis of permanent GPS networks in Italy and surrounding regions: application of a distributed processing approach, *Ann. Geophys.-Italy*, 49, 897–928.

Serpelloni E., Faccenna C., Spada G., Dong D., Williams S. D. P., 2013 - Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: new evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 118, doi: 10.1002/2013JB010102.

Serpelloni E., Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Casula G., Anzidei M., Baldi P., and Gasperini P., 2007 - Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.*, 169(3), 1180–1200, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.

Spada G., and Galassi G., 2012 - New estimates of secular sea level rise from tide gauge data and GIA modelling, *Geophys. J. Int.*, doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05663.x.

Spada G., Melini D., Galassi G. and Colleoni F., 2012 - Modeling sea level changes and geodetic variations by glacial isostasy: the improved SELEN code, <http://arxiv.org/abs/1212.5061>.

Stocchi P. and Spada G., 2009 - Influence of glacial isostatic adjustment upon current sea level variations in the Mediterranean, *Tectonophysics*, 474 (1–2), 56–68, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.003>.

Stocchi P., Spada G. and Cianetti S., 2005 - Isostatic rebound following the Alpine deglaciation: impact on the sea level variations and vertical movements in the Mediterranean region, *Geophys. J. Int.*, 162(1), 137–147, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02653.x.

Tsimplis M., Spada G., Marcos M., Flemming N., 2011 - Multi-decadal sea level trends and land movements in the Mediterranean Sea with estimates of factors perturbing tide gauge data and cumulative uncertainties, *Global and Planetary Change*, 76: 63-76, doi: 10.1016/j.gloplacha.2010.12.002.

van Dam T.M., Blewitt G., Heflin M.B., 1994 - Atmospheric pressure loading effects on global positioning system coordinate determinations, *J. Geophys. Res.*, 99 (B12), 23939-23950.

Williams S.D.P., 2003 - The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series, *J. Geodesy*, 76, 483–494, doi:10.1007/s00190-002-0283-4.

Williams S.D.P., 2008 - CATS: GPS coordinate time series analysis software, *GPS Solut.*, 12(2), 147–153, doi:10.1007/s10291-007-0086-4.

Williams S.D.P., Bock Y., Fang P., Jamason P., Nikolaidis R., Prawirodirdjo L., Miller M. and Johnson D., 2004 - Error analysis of continuous GPS position time series, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JB002741.

Wöppelmann G., Bouin M. N., Collilieux X., Altamimi Z. and Williams S. D. P., 2009 - Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame, *Geophys. Res. Lett.*, 36, doi:10.1029/2009GL038720.

Zhang J., 1996 – Continuous GPS measurements of crustal deformation in southern California, Ph.D. Dissertation, Univ. Of Calif., San Diego.