

# Rapporti tecnici INGV

**Calcolo di un modello di marea  
oceânica di alta precisione da dati  
della stazione Mareografica di  
Terra Nova Bay in Antartide**

# 189



Istituto Nazionale di  
Geofisica e Vulcanologia

**Direttore**

Enzo Boschi

**Editorial Board**

Raffaele Azzaro (CT)  
Sara Barsotti (PI)  
Mario Castellano (NA)  
Viviana Castelli (BO)  
Rosa Anna Corsaro (CT)  
Luigi Cucci (RM1)  
Mauro Di Vito (NA)  
Marcello Liotta (PA)  
Simona Masina (BO)  
Mario Mattia (CT)  
Nicola Pagliuca (RM1)  
Umberto Sciacca (RM1)  
Salvatore Stramondo (CNT)  
Andrea Tertulliani - Editor in Chief (RM1)  
Aldo Winkler (RM2)  
Gaetano Zonno (MI)

**Segreteria di Redazione**

Francesca Di Stefano - coordinatore

Tel. +39 06 51860068

Fax +39 06 36915617

Rossella Celi

Tel. +39 06 51860055

Fax +39 06 36915617

[redazionecen@ingv.it](mailto:redazionecen@ingv.it)



# Rapporti tecnici INGV

**CALCOLO DI UN MODELLO DI MAREA OCEANICA DI ALTA  
PRECISIONE DA DATI DELLA STAZIONE MAREOGRAFICA DI  
TERRA NOVA BAY IN ANTARTIDE**

Giuseppe Casula, Arianna Pesci e Maria Giovanna Bianchi

INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Bologna)

189



## **Indice**

Introduzione .....	5
1. Descrizione generale del fenomeno delle maree .....	5
1.1 Maree negli oceani .....	6
2. Teoria Armonica .....	6
2.1 Fondamenti dell'analisi ai minimi quadrati.....	7
3. La stazione mareografica di Terra Nova Bay .....	7
3.1 Breve descrizione dello strumento .....	9
3.2 Formule di Conversione .....	10
3.3 Procedura Operativa.....	12
3.4 Salinità Pratica.....	12
3.5 Conducibilità (mmho/cm).....	13
3.6 Livello del Mare (m) .....	14
3.7 Analisi di Marea .....	14
4. Conclusioni.....	18
Ringraziamenti.....	18
Bibliografia .....	19



## Introduzione

Il termine marea generalmente si riferisce al moto periodico di grandi masse di acqua che vengono innalzate ed abbassate (10 m ed oltre) con frequenza giornaliera o di alcune ore. Questo fenomeno è dovuto alla combinazione dell'attrazione gravitazionale esercitata sul pianeta Terra dagli altri corpi celesti, primi tra tutti la Luna ed il Sole, e della forza centrifuga dovuta alla rotazione terrestre. L'ampiezza, la frequenza e la fase delle onde di marea sono quindi legate ai fenomeni astronomici e, in modo rilevante, alle caratteristiche morfologiche dei fondali e delle coste.

Tipicamente, in una serie temporale di misure del livello del mare le variazioni mareali oceaniche costituiscono la parte preponderante del segnale colorato, cioè un segnale non casuale bensì correlato nel tempo. Lo spettro di potenza delle predette serie, infatti, fornisce componenti di periodo semi-diurno e diurno di grande ampiezza e poi diminuisce con l'aumentare delle frequenze. Nelle regioni polari come l'Antartide, anche le componenti di lungo periodo della marea (ad esempio periodi tra 14 giorni e 1 anno) hanno un'ampiezza elevata e spesso comparabile con le frequenze diurne e semi-diurne.

In questo lavoro si forniscono alcune linee guida per la gestione dei dati registrati dal mareografo AnderAA WLR-7 della stazione antartica di Terra Nova Base (TNB) [Capra et al., 2008] installato nel Mare di Ross in prossimità della costa e operativo ad una profondità di 26 m. Le analisi delle maree oceaniche sono finalizzate a mettere a disposizione dati per calcolare modelli di marea di alta precisione e consentono di reperire utile materiale informativo sulla salinità pratica e sulla temperatura del Mare di Ross. I dati utilizzati nelle analisi illustrate nel presente lavoro sono relativi alle registrazioni del mareografo effettuate per circa un anno ossia dal febbraio 2006 al gennaio 2007.

## 1. Descrizione generale del fenomeno delle maree

Newton spiegava l'effetto di marea con la differenza di attrazione gravitazionale che un astro esercita rispettivamente sulla parte più vicina e su quella più lontana di un altro astro. Così, ad es. la Luna determina un rigonfiamento sulle due superfici opposte della Terra a causa della diversa attrazione esercitata su di esse, dato che si trovano a distanze diverse da essa. Se si effettua il calcolo di queste forze con la legge di gravità universale si osserva che l'effetto della Luna è circa il doppio di quello del Sole sulla Terra. Questo fatto è facilmente prevedibile. Infatti la variazione di attrazione fra due oggetti situati a distanza  $r$  e  $r + dr$  si

ottiene derivando l'espressione della gravitazione rispetto ad  $r$ :  $\frac{dF}{dr} \propto \frac{GMm}{r^3}$ . Si vede quindi che l'effetto di

marea è inversamente proporzionale al cubo della distanza tra i due astri. Applicando la formula, nel caso del sistema Terra-Luna e Terra-Sole, si ottiene che la forza attrattiva tra Terra e Sole è circa la metà della forza attrattiva tra Terra e Luna, a dimostrazione del fatto che la forza gravitazionale è fortemente dipendente dalla distanza.

Inoltre, è di fondamentale importanza considerare il moto di rotazione e di rivoluzione dei pianeti: le velocità angolari risultanti, infatti, fanno in modo che il rigonfiamento di marea sul pianeta si alteri a causa dell'attrito e questo determina una differente distribuzione delle masse. Le forze di marea sono causate quindi dalle differenze locali tra la forza gravitazionale, differente in ogni punto, e la forza centrifuga uniforme, dovuta al moto di rivoluzione e rotazione.

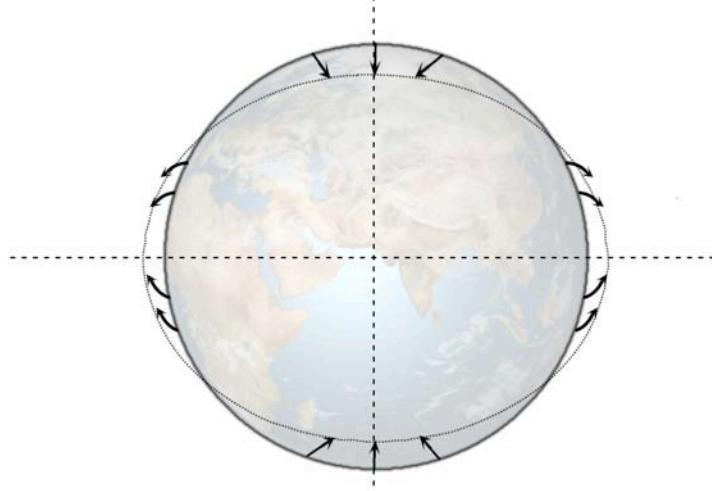
Queste differenze possono deformare un cerchio in un ellisse (**Figura 1**) il cui asse maggiore coincide con la direzione di attrazione dell'astro perturbatore; a causa inoltre della rotazione terrestre verranno generate due componenti mareali semidiurne principali con periodo di 12 ore e 25 m per la Luna (onda di marea  $M_2$ ) e 12 ore per il Sole (onda  $S_2$ ), rispettivamente [Doodson, 1921; Melchior and Ducarme, 1989; Casula, 1997]. Inoltre per effetto della declinazione dell'astro perturbatore sul piano equatoriale terrestre si crea una dissimmetria fra le due onde principali luni-solare che origina tre termini principali declinazionali come l'onda lunisolare  $K_1$  (periodo siderale: 23 ore e 56 m), l'onda lunare  $O_1$  (25 ore 49 m) e l'onda solare  $P_1$  (24 ore 4 m).

A causa delle varie perturbazioni orbitali si creano dei doppietti simmetrici rispetto alle onde principali. L'ellitticità dell'orbita lunare per esempio genera due onde ellittiche con periodo di 26 ore e 52m ( $Q_1$ ) e 24 ore e 51m ( $N_1$ ). Le componenti ellittiche della onda principale lunare semidiurna  $M_2$  saranno l'onda  $N_2$  di periodo 12 ore e 39m e l'onda  $L_2$  di periodo 12 ore e 11m.

Infine i periodi di rivoluzione della Luna attorno alla Terra (28 giorni) e della Terra attorno al Sole (12 mesi) danno luogo insieme all'ellitticità orbitale rispettivamente a componenti di lungo periodo ( dette anche

componenti zonali): le onde lunari  $M_f$  (13.6 giorni) e  $M_m$  (27.55 giorni), e le onde solari  $S_{sa}$  (6 mesi) e  $S_a$  (1 anno), [Melchior, 1983].

Le maree sono dei fenomeni differenziali dipendenti dall'inverso dei cubi delle distanze dagli astri perturbatori (principalmente Luna-Sole), in base quindi ad un semplice calcolo numerico si evince che alla latitudine di Milano ( $45^\circ$ ) l'effetto della Luna risulta doppio rispetto a quello del Sole e pari a circa  $90 \mu\text{Gal}$ .



**Figura 1.** Deformazione della Terra indotta dalla marea.

Si possono considerare, come effetti legati alla marea, una grande varietà di fenomeni naturali la cui periodicità dipende prevalentemente dal moto della Luna e del Sole. La maggior parte di questi fenomeni ha tuttavia ampiezze veramente trascurabili e il loro rilievo è possibile solo mediante l'utilizzo di tecnologie sofisticate [Melchior and Ducarme, 1989]. Ad esempio, i modi normali di oscillazione del nucleo terrestre, la tripletta di frequenze di traslazione del nucleo interno della terra detta "Slichter Triplet", gli effetti di carico oceanico. Tutti fenomeni rilevabili solo mediante registrazioni continue pluriennali di una rete di gravimetri superconduttori come quella del progetto Global Geodynamics Project (GGP) [Crossley et al., 1999] al quale gli autori di questo rapporto hanno partecipato negli anni compresi dal 1996 al 2005.

### 1.1 Maree negli oceani

Il fenomeno della marea oceanica è un fenomeno reso estremamente complesso dalla forma, dalla profondità e morfologia dei bacini oceanici. Infatti se l'Oceano Atlantico e il Mare del Nord sono soggetti a fenomeni di risonanza con periodi semidiurni, esistono dei fenomeni di risonanza con periodi diurni nel golfo del Messico e di Tonkin. Mentre la risonanza è pressoché assente in un bacino chiuso ma profondo come quello del Mediterraneo occidentale, nel mare Adriatico, che è poco profondo, compaiono degli effetti mareali che variano da una decina di centimetri circa a quasi un metro.

## 2. Teoria Armonica

Le forze astronomiche che generano le maree vengono generalmente descritte (in termini di potenziale di marea) come una combinazione lineare di componenti sinusoidali, caratterizzate da una propria fase, ampiezza e frequenza e ben distinte tra loro [Doodson, 1921]. La risposta degli oceani a queste forze può essere espressa nella stessa maniera per cui ciascuna sinusoide viene definita *componente mareale* [Foreman and Henry, 1989].

Pertanto un'analisi armonica di marea prevede il calcolo di ampiezze e fasi relative ad un numero finito di funzioni sinusoidali di frequenza nota.

## 2.1 Fondamenti dell'analisi ai minimi quadrati

Supponiamo di aver scelto di stimare M componenti armoniche da includere nell'analisi mareale, come espresso in precedenza. Il passo successivo consiste nello stimare, a partire da una serie temporale mono dimensionale come quella che deriverebbe dalla variazione di livello del mare, ampiezze e fasi delle predette M componenti mareali; tradotto in formule si ha:

$$y_i = A_0 + \sum_{j=1}^M A_j \cos(\sigma_j t_i + \Phi_j) \quad (1)$$

dove i simboli  $A_j$ ,  $\sigma_j$  e  $\Phi_j$  rappresentano rispettivamente ampiezza, frequenza e fase della j-ma componente in esame,  $A_0$  è un termine che serve a tener conto di un possibile offset e  $y_i$  con  $i=1,.., N$  sono le osservazioni all'istante i-esimo. L'equazione (1) può essere normalizzata mediante le equazioni seguenti nelle nuove incognite  $C_j$  e  $S_j$ :

$$A_j \cos(\sigma_j t_i + \Phi_j) = C_j \cos(\sigma_j t_i) + S_j \sin(\sigma_j t_i) \quad (2)$$

dove:

$$A_j = \left[ C_j^2 + S_j^2 \right]^{\frac{1}{2}}, \quad \phi_j = \arctan \left[ \frac{S_j}{C_j} \right]. \quad (3)$$

dove  $C_j$  ed  $S_j$  sono rispettivamente le nuove incognite che derivano dalla linearizzazione della (2) [Foreman and Henry, 1989]. Se si considera che il numero N di osservazioni è generalmente molto superiore al numero  $2M+1$  delle incognite, il sistema di equazioni risulta sovrastimato e quindi non avrà una soluzione univoca. Per ottenere la soluzione migliore e stimare i migliori dei parametri delle armoniche mareali, cioè ampiezze e fasi, si utilizzano procedure di compensazione dati, basate sui minimi quadrati. In pratica, si determinano i parametri di interesse al fine di rendere minime le differenze tra i modelli teorici e sperimentali. In questo ambito, citiamo il metodo della fattorizzazione di Cholesky [Godin, 1972; Foreman and Henry, 1989] per la risoluzione efficiente delle equazioni normali.

Per il calcolo dell'errore di ampiezze e fasi delle componenti di marea è possibile applicare la nota formula di propagazione della varianza alle equazioni (3), in sintesi, se:  $\xi = F(A_j, B_j)$  rappresenta una funzione delle variabili A, B per la j-sima componente, se si trascura il termine di correlazione fra le variabili A e B la varianza di  $\xi$  si può ottenere in base alla formula [Pawlacz et al., 2002] :

$$\sigma_{\xi}^2 = \left( \frac{\partial F}{\partial A_j} \right)^2 \sigma_A^2 + \left( \frac{\partial F}{\partial B_j} \right)^2 \sigma_B^2 \quad (4)$$

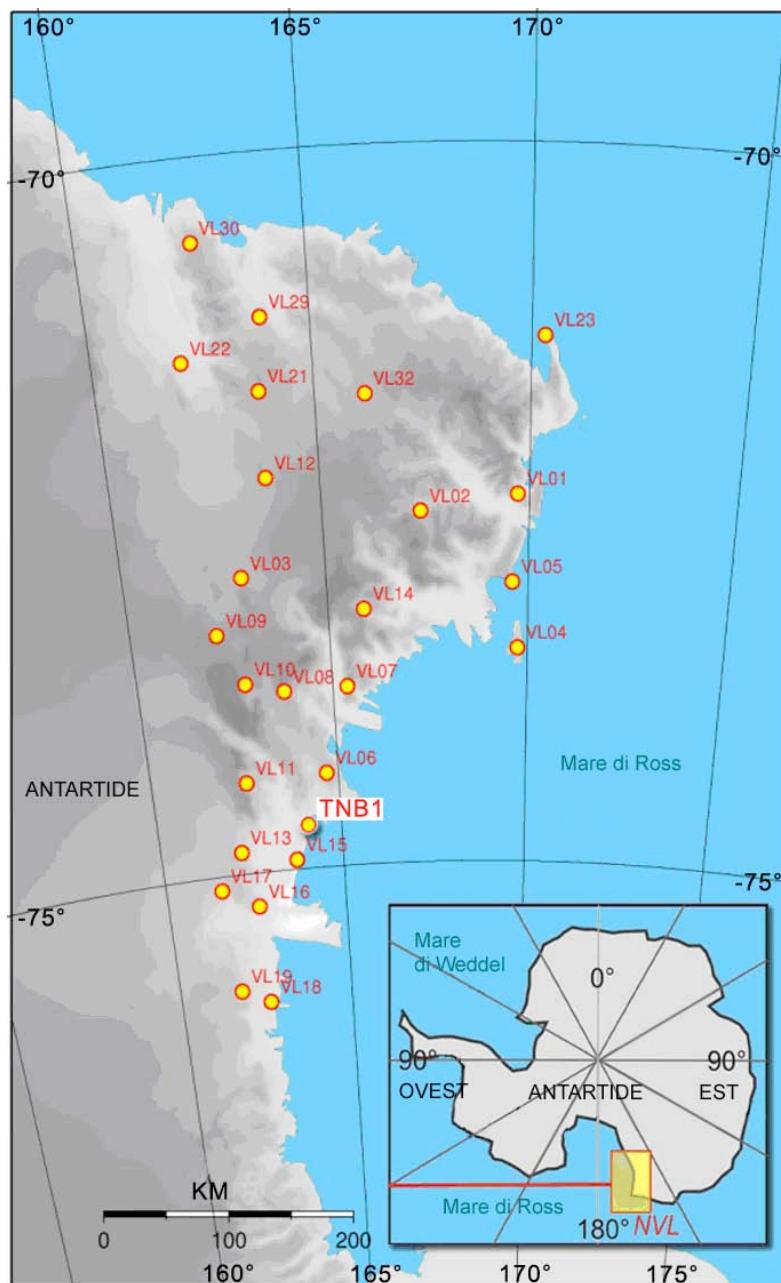
Infine, a differenza delle tecniche convenzionali di analisi spettrale basate sulla FFT (Fast Fourier Transform) l'analisi armonica può essere effettuata anche su di una serie temporale non continua o affetta da interruzioni (*gap*). Risulta disponibile a richiesta all'utenza il pacchetto Fortran77-90 *tidepack* (<ftp://ftp.pac.dfo-mpo.gc.ca/pub/mike/tidpack/>) implementato da Foreman [Foreman and Henry, 1989; Foreman, 1996; Foreman et al., 2009], in grado di effettuare la predetta analisi ai minimi quadrati e della varianza e la stima di un modello mareale oceanico di alta precisione che tenga conto anche degli effetti spuri al contorno come quelli di risonanza dei bacini e quelli legati ai venti ed alle correnti superficiali oceaniche.

## 3. La stazione mareografica di Terra Nova Bay

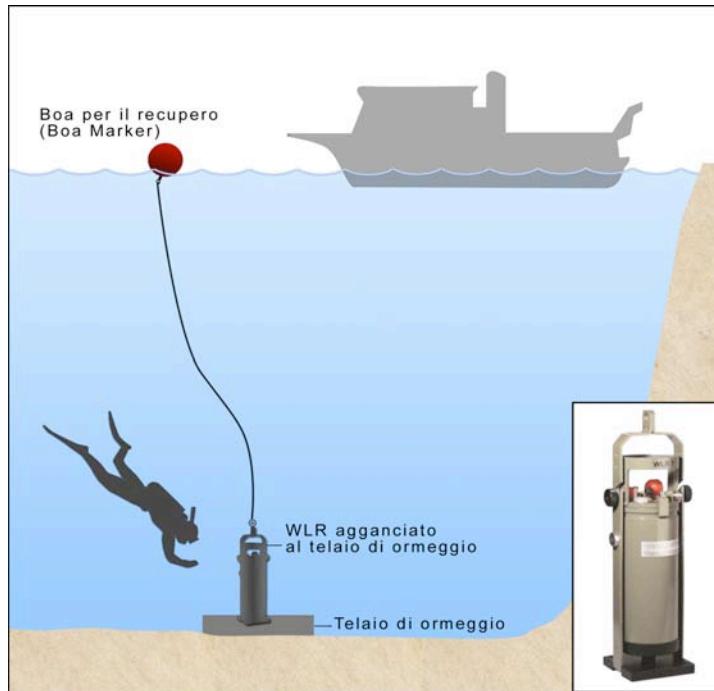
Nell'estate Australe 2006 è stato installato un mareografo modello AanderAA WLR7 sul fondale del Mare di Ross ad una profondità di 26 metri nella zona costiera prospiciente la Baia di TerraNova (**Figura 2** e **Figura 3**), per complementare le infrastrutture geodetiche della rete VLNDEF (Victoria Land Network for Deformation Control) [Dubbini et al., 2010]. Lo strumento ha registrato con continuità dati di temperatura, pressione e conducibilità dell'acqua dall'estate 2006 all'estate 2007, mentre i dati di misura della pressione

atmosferica sono stati registrati da un barometro, del quale non conosciamo modello e specifiche tecniche, collocato nella stazione barometrica di TerraNova Bay.

I mareografi modello AanderAA WLR7 sono utilizzati anche in altre stazioni adibite al rilievo delle maree, ad esempio nella stazione situata nell'isola vulcanica di Saint Paul, nell'Oceano Indiano meridionale. Questa stazione, dotata anche di altra tecnologia per rilievi meteorologici e oceanografici, è attiva dal 1994 e le registrazioni nel 2010 erano ancora in corso [Testut et al., 2010]; la maggior parte dei dati relativi al livello del mare sono stati acquisiti da uno strumento Aanderaa WLR7. Altre informazioni, relative all'utilizzo di serie di dati provenienti da questo genere di mareografo, si possono trovare in articoli scientifici sulle variazioni di livello del mare dovute ad interazioni con eventi atmosferici nello stretto del Bosforo [Andersen et al., 1997] e al largo della baia di San Paolo in Brasile [Dottori and Castro, 2009]. Infine, in un recente studio nel quale si ipotizza l'utilizzo del lago Fagnano come un "sensore" per studiare gli effetti delle maree in prossimità della zona della Terra del Fuoco, le serie temporali dei dati di marea provengono da strumenti Aanderaa WLR7, in quel caso collocati nel lago a 5 m di profondità [Richter et al, 2009].



**Figura 2.** Mappa della Terra Victoria del Nord, la stazione mareografica è stata installata in prossimità della stazione GPS TNB1.



**Figura 3.** Il Mareografo AanderAA WLR-7 in stazione sul fondo del mare di Ross in Antartide.

### 3.1 Breve descrizione dello strumento

I mareografi AanderAA WLR7 e WLR8 sono sistemi ad alta precisione per la registrazione del livello delle acque in mare aperto. Il livello del mare viene determinato misurando la pressione idrostatica mediante un sensore di pressione al quarzo (trasduttore di pressione). La caratteristica unica dei sensori di pressione al quarzo è la capacità di misurare piccole fluttuazioni di pressione in presenza di elevata pressione statica. A partire da valori noti della densità dell'acqua e della pressione atmosferica si può determinare il livello del mare. La profondità di esercizio è tuttavia limitata dal *range* operativo del trasduttore di pressione che in questo caso è tra 0 e 3500 KPa ossia 340 metri. Il *range* è rintracciabile nella Tabella 1 tratta dal manuale dello strumento [WLR7&8 Operation Manual, 2004].

Il registratore di livello del mare di cui la stazione è dotata è disegnato specificamente per misurare il livello delle acque oceaniche. Lo strumento, una volta posizionato sul fondo del mare, registra pressione, temperatura e conducibilità dell'acqua oceanica ad intervalli regolari. I dati di marea e di pressione atmosferica elaborati in questo studio si riferiscono al periodo dal 1 febbraio 2006 al 28 gennaio 2007 ed il passo di campionamento dei dati forniti dal mareografo - relativi a pressione (P), temperatura (T) e conducibilità (C) dell'acqua - è di 10 minuti. Di norma in tutte le procedure di analisi del dato di marea si segue una procedura per passi. Dapprima si rimuovono i dati fuori tolleranza e si interpolano le interruzioni inferiori a 12 ore, in un secondo passo si decimano le letture strumentali a frequenza oraria come specificato più avanti [Melchior, 1983; Casula, 1997]. I risultati di tale procedura vengono riassunti in **Figura 4** che mostra la variazione dei valori di salinità pratica, conducibilità e temperatura. I dati vengono immagazzinati in una unità Data Storage (DSU) 2990 a memoria a stato solido, removibile e riutilizzabile. All'interno di questa unità di memoria vengono registrati in sequenza 5 canali con la risoluzione di 10 bit:

- 1) Riferimento
- 2) Temperatura
- 3) Pressione, parte più significativa
- 4) Pressione, parte meno significativa
- 5) Condutività

Mentre le voci da 2 a 5 non necessitano di spiegazione, per la prima (Riferimento) occorre specificare che contiene una lettura fissa che serve per indicare la corretta performance dei sensori e ad identificare il particolare strumento da cui proviene la registrazione.

Per quanto riguarda, invece, i dati di pressione atmosferica  $P_a$ , essi sono stati forniti da un barometro sito nella stazione meteorologica di Terranova Bay per il quale non sono note informazioni sul modello e le caratteristiche tecniche, ma, comunque, dalla serie di dati è stato possibile desumere il passo di campionamento che è di un'ora.

### 3.2 Formule di Conversione

Lo strumento viene calibrato in fabbrica mediante test in acque a temperatura, pressione e conducibilità note e in seguito viene testato nel mar Baltico.

Se si esprime la funzione di calibrazione  $G(N)$  di un sensore come quella funzione delle letture dello strumento che fornisce il valore della grandezza fisica misurata dallo strumento stesso ( $L=G(N)$ , con  $N=lettura$ ) la formula generale per la conversione delle letture dello strumento in quantità fisiche è la seguente:

$$G = A + B \cdot N + C \cdot N^2 + D \cdot N^3 \quad (5)$$

dove  $N$  rappresenta la lettura effettuata dallo strumento e  $A, B, C, D$  sono, in generale, i parametri di calibrazione dello strumento indicati nel manuale (si veda **Tabella 1**).

L'espressione (5) rappresenta la funzione matematica (polinomio di terzo grado) che meglio approssima ai minimi quadrati la variazione della grandezza fisica in relazione con la lettura dello strumento.

In generale, per una corretta operatività dello strumento, sarebbe necessario calibrarlo in acque a temperatura, pressione e conducibilità note, così da verificarne la calibrazione. Questa è una procedura raccomandata nel manuale del costruttore.

Per quanto concerne la pressione dell'acqua, il valore viene diviso in due canali a 10 bit di risoluzione cioè  $N_3$  ed  $N_4$ ; pertanto per ottenere l'espressione della lettura è necessario utilizzare la seguente relazione:

$$N = N_3 \cdot 1024 + N_4 \quad (6)$$

Mentre i sensori di pressione e temperatura hanno una calibrazione cubica e, quindi, quattro costanti di calibrazione ( $A, B, C, D$ ), la conducibilità ha una funzione di calibrazione lineare e cioè solo due costanti di calibrazione ( $A, B$ ); pertanto in questo caso la conducibilità ha la seguente funzione:

$$Cond(N) = A + B \cdot N \quad (7)$$

Come espresso in precedenza, le costanti di calibrazione sono indicate nel manuale del costruttore ed esse sono di seguito riportate nella **Tabella 1**.



## Calibration Sheet

WLR 7

Serial No. 1935

REFERENCE (Channel 1): 161

### TEMPERATURE (Channel 2)

During calibration, the instrument is submerged in a temperature regulated bath.

Temperature (°C)	Reading, N
1.07	116
11.93	430
22.89	718
33.94	957

A	-3.070E+00
B	3.657E-02
C	-8.900E-06
D	1.160E-08

Temperature Sensor, Model 1227C

Range: -3 to +35 °C

Temperature reference: ASL - F25

Serial No. 1103-14

$$\text{Temperature (°C)} = A + BN + CN^2 + DN^3$$

### PRESSURE (Channels 3 and 4)

Calibration is performed by applying pressure from a dead-weight tester to the input port of the Quartz Pressure Sensor. Since the Pressure Sensor is slightly temperature dependant, calibration is carried out at three different temperatures.

Temp. (°C)	Pressure (kPa)	Reading	
		N3	N4
5	101.19	708	173
	806.02	738	613
	1506.90	769	744
	2107.65	797	135
	2808.53	830	21
	3409.28	859	57
15	98.96	708	17
	803.77	738	456
	1504.63	769	591
	2105.37	796	1008
	2806.23	829	894
	3406.97	858	932
25	99.39	707	1007
	804.22	738	422
	1505.09	769	561
	2105.83	796	982
	2806.70	829	870
	3407.447	858	911

Coefficients valid for 0 - 10 °C	
A	-2.239202E+04
B	3.989764E-02
C	-1.333557E-08
D	1.504061E-15

Quartz Pressure Sensor, Model 3187H  
Serial No. 99949  
Range: 0 - 3500 kPa

Coefficients valid for 10 - 20 °C	
A	-2.244291E+04
B	4.010368E-02
C	-1.360100E-08
D	1.615282E-15

Pressure reference:  
Budenberg Dead-Weight Tester 480 DX  
Serial No. 26291

Calibration Accuracy:  
< 0.02% of actual pressure

Coefficients valid for 20 - 30 °C	
A	-2.251838E+04
B	4.039497E-02
C	-1.396674E-08
D	1.766796E-15

Pressure (kPa) = A + BN + CN<sup>2</sup> + DN<sup>3</sup>  
where N = N3 • 1024 + N4

### CONDUCTIVITY (Channel 5)

During calibration, the instrument is submerged in a sea-water bath of known conductivity.

Reading with sea-water loop: 100 ohm, N= 400  
1000 ohm, N= 50

(mmho/cm)	Reading, N
0	11
55.18	760

A	-8.104E-01
B	7.367E-02

Conductivity Cell, Model 3094  
Serial No. 382  
Range: 0 - 74.6 mmho/cm

Conductivity (mmho/cm) = A + BN

Cell form factor, K= 2.865

Form No. 288 K  
March 1999

Date ..... Sign .....

**Tabella 1.** Tabella di calibrazione del mareografo AAnderAA WLR-7 installato a Terra Nova Bay in Antartide, in prossimità della stazione italiana Mario Zucchelli. La tabella è una riproduzione elettronica di una pagina del manuale di riferimento dello strumento e non è disponibile in bibliografia (specifiche di fabbrica).

### 3.3 Procedura Operativa

È stato implementato in linguaggio FORTRAN77 e 90 uno strato software atto alla calibrazione e quindi alla conversione del dato mareografico in misure di temperatura (°C), pressione (mbar), livello del mare (m), conducibilità (mmho/cm) e salinità pratica.

Per la conversione della pressione parziale della colonna d'acqua in altezza della colonna stessa (livello del mare) è stata utilizzata l'espressione indicata nel manuale del costruttore, facilmente deducibile dall'espressione fisica del peso della colonna d'acqua:

$$H(m) = (P - P_a) / \rho \cdot g \quad (8)$$

dove  $H(m)$  è l'altezza in metri della colonna d'acqua,  $P$  indica il valore della pressione misurata dallo strumento,  $P_a$  la pressione atmosferica al livello del mare per la quale è stato usato il valor medio di 993 mbar (come indicato nei dati forniti dalla stazione barometrica),  $\rho$  è la densità dell'acqua per la quale è stato utilizzato il valor medio di 1.02802 g/cm<sup>3</sup> tipico delle acque antartiche [Stravisi, 2007] e  $g$  è l'accelerazione di gravità estrapolata da Sasagawa et al., 2004.

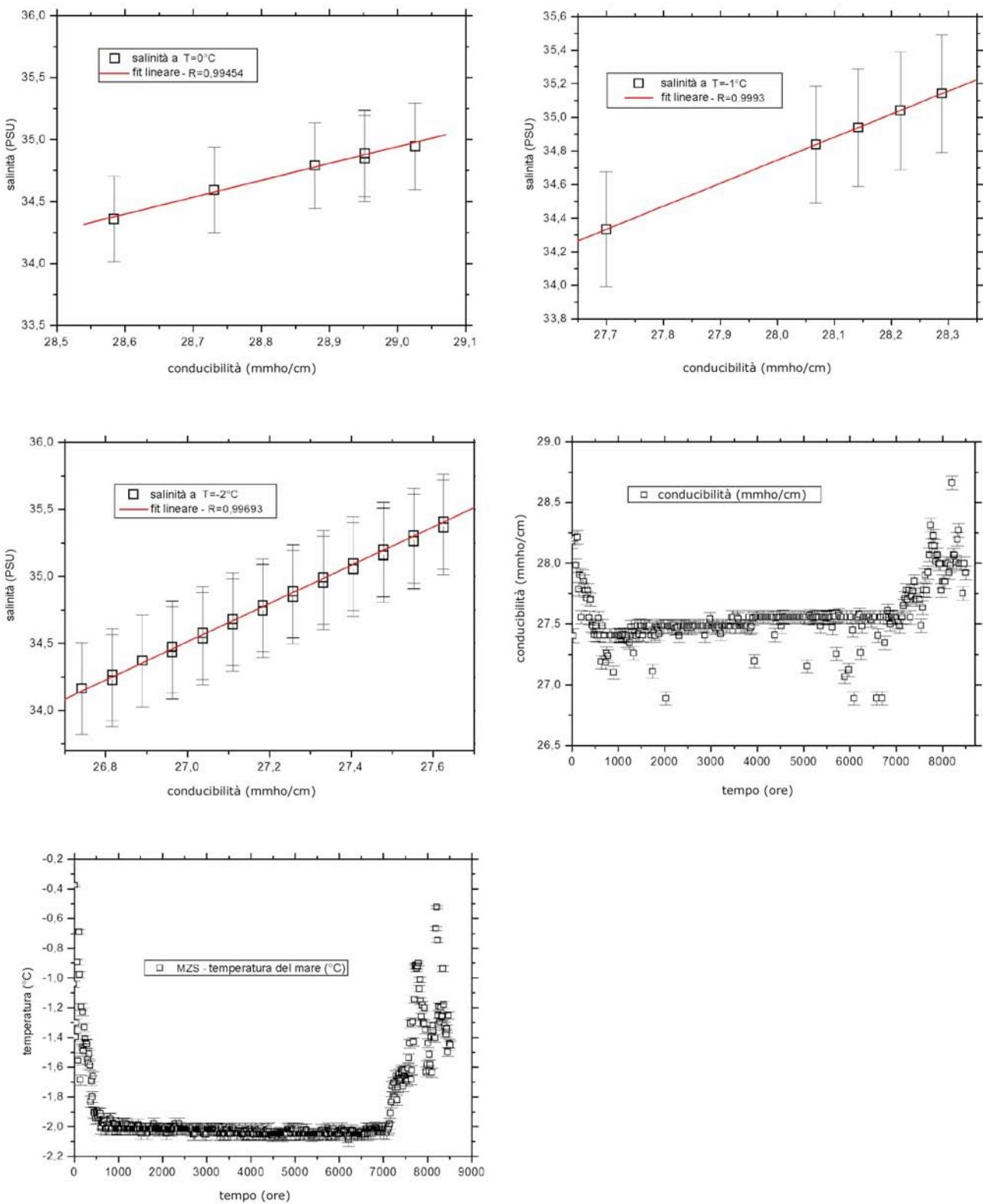
Per il calcolo della salinità dedotta dalla conducibilità a determinate temperature è stata utilizzata la *function* FORTRAN77 Sal78 che utilizza le formule di Perkin e Walker [Perkin and Walker, 1972] successivamente implementate e pubblicate su Unesco Technical Paper in Marine Science n.44 a. 1983, questa procedura è consigliata nel manuale dello strumento [Fofonoff and Millard, 1983; Knowles, 1974].

A causa della presenza di alcuni *outlier*, cioè dati fuori tolleranza, è stato implementato un algoritmo di media mobile con calcolo dello scarto quadratico medio decimando i dati a frequenza oraria. Per questa trasformazione è stato utilizzato il software Tsoft dell'Osservatorio Reale del Belgio [Van Camp and Vauterin, 2005].

Seguono alcune considerazioni sui risultati ottenuti.

### 3.4 Salinità Pratica

La salinità pratica è un valore che dipende dalla temperatura, dalla conducibilità e dalla densità dell'acqua del mare. L'elaborazione dei dati a nostra disposizione ha permesso di ottenere, a temperature che variano tra -2.2 e 0 °C, una variazione della salinità compresa tra 34 e 35.5 PSU; tale variazione è riassunta nei grafici. Questi valori sono allineati con i riscontri di altri autori con riferimento, in particolare, ai lavori di Perkin and Walker 1972, di Jacob et al. 2002 e di Smethie and Jacob 2005. Inoltre, esiste una dipendenza lineare della salinità pratica dalla conducibilità (mmho/cm) a temperature -2 -1 e 0 gradi Celsius (si veda Figura 4).



**Figura 4.** Variazione delle grandezze Salinità Pratica, Conducibilità e Temperatura. I grafici riassumono tutti i risultati dell'elaborazione dei dati della stazione mareografica di TNB (Antartide).

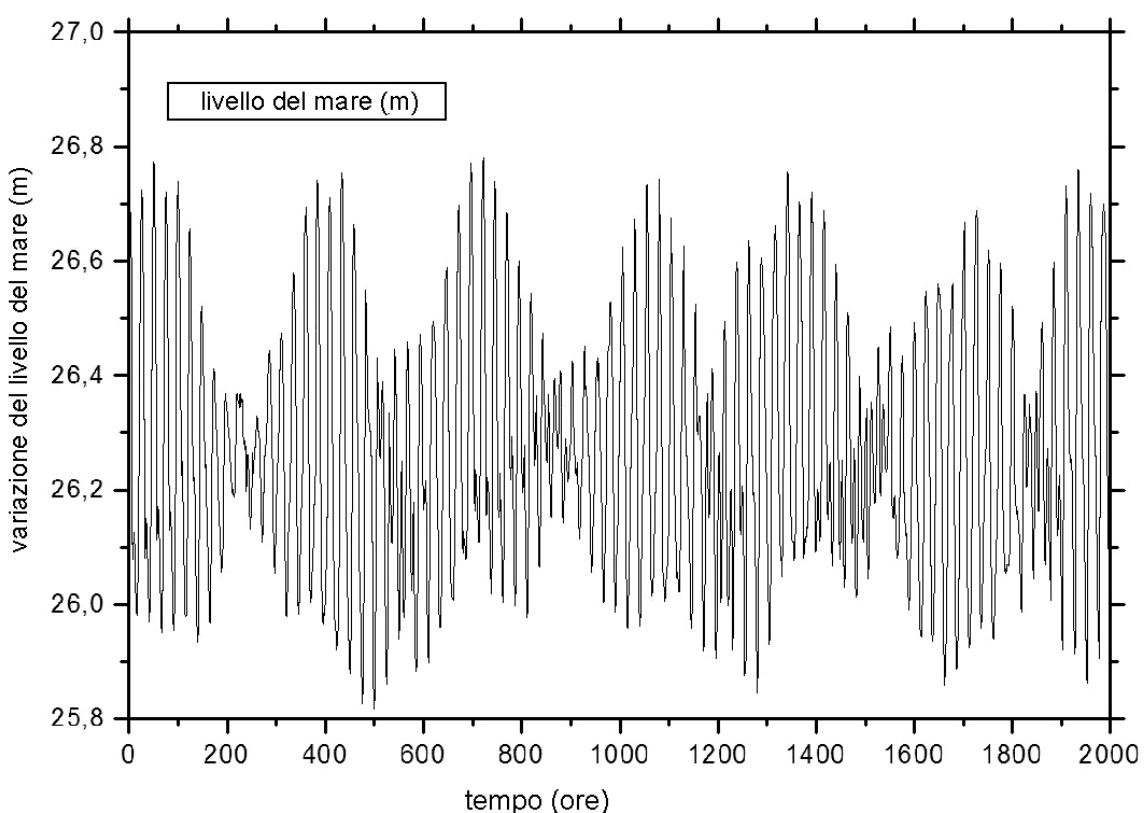
### 3.5 Conducibilità (mmho/cm)

La conducibilità dell'acqua misurata dal mareografo della stazione TNB a temperature comprese fra 0 e  $-2.2\text{ }^{\circ}\text{C}$  varia tra 29 e 27 mmho/cm. I valori ottenuti in questa analisi, se comparati con altri studi,

confermano i dati riscontrati in letteratura (Perkin and Walker, 1972; Jacob et al., 2002; Smethie and Jacob, 2005).

### 3.6 Livello del Mare (m)

Il livello dell’Oceano Antartico nella zona costiera presso la stazione Mario Zucchelli (Mzs) è fortemente influenzato dalle maree oceaniche. Come ben noto, l’acqua ha una capacità pressoché nulla di resistere a sforzi tangenziali e, pertanto, in presenza della variazione della forza gravitazionale luni-solare, la deformazione della superficie del mare è pressoché immediata e di conseguenza il fluido tende a scorrere su piani tangenziali seguendo l’attrazione luni-solare. Questo fenomeno spiega perché la marea oceanica è così intensa (**Figura 5**).

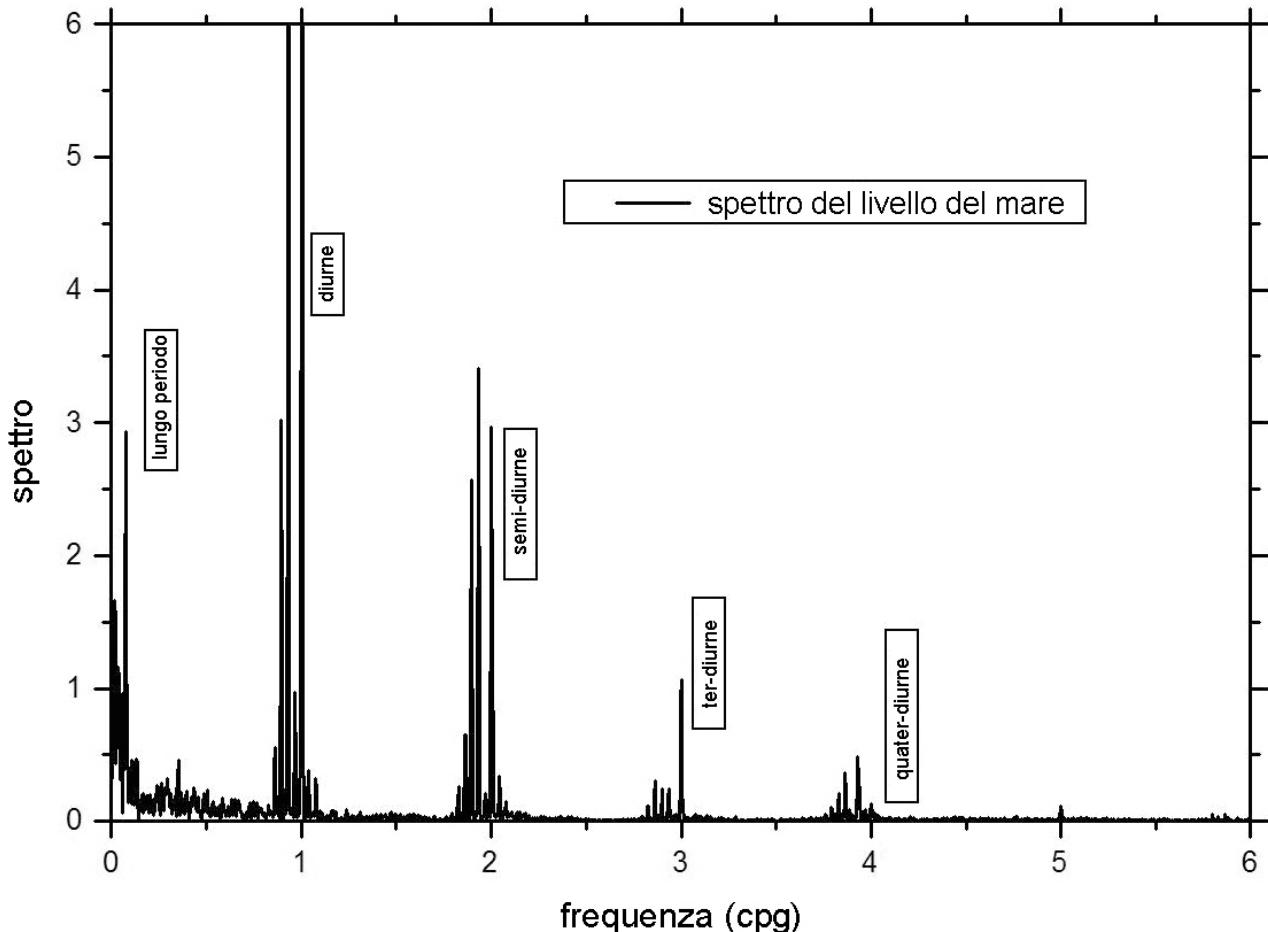


**Figura 5.** Variazione del livello del mare in metri registrato in un periodo di 2000 ore alla stazione mareografica TNB. Il grafico mostra la modulazione di ampiezza prodotta dalle armoniche di periodo settimanale e quindicinale (zonal ossia di lungo periodo) sulla serie diurna e semidiurna.

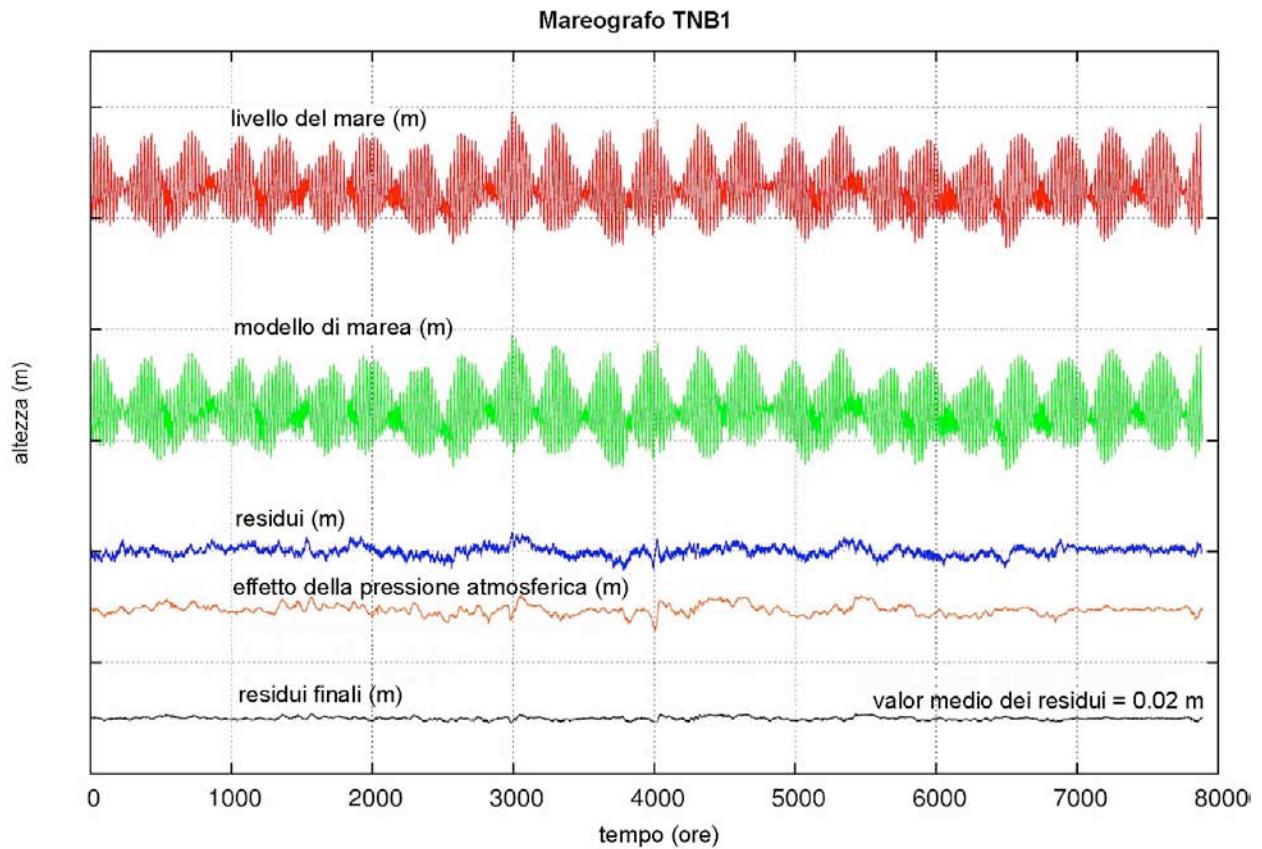
### 3.7 Analisi di Marea

A partire da dati di livello del mare è stato calcolato uno spettro di potenza della serie temporale mediante il software Tsoft [Van Camp and Vauterin, 2005] per la pre-analisi e l’analisi del dato di marea; il risultato è visibile nella **Figura 6** nella quale sono evidenziate armoniche di marea significative nei periodi 28, 14 e 7 giorni (maree di lungo periodo) e 24, 12 e 8 ore ossia diurne, semidiurne e ter-diurne (Casula, 1997, Foreman et al., 2009). È logico supporre che le componenti più intense sono quelle diurne e semi diurne (si veda spettro nella **Figura 6**). Ai poli, inoltre, sono particolarmente intense le maree di lungo periodo (si vedano **Figura 5** e **Figura 6**). In **Tabella 2**, che mostra il risultato dell’analisi armonica effettuata sui dati campionati, le frequenze delle armoniche sono espresse in cicli per ora, le ampiezze in centimetri e le fasi in gradi, al fine di garantire la confrontabilità dei risultati con quelli già presenti in letteratura [Foreman, 1996]. È opportuno evidenziare che in colonna due della predetta tabella ciascuna armonica è indicata con il corrispondente simbolo di Darwin per consentire al lettore di evincerne il periodo. La presenza di circa 12 mesi di dati continui ha consentito di distinguere la componente  $P_1$  dalla  $K_1$  e la  $S_2$  dalla  $K_2$ , oltre a ciò la

buona significatività del valore della fase della  $M_2$  testimonia la bontà del tempo campione. Come ci si poteva aspettare dai modelli, le armoniche zonali (cioè quelle armoniche di lungo periodo che suddividono la Terra in zone) in questa stazione risultano maggiormente intense (si veda **Tabella 2**). Infatti, come ben noto dalla letteratura [Sato et al., 1997], in Antartide la stima delle componenti  $M_f$  (13,6 giorni) e  $M_m$  (27 giorni) risulta migliore rispetto alle stime ottenute con dati provenienti da stazioni centro europee e Mediterranee. Non è stato possibile invece stimare periodicità più ampie (6 e 12 mesi) poiché le registrazioni si sono svolte nell'arco di un anno (2006/2007). In **Figura 7** è illustrato il risultato dell'analisi finale in cui si sottraggono al dato di livello del mare il modello mareale teorico e l'effetto della pressione atmosferica, ottenendo un residuo finale di circa 2 cm.



**Figura 6.** Spettro di potenza del dato di livello del mare registrato dal mareografo TNB. Si nota la presenza di componenti significative alle periodicità tipiche della marea oceanica.



**Figura 7.** Risultato finale dell’analisi di marea col metodo di Foreman da dati della stazione mareografica TNB acquisiti nel periodo febbraio 2006 – gennaio 2007. La curva rossa rappresenta il livello del mare in metri (1.2 m di escursione), quella verde la variazione dovuta alla marea oceanica teorica (1.05 m), la curva blu il residuo della differenza fra le prime due curve (0.15 m), la curva arancione rappresenta la variazione del livello del mare dovuta alla pressione atmosferica (0.13 m). Infine, la curva in nero rappresenta il residuo (0.02 m) a seguito della rimozione dell’effetto della pressione atmosferica dalla curva residuale in blu. Nelle ascisse il tempo è in ore calcolate a partire dal 1° febbraio 2006 fino alla fine di gennaio 2007, nelle ordinate la distanza tra le tacche rappresenta la misura di 1 metro.

Armonica	FREQ (cph)	A (cm)	ERR	G (°)	ERR
1 ZO	0.00000000	125.858	0.140	0.000	0.064
2 SSA	0.00022816	1.416	0.203	19.983	8.203
3 MSM	0.00130978	0.911	0.198	11.396	12.435
4 MM	0.00151215	1.828	0.198	143.632	6.196
5 MSF	0.00282193	0.575	0.195	317.116	19.475
6 MF	0.00305009	4.827	0.195	154.003	2.318
7 ALP1	0.03439657	0.232	0.193	48.325	47.714
8 2Q1	0.03570635	0.723	0.198	280.191	15.658
9 SIG1	0.03590872	0.952	0.198	27.184	11.896
10 Q1	0.03721850	5.042	0.198	249.653	2.247
11 RHO1	0.03742087	0.866	0.198	352.235	13.081
12 O1	0.03873065	20.870	0.195	224.788	0.536
13 TAU1	0.03895881	0.290	0.195	178.025	38.561
14 BET1	0.04004043	0.103	0.195	341.917	108.537
15 NO1	0.04026859	1.632	0.200	32.716	7.026
16 CHI1	0.04047097	0.247	0.198	147.404	45.881
17 P1	0.04155259	5.302	0.195	58.247	2.111
18 K1	0.04178075	17.983	0.195	7.862	0.622
19 PHI1	0.04200891	0.199	0.195	168.126	56.153
20 THE1	0.04309053	0.264	0.198	224.539	42.946
21 J1	0.04329290	0.760	0.198	329.385	14.906
22 SO1	0.04460268	0.158	0.195	221.664	70.840
23 OO1	0.04483084	0.630	0.195	314.550	17.759
24 UPS1	0.04634299	0.126	0.193	273.633	87.532
25 OQ2	0.07597494	0.227	0.198	117.017	49.957
26 EPS2	0.07617731	0.478	0.198	241.074	23.718
27 2N2	0.07748710	1.116	0.198	111.067	10.154
28 MU2	0.07768947	1.192	0.198	241.973	9.505
29 N2	0.07899925	4.362	0.198	123.118	2.597
30 NU2	0.07920162	0.653	0.198	239.352	17.340
31 M2	0.08051140	6.379	0.195	191.218	1.754
32 MKS2	0.08073957	0.016	0.195	206.565	714.861
33 LDA2	0.08182118	0.178	0.198	61.415	63.761
34 L2	0.08202355	0.323	0.198	58.276	35.037
35 S2	0.08333334	5.412	0.195	324.977	2.068
36 K2	0.08356149	2.816	0.195	96.668	3.973
37 MSN2	0.08484548	0.177	0.195	95.517	63.281
38 ETA2	0.08507364	0.604	0.195	135.805	18.528
39 MO3	0.11924210	0.522	0.193	229.899	21.186
40 M3	0.12076710	0.470	0.193	300.002	23.515
41 SO3	0.12206400	0.217	0.195	64.616	51.577
42 MK3	0.12229210	0.456	0.195	67.709	24.534
43 SK3	0.12511410	1.190	0.193	355.808	9.285
44 MN4	0.15951060	0.323	0.193	178.049	34.194
45 M4	0.16102280	0.541	0.193	198.770	20.436
46 SN4	0.16233259	0.177	0.193	330.536	62.480
47 MS4	0.16384470	0.794	0.195	64.177	14.087
48 MK4	0.16407290	0.274	0.195	170.125	40.828
49 S4	0.16666670	0.173	0.195	34.150	64.755
50 SK4	0.16689479	0.090	0.195	111.448	123.982
51 2MK5	0.20280360	0.039	0.193	358.531	283.271
52 2SK5	0.20844740	0.134	0.193	45.303	82.691
53 2MN6	0.24002200	0.096	0.193	186.009	115.689
54 M6	0.24153420	0.127	0.193	223.091	86.778
55 2MS6	0.24435610	0.047	0.195	125.395	240.035
56 2MK6	0.24458431	0.087	0.195	288.853	129.135
57 2SM6	0.24717809	0.077	0.195	337.782	145.896
58 MSK6	0.24740620	0.033	0.195	21.161	336.607
59 3MK7	0.28331491	0.028	0.193	237.995	390.475
60 M8	0.32204559	0.041	0.193	102.680	269.542

**Tabella 2.** Componenti di marea oceanica stimate mediante il metodo di Foreman: in giallo vengono evidenziate le componenti più significative del modello. Il periodo si evince dai simboli di Darwin (ossia i simboli alfanumerici nella seconda colonna) e dalla frequenza in cicli per ora. Il riferimento delle fasi è in GMT (Greenwich Mean Time).

## **4. Conclusioni**

Nell'ambito del PNRA (Programma Nazionale di Ricerche Antartide) è stato installato un mareografo modello AAndeAA WLR-7 preposto alla registrazione continua della temperatura, della pressione della colonna d'acqua e della conducibilità dell'acqua marina. Lo strumento è stato collocato ad una profondità di 26 m in prossimità della costa di TerraNova Bay (TNB) in Antartide nel Mare di Ross, vicino alla stazione Italiana Mario Zucchelli [Capra et al., 2008]. Le registrazioni del mareografo, immagazzinate in una unità di memoria rimovibile, riguardano un periodo che va dal 1 febbraio 2006 al 28 gennaio 2007.

In questo lavoro si sono utilizzate moderne tecniche di analisi di marea oceanica con la finalità di fornire il computo di un modello di marea oceanica ad alta precisione per la stazione oceanica di TNB. Il modello di marea è stato ottenuto mediante il pacchetto software FORTRAN tidepack di Foreman e utilizzando successivamente altri e più recenti algoritmi di calcolo. Elaborando i dati di salinità, conducibilità, temperatura e pressione della colonna d'acqua, registrati ininterrottamente per il periodo di un anno, si sono ottenute le curve di salinità pratica - conducibilità - temperatura, i cui valori, confrontati con risultati di altri lavori scientifici, mostrano un buon accordo. Anche le informazioni relative all'andamento decrescente della temperatura dell'acqua costiera in funzione del tempo concordano con i dati riportati in letteratura da lavori scientifici che, mediante analisi relative ad osservazioni di lungo periodo, interpretano questa tendenza come probabilmente dovuta allo scioglimento dei ghiacci costieri in Antartide [Jacobs et al., 2002; Smethie and Jacobs, 2005].

## **Ringraziamenti**

Le ricerche svolte in questo lavoro sono state finanziate nell'ambito del PNRA Progetto Nazionale Ricerche Antartide. Gli autori desiderano ringraziare i coordinatori delle ricerche e tutti gli operatori coinvolti nella messa in opera della stazione mareografica; un ringraziamento particolare va al prof. Alessandro Capra per il coordinamento delle ricerche inerenti al progetto e al dr. Marco Dubbini per aver messo a disposizione i dati mareografici.

Si ringraziano inoltre i referee per il minuzioso ed interessante lavoro di correzione, che ha permesso anche un notevole miglioramento del testo.

## Bibliografia

- Andersen, S., Jakobsen, F. and Alpar, B., (1997). The Water Level in the Bosphorus Strait and its Dependence on Atmospheric Forcing, Deutsche Hydrographische Zeitschrift German Journal of Hydrography, Vol. 49 n. 4, ISSN 0012-0308 9 BSH, Hamburg und Rostock.
- Capra, A., Dubbini, M., Galeandro, A., Gusella, L., Zanutta, A., Casula, G., Negusini, M., Vittuari, L., Sarti, P., Mancini, F., Gandolfi, S., Montaguti, M. and Bitelli, G., (2008). VLNDEF Project for Geodetic Infrastructure Definition of Northern Victoria Land, Antarctica, A. Capra, R. Dietrich (eds.), *Geodetic and Geophysical Observations in Antarctica*, 37<sup>®</sup> Springer-Verlag Berlin, Heidelberg 2008, pp. 37-72.
- Capra, A. and Dietrich, R., eds. (2008). *Geodetic and Geophysical Observations in Antarctica*, 37<sup>®</sup> Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 356 pp.
- Casula, G., (1997). Misura ed analisi delle maree terrestri: la stazione Gravimetrica del Brasimone. *Istituto Nazionale di Geofisica, Pubblicazione n. 591*, Ottobre 1997, pp. 1-20.
- Crossley, D., Hinderer, J., Casula, G., Francis, O., Hsu, H.T., Imanishi, Y., Jentzsch, G., Kaarianen, J., Merriam, J., Meurers, J., Neumeyer, J., Richter, B., Shibuya, K., Sato, T. and Van Dam, T., (1999). Network of Superconducting Gravimeters Benefits a Number of Disciplines, *EOS Transactions AGU*, Vol. 80, n.11, March 1999, pp. 121-126.
- Doodson, A.T., (1921). The harmonic development of the tide-generating potential. *Proc. R. Soc. Lond. A 1921*, Vol. 100, pp. 305-329, doi: 10.1098/rspa.1921.0088.
- Dottori, M. and Castro, B.M., (2009). The response of the Sao Paulo Continental Shelf, Brazil, to synoptic winds, *Dynamics* 59:603–614 DOI 10.1007/s10236-009-0209-2.
- Dubbini, M., Cianfarra, P., Casula, G., Capra, A. and Salvini, F., (2010). Active tectonics in northern Victoria Land (Antarctica) inferred from the integration of GPS data and geologic setting, *J. Geophys. Res.*, 115, B12421, doi:10.1029/2009JB007123.
- Fofonoff, N.P. and Millard, R.C. Jr., (1983). Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *Unesco Technical papers in marine science* n. 44, Oceanographic Tables and Standards, SCOR W.G. 51, pp. 1-53.
- Foreman, M.G.G. and Henry, R.F., (1989). The harmonic analysis of tidal model time series, *Adv. Water Resources*, Vol. 12, September 1989, pp. 109-120.
- Foreman, M.G.G., (1996). Manual for tidal heights analysis and prediction, Pacific Marine Science Report 77-10, pp. 1-56.
- Foreman, M.G.G., Cherniawsky, J.Y. and Ballantyne, V.A., (2009). Versatile Harmonic Tidal Analysis: Improvements and Applications. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 26, pp. 806–817.
- Godin, G., (1972). The Analysis of Tides, University of Toronto Press, Toronto.
- Jacobs, S.S., Giulivi, C.F. and Mele, P.A., (2002). Freshening of the Ross Sea during the late 20<sup>th</sup> Century, *Science*, Vol. 297, pp. 386-388.
- Knowles, C.E., (1974). Salinity determination form use of CTD Sensors, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 4, pp. 275-277.
- Melchior, P., (1983). The Tides of the Planet Earth, 2<sup>nd</sup> edition, *Pergamon Press, Oxford*. 653 pp.
- Melchior, P. and Ducarme, B., (1989). The study of the gravity tides, *Géodynamique*, Vol. 4(1), pp. 3-14.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B. and Lentz, S., (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE, *Computers&Geosciences*, Vol. 28, pp. 929-937.
- Perkin, R.G. and Walker, E.R., (1972). Salinity calculation from in situ measurements, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, Vol. 77, No 33, pp. 6618-6621.
- Richter, A., Hormaechea J. L., Dietrich R., Perdomo R., Fritsche M., Del Cogliano D., Liebsch G. and Mendoza L., (2009). Anomalous ocean load tide signal observed in lake-level variations in Tierra del Fuego, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L05305, doi:10.1029/2008GL036970.
- Sasagawa, G., Meunier, T.K., Mullins, J.L., McAdoo, D. and Klopping, F., (2004). Absolute Gravimetry in Antarctica: 1995 observations at McMurdo Station and Terra Nova Bay Station, *Open-File Report 2004-1190*.
- Sato, T., Masatsugu, O., Kazunari, N., Shibuya, S., Tamura, Y. and Kamimura, K., (1997). Long-period tides observed with a superconducting gravimeter at Syowa Station, Antarctica, and their implication to global ocean tide modeling, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 103, pp. 39-53.
- Smethie, W.M. and Jacobs, S. S., (2005). Circulation and melting under the Ross Ice Shelf: estimates from evolving CFC, salinity and temperature fields in the Ross Sea, *Deep-Sea Researches I*, Vol. 52, pp. 959-978.

Testut, L., Miguez, B. M., Wöppelmann, G., Tiphaneau, P., Pouvreau, N. and Karpytchev, M., (2010). Sea level at Saint Paul Island, southern Indian Ocean, from 1874 to the present, *J. Geophys. Res.*, 115, C12028, doi:10.1029/2010JC006404, 2010.

Van Camp, M. and Vauterin, P., (2005). Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Computer & Geosciences*, Vol. 3, pp. 631-640.

WLRM7&8, AANDERAA – Water Level Recorder Models 7&8 Operating Manual, Technical Description Np 175, February 2004, 57 pp.

**Coordinamento editoriale e impaginazione**  
Centro Editoriale Nazionale | INGV

**Progetto grafico e redazionale**  
Daniela Riposati | Laboratorio Grafica e Immagini | INGV

© 2011 INGV Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia  
Via di Vigna Murata, 605  
00143 Roma  
Tel. +39 06518601 Fax +39 065041181

<http://www.ingv.it>



Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia