

**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI "FEDERICO II" DI NAPOLI**  
**Polo delle Scienze e delle Tecnologie**  
**DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA**

**DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA**  
**XXII CICLO**

**Coordinatore: Prof. Stefano MAZZOLI**

**INDIVIDUAZIONE, ANALISI e INTERPRETAZIONE di SEGNALI**  
**TILTMETRICI e GRAVIMETRICI indotti da PROCESSI GEODINAMICI**

**Dottoranda ALBANO Anna**

**Tutore: Dott. Umberto RICCARDI**  
**Co-tutore: Prof. Gennaro CORRADO**

**Novembre 2009**

*a Antonio e Chiara*  
*che mi hanno sempre incoraggiata e sostenuta*

# INDICE

<b>1. – Introduzione .....</b>	<b>Pag.</b>	<b>4</b>
<b>2. – Acquisizione dati .....</b>	<b>“</b>	<b>12</b>
<b>3. – Analisi dati: .....</b>	<b>“</b>	<b>24</b>
<b>3.1 - Analisi dati termici .....</b>	<b>“</b>	<b>24</b>
<b>3.2 - Analisi dati barici .....</b>	<b>“</b>	<b>26</b>
<b>3.3 - Analisi dati gravimetrici .....</b>	<b>“</b>	<b>30</b>
<b>3.4 - Analisi dati tiltmetrici .....</b>	<b>“</b>	<b>55</b>
<b>4. – Analisi di eventi transienti .....</b>	<b>“</b>	<b>62</b>
<b>5. – Discussione e conclusioni .....</b>	<b>“</b>	<b>68</b>
<b>6. – Bibliografia .....</b>	<b>“</b>	<b>70</b>
<b>7. – Appendici .....</b>	<b>“</b>	<b>75</b>

## 1. - Introduzione

I processi geodinamici (PG) rientrano in un'ampia categoria di processi fisici che caratterizzano la dinamica del nostro pianeta, originati da sorgenti interne e esterne alla Terra, che ne possono alterare la distribuzione di massa e la morfologia. Ogni variazione di distribuzione di massa (anche la variazione di forma di un corpo costituisce variazione nella distribuzione di massa) modifica il campo della gravità terrestre sia nella sua componente gravitazionale che in quella centrifuga; variazioni della forza centrifuga, infatti, sono conseguenti alla modifica che subisce il momento principale di inerzia della Terra e, conseguentemente la velocità angolare di rotazione e conseguente variazione della lunghezza del giorno (LOD). Variazioni della gravità sono anche prodotte dallo spostamento dell'asse di rotazione terrestre.

La principale sorgente di origine interna, responsabile dei PG su scala planetaria, è costituita dagli squilibri termici esistenti all'interno della Terra e che sono responsabili della dinamica litosferica, con i conseguenti processi di orogenesi e subduzione, sismogenesi e vulcanismo.

Ridistribuzione di massa è anche conseguente alla dinamica della Terra fluida (oceani e atmosfera) e alla interazione Terra solida - Terra fluida (erosione, sedimentazione, subsidenza, deformazioni crostali prodotte dal carico oceanico e atmosferico, subsidenza, ablazione glaciale e eustatismo). La principale sorgente esterna alla Terra che ne modifica la forma sia nella parte solida che in quella fluida (maree terrestri, oceaniche e atmosferiche), e la gravità, è l'effetto gravitazionale esercitato dalla Luna, dal Sole, e, molto subordinatamente, dagli altri corpi del Sistema Solare; tale effetto gravitazionale, responsabile sia delle maree della Terra solida che di quelle oceaniche e atmosferiche, è detto Campo Mareale. Le maree terrestri oceaniche e atmosferiche sono responsabili di dissipazione di energia da parte della Terra e, pertanto, causano un continuo rallentamento della velocità angolare di rotazione terrestre.

Conseguenza di tale complessa fenomenologia è la non stazionarietà del campo della gravità, la cui intensità varia nel tempo con leggi complesse conseguenti alla molteplicità delle sorgenti agenti; analoga considerazione vale per il quadro cinematico e deformativo, strettamente correlato a quello

variometrico della gravità. Analizzando più in dettaglio le tipologie delle diverse sorgenti che producono variazione della gravità e deformazioni, queste possono produrre:

- Variazioni a carattere periodico. La principale di tali sorgenti è il Campo mareale, responsabile, come già detto, delle maree terrestri, oceaniche e dell'atmosfera; tali fenomeni consistono in spostamenti di massa che inducono variazioni della gravità terrestre sia per effetto gravitazionale che per effetto della deformazione della superficie terrestre derivante dall'effetto di carico esercitato dalle maree oceaniche e atmosferiche. Variazioni della gravità derivano anche dalle variazioni della velocità angolare di rotazione della Terra conseguenti alle variazioni del momento principale d'inerzia indotte dalle maree. Anche le variazioni nel tempo della posizione dell'asse di rotazione terrestre (variazione della latitudine) inducono variazioni della gravità con periodi annuale e di Chandler (435 gg.). Variazioni periodiche della gravità a carattere transiente sono anche indotte dalle oscillazioni della Terra prodotte da eventi sismici, in particolare da quelli di più elevata magnitudo e dalle variazioni stagionali delle falde acquifere.
- Variazioni non periodiche sono associate ai processi di dinamica litosferica (orogenesi, subduzione, post-glacial rebound), al movimento di masse magmatiche, alla sismogenesi e a quel complesso di fenomeni transienti, a carattere non stagionale, presenti nella dinamica atmosferica e oceanica.
- Variazioni conseguenti all'attività antropica. Tali variazioni costituiscono un disturbo caratterizzato, in generale, da uno spettro bianco e di ampiezza variabile.

Un quadro sintetico dell'estensione spazio-temporale dei processi geodinamici e delle variazioni della gravità ad essi associate è dato nelle Figg. 1.1 e 1.2.

Le variazioni nel tempo della gravità e delle deformazioni della Terra possono essere rilevate sia in modo discreto, mediante periodiche misure geodetiche condotte su reti di stazioni opportunamente

# SPACE-TIME SPECTRUM / GEODYNAMIC PROCESSES

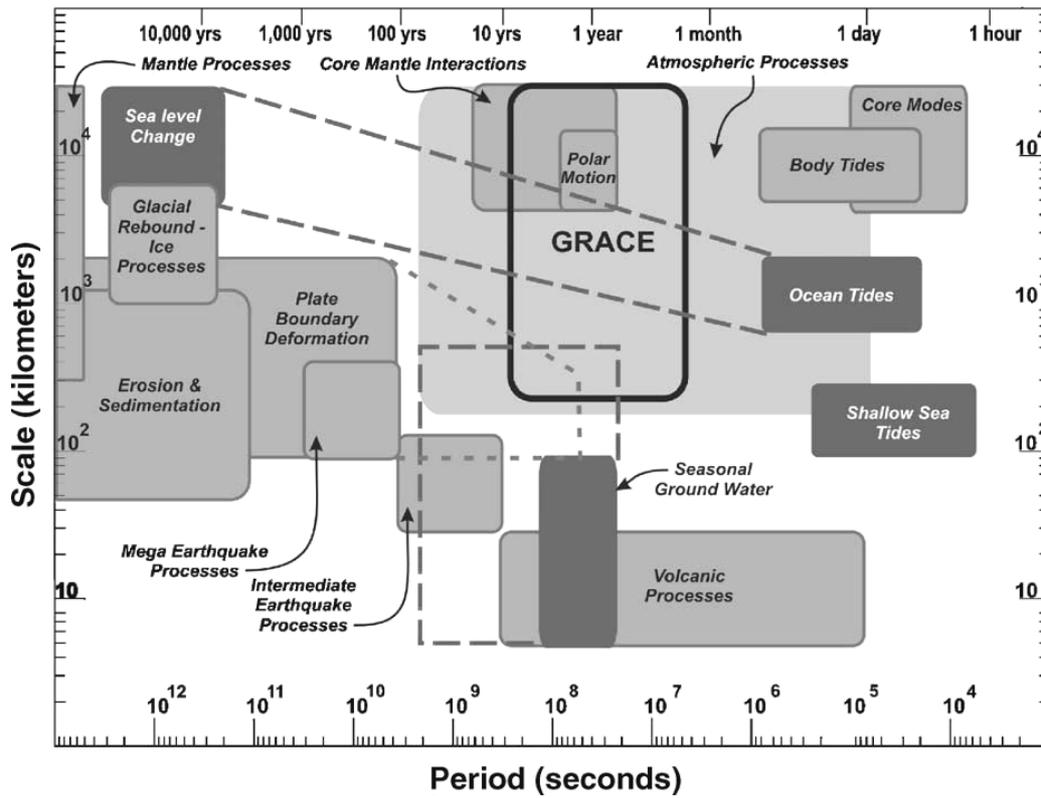


Fig. 1.1 - Estensione spazio-temporale di processi geodinamici (da Lambert et al., 2006).

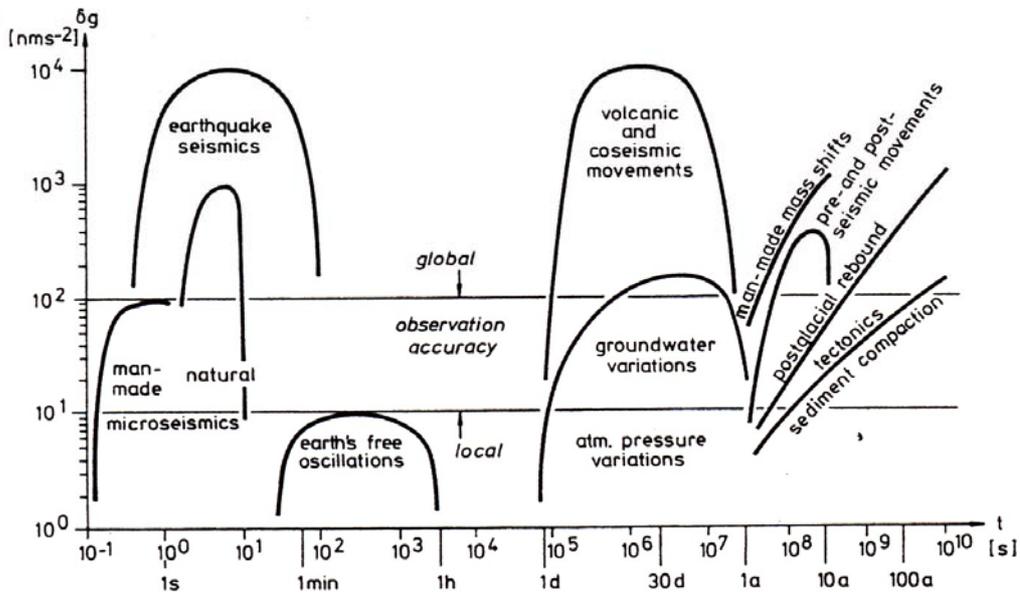


Fig. 1.2 - Scala temporale e ampiezza delle variazioni della gravità indotte da processi geodinamici (da Torge, 1984).

distribuite sul territorio, che in modo continuo, ricorrendo, cioè, alla registrazione delle grandezze di cui si vuole seguire l'evoluzione temporale. Le misure discrete permettono il monitoraggio di parti anche notevolmente estese del territorio e forniscono il quadro evolutivo spaziale del fenomeno indagato, ma non forniscono l'informazione negli intervalli di tempo intercorrenti tra successive campagne di misura; le misure in continuo, invece, pur avendo validità puntuale permettono di seguire con continuità l'evoluzione temporale del fenomeno sotto osservazione. L'integrazione delle due procedure di osservazione costituisce un valido strumento per seguire l'evoluzione spazio-temporale del campo variometrico dell'osservabile geofisico considerato, tenendo altresì presente l'opportunità di integrare le misure relative, quelle cioè che forniscono solo le variazioni della grandezza osservata, con misure assolute. Queste ultime, ripetute nel tempo, permettono sia di determinare l'evoluzione temporale, nelle stazioni assunte come riferimento (*zero level*) per le misure relative dell'osservabile considerato, sia di evidenziare variazioni *non reali* dovute a fenomeni di deriva strumentale dei sensori impiegati nelle misure. Le misure assolute inoltre, se di adeguata precisione, possono costituire un utile strumento di taratura per i sensori variometrici.

Lo scopo principale dell'analisi di un segnale è quello di individuare e separare i contributi che le diverse sorgenti danno a esso. Se il segnale registrato è discretizzato con una scansione temporale  $\Delta t$  la durata della più breve componente risolvibile risulta pari a  $2\Delta t$ . La componente del segnale associata alla sorgente investigata costituisce la parte *utile* del segnale mentre quella rimanente viene considerata disturbo (o *rumore* o *noise*). L'estrazione da un segnale della componente *utile* è estremamente facilitata se è disponibile un valido modello descrittivo della sorgente mentre risulta difficoltosa se tale modello è insufficiente o, addirittura, manca. Nel caso di una registrazione gravimetrica, ad esempio, è relativamente semplice estrarre da essa il contributo dovuto al campo mareale, meno affidabile è l'individuazione della componente dovuta all'effetto del carico esercitato dalle maree oceaniche, molto più difficoltoso è quantizzare con precisione il contributo dell'effetto barico. In realtà, nell'analisi di segnali cui

concorrono gli effetti di più sorgenti ci si trova a affrontare la soluzione sia di problemi diretti (nota la causa calcolare gli effetti) sia problemi inversi (noti gli effetti definire la causa).

L'individuazione e l'analisi delle variazioni della gravità e dei movimenti del suolo riveste particolare importanza nel monitoraggio geofisico delle aree dove sono presenti vulcanismo attivo e strutture sismogenetiche in quanto tali variazioni sono spesso associate alla dinamica di masse magmatiche e di processi tettonici e quindi possono costituire precursori di attività eruttiva e sismica..

Sui vulcani attivi, contrariamente a quanto si verifica per le misure discrete della gravità, condotte su reti di stazioni distribuite sulle aree da monitorare, le esperienze di impiego di stazioni in registrazione continua non sono molto diffuse. In Italia osservazioni gravimetriche in continuo iniziarono al Vesuvio negli anni '60 (Imbò et al., 1965) e furono successivamente estese su altri vulcani attivi (e.g., *Davis, 1981; Vieira et al., 1991; Goodkind e Young, 1991; Berrino et al., 1997; Budetta e Carbone, 1997; Bonvalot et al., 1998; Arnoso et al., 2001; Carbone et al., 2003, 2006; Riccardi et al., 2008; Panepinto et al., 2008*).

Nell'ambito degli studi sulla dinamica dei vulcani attivi napoletani, una stazione gravimetrica registratrice fu realizzata, negli anni '90, presso l'allora Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia dell'Università Federico II di Napoli; la stazione ha assunto la sua configurazione definitiva nel 2004 ed è stata integrata con l'aggiunta di un sensore inclinometrico bi-assiale.

Nello sviluppo della presente tesi è stato affrontato il problema di individuare, separare e interpretare nelle registrazioni gravimetriche e tiltmetriche, ottenute alla stazione del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università Federico II di Napoli, le componenti associate ad alcuni processi geodinamici e a comparare i risultati ottenuti con quelli emersi dall'analisi di registrazioni gravimetriche effettuate alla stazione del Vesuvio, appartenente alla rete di monitoraggio geofisico delle aree vulcaniche napoletane dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). La finestra temporale coperta dalle osservazioni qui considerate va dal mese di Dicembre 2004 al mese di Ottobre 2008. Il primo problema

affrontato è stato quello di determinare la costante di calibrazione del sistema gravimetrico; inoltre, dai dati di temperatura e pressione atmosferica rilevati alla stazione, è stato caratterizzato l'andamento termo-barico nell'ambito della finestra temporale coperta dalle osservazioni. Tale analisi è opportuna per valutare l'influenza che le variazioni di temperatura e di pressione hanno sui segnali gravimetrico e tiltmetrico.

Dalla analisi del segnale gravimetrico registrato viene innanzitutto derivato un modello di marea gravimetrica per l'area napoletana mediante analisi spettrale relativamente alle bande di frequenze costituenti il campo mareale.

La disponibilità di un valido modello di marea gravimetrica permette una corretta estrazione dal segnale gravimetrico di eventi transienti quali quelli prodotti, ad esempio, dal passaggio di un treno di onde sismiche o da fronti di perturbazioni meteo.

Viene poi presa in considerazione l'influenza esercitata sul segnale gravimetrico dalle maree atmosferiche e oceaniche; mentre le prime hanno effetto trascurabile quelle oceaniche, invece, sono le principali responsabili degli scostamenti tra la marea gravimetrica osservata e quella "teorica" prevista dai più recenti modelli (e.g. il Modello DDW99). Per il calcolo dell'effetto di carico oceanico (Ocean Tide Load - OTL) sono stati considerati i diversi modelli attualmente disponibili; tali modelli forniscono risultati del tutto comparabili e, pertanto, per il calcolo dell'OTL è stato adottato il modello FES04 sulla base delle considerazioni che saranno nel seguito esposte.

I dati corretti dell'effetto OTL sono stati sottoposti nuovamente ad analisi spettrale ottenendo i valori di ampiezza e fase delle componenti risolte della marea gravimetrica prodotta unicamente dal campo mareale. Il confronto di tali valori con quelli previsti dal modello DDW99/NH (non idrostatico) permette il calcolo dei vettori residui che forniscono indicazioni sia sulla validità della costante di calibrazione del sensore gravimetrico che sulla presenza di possibili eterogeneità laterali nella litosfera.

Dal segnale gravimetrico registrato viene sottratta la marea sintetica ottenendosi così i “*residui*” nei quali sono presenti:

- Il contributo alla gravità dovuto allo spostamento nel tempo dell’asse di rotazione terrestre e alla variazione della velocità di rotazione della Terra; tali effetti possono essere calcolati sulla base dei dati forniti dall’*International Earth Rotation Service (IERS)* e rimossi.
- Il contributo dovuto agli effetti gravitazionale e di flessione della crosta terrestre prodotti dalla dinamica atmosferica.
- La deriva strumentale.
- Il “noise” antropico.

e, infine, il contributo dovuto a processi di redistribuzione di massa nel sottosuolo.

L’analisi del segnale tiltmetrico, in entrambe le sue componenti, permette la definizione del quadro cinematico nella stazione purché il segnale venga depurato degli effetti indotti dalle variazioni di temperatura che si propagano dalla superficie alla stazione; si tratta di deformazioni conseguenti al campo di sforzi che l’onda termica genera nel mezzo attraverso il quale si propaga (effetto termo-elastico).

Tale problematica si presenta particolarmente complessa nell’area napoletana il cui sottosuolo è caratterizzato, come ben noto, da una litologia eterogenea (prodotti piroclastici con differenti gradi di alterazione) e dalla presenza di numerose cavità di origine naturale e antropica. Il problema della rimozione, dai segnali inclinometrici, del contributo dovuto a un’onda termica che si propaga attraverso un mezzo eterogeneo, e che genera in questo un campo di sforzi e di conseguenti deformazioni estremamente complesso, si presenta di difficile soluzione in quanto tale campo di sforzi dipende dal contenuto spettrale della perturbazione termica che si propaga attraverso il mezzo e, inoltre, non è stazionario in conseguenza della variabilità nel tempo delle proprietà fisiche delle rocce principalmente per effetto della variabilità in esse del contenuto di acqua. La non stazionarietà del campo deformativo si presenta, pertanto, particolarmente evidente in rocce porose e eterogenee quali quelle che costituiscono il sottosuolo napoletano.

Una siffatta situazione rende poco realistico, ai fini della valutazione dell'ammittenza termica, l'impiego di modelli descrittivi dell'effetto termo-elastico (*Ben Zion e Leavy, 1986; Berger, 1975; Harrison, 1976; Harrison e Herbst, 1977*), e di conseguenza risulta notevolmente complessa una realistica rimozione dell'effetto termo-elastico dai segnali inclinometrici, particolarmente per le componenti a più lungo periodo.

## 2. – Acquisizione dati

La stazione clino – gravimetrica è ubicata in una cavità artificiale, situata alla profondità di 20 m dal p.c., e appartenente a un complesso sistema di cavità e cunicoli, di origine antropica, che caratterizza il sottosuolo della città di Napoli. La litologia più diffusa nell'area napoletana è costituita dal Tufo Giallo Napoletano, formatasi da una serie di eruzioni avvenute circa 12 mila anni fa nei Campi Flegrei; trattasi di una formazione piroclastica che presenta diversi gradi di litificazione conseguenti ad alterazione idrotermale post deposizionale. La presenza, nel passato, di numerosi corsi d'acqua, ha dato origine a incisioni e cavità colmate da depositi alluvionali e da prodotti residuali dell'attività umana. Tale situazione rende il sottosuolo napoletano estremamente eterogeneo e, pertanto, caratterizzato da un comportamento “meccanico” estremamente complesso. La stazione clino-gravimetrica è alloggiata in una cavità presente nella componente litoide del tufo giallo napoletano.

Le coordinate della stazione sono:

$$\varphi_g = 40^\circ 50' 48'' \text{ N}$$

$$\lambda = 14^\circ 15' 31'' \text{ E}$$

$$h = 2 \text{ m s.l.m}$$

$$g = 9.8026221 \pm 10^{-7} \text{ m/s}^2$$

La latitudine geocentrica  $\varphi_c$  della stazione risulta 40.656 N nel Sistema WGS84<sup>1</sup>.

Il valore della gravità proviene da una misura assoluta, effettuata il 27 Marzo 2009, dall'*Istituto Nazionale di Ricerca Metrologica (INRIM)* del Consiglio Nazionale delle Ricerche, nell'ambito di un progetto di collaborazione tra l'*INRIM* e l'*Osservatorio Vesuviano*, sede di Napoli dell'*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia*. Per la misura è stato impiegato il nuovo gravimetro IMGC-02, realizzato all'*INRIM* (D'Agostino et al., 2008); il risultato ottenuto è:  $g = 9.8025803 \text{ m/s}^2$  (Berrino, comunicazione personale) sostanzialmente coincidente, entro il limite di errore di  $\pm 10^{-7}$

---

<sup>1</sup> La latitudine geocentrica  $\varphi_c$  è correlata alla latitudine geografica  $\varphi_g$  dalla relazione:  $\text{tg } \varphi_c = (1-e^2) \cdot \text{tg } \varphi_g$ , dove  $e^2$ , quadrato dell'eccentricità ellissoidica, è funzione dello schiacciamento terrestre  $\alpha$  secondo la relazione:  $e^2 = 2\alpha - \alpha^2$ .

$m/s^2$ , con il valore misurato nel mese di Maggio 2003 ( $g = 9.8025803 m/s^2$ ) nel medesimo sito (Desogus et Al., 2003). La più recente misura ha assicurato la stabilità gravimetrica, nell'intervallo di tempo 2003 – 2008, della stazione di Napoli che costituisce il riferimento per le reti gravimetriche facenti parte del sistema di monitoraggio geofisico dei vulcani attivi della Campania. Dalla stazione assoluta, ubicata nella chiesa di S. Marcellino, il valore della gravità è stato trasportato al padiglione gravimetrico mediante un collegamento effettuato il 29 Aprile 2009. Per la misura della differenza di gravità è stato impiegato il gravimetro La Coste & Romberg, mod. D, n. 85; è risultato, per il  $\Delta g$ , il valore di  $4.177_5 \cdot 10^4 nm/s^2$  ( $4.177_5 mGal$ ); tale valore conferma quello ottenuto il 5 Maggio 2005 ( $4.173 \cdot 10^4 nm/s^2$ ) con il medesimo gravimetro (Berrino, comunicazione personale). La scrivente, il 3 Luglio 2008, con il gravimetro Worden, mod. Master, n. 1197, ha ottenuto il valore di  $(4.25 \pm 0.03) \cdot 10^4 nm/s^2$ , in buon accordo, entro i limiti di precisione dello strumento usato, con i valori ottenuti nel 2005 e nel 2008.

Posizionati su un pilastro in c.a., isolato dal pavimento, sono operativi, a partire dal mese di Aprile 2004, il gravimetro La Coste&Romberg, mod. G, n. 1089 e, dal Dicembre 2004, un tiltmetro biassiale della Applied Geomechanics, mod. 712 (n. 937).

Il gravimetro, orientato longitudinalmente lungo la direzione N-S, è dotato di sistema di *'feedback'* (Harrison e Sato, 1984) del tipo *'Maximum Voltage Retroaction'* (MVR), particolarmente idoneo per le registrazioni gravimetriche; tale sistema realizza la misura delle variazioni della gravità in funzione della variazione di campo elettrico necessaria a riportare il sensore nella posizione di zero (*zero method*). Per una descrizione generale di tale tipologia di strumenti si rimanda a Torge (1989), mentre per lo specifico sistema di *'feedback'* si rimanda a van Ruymbeke (1991)

L'assetto del gravimetro è controllato da una coppia di livelle (longitudinale e trasversale) elettroniche, con potere risolutivo di  $0.5 as$  ( $2.5 \mu rad$ ), disposte parallelamente alle livelle toriche.

Il sensore gravimetrico opera in ambiente termostattizzato che assicura una temperatura interna dello strumento di  $55.9 \pm 0.1 \text{ }^\circ C$ .

Il gravimetro è dotato di un *display* sul quale possono essere letti il segnale gravimetrico in uscita (*mVolt*), la temperatura interna ( $^{\circ}\text{C}$ ), i valori delle livelle elettroniche (*Volt*) e la tensione di alimentazione (*Volt*). La concordanza tra il valore del segnale in uscita dal gravimetro e il valore indicato dal *display* è stata verificata mediante un voltmetro digitale di precisione avente sensibilità di  $0.01 \text{ mVolt/digit}$ .

Il sistema tiltmetrico, per la misura della variazione nel tempo dell'inclinazione del suolo, è orientato con le sue componenti lungo le direzioni N-S (Componente Y, positiva immersione a Nord) e E-W (Componente X, positiva immersione a Est). Il sistema tiltmetrico opera in modalità 'high gain', esibendo una sensibilità di  $0.1 \mu\text{rad/mVolt}$  ( $20.6 \text{ mas/mVolt}$ ), ed è corredato da un filtro *anti aliasing* 'passa bassa', con frequenza di taglio di  $0.05 \text{ Hz}$ ; tale filtro ha lo scopo di eliminare dal segnale le oscillazioni a periodo inferiore a  $20 \text{ s}$ , quali quelle prodotte da eventi sismici, dai microsismi e dall'attività antropica, la cui presenza contaminerebbe lo spettro del segnale che viene campionato a  $5 \text{ s}$ . Nella attuale configurazione il filtro è disinserito. Al tiltmetro è associato un sensore termico (sensibilità  $0.1 \text{ }^{\circ}\text{C/mVolt}$ ) per la misura della temperatura ambientale. I risultati di uno studio sulle caratteristiche, sulle prestazioni e sull'affidabilità di tale tipologia di strumento sono riportati in *d'Oreye de Lantremange (1999)*. Le costanti di calibrazione del sistema tiltmetrico sono state ricontrollate presso la Casa costruttrice nel mese di Giugno 2004.

Un barometro con output digitale, avente sensibilità di  $0.1 \text{ hPa/mVolt}$ , completa la strumentazione a partire dal mese di Aprile 2008. Il barometro è stato tarato, per confronto, sia con un barometro di precisione Thommen che con il barometro dell'Osservatorio Meteorologico del Dipartimento di Scienze della Terra; il valore della pressione P, espresso in *hPa*, in funzione del segnale L in uscita, espresso in *Volt*, risulta dato dalla relazione lineare:

$$P = (94 \pm 1) L + (725 \pm 4)$$

I segnali analogici, di tipo elettrico (tensione), in uscita dal gravimetro, dal tiltmetro e dal barometro entrano in un sistema di acquisizione dati (GeoBox) costituito da un convertitore analogico/digitale a  $16 \text{ bit}$  avente un tempo di conversione non superiore a  $400 \text{ ms}$ ; il sistema possiede 16 canali

analogici di ingresso ed è gestito da PC, da cui riceve le impostazioni e a cui trasmette, in formato digitale, i dati che vengono memorizzati in specifici files. La sincronizzazione dei dati è assicurata mediante periodico collegamento, via Internet, al segnale del tempo emesso da un orologio atomico. Il funzionamento del sistema di acquisizione è stato verificato confrontando un segnale elettrico analogico noto in ingresso al GeoBox con quello corrispondente in uscita. Una prima verifica è costituita dal confronto tra i valori del segnale in uscita dal gravimetro e mostrati dal display e quelli corrispondenti registrati. I risultati dell'analisi di correlazione, effettuati su un insieme di 345 valori, evidenziano una funzione lineare che correla i due segnali, con un coefficiente pari a  $0.9994 \pm 0.0008$ ; lo scarto quadratico medio  $\sigma$  risulta di  $\pm 7 \text{ mVolt}$ . Una più accurata verifica è stata ottenuta immettendo nel sistema di acquisizione un segnale continuo prodotto da un generatore di funzioni HP, mod. 3312 OA, associato a un oscilloscopio Tectronics mod. TDS 3054 B. Il test è stato effettuato sia con un segnale sinusoidale che con un segnale costituito da un'onda quadra, entrambi monocromatici, e di ampiezza 5 Volt. Entrambi i segnali sono risultati correttamente riprodotti dal sistema di acquisizione.

Nelle Figg 2.1a) e 2.1b) sono mostrate una panoramica della catena strumentale e, su pilastro, i sensori gravimetrico e tiltmetrico.



a)

**Fig. 2.1 - a) Complesso strumentale;**



b)

**b) Gravimetro e tiltmetro.**

I segnali elettrici (*mVolt*) dei sensori gravimetrico, del sistema di livellamento del gravimetro, tiltmetrici, termico, e barico, immessi nel sistema di acquisizione, vengono campionati con un passo di 5 s (0.2 Hz) e memorizzati in appositi 'files', congiuntamente al segnale del tempo.

In aggiunta ai segnali su menzionati, vengono anche acquisiti i valori della temperatura esterna e, sino al mese di Aprile 2008, della pressione atmosferica, entrambi rilevati alla stazione meteorologica dell'Osservatorio Geofisico del Dipartimento di Scienze della Terra.

Per la corretta misura delle variazioni della gravità risulta particolarmente importante la conoscenza della funzione di trasferimento tra il segnale elettrico prodotto in forma digitale dalla catena strumentale (sensore gravimetrico – sistema *di feed-back* – A/D converter) e il corrispondente valore in unità di  $g$  ( $nm/s^2$ ). Tale funzione di trasferimento, che può anche ridursi a una costante per piccole variazioni della gravità, quali quelle di interesse nel presente studio, può essere determinata in più modi come descritto in *Riccardi et Al. (2002)*. Per la calibrazione del complesso gravimetrico è stato adottato il metodo *relativo (o indiretto)*, consistente nel simulare variazioni della gravità mediante rotazioni di un numero  $n$  di divisioni del tamburo di lettura del gravimetro e nel rilevare i corrispondenti valori del segnale (espressi in *mVolt*) all'uscita del sistema di acquisizione. Nota la costante  $c$  ( $10.2318 nm/s^2/div$  fornita dalla Casa costruttrice) del sensore gravimetrico, il numero di divisioni di cui è stato ruotato il tamburo di lettura viene convertito in  $\Delta g$  ( $nm/s^2$ ) equivalenti e, mediante regressione lineare  $\Delta g - mV$ , si determina la costante di calibrazione con il relativo errore. Le calibrazioni sono state effettuate scegliendo finestre temporali caratterizzate da minime variazioni della marea gravimetrica.

Un esempio di calibrazione è mostrato in Fig. 2.2

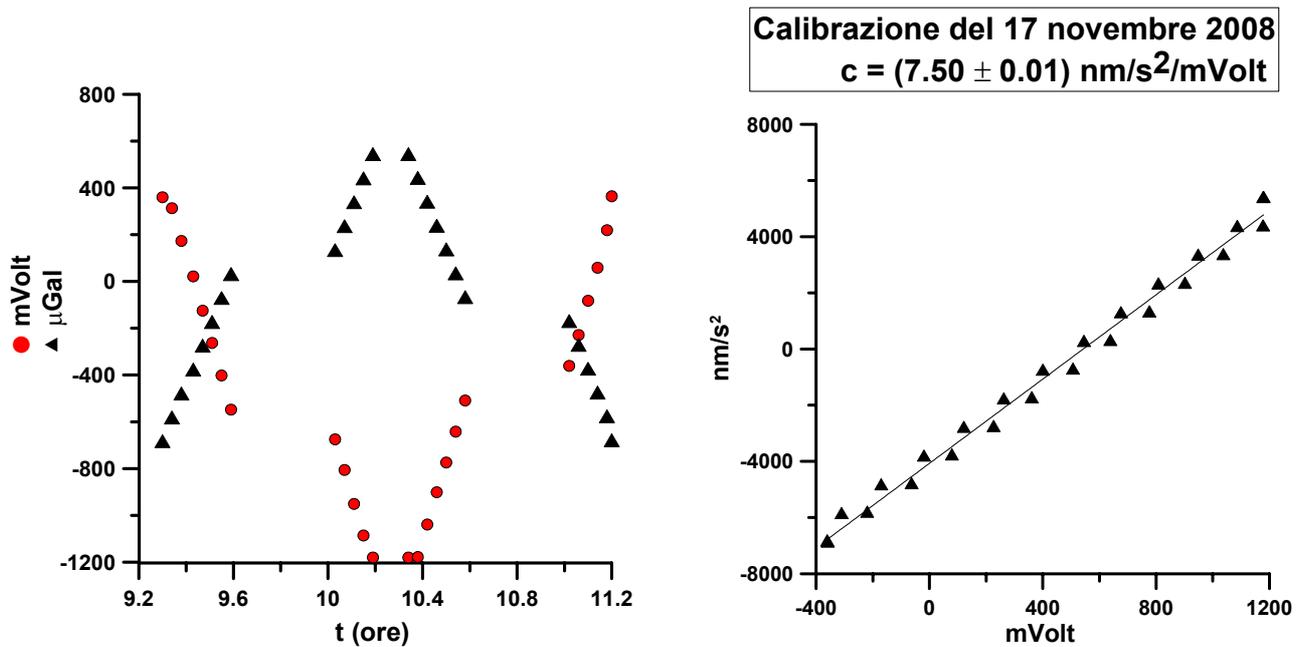


Fig. 2.2 – Esempio di calibrazione.

Nella Tabella e nella Fig. 2.3, che seguono, sono riportati i risultati delle calibrazioni effettuate a partire dal mese di Aprile 2004.

tempo (giorni)	(mm/gg/aa)	Cost. calibr. ( $\text{nm/s}^2/\text{mVolt}$ )	Err. $\pm$ ( $\text{nm/s}^2/\text{mVolt}$ )
13	4/13/2004	7679	74
20	4/20/2004	7778	74
83	6/22/2004	7472	66
125	8/3/2004	7500	36
203	10/20/2004	7775	82
250	12/06/2004	7615	52
349	3/14/2005	7598	54
625	12/15/2005	7344	49
659	1/18/2006	7659	48
667	1/26/2006	7343	43
776	5/15/2006	7423	32
833	7/11/2006	7410	25
1081	3/16/2007	7645	58
1326	11/16/2007	7717	74
1459	03/27/2008	7700	14
1548	06/25/2008	7343	50
1582	07/29/2008	7574	29
1693	11/17/2008	7501	14

Costante media:  $7526 \pm 30 \text{ nm/s}^2/\text{Volt}$

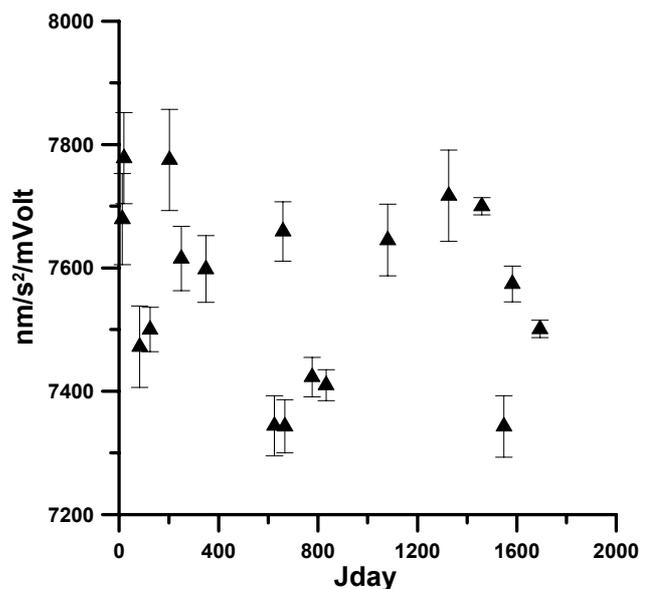
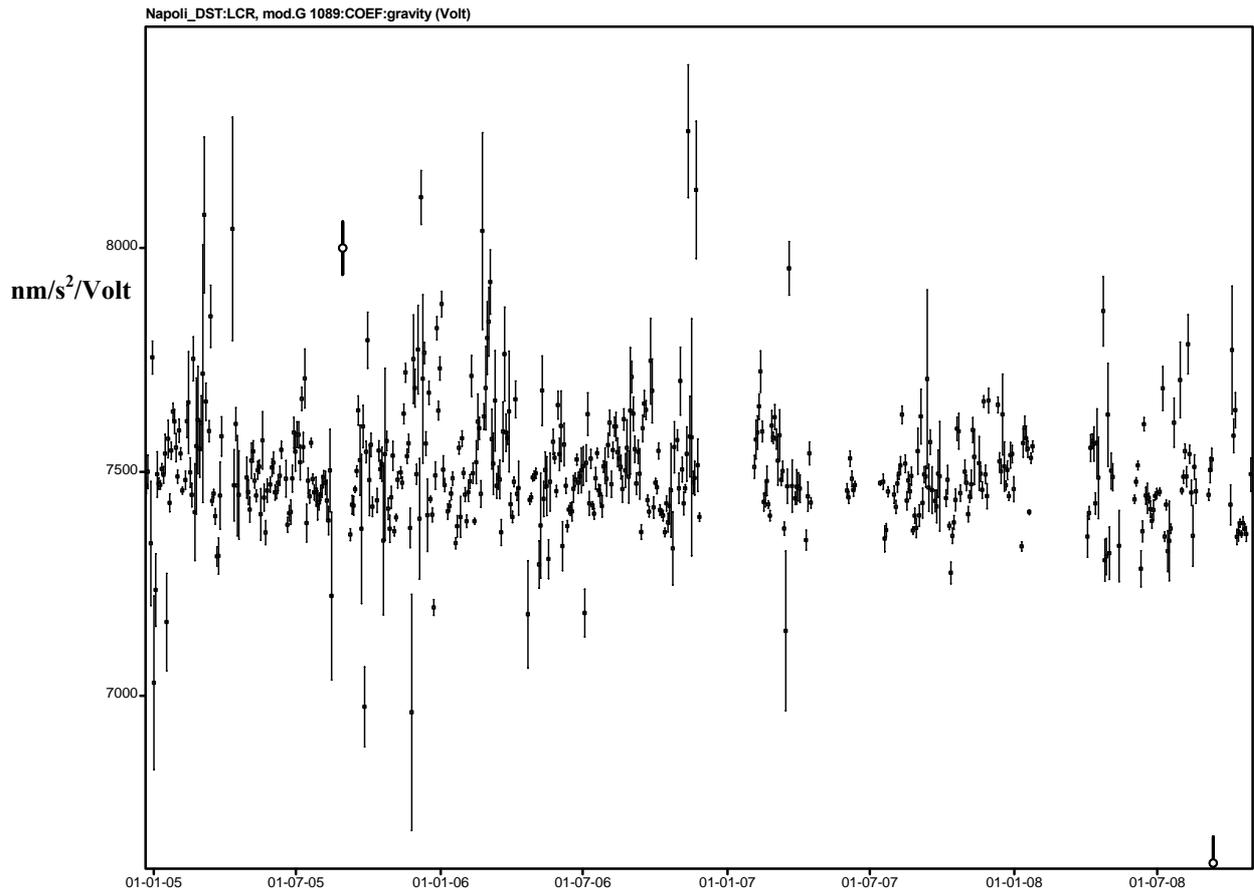
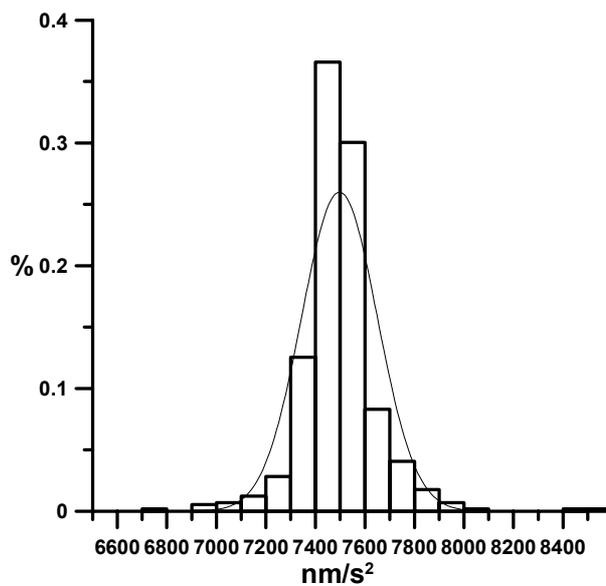


Fig. 2.3 – Valori risultanti dalle diverse calibrazioni

Le numerose calibrazioni sin ora effettuate hanno prodotto risultati alquanto dispersi intorno a un andamento che, entro i limiti di errore, appare non dipendente dal tempo, i valori sperimentalmente determinati della calibrazione si presentano come una variabile temporale casuale. Diversi autori (e.g. *Bonvalot et al., 1998; Budetta e Carbone, 1997; Riccardi et al., 2002*) hanno segnalato variazioni nel tempo della costante di calibrazione di gravimetri meccanici. Pertanto, per verificare l'esistenza di una possibile variabilità nel tempo della costante di calibrazione secondo una qualche legge esprimibile analiticamente e della quale, allo stato, non risulta possibile dare una interpretazione fisica, sono stati calcolati, per finestre temporali di 48 ore (*Ducarme, 1970*), i valori della costante di calibrazione assumendo che la variazione della gravità agente sul gravimetro sia rappresentata dal valore calcolato, per la stazione di Napoli, con il modello di marea gravimetrica WDD99/NH (vds. nel seguito). Dal momento che i parametri che definiscono la marea gravimetrica sono invariabili nel tempo, anche la corrispondente risposta strumentale, rappresentata dalla costante di calibrazione, dovrebbe risultare indipendente dal tempo. I risultati ottenuti sono illustrati nella Fig. 2.4; i valori calcolati (Fig. 2.4 a) si presentano come una variabile casuale indipendente dal tempo e con la distribuzione di frequenza mostrata nella Fig. 2.4 b; non prendendo in considerazione i 5 valori (chiaramente abnormi) che emergono dalla nube, risulta un valore medio di  $(7503 \pm 7) \text{ nm/s}^2/\text{mVolt}$  ( $\sigma = \pm 153$ ). La medesima analisi, effettuata assumendo come riferimento la marea sintetica, ottenuta per Napoli (vds. nel seguito), e considerando finestre temporali sia di 25 ore che di 240 ore, ha prodotto sostanzialmente il medesimo risultato. La dispersione dei valori così calcolati, in funzione di un modello di marea e del valore (sperimentale) della registrazione nell'ambito di ciascuna finestra temporale di 48 ore, è imputabile all'influenza, sul sensore gravimetrico, di un insieme di sorgenti di disturbo, distribuite casualmente nel tempo, quali, ad esempio: interventi di manutenzione sulla catena strumentale, grossi eventi sismici, elevato livello di disturbo microsismico conseguente ad effetti meteo-marini associati a forti perturbazioni meteorologiche.

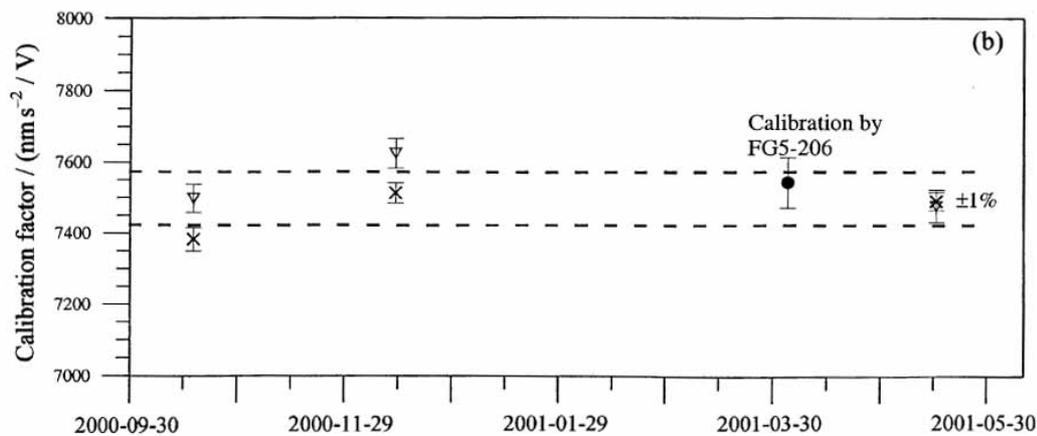


*Fig. 2.4 a)– Andamento temporale delle costanti di calibrazione semi teoriche*



*Fig. 2.4 b) - Distribuzione di frequenza delle costanti di cui alla figura 2.4 a).*

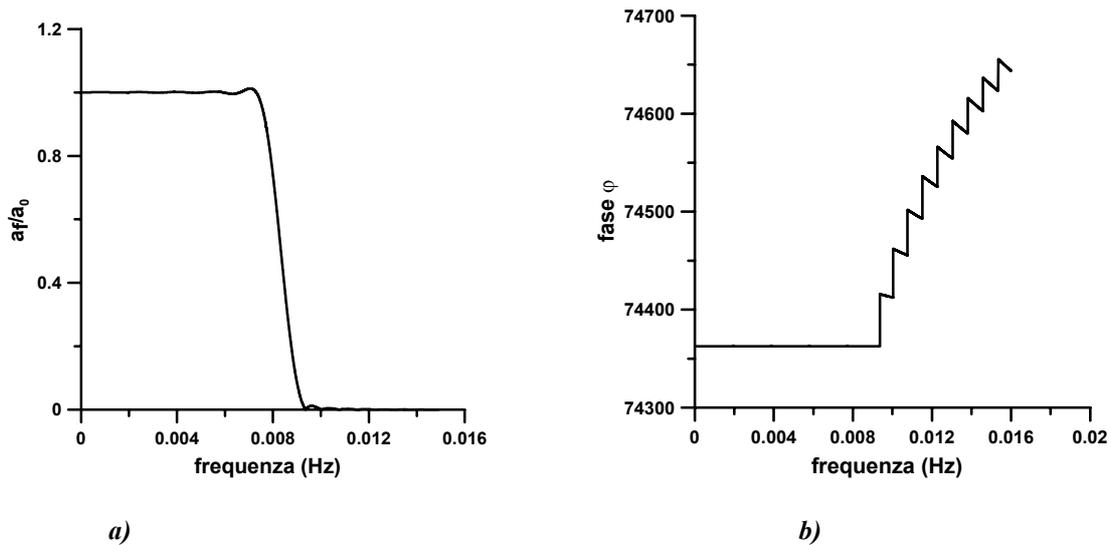
Pertanto si è assunto, per la costante strumentale, il valore di  $7.526 \pm 0.03 \text{ nm/s}^2/\text{mVolt}$  risultante dalla media ponderata dei valori misurati. Tale valore ben si accorda con i valori ottenuti, con un differente sistema di acquisizione, durante un periodo di osservazioni clino-gravimetriche effettuate presso il *Centro di Geodesia Spaziale di Medicina (BO)* dell'*Istituto di Radioastronomia del CNR* e con quello determinato per confronto con il gravimetro assoluto FG5-206 nel corso di un esperimento condotto presso il il Centro di Ricerca dell'ENEA al Brasimone (*Riccardi et al., 2002*)



**Fig. 2.5 – Costante di calibrazione del gravimetro LCR.G-1089 (da Riccardi et al., 2002)**

Per una analisi dell'andamento generale dei segnali acquisiti con un campionamento a 5 s (0.2 Hz); viene effettuata una prima decimazione che porta il campionamento a 60 s. Prima della decimazione, allo scopo di eliminare l'effetto di *aliasing*, i segnali vengono trattati con un filtro *passa – bassa*  $h(t)^{(1)}$ , con frequenza di taglio  $f_c$  pari alla frequenza di Nyquist ( $1/2\Delta t = 0.00833 \text{ Hz}$ ) e di estensione 1280 s (256 pesi) .

Nella Fig. 2.9 sono mostrate le funzioni di trasferimento del filtro, rispettivamente nei domini della ampiezza e della fase; nel segnale filtrato, le ampiezze delle componenti di frequenza inferiore a quella di taglio risultano praticamente inalterate mentre a frequenze superiori risultano nulle. Lo spettro di fase risulta 'piatto' fino alla frequenza di taglio.



**Fig. 2.9 - Funzione di trasferimento, in ampiezza (a) e in fase (b), del filtro passa-bassa anti aliasing, di estensione 1280 s e frequenza di taglio 0.00833 Hz, impiegato nella decimazione da 5s a un minuto.**

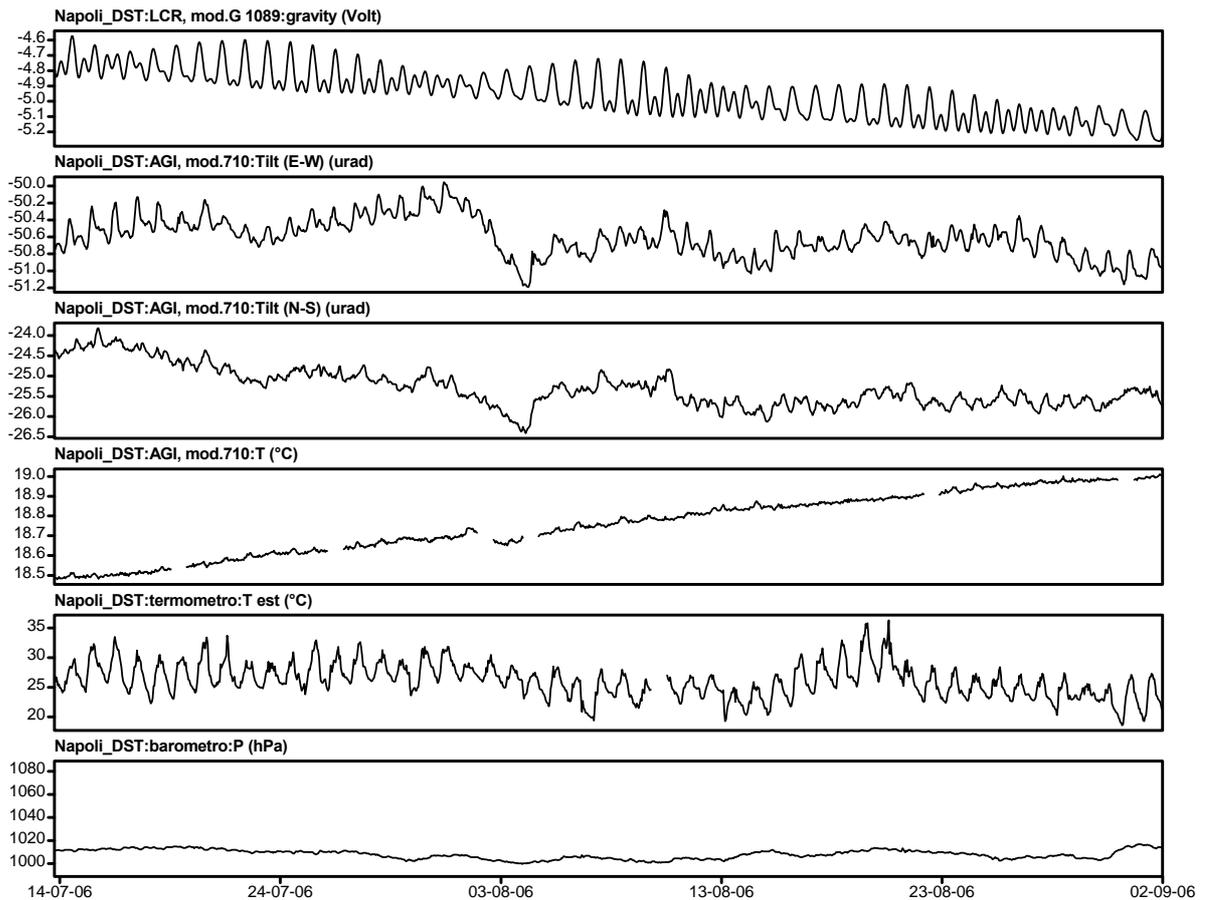
Nella Fig. 2.10 è mostrata una sezione dei segnali relativa alla finestra temporale 14 Luglio – 2 Settembre 2006.

---

(1) La funzione filtro è descritta dalla relazione:

$$h(t) = \frac{n}{(\pi t)^2} \sin(2\pi f_c t) \sin\left(\frac{\pi}{n}\right)$$

dove  $f_c$  è la frequenza di taglio e  $n$  l'estensione temporale del filtro



**Fig. 2.10 - Campione dei segnali acquisiti. Dall'alto verso il basso:**

- **Segnale gravimetrico (Volt).**
- **Componente tiltmetrica EW( $\mu$ rad)**
- **Componente tiltmetrica NS ( $\mu$ rad)**
- **Temperatura nel padiglione clino-gravimetrico ( $^{\circ}$ C).**
- **Temperatura esterna ( $^{\circ}$ C).**
- **Pressione atmosferica (hPa).**

L'archivio dati contiene:

- I dati originali campionati a 5 s.
- I dati corretti di effetti spuri, quali quelli derivanti da disturbi e interruzioni (*reset* del gravimetro, operazioni di calibrazione, eventi sismici, malfunzionamento del sistema di acquisizione), e decimati da 5 a 60 s. La correzione e il filtraggio *anti-aliasing* dei dati sono

stati effettuata impiegando il *software* interattivo *Tsoft* realizzato presso l'Observatoire Royal de Belgique (*Van Camp e Vauterin, 2005*).

- I dati decimati da 60 s a 1 ora, per le finalità di cui si discuterà nel seguito.

### **3. – Analisi dati.**

Nel presente capitolo vengono esposti i risultati delle analisi effettuate sui segnali gravimetrici e inclinometrici allo scopo di definirne le caratteristiche nei domini del tempo e delle frequenze. La definizione delle caratteristiche generali degli osservabili geofisici qui considerati è fondamentale per l'individuazione delle varie sorgenti che concorrono alla loro costituzione e evoluzione temporale; in aggiunta, dovranno anche essere considerati gli andamenti della temperatura e pressione atmosferica in quanto le rispettive variazioni nel tempo costituiscono sorgenti di perturbazione nei segnali gravimetrici e inclinometrici.

Verranno, pertanto, analizzati:

- Il segnale termico, responsabile di possibile influenza, per effetto termo-elastico, sui segnali inclinometrici.
- Il segnale barico, responsabile di variazioni della gravità.
- Il segnale gravimetrico, risultante dalla sovrapposizione di più effetti legati a sorgenti diverse.
- Il segnale inclinometrico, nelle sue componenti N-S e E-W.

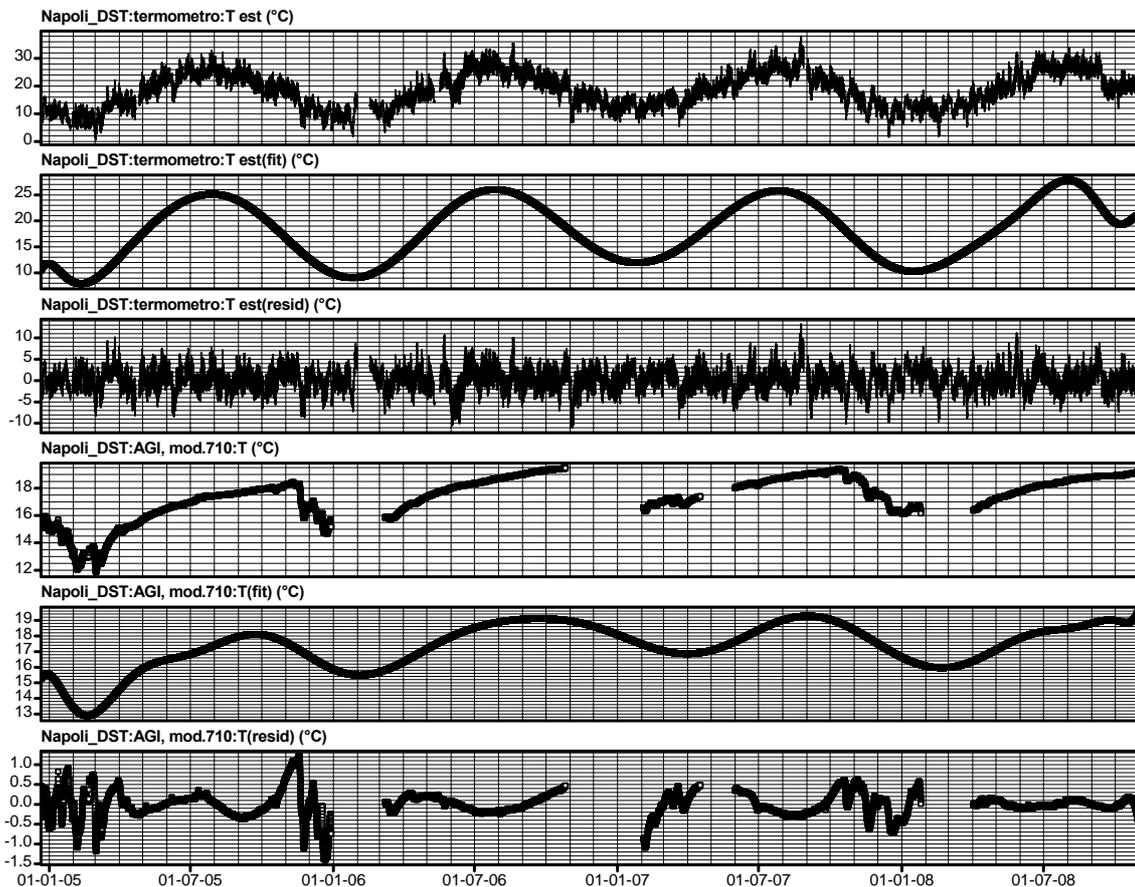
#### **§ 3.1. – Segnale termico.**

L'andamento della temperatura esterna, nell'intervallo di tempo coperto dalle osservazioni, 1410 giorni (circa 4 anni, dal 21 Dicembre 2004 al 30 Ottobre 2008) è mostrato nella Fig. 3.1.1 congiuntamente a quello relativo alla temperatura registrata nel padiglione clino-gravimetrico.

Nella medesima figura sono mostrate, nell'ordine dall'alto verso il basso:

- La temperatura esterna.
- L'andamento stagionale della temperatura esterna ottenuto mediante interpolazione polinomiale dei valori misurati.
- Le fluttuazioni termiche rispetto all'andamento stagionale.
- La temperatura nel padiglione clino-gravimetrico.

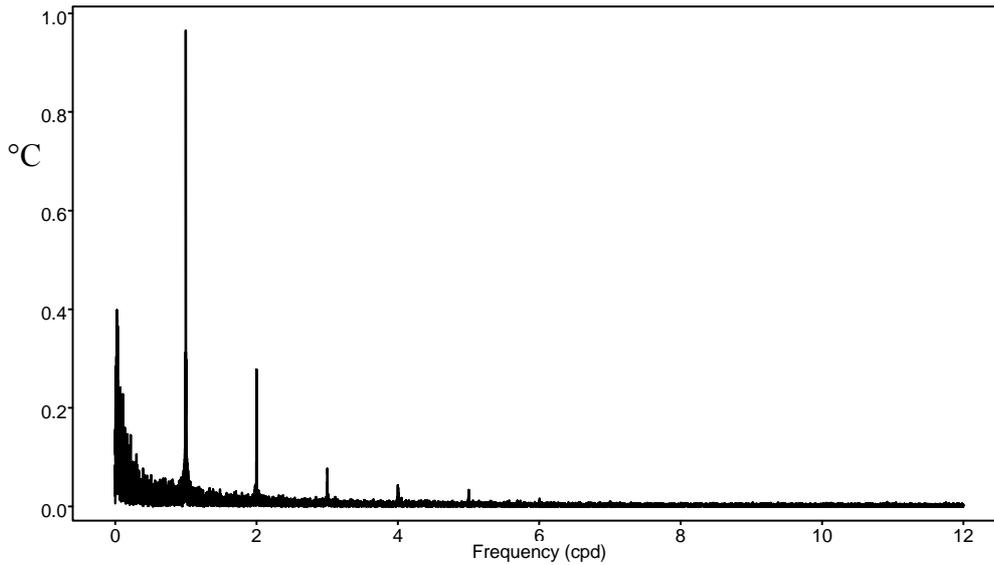
- L'andamento stagionale della temperatura nel padiglione ottenuto mediante interpolazione polinomiale dei valori misurati.
- Le fluttuazioni termiche rispetto all'andamento stagionale.



*Fig. 3.1.1 – Andamenti nel tempo delle temperature esterna e nel padiglione clino – gravimetrico.*

Nell'intervallo di tempo considerati (1409 giorni), la temperatura esterna ha esibito un valore medio di 18.1 °C, mentre nel padiglione è risultata di 17.4 °C.

Gli andamenti medi della temperatura esterna e di quella nella stazione si presentano ben correlati, con escursioni medie rispettivamente di 17 °C e di 3 °C, quest'ultima rappresentando il 18 % di quella della temperatura esterna. Rispetto all'andamento medio la temperatura esterna presenta fluttuazioni dell'entità media di  $\pm 2.8$  °C il cui spettro è mostrato nella Fig. 3.1.2. Si evidenzia chiaramente la riga spettrale relativa alla variazione a periodo diurno della temperatura.



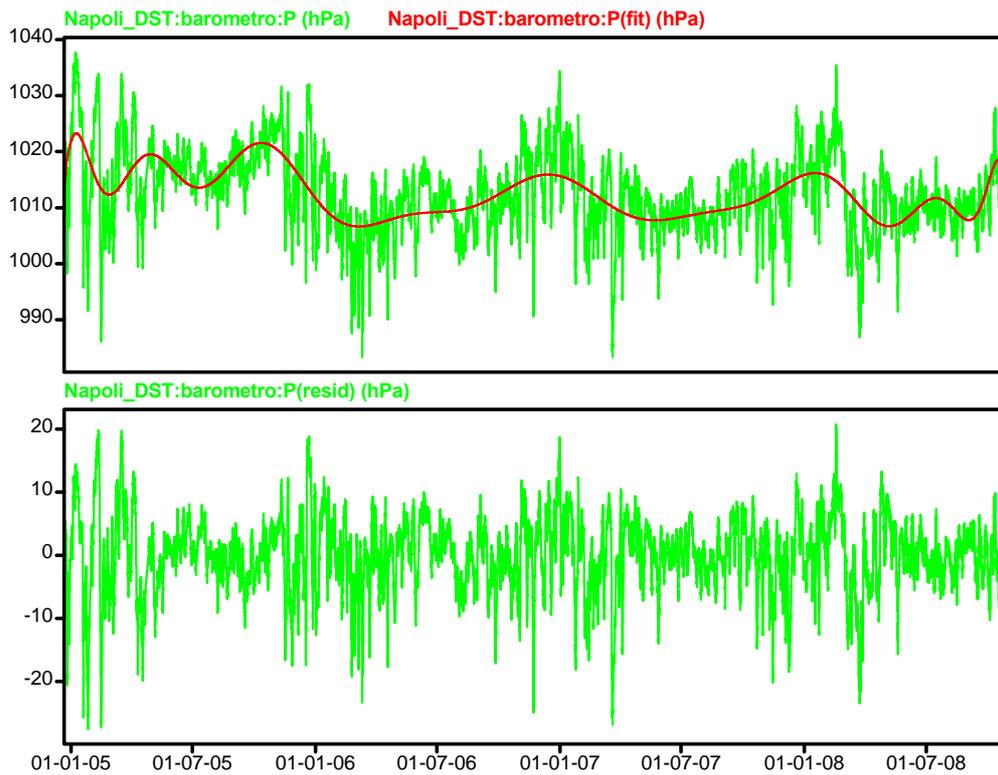
*Fig. 3.1.2 – Spettro della temperatura esterna ( in ordinate °C .)*

Per quanto concerne, invece, le fluttuazioni all'interno del padiglione, queste si presentano con un valore medio di  $\pm 0.3 \text{ }^\circ\text{C}$  e nel loro spettro non si evidenzia alcuna significativa componente a periodo diurno.

### **§ 3.2. – Segnale barico.**

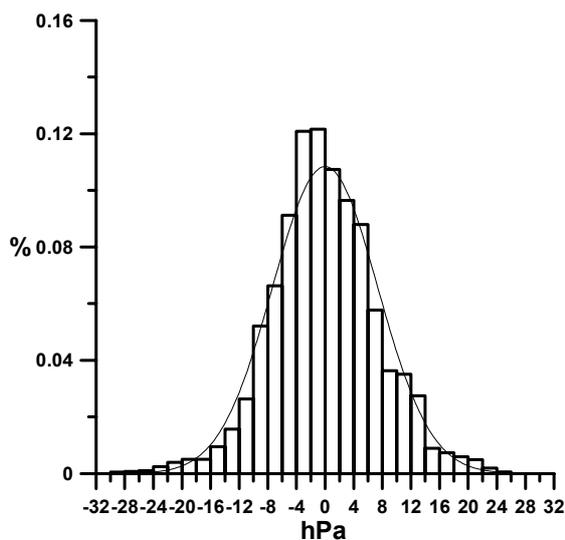
Nell'intervallo di tempo considerato la pressione atmosferica ha esibito un valore medio di 1012.5 hPa, valori minimo e massimo di 984 e 1038 hPa rispettivamente e fluttuazioni di entità media di 7.4 hPa.

L'andamento nel tempo della pressione atmosferica è mostrato nella Fig. 3.2.1, congiuntamente all'andamento medio e alle fluttuazioni rispetto a esso.

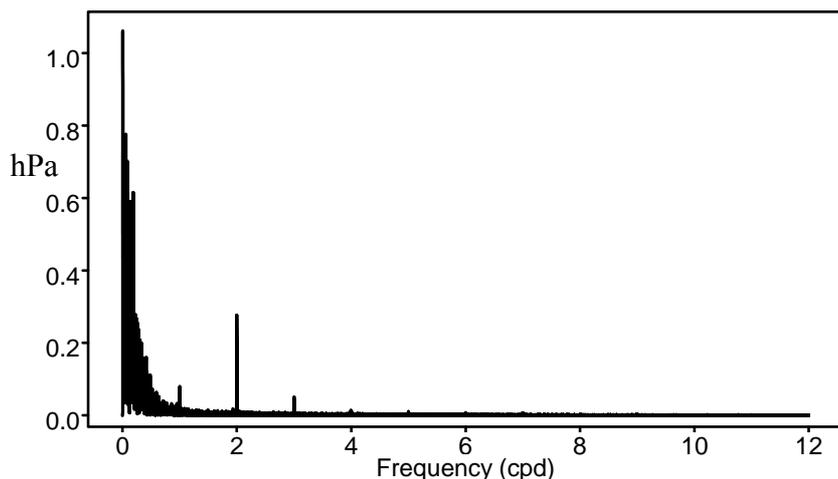


*Fig. 3.2.1 – Andamenti nel tempo della pressione atmosferica ( in alto, congiuntamente all'andamento medio) e delle sue fluttuazioni rispetto all'andamento medio.*

L'istogramma di frequenza delle fluttuazioni e il loro contenuto spettrale sono mostrati nelle Figg. 3.2.2 e 3.2.3.



*Fig. 3.2.2 – Distribuzione di frequenza delle fluttuazioni bariche.*



**Fig. 3.2.3 – Spettro del segnale barico**

Si evidenzia nello spettro la ben nota componente a carattere semi-diurno.

Per quantificare il contenuto spettrale del segnale barico nelle bande diurne e semi-diurne è stato impiegato il metodo di Chapman e Miller (*Malin e Chapman, 1970*) su un insieme di 1171 giorni della finestra temporale considerata; il calcolo ha fornito i seguenti risultati come appaiono nell'*output* del programma di calcolo:

SOLAR TERMS			LUNAR TERMS				
AMPLITUDE	Error	PHASE	N	AMPLITUDE	Error	PHASE	
(hPa)	(hPa)	(°)		(hPa)	(hPa)	(°)	
1 0.142E+00	0.137E-01	21.0	1	0.187E-01	0.149E-01	286.7	
2 0.492E+00	0.487E-02	134.1	2	0.339E-01	0.512E-02	44.3	
3 0.512E-01	0.385E-02	321.1	3	0.407E-02	0.399E-02	53.4	
4 0.137E-01	0.304E-02	191.6	4	0.201E-02	0.314E-02	32.3	

Le componenti prevalenti sono la diurna e la semi-diurna solare. Si evidenzia, ancora, la presenza statisticamente significativa di una componente semi-diurna lunare il cui valore risulta in buon accordo con quanto riportato in *Palumbo e Mazzarella (1979)*. Risultati sostanzialmente uguali sono stati ottenuti dall'analisi effettuata nella banda mareale con il *software* ETERNA (*Wenzel,*

1996), come risulta dalla tabella che segue e nella quale sono riportate solo le componenti statisticamente significative:

---

Program ANALYZE, version 3.30 960908                      File: P\_T

#####

# Gravimetric Earth tide station: Napoli (Italy).  
 # Dpt. Sc. della Terra, Univ. Federico II di Napoli.  
 # 40.847N; 14.259E; H 02 m - Pressione  
 # 2004.12.21 - 2008.10.31-1410 giorni  
 # Processing: A. Albano

#####

Latitude: 40.8470 deg, longitude: 14.2590 deg, azimuth: 0.000 deg.

Summary of observation data :

```

20041221 80000...20050128 50000    20050130180000...20050314 40000
20050316 10000...20050422 30000    20050426160000...20050511210000
20050512200000...20050621110000    20050623190000...20051002220000
20051004210000...20060131120000    20060216200000...20060327 30000
20060328190000...20060511100000    20060517230000...20060809100000
20060810210000...20070828 10000    20070901 80000...20081030 5000

```

Number of recorded days in total : 1364.88

UNITY window used for least squares adjustment.

Numerical filter is N60M60M2 with 167 coefficients.

Spectral condition number of normal equations:                      11.493

Estimation of noise by FOURIER-spectrum of residuals

```

1.0 cpd band  0.0213 hPa    2.0 cpd band  0.0081 hPa
3.0 cpd band  0.0066 hPa    4.0 cpd band  0.0041 hPa
white noise   0.0079 hPa

```

Adjusted tidal parameters :

from	to	wave	ampl.	err.
[cpd]	[cpd]		[hPa]	[hPa]
0.921940	0.930450	O1	0.03	0.02
0.999852	1.000148	S1	0.18	0.02
1.923765	1.942754	M2	0.027	0.008
1.999705	2.000767	S2	0.503	0.008
2.002590	2.013690	K2	0.038	0.008

---

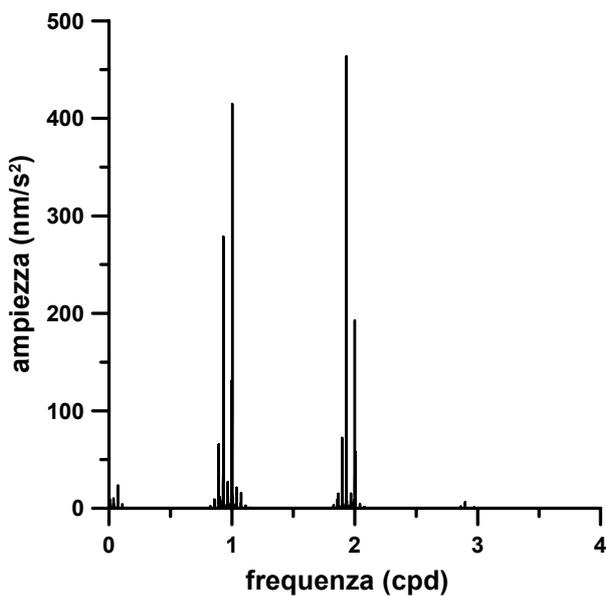
### 3.3 – Segnale gravimetrico.

Una sezione del segnale gravimetrico registrato è stata mostrata, a titolo di esempio, nella Fig. 2.7 del capitolo acquisizione dati. Il segnale è la risultante di più effetti dovuti a sorgenti esterne e interne alla Terra; bisogna, inoltre, considerare che sul segnale registrato influiscono anche effetti di origine strumentale conseguenti a un non *ideale* comportamento del sensore gravimetrico; tra questi effetti, particolarmente per i gravimetri meccanici, è prevalente il fenomeno della deriva, dovuto a processi di isteresi elastica del sistema di molle. Sulla entità e forma della deriva possono influire più cause tra le quali, per i gravimetri meccanici in postazione fissa, vanno annoverate i disturbi indotti dalle calibrazioni, dai *reset*, da eventi sismici, da interruzione di alimentazione con conseguente variazione della temperatura interna dello strumento. Per i gravimetri in stazione fissa la deriva si presenta, in generale, mediamente lineare.

Tra le cause che producono variazioni della gravità nel tempo si distinguono quelle a carattere periodico e quelle a carattere transiente. Tra le sorgenti a carattere periodico vanno annoverati il campo mareale, le maree oceaniche e atmosferiche, il moto del polo terrestre, e la variazione della velocità di rotazione della Terra. Le sorgenti che generano variazioni a carattere transiente sono quelle connesse ai processi geodinamici, a spostamenti di masse oceaniche e atmosferiche, a attività antropica.

Tra le sorgenti esterne alla Terra, responsabili di variazioni periodiche della gravità, quella prevalente è il campo mareale (CM), originato dalla interazione gravitazionale tra la Terra e gli altri corpi del Sistema Solare (prevalentemente Luna e Sole); le variazioni della gravità osservate sulla Terra e prodotte dal CM sono la risultante dell'effetto gravitazionale esercitato dai vari corpi costituenti il Sistema Solare e delle deformazioni (maree terrestri) che la Terra solida subisce in conseguenza degli sforzi in essa indotti dal CM. Il CM è altresì responsabile delle maree oceaniche e atmosferiche, anche esse sorgenti di variazioni periodiche della gravità. Le variazioni della gravità prodotte dal campo mareale si presentano a carattere periodico in conseguenza delle continue variazioni nel tempo della posizione relativa della Terra rispetto ai vari corpi del Sistema Solare. Lo

spettro della marea gravimetrica è, pertanto, uno spettro a righe raggruppate in bande di frequenze con periodi prevalenti diurno e semidiurno. Sono anche presenti componenti solari e lunari a lungo periodo (365.26, 182.62, 27.55 e 13.79 giorni). Ampiezza e fase delle diverse componenti spettrali della marea gravimetrica sono funzioni della posizione sulla Terra della stazione di osservazione. Lo spettro mareale, con le principali righe spettrali, relativo alla stazione di Napoli è mostrato nella Fig. 3.3.1.



*Fig. 3.3.1 – Spettro della marea gravimetrica.*

Si evidenziano le tre principali bande spettrali relative alle componenti a periodo semi – diurno, diurno e a lungo periodo; nella Tab. I sono mostrate la nomenclatura, le frequenze e le sorgenti delle principali componenti del campo mareale.

**Tab. I - Componenti Principali del Campo Mareale**

Onda	frequenza (cpd)	Periodo	Origine
$S_a$	0.00274	365.26 giorni	Ellittica Solare
$S_{sa}$	0.00548	182.62 “	Declinazionale Solare
$M_m$	0.03629	27.55 “	Ellittica Lunare
$M_f$	0.07254	13.79 “	Declinazionale Lunare
$Q_1$	0.89324	26.868 ore	Ellittica Lunare di $O_1$
$O_1$	0.92954	25.819 “	Principale Lunare
$M_1$	0.966446	24.833 “	Ellittica Lunare di $K_1$
$P_1$	0.99726	24.066 “	Principale Solare
$S_1$	1	24 “	Ellittica Solare di $K_1$
$K_1$	1.00274	23.934 “	Declinazionale Luni Solare
$J_1$	1.03903	23.098 “	Ellittica lunare di $K_1$
$OO_1$	1.07594	22.306 “	Declinazionale Lunare
$2N_2$	1.85969	12.905 “	Ellittica Lunare di $M_2$
$MU_2$	1.86455	12.872 “	Variazionale Lunare
$N_2$	1.89598	12.658 “	Ellittica Maggiore di $M_2$
$NU_2$	1.90084	12.626 “	Evezione Lunare
$M_2$	1.93227	12.421 “	Principale Lunare
$L_2$	1.96857	12.192 “	Ellittica minore di $M_2$
$S_2$	2	12 “	Principale Solare
$K_2$	2.00548	11.967 “	Declinazionale Luni Solare

Da *Melchior (1983)* modificata.

Una descrizione sintetica del CM è data nell'Appendice I, mentre per una trattazione completa dell'argomento si rimanda a *Melchior (1983)*.

Come già detto, la marea gravimetrica è la risultante della variazione di gravità dovuta all'attrazione gravitazionale dei pianeti (CM) e di quella conseguente alla deformazione che la Terra subisce per azione di tale campo di sforzo; tale deformazione è funzione delle proprietà reologiche della Terra.

Indicando con  $\Omega(\varphi, \lambda, h, t)$  il potenziale mareale nel punto  $P(\varphi, \lambda, h)$  al tempo  $t$  e con  $\Delta g(\varphi, \lambda, h, t)$  il valore osservato, nel medesimo punto  $P$  e nel medesimo istante  $t$ , della marea gravimetrica, si definisce *coefficiente di amplificazione*  $\delta$  il rapporto tra  $\Delta g$  e l'ampiezza della componente verticale del gradiente di  $\Omega^2$ . In altri termini, il coefficiente  $\delta$  rappresenta il rapporto tra la marea gravimetrica osservata in un punto e quella che si osserverebbe nel medesimo punto se la Terra

<sup>2</sup> Definizione raccomandata dal Working Group on the Theoretical Tidal model (SSG) of the Earth Tide Commission, Sez. V, of the International Association of the Geodesy

fosse infinitamente rigida. Per effetto del comportamento visco-elastico della Terra, il valore del coefficiente di amplificazione dipende dalla frequenza di ciascuna componente mareale e risulta circa 1.16; esso è definito in ampiezza e fase.

Sulla base del PREM (Preliminary Reference Earth Model) (*Dziewonski e Anderson, 1981*) sono stati realizzati modelli di marea gravimetrica (*Wahr, 1981; Dehant, 1987; Zschau e Wang, 1987; Dehant et al., 1999; Mettiver et al., 2008; Latychev et al., 2009*), dei quali, il più largamente usato, il modello DDW99 (*Dehant et al., 1999*), è relativo a una Terra ellittica, con velocità di rotazione costante, priva di oceani, con un nucleo esterno liquido e un mantello viscoso e che considera all'interno della Terra sia un campo di sforzi di tipo idrostatico (H) che non idrostatico (NH).

Nella Tab. II sono riportati i valori del coefficiente di amplificazione previsti dal modello DDW99/NH. Nella medesima tabella sono riportate, per la stazione di Napoli, le ampiezze delle componenti del campo mareale secondo il catalogo HW95 del potenziale mareale di Hartmann e Wenzel (*Hartmann e Wenzel, 1995*) e i corrispondenti valori della marea gravimetrica risultante dal modello DDW99/NH.

**Tab. II**

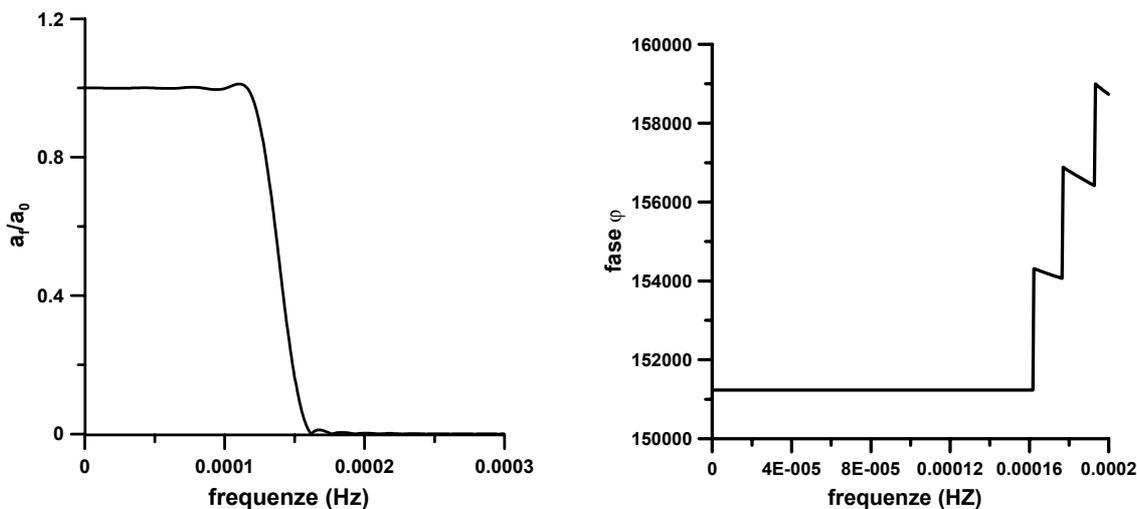
Coefficienti di amplificazione secondo il Modello DDW99/NH  
e marea gravimetrica secondo il Catalogo del Potenziale Mareale HW95  
di Hartmann e Wenzel

Onda	Frequenza (cpd)	Amp. Campo Mareale (nm/s <sup>2</sup> )	Coeff. Ampl.	Marea Gravim. (nm/s <sup>2</sup> )
SGQ1	0.825518	2.2690	1.15403	2.62
Q1	0.893244	58.8511	1.15425	67.93
RO1	0.898101	11.1704	1.15426	12.89
O1	0.929536	307.3735	1.15424	354.78
P1	0.997262	142.9954	1.14915	164.32
K1	1.002738	432.1013	1.13489	490.39
PSI1	1.005476	3.3822	1.26977	4.29
PHI1	1.008214	6.1410	1.17029	7.19
OO1	1.075940	13.2213	1.15627	15.29
M2	1.932274	429.9670	1.16172	499.50

(Da *Dehant et al., 1999*, modificata)

Per rimuovere dal segnale gravimetrico registrato il contributo della marea gravimetrica è stato necessario calcolarne i relativi parametri onde pervenire a un modello mareale sintetico rappresentativo.

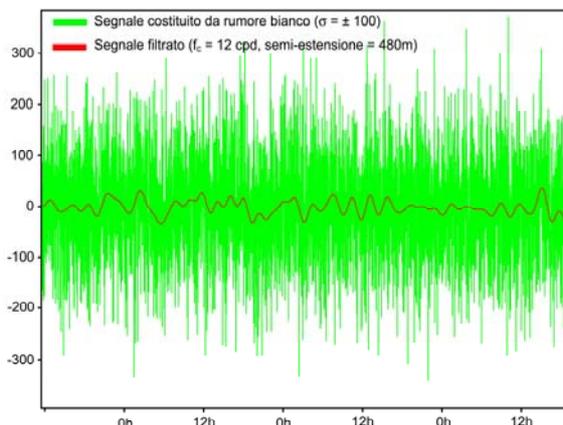
Per il calcolo di tali componenti è stata effettuata, innanzitutto, una ulteriore decimazione del segnale, passando da un campionamento a 60 s a uno a 1 h (3600 s). Per eliminare l'effetto di *aliasing* i valori a 60 s sono stati filtrati con un filtro *passa – bassa* con frequenza di taglio di 12 *cpd* (cicli per giorno) ( $1.3888 \cdot 10^{-4}$  Hz) al fine di eliminare dal segnale le componenti a periodo inferiore a 2 ore. Il filtro ha una estensione temporale di 16 ore e le sue funzioni di trasferimento, in ampiezza e fase, sono mostrate nella fig. 3.3.2. Nella banda di frequenze caratteristiche del campo mareale la curva di risposta in ampiezza del filtro si discosta dall'unità per meno dello 0.05 %.



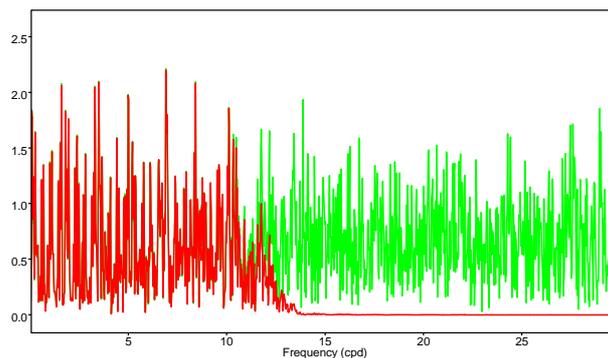
**Fig. 3.3.2 - Funzione di trasferimento, in ampiezza (a) e in fase (b), del filtro passa-bassa di estensione 960 minuti e frequenza di taglio 12 *cpd* ( $0.00014$  Hz), impiegato nella decimazione da 1 minuto a un'ora.**

Nelle figure che seguono (Figg. 3.3.3 a e b ) è mostrato un esempio dell'efficienza del filtro. A un segnale *random*, con distribuzione gaussiana dei valori (con media = 0 e scarto quadratico medio  $\sigma = \pm 100$ ) (Fig. 3.3.3 a) è stato applicato il filtro su citato; nella figura sono mostrati il segnale originario (in verde) e quello filtrato (in rosso) mentre nella figura a destra (Fig. 3.3.3 b) sono mostrati i rispettivi spettri di ampiezza nella banda di frequenze da 0 a 30 *cpd*; si rileva come per

frequenze inferiori alla frequenza di taglio ( $0.00014 \text{ Hz} = 12 \text{ cpd}$ ) le ampiezze spettrali risultano praticamente coincidenti, in corrispondenza della frequenza di taglio l'ampiezza spettrale del segnale filtrato si riduce alla metà di quella relativa al segnale originario mentre, infine, per frequenze maggiori di quella di taglio le ampiezze del segnale filtrato sono nulle.



**Fig. 3.3.3 a – Segnale random (in verde) e segnale filtrato (in rosso)**



**Fig. 3.3.3 b – Spettro di ampiezza dei segnali della figura 3.3.3 a**

## Analisi mareale

Per il calcolo dei parametri della marea gravimetrica relativi alla stazione di Napoli, i valori orari del segnale gravimetrico sono stati analizzati con il software ETERNA (ver. 3.3) (Wenzel, 1996). La finestra temporale analizzata va dal 21 Dicembre 2004 al 30 Ottobre 2008, per un totale di 1137 giorni utili ai fini dell'analisi. I risultati sono sintetizzati nel prospetto che segue e che rappresenta la parte finale dell'output del programma di calcolo.

**Program ANALYZE, version 3.30 960908**

**File: NPLg**

```
#####
# Gravimetric Earth tide station Napoli Italy
# Dpt.Sc. della Terra Univ. Federico II di Napoli
# 40.847N 14.259E H02M - Gravity
# 2004.12.21 - 2008.10.31 1410 DAYS
#Gravimeter LCR, mod. G, n. 1089
#Calibration constant: 7526 nm/s2/Volt
```

#Installation: T. Esposito, U. Riccardi  
 #Maintenance: A. Albano, T. Esposito, U. Riccardi  
 # Processing: A. Albano  
 #####  
 Latitude: 40.8470 deg, longitude: 14.2590 deg, azimuth: 0.000 deg.

Summary of observation data :

20041221 10000...20050816150000 20050907210000...20061127 20000  
 20070202180000...20070417150000 20070531210000...20070614 20000  
 20070709210000...20071129100000 20071210200000...20080125220000  
 20080401220000...20080820220000 20080903180000...20080910140000  
 20081001 90000...20081030150000

Number of recorded days in total : 1136.96  
 Hartmann+Wenzel (1995) tidal potential used with threshold 0.50E-04  
 WAHR-DEHANT-ZSCHAU inelastic Earth model used.  
 Inertial correction not applied  
 UNITY window used for least squares adjustment.  
 Numerical filter is PERTZEV59 with 51 coefficients.  
 Spectral condition number of normal equations: 3.833

Estimation of noise by FOURIER-spectrum of residuals

1.0 cpd band 2.3741 nm/ s<sup>2</sup> 2.0 cpd band 1.2658 nm/ s<sup>2</sup>  
 3.0 cpd band 0.8890 nm/ s<sup>2</sup> 4.0 cpd band 0.6141 nm/ s<sup>2</sup>  
 white noise 1.0302 nm/ s<sup>2</sup>

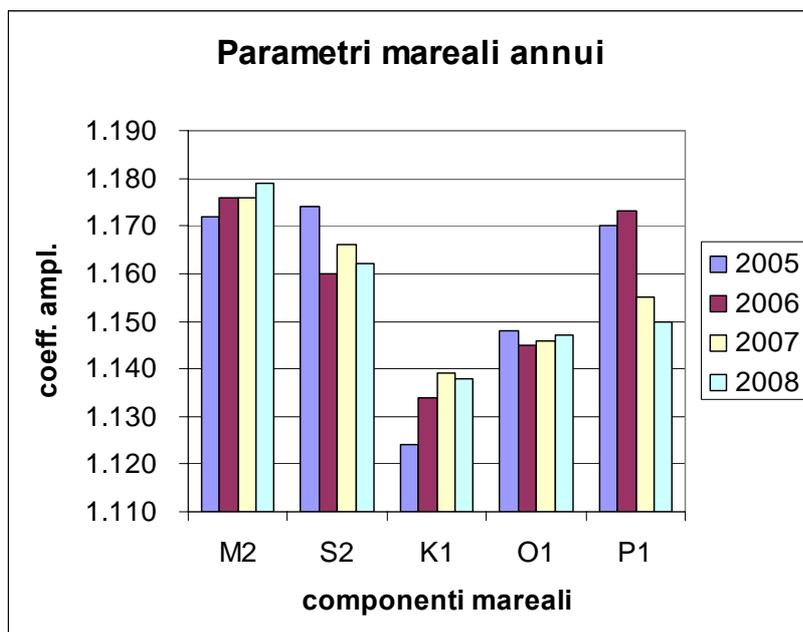
Adjusted tidal parameters :

from	to	wave	ampl.	ampl.fac.	stdv.	ph.lead	stdv.
[cpd]	[cpd]		[nm/ s <sup>2</sup> ]			[deg]	[deg]
0.721499	0.833113	SGQ1	3.5160	1.54963	0.29142	16.5107	10.7747
0.851181	0.859691	2Q1	10.5016	1.34846	0.09427	-0.0486	4.0065
0.860895	0.870024	SGM1	9.2173	0.98148	0.07761	-3.3545	4.5307
0.887326	0.896130	Q1	66.4325	1.12882	0.01202	0.1420	0.6099
0.897806	0.906316	RO1	15.1538	1.35660	0.06346	-3.3881	2.6809
0.921940	0.930450	O1	352.1501	1.14567	0.00224	-0.1404	0.1122
0.931963	0.940488	TAU1	6.2186	1.55215	0.25201	9.1806	9.3062
0.958085	0.966757	NO1	29.2476	1.21053	0.02590	1.2361	1.2259
0.968564	0.974189	CHI1	4.9895	1.07920	0.14654	-15.8961	7.7796
0.989048	0.998029	P1	165.8826	1.16006	0.00568	0.0694	0.2798
0.999852	1.000148	S1	7.7505	2.29260	0.35204	112.0149	8.6999
1.001824	1.013690	K1	489.3777	1.13255	0.00167	-0.0443	0.0850
1.028549	1.034468	TET1	5.6929	1.23172	0.15201	11.0453	7.0718
1.036291	1.044801	J1	27.6456	1.14381	0.02916	-1.0557	1.4587
1.064840	1.071084	SO1	3.7408	0.93322	0.17010	-5.8895	10.4423
1.072582	1.080945	OO1	15.0734	1.14009	0.03578	2.6423	1.7983
1.099160	1.216398	NU1	2.6474	1.04563	0.18156	-4.7087	9.9550
1.719380	1.837970	EPS2	3.6963	1.16348	0.12694	-3.1710	6.2511
1.853919	1.862429	2N2	12.6000	1.15660	0.04158	-4.0517	2.0601
1.863633	1.872143	MU2	14.6281	1.11256	0.03464	2.7787	1.7841
1.888386	1.896749	N2	97.6051	1.18562	0.00542	1.3624	0.2618
1.897953	1.906463	NU2	17.5243	1.12062	0.02838	0.4144	1.4514
1.923765	1.942754	M2	505.2663	1.17513	0.00102	0.4909	0.0499
1.958232	1.963709	LAM2	4.5928	1.44859	0.13971	-26.4552	5.5255
1.965826	1.976927	L2	14.6437	1.20481	0.02962	4.9191	1.4089
1.991786	1.998288	T2	14.4638	1.23847	0.03660	0.3111	1.6964
1.999705	2.000767	S2	233.1125	1.16543	0.00230	0.6743	0.1182
2.002590	2.013690	K2	62.7546	1.15457	0.00608	0.2677	0.3016
2.031287	2.047391	ETA2	3.3455	1.10032	0.09538	-6.7438	4.9668
2.067578	2.182844	2K2	0.9085	1.14199	0.22826	-8.6340	11.4517
2.753243	3.081255	M3	6.7079	1.04927	0.04561	6.1000	2.4906
3.791963	3.937898	M4	0.5035	5.70371	2.19130	45.5194	22.0097

Nella Tab. III e nella Fig.3.3.4 sono riportati, per le cinque componenti di maggiore ampiezza, i risultati dell'analisi mareale effettuata separatamente per singoli anni; non si rilevano, entro i limiti di errore ( $\pm 3\sigma$ ), significative variazioni dei parametri mareali. Tale risultato suggerisce una sostanziale invariabilità, nella finestra temporale considerata, della costante di calibrazione del gravimetro.

**Tab. III - Parametri mareali annui**

	<b>M2</b>	<b>S2</b>	<b>K1</b>	<b>O1</b>	<b>P1</b>
	$\delta \pm \sigma$				
<b>2005 (354 gg)</b>	1.172±0.002	1.174±0.006	1.124±0.004	1.148±0.006	1.17±0.01
<b>2006 (330 gg)</b>	1.176±0.001	1.160±0.003	1.134±0.002	1.145±0.003	1.173±0.007
<b>2007 (251 gg)</b>	1.176±0.002	1.166±0.004	1.139±0.002	1.146±0.003	1.155±0.007
<b>2008 (202 gg)</b>	1.179±0.002	1.162±0.004	1.138±0.003	1.147±0.004	1.15±0.01



*Fig. 3.3.4 – Valori annui delle principali componenti della marea gravimetrica*

## **Effetto sulla gravità delle maree atmosferica e oceanica.**

I valori di ampiezza e fase delle componenti della marea gravimetrica registrata sono la risultante del contributo di più sorgenti: il campo mareale e l'effetto delle maree atmosferiche e oceaniche che influenzano la gravità sia per effetto gravitazionale che in conseguenza delle deformazioni che le variazioni del carico che il movimento delle masse di aria e oceaniche esercitano sulla superficie terrestre.

Per quanto attiene alle maree atmosferiche le componenti prevalenti sono, come si è visto nel § 3.1., la diurna e la semi-diurna solare il cui effetto gravitazionale risulta dell'ordine del  $nm/s^2$  se si assume per l'ammontare barico il valore di  $-3.4 nm/s^2/hPa$  ( *Warburton and Goodkind, 1977; Muller e Zurn, 1983; Merriam., 1992; Crossley et al., 1995*). Si evidenzia, ancora, la presenza statisticamente significativa, di una componente semi-diurna lunare, di un ordine di grandezza inferiore a quelle solari, il cui valore risulta in buon accordo con quanto riportato in *Palumbo e Mazzarella (1980)*, il cui contributo ( $< 0.1 nm/s^2$ ), risulta, nel presente studio, irrilevante.

Ben più consistente è l'effetto delle maree oceaniche; queste, infatti, con il loro periodico spostamento di grandi masse d'acqua, inducono periodiche variazioni della gravità sia per l'effetto gravitazionale risultante dalla ridistribuzione di massa che per la deformazione che i fondali marini subiscono sotto il carico esercitato da tali masse d'acqua (Ocean Tide Loading - OTL); va inoltre considerato il contributo alla variazione della gravità derivante dalla ridistribuzione di massa al di sotto dei fondali oceanici, per effetto della deformazione prodotta dall'OTL (*Baker, 1980*).

Una descrizione sintetica delle procedure per il calcolo dell'OTL è riportata nell'Appendice II.

Per l'Europa continentale il contributo delle maree oceaniche alla gravità è stimato dell'ordine di alcune decine di  $nm/s^2$ , con valori che giungono sino a  $100 nm/s^2$  per la Penisola Iberica e per la Gran Bretagna (*Melchior et al., 1981*). In Italia il contributo del carico oceanico è stato stimato da *Chiaruttini (1976)* essere del 1-2 % della marea gravimetrica e dovuto, almeno per il 70%, alle maree dell'Atlantico settentrionale mentre risulta trascurabile il contributo delle maree del

Mediterraneo. Gli oceani Pacifico e Indiano e l'Atlantico meridionale, pur dando singolarmente un contributo significativo, contribuiscono globalmente all'OTL in modo modesto in quanto i loro effetti si neutralizzano per interferenza a causa delle loro fasi non coerenti. Un valore dell'OTL di  $10 \text{ nm/s}^2$  è stato stimato da *Ducarme e Melchior (1983)* per l'area campana.

Le variazioni della gravità indotte dall'OTL costituiscono il principale contributo ai vettori gravimetrici residui che risultano dallo scostamento tra la marea gravimetrica osservata e quella prevista dal modello DDW99/NH.

Nel corso degli ultimi 20 anni, sono stati sviluppati diversi modelli descrittivi dell'effetto di OTL basati su altrettanti modelli descrittivi delle maree oceaniche. Il primo di tali modelli fu realizzato nel 1980 da Schwiderski, sulla base dei dati ottenuti da stazioni mareografiche distribuite sulla Terra. Successivamente, con lo sviluppo delle missioni spaziali di altimetria satellitare (TOPEX/POSEIDON; ERS 1,2), sono stati sviluppati più raffinati modelli descrittivi della morfologia della superficie del mare che includono anche le maree in mari interni quali il Mediterraneo.

Nella Tab. IV è mostrata una sintesi dei principali modelli disponibili, che vengono forniti da Onsala Space Observatory<sup>3</sup>.

---

<sup>3</sup> Rif. M.S.Bos and e H.-G.Scherneck - <http://www.oso.chalmers.se/~loading/>

**Tab. IV**

Model code	Reference	Input	Resolution
Schwiderski	Schwiderski (1980)	Tide gauge	1° × 1°
CSR3.0, CSR4.0	Eanes (1994)	TOPEX/Poseidon altim.	1° × 1°
TPXO5	Eanes and Bettadpur (1995)	T/P + LEPR loading	0.5° × 0.5°
	Egbert <i>et al.</i> (1994)	inverse hydrodyn. solution from T/P altim.	256 × 512
TPXO6.2	Egbert <i>et al.</i> (2002), see <sup>3</sup>	idem	0.25° × 0.25°
TPXO7.0, TPXO7.1	idem	idem	idem
FES94.1	Le Provost <i>et al.</i> (1994)	numerical model	0.5° × 0.5°
FES95.2	Le Provost <i>et al.</i> (1998)	num. model + assim. altim.	0.5° × 0.5°
FES98	Lefèvre <i>et al.</i> (2000)	num. model + assim. tide gauges	0.25° × 0.25°
FES99	Lefèvre <i>et al.</i> (2002)	numerical model + assim. tide gauges and altim.	0.25° × 0.25°
FES2004	Letellier (2004)	numerical model	0.125° × 0.125°
GOT99.2b, GOT00.2	Ray (1999)	T/P	0.5° × 0.5°
GOT4.7	idem	idem	idem
EOT08a	Savcenko <i>et al.</i> (2008)	Multi-mission altimetry	0.125° × 0.125°
AG06a	Andersen (2006)	Multi-mission altimetry	0.5° × 0.5°
NAO.99b	Matsumoto <i>et al.</i> (2000)	num. + T/P assim.	0.5° × 0.5°

Una analisi critica dei diversi modelli di OTL è data da *Baker e Bos (2003)* e da *Zahran et al., (2006)*

Lo spettro dell'OTL è uno spettro discreto e di esso, i vari modelli consentono di calcolare ampiezza e fase delle 11 principali componenti.

Una tabella che riporta, per la stazione di Napoli, le ampiezze e le fasi delle più influenti componenti mareali considerate dai vari modelli per il calcolo dell'effetto prodotto sulla gravità dall'OTL è mostrata nell'Appendice II.

Prescindendo dal primo modello “storico” di Schwiderski, i modelli successivi forniscono valori di ampiezza e fase sostanzialmente tra di loro equivalenti, pur differenziandosi tra essi per la griglia risolutiva.

I dati gravimetrici registrati sono stati corretti dell'effetto di carico oceanico impiegando i vari modelli disponibili e sottoposti ad analisi spettrale mareale con il codice Eterna (ver.3.3); i risultati ottenuti, relativi al coefficiente di amplificazione  $\delta$  per le principali componenti mareali, sono mostrati nella Tab. V.

**Tab. V – Coefficienti di amplificazione corretti con diversi modelli di OTL**

	<b>M2</b>	<b>S2</b>	<b>K1</b>	<b>O1</b>	<b>K2</b>	<b>P1</b>
	$\delta \pm \sigma$					
<b>SCW80</b>	1.160 ± 0.001	1.148 ± 0.002	1.133 ± 0.002	1.149 ± 0.002	1.141 ± 0.006	1.161±0.006
<b>CSR3.0</b>	1.159 ± 0.001	1.152 ± 0.002	1.132 ± 0.002	1.148 ± 0.002	1.145 ± 0.006	1.160±0.006
<b>CSR4.0</b>	1.158 ± 0.001	1.152 ± 0.002	1.131 ± 0.002	1.149 ± 0.002	1.145 ± 0.006	1.159±0.006
<b>FES95.2</b>	1.158 ± 0.001	1.149 ± 0.002	1.131 ± 0.002	1.149 ± 0.002	1.141 ± 0.006	1.159±0.006
<b>AG06</b>	1.159 ± 0.001	1.151 ± 0.002	1.132 ± 0.002	1.148 ± 0.002	1.144 ± 0.006	1.160±0.006
<b>TPX071</b>	1.158 ± 0.001	1.149 ± 0.002	1.131 ± 0.002	1.149 ± 0.002	1.139 ± 0.006	1.162±0.006
<b>NAO99</b>	1.158 ± 0.001	1.151 ± 0.002	1.131 ± 0.002	1.148 ± 0.002	1.144 ± 0.006	1.159±0.006
<b>EOT08</b>	1.158 ± 0.001	1.154 ± 0.002	1.132 ± 0.002	1.148 ± 0.002	1.143 ± 0.006	1.160±0.006
<b>GOTO02</b>	1.158 ± 0.001	1.150 ± 0.002	1.131 ± 0.002	1.149 ± 0.002	1.145 ± 0.006	1.159±0.006
<b>TPX062</b>	1.158 ± 0.001	1.149 ± 0.002	1.132 ± 0.002	1.149 ± 0.002	1.139 ± 0.006	1.160±0.006
<b>FES04</b>	1.158 ± 0.001	1.148 ± 0.002	1.130 ± 0.002	1.149 ± 0.002	1.142 ± 0.006	1.160±0.006

I risultati più stabili si osservano per le componenti M2 e O1 mentre la maggiore dispersione tra i diversi modelli si verifica per la componente S2, seconda alla M2 per contributo all'OTL.

Come si rileva, i vari modelli, danno risultati sostanzialmente equivalenti; pertanto, per ridurre il segnale gravimetrico registrato dell'effetto OTL, è stato scelto il modello FES04 (*Letellier, 2004; Lyard et al., 2006*), in quanto ottenuto da dati di altimetria satellitare, considera anche l'effetto di carico dovuto al Mar Mediterraneo e ha una griglia risolutiva di 0.125°x 0.125°.

Il risultato dell'analisi mareale effettuato sui dati così ridotti è mostrato nel prospetto che segue e che rappresenta la parte finale dell'output del programma di calcolo.

```
#####
# Gravimetric Earth tide station Napoli Italy
# Dpt.Sc. della Terra Univ. Federico II di Napoli
# 40.847N 14.259E H02M - Gravity
# 2004.12.21 - 2008.10.31 1410 DAYS
#Gravimeter LCR, mod. G, n. 1089
#Calibration constant: 7526 nm/s2/Volt
#Installation: T. Esposito, U. Riccardi
#Maintenance: A. Albano, T. Esposito, U. Riccardi
# Processing: A. Albano
#####
```

Latitude: 40.8470 deg, longitude: 14.2590 deg, azimuth: 0.000 deg.

Summary of observation data :

```
20041221 10000...20050816150000 20050907210000...20061127 20000
20070202180000...20070417150000 20070531210000...20070614 20000
20070709210000...20071129100000 20071210200000...20080125220000
20080401220000...20080820220000 20080903180000...20080910140000
20081001 90000...20081030150000
Number of recorded days in total : 1136.96
Hartmann e Wenzel (1995) tidal potential used with threshold 0.50E-04
WAHR-DEHANT-ZSCHAU inelastic Earth model used.
Inertial correction not applied
UNITY window used for least squares adjustment.
Numerical filter is PERTZEV59 with 51 coefficients.
Spectral condition number of normal equations: 3.833
```

Estimation of noise by FOURIER-spectrum of residuals

1.0 cpd band	2.3744 nm/s <sup>2</sup>	2.0 cpd band	1.2647 nm/s <sup>2</sup>
3.0 cpd band	0.8890 nm/s <sup>2</sup>	4.0 cpd band	0.6141 nm/s <sup>2</sup>
white noise	1.0301 nm/s <sup>2</sup>		

Adjusted tidal parameters :

from	to	wave	ampl.	ampl.fac.	stdv.	ph. lead	stdv.
[cpd]	[cpd]		[nm/s <sup>2</sup> ]			[deg]	[deg]
0.721499	0.833113	SGQ1	3.5238	1.55305	0.29149	16.3683	10.7537
0.851181	0.859691	2Q1	10.5472	1.35432	0.09429	-0.2231	3.9902
0.860895	0.870024	SGM1	9.2384	0.98373	0.07763	-3.4432	4.5214
0.887326	0.896130	Q1	66.7672	1.13451	0.01202	-0.0519	0.6070
0.897806	0.906316	RO1	15.1770	1.35868	0.06348	-3.4403	2.6775
0.921940	0.930450	O1	353.2237	1.14917	0.00224	-0.2833	0.1119
0.931963	0.940488	TAU1	6.2079	1.54949	0.25208	9.2623	9.3245
0.958085	0.966757	NO1	29.3112	1.21316	0.02590	1.1941	1.2236
0.968564	0.974189	CHI1	4.9884	1.07896	0.14658	-15.9153	7.7832
0.989048	0.998029	P1	165.4334	1.15691	0.00568	-0.1176	0.2807
0.999852	1.000148	S1	7.7312	2.28692	0.35216	111.5630	8.7228
1.001824	1.013690	K1	488.1062	1.12961	0.00167	-0.2095	0.0852
1.028549	1.034468	TET1	5.6925	1.23162	0.15205	11.0628	7.0742
1.036291	1.044801	J1	27.6442	1.14375	0.02917	-1.0558	1.4592
1.064840	1.071084	SO1	3.7404	0.93312	0.17014	-5.8963	10.4460
1.072582	1.080945	OO1	15.0729	1.14005	0.03579	2.6406	1.7988
1.099160	1.216398	NU1	2.6472	1.04555	0.18161	-4.7150	9.9581
1.719380	1.837970	EPS2	3.6487	1.14850	0.12684	-4.1952	6.3276
1.853919	1.862429	2N2	12.3207	1.13097	0.04155	-5.7605	2.1051
1.863633	1.872143	MU2	14.4840	1.10160	0.03461	2.2091	1.8004
1.888386	1.896749	N2	95.4644	1.15962	0.00541	-0.1651	0.2674

1.897953 1.906463 NU2 17.3565 1.10989 0.02836 -0.0627 1.4642  
 1.923765 1.942754 M2 497.8038 1.15777 0.00102 -0.3302 0.0506  
 1.958232 1.963709 LAM2 4.4884 1.41565 0.13960 -30.2134 5.6495  
 1.965826 1.976927 L2 13.8255 1.13750 0.02960 3.8709 1.4911  
 1.991786 1.998288 T2 14.3466 1.22844 0.03657 0.0794 1.7089  
 1.999705 2.000767 S2 229.5950 1.14784 0.00230 0.3773 0.1200  
 2.002590 2.013690 K2 62.0563 1.14172 0.00608 -0.1777 0.3047  
 2.031287 2.047391 ETA2 3.3423 1.09928 0.09530 -6.7496 4.9675  
 2.067578 2.182844 2K2 0.9084 1.14192 0.22808 -8.6137 11.4434  
 2.753243 3.081255 M3 6.7076 1.04921 0.04561 6.1039 2.4910  
 3.791963 3.937898 M4 0.5036 5.70548 2.19155 45.4847 22.0054

Execution time: 1.260 seconds

Nella Tab. VI sono mostrati, per confronto, i valori dei coefficienti di amplificazione previsti dal modello DDW99/NH e quelli ottenuti dall'analisi mareale effettuata sia sui dati non corretti di OTL che su quelli corretti.

**Tabella VI**

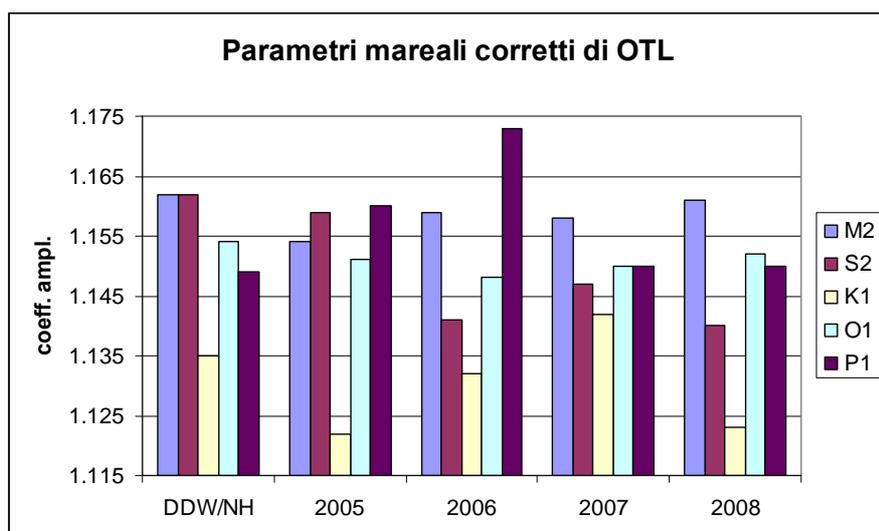
	<b>M2</b>	<b>S2</b>	<b>K1</b>	<b>O1</b>	<b>P1</b>	$\delta_{M2}/\delta_{O1}$
	$\delta \pm \sigma$					
<b>DDW99</b>	<b>1.16172</b>	<b>1.16172</b>	<b>1.13489</b>	<b>1.15424</b>	<b>1.14915</b>	<b>1.006</b>
<b>Osservato</b>	<b>1.175±0.001</b>	<b>1.165±0.002</b>	<b>1.133±0.002</b>	<b>1.146±0.002</b>	<b>1.160±0.006</b>	<b>1.025</b>
<b>Osservato - OTL</b>	<b>1.158±0.001</b>	<b>1.148±0.002</b>	<b>1.130±0.002</b>	<b>1.149±0.002</b>	<b>1.157±0.006</b>	<b>1.007</b>

Si rileva che il rapporto tra i valori del coefficiente di amplificazione relativi alle due principali componenti lunari M2 e O1, ridotti dell'effetto di carico oceanico, assume il valore di 1.007 praticamente coincidente con il valore 1.006 previsto dal modello DDW99/NH.

Anche i dati corretti di OTL sono stati sottoposti ad analisi mareale per i singoli anni e i risultati sono mostrati nella tabella VII e nella Fig. 3.3.5 nella quale sono anche mostrati, per confronto, i valori previsti dal modello DDW/NH

**Tabella VII – Coefficienti di amplificazione annui corretti di OTL (mod. FES04)**

	<b>M2</b>	<b>S2</b>	<b>K1</b>	<b>O1</b>	<b>P1</b>	$\delta_{M2}/\delta_{O1}$
	$\bar{\delta} \pm \sigma$					
<b>2005 (354 gg)</b>	<b>1.154 ± 0.003</b>	<b>1.159 ± 0.007</b>	<b>1.122 ± 0.005</b>	<b>1.151 ± 0.006</b>	<b>1.16 ± 0.02</b>	<b>1.003</b>
<b>2006 (330 gg)</b>	<b>1.159 ± 0.002</b>	<b>1.141 ± 0.004</b>	<b>1.132 ± 0.003</b>	<b>1.148 ± 0.003</b>	<b>1.173 ± 0.009</b>	<b>1.01</b>
<b>2007 (251 gg)</b>	<b>1.158 ± 0.002</b>	<b>1.147 ± 0.005</b>	<b>1.142 ± 0.003</b>	<b>1.150 ± 0.004</b>	<b>1.15 ± 0.01</b>	<b>1.007</b>
<b>2008 (202 gg)</b>	<b>1.161 ± 0.003</b>	<b>1.140 ± 0.008</b>	<b>1.123 ± 0.004</b>	<b>1.152 ± 0.005</b>	<b>1.15 ± 0.02</b>	<b>1.01</b>



**Fig. 3.3.5 – Valori annui delle principali componenti della marea gravimetrica corrette di OTL**

Anche per i singoli anni il rapporto tra i valori del coefficiente di amplificazione relativi alle componenti M2 e O1, ridotti dell'effetto di carico oceanico, assume valori praticamente coincidenti con quello previsto dal modello DDW99/NH.

Il maggior contributo allo scostamento tra i valori dei parametri mareali osservati e quelli previsti dal modello di marea teorica adottato è dovuto all'effetto del carico oceanico (*Jentzch, 1997*); pertanto, dopo la rimozione dell'effetto dell'OTL, i valori di ampiezza e fase delle componenti mareali diventano comparabili con quelli previsti dal modello di marea teorica rispetto al quale risultano scostamenti residui  $X$ . I residui  $X$  sono stati calcolati impiegando la procedura vettoriale mostrata nella Fig. 3.3.6 e tratta da *Melchior e Francis (1996)*. Per ciascuna componente mareale analizzata si considerano l'ampiezza  $A$  e la fase  $\alpha$  osservate e si determina il vettore  $\vec{B}$  differenza tra  $\vec{A}$  e il valore  $\vec{R}$  previsto dal modello teorico; tale differenza  $\vec{B} = \vec{A} - \vec{R}$  contiene il contributo  $\vec{L}$

dell'OTL. Il vettore residuo finale  $\vec{X} = \vec{B} - \vec{L}$  viene determinato in ampiezza e fase congiuntamente alle sue componenti  $X \cos \chi$  e  $X \sin \chi$ .

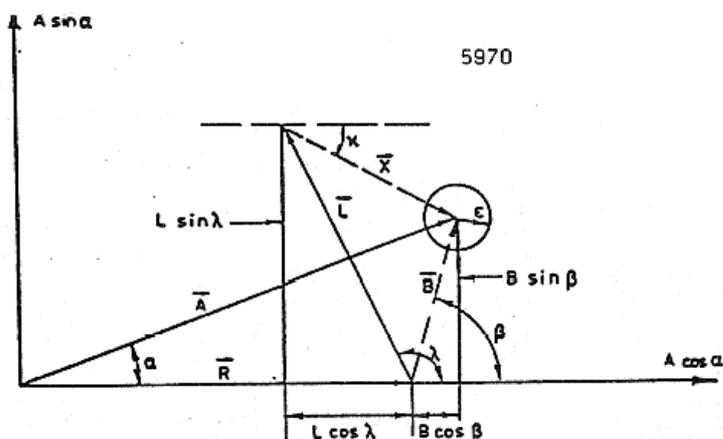


Fig. 3.3.6 – Procedura vettoriale per il calcolo dei vettori residui (da Melchior e Francis, 1996).

$\vec{A}$  ( $A, \alpha$ ), ampiezza e fase della componente mareale osservata

$\vec{R}$  ( $R, 0$ ), ampiezza della componente mareale teorica

$\vec{B}$  ( $B, \beta$ ) =  $A - R$ , primo vettore residuo

$\vec{L}$  ( $L, \lambda$ ), vettore carico oceanico

$\vec{X} = B - L$ , vettore residuo finale

$\epsilon$  = errore su  $X$

I risultati ottenuti sono mostrati nella Tab.VIII nella quale sono anche riportati, per confronto, quelli relativi alla stazione Vesuvio per il periodo 1994 – 1998 e determinati sulla base dei risultati delle analisi mareali effettuate da Riccardi et al. (2008).

Tab. VIII

Componenti mareali	Napoli (Dicembre 2004 – Ottobre 2008) (1137 giorni)				Vesuvio (Aprile 1994 – Luglio 1998) (841 giorni)			
	Residuo B $nm/s^2$	Residuo X $nm/s^2$	$X \cos \chi$ $nm/s^2$	$X \sin \chi$ $nm/s^2$	Residuo B $nm/s^2$	Residuo X $nm/s^2$	$X \cos \chi$ $nm/s^2$	$X \sin \chi$ $nm/s^2$
M2	7.2	$2.6 \pm 0.5$	-1.1	2.4	8.4	$12.5 \pm 0.4$	-12.4	0.5
S2	2.8	$2.6 \pm 0.5$	-2.4	-1.0	3.8	$6.9 \pm 0.4$	-6.8	-0.3
K1	1.1	$2.2 \pm 0.8$	-2.1	0.8	8.3	$9.3 \pm 0.7$	-9.2	-0.3
O1	2.8	$1.6 \pm 0.7$	0.2	1.5	8.3	$7.3 \pm 0.7$	0.6	7.2
P1	1.5	$1.2 \pm 1.0$	0.6	0.1	2.5	$2.6 \pm 0.6$	-2.3	-1.0

Le ampiezze dei residui X risultano piccole, con valori comparabili a quelli del “noise” delle osservazioni nella banda diurna e di poco maggiori per la banda semidiurna; per quest’ultima ciò

può derivare da una non completa rimozione dell'effetto del carico oceanico il cui contributo prevalente, alla stazione di Napoli, ricade proprio in tale banda. Si rileva comunque che, considerando la componente prevalente M2, il valore del residuo X è molto prossimo al valore accettato ( $\sim 2 \text{ nm/s}^2$ ) per le stazioni mareali fondamentali; tale risultato, inoltre, testimonia sia della validità del valore assunto per la costante di calibrazione che della buona concordanza tra il modello teorico adottato (DDW99/NH) e le risultanze sperimentali.

### **Effetto del moto del polo (PM) e della Variazione della Lunghezza del Giorno (LOD).**

Altra sorgente di variazione della gravità nel tempo è il continuo spostamento dell'asse di rotazione terrestre con conseguente variazione della forza centrifuga, a seguito della variazione della distanza di ciascun punto della superficie terrestre dall'asse di rotazione. L'effetto  $\Delta g$  sulla gravità di una variazione ( $\Delta x, \Delta y$ ) delle coordinate del polo è espresso dalla relazione (*IAGBN Absolute Observations Data Processing Standards, 1992*):

$$\Delta g = - 2\omega^2 a \sin\varphi \cos\varphi (\Delta x \cos\lambda - \Delta y \sin\lambda) \cdot 10^9 \quad (\text{nm/s}^2)$$

dove :

$\omega$  – velocità angolare della rotazione terrestre

$a$  – raggio della sezione equatoriale

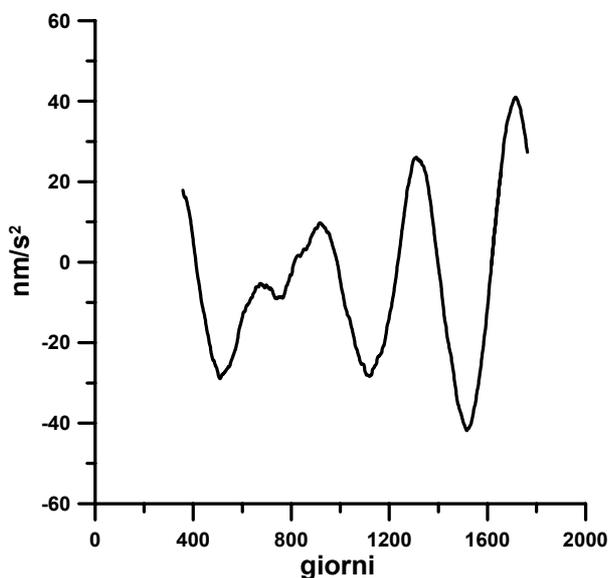
$(\varphi, \lambda)$  – coordinate geografiche della stazione

I valori, in funzione del tempo, delle coordinate del polo vengono forniti dall'*International Earth Rotation and Reference Systems Service*.

I valori forniti dalla relazione precedente vanno moltiplicati per il valore del coefficiente di amplificazione gravimetrico per tener conto della deformabilità della Terra.

Il movimento dell'asse di rotazione terrestre nel tempo è caratterizzato da una oscillazione libera avente un periodo di circa 435 giorni (Periodo di Chandler), da una oscillazione a periodo annuale

indotta dagli spostamenti stagionali delle masse atmosferiche e oceaniche e, infine, da variazioni a periodo diurno e semi-diurno, dell'ordine di una frazione di *mas*, prodotte dalle maree oceaniche. Tali periodicità sono sovrapposte a uno spostamento irregolare del polo in direzione 80° W. Nella figura 3.3.7 è mostrato, per l'intervallo di tempo Dicembre 2004 – Ottobre 2008, il contributo alla variazione della gravità dovuto al PM. In tale intervallo di tempo il gradiente temporale medio risulta di  $4.3 \text{ nm/s}^2/\text{anno}$ ; dal 21 dicembre 2004 al 31 ottobre 2008 il contributo del PM risulta di  $8.5 \text{ nm/s}^2$



*Fig. 3.3.7 – Variazione della gravità prodotta dal PM. In ascissa è riportato il numero di giorni a partire dal 21 dicembre 2004.*

Un contributo alla variazione della gravità proviene anche dalla variazione nel tempo della velocità angolare  $\omega$  di rotazione della Terra intorno al proprio asse (variazione della durata del giorno-LOD); tale variazione induce una modifica della forza centrifuga e, conseguentemente, una variazione di  $g$ .

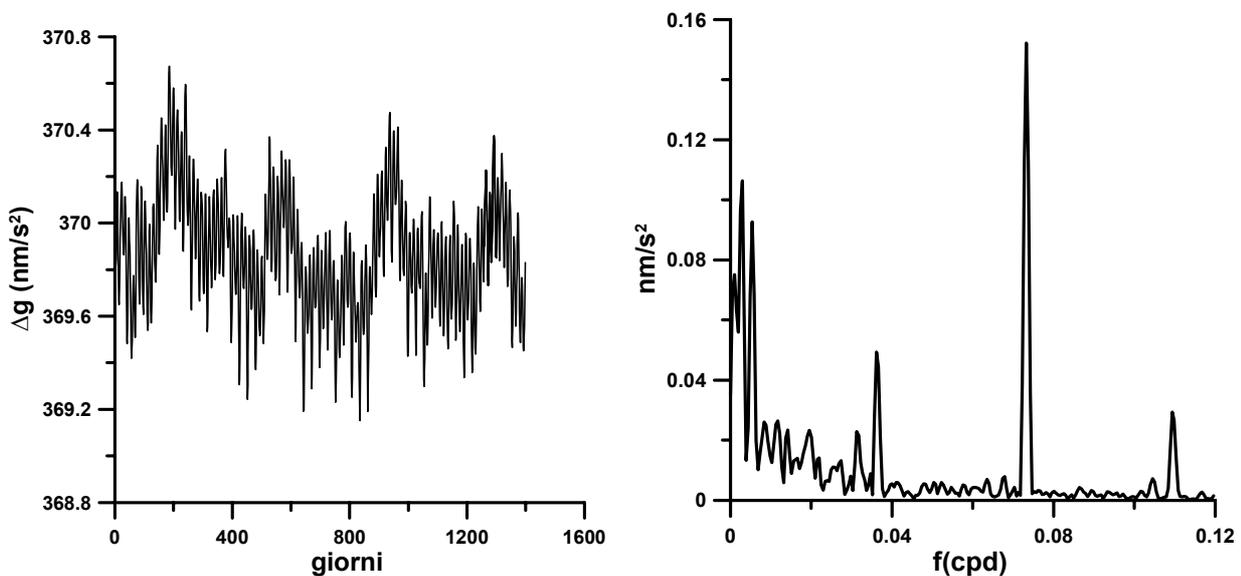
La variazione  $\Delta g$  della gravità prodotta da tale fenomeno è espressa dalla relazione :

$$\Delta g = 4\pi^2 (T+\Delta T)^{-2} d \cos \varphi_c$$

dove  $T$  è il periodo medio di rotazione della Terra ( $86400\text{ s}$ ),  $\Delta T$  è la variazione di  $T$  e, infine,  $d$  è la distanza della stazione dall'asse di rotazione terrestre espressa dalla relazione  $d = r \cos \varphi_c$ ;  $r$ , raggio dell'ellissoide terrestre alla latitudine  $\varphi_c$ , è dato dalla relazione:

$$r = a(1 - \alpha \sin^2 \varphi_c) \quad (a: \text{raggio della sezione equatoriale}; \alpha: \text{schacciamento})$$

I valori  $\Delta T$  del LOD vengono forniti dall'*IERS*. Nella finestra temporale 21 dicembre 2004 – 31 ottobre 2008, i valori giornalieri delle variazioni  $\Delta g$ , sono graficati nella figura 3.3.8; nell'intervallo di tempo considerato la variazione totale della gravità è risultata di  $-0.12\text{ nm/s}^2$ , con fluttuazioni medie di  $0.8\text{ nm/s}^2$  e escursione massima di  $1.5\text{ nm/s}^2$ . Nella medesima figura è mostrato anche lo spettro del LOD.

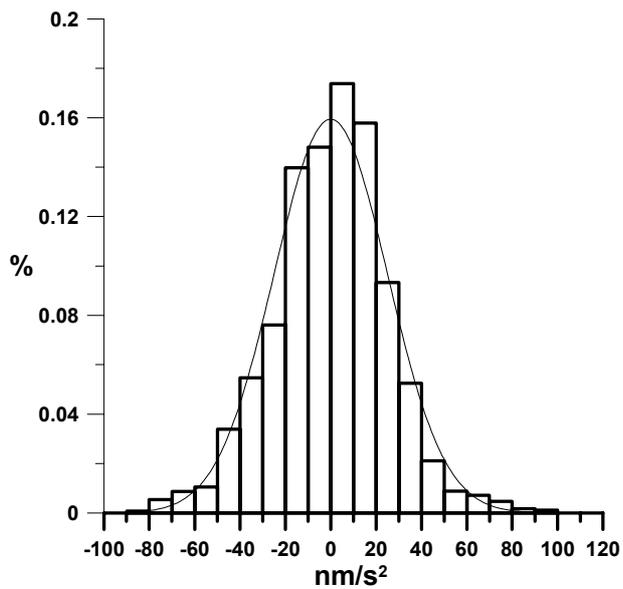


**Fig. 3.3.8** – *Variazione della gravità conseguente alle variazioni della lunghezza del giorno (a sinistra). In ascisse è riportato il numero di giorni a partire dal 21 dicembre 2004. Spettro delle variazioni di  $g$  (a destra).*

## **Influenza barica e delle variazioni dell'inclinazione del suolo**

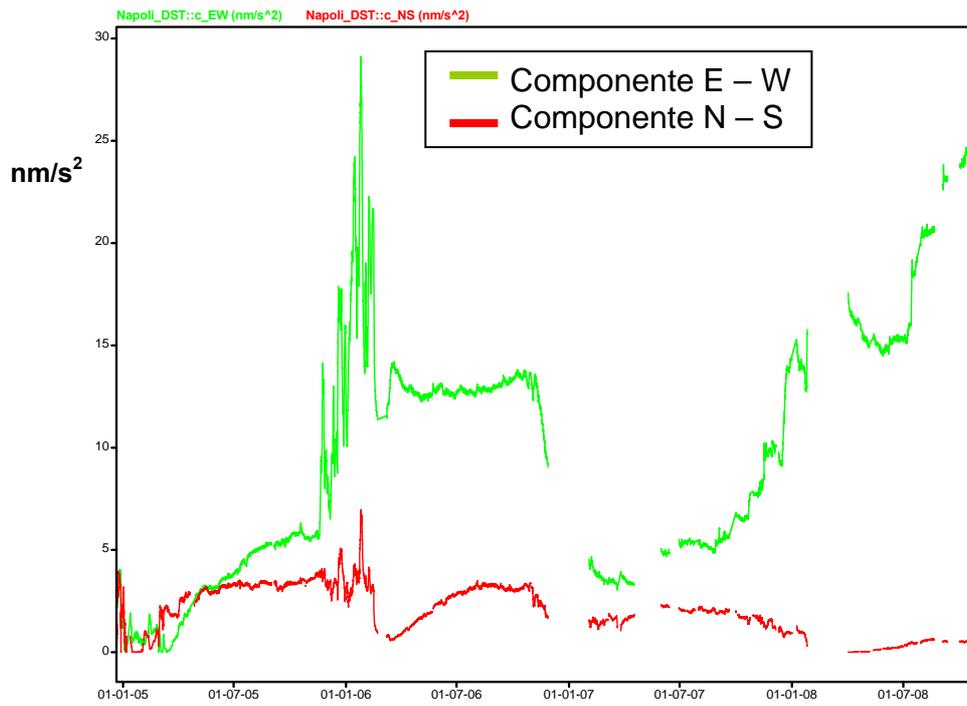
Nel segnale gravimetrico registrato è presente il contributo delle variazioni della pressione atmosferica che inducono variazioni della gravità per effetto congiunto gravitazionale e di flessione della crosta terrestre (oceani compresi). Tali variazioni di pressione che, come mostrato nel § 3.2, possono raggiungere valori dell'ordine della decina di *hPa*, costituiscono una non trascurabile sorgente di perturbazione ai fini dell'individuazione, nei segnali gravimetrici, dei contributi spesso deboli prodotti da sorgenti endogene. Lo spettro delle variazioni bariche è prevalentemente bianco pur contenendo, come mostrato nel § 3.2, alcune deboli righe spettrali nella banda mareale. La correlazione tra variazioni di pressione e residui gravimetrici si presenta, in assenza di altre cause di perturbazione, generalmente inversa con un valore di ammettenza stimabile in  $-3.0 \sim -3.5 \text{ nm/s}^2/\text{hPa}$  (e.g. *Warburton e Goodkind, 1977; Muller e Zurn, 1983; Merriam, 1992*); in realtà, nello stesso sito, i valori dell'ammettenza barica risultano variabili nel tempo in funzione delle caratteristiche di estensione e contenuto spettrale del campo di variazione barica. Per una descrizione dell'attuale stato dell'arte in tale complessa problematica si rinvia a *Riccardi et al. (2007, 2008)*.

Il problema della “completa” determinazione e rimozione del contributo barico nel trattamento dei dati gravimetrici non risulta, allo stato attuale, soddisfacentemente risolto; pertanto, per eliminare dai residui gravimetrici l'effetto  $\Delta g$  delle variazioni della pressione atmosferica  $\Delta p$  è stata adottata la semplice relazione:  $\Delta g(\text{nm/s}^2) = -3.5 \Delta p(\text{hPa})$ ; con tale correzione si ritiene che venga rimosso circa il 90% dell'effetto barico (*Warburton e Goodkind, 1977; Crossley et al., 1995*). Considerata l'entità delle variazioni bariche nel periodo coperto dalle osservazioni, i corrispondenti contributi alla gravità sono di entità e distribuzione come mostrato nella Fig. 3.3.9.



*Fig. 3.3.9 – Entità e distribuzione di frequenza delle correzioni apportate al segnale gravimetrico per effetto delle variazioni di pressione.*

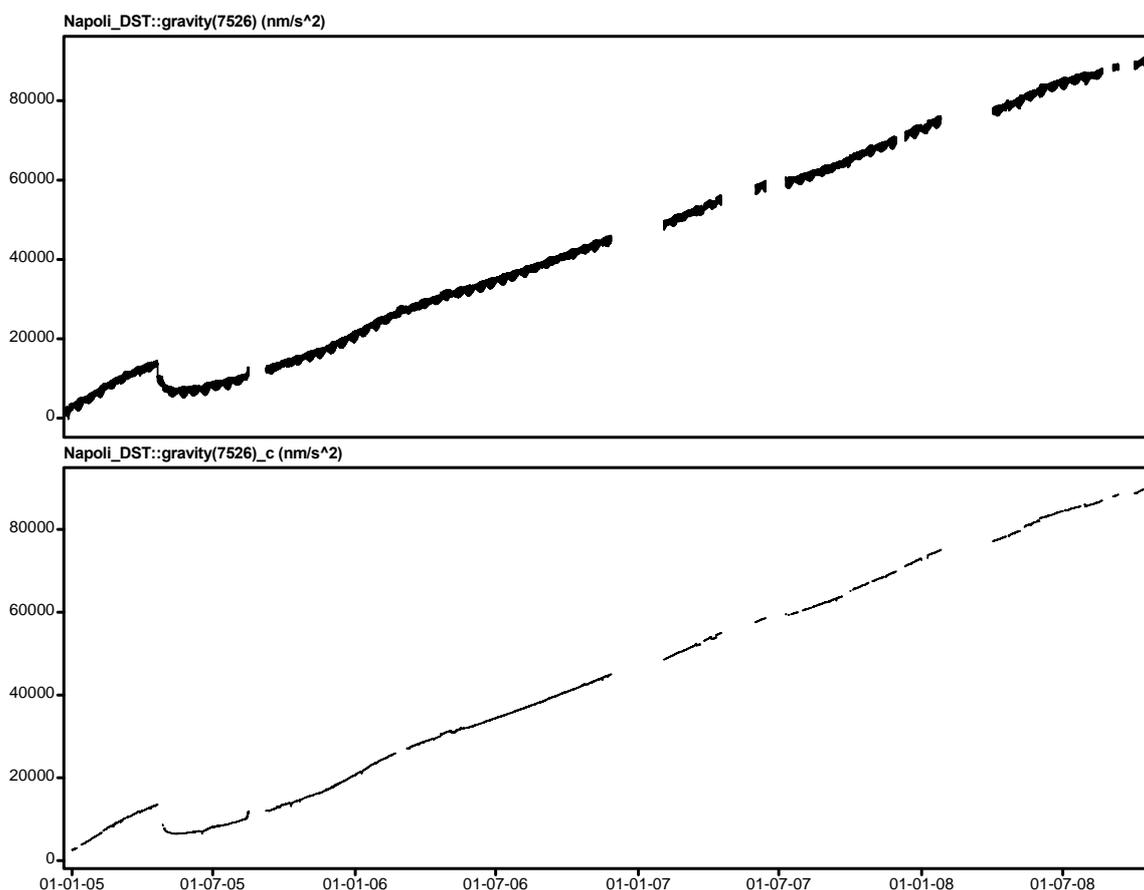
Altro elemento da tenere in conto è l'effetto prodotto sulla registrazione gravimetrica delle variazioni di inclinazione del suolo; tale effetto è dato da:  $\Delta g = 0.5g\theta^2$ , dove  $\theta$  rappresenta la variazione inclinometrica, e risulta dell'entità di  $5 \cdot 10^{-3} \text{ nm/s}^2/\mu\text{rad}^2$ ; il contributo alla gravità di tale correzione, separatamente per entrambe le componenti N – S e E – W è mostrata nella Fig. 3.3.10. Il massimo contributo è dato dall'inclinazione in direzione E – W e ammonta a circa  $30 \text{ nm/s}^2$



*Fig. 3.3.10 – Andamento, nel tempo, dell'effetto sulla gravità delle variazioni di inclinazione del suolo.*

## Residui gravimetrici.

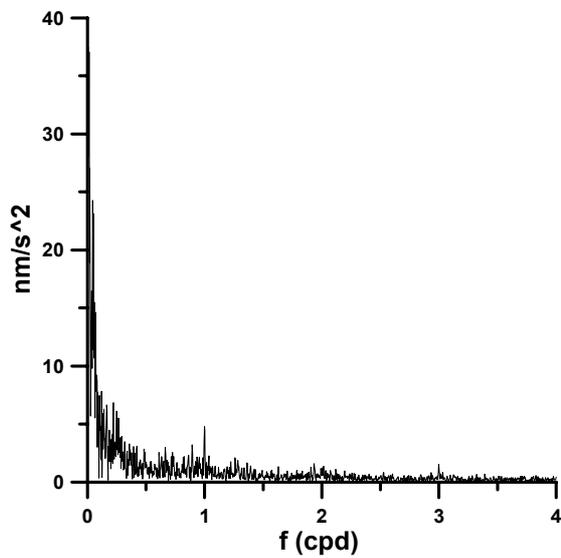
Nella fig. 3.3.11 sono mostrati, dall'alto verso il basso, il segnale gravimetrico registrato e il segnale depurato dei contributi della marea gravimetrica, del PM, del LOD e dell'effetto delle variazioni di inclinazione del suolo; per quanto attiene al contributo delle variazioni di pressione atmosferica, questo è stato valutato adottando un unico valore dell'ammettenza barica, pari a  $-3.5 \text{ nm/s}^2/\text{hPa}$ . Si evidenzia, nel segnale residuo, un andamento crescente, con un gradiente variabile e di valore medio di  $70 \pm 2 \text{ nm/s}^2/\text{giorno}$ . Considerato che due misure assolute della gravità, effettuate nel sito della stazione clino-gravimetrica (cfr. & 2) non hanno evidenziato una significativa variazione di  $g$ , è lecito ritenere che l'osservato andamento crescente sia imputabile a deriva del gravimetro.



**Fig. 3.3.11 – Segnale gravimetrico registrato (il alto) e segnale residuo (in basso).**

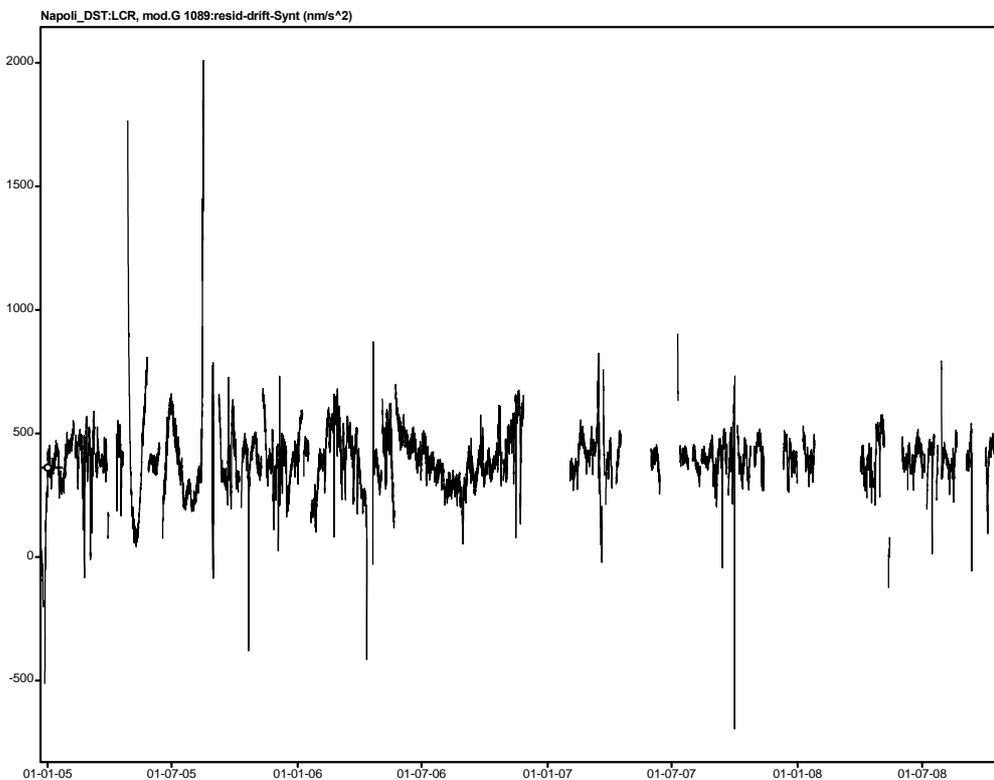
Nella fig. 3.3.12 è rappresentato lo spettro del segnale residuo calcolato su una finestra temporale di 270 giorni nel periodo Marzo – Novembre 2007, dopo aver rimosso il contributo del *trend* lineare;

si presenta uno spettro continuo, che evidenzia le massime energie alle basse frequenze ( $< 0.5 \text{ cpd}$ ) e una riga spettrale nella banda delle componenti diurne.



*Fig. 3.3.12 – Spettro del segnale residuo.*

Nella Fig. 3.3.13 è rappresentato l'andamento dei residui gravimetrici risultanti dopo la rimozione del *trend* lineare.

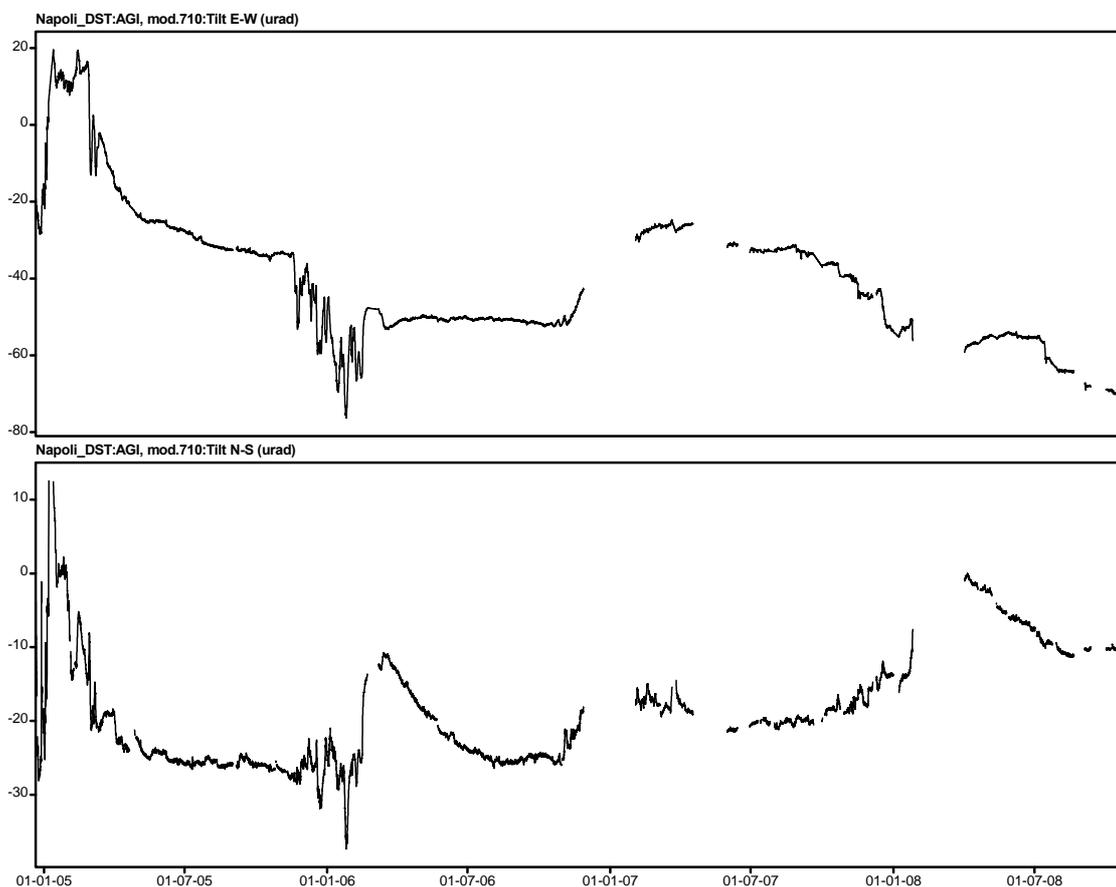


*Fig. 3.3.13 – Residui gravimetrici orari.*

I residui si presentano di notevole entità anche non considerando i primi mesi di registrazione (fino al mese di Luglio 2005); gli alti valori sono per la massima parte imputabili a una non esaustiva rimozione della deriva strumentale, nella quale sono presenti, con molta probabilità, termini non lineari, e variazioni di gradiente anche rapide, indotte, oltre che da interventi umani, dagli effetti prodotti dal passaggio di treni di onde sismiche generate da terremoti di elevata magnitudo verificatisi nell'intervallo di tempo coperto dalle registrazioni. Ai residui contribuiscono, inoltre, anche gli effetti delle variazioni della pressione atmosferica non correttamente modellati dal semplice valore adottato dell'ammittenza barica

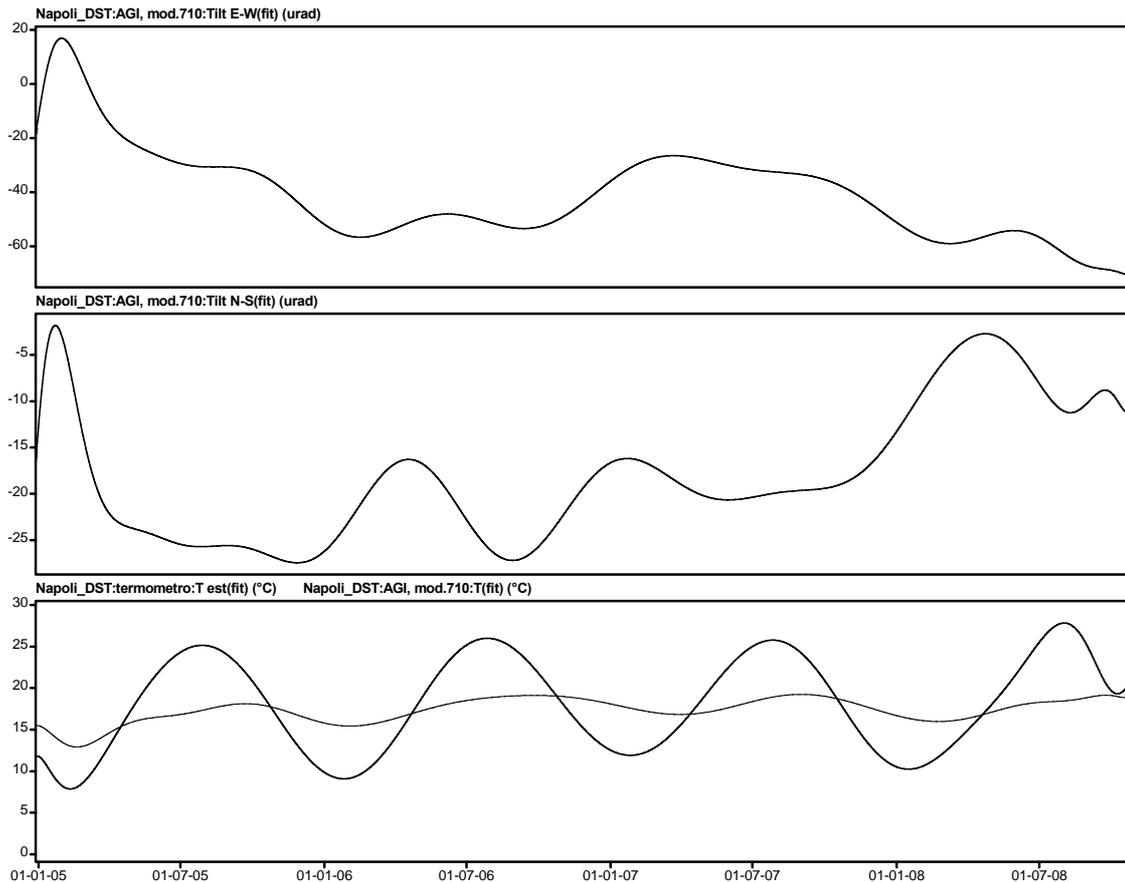
### §3.4. – Segnali tiltmetrici

L'andamento delle variazioni di inclinazione del suolo, nell'intervallo di tempo analizzato e per entrambe le componenti E – W e N – S, è mostrato nella fig. 3.4.1.



*Fig. 3.4.1 – Andamento, nel tempo, delle variazioni di inclinazione del suolo secondo le direzioni EW e NS.*

Nella figura che segue (fig. 3.4.2.) sono mostrati invece, sempre per entrambe le componenti, gli andamenti a lungo periodo (stagionali), congiuntamente a quelli termici. Gli andamenti a lungo periodo sono stati ottenuti mediante interpolazione polinomiale ai minimi quadrati dei valori osservati.



**Fig. 3.4.2. – Andamenti a lungo periodo delle componenti inclinometriche e delle temperature esterna e al padiglione clino-gravimetrico.**

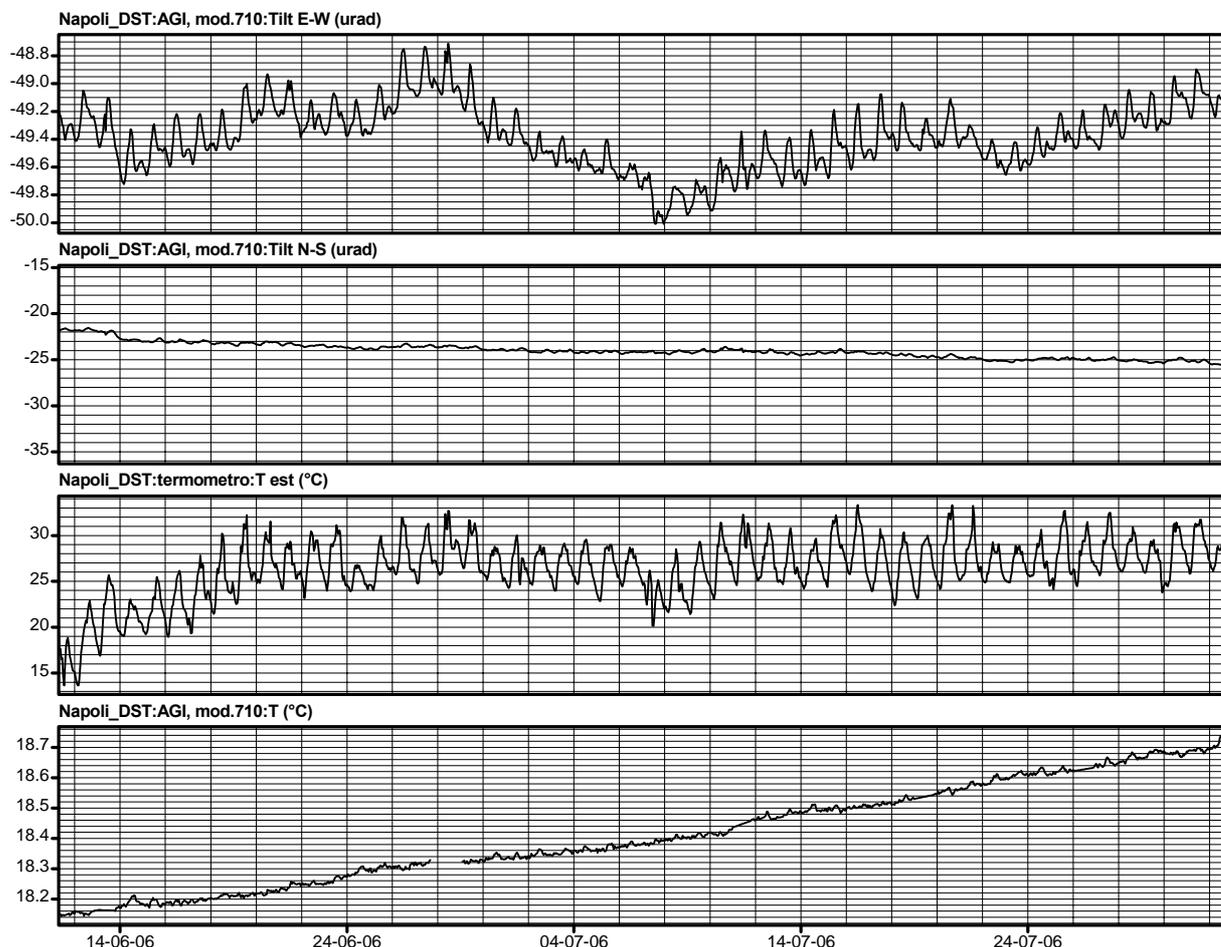
Nell'intervallo di tempo considerato (1409 giorni), la componente N-S presenta un andamento estremamente variabile con fasi di immersione sia verso Nord che verso Sud. Globalmente, si osserva un'immersione verso Nord, dell'entità di  $14 \mu rad$ , con un gradiente medio di  $10^{-2} \mu rad/giorno$ .

Anche la componente E-W presenta un andamento variabile nell'intervallo di tempo considerato, con forti variazioni di inclinazione e con inversioni; globalmente, si osserva un'immersione verso Ovest, dell'entità di  $28 \mu rad$ , con un gradiente medio di  $2 \cdot 10^{-2} \mu rad/giorno$ .

Non appare in tali andamenti una evidente correlazione con la temperatura.

Nella figura che segue (Fig. 3.4.3) è mostrata una sezione temporale di circa 45 giorni relativamente a entrambe le componenti tiltmetriche e alle temperature esterna e nel padiglione. La temperatura

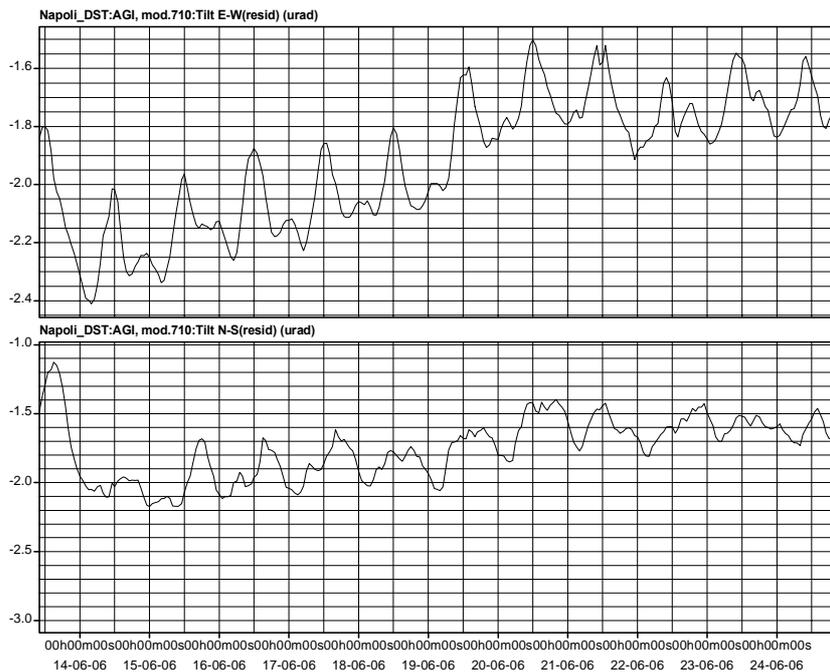
esterna mostra la consueta modulazione diurna, modulazione, peraltro, come già detto nel paragrafo 3.1, del tutto assente nell'andamento termico registrato al padiglione clino – gravimetrico.



**Fig. 3.4.3 –Particolare di registrazione inclinometrica e termica.**

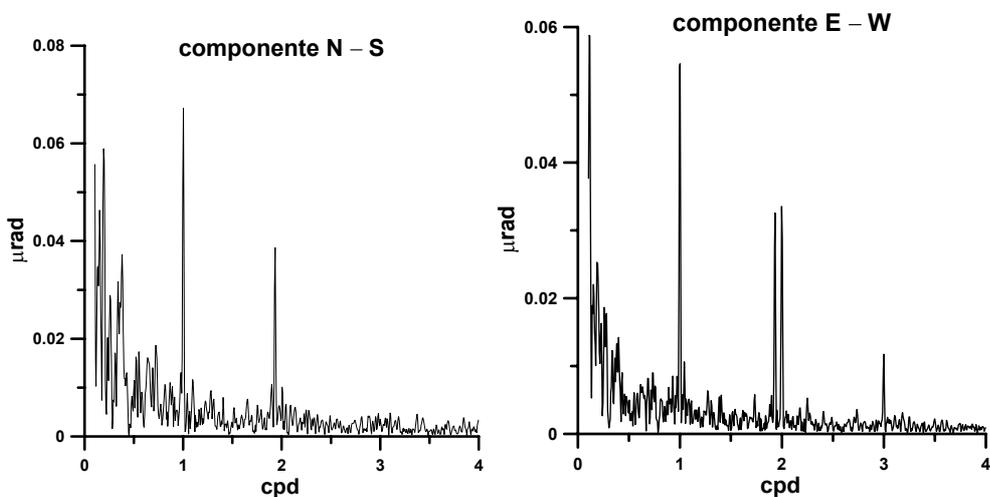
Una chiara modulazione si evidenzia anche in entrambe le componenti tiltmetriche come può osservarsi nel particolare mostrato nella figura che segue (Fig. 3.4.4). L'ampiezza della modulazione ( non farsi ingannare dalla scala delle ordinate ! ) è decisamente più ampia nella componente N – S di quella che si osserva nella componente E – W. Già la semplice osservazione visiva della Fig. 3.4.3 permette di rilevare la stretta correlazione, nella banda diurna, tra la modulazione inclinometrica e quella presente nella temperatura esterna. Tale correlazione è facilmente interpretabile se si considera che il mezzo dove è posizionata la stazione inclinometrica, alla profondità di 20 m dal p.c., non può considerarsi un semi-spazio omogeneo, nel qual caso

l'effetto di un'onda termica a periodo diurno sarebbe nullo. Trattandosi, invece, di un mezzo fortemente eterogeneo, soprattutto per la presenza di cunicoli e volte, la presenza di una modulazione sul segnale inclinometrico può essere interpretata, per la massima parte, come conseguenza della propagazione del campo di sforzi e delle conseguenti deformazioni, originato dalla deformazione termo-elastica indotta nei livelli più superficiali dalle variazioni della temperatura (Ben Zion e Leavy, 1986).



**Fig. 3.4.4 – Particolare di registrazione inclinometrica.**

Nella figura che segue ( Fig. 3.4.5) sono mostrati gli spettri di entrambe le componenti tiltmetriche.



**Fig. 3.4.5 – Spettri delle componenti inclinometriche.**

Si evidenziano negli spettri, per entrambe le componenti, due righe spettrali nella banda delle onde a periodo semi-diurno e più righe nella banda delle diurne. Tale risultato induce a sospettare la presenza nella modulazione del segnale inclinometrico del contributo della marea terrestre originata dal campo mareale; tale sospetto è confermato dall'analisi spettrale effettuata con il programma Eterna 3.3 e i cui risultati, per entrambe le componenti, sono mostrati nel prospetto che segue e che riproduce la parte finale dell'*output* del programma di calcolo.

Program ANALYZE, version 3.30 960908

File:NPL\_tlt\_

```
#####
# Tiltmetric Earth tide station Napoli Italy
# Dpt. Sc. della Terra Univ. Federico II di Napoli
# 40.847N 14.259E H02M - Tilt EW
# Applied Geomechanics biaxial tltmeter, mod. 712, n. 937
# 2004.12.21 - 2007.09.30 1410 DAYS
# Installation: T. Esposito, U. Riccardi
# Maintenance: A. Albano, T. Esposito, U. Riccardi
# Processing: A. Albano
#####
```

Latitude: 40.8470 deg, longitude: 14.2590 deg, azimuth: 90.000 deg.  
Summary of observation data :

```
20041221 80000...20051229 60000 20060308170000...20061026 30000
20070203 20000...20070417 60000 20070601 50000...20071001 30000
20071001 80000...20071015230000 20071016180000...20071115 30000
20071115200000...20080125130000 20080402 60000...20080621120000
20080622 50000...20080714 90000 20080715 20000...20081001150000
20081001170000...20081030 50000
Number of recorded days in total : 1124.04
```

Hartmann+Wenzel (1995) tidal potential used with threshold 0.50E-04  
Inertial correction not applied  
UNITY window used for least squares adjustment.  
Numerical filter is N60M60M2 with 167 coefficients.  
Spectral condition number of normal equations: 4.182

### E – W component

Estimation of noise by FOURIER-spectrum of residuals:

1.0 cpd band	0.6707 mas	2.0 cpd band	0.3076 mas
3.0 cpd band	0.2179 mas	4.0 cpd band	0.1151 mas
white noise	0.2307 mas		

Adjusted tidal parameters :

from [cpd]	to [cpd]	wave	ampl. [mas]	ampl.fac.	stdv.	ph. lead [deg]	stdv. [deg]
0.921940	0.930450	O1	2.5108	0.58931	0.11263	-162.4467	10.9556
0.989048	0.998029	P1	7.4528	3.76005	0.30643	94.6807	4.6686
0.999852	1.000148	S1	18.5901	396.71443	19.15567	-156.4052	2.7370
1.001824	1.013690	K1	5.2207	0.87165	0.08937	107.4651	5.8896
1.888386	1.896749	N2	1.2542	0.54769	0.11488	-174.8666	12.0186
1.923765	1.942754	M2	6.9850	0.58403	0.02205	-170.2404	2.1637
1.999705	2.000767	S2	6.4272	1.15517	0.05130	102.1008	2.4794
2.002590	2.013690	K2	0.6886	0.45543	0.13128	166.4811	16.5051

Execution time: 2.690 seconds

---

### N – S component

Estimation of noise by FOURIER-spectrum of residuals:

1.0 cpd band	1.1594 mas	2.0 cpd band	0.4755 mas
3.0 cpd band	0.2432 mas	4.0 cpd band	0.1461 mas
white noise	0.3495 mas		

Adjusted tidal parameters :

from [cpd]	to [cpd]	wave	ampl. [mas]	ampl.fac.	stdv.	ph. lead [deg]	stdv. [deg]
0.989048	0.998029	P1	7.7983	17.34956	3.79333	-31.9233	12.5216
0.999852	1.000148	S1	13.0587	1228.88465	238.29691	93.7259	10.9308
1.001824	1.013690	K1	7.9521	5.85471	1.11335	-61.9179	10.8826
1.888386	1.896749	N2	2.4614	1.64345	0.44180	75.6197	15.4036
1.897953	1.906463	NU2	1.5668	5.50711	2.32660	55.8553	24.2066
1.923765	1.942754	M2	10.9849	1.40430	0.08466	91.3606	3.4548
1.965826	1.976927	L2	1.8413	8.32712	2.73959	43.5968	18.8501
1.999705	2.000767	S2	6.9206	1.90179	0.20725	75.0796	5.4612
2.002590	2.013690	K2	1.5233	1.54048	0.49535	79.5859	18.4167

Execution time: 2.800 seconds

---

Nel prospetto che segue sono riportati, per confronto, i valori previsti per la marea terrestre dal modello teorico secondo il catalogo del potenziale mareale HW95. Si osserva che, contrariamente per quanto avviene per la marea gravimetrica, per la quale i coefficienti di amplificazione dovuti

alla deformazione della Terra sotto lo sforzo indotto dal campo mareale sono maggiori dell'unità, per le maree terrestri, invece, tali coefficienti risultano minori dell'unità, con valori prossimi a 0.7.

**WAHR-DEHANT Earth Model - Tilt -  
Wave groups and parameters for main waves**

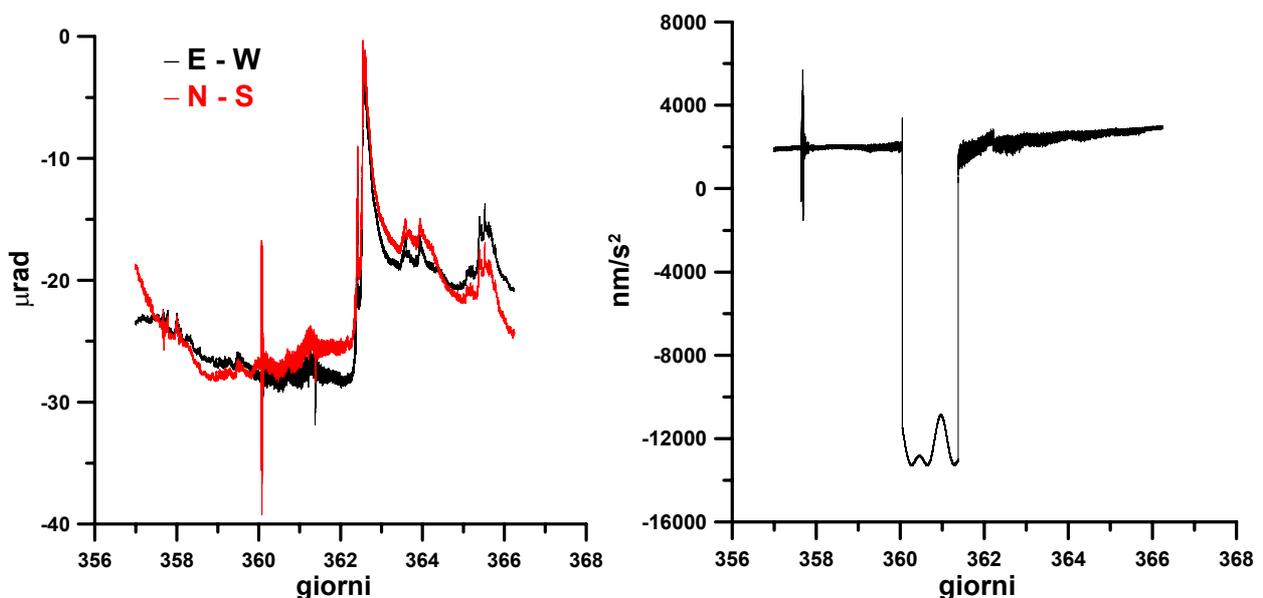
No.	wave	frequency [cpd]	E-W		N-S	
			ampl. (mas)	delta	ampl. (mas)	delta
6	O1	0.929536	4.2606	0.69399	0.9662	0.69399
10	P1	0.997262	1.9821	0.70500	0.4495	0.70500
11	S1	1.000000	0.0469	0.71182	0.0106	0.71182
12	K1	1.002738	5.9895	0.73581	1.3582	0.73581
20	N2	1.895982	2.2899	0.69078	1.4977	0.69078
21	NU2	1.900839	0.4350	0.69078	0.2845	0.69078
22	M2	1.932274	11.9600	0.69078	7.8224	0.69078
23	L2	1.968565	0.3381	0.69078	0.2211	0.69078
25	S2	2.000000	5.5639	0.69078	3.6390	0.69078
26	K2	2.005476	1.5119	0.69078	0.9888	0.69078

I risultati dell'analisi evidenziano che solo per la componente E – W si osservano alcune righe spettrali (O1, K1, N2, M2) associabili alla marea terrestre, con i rispettivi valori di ampiezza e di coefficiente di amplificazione compatibili con il modello teorico; per entrambe le componenti inclinometriche, invece, risulta fortemente presente la riga S1 per la quale i valori dell'ampiezza e del coefficiente di amplificazione denunciano una origine prevalentemente termica. La componente S2, invece, può essere giustificata come somma di effetti mareale e termico.

#### 4. – Analisi di eventi transienti.

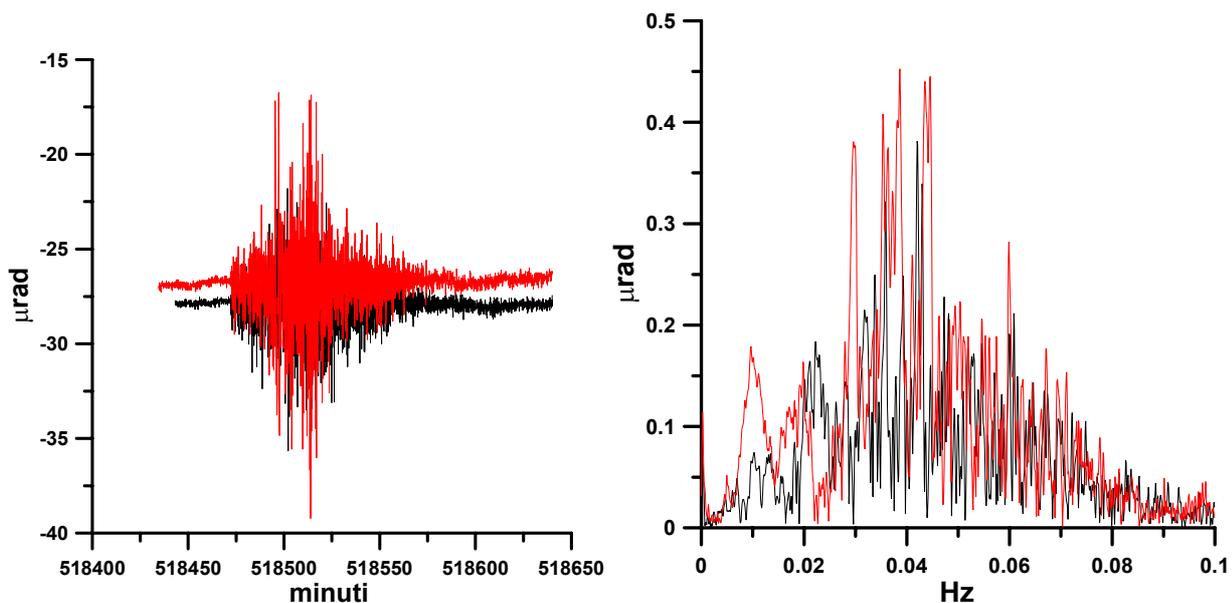
Sin ora sono stati considerati processi geodinamici, a carattere stazionario, responsabili di variazioni di gravità e deformazioni conseguenti alla redistribuzione di massa della Terra prodotta, in modo diretto o indiretto, dall'azione del campo mareale. Nel presente capitolo vengono illustrati e discussi i risultati delle analisi effettuate su tre eventi, dei quali due di origine sismica e uno di origine meteorologica, individuati sulle registrazioni clino-gravimetriche; ciò anche allo scopo di evidenziare come tali registrazioni permettono di caratterizzare tali eventi e di valutare il loro contributo alle variazioni della gravità e alle deformazioni del suolo. Un elenco, di 138 eventi registrati alla stazione clino – gravimetrica nella finestra temporale coperta dalle analisi, certamente non esaustivo in quanto molti di essi possono essere mascherati dal rumore di fondo, è dato nell'Appendice III; i dati relativi agli eventi sismici sono stati ricavati dai cataloghi sismici dell'INGV e dell'USGS.

Il primo esempio preso in considerazione è il notevole evento sismico occorso il 26 Dicembre 2004 (Terremoto di Sumatra,  $M_W = 9.1$ ,  $t_0 = 00h\ 58m\ 00s$ ) (Fig. 4.1).



*Fig. 4.1 – Registrazioni tiltmetrica e gravimetrica nella finestra temporale 23 Dicembre 2004 – 7 Gennaio 2005*

Alla stazione di Napoli l'evento è stato registrato, con un passo di campionamento di 5 s, su entrambe le componenti inclinometriche (Fig. 4.1 a sinistra), con inizio alle 1h 12m 10s del medesimo giorno; nessuna registrazione dell'evento è stata possibile ricevere dal gravimetro in quanto andato fuori scala (Fig. 4.1 a destra). Nella Fig. 4.2 (a sinistra) è mostrata una sezione del segnale inclinometrico, della durata di circa 100 minuti, relativa a entrambe le componenti; il contenuto spettrale del segnale è mostrato sempre nella Fig. 4.2 (a destra).



**Fig. 4.2 – Registros inclinometriche dell'evento (a sinistra) e relativi spettri di ampiezza. In nero la componente EW, in rosso la componente NS.**

Si evidenziano chiaramente alcune righe spettrali nella banda di frequenze 0.03 – 0.05 Hz e 0.06 Hz. Il blocco del gravimetro è durato sino alle ore 9 circa del giorno 27 Dicembre 2004 dopo di che ha ripreso il normale funzionamento; si osserva, sia sul segnale gravimetrico, dal quale è stata sottratta la marea gravimetrica, che su quello inclinometrico, la presenza di oscillazioni di rilevante ampiezza che vanno progressivamente smorzandosi sino a scomparire dopo circa 5 giorni dall'inizio dell'evento. Nella Fig. 4.3 sono mostrate le tracce dei segnali inclinometrico e gravimetrico relative a una finestra temporale di cinque giorni, il cui contenuto spettrale è riportato nella Fig. 4.4. Nella medesima figura è anche mostrato lo spettro delle oscillazioni libere della Terra eccitate dall'evento e rilevate alla stazione di Camberra del Geoscope Network (*Park et al., 2005*); alcune di tale oscillazioni potrebbero essere presenti negli spettri dei segnali prodotti dall'evento.

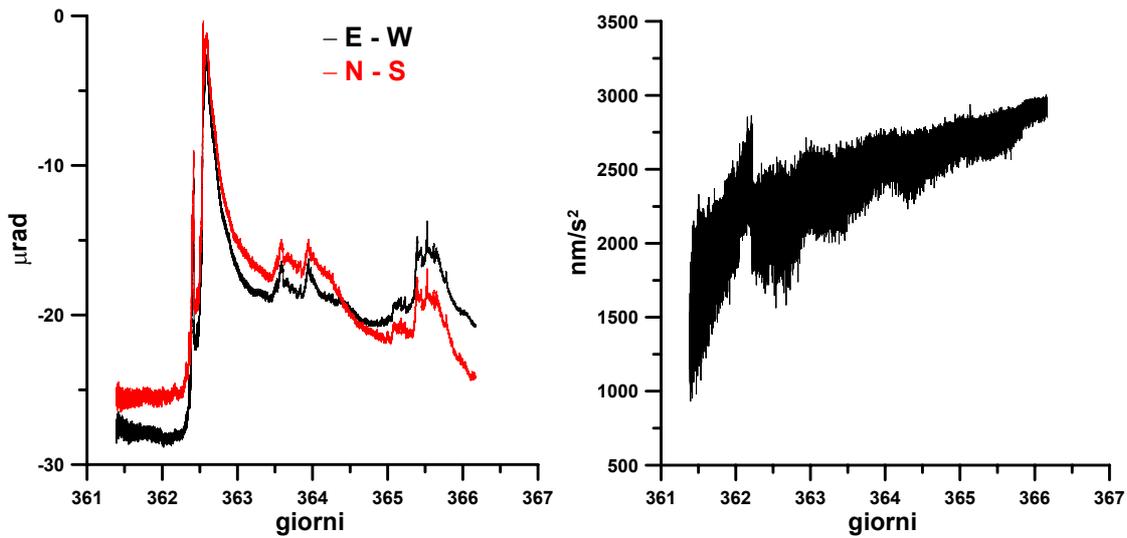


Fig. 4.3 – Segnali inclinometrico (a sinistra) e gravimetrico (a destra).

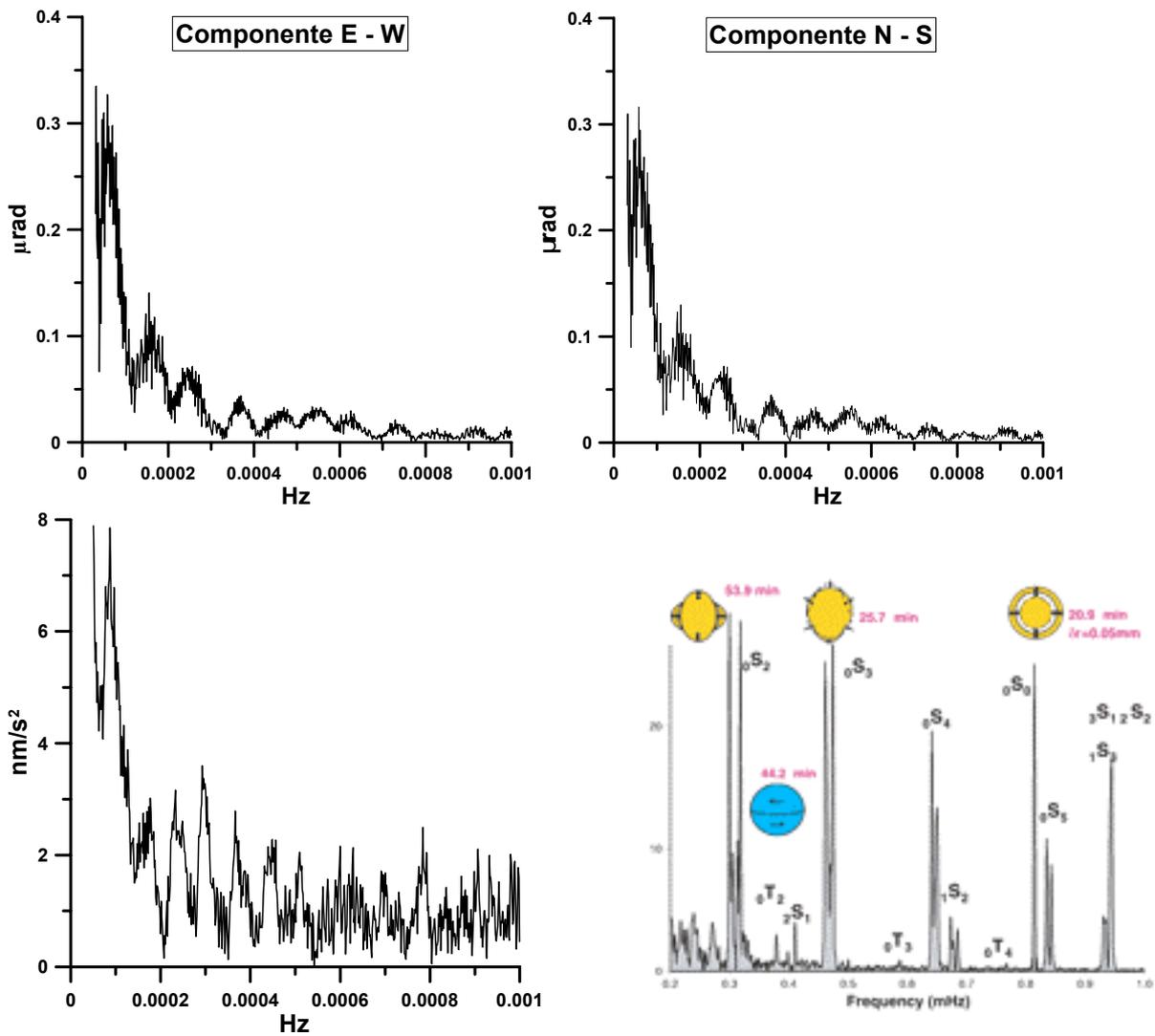
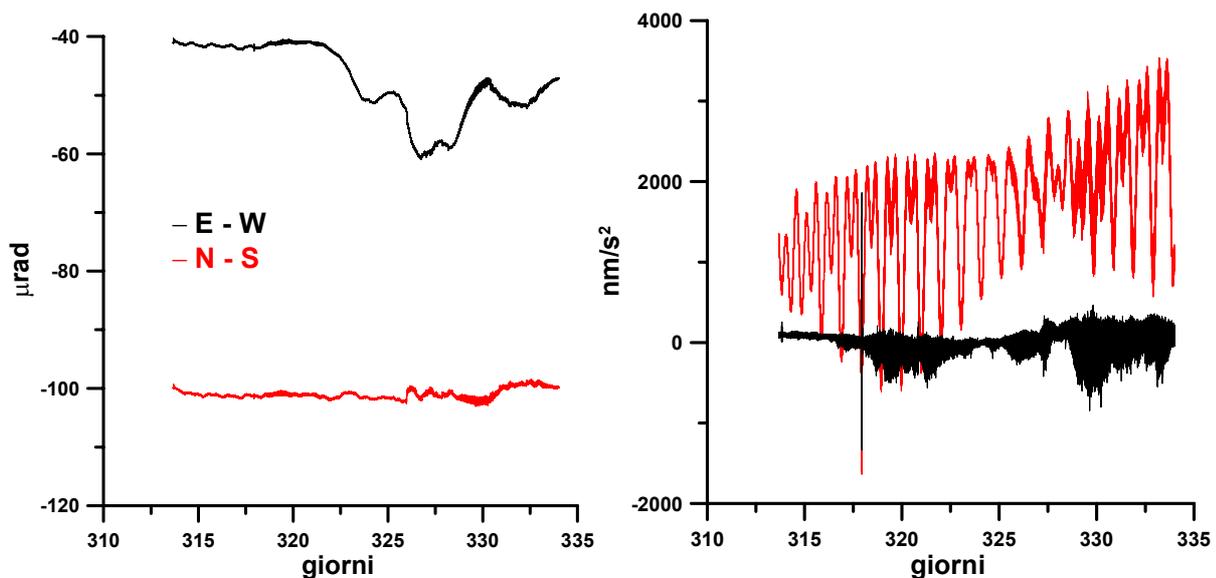


Fig. 4.4 – Spettri di ampiezza dei segnali tiltmetrici (in alto) e gravimetrico (in basso a sinistra) e spettro delle oscillazioni libere della Terra indotte dall’evento (da Park et al., 2005) (in basso a destra).

Nella fig. 4.5 sono riportati i segnali inclinometrici e gravimetrico, campionati a 5s, relativi al periodo 10 Novembre – 1 Dicembre 2005; nella figura (a destra) sono mostrati sia il segnale gravimetrico registrato (in rosso) che il residuo ottenuto dopo aver rimosso la marea gravimetrica e un trend lineare.



*Fig. 4.5 – Segnali tiltmetrici e gravimetrico relativi alla finestra temporale 10 Novembre – 1 Dicembre 2005.*

Sia sul segnale gravimetrico che su quelli inclinometrici risultano presenti l'evento sismico del 14 Novembre 2005 ( $M_w = 7.2$ ;  $\sim 400$  km Est Giappone;  $t_0=21^h38^m51^s$ ) (Fig. 4.6), registrato alla stazione di Napoli alle  $21^h51^m40^s$  (Fig. 4.6), e un periodo di elevato disturbo microsismico verosimilmente connesso al passaggio di una rilevante perturbazione meteorologica (Fig. 4.7). Nella Fig. 4.6. sono anche mostrati i contenuti spettrali dei segnali inclinometrico e gravimetrico relativi all'evento sismico del 14 Novembre 2005. Lo spettro dei segnali relativi al disturbo microsismico non evidenzia alcuna banda spettrale prevalente.

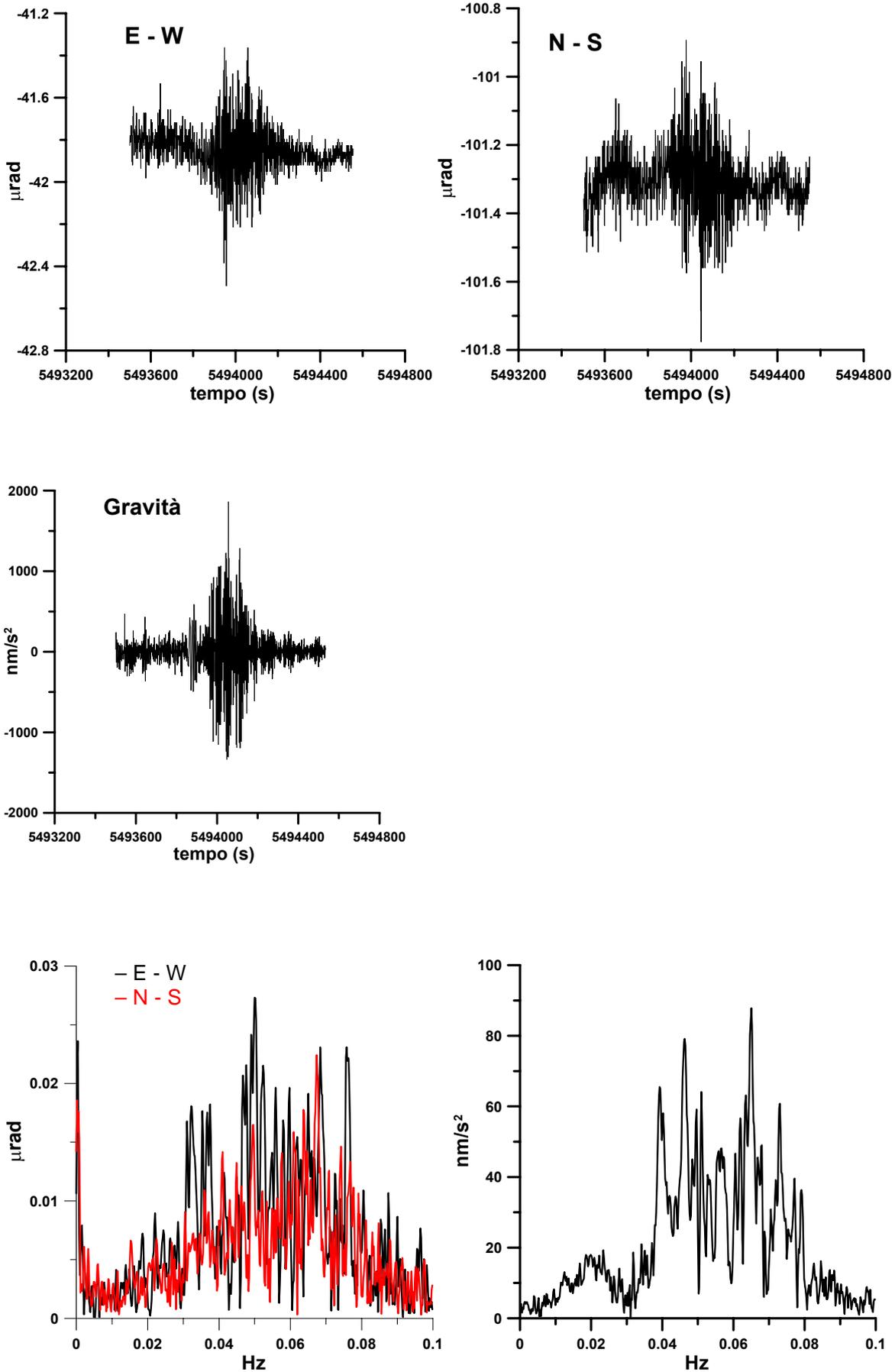


Fig. 4.6 – Evento sismico del 14 Novembre 2005. Registrazione su entrambe le componenti inclinometriche e del gravimetro (in alto) e rispettivi contenuti spettrali.

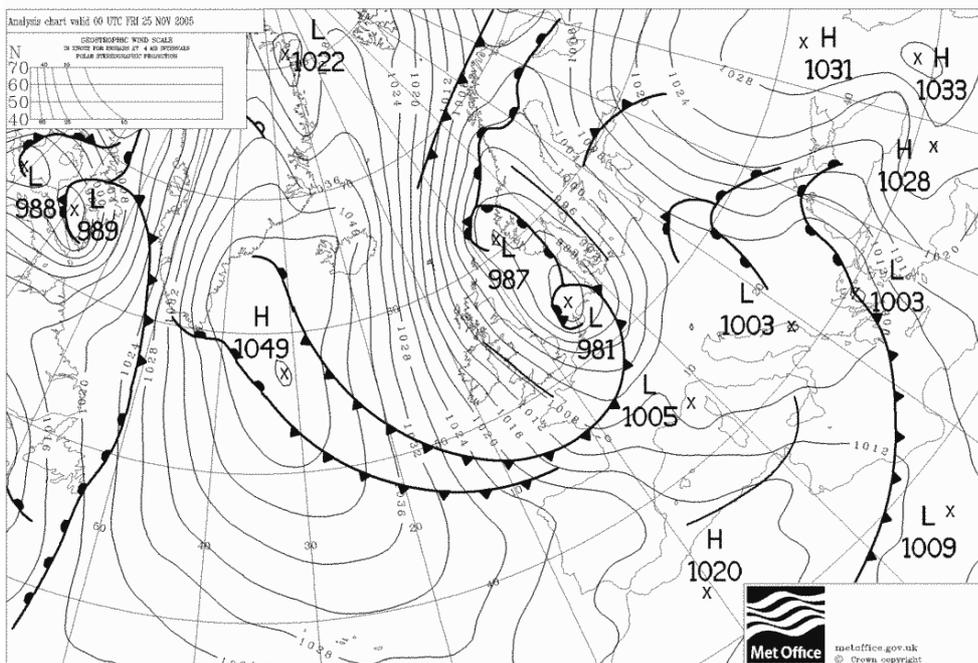


Fig. 4.7 – Campo barico sull'Europa il 25 Novembre 2005 ( dal sito: [www.wetterzentrale.de/topkarten](http://www.wetterzentrale.de/topkarten))

## 5. – Discussione e conclusioni.

I risultati delle analisi effettuate su quattro anni di registrazioni gravimetriche e tiltmetriche ottenute alla stazione di Napoli hanno portato, innanzitutto, alla formulazione di un valido modello sintetico della marea gravimetrica; i parametri mareali costitutivi del modello sono risultati stabili nell'intervallo di tempo coperto dalle osservazioni, come evidenziato dai risultati ottenuti per singoli anni. La rimozione del carico oceanico dalla marea gravimetrica registrata ha consentito di determinare, per l'area napoletana, i valori delle principali componenti spettrali del campo mareale, e dei relativi coefficienti di amplificazione. I vettori residui, calcolati rispetto a recenti modelli di Terra e di campo mareale (PREM, HW95, DDW99/NH), sono risultati di più che modesta entità (dell'ordine di pochi  $nm/s^2$ ), testimoniando della buona concordanza tra i valori ottenuti, relativi alle diverse componenti del campo mareale, con quelli previsti dal modello adottato. Per quanto attiene alla “stabilità” gravimetrica della stazione si rileva che tale stabilità, nell'intervallo di tempo coperto dalle osservazioni, è evidenziata dai risultati di due misure assolute della gravità, effettuate nel 2003 e nel 2009 in un sito molto prossimo alla stazione (cfr. & 2), che non hanno evidenziato alcuna significativa variazione di gravità.

I risultati sin ora esposti qualificano la stazione gravimetrica di Napoli idonea come stazione di riferimento per le reti gravimetriche presenti nell'area campana (*Berrino et al., 1997*) per il monitoraggio geofisico dei vulcani attivi (Campi Flegrei, Ischia e Vesuvio) ivi presenti.

I residui gravimetrici ottenuti dopo la rimozione dal segnale gravimetrico del contributo dovuto alla marea gravimetrica (comprensiva dell'effetto del carico oceanico), dei modesti effetti indotti sulla gravità dalle variazioni della durata del giorno e dello spostamento dell'asse di rotazione terrestre, e, infine, del contributo barico, si presentano di elevata entità. L'elevato valore dei residui è attribuibile a una carente modellazione della deriva strumentale assunta, in prima approssimazione, funzione lineare del tempo. Si rileva che nell'intervallo temporale coperto dalle registrazioni, la deriva del sensore gravimetrico può aver subito brusche variazioni di gradiente, oltre che per effetto di interventi sulla strumentazione (calibrazioni, *reset*, interruzione di funzionamento) anche in

conseguenza di eventi sismici di elevata magnitudo che hanno originato il passaggio alla stazione di treni di onde sismiche che hanno spesso anche bloccato il sensore gravimetrico. Anche il passaggio, sulla stazione, di rilevanti perturbazioni meteorologiche può aver contribuito a modificare l'andamento temporale della deriva.

In tali condizioni è praticamente impossibile modellare la deriva strumentale mediante una significativa (dal punto di vista fisico) funzione analitica del tempo. Si deve, inoltre, tenere presente che all'elevato valore dei residui contribuisce, anche se in via subordinata, una non esaustiva rimozione del contributo dovuto alle variazioni di pressione atmosferica.

L'analisi dei segnali inclinometrici ha evidenziato, come del resto atteso, una rilevante influenza su di essi degli effetti termo-elastici conseguenti alla forte anisotropia del sottosuolo dove è collocata la stazione. Considerata, inoltre, la non costanza nel tempo delle caratteristiche fisiche del complesso litologico - rocce piroclastiche con differenti caratteristiche di porosità, variabile mediamente dal 40 al 65 % (Calcaterra et al., 2004) - conseguente al variabile contenuto in acqua in esso presente, non risulta possibile determinare un significativo valore dell'ammittenza termica, che pure sarebbe stato utile ai fini della rimozione dai segnali inclinometrici del contributo degli effetti termoelastici.

L'analisi spettrale di entrambe le componenti inclinometriche, nella banda delle frequenze mareali, ha evidenziato la presenza, nella componente E - W , di righe spettrali associabili alla marea crostale; In entrambe le componenti si evidenziano una forte componente S1 (di origine termica) e una componente S2 per la quale i valori di ampiezza e coefficiente di amplificazione inducono a considerare come associabile alla marea crostale ma inquinata da effetto termo-elastico.

I risultati complessivi dell'analisi spettrale hanno, comunque, permesso di ottenere un primo modello descrittivo delle variazioni di inclinazione del suolo nella banda delle frequenze diurne e semi-diurne.

## BIBLIOGRAFIA

- Andersen O., Egbert G., Erofeeva S., Ray R. (2006)** – *Non-linear tides in shallow water regions from multi-mission satellite altimetry & the Anderson 06 Global Ocean Tide Model*. In: AGU WPGM meeting, Beijing, China.
- Arnosó J., Fernández J., and Vieira R. (2001)** – *Interpretation of tidal gravity anomalies in Lanzarote, Canary Islands*, *J. Geodyn.*, 31, pp. 341 - 354.
- Baker T. F. (1980)** – *Tidal gravity in Britain: tidal loading and the spatial distribution of the marine tide*. *Royal Astron. Soc. Geophys. Jour.*, 62, pp. 249 - 267.
- Baker T. F. and Bos M. S. (2003)** – *Validating Earth and ocean models using tidal gravity measurements*, *Geophys. J. Int.* 152, pp. 468 - 485.
- Ben-Zion Y. and Leavy P. (1986)** – *Thermoelastic strain in a halfspace covered by unconsolidated material*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 76, pp. 1447 - 1460.
- Berger, J. (1975)** – *A Note on Thermoelastic Strain and Tilts*. *JGR*, vol. 80, no. 2, January 10.
- Berrino G., Corrado G., Magliulo R. and Riccardi U. (1997)** – *Continuous record of the gravity changes at Mt. Vesuvius*. *Ann. Geophys.*, 40(5), pp. 1019 - 1028.
- Bonvalot S., Diament M. and Gabalda G. (1998)** – *Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters: a promising tool for monitoring active zones*, *Geophys. J. Int.*, 135, pp. 470 - 498.
- Budetta G. and Carbone D. (1997)** – *Potential application of the Scintrex CG-3M gravimeter for monitoring volcanic activity; results of field trials on Mt. Etna, Sicily*, *J. Vulcanol. Geotherm. Res.*, 76, pp. 199 - 214.
- Calcaterra D., Cappelletti P., Langella A., Colella A., de Gennaro M. (2004)** – *The ornamental stones of Caserta province: the Campanian Ignimbrite in the medieval architecture of Casertavecchia*. *Journal of Cultural Heritage*, 5, pp. 137 - 148.
- Carbone D., Budetta G., Greco F. and Rymer H. (2003)** – *Combined discrete and continuous gravity observations at Mt. Etna*, *J. Vulcanol. Geotherm. Res.*, 123, pp. 123 - 135.
- Carbone D., Zuccariello L., Saccorotti G. and Greco F. (2006)** – *Analysis of simultaneous gravity and tremor anomalies observed during the 2002-2003 Etna eruption*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 245, pp. 616 - 629.
- Chiaruttini C. (1976)** – *Tidal loading on the Italian Peninsula*. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 46, pp. 773 - 793.
- Crossley D.J., Jensen O., Hinderer L. (1995)** – *Effective barometric admittance and gravity residuals*. *Phys. Earth Planet. Int.*, 90, pp. 221 - 241.
- Davis P.M. (1981)** – *Gravity and Earth tides measured on an active volcano. Mt. Etna, Sicily*. *J. Vulcanol. Geotherm. Res.*, II, pp. 213 - 223.
- D'Agostino G., Desogus S., Germak A., Origlia C., Quagliotti D., Berrino G., Corrado G., d'Errico V. e Riccardi G. (2008)** – *The new IMGC-02 transportable absolute gravimeter: measurement apparatus and applications in geophysics and volcanology*. *Annals of Geophysics*, vol. 51, n.1, february 2008, pp. 39 - 49.
- Dehant V. (1987)** – *Tidal parameters for an inelastic Earth*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 49, pp. 97 - 116.
- Dehant V., Defraigne, P., Wahr J.M. (1999)** – *Tides for a convective Earth*. *JGR*, vol. 104, n.B1,
- Desogus S., Germak A., Origlia C. (2003)** – *Misure assolute dell'accelerazione di gravità a Napoli, Ischia, Pozzuoli ed Ercolano*. *Rapporto Tecnico IMGC*, n. 102, settembre 2003.
- d'Oreye de Lantremange N. (1999)** – *AGI-712 Resistive Bubble Type Tiltmeters tested in the Underground Laboratory of Walferdange* (personal communication, draft), European Center for Geodynamics and Seismology, Maggio.
- Ducarme B. (1970)** – *Sensitivity smoothing before the analysis of tidal data*. *Bull. Inf. Marées Terrestres*, 81, pp. 4962 - 4981.
- Ducarme B. (1983)** – *A Data Bank for Earth Tides*. 19<sup>th</sup> IUGG General Assembly Interdisciplinary Symposium n° 6: Data Management. Hambourg, August.

- Dziewonski A. M. and Anderson D. L. (1981)** – *Preliminary Reference Earth Model*. Phys. Earth Planet. Intern., 25, pp. 297 - 356.
- Eanes R. J. (1994)** – *Diurnal and semidiurnal tides from TOPEX/POSEIDON altimetry, CSR3.0 and CSR4.0*. Eos Trans. AGU, 75(16):108.
- Eanes, R. and S. Bettadpur (1996)** – *The CSR 3.0 global ocean tide model*, Center for Space Research, Technical Memorandum, CSR-TM-96-05, pp. 25.
- Egberth G. D., Bennett A. F. and Foreman M. G. G. (1994)** – *TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model*. Journ. Geoph. Res., 99 (C12), pp. 24821 - 24852.
- Egberth G. D. and Erofeeva L. (2002)** – *Efficient inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides, TPXO.6.2 and TPXO.7.1*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. Vol. 19.
- Farrel W.E. (1972)** – *Deformation of the Earth by surface load*. Rev. Geophys. Space Phys., 10, pp. 761 – 797.
- Lyard F., Lefevre S., Letellier T., Francis O. (2006)** – *Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004*. Ocean Dynamics, 56, pp. 394 – 415.
- Goodkind J.M. and Young C. (1991)** – *Gravity and hydrology at Kilauea volcano, the Geysers and Miami*. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 3, pp. 163 - 167.
- Jentzsch G. (1997)** – *Earth tides and ocean tidal loading*. In: *Tidal Phenomena (Wilhelm, Zurn, Wenzel Editors)* Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 145 - 171.
- Harrison J.C. (1976)** – *Cavity and topographic effects in tilt and strain measurements*, J.G.R. 81, pp. 319 - 328.
- Harrison J. C. and Sato T. (1984)** – *Implementation of Electro-static Feedback with a LaCoste & Romberg Gravity Meter*. Journ. Geoph. Res., 89, pp. 7957 - 7961.
- Harrison J.C. and Herbst K. (1988)** – *Thermoelastic strain and tilts revisited*. Geoph. Res. Lett., vol. 4, pp. 535 - 537.
- Hartmann T. and Wenzel H.-G. (1995)** – *The HW95 Tidal Potential Catalogue*. Geoph. Res. Lett., vol.22, pp. 3353 - 3556.
- Imbò G., Bonasia V., Lo Bascio A. (1965)** – *Variazioni della marea della crosta all'Osservatorio Vesuviano*. Annali dell'Osservatorio Vesuviano, Vol. VII, serie VI, pp. 181-198.
- Lambert A., Courtier N. and James T.S. (2006)** – *Long Term monitoring by absolute gravimetry: Tides to post-glacial rebound*. Journal of Geodynamics, n. 41, pp. 307 – 317.
- Latychev K., Mitrovica J.X., Ishii, Chan N.H., Davis J.L. (2009)** – *Body tides on a 3-D elastic earth: Toward a tidal tomography*. Earth and Planetary Science Letters 277; 86-90:10.1016/epsl.2008.10.008.
- Le Provost C., Genco M. L., Lyard F., Vincent P. and Canceil P. (1994)** – *Spectroscopy of the world ocean tides from a finite-element hydrodynamic model*. J. Geophys. Res., 99(C12), pp. 24777 - 24797.
- Le Provost C., Lyard F., Molines J. M., Genco M. L., and Rabilloud F. (1998)** – *A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set*. J. Geophys. Res., 103(C3), pp. 5513 - 5529.
- Lefèvre F., Lyard F. H., and Le Provost C. (2000)** – *FES98: A new global tide finite element solution independent of altimetry*. Geophys. Res. Letters, 27(17), pp. 2717 - 2720.
- Lefèvre F., Lyard F. H. and Le Provost C. (2002)** – *FES99 : A Global Tide Finite Element Solution Assimilating Tide Gauge and Altimetric Information*. Journal of Atm. And Oceanic Techn., vol. 19, pp. 1345 - 1356.
- Letellier T. (2004)** – *Etude des ondes de marée sur les plateaux continentaux*. Thèse doctorale, Université de Toulouse III, Ecole Doctorale des Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace, pp. 237.
- Longman I. M. (1959)** – *Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun*. Journ. Geophys. Res., 644, pp. 2351 – 2355.

- Longman I. M. (1962)** – *Green's functions for determining the deformation of the earth under surface mass loads. 1, Theory.* Journ. Geophys. Res., 67, 845.
- Longman I. M. (1963)** – *Green's functions for determining the deformation of the earth under surface mass loads. 2, Computation and numerical results.* Journ. Geophys. Res., 68, 485.
- Malin S. R. C. and Chapman S. (1970)** – *The Determination of Lunar Daily Geophysical Variations by the Chapman-Miller Method.* Geoph. Journ. Royal Astr. Society.
- Matsumoto, K., Takanezawa, T., Ooe, M. (2000)** – *Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrological model: a global model and a regional model around Japan, NAO99b.* J. Oceanogr. 56, pp. 567–581.
- Melchior P., Moens M., Ducarme B., van Ruymbeke M. (1981)** – *Tidal loading along a profile Europe-East Africa-South Asia-Australia and Pacific Ocean.* Phys. Earth Plan. Int., 25, pp. 71-106.
- Melchior P. (1983)** – *The tides of the planet Earth.* II Ed., Pergamon Press, Oxford, pp. 641.
- Melchior P., Francis O. (1996)**– *Comparison of recent ocean tide models using ground-based tidal gravity measurements.* Marine geodesy, 19, pp. 291-330.
- Merriam J.B. (1992)** – *Atmospheric pressure and gravity.* Geophys. J. Int., 109, pp. 488-500.
- Metivier L. and Conrad C.P. (2008)** – *Body tides of a convecting, laterally heterogeneous, and spherical Earth,* J. Geophys. Res., 113,B11405, doi:10.1029/2007JB005448.
- Molodensky M. S. (1961)** – *The theory of nutation and the diurnal Earth tides.* Proc. of the Fourth International Symposium on Earth Tides, P. Melchior ed., Royal Observatory of Belgium, Brussel, pp. 25 – 26.
- Muller T., Zurn W. (1983)** – *Observation of gravity changes during the passage of cold front.,* J. Geophys., 53, pp. 155 - 162.
- Palumbo A. and Mazzarella A. (1979)** – *On the solar modulation of the atmospheric lunar tide.* Tellus, vol. 32, pp. 27 – 32.
- Panepinto S., Greco F., Luzio D. and Ducarme B. (2008)** – *Tidal gravity observations at Mt Etna and Stromboli: results concerning the model and observed tidal factors,* Ann. of Geophys. Vol. 51, N. 1, pp. 51 - 65.
- Park J., Song The-Ru A., Tramp J., Okal E., Stein S., Rault G., Clevede E., Lask G., Kanamori H., Davis P., Berger J., Braitenberg C., van Camp M., Lei X., Sun H., Xu H., Rosat S. (2005)** – *Earth Free Oscillations Excited by the 26 December 2004 Sumatra-Adaman Earthquake,* Research articles, Science 2005, vol. 308. no. 5725, pp. 1139-1144. Doi: 10.1126/Science. 1112305.
- Ray R. (1999)** – *A Global Ocean Tide Model From TOPEX/POSEIDON Altimetry: GOT99.2,* NASA Technical Memorandum, NASA/TM-1999-209478, National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD.
- Riccardi U., Berrino G. and Corrado G. (2002)** – *Changes in the instrumental sensitività for some feedback equipping LaCoste & Romberg gravity meters.* Metrologia, 39(4).
- Riccardi U., Berrino G., Corrado G. and Hinderer J. (2008)** – *Strategies in the processing and analysis of continuous gravity record in active volcanic areas: the case of Mt. Vesuvius.* Annals of Geophysics, vol. 51, n.1, february, pp. 67 - 85.
- Savcenko R. and Bosch W. (2008)** – *Empirical ocean tide model from multi-mission satellite altimetry.* Report No. 81, Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut (DGFI), München.
- Schwiderski E.W. (1980)** – *On charting global ocean tides.* Rev. Geophys. Space Physics, 18, n.1, pp.243 - 268.
- Torge W. (1989)** – *Gravimetry.* Berlin/New York, de Gruyter Ed.
- Van Camp M. and Vauterin P. (2005)** – *Tsoft: Graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides.* Computers & Geosciences, 31(5).
- van Ruymbeke M. (1991)** – *New Feedback Electronics for LaCoste & Romberg Gravimeters.* Cahiers du Centre Européen de Geodynamique et de Seismologie, 4, pp. 333 - 337.

- Vieira R. van Ruymbeke M., Fernandez J. Arnos J., and De Toro C. (1991)** – *The Lanzarote underground laboratory*. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 4, pp. 71 - 86.
- Warburton R.J., Goodkind J.M. (1977)** – *The influence of barometric-pressure variations on gravity*, Geophys. J. R. astr. Soc., 48, pp. 281 - 292.
- Wahr J. M. (1981)** – *Body tides on anelliptical, rotating, elastic and oceanless Earth*. Geoph. Journ. of the Royal Astronomical Society, vol. 64, pp. 677 – 703.
- Wenzel H. G. (1996)** – The nanoGal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30. Bull. Inf. Mar. Terr., Bruxelles, n. 124.
- Zahram K. H., Jentzsch G. and Seeber G. (2006)** – *Accuracy assessment of ocean tide loading computations for precise geodetic observations*. Journal of Geodynamics, vol. 42, pp. 159 - 174.
- Zschau J. e Wang R. (1987)** – *Imperfect elasticity in the Earth's mantle. Implications for Earth tides and long period deformations*. Proc. of the 9<sup>th</sup> Intern. Symp. on Earth Tides, pp. 605 – 629, New York.

## **Ringraziamenti**

Desidero ringraziare tutte le persone che con la propria collaborazione mi hanno dato un contributo significativo nello sviluppo del lavoro; il Prof. Adriano Mazzeola e il Dott. Raffaele Viola che mi hanno fornito i dati Meteo, il Prof. Giulio Spadaccini del Dipartimento di Scienze Fisiche per aver reso possibile la calibrazione del sistema di acquisizione. Una particolare gratitudine va al Prof. Iginio Marson, dell'Università di Trieste, per aver avuto la pazienza di leggere il mio elaborato. Infine, desidero esprimere la mia riconoscenza all'amico Sig. Teodoro Esposito per la costante attenzione e l'affettuosa collaborazione nella gestione della strumentazione e nell'acquisizione dei dati.

A tutti il mio sincero grazie.

A. A.

## **A P P E N D I C E I - Campo Mareale e marea gravimetrica**

Il campo mareale (CM) è un campo di forza generato dall'azione gravitazionale che i corpi costituenti il Sistema Solare, principalmente Luna e Sole, esercitano sulla Terra. Tale campo di forza non è stazionario in quanto in ogni punto esso è variabile nel tempo in conseguenza del moto relativo della Terra rispetto al Sole e agli altri corpi del Sistema Solare; pertanto lo spettro del campo mareale è uno spettro a righe, con frequenze definite dal moto orbitale relativo dei corpi del Sistema Solare rispetto alla Terra. Il CM modifica il Geoide inducendo variazioni, nel tempo, del potenziale gravimetrico terrestre e quindi variazioni della gravità (maree gravimetriche) e della deviazione dalla verticale. Dalla conoscenza della massa e delle orbite dei corpi costituenti il Sistema Solare è possibile ricavare le relazioni che permettono di calcolare le componenti gravitazionali del CM; considerando il solo contributo (prevalente) della Luna e del Sole, tali relazioni sono date in *Longman* (1959). L'entità del contributo del CM alla gravità terrestre è dell'ordine di alcune unità di  $10^3 \text{ nm/s}^2$  mentre per quanto attiene alla deviazione dalla verticale essa è dell'ordine di alcune decine di *mas*. La Terra non è un corpo dotato di rigidità infinita e, pertanto, sotto l'azione del campo mareale subisce deformazioni che evolvono nel tempo secondo leggi correlate a quelle che governano il campo mareale; tali deformazioni, che nella loro componente radiale raggiungono valori di ampiezza dell'ordine di  $10^{-1} \text{ m}$ , costituiscono il fenomeno delle maree terrestri. Il campo mareale è altresì la sorgente delle maree oceaniche e di quelle atmosferiche. Le maree terrestri e quelle oceaniche inducono, a causa della ridistribuzione di massa della Terra, perturbazioni nel potenziale mareale per cui i valori sperimentalmente osservati delle componenti mareali (marea gravimetrica e deviazione dalla verticale) si discostano da quelli calcolabili in funzione delle masse della Terra e degli altri corpi del Sistema Solare e delle rispettive specifiche orbitali.

Lo studio delle maree terrestri fornisce un importante contributo alla conoscenza del comportamento reologico della Terra in quanto è l'unico caso, in Geofisica, in cui sono noti sia il campo di sforzi agente che il campo di deformazione ad esso associato.

La più semplice espressione che descrive il potenziale mareale  $W_2$  in un punto  $P(a, \varphi, \lambda)$  prodotto da un corpo perturbante di massa  $M_i$ , alla distanza zenitale  $z_i$ , al tempo  $t$  è:

$$W_{2,i}(t) = -G \frac{M_i}{M_T} \frac{a^2}{r_i^3} (3 \cos^2 z_i(t) - 1) \quad (1)$$

dove:

$G$  è la costante di gravitazione universale ( $6.673 \cdot 10^{-11}$  nel S.I.)

$M_T$  è la massa della Terra

$r_i$  è la distanza della Terra dal corpo perturbante

$z_i$  è la distanza zenitale del corpo perturbante

Il potenziale mareale  $W_2$  in  $P$  risultante dall'azione di  $n$  corpi perturbanti risulterà:

$$W_2(t) = \sum_1^n W_{2,i}(t) \quad (1')$$

La relazione (1) può essere esplicitata definendo la posizione del corpo perturbante mediante le sue coordinate equatoriali  $e$ , precisamente, l'angolo orario  $H^4$  e la declinazione  $\delta$ . Risulta una espressione del potenziale composta da tre termini:

$$W_{2,i}(t) = D(c_i / r_i)^3 [\cos^2 \varphi \cos^2 \delta \cos 2H + \sin 2\varphi \sin 2\delta \cos H + 3(\sin^2 \varphi - \frac{1}{3})(\sin^2 \delta - \frac{1}{3})] \quad (2)$$

dove  $D$  è la costante di Doodson data da:  $D = \left(\frac{3}{4}\right) \bullet G \frac{M_i}{M_T} \left(\frac{a^2}{c_i^3}\right)$  e  $c_i$  è la distanza media

intercorrente tra la Terra e il corpo perturbante.

La (2) è una funzione armonica sferica del secondo ordine.

Il primo termine presenta linee nodali meridiane (zeri della funzione), a  $-45^\circ$  e  $45^\circ$  rispetto al meridiano in cui, al tempo  $t$ , si trova il corpo perturbante; queste linee nodali dividono la superficie

---

<sup>4</sup> - L'angolo orario  $H$  risulta dato da:  $H=t-\alpha-\lambda$ , dove  $t$  è il tempo siderale alla stazione  $P$ .

terrestre in quattro settori sferici nei quali il termine considerato assume, alternativamente, valori positivi e negativi. Tale componente della funzione potenziale è detta *settoriale*; la sua periodicità temporale è *semi-diurna*. I settori in cui essa assume valori positivi sono di alta marea mentre quelli dove è negativa sono di bassa marea; il valore massimo si raggiunge all'equatore quando la declinazione del corpo perturbante è nulla. Ai poli l'ampiezza è nulla. La variazione di distribuzione di massa prodotta dal termine settoriale non modifica né la posizione dell'asse di rotazione terrestre né il valore del momento principale d'inerzia, dal quale dipende la velocità angolare di rotazione del pianeta.

Il secondo termine della (2) è detto funzione *tesserale*; le linee nodali sono l'equatore e il meridiano a  $90^\circ$  da quello del corpo perturbante. Nelle regioni nelle quali le linee nodali dividono la superficie terrestre la funzione cambia di segno con la declinazione del corpo perturbante. La periodicità del termine tesserale è diurna e l'ampiezza della funzione è massima a  $45^\circ\text{N}$  e a  $45^\circ\text{S}$  e quando la declinazione del corpo perturbante è massima. La variazione di distribuzione di massa prodotta dal termine tesserale modifica la posizione del polo d'inerzia della Terra ma non altera il valore del momento principale d'inerzia.

Il terzo termine della (2), infine, è detto *zonale*; esso dipende solo dalla latitudine e le sue linee nodali sono i paralleli a  $\pm 35^\circ 16'$ . Poiché il termine zonale è funzione del quadrato del seno della declinazione del corpo perturbante tale termine introduce una periodicità di 14 giorni di origine lunare e di 6 mesidi origine solare. La variazione di distribuzione di massa prodotta da tale termine non modifica la posizione dell'asse di inerzia della Terra ma modifica, invece, il valore del momento principale d'inerzia incidendo, in tal modo, sulla velocità di rotazione terrestre.

Esprimendo tutte le variabili presenti nella (2) in funzione del tempo  $t$  ne deriva che la (1') è una funzione potenziale armonica  $W_2(t)$  con uno spettro costituito da numerosissime righe delle quali, le principali, sono mostrate nella Tabella che segue.

**Tabella I - Componenti Principali del Campo Mareale**

Onda	frequenza (cpd)	Periodo	Origine
S <sub>a</sub>	0.00274	365.26 giorni	Ellittica Solare
S <sub>sa</sub>	0.00548	182.62 “	Declinazionale Solare
M <sub>m</sub>	0.03629	27.55 “	Ellittica Lunare
M <sub>f</sub>	0.07254	13.79 “	Declinazionale Lunare
Q <sub>1</sub>	0.89324	26.868 ore	Ellittica Lunare di O <sub>1</sub>
O <sub>1</sub>	0.92954	25.819 “	Principale Lunare
M <sub>1</sub>	0.966446	24.833 “	Ellittica Lunare di K <sub>1</sub>
P <sub>1</sub>	0.99726	24.066 “	Principale Solare
S <sub>1</sub>	1	24 “	Ellittica Solare di K <sub>1</sub>
K <sub>1</sub>	1.00274	23.934 “	Declinazionale Luni Solare
J <sub>1</sub>	1.03903	23.098 “	Ellittica lunare di K <sub>1</sub>
OO <sub>1</sub>	1.07594	22.306 “	Declinazionale Lunare
2N <sub>2</sub>	1.85969	12.905 “	Ellittica Lunare di M <sub>2</sub>
MU <sub>2</sub>	1.86455	12.872 “	Variazionale Lunare
N <sub>2</sub>	1.89598	12.658 “	Ellittica Maggiore di M <sub>2</sub>
NU <sub>2</sub>	1.90084	12.626 “	Evezione Lunare
M <sub>2</sub>	1.93227	12.421 “	Principale Lunare
L <sub>2</sub>	1.96857	12.192 “	Ellittica minore di M <sub>2</sub>
S <sub>2</sub>	2	12 “	Principale Solare
K <sub>2</sub>	2.00548	11.967 “	Declinazionale Luni Solare

Da Melchior (1984) modificata.

Le componenti del CM (verticale, NS, EW) saranno date da:

$$-\frac{\partial W_2}{\partial a}, -\frac{\partial W_2}{a \partial \theta}, -\frac{\partial W_2}{a \sin \theta \partial \lambda}$$

rispettivamente, dove  $\theta = 90^\circ - \varphi$  è la colatitudine del punto P.

Nella Fig. 1 sono mostrate, per la stazione di Napoli, le principali righe spettrali relative alla componente verticale del gradiente della funzione potenziale mareale, mentre nella Fig. 2 è mostrata la variazione, in funzione della latitudine, della medesima componente relativamente alle frequenze diurne (P<sub>1</sub>, O<sub>1</sub> e K<sub>1</sub>) e semi-diurne (M<sub>2</sub>, S<sub>2</sub> e K<sub>2</sub>)

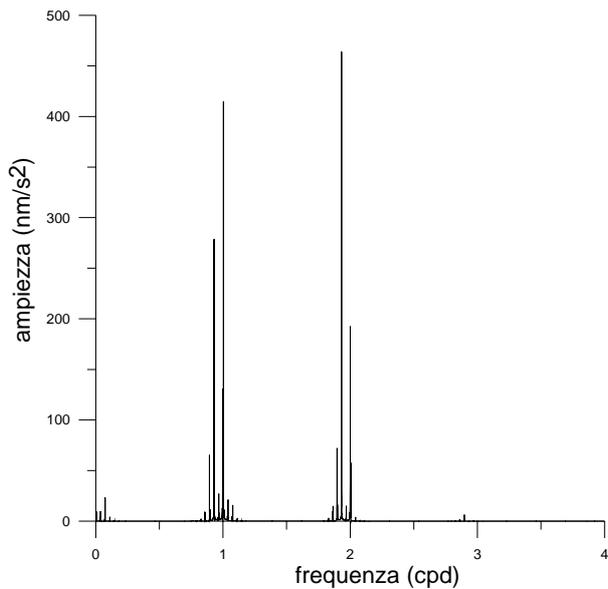


Fig. 1 – Spettro della marea gravimetrica.

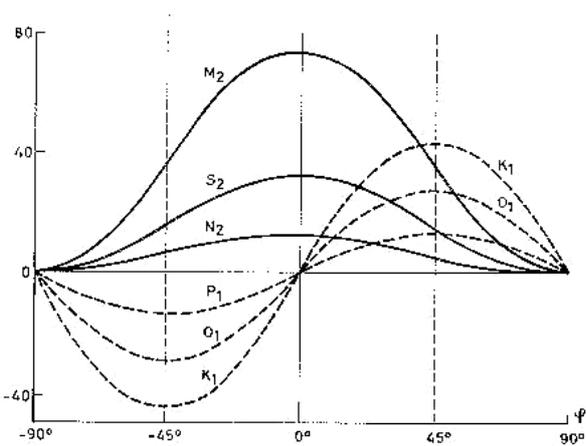


Fig. 2 – Ampiezza ( $\mu Gal$ ), in funzione della latitudine, di componenti diurne e semi diurne del gradiente verticale del potenziale mareale (da Melchior, 1983).

Per quanto attiene alle medesime righe spettrali relative alle variazioni delle componenti N-S e E-W della deviazione dalla verticale indotte dal CM si rileva:

- Componente N-S. Le principali componenti settoriali semi-diurne  $M_2$ ,  $S_2$  e  $K_2$  risultano nulle ai poli e all'equatore mentre presentano valori massimi alle latitudini medie. Le principali componenti tesserali diurne  $P_1$ ,  $O_1$  e  $K_1$  risultano nulle alle latitudini medie mentre presentano valori massimi ai poli e all'equatore.

- Componente E-W. Le componenti semi-diurne  $M_2$ ,  $S_2$  e  $K_2$  risultano massime all'equatore e nulle ai poli, mentre le diurne  $P_1$ ,  $O_1$  e  $K_1$  risultano nulle all'equatore e massime ai poli.

Il potenziale mareale può essere espressa mediante sviluppo in serie di funzioni armoniche sferiche i cui coefficienti sono stati calcolati e riportati in cataloghi redatti da differenti autori. Successivamente ai primi cataloghi redatti da *Doodson (1921)*, da *Longman (1959)* e da *Cartwright et al. (1971,1973)* a partire dagli anni 80 sono stati redatti cataloghi sempre più accurati dei quali il più recente è quello di *Hartman e Wenzel (1995)* che, oltre quello della Luna e del Sole, considera anche gli effetti gravitazionali di Mercurio, di Venere, di Marte, di Giove e di Saturno. Una descrizione analitica dei vari cataloghi è data da *Wenzel (1996 a)*.

La Terra non è un corpo dotato di rigidità infinita e, pertanto, sotto l'azione del campo di sforzi indotto da CM subisce un complesso di deformazioni note come Maree Terrestri (MT); per effetto della deformazione le variazioni osservate della gravità (marea gravimetrica) e della variazione della deviazione dalla verticale risultano amplificate e sfasate rispetto ai valori calcolati in base ai parametri del CM. La marea gravimetrica risulta amplificata di un fattore  $\delta > 1$  ( $\delta \cong 1.16$ ) mentre per quanto concerne la deviazione dalla verticale risulta un fattore di riduzione  $\gamma$  minore dell'unità ( $\gamma \cong 0.7$ ). Per effetto delle proprietà reologiche della Terra, che esibisce un comportamento visco-elastico, i valori di ampiezza e fase dei coefficienti di amplificazione sono funzione della frequenza delle diverse componenti del CM e delle proprietà fisiche dell'interno della Terra. I valori dei coefficienti  $\delta$  e  $\gamma$  possono essere calcolati teoricamente in funzione della risposta, in termini di deformazione, che un Modello di Terra esibisce sotto l'azione del campo di sforzi mareale. La teoria, sviluppata inizialmente da Love nel 1909, mostra che i coefficienti  $\delta$  e  $\gamma$  possono essere espressi mediante una combinazione di due parametri adimensionali  $h$  e  $k$ , detti numeri di Love, ai quali, successivamente, Shida, nel 1912, ne aggiunse un altro,  $l$ , per tener conto di una uniforme copertura di oceani. Se si considera un modello di Terra sferica, non ruotante, costituita da gusci concentrici omogenei e elastici, sottoposta a un campo di sforzi normali e se si assume che

l'intensità degli sforzi mareali è molto inferiore a quella della gravità, ne risultano le seguenti relazioni:

$$\delta = 1 + h - \frac{3}{2}k; \quad \gamma = 1 + k - h$$

$h$  rappresenta il rapporto tra l'ampiezza della marea terrestre e quella della corrispondente marea statica oceanica, mentre  $k$  misura il rapporto tra il potenziale addizionale associato alla deformazione e il potenziale perturbante. Dalle osservazioni sperimentali condotte alla superficie terrestre, relative ai coefficienti  $\delta$  e  $\gamma$ , vengono dedotti i valori dei numeri  $h$  e  $k$ .

A partire dal classico modello di *Molodensky (1961)* sono stati sviluppati, nel tempo, diversi modelli, sempre più raffinati, descrittivi della marea gravimetrica (*Wahr, 1981; Dehant, 1987; Zschau e Wang, 1987; Dehant et al., 1999; Mettiver et al., 2008; Letychev et al., 2009*), tra i quali quello tuttora più diffuso è il modello DDW (*Dehant et al., 1999*).

Nella Tabella che segue sono mostrati i valori teorici del coefficiente di amplificazione gravimetrico  $\delta$  previsti dal modello DDW che considera l'esistenza, all'interno della Terra, sia di un campo di sforzi di tipo idrostatico che non idrostatico.

**Table 9.** Numerical Values of the Tidal Gravimetric Factor  $\delta$  for Particular Tides

	$\delta_0$	$\delta_+$	$\delta_-$
<i>Degree 2 Zonal Elastic Hydrostatic</i>			
	1.15534	0.00009	-0.00122
<i>Degree 2 Zonal Inelastic Nonhydrostatic</i>			
18.6	1.16144	0.00013	-0.00121
SA	1.15924	0.00013	-0.00119
SSA	1.15884	0.00013	-0.00119
MSM	1.15800	0.00013	-0.00119
MM	1.15794	0.00013	-0.00119
MSF	1.15770	0.00013	-0.00118
MF	1.15767	0.00013	-0.00118
MSTM	1.15754	0.00013	-0.00118
MTM	1.15753	0.00013	-0.00118
MSQM	1.15744	0.00013	-0.00118
MQM	1.15743	0.00013	-0.00118
<i>Degree 2 Tesseral Elastic Hydrostatic</i>			
$\sigma Q_1$	1.15257	0.00005	
$Q_1$	1.15280	0.00005	
$\rho_1$	1.15281	0.00005	
$O_1$	1.15279	0.00004	
$P_1$	1.14777	-0.00013	
$K_1$	1.13283	-0.00060	
$\psi_1$	1.23735	0.00273	
$\phi_1$	1.16775	0.00051	
$OO_1$	1.15478	0.00009	
<i>Degree 2 Tesseral Inelastic Nonhydrostatic</i>			
$\sigma Q_1$	1.15403	0.00009	
$Q_1$	1.15425	0.00009	
$\rho_1$	1.15426	0.00009	
$O_1$	1.15424	0.00008	
$P_1$	1.14915	-0.00010	
$K_1$	1.13489	-0.00057	
$\psi_1$	1.26977	0.00388	
$\phi_1$	1.17029	0.00060	
$OO_1$	1.15627	0.00013	
<i>Degree 2 Sectorial Elastic Hydrostatic</i>			
$M_2$	1.16030	0.00007	
<i>Degree 2 Sectorial Inelastic Nonhydrostatic</i>			
$M_2$	1.16172	0.00010	
<i>Degree 3 Elastic Hydrostatic</i>			
$\ell m = 30$	1.06970	0.00008	-0.00546
$\ell m = 31$	1.06972	0.00008	-0.00308
$\ell m = 32$	1.07075	0.00007	
$\ell m = 33(M_3)$	1.07235	0.00005	
<i>Degree 3 Inelastic Nonhydrostatic</i>			
$\ell m = 30$	1.07153	0.00008	-0.00557
$\ell m = 31$	1.07079	0.00008	-0.00306
$\ell m = 32$	1.07177	0.00007	
$\ell m = 33(M_3)$	1.07338	0.00006	
<i>Degrees 4 and 5 Elastic Hydrostatic</i>			
$\ell = 4$	1.038		
$\ell = 5$	1.024		
<i>Degrees 4 and 5 Inelastic Nonhydrostatic</i>			
$\ell = 4$	1.039		
$\ell = 5$	1.024		

(Da Dehant et al., 1999)

## Appendice II – Carico Oceanico (OTL)

Il calcolo degli effetti prodotti sulla gravità dal carico esercitato dalle maree oceaniche fu per la prima volta affrontato da *Farrel (1972)* considerando una Terra non ruotante, elastica, priva di discontinuità laterali, con un nucleo esterno liquido e uno interno solido. L'approccio metodologico seguito si sviluppa secondo tre fasi principali:

- Assunto un modello di Terra si determinano i numeri di Love  $h_n$ ,  $k_n$  e  $I_n$  descrittivi della deformazione che il modello di Terra adottato esibisce sotto l'effetto del campo di sforzi normali agente; il loro valore è fortemente condizionato dalla geometria della massa che esercita il carico e sono funzione del grado  $n$  del potenziale perturbante, grado che deve essere spinto a valori sufficientemente alti per descrivere correttamente la deformazione nel 'near field' del punto di applicazione del carico.
- Determinazione della funzione di Green<sup>5</sup> in funzione dei numeri di Love.  
L'impiego di tale funzione per il calcolo della deformazione esibita da un modello di Terra sottoposto a uno sforzo di carico concentrato in superficie, fu introdotto da *Longman (1962,1963)*. I valori dei parametri delle funzioni di Green, con riferimento al PREM e considerando sia la crosta continentale che quella oceanica, sono stati determinati da *Jentsch (1997)*.
- Convoluzione della funzione di Green con la funzione descrittiva del carico oceanico.

Pertanto, per il calcolo dell'effetto  $\Delta g$  sulla gravità prodotto dal carico esercitato dalle maree oceaniche, queste vengono integrate adottando come funzione peso la funzione di Green  $G$ ; risulta:

$$\Delta g(r) = \int_S \rho h(r') G |r - r'| dS \quad (1)$$

---

<sup>5</sup> - La **funzione di Green** è un potente strumento matematico particolarmente adatto alla manipolazione e risoluzione di equazioni differenziali

Nella ( 1 )  $r - r'$  è la distanza che intercorre tra la stazione, dove si calcola il  $\Delta g$ , e il punto dove la marea oceanica assume il valore  $h(r')$  e  $\rho$  è la densità media dell'acqua di mare; l'integrale è esteso a tutta la superficie  $S$  dei mari.

Sulla base di mappe cotidali sempre più accurate, costruite anche mediante l'utilizzo di dati da altimetria satellitare, sono stati prodotti diversi modelli descrittivi dell'OTL che, congiuntamente al primo realizzato sulla base delle mappe cotidali da *Schwiderski (1980)*, sono riportati nel seguito. Tali modelli forniscono il contributo alla gravità dell'OTL per le 11 componenti mareali di maggiore entità.

**MODELLI PER IL CALCOLO DELL'EFFETTO SULLA GRAVITA' DEL CARICO  
ESERCITATO DALLE MAREE OCEANICHE.**

Onda	SCW	
	ampl nm/s <sup>2</sup>	Fase °
M <sub>2</sub>	11.6	56.9
S <sub>2</sub>	4.1	30.4
K <sub>1</sub>	1.1	117
O <sub>1</sub>	1.2	-183
N <sub>2</sub>	2.3	71.9
P <sub>1</sub>	0.4	122
K <sub>2</sub>	1.1	30.4
Q <sub>1</sub>	0.3	-130
Mf	0.4	16.9
Mm	0.2	110
Ssa	0.3	93.2

Onda	CSR3.0		FES95.2		GOTO0.2	
	ampl nm/s <sup>2</sup>	Fase °	ampl nm/s <sup>2</sup>	Fase °	ampl nm/s <sup>2</sup>	Fase °
M <sub>2</sub>	9.8	45.1	10.5	44.3	10	44.8
S <sub>2</sub>	3.3	34	3.8	27.6	3.6	32
K <sub>1</sub>	2.0	79.1	2.1	65.9	1.8	68.2
O <sub>1</sub>	1.2	125	1.7	139	1.3	129
N <sub>2</sub>	1.9	60.5	2.2	61.6	2.2	59.5
P <sub>1</sub>	0.7	84	0.7	74.5	0.6	72.3
K <sub>2</sub>	0.8	34.4	1.1	33.6	0.5	53.4
Q <sub>1</sub>	0.1	-165	0.3	-171	0.3	-166
Mf	0.5	-27.1	0.5	-27.1	0.5	-27
Mm	0.3	-23.2	0.1	-22.9	0.3	-23.1
Ssa	0.3	-4.5	0.2	-3.9	0.3	-4.5

Onda	TPX06.2		TPX07.1		FES04	
	ampl nm/s <sup>2</sup>	Fase °	ampl nm/s <sup>2</sup>	Fase °	ampl nm/s <sup>2</sup>	Fase °
M <sub>2</sub>	10.1	44.7	10.2	44	9.6	44.6
S <sub>2</sub>	4.6	30.5	3.5	25.9	3.6	20
K <sub>1</sub>	1.6	79.4	1.6	76.5	1.6	48.4
O <sub>1</sub>	1.3	138	1.3	143	1.4	140
N <sub>2</sub>	2.2	43.9	2.3	57.2	2.1	59.8
P <sub>1</sub>	0.6	90.4	0.4	109	0.5	51.3
K <sub>2</sub>	0.9	11.7	1.1	14.9	0.9	35.7
Q <sub>1</sub>	0.4	-144	0.4	-147	0.2	150
Mf	0.3	-34.1	0.3	-32.5	0.4	-31.7
Mm	0.3	-30.3	0.2	-21.2	0.3	-29.8
Ssa	0.3	-4.5	0.3	-4.5	0.3	-4.7

Onda	CSR4.0		AG06		NAO.99b		EOT08a	
	ampl nm/s <sup>2</sup>	Fase °						
M <sub>2</sub>	10	43.6	10.1	45.3	10.3	43.5	10	44.1
S <sub>2</sub>	3.5	40.1	3.5	32.6	3.6	37.7	2.6	22.1
K <sub>1</sub>	1.9	74.7	1.7	80.1	2.4	70.1	1.4	69.7
O <sub>1</sub>	1.9	-129.6	1.4	130.6	1.4	125.6	1.3	134.7
N <sub>2</sub>	2.0	61.8	2.0	45.6	2.3	56.7	2.2	62.3
P <sub>1</sub>	0.6	78.8	0.6	84.4	0.8	73.4	1.0	49.5
K <sub>2</sub>	0.9	42.5	1.0	44.	1.0	44.3	0.9	21.9
Q <sub>1</sub>	0.2	157	0.3	-170.9	0.3	-169.6	0.2	155.8
Mf	0.5	-27.1	0.6	-26.6	0.4	-25.8	0.4	-31.7
Mm	0.3	-23.2	0.3	-22.8	0.3	-29.6	0.3	-29.8
Ssa	0.3	-4.5	0.3	-4.7	0.4	-6.0	0.3	-4.7

Le fasi sono riferite al meridiano *locale*, ottenute da quelle riferite a Greenwich e fornite dall'Onsala Space Observatory<sup>6</sup>, mediante la relazione:

$$fase_{locale} = - (n * \lambda + fase_{GW})$$

dove:

$\lambda$  = *longitudine della stazione*

$n=0$  *per le onde a lungo periodo*

$n=1$  *per le onde a periodo diurno*

$n=2$  *per le onde a periodo semidiurno*

---

<sup>6</sup> Rif. M.S. Bos and e H.-G. Scherneck – <http://www.oso.chalmers.se/-loading>

### Appendice III – Eventi sismici registrati alla stazione clino-gravimetrica

<i>DATA</i>	<i>Area Epic.</i>	<i>M</i>	<i>lat.</i>	<i>long.</i>	<i>z</i>	<i>t<sub>0</sub></i>	<i>Gravim.</i>	<i>Tilt E-W</i>	<i>Tilt N-S</i>
<b>2004</b>			(°)	(°)	(km)	hh:mm:ss	hh:mm:ss	hh:mm:ss	hh:mm:ss
23 Dicembre	Macquaire	6.5	5 N	92 E	10	14:59:03	15:19:35	15:19:55	15:19:55
26 Dicembre	Sumatra	9.1	3.5 N	96 E	30	00:58:00	01:11:45 F. scala	01:11:50	01:12:00
<b>2005</b>									
1 Gennaio	Sumatra	6.7	5 N	92 E	12	06:25:44	06:38:55		
2 Gennaio	Banda Islands	6.4	6.4 S	93 E	30	15:35:57	15:48:45		
5 Febbraio	Filippine	7.1	5.4 N	123 E	501	12:23:00	12:40:00	12:41:00	12:41:00
19 Febbraio	Indonesia	6.5	5.5 N	122 E	10	00:43:43	00:57:50		
22 Febbraio	Iran	6.2	30 N	58 E	14	02:25:00	02:42:00	02:38:00	02:40:00
26 Febbraio	Indonesia	6.8	3 N	96 E	27	12:56:51	13:09:35		
2 Marzo	Indonesia	7.1	6.5 S	130 E	201	10:42:00	11:00:00	11:00:00	11:00:00
20 Marzo	Giappone	6.6	34 N	130 W	10	01:53:41	02:07:00	02:38:00	02:38:00
21 Marzo	Argentina	6.9	25 S	64 W	579	12:23:54	12:57:00		
28 Marzo	Sumatra	8.7	2.1 N	97 E	30	16:09:37	16:23:05 F. scala	16:23:35	16:23:35
3 Aprile	Kuala Lumpur	6.3	2 N	98 E	36	03:10:56	03:20:00		
7 Aprile	Nepal	6.6	31 N	84 E	11	20:04:41	20:14:40		
10 Aprile	Kuala Lumpur	6.7	2 S	100 E	19	10:29:11	10:41:30		
12 Maggio	Near Sea of Okhotsk	6.5	57 S	139 W	10	11:15:35	11:35:55		
14 Maggio	Sumatra	6.7	1 N	98 E	34	05:05:18	05:19:30	05:19:15	05:19:25
16 Maggio	Kermadec	6.6	33 S	179 W	34	03:54:15	04:15:25		
6 Giugno	Turchia	5.6	39 N	41 E	10	07:41:29	07:49:50	07:46:45	07:48:20
13 Giugno	Cile	7.8	20 S	69 W	116	22:44:34	23:00:3 F. scala	23:00:55	23:00:55
14 Giugno	Isole Aleutine	6.8	51 N	179 E	17	17:10:12	17:25:35		
15 Giugno	California	7.2	41 N	126 W	16	02:50:54	03:06:35 F. scala	03:06:35	03:06:30
5 Luglio	Indonesia	6.7	2 N	97 E	21	01:52:03	02:07:05		
10 Luglio	Albania	5.2	42 N	20 E	4	13:10:12	13:11:20	13:11:25	13:11:30
24 Luglio	India	7.2	8 N	92 E	16	15:42:06	15:54:40	15:54:35	15:54:30
16 Agosto	Giappone	7.2	38 N	142 E	36	02:46:28	03:00:25	03:01:00	03:01:10
9 Settembre	Nuova Guinea	7.6	4.5 S	153 E	90	07:26:44	07:42:50		
26 Settembre	Perù	7.5	6 S	76 W	115	01:55:38	02:09:40 F. scala	02:09:30	02:09:45
27	Albania	5.1	43 N	18 E	19	00:25:36	00:26:25	00:26:50	00:27:15

Settembre									
8 Ottobre	Pakistan	7.6	35 N	74 E	26	03:50:41	03:59:40 F scala	03:59:50	03:59:55
17 Ottobre	Mar Egeo	5.5	38 N	27 E	8	05:45:16	05:48:05	05:47:15	05:49:00
17 Ottobre	Mar Egeo	5.8	38 N	27 E	10	09:46:54	09:49:50	09:50:05	09:49:15
18 Ottobre	Mar Ionio	5.7	38 N	21 E	14	15:26:00	15:28:00	15:28:30	15:28:15
19 Ottobre	Giappone	6.3	36 N	141 E	42	11:44:43	11:58:00		
20 Ottobre	Turchia	5.9	38 N	27 E	10	21:40:04	21:43:10 F. scala	21:43:25	21:43:25
14 Novembre	Giappone	7	38 N	145 E	11	21:38:51	21:51:40	21:52:00	21:51:35
2 Dicembre	Giappone	6.5	38 N	142 E	29	13:13:10	13:25:35		
5 Dicembre	Congo- Tanzania	6.8	6 S	30 E	22	12:19:57	12:45:00 F. scala	12:45:45	12:46:50
12 Dicembre	Afghanistan	6.5	36 N	71 E	225	21:47:46	21:55:30	21:55:50	21:55:30
<b>2006</b>									
2 Gennaio	Isole Sandwich	7.4	61 S	22 W	13	06:10:49	06:28:15		
8 Gennaio	Grecia	6.8	36 N	23 E	66	11:34:55	11:36:50	11:36:55	11:37:00
27 Gennaio	Isole Banda	7.6	5 S	128 E	397	16:58:53	17:19:00		
22 Febbraio	Monzambico	7	21 S	33 E	11	22:19:07	22:29:45 F. scala	22:30:00	22:29:50
31 Marzo	Iran	6.1	34 N	49 E	7	01:17:01	01:22:50	01:23:00	01:23:00
31 Marzo	Kermadec	6.5	29 S	177 W	13	13:21:00	13:41:00		
3 Aprile	Grecia	4.9	38 N	21 E	20	00:49:40	00:51:00	00:51:15	00:51:15
11 Aprile	Mare Ionio	5.5	38 N	21 E	18	00:02:00	00:05:15	00:05:10	00:04:50
11 Aprile	Grecia	5.4	38 N	21 E	18	17:29:28	17:33:30	17:31:25	17:31:05
12 Aprile	Grecia	5.5	38 N	21 E	19	16:51:00	16:53:35	16:53:50	16:54:00
20 Aprile	Siberia	7.6	61 N	167 E	22	23:24:57	23:36:40	23:36:20	23:36:50
16 Maggio	Kermadec	7.5	32 S	179 W	152	10:39:15	10:59:00	10:59:20	10:59:30
22 Maggio	Siberia	6.7	61 N	166 E	20	11:33:20	11:46:25	11:45:00	11:45:00
28 Maggio	New Britain	65	6 S	151 E	34	03:12:04	03:27:52		
28 Maggio	Tonga	5.7	20 S	175 W	50	03:36:18	''		
29 Maggio	Gargano	4.7	42 N	16 E	31	02:20:06	02:20:35	02:20:35	02:20:35
21 Giugno	Grecia	5	39 N	21 E	10	15:54:00	15:56:10	15:56:10	15:56:10
22 Giugno	Sibari	4.5	40 N	17 E	10	19:34:58	19:35:40	19:35:40	19:35:40
24 Giugno	Grecia	5	39 N	21 E	14	02:49:12	02:51:00	02:51:00	02:51:00
28 Giugno	Iran	5.8	27 N	56 E	11	21:02:11	21:09:25	21:09:25	21:09:25
17 Luglio	Jawa	7.2	9S	107 E	20	08:19:31	08:37:15		
6 Agosto	Otranto	4.7	40 N	20 E	8	07:49:48	07:51:05	07:51:15	07:51:15
8 Agosto	Otranto	5.1	40 N	20 E	12	21:20:03	21:21:35	21:21:35	21:21:35
24 Agosto	Kamchatka	6.5	50 N	157 E	43	21:50:39	22:02:45		
1 Settembre	Solomon	6.8	7 S	156 E	38	10:18:53	10:37:45		
1 Settembre	C.Otranto	4.1	40 N	20 E	38	21:50:39	21:52:25	21:52:25	21:52:25
2 Settembre	C. Otranto	4.4	40 N	20 E	10	09:10:47	09:12:50	09:12:50	09:12:50
7 Settembre	Lucania	4	41 N	16 E	27	15:31:43	15:32:35	15:32:35	15:32:35
28 Settembre	Samoa	6.9	17 S	172 W	28	06:22:11	06:41:55	06:41:55	06:41:55

30 Settembre	Kurili	6.6	46 N	153 E	11	17:50:26	18:02:50	18:02:50	18:02:50
1 Ottobre	Kurili	6.4	46 N	153 E	19	09:06:00	09:18:35		
26 Ottobre	Isole Lipari	5.8	39 N	15 E	212	14:28:36	14:29:20 F. scala	14:29:20	14:29:20
7 Novembre	New Britain	6.6	6 S	151 E	11	17:38:34	17:57:40	17:57:40	17:57:40
15 Novembre	Kurili	8.3	46 N	153 E	10	11:14:16	11:26:30 F. scala	11:26:30	11:26:30
<b>2007</b>									
12 Febbraio	Azzorre	6	36 N	10 W	20	10:35:24	10:39:30	10:39:25	10:40:10
17 Febbraio	Japan	6	42 N	144 E	31	00:02:57	00:14:35		
21 Febbraio	Turkia	5.7	38 N	39 E	6	11:05:00	11:09:40	11:09:45	11:09:40
6 Marzo	Sumatra	6.4	0.5 S	101 E	19	03:49:39	04:02:30		
25 Marzo	Vanuatu	7.1	21 S	169 E	36	00:40:02	00:54:30		
25 Marzo	Honshou Japan	6.7	37 N	137 E	8	00:41:57	00:59:25		
25 Marzo	Vanuatu	6.9	21 S	169 E	35	01:08:20	01:22:35		
25 Marzo	Grecia	5.7	38 N	20 E	15	13:57:59	13:59:05		
1 Aprile	Isole Solomon	8.1	8.48 S	157 E	10	20:39:56	20:59:20	21:00:00	20:59:35
10 Aprile	Grecia	5	39 N	22 E	2	03:17:56		03:19:35	03:19:35
13 Giugno	Guatemala	6.7	14 N	91 W	23	19:29:41	19:42:45		
16 Luglio	Japan	6.8	37 N	135 E	349	14:17:37	14:29:35	14:29:35	14:29:30
1 Agosto	Vanuatu Islands	7.2	16 S	168 E	145	17:08:54	17:28:15	17:28:20	17:28:20
2 Agosto	Andreanof Islands	6.9	51 S	180 W	48	03:21:42	03:49:55	03:57:45	03:59:55
8 Agosto	Jawa	7.4	5.9 S	108 W	282	17:04:57	17:18:00	17:22:00	17:22:00
15 Agosto	Andreanoff Islands	6.8	50 N	178 W	21	20:22:13	20:35:00	20:35:00	20:35:00
15 Agosto	Perù	7.9	13 S	77 W	40	23:40:58	23:55:00	23:55:00	23:55:00
20 Agosto	Dorsale medio- Atlantica	6.6	8 N	39 W	10	22:42:29	22:52:00	22:52:00	22:52:00
2 Settembre	Santa Cruz Islands	7.2	11.5 S	166 E	35	01:05:18	01:24:00	01:26:40	01:27:00
10 Settembre	Colombia	6.8	3 N	78 W	10	01:49:11	02:02:05		
12 Settembre	Sumatra	8.5	4.5 S	101 E	34	11:10:26	11:23:40	11:23:40	11:24:00
12 Settembre	Sumatra	7.9	2.62 S	101 E	35	23:49:04	24:01:50	24:01:55	24:01:55
30 Settembre	Mariane Islands	6.9	11 N	146 E	10	02:08:29	02:28:05		
30 Settembre	Nuova Zelanda	7.4	49.3 S	164 E	10	05:23:34	05:43:25	05:44:10	05:43:35
15 Ottobre	Nuova Zelanda	6.8	44.8 S	168 E	18	12:29:35	12:49:35		

16 Ottobre	Fiji	6.6	25.8 S	180 E	509	21:05:43	21:22:05		
18 Ottobre	Gargano	4	42 N	15 E	10	23:25:45	23:26:05	23:26:05	23:26:05
31 Ottobre	Mariana Isl	7.2	19 N	145 E	207	03:30:16	03:44:45		
29 Novembre	Martinica	7.4	15 N	62 W	146	19:00:19	19:11:15	19:11:15	19:11:15
16 Dicembre	Cile	6.7	23 S	70 W	45	08:09:18	08:27:00		
19 Dicembre	Andreanoff (Alaska)	7.2	52 N	179 W	56	09:30:30	09:43:10		
19 Dicembre	Andreanoff	5	21 N	179 W	30	10:05:35	10:22:40	10:18:35	10:18:35
20 Dicembre	Turchia	5.7	39 N	33 E	10	09:48:30	09:56:20	09:55:15	09:55:15
21 Dicembre	Andreanoff	5.7	51 N	179 W	30	07:23:35	07:36:30		
30 Dicembre	Grecia	4.7	38 N	21 E	23	06:42:41	06:44:40	06:44:15	06:44:30
<b>2008</b>									
9 Gennaio	Tibet	6.4	32 N	85 E	10	08:26:46	08:36:20	08:36:20	08:36:20
9 Gennaio	Russia (near Okosh sea)	6.1	52 N	131 W	10	14:40:00	14:58:15		
9 Aprile	Lolalty Islands	7.3	20 S	169 E	30	12:46:12	13:05:45	13:05:45	13:05:45
12 Aprile	Mc. Quaire	7.1	56 S	158 E	16	00:30:11	00:49:51	00:49:51	00:49:51
2 Maggio	Andrenoff Islands	6.6	52 S	178 W	14	01:33:36	01:46:40		
23 Maggio	Central Mid- atlantic Ridge	6.5	7 N	35 W	8	19:35:35	19:45:05		
29 Maggio	Iceland	6.3	64 N	21 W	9	15:46:00	16:00:45	16:00:45	16:00:45
1 Giugno		6.3	20 N	121 E	31	01:57:24	02:10:05		
1 Giugno	Mc Quaire	6.5	60 S	150 E	10	14:31:03	14:51:00		
8 Giugno	Grecia	6.4	38 N	21 E	16	12:25:22	12:27:14	12:27:05	12:27:05
13 Giugno	Giappone	6.9	39 N	140 E	10	23:43:46	23:56:15	23:56:15	23:56:15
21 Giugno	Grecia	5.6	36 N	22 E	5	11:36:24	11:38:15	11:38:15	11:38:15
22 Giugno	Siberia	6.5	68 N	141 E	10	23:56:30	00:06:00		
27 Giugno	India	6.7	11 N	92 E	39	11:40:17	11:51:35		
5 Luglio	Sea of Okhotsk	7.5	54 N	153 E	605	02:12:03	02:23:05	02:23:00	02:23:05
15 Luglio	Grecia	6.4	36 N	28E	52	03:26:35	03:29:20	03:29:25	03:29:15
19 Luglio	Japan	7.0	38 N	142 E	40	02:39:32	02:51:30	02:52:25	02:51:20
23 Luglio	Japan	6.8	40 N	141 E	112	15:26:20	15:38:25	15:39:30	15:38:50
3 Agosto		5.3	40 N	25 E	10	00:39:17	00:41:05	00:41:00	00:41:30
8 Settembre	Vanatu Islands	6.9	14 S	167 E	122	18:52:08	19:11:05	19:11:25	19:11:35
10 Settembre	Iran	6.1	27 N	56 E	12	11:00:34	11:07:40	11:07:00	11:07:05
10 Settembre	Dorsale atlantica	6.6	8.1 N	40 W	10	13:08:14	13:17:55	13:17:50	13:18:00
11	Indonesia	6.6	1.2 N	127 E	100	00:00:03	00:18:25	F. scala	F. scala

Settembre							F. scala		
11 Settembre	Giappone	6.8	42 N	144 E	35	00:20:51	00:33:25	00:33:35	00:33:35
11 Settembre	Giappone	5.0	42 N	144 E	30	01:08:10	01:08:50	01:01:10	01:05:50
5 Ottobre	Kyrgyzstan	6.7	40 N	74 E	30	15:52:49	16:01:00	16:01:10	16:01:10
11 Ottobre	Caucaso	5.8	43 N	46 E	16	09:06:11	09:11:20	09:11:45	09:11:45
14 Ottobre	Egeo	5.2	39 N	24 E	25	02:06:35	02:08:30	02:08:05	02:09:05
16 Ottobre	Messico	6.7	14 N	92 W	24	19:41:25	19:51:10		
19 Ottobre	Tonga	6.9	22 S	174 W	30	04:10:30	05:30:30	05:30:30	05:30:30