UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"

in consorzio con
SECONDA UNIVERSITÀ DI NAPOLI
UNIVERSITÀ "PARTHENOPE" NAPOLI
in convenzione con
ISTITUTO PER L'AMBIENTE MARINO COSTIERO – C.N.R.
STAZIONE ZOOLOGICA "ANTON DOHRN"

Dottorato in Scienze ed Ingegneria del Mare
XVII ciclo

Tesi di Dottorato

APPLICAZIONE DI METODOLOGIE DI GEOFISICA MARINA ALLO STUDIO DEI MARGINI CONTINENTALI IN AREE VULCANICHE ATTIVE: CARTA MAGNETICA DI ALTA RISOLUZIONE DEL MARGINE CONTINENTALE CAMPANO-LAZIALE TRA I GOLFI DI GAETA E NAPOLI (TIRRENO CENTRO-MERIDIONALE) E CORRELAZIONE CON I PRINCIPALI LINEAMENTI MORFOSTRUTTURALI

Candidato: Dott. Stefano Ruggieri

Relatore: Dott. Ennio Marsella
Co-Relatore: Dott.ssa Gemma Aiello

Il Coordinatore del Dottorato: Prof. Bruno D'Argenio

ANNO 2005

INDICE

INDICE **1**

INTRODUZIONE **3**

1 METODOLOGIE UTILIZZATE **7**

1.1 MAGNETOMETRIA 7
1.1.1 Elementi di base *7*
1.1.1a Il campo magnetico terrestre (c.m.t.) 7
1.1.1b Magnetizzazione nella materia 14
I Diamagnetismo 16
II Paramagnetismo 16
III Ferro, antiferro e ferrimagnetismo 17
1.1.1c Origine della magnetizzazione rimanente nelle rocce 19
I Magnetizzazione termorimanente (TRM) 19
II Magnetizzazione chimica rimanente (CRM) 20
III Magnetizzazione detritica rimanente (DRM) 21
IV Altri tipi di magnetizzazione rimanente 21
1.1.2 Strumentazione *22*
1.1.3 Acquisizione dati marini *24*
1.2 BATIMETRIA 25
1.2.1 Elementi di acustica subacquea *25*
1.2.2 Principi dei sonar *26*
1.2.3 Single-Beam e Multibeam *28*
1.2.3 Strumentazioni utilizzate per l'acquisizione e loro principali impostazioni *33*

2 ELABORAZIONE DATI **39**

2.1 MAGNETOMETRIA 39
2.1.1 Correzione preliminare di navigazione e dato magnetico *40*
2.1.2 Correzione preliminare dovuta al ritiro o al rilascio del cavo *41*
2.1.3 Correzione dovuta all'offset del sensore *43*
2.1.4 Correzione dall'Igrf (International Geomagnetic Reference Field) *45*
2.1.5 Correzione dalla variazione diurna *48*
2.1.6 Trattamento statistico degli scarti agli incroci tra i profili di acquisizione *50*
2.1.7 Boundary analysis *58*
2.2 BATIMETRIA 60
2.2.1 Correzione navigazione *60*
2.2.2 Correzione marea *61*
2.2.3 Swath Editor *63*
2.2.4 Grid Model Editor *64*

3 DATI AEROMAGNETICI **67**

3.1 MAPPA AEROMAGNETICA DELL'AREA AL CONFINE CAMPANO-LAZIALE 67
3.2 UPWARD/DOWNWARD CONTINUATION 69

4 GOLFO DI NAPOLI : INQUADRAMENTO GEOLOGICO **72**

4.1 SETTORE TERRESTRE 72
4.2 SETTORE MARINO 73
4.3 GEOMORFOLOGIA DELLA PIATTAFORMA E DELLA SCARPATA CONTINENTALE 74
4.4 STRATIGRAFIA SISMICA DELLE UNITÀ VULCANICHE E SEDIMENTARIE 77

5 GOLFO DI NAPOLI: CARTA MAGNETICA DI ALTA RISOLUZIONE ED INTERPRETAZIONE DEI PRINCIPALI CAMPI DI ANOMALIA **86**

5.1 DETTAGLI SELEZIONATI DELLE ANOMALIE MAGNETICHE SULLA PIATTAFORMA E LA SCARPATA CONTINENTALE E LORO CORRELAZIONI CON I PROFILI SISMICI 87

5.1.1 La piattaforma continentale al largo del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio e il campo di anomalia di Torre del Greco *88*
5.1.2 La piattaforma continentale esterna del Golfo di Pozzuoli ed il relativo campo di anomalia *92*
5.1.3 I banchi vulcanici di Pentapalummo e Miseno e le anomalie magnetiche associate . *94*
5.1.4 Il banco vulcanico Gaia sulla scarpata continentale *97*
5.1.5 La scarpata continentale del canyon Magnaghi ed il campo di anomalia sul braccio occidentale *97*
5.1.6 La scarpata continentale del canyon Dohrn ed il campo di anomalia alla testata *98*
5.1.7 IL Banco di Fuori e l'anomalia magnetica all'interno dell'asse del canyon Magnaghi *99*

6 DA GAETA AD ISCHIA : INQUADRAMENTO GEOLOGICO 101

6.1 IL MARGINE TIRRENICO CAMPANO-LAZIALE 101
6.2 GEOMORFOLOGIA DELLA PIATTAFORMA E DELLA SCARPATA CONTINENTALE 105
6.3 STRATIGRAFIA SISMICA DELLE UNITÀ VULCANICHE E SEDIMENTARIE NELL'OFFSHORE TRA L'ISOLA D'ISCHIA E GAETA 106

7 DA GAETA AD ISCHIA: CARTA MAGNETICA DI ALTA RISOLUZIONE E INTERPRETAZIONE DEI PRINCIPALI CAMPI DI ANOMALIA 114

7.1 DETTAGLI SELEZIONATI DELLE ANOMALIE MAGNETICHE SULLA PIATTAFORMA CONTINENTALE E LORO CORRELAZIONI CON I PROFILI SISMICI 115
7.1.1 La piattaforma continentale al largo del fiume Volturno ed il campo di anomalia associato *115*
7.1.2 La piattaforma continentale al largo di Cuma ed il campo di anomalia ssociato ... *120*

8 INDIVIDUAZIONE DEI CORPI SORGENTE (METODO DI EULERO) E CONFRONTI CON LA BATIMETRIA 122

8.1 TEORIA METODO DI EULERO 122
8.2 ELABORAZIONE DATI ED ALCUNI ESEMPI 124

CONCLUSIONI 131

BIBLIOGRAFIA 134

INTRODUZIONE

Questa tesi di dottorato è mirata allo studio geologico delle aree vulcaniche attive nel margine continentale Campano-Laziale (Tirreno Centro-Meridionale) attraverso la costruzione di una carta delle anomalie magnetiche ad alta risoluzione del Golfo di Napoli e del settore marino tra l'Isola d'Ischia ed il Golfo di Gaeta : si è cercato di raggiungere lo scopo tramite lo studio integrato di dati magnetometrici e batimetrici in particolare, supportati, ove possibile, da profili sismici.

La piattaforma continentale del Golfo di Napoli ha un'ampiezza variabile, compresa tra 2.5 km (al largo del settore occidentale dell'Isola di Capri) e circa 10-15 km (al largo della costa di Sorrento). Essa é controllata dalle interazioni tra il vulcanismo subaereo e sottomarino e l'erosione operata dai canyon Dohrn e Magnaghi. L'erosione ed il trasporto di sedimenti hanno agito lungo gli assi principali dei due canyon, ubicati sulla piattaforma e lungo la scarpata continentale, i quali espongono lungo le loro pareti centinaia di metri di un cuneo progradante del Pleistocene medio-superiore formato da sedimenti clastici e vulcanoclastici. L'ampiezza dei canyon é compresa tra poche centinaia di metri e più di un chilometro, la loro profondità oscilla tra 250 metri al margine di piattaforma a circa 1300 metri alla congiunzione con la piana batiale e l'acclività delle loro pareti raggiunge i 35°. Il canyon Dohrn, che drena quasi l'intero bacino, é caratterizzato da due bracci principali con planimetria curva. Il braccio settentrionale si unisce con la piattaforma continentale attraverso un canale ampio circa 2.5 km e profondo da 20 a 40 m (Canale dell'Ammontatura), caratterizzato da un fondo piatto e da argini asimmetrici. Nella sua parte terminale il canale dell'Ammontatura, caratterizzato da una forma curva in planimetria, segue una direzione verso Nord-Ovest e termina bruscamente in corrispondenza del Banco di Nisida. Il braccio meridionale é alimentato da una densa rete di canali tributari e termina pochi chilometri ad Ovest del margine della piattaforma, posto ad una profondità di 135-140 metri.

L'erosione ed il trasporto di sedimenti vulcanoclastici nell'offshore delle isole di Ischia e Procida hanno agito lungo l'asse del canyon Magnaghi, che non sembra collegato con un sistema di drenaggio a terra antico o recente. La testata del canyon Magnaghi é tipicamente trilobata e si imposta sul margine di piattaforma in netto arretramento, con tre canali tributari principali che si congiungono verso il bacino in

un asse principale. Nella zona antistante il canyon si osservano zone di elevata instabilità, come mostrato dalla presenza di fasi erosive attive sulla scarpata continentale a sud-est dell'isola di Procida. L'origine del canyon Magnaghi é presumibilmente collegata con i grandi apporti vulcanoclastici nel corso delle varie fasi di attività vulcanica delle isole di Ischia e Procida (Rosi e Sbrana, 1987; Vezzoli, 1988).

La piattaforma continentale è caratterizzata da sedimenti olocenici relativi all'ultimo stazionamento alto del livello marino ed il riempimento sedimentario nel golfo ha registrato le interazioni tra processi tettonici, vulcanici e deposizionali/erosivi, unitamente al sollevamento tettonico ed alla deformazione delle aree retrostanti, durante il Pleistocene. L'attività dei complessi vulcanici del Somma-Vesuvio, dei Campi Flegrei e delle isole di Ischia e Procida ha creato una notevole complessità nella distribuzione delle unità sismiche presenti nel sottosuolo.

Il settore occidentale del Golfo di Napoli è caratterizzato dalla presenza di anomalie magnetiche positive, rilevate dai dati aeromagnetici AGIP, associate a numerosi banchi vulcanici, alcuni dei quali situati all'interno della piattaforma continentale (Banco di Pentapalummo, Banco di Nisida, Banco Miseno), altri all'imbocco della scarpata continentale, nella zona mediana tra i canyon Dohrn e Magnaghi.

Più a Nord la piattaforma continentale tra Gaeta e l'Isola d'Ischia rappresenta il prolungamento verso mare delle piane alluvionali dei fiumi Garigliano e Volturno, la sua estensione tende a decrescere da NW verso SE, raggiungendo circa 20 km in corrispondenza della foce del fiume Garigliano fino a meno di 10 km in corrispondenza della foce del Volturno. L'area può essere suddivisa in due settori con differenti caratteristiche geologiche e geofisiche, rispettivamente ubicate a nord ed a sud della foce del Volturno e del lineamento tettonico posto in corrispondenza del 41° parallelo. Tali differenze riguardano soprattutto la distribuzione delle unità sismostratigrafiche e la presenza, in base ai dati aereomagnetici di un campo di anomalie dall'andamento complesso. Il basamento acustico, osservato sui profili sismici profondi della zona E (sismica AGIP) coincide con la sommità dei carbonati meso-cenozoici della "Piattaforma Campano-Lucana" o con la sommità di unità o apparati vulcanici.

Quest'area è caratterizzata da una serie di faglie conformi con un orientamento da ESE-WNW a E-W e con orientamento NE-SW, la cui attività si è sviluppata durante il Pliocene-Pleistocene Inferiore. Le faglie, orientate da ESE-WNW a E-W, sono localizzate lungo il massimo gradiente di profondità dell'allineamento magnetico allungato in direzione E-W del 41° parallelo e sono responsabili della traslazione verso SSE del settore al largo dell'horst del Monte Massico (Bruno et al., 2000). La dislocazione orizzontale del Monte Massico suggerisce movimenti laterali verso sinistra per le faglie che vanno da ESE-WNW a E-W. Le faglie orientate NE-SW, che influenzano l'horst del Monte Massico, rappresentano la parte meridionale della linea Ortona-Roccamonfina (ORL) e mostrano delle caratteristiche sismiche in accordo con movimenti normali come rivelato dai dati a terra. Dal momento che nell'area è assente una sismicità di fondo e che i riflettori più superficiali non sembrano influenzati da faglie, è molto probabile che la zona sia ora inattiva.

I dataset geofisici utilizzati sono stati acquisiti dall'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC) del CNR di Napoli nel corso di varie crociere oceanografiche effettuate a bordo delle navi oceanografiche Urania e Thetis.

Per quanto riguarda la magnetometria, le indagini sono state mirate, finalizzate ad ottenere una fitta maglia di misure che permettesse di restituire delle mappe delle anomalie magnetiche ad alta risoluzione delle zone indicate in precedenza; nell'area, difatti, i dati a disposizione sono solo quelli aeromagnetici dell'Agip (gli ultimi risalenti all'anno 2003) che sono stati acquisiti ad un'altitudine di circa 1500 metri con un interlinea di 2 chilometri.

I dati batimetrici sono stati acquisiti in tempi piuttosto recenti, tramite il sistema sonar Multibeam, nell'ambito dei progetti di cartografia geologica nazionale in scala 1:25.000. Lo strumento permette una copertura accurata del fondale indagato fino a raggiungere un accuratezza di poche decine di centimetri. Tramite l'integrazione tra le due metodologie geofisiche è possibile mettere in relazione le strutture morfologiche del fondo con degli apparati di origine vulcanica ad esempio ed, inoltre, accoppiare dei profili di batimetria con le profondità stimate delle sorgenti.

Alcuni profili sismici interpretati sono stati presentati al fine di coadiuvare l'interpretazione dei profili magnetici e per supportare l'inquadramento geologico regionale della zona investigata.

1 METODOLOGIE UTILIZZATE

1.1 MAGNETOMETRIA

1.1.1 ELEMENTI DI BASE

Qui di seguito vengono descritte delle nozioni basilari di magnetometria che possono aiutare a comprendere meglio l'influenza che il campo magnetico terrestre può avere nei processi di raffreddamento delle rocce e come questa caratteristica venga utilizzata in geofisica.

1.1.1a IL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE (C.M.T.)

Nel 1600 Gilbert fu il primo studioso che provò a spiegare la presenza del campo magnetico terrestre (c.m.t.) proponendo un modello in cui la Terra si comportava come un gigantesco magnete con un dipolo geocentrico a generare il campo (fig. 1.1).

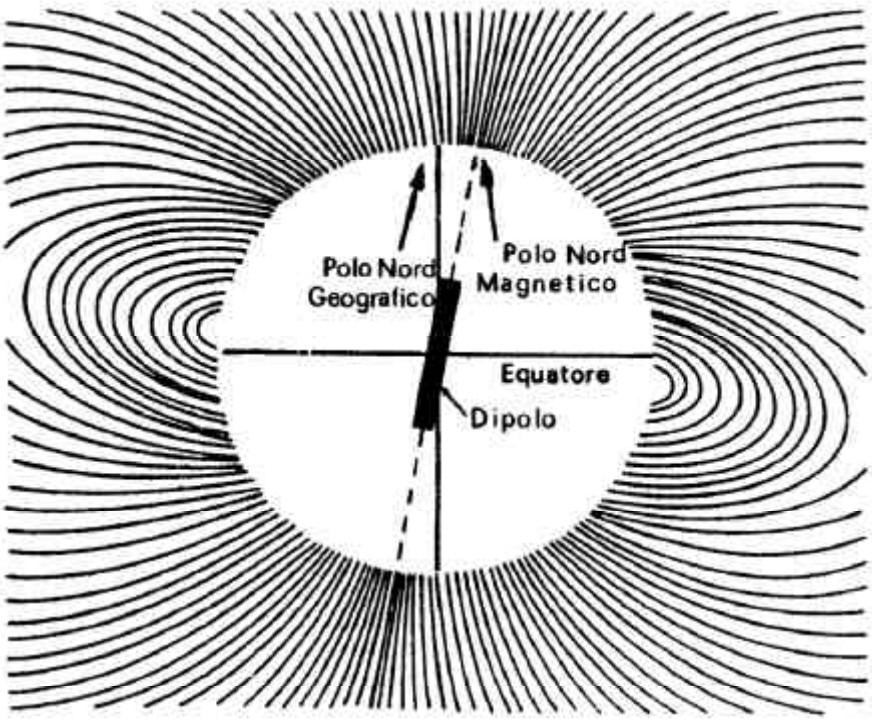

Figura 1.1 : Linee di forza del campo magnetico dipolare.

Attualmente appare invece chiaro che all'interno della Terra non sussistono le condizioni necessarie alla presenza di una magnetizzazione in termini di magneti permanenti, ma si ipotizza la presenza di un moto convettivo di cariche elettriche nel nucleo esterno, il quale genererebbe delle correnti elettriche. Questa teoria sarebbe inoltre anche in accordo con gli studi classici di elettromagnetismo secondo i quali i campi magnetici si originerebbero da correnti elettriche.

Tuttavia l'attuale descrizione matematica del c.m.t. è molto simile a quella concepita da Gilbert, ossia in termini di un insieme di dipoli equivalenti e non di uno geocentrico.

In ogni caso in geofisica viene solitamente utilizzato uno schema misto: per i contributi più superficiali quindi ci si esprime in termini di magneti permanenti, mentre per lo studio del campo nucleare o di quello esterno si ricorre ad uno schema di correnti reali.

A questo punto è importante notare che riferendosi a due diversi tipi di descrizioni per il c.m.t. anche la definizione del campo è diversa: infatti utilizzando i magneti permanenti otteniamo un campo vettoriale magnetico $\vec{F}$, mentre con le correnti elettriche avremo a che fare con un campo di induzione magnetica $\vec{B}$. Ovviamente ci aspettiamo che, potendo studiare le proprietà magnetiche tramite due diverse teorie, esse (e quindi $\vec{F}$ e $\vec{B}$) possano essere messe in relazione. In fig. 1.2 possiamo vedere la completa analogia delle linee di campo per un mezzo uniformemente magnetizzato di forma ad esempio cilindrica; $\vec{B}$ (generato da un solenoide avvolto alla superficie cilindrica e attraversato da una corrente stazionaria) ed $\vec{F}$ si equivalgono all'esterno del mezzo, ossia nella regione priva di sorgenti, mentre all'interno differiscono in verso ed intensità. Per quanto riguarda $\vec{F}$, siccome il campo magnetico è diretto secondo il verso N-S, essendo i domini magnetici interni anche una serie di N-S, il vettore campo magnetico è diretto da Nord a Sud sia dentro che fuori; $\vec{B}$ invece segue la regola della mano destra, ossia piegando le dita in direzione del verso in cui scorre la corrente, il pollice darà la direzione del campo magnetico indotto.

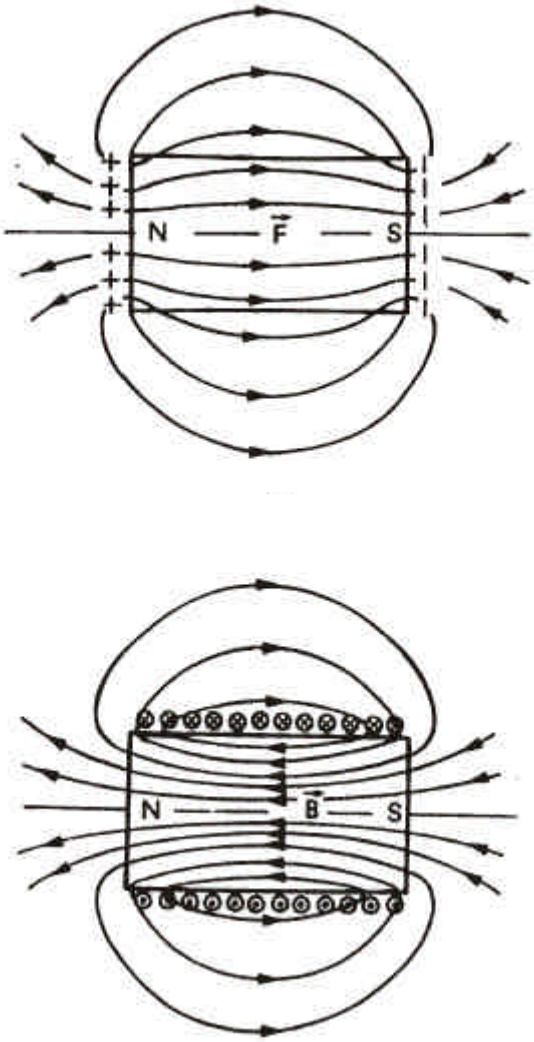

Figura 1.2: Analogia tra le linee dei campi $\vec{F}$ e $\vec{B}$. Per convenzione la crocetta indica il verso della corrente entrante nel foglio e il punto quella uscente.

Se prendiamo ad esempio una roccia magnetizzata, il campo da essa generato può vedersi come quello risultante dovuto a magneti elementari ognuno dei quali è rappresentato da un vettore momento magnetico $\vec{M}$: per un elemento infinitesimo di volume $d\vec{M} = \vec{J} \cdot dV$ dove dV è il volume e $\vec{J}$ la magnetizzazione che è una grandezza definita continuamente nel corpo; considerando ogni magnete elementare costituito da un dipolo di carica q e distanza tra le cariche d , il momento magnetico risulta di conseguenza pari a $\vec{M} = q \cdot \vec{d}$ (fig. 1.3).

Per il c.m.t. rappresentato da $\vec{F}$ è possibile andare a definire un potenziale scalare U del quale $\vec{F}$ è il gradiente

$$\vec{F}(\vec{r}_k) = -\overrightarrow{\nabla U}$$

in un punto generico dello spazio $\vec{r}_k$.

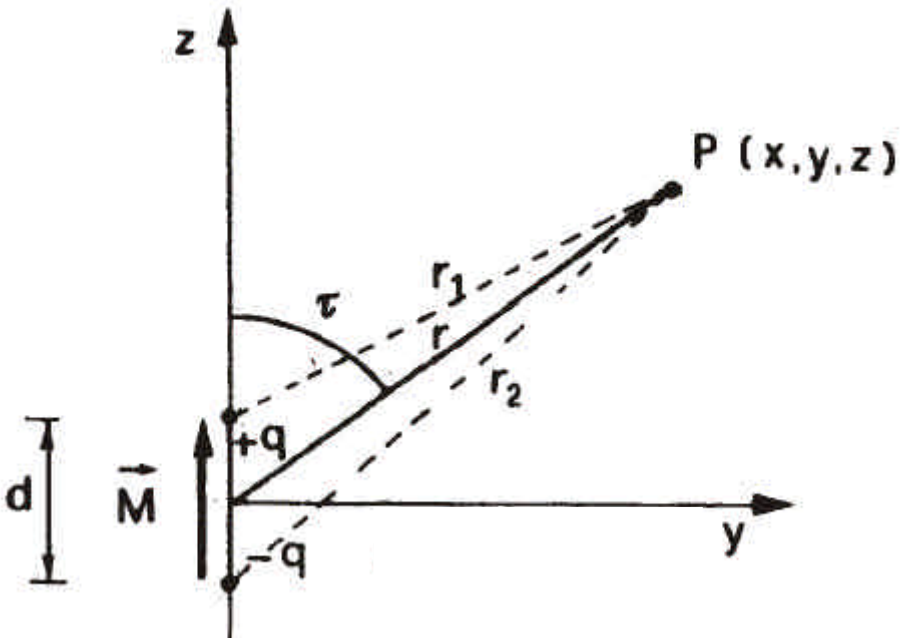

Figura 1.3 : Descrizione del campo dovuto ad un dipolo.

Il potenziale U soddisfa l'equazione di Laplace nella regione armonica, ossia quella priva di sorgenti, espressa in coordinate sferiche data la simmetria della Terra (Eq. 1.1):

$$\Delta U = \frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left(r^2\frac{\partial U}{\partial r}\right) + \frac{1}{r^2 \cdot sen j}\left(sen j\,\frac{\partial U}{\partial j}\right) + \frac{1}{r^2 \cdot sen^2 j}\frac{\partial^2 U}{\partial l^2} = 0 \qquad \text{(Eq. 1.1)}$$

Ottenuta quindi la soluzione dipendente da r, j e l (raggio terrestre, latitudine e longitudine) e ponendo r pari al raggio medio della Terra avremo il potenziale sulla superficie terrestre, con la possibilità di estendere la soluzione a un punto generico della regione armonica con la formula della continuazione verso l'alto:

$$U(P) = \frac{1}{2p}\int_S U(M)\frac{z}{r^3}dS \qquad \text{(Eq. 1.2)}$$

Il significato fisico dello sviluppo del potenziale magnetico in armoniche sferiche è quello di poter così determinare l'importanza di alcuni contributi rispetto agli altri come ad esempio la trascurabilità del campo esterno rispetto a quello interno; inoltre in questo modo si è potuto addebitare all'insieme dei termini dipolari circa il 94% del c.m.t. totale.

Essendo le prospezioni magnetiche rivolte allo studio di strutture magnetizzate poste a profondità crostali, bisogna estrarre questo ridotto contributo irregolare e a piccola scala da quello del c.m.t. totale dominato da contributi profondi e a grande scala.

Le anomalie crostali verranno definite allora come la differenza tra il valore del c.m.t. misurato ed un campo di riferimento che, una volta sottratto, permetta di evidenziare i soli contributi dovuti a disomogeneità di magnetizzazione nella crosta.

Passiamo adesso alla descrizione geometrica del campo geomagnetico cominciando col dire che in ogni punto della superficie terrestre esso può essere rappresentato da un vettore intensità totale , la cui grandezza si misura in nanotesla (nT); i valori di intensità variano approssimativamente da 30.000 nT vicino all'equatore a 65.000 nT nelle regioni polari. Scomponendo $\vec{F}$ sul piano

orizzontale e verticale siamo in grado di definire rispettivamente le sue componenti $\vec{H}$, diretta verso il Nord magnetico, e $\vec{Z}$ diretta sulla verticale del punto considerato.

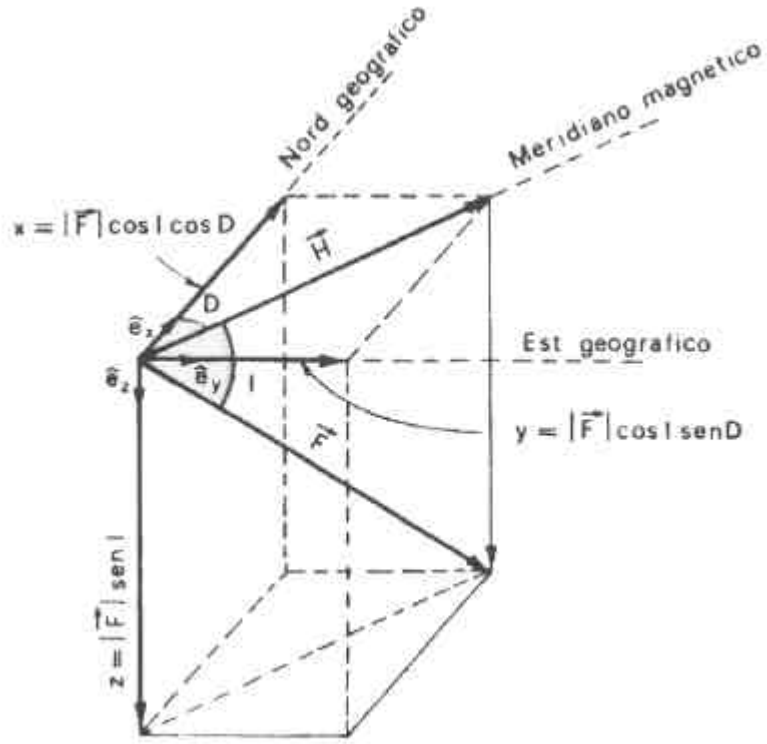

Figura 1.4 : Scomposizione del vettore campo magnetico.

Considerando poi l'angolo tra il Nord magnetico ed il Nord geografico sul piano orizzontale e l'angolo, sul piano verticale, formato da $\vec{F}$ e dal piano orizzontale, questi sono rispettivamente D ed I, ossia la declinazione e l'inclinazione magnetica, considerati positivi l'uno ad est del Nord vero e l'altro se si immerge verso il basso (infatti I è detto anche angolo di immersione) (fig. 1.4). E' ovviamente possibile scomporre anche secondo le direzioni del Nord ed Est geografici e sulla verticale, ottenendo così $\vec{X}, \vec{Y}$ e $\vec{Z}$ utilizzando le componenti del gradiente del potenziale in coordinate sferiche.

Avendo accennato al Nord magnetico quindi diciamo che, nell'ipotesi di campo dipolare, i Poli magnetici non coincidono affatto con quelli geografici, in quanto le loro posizioni sono: latitudine $j = 78°.80S$ e longitudine $l = 70°.76W$ per il polo Nord (o negativo), latitudine $j = 78°.80S$ e longitudine $l = 109°.24E$

per il polo Sud (o positivo). In questo modo l'asse magnetico risulta inclinato di 12.2° rispetto all'asse di rotazione terrestre.

Bisogna aggiungere però che i poli appena descritti sono quelli che, denominati geomagnetici, si riferiscono alla teoria del dipolo geocentrico calcolato con il criterio dei minimi quadrati in base ai dati raccolti su scala planetaria in un certo periodo temporale. I poli magnetici reali, cioè quelli in cui il c.m.t. è puramente verticale, invece hanno coordinate: $j = 77°.3N$ e $l = 107°.8W$ per il polo Nord e $j = 65°.6S$ e $l = 139°.4E$ per il polo Sud.

Nel calcolo del c.m.t. bisogna poi tener conto delle variazioni, le quali possono essere di origine interna o esterna.

Cominciamo col chiarire che il c.m.t. subisce variazioni secolari, cioè cambiamenti continui, seppure non regolari: esistono dei fuochi negativi e positivi, ossia zone in cui il c.m.t. decresce e cresce di intensità. I fuochi negativi sono più estesi e di maggiore intensità, cosa questa che fa dedurre che nel complesso il c.m.t. stia diminuendo; anche il momento del dipolo sta diminuendo e continuando così dovrebbe annullarsi entro duemila anni.

Da studi compiuti su blocchi di lava, rocce vulcaniche, sedimenti marini o anche oggetti di terracotta e laterizi si tenta di ottenere intensità e inclinazione del c.m.t. Sappiamo che le rocce ignee nel raffreddarsi al di sotto di una certa temperatura, detta "punto di Curie", diversa da materiale a materiale, acquisiscono una magnetizzazione permanente (o residua o rimanente), studiando la quale è possibile risalire alle caratteristiche del campo all'epoca della solidificazione della massa considerata. Queste misure hanno svelato i diversi fenomeni che specificano il c.m.t. e la Terra stessa, come la migrazione dei poli, le inversioni di polarità oppure la deriva dei continenti.

Solo in questo secolo comunque si è compreso che la maggior parte della variazione secolare è causata dalla deriva verso Ovest del campo non dipolare con velocità di 0.2°/anno. Possiamo quindi dire che la variazione secolare può essere distinta in quattro parti:

- diminuzione del momento magnetico
- deriva verso Ovest del campo non dipolare
- spostamento verso Nord del dipolo geocentrico
- variazioni regionali senza deriva.

Per quanto riguarda il campo geomagnetico esterno, esso può anche essere estremamente variabile e le principali variazioni possono essere divise in base al periodo del fenomeno:

- variazioni con periodi dell'ordine dei secondi (pulsazioni)
- variazioni dell'ordine delle ore (baie)
- variazioni semidiurne
- variazioni diurne (o solari) che sono dovute a correnti elettriche che fluiscono nella bassa ionosfera
- variazioni con periodo di 27 giorni (o lunari)
- variazioni con durata pari al ciclo delle macchie solari corrispondente a circa 11 anni.

Vengono denominati "giorni quieti" quelli in cui le uniche variazioni sono quelle diurne ed essi sono anche i giorni in cui è consigliato fare delle misurazioni; infatti, nei casi in cui le misure richiedono dei tempi di esecuzione brevi, le suddette variazioni diventano trascurabili e quindi non è necessario correggere il dato raccolto. Le altre variazioni sono, invece, molto irregolari e per lo più legate ad eruzioni solari con emissioni di plasma e quindi di particelle cariche che vengono deviate dal c.m.t: se tali eruzioni sono molto intense il periodo corrispondente viene denominato "giorno disturbato".

1.1.1b MAGNETIZZAZIONE NELLA MATERIA

Un qualsiasi materiale immerso in un campo magnetico, acquisisce un momento magnetico elementare $d\vec{J}$ per ogni elemento di volume dV. Il vettore $\vec{J}$ definito da:

$$\vec{J} = \frac{\overrightarrow{dJ}}{dV}$$

è chiamato intensità di magnetizzazione. In base alla relazione esistente tra intensità di magnetizzazione $\vec{J}$ e intensità del campo magnetico inducente $\vec{H}$, le sostanze vengono divise in tre categorie:

I Diamagnetiche

II Paramagnetiche

III Ferro, Antiferro e Ferromagnetiche

Le sostanze dia- e paramagnetiche sono caratterizzate dalla costanza del rapporto tra intensità di magnetizzazione ed intensità del campo inducente:

$$k = \frac{\vec{J}}{\vec{H}}$$

questi è chiamato suscettività magnetica ed è caratteristico del materiale. Dire che il rapporto rimane costante significa dire che il ciclo è reversibile, ossia che nel momento in cui il campo inducente esterno viene rimosso, l'intensità di magnetizzazione si annulla. La principale differenza tra sostanze dia- e paramagnetiche risiede nel verso del vettore $\vec{J}$, che, nelle prime, è opposto e nelle seconde coincidente con la direzione del campo inducente; di conseguenza le sostanze diamagnetiche hanno suscettività negativa.

Le relazioni tra intensità di magnetizzazione ed intensità del campo inducente sono invece più complicate nel caso delle sostanze ferro, antiferro e ferrimagnetiche. In esse infatti k non è costante al variare di $\vec{H}$, quindi il ciclo di magnetizzazione non è reversibile e la magnetizzazione non si annulla quando il campo inducente viene rimosso: queste sostanze possiedono dunque una magnetizzazione residua o rimanente.

Le proprietà magnetiche dei tre gruppi possono essere spiegate dall'interazione tra il campo magnetico esterno ed i movimenti degli elettroni, ossia il movimento orbitale attorno al nucleo degli atomi e quello rotazionale attorno al proprio asse (spin).

I DIAMAGNETISMO

Il diamagnetismo è dovuto alla modificazione del movimento orbitale degli elettroni intorno ai nuclei atomici provocata dal campo magnetico esterno e sussiste, essendo esso un effetto di tipo indotto, fino a quando agisce lo stesso campo magnetico esterno.

Consideriamo il caso in cui per ogni livello orbitale ci sia un numero pari di elettroni, allora i momenti magnetici collegati agli spin essendo uguali ed opposti risulteranno nulli, così come il momento magnetico risultante dovuto al movimento orbitale in quanto le traiettorie descritte sono orientate in tutte le direzioni possibili. Tutto questo nel caso in cui non ci sia un campo magnetico esterno: se invece andiamo ad applicare un campo esterno sulla sostanza, esso eserciterà un'azione sugli elettroni orbitanti in quanto il loro momento orbitale subirà un moto di precessione (detto precessione di Larmor) intorno ad un asse baricentrico parallelo al campo inducente. Siccome la carica dell'elettrone è negativa, il campo magnetico associato è orientato in direzione opposta a quella del campo applicato ed il risultato è l'acquisizione di una debole magnetizzazione negativa denominata diamagnetismo. La suscettività sarà dunque negativa e indipendente dalla temperatura.

II PARAMAGNETISMO

La differenza con il diamagnetismo risiede nel fatto che il paramagnetismo è attribuibile all'allineamento dei momenti magnetici dovuti alla rotazione degli elettroni intorno al proprio asse (spin) sotto l'azione di un campo esterno.

Prendiamo adesso il caso in cui un campo esterno agisca su un atomo contenente orbitali con un solo elettrone: il momento magnetico associato allo spin dell'elettrone non accoppiato non sarà necessariamente nullo, ma anzi sarà predominante rispetto al contributo legato al movimento orbitale. L'energia

acquisita dall'atomo ad opera del campo magnetico esterno vincerà l'energia termica e tenderà ad allineare i momenti magnetici degli elettroni orbitali. In questo caso dunque la magnetizzazione è legata alla temperatura, con la suscettività che segue una legge (legge di Curie) di tipo esponenziale $k = \frac{C}{T}$, con C espresso da una costante e T dalla temperatura assoluta.

III FERRO, ANTIFERRO E FERRIMAGNETISMO

Alcune sostanze, principalmente composte da ferro, hanno un comportamento complesso se sottoposte all'azione di un campo magnetico esterno: è possibile descrivere l'andamento della loro magnetizzazione tramite il ciclo di isteresi magnetica (fig. 1.5) nel caso in cui esse vengano collocate, totalmente smagnetizzate, all'interno di un campo magnetico variabile.

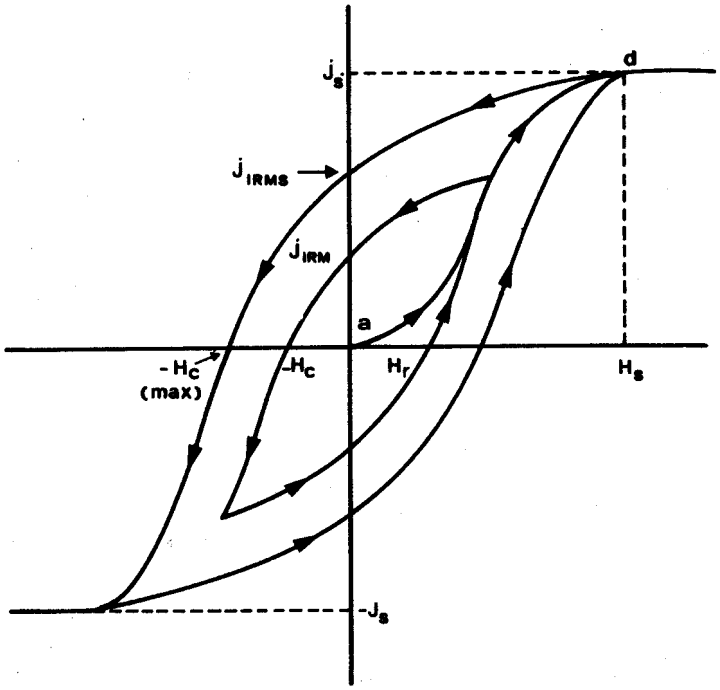

Figura 1.5 : Ciclo di isteresi magnetica.

Per bassa intensità del campo applicato, fino al valore H_r, il rapporto J/H resta costante ed il processo è reversibile. Quando il valore H_r viene superato, il rapporto J/H diventa funzione del campo applicato ed il processo non è più reversibile, ossia, se H viene riportato a zero, l'intensità di magnetizzazione J non si

annulla, ma conserva un certo valore J_{IRM} detta "magnetizzazione residua isotermica". Se invece il valore di H viene portato oltre il valore H_s, la J rimane costantemente uguale ad un valore J_s chiamato "magnetizzazione di saturazione". Ancora, se l'intensità del campo applicato viene portata a zero, l'intensità di magnetizzazione diminuirà fino al valore J_{IRMS}, ossia la "magnetizzazione isotermica rimanente di saturazione". Per rimuovere la magnetizzazione acquisita bisogna applicare un campo magnetico avente direzione opposta a quella del campo iniziale. Questo ciclo di isteresi è tipico delle sostanze ferromagnetiche le quali perdono la proprietà di conservare la magnetizzazione se superano una certa temperatura, caratteristica per ogni sostanza, detta "temperatura di Curie". A temperature superiori a quella di Curie esse assumono un comportamento paramagnetico.

Il ferromagnetismo secondo Weiss è attribuibile all'interazione tra i momenti magnetici di spin di elettroni appartenenti ad atomi adiacenti. Questa interazione provoca un campo magnetico interno alla sostanza, che tende a far allineare i momenti magnetici associati agli spin. Questo campo interno è di notevole intensità anche se, di solito, un cristallo di una sostanza ferromagnetica non presenta una magnetizzazione totale di grande entità: l'allineamento dei momenti magnetici, infatti, avviene in modo che il sistema abbia la minore energia possibile ed inoltre bisogna tener conto delle caratteristiche cristallografiche del minerale.

Nelle sostanze antiferromagnetiche invece i momenti magnetici atomici sono a due a due antiparalleli, di conseguenza esse non possiedono una magnetizzazione rimanente finita.

Simile è la situazione nelle sostanze ferrimagnetiche nelle quali però i momenti magnetici orientati in un senso sono prevalenti rispetto a quelli orientati in senso opposto, quindi la magnetizzazione adesso è presente (Fig. 1.6). Bisogna dire che la maggior parte dei minerali che acquisiscono magnetizzazione hanno un comportamento ferrimagnetico.

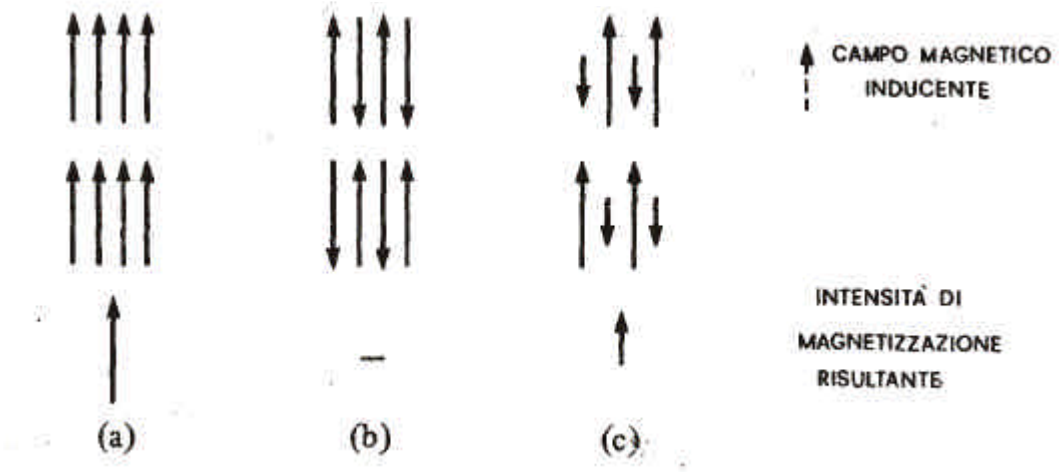

Figura 1.6: Rappresentazione dell'orientazione dei campi prodotti dagli spin in sostanze: a) ferromagnetiche; b) antiferromagnetiche; c) ferromagnetiche.

1.1.1c ORIGINE DELLA MAGNETIZZAZIONE RIMANENTE NELLE ROCCE

Al fine di ricostruire le caratteristiche del c.m.t. nel quale una roccia ha acquisito una magnetizzazione rimanente bisogna conoscere in che momento della storia tale sostanza ha acquisito la magnetizzazione, se durante la sua formazione oppure durante un evento postumo. In dipendenza dell'uno o dell'altro chiamiamo la magnetizzazione residua (NRM) primaria o secondaria. Inoltre è necessario sapere se la magnetizzazione misurata è la risultante di più NRM ed eventualmente separare la componente che ci interessa. I tipi di magnetizzazione possono essere suddivisi in:

I Termorimanente

II Chimica rimanente

III Detritica rimanente

IV Altri tipi di magnetizzazione rimanente

I MAGNETIZZAZIONE TERMORIMANENTE (TRM)

La TRM è la magnetizzazione più stabile esistente nelle rocce ignee. Essa viene acquisita durante la formazione della roccia, quando la stessa si raffredda al di sotto della temperatura di Curie dei minerali che contiene.

Studiando il meccanismo di acquisizione della TRM si è notato che la maggior parte di essa viene acquisita in un intervallo di temperatura di 50-100° C al di sotto della temperatura di Curie, anche se continua fino a temperatura ambiente.

L'intensità di magnetizzazione segue una legge esponenziale del tipo:

$$J = J_0 \cdot e^{-t/t}$$

in cui J_0 è l'intensità iniziale e t è il tempo necessario a far ridurre J al valore $\frac{J_0}{e}$ detto "tempo di rilassamento". Affinché la TRM possa essere utilizzata per ricostruire il c.m.t. per tutta la storia della Terra è necessario che t sia dell'ordine di 10^9 anni. Il tempo di rilassamento dipende dalla dimensione dei granuli e dalla temperatura: ad esempio a temperatura ambiente granuli del diametro di 0.03 m hanno $t = 10^2$, ma, data la natura esponenziale del tempo di rilassamento, basta un piccolo aumento del volume dei granuli per avere un t sufficiente. Ovviamente fissata la dimensione si ha anche una temperatura critica detta "temperatura di blocco" al di sopra della quale i granuli hanno un t piccolo. In questi casi la magnetizzazione viene persa man mano che viene acquisita e i minerali che hanno questo comportamento si chiamano superparamagnetici.

II MAGNETIZZAZIONE CHIMICA RIMANENTE (CRM)

La CRM si presenta in alcune rocce in seguito a reazioni chimiche che avvengono dopo la deposizione, comportando la formazione di nuovi minerali magnetici. Un esempio può essere dato da alcuni minerali di ferro. La particolarità della CRM è che essa viene acquisita a temperature molto più basse rispetto alla temperatura di Curie dei minerali presi in esame ed è stato riscontrato che comunque ha una stabilità paragonabile a quella della TRM. Poiché il processo avviene a temperature molto più basse di quelle di blocco dei minerali magnetici, allora entra in gioco il volume. Infatti la transizione dal comportamento superparamagnetico al comportamento magnetico avviene nel momento in cui il volume dei granuli supera quello di blocco. E' presumibile che la CRM venga acquisita dalle rocce ad intervalli di tempo dell'ordine di milioni di anni, di

conseguenza non può risultare utile nella ricostruzione, ad esempio, dei poli magnetici, ma è probabilmente una componente importante nella produzione delle anomalie magnetiche delle aree oceaniche.

III MAGNETIZZAZIONE DETRITICA RIMANENTE (DRM)

E' stato osservato che molti sedimenti a grana fine hanno una debole magnetizzazione rimanente dovuta all'allineamento dei granuli di minerali magnetici sotto l'azione del c.m.t. esistente durante la deposizione. Studiando il fenomeno in laboratorio si è notato che la direzione acquisita dalle particelle magnetiche è pressappoco parallela al campo magnetico agente; per contro l'inclinazione magnetica è risultata minore di quella del campo agente e ciò è noto come "errore di inclinazione". Difatti quando la particella si deposita sul fondo del mare essa tende a disporsi orizzontalmente e quindi a fornire un'inclinazione magnetica alterata. Negli ultimi anni però si sono effettuate diverse prove su campioni di mare profondo che smentiscono le conclusioni sopra descritte in quanto esse dimostrano che i sedimenti non presentano alcun errore di inclinazione. Si è cercato di spiegare questa differenza ipotizzando che nelle rocce sedimentarie le particelle magnetiche si orientano, immediatamente dopo la sedimentazione, all'interno dei pori del sedimento, collocandosi così in direzione parallela al campo agente.

IV ALTRI TIPI DI MAGNETIZZAZIONE RIMANENTE

Le magnetizzazioni rimanenti sopra descritte sono di tipo primario. Ad esse possono aggiungersi nel corso dei secoli altre magnetizzazioni di tipo secondario che si sovrappongono a quelle di interesse alterandone le caratteristiche.

La più importante tra queste magnetizzazioni secondarie è quella viscosa (VRM) la quale viene acquisita nel caso in cui una roccia si trovi esposta ad un campo magnetico per lunghi periodi di tempo. Il risultato è la modificazione della direzione di magnetizzazione originaria che va ad allinearsi con la direzione del campo inducente.

La VRM avviene, in natura, nel caso di rocce sottoposte a lungo all'azione di un campo magnetico costante a temperatura costante; difatti essa cresce

logaritmicamente in funzione del tempo e cresce anche più rapidamente con l'innalzarsi della temperatura.

Ancora le rocce possono acquisire una magnetizzazione rimanente stabile quando, in presenza di un campo continuo, quale il c.m.t., sono sottoposte ad un campo alternato di alta intensità che tende a smagnetizzare la roccia: questo è quello che accade, ad esempio, nel caso dei temporali, quando la roccia viene colpita da un fulmine. La magnetizzazione così acquisita si chiama anisteterica (ARM).

Come già accennato queste magnetizzazioni secondarie non vengono acquisite durante la generazione di una roccia, ma più avanti nella loro storia, per cui non possono essere utilizzate ai fini paleomagnetici, ma piuttosto bisogna cercare di eliminarle.

1.1.2 STRUMENTAZIONE

Le indagini geomagnetiche sono state effettuate utilizzando il magnetometro modello G821 (*EG&G Geometrics*). Si tratta di un magnetometro a protoni, costituito dal sensore, che viene trainato a poppa e dal registratore a bordo.

Il sensore consiste in un contenitore che viene riempito da un liquido ricco di protoni, come ad esempio acqua distillata o kerosene; esso è avvolto da una bobina di filo conduttore (ferro) e viene trainato dietro la nave da un cavo coassiale armato.

Attraverso il filo conduttore si fa passare una corrente elettrica che genera un campo magnetico assiale di almeno due ordini di grandezza superiore rispetto a quella terrestre: in questa maniera approssimativamente 1 protone su 10 milioni si allineerà nella direzione dell'avvolgimento.

Dopo essere fluita per alcuni secondi, in modo da consentire il raggiungimento dell'equilibrio termico, la corrente viene disattivata lasciando che i protoni si riportino nella direzione del campo terrestre attraverso il movimento di precessione.

I protoni che ruotano generano una corrente sinusoidale decadente, inizialmente di pochi microampere (μA), la cui tensione è proporzionale all'intensità del campo F. La corrente viene preamplificata prima di attraversare il cavo coassiale, allo scopo di eliminare il rumore a bassa frequenza presente a bordo.

La frequenza del segnale viene quindi misurata nei suoi primi 0.5 sec, quando il rapporto segnale-rumore è alto: questo al fine di evitare cadute di tensione dovute alla perdita di coerenza precessionale conseguente all'agitazione termica. La rapida caduta di tensione avviene in presenza di ampi gradienti del campo, quando il contributo precessionale varia all'interno del fluido. La tensione iniziale, derivante dalla precessione, ha ampiezza massima quando l'angolo tra l'asse della bobina e la direzione del campo terrestre è di 90°: per assicurarsi quindi un angolo sempre ampio, è opportuno considerare due avvolgimenti ortogonali tra di loro. Il campo totale viene calcolato dall' equazione 1.3:

$$F = \frac{f \cdot 2p}{g_p} \qquad \text{(Eq. 1.3)}$$

dove f è la frequenza di precessione e g_p è il rapporto giromagnetico del protone non corretto per l'effetto diamagnetico.

Da misure di laboratorio deriva che:

$$F = 23.4866 \cdot f$$

E' consigliabile che il sensore venga rimorchiato ad una distanza di poppa più di due volte la lunghezza della nave, ad una profondità di 5-10 metri: durante la crociera GMS00-05 il sensore veniva tenuto alla profondità di 17-18 metri solitamente con 200 m di cavo filato. Nei casi di un passaggio su zone con fondali più alti, come ad esempio i banchi vulcanici del Golfo di Napoli (Banco di Pentapalummo, Banco di Nisida, etc.), la lunghezza del cavo veniva diminuita in base alle esigenze.

Tra le caratteristiche tecniche del registratore G821 è da citare l'elevata sensibilità, fino a valori di 0.1 nT, dovuta principalmente al posizionamento del preamplificatore: quest'ultimo è sistemato vicino al sensore, isolando, come già accennato in precedenza, i segnali di disturbo presenti a bordo. La spiccata sensibilità permette di identificare corpi poco estesi a profondità elevate e di evitare l'utilizzo di particolari e costosi cavi schermati.

La risoluzione dello strumento è invece di 0.5 nT, ma sembra che la capacità di ottenere un'alta sensibilità rapidamente possa permettere ai valori medi di arrivare ad una risoluzione anche di 0.2 – 0.25 nT.

Il registratore G821 è dotato di vari *display* per il controllo dell'acquisizione dei dati; vengono visualizzati i seguenti parametri: 1) la temperatura grazie ad un'apposita sonda 2) la profondità del sensore tramite un trasduttore sensibile alla pressione; 3) il valore del campo totale, derivante dalla frequenza di precessione, già convertito in nT; 4) la variazione del campo dipendente dalla presenza di corpi magneticamente sensibili presenti nelle vicinanze.

Un allarme multifunzionale avverte se, durante il settaggio iniziale dei parametri, qualcuno di essi, come l'ampiezza del segnale o la tensione interna, supera i valori di soglia: in tal caso in uno dei *display* apparirà il codice che segnala l'errore da correggere.

1.1.3 ACQUISIZIONE DATI MARINI

I dati magnetometrici marini nelle due zone investigate sono stati acquisiti nell'ambito di diverse campagne oceanografiche, organizzate dall'Istituto del CNR GeomareSud di Napoli, dal 1998 al 2002. Nel Golfo di Napoli sono stati registrati circa 950 Km di profili sismici e magnetometrici nell'anno 2000 (in nero in figura 1.7); questi dati sono stati poi uniti ad un dataset del 1998 (in rosso in figura 1.7) che copriva una parte tra le isole di Ischia e Capri non indagata nel 2000. I dati più recenti presentano una spaziatura tra le tracce molto fitta, misurata in circa 800 metri in direzione Nord-Sud, mentre l'interlinea è di circa 1600 metri in direzione Est-Ovest; questo garantisce un maggior dettaglio rispetto ai dati del 1998 che invece hanno una maglia molto più larga.

La zona tra Ischia e Gaeta invece è stata battuta tra il marzo 2001 ed il gennaio 2002 con un'interlinea tra i profili di circa 1600 metri (i due dataset sono appartenenti ad un unico grigliato in nero in figura 1.7); un terzo dataset di dettaglio è stato invece acquisito, sempre nel gennaio del 2002 (in rosso in figura 1.7), con una spaziatura variabile tra i 300 ed i 1000 metri.

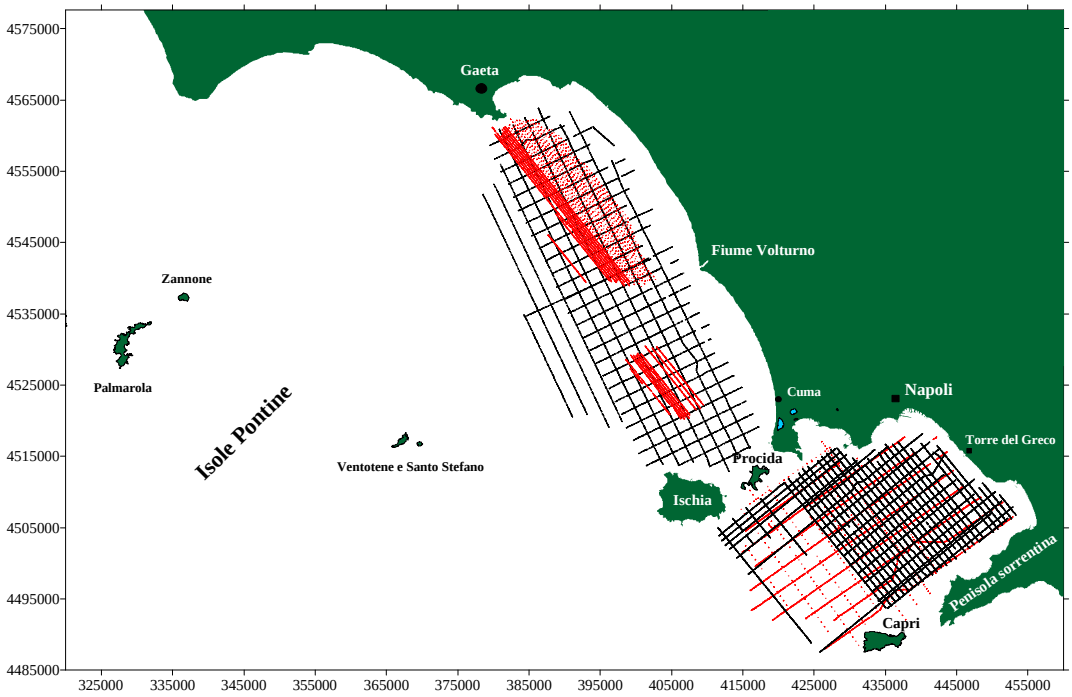

Figura 1.7 : Navigazione dei profili di acquisizione nelle aree investigate: nel Golfo di Napoli in nero il dataset del 2000 ed in rosso quello del 1998; nella zoza tra Ischia e Gaeta in nero un dataset del 2001/2002 ed in rosso un dataset del 2001.

1.2 BATIMETRIA

1.2.1 ELEMENTI DI ACUSTICA SUBACQUEA

Al fine di capire come lavora un sistema sonar Multibeam per l'acquisizione di dati batimetrici, qui di seguito vengono esposti i concetti basilari che introducono la propagazione de suono in acqua, applicati ai sonar. Tutti sappiamo che il suono si propaga in maniera efficace in acqua, molto meglio che nell'aria, rendendolo così adatto ad essere rilevato anche dopo aver percorso distanze dell'ordine delle centinaia di chilometri. Gli strumenti che utilizzano le onde acustiche ai loro scopi sono chiamati Sonar.

Il suono viaggia tramite una serie di onde di compressione. Questi fronti si muovono ad una velocità specifica nell'acqua nota come la *velocità locale del suono*: questa velocità varia in dipendenza delle caratteristiche locali dell'acqua come salinità, pressione e temperatura, quindi si deduce che essa può variare anche nello stesso luogo in breve tempo; inoltre bisogna dire che essa è indipendente dalle caratteristiche proprie del suono, ossia tutte le onde acustiche viaggeranno alla

velocità locale. La velocità tipica in un ambiente oceanico è di 1500 metri al secondo (m/s).

La distanza tra due fronti successivi è detta *lunghezza d'onda* ed il numero di fronti che passano per uno stesso punto nell'unità di tempo è detto *frequenza*; rispettivamente si misurano in metri ed hertz (cicli per secondo) e sono in relazione tra di loro proprio tramite la velocità del suono che si misura in m/s.

Le onde acustiche in acqua possono dunque propagarsi per centinaia di chilometri senza subire un'attenuazione significativa. L'attenuazione dipende dalla frequenza dell'onda; le alte frequenze vengono attenuate rapidamente, mentre quelle a bassissima frequenza virtualmente potrebbero anche attraversare tutto l'oceano. Generalmente per un'onda acustica a 12 KHz perde circa metà della sua energia durante un percorso di tremila metri.

Se l'onda, durante il suo tragitto nell'acqua, incontra un ostacolo, una parte dell'energia si propaga nel nuovo mezzo. La quantità di energia trasmessa dipende da vari fattori come l'impedenza del nuovo materiale (data dal prodotto della densità per la velocità del suono del mezzo stesso), l'angolo di incidenza dell'onda e la rugosità più o meno spiccata dell'ostacolo. Una parte dell'energia che non viene trasmessa viene riflessa e l'onda riflessa si propagherà in un'altra direzione dipendente dall'angolo di incidenza; il resto dell'energia si propagherà in tutte le direzioni. L'energia riflessa è chiamata *eco* e mantiene la frequenza dell'onda sorgente.

1.2.2 PRINCIPI DEI SONAR

Cominciamo con il suddividere i Sonar in due categorie: passivi se ricevono semplicemente un segnale; attivi se ne generano uno e ne captano la riflessione. In questo paragrafo ci occuperemo solo dei sonar attivi in quanto per le indagini marine c'è la necessità di utilizzare uno strumento che permetta di scegliere la frequenza del segnale sorgente in relazione a quello che si vuole investigare ed alle profondità che si vogliono raggiungere.

I sonar misurano la profondità generando un impulso acustico (*ping*) per poi riceverne l'eco; il tempo tra la trasmissione dell'impulso ed il ritorno dell'eco è il tempo che impiega il segnale per arrivare sul fondo e tornare. Conoscendo questo

tempo (T nell'eq. 1.4) e la velocità del suono in acqua nella zona d'interesse (V nell'eq. 1.4), possiamo calcolare la profondità (P nell'eq. 1.4):

$$P = \frac{V \times T}{2} \qquad \text{(Eq. 1.4)}$$

I sonar per le ispezioni batimetriche richiedono dei generatori di suoni detti *proiettori* i quali possono riprodurre con continuità ed affidabilità degli impulsi acustici con determinate caratteristiche. I proiettori vengono costruiti solitamente con ceramiche piezo-elettriche, ossia un materiale che varia in maniera minima le proprie dimensioni in relazione ad un voltaggio applicato. Quindi lo strumento può utilizzare diversi voltaggi per far oscillare il proiettore in modo tale da generare un'onda con una ben determinata frequenza.

Un impulso generato in acqua si propaga in maniera sferica dalla sorgente, quindi l'energia si espanderà in maniera uguale in tutte le direzioni; l'impulso interesserà quindi aree man mano più estese con una conseguente caduta di energia per unità d'area. Questa caduta di energia è detta *spreading loss*. L'energia, oltre che per diffusione, ha anche un altro tipo di attenuazione detto *absorption loss*; quest'ultima sommata alla precedente attenuazione vanno a formare la *transmission loss*. Essa dipende dalle distanze percorse dall'onda: quanta più strada essa percorre, tanto più debole sarà l'eco.

Nel momento in cui l'onda incontra un ostacolo si dice che essa ha *illuminato* o *insonificato* quell'oggetto o, nel caso di misure batimetriche, quella parte di fondale. A quel punto una parte di energia viene assorbita dal nuovo mezzo; la quantità di energia trasmessa dipende dai materiali, ad esempio le sabbie assorbono molto facilmente l'energia, mentre rocce ed oggetti metallici ne riflettono una quantità maggiore. La maggior parte dell'energia non assorbita viene quindi riflessa in acqua; la parte di energia incidente per unità di area che ritorna verso i ricevitori è detta *potere di backscattering*.

Gli *idrofoni* poi fanno l'esatto opposto dei proiettori, ossia convertono le oscillazioni, generate dall'arrivo dell'onda riflessa, in misure di tensione elettrica. Considerando la similarità di funzionamento tra proiettori ed idrofoni, solitamente

essi sono formati dagli stessi pezzi all'interno dello strumento e vanno a formare quello che genericamente viene chiamato *trasduttore*.

Durante ogni stato del processo di misura, ossia generazione del segnale (*ping*), propagazione dello stesso, insonificazione del fondo e ricezione del segnale riflesso, ci sono delle sorgenti di disturbo che va ad aggiungersi al segnale finale. Questi disturbi includono. Tra gli altri, le stesse onde marine, rumori generati dalla fauna o suoni provenienti dalla nave. Tutti i suoni individuati vengono genericamente detti *rumore* e la loro intensità *livello di rumore (noise level)*. Il rapporto segnale/rumore è il rapporto tra l'intensità del segnale ricevuto ed il livello di rumore e ci fornisce una misura di ricevibilità del segnale stesso; difatti un ping e la sua eco hanno una transmission loss che li rende sempre più deboli fino al punto in cui non li si può più distinguere dal noise level.

Tutti questi fattori vengono considerati nel calcolo della *SE (Single Excess)*, ossia la potenza con cui il segnale viene ricevuto. Essa viene descritta dalla *equazione dei sonar*

$$SE = SL - 2TL + BS - NL + TA$$

dove:

SL = Quantità di energia trasmessa (Transmitted Source Level)

TL = Quantità di energia che viene persa durante il tragitto di andata e ritorno dell'onda (Transmission Loss)

BS = Quantità di energia riflessa diretta verso i ricevitori, ossia il potere d backscattering (Backscattering Strength)

NL = Livello di rumore (Noise Level)

TA = Area insonificata (Target Area)

Tutte le quantità vengono misurate per convenzione in decibel (db).

1.2.3 SINGLE-BEAM E MULTIBEAM

Per capire come lavora un Multibeam sarà bene prima introdurre e descrivere il principio di funzionamento dei Single-Beam, la loro evoluzione, i loro limiti, fino ad arrivare gradualmente al passaggio ai Multibeam.

I Single-Beam hanno lo scopo di registrare una profondità in diversi punti, al fine di ricostruire poi una mappa in 3-D del fondale. Questi sistemi consistono di quattro elementi: un trasmettitore, un trasduttore, un ricevitore ed un sistema di controllo a display. Tutti i passaggi, di seguito descritti, per ottenere una misura, vengono effettuati in un ciclo continuo, diretto dal sistema di controllo, detto *ping cycle*. In un ciclo singolo il sistema di controllo segnala al trasmettitore di generare un impulso; esso produce un segnale elettrico ad una frequenza caratteristica ed il trasduttore lo converte in onda sonora funzionando come un proiettore. Dopo il ritorno della eco dal fondo, l'onda viene riconvertita in segnale elettrico dal trasduttore che, in questo caso quindi, funge da idrofono, e passa il segnale al ricevitore; qui il segnale viene amplificato per determinare il tempo esatto di andata e ritorno il quale viene poi utilizzato per ricavare la profondità. Quest'ultima viene poi registrata dal sistema di controllo che avvia un altro ciclo. L'intervallo che intercorre tra due cicli successivi è detto *ping time* o *ping interval*.

I problemi derivanti dall'uso del Single-Beam sono: una cattiva precisione nell'individuazione dell'esatta localizzazione dell'area insonificato e la lentezza delle misure.

Il primo problema deriva dal fatto che la descrizione teorica dello strumento lascia dedurre che la prima eco che arriva al ricevitore dovrebbe essere quella derivante dal fondale che si trova sotto la nave; quindi solo in caso di fondo piatto.

La figura 1.8 mostra invece un caso di fondo irregolare dove, data la sfericità dell'onda, essa illuminerà prima la parte di fondale che si trova dietro l'imbarcazione; in questo caso non c'è modo di capire l'errore e ci si ritroverà con una misura di profondità errata in quel punto. Per ovviare parzialmente a questo problema è stato introdotto il concetto della direzionalità dell'impulso. Dal momento che la maggior parte dell'energia acustica è concentrata in un angolo solido molto stretto detto *beam*, in realtà la porzione di fondale insonificato è abbastanza piccola; quindi un generatore con un angolo molto stretto (*narrow-beam*) direzionato verso il basso, può darci una misura più precisa del posizionamento. Purtroppo però i trasduttori solidali all'imbarcazione sono anch'essi soggetti ai movimenti ondosi e quindi un rollio o un beccheggio accentuati da cattive condizioni meteomarine possono indurre in errore (Figura 1.9).

Inoltre c'è da dire che, per ottenere angoli stretti, bisogna aumentare le dimensioni del trasduttore: ad esempio un trasduttore a 12 KHz avrebbe bisogno di un diametro di 295 centimetri per ottenere un beam di 2.5°; angolo per il quale si ottiene una buona risoluzione del fondale. Tutto ciò è poco pratico ed economico.

E' molto importante il concetto di *risoluzione del sonar* che, per definizione, è determinata dall'ampiezza dell'angolo solido. Difatti un osservatore può solamente dire che il fondo è localizzato da qualche parte all'interno dell'area intersecata dal suddetto angolo. Viene intuitivo che la risoluzione non è fissata, ma varia con la profondità: infatti quanto più l'onda acustica viaggia, tanto più l'area investigata (*footprint*) sarà grande. In generale l'area illuminata è proporzionale al prodotto dell'angolo solido e del quadrato della profondità (vedi figura 1.10).

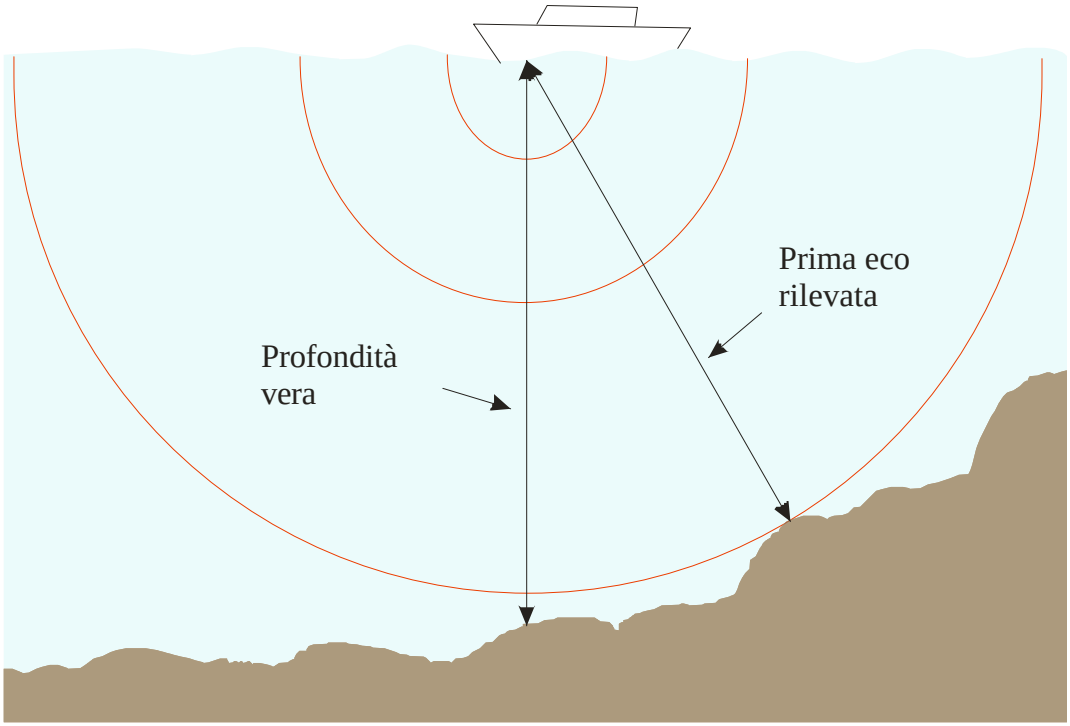

Figura 1.8 : Caso di fondo irregolare.

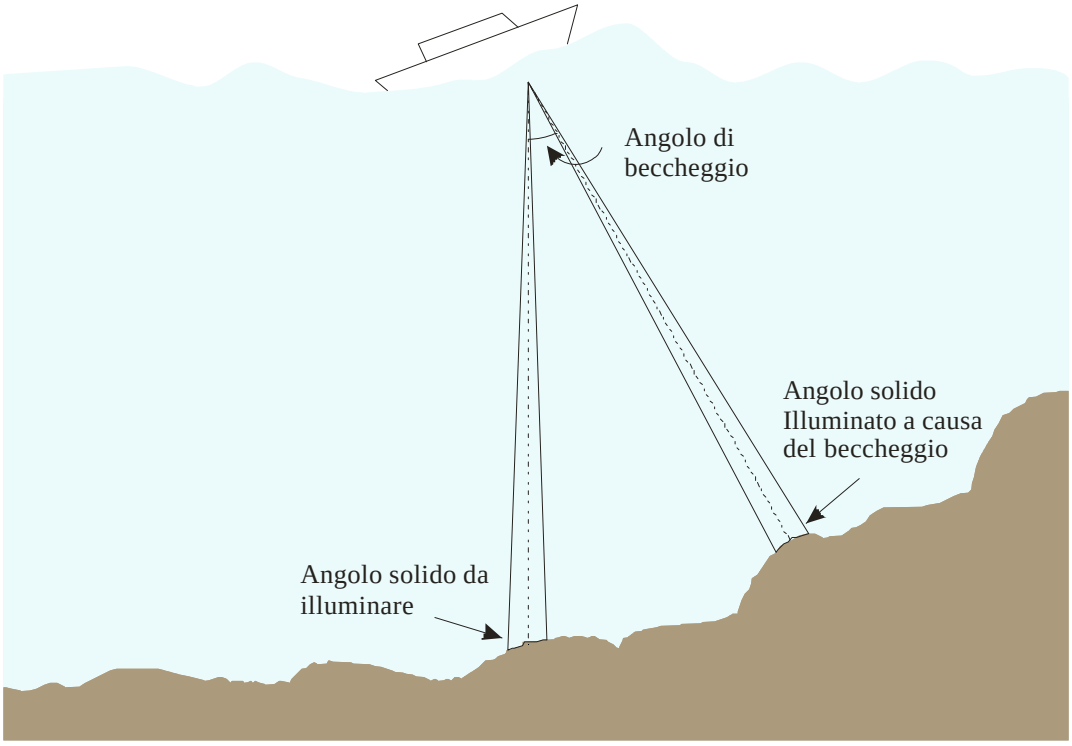

Figura 1.9 : Caso di cattive condizioni meteomarine.

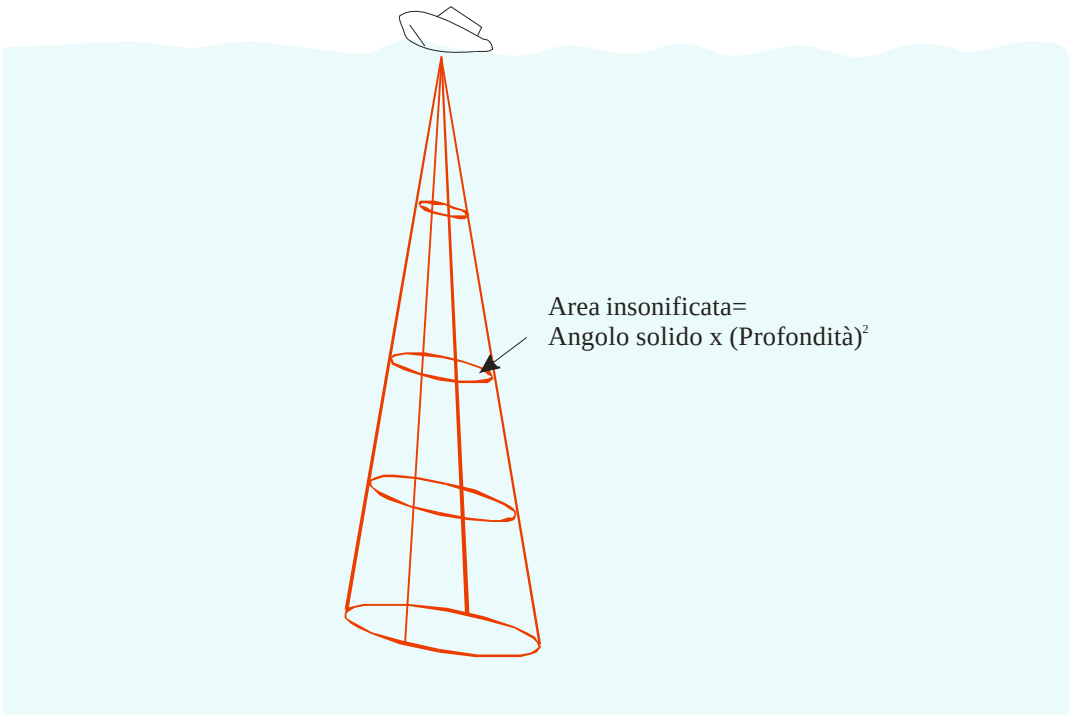

Figura 1.10 : A parità di angolo solido l'area insonificata aumenta all'aumentare della profondità.

Il problema della lentezza delle misure è dunque strettamente legato alla questione appena descritta. Ricordiamo che, prima che un'onda venga trasmessa,

bisogna attendere il ritorno dell'eco del ping precedente, inoltre per ottenere una buona risoluzione bisogna lavorare con beam molto stretti; quindi, per ottenere una maglia di misure sufficientemente densa al fine di ottenere un'interpolazione accurata, bisognerebbe effettuare innumerevoli misure.

Il sonar Multibeam supera questi tipi di impedimenti in quanto è capace, con un singolo impulso, di insonificare più di un punto contemporaneamente con una risoluzione superiore rispetto ai sistemi Single-beam: in pratica il lavoro fatto da un narrow single-beam viene eseguito in più punti del fondale allo stesso tempo (vedi figura 1.11). Le aree insonificate vengono combinate insieme a formare una mappa continua del fondale: solitamente sullo schermo sono visibili delle strisce perpendicolari alla direzione di navigazione, come se si stesse dipingendo il fondo. L'area totale insonificata in un istante è detta *swath* e la larghezza illuminata perpendicolarmente al moto è detta ampiezza dello swath (*swath width*): essa ovviamente varia con la profondità se viene misurata in termini di dimensioni lineari, ma può essere anche misurata in termini di angolo di ampiezza fissato. Ad esempio un sistema con uno swath di 120°, per ottenere la mappatura di un singolo swath, impiega il tempo che intercorre tra la trasmissione dell'impulso e il ritorno dell'eco dal suo angolo più ampio. Questo tempo è circa il doppio rispetto a quello impiegato per un ping cycle di un single-beam, però, con il Multibeam, avremo effettuato più di cento misure contro una soltanto.

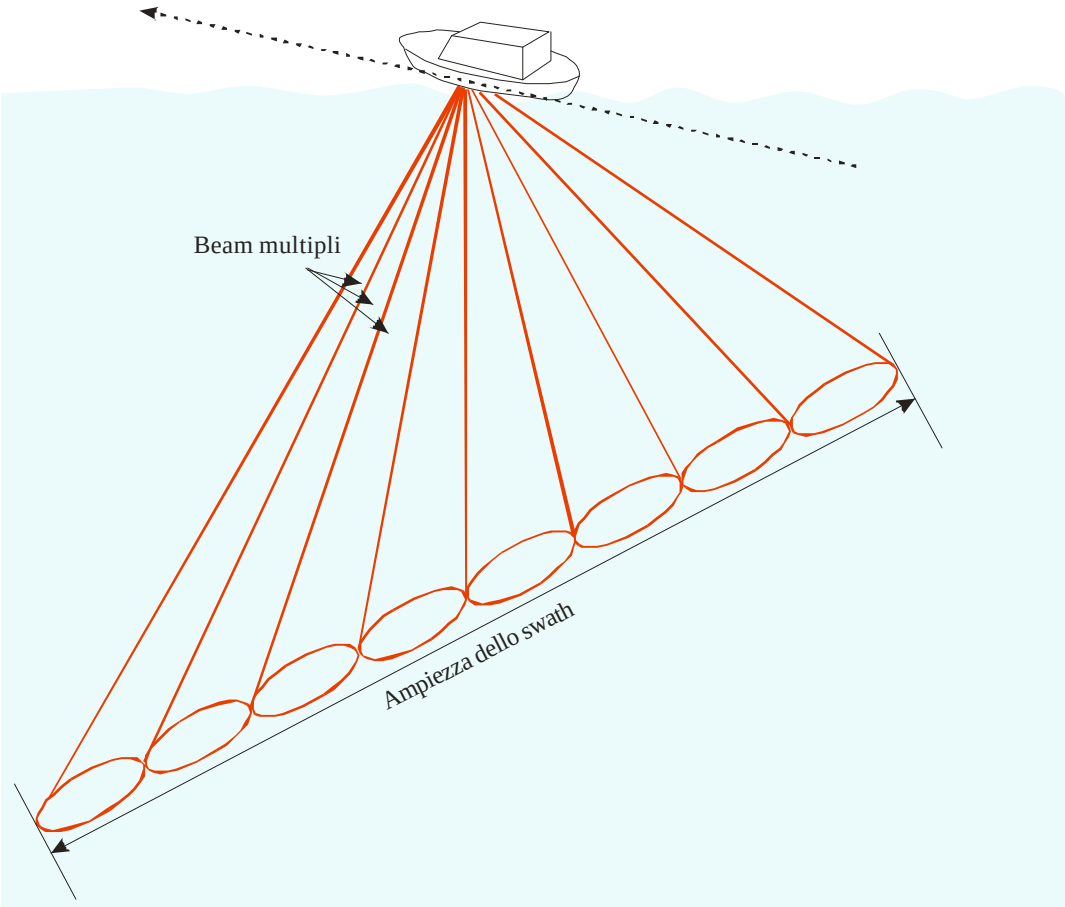

Figura 1.11 : Più narrow single-beam combinati.

1.2.3 STRUMENTAZIONI UTILIZZATE PER L'ACQUISIZIONE E LORO PRINCIPALI IMPOSTAZIONI

Le strumentazioni coinvolte e collegate al Multibeam durante una campagna per l'acquisizione di dati batimetrici sono diverse e tutte finalizzate a fornire informazioni per ridurre e limitare il più possibile gli errori. In queto paragrafo si espongono le finalità dell'utilizzo della sonda SVP (*Sound Valocity Profiler*), della girobussola e del sensore di assetto (VRU). In primo luogo dopo aver settato il programma PDS2000 in base alla geometria della nave e alla posizione relativa degli strumenti rispetto al centro di massa dell'imbarcazione; successivamente si effettua una misura dei principali parametri oceanografici (salinità, pressione, ecc.) in modo tale da ottenere una curva della velocità del suono sulla colonna d'acqua. Quest'operazione viene eseguita tramite la sonda di velocità che restituisce una curva di velocità, che può essere considerata costante per una zona ristretta e periodi temporali brevi (poche ore); la curva viene poi importata nel programma al fine di

calcolare più precisamente possibile i tempi di andata e ritorno del segnale e conseguentemente le profondità.

Una girobussola viene poi utilizzata per avere una misura corretta della rotta vera dell'imbarcazione in tempo reale.

Un sensore di assetto, costituito da un accelerometro o VRU (*Vertical Reference Unit*), montato solidalmente alla nave, fornisce le correzioni da applicare a causa dei movimenti di quest'ultima. I parametri principali sono il rollio (roll), il beccheggio (pitch) e le deviazioni dalla rotta (yaw) (figure 1.12 e 1.13). Considerando il centro di massa come punto attorno al quale la nave compie tutti i suoi movimenti possiamo definire (figure 1 e 2):

- Roll : Rotazione rispetto alla direzione X
- Pitch : Rotazione rispetto alla direzione Y
- Yaw : Rotazione rispetto alla direzione Z

Applicate le correzioni, il posizionamento sul fondo dell'area insonificata risulta corretto.

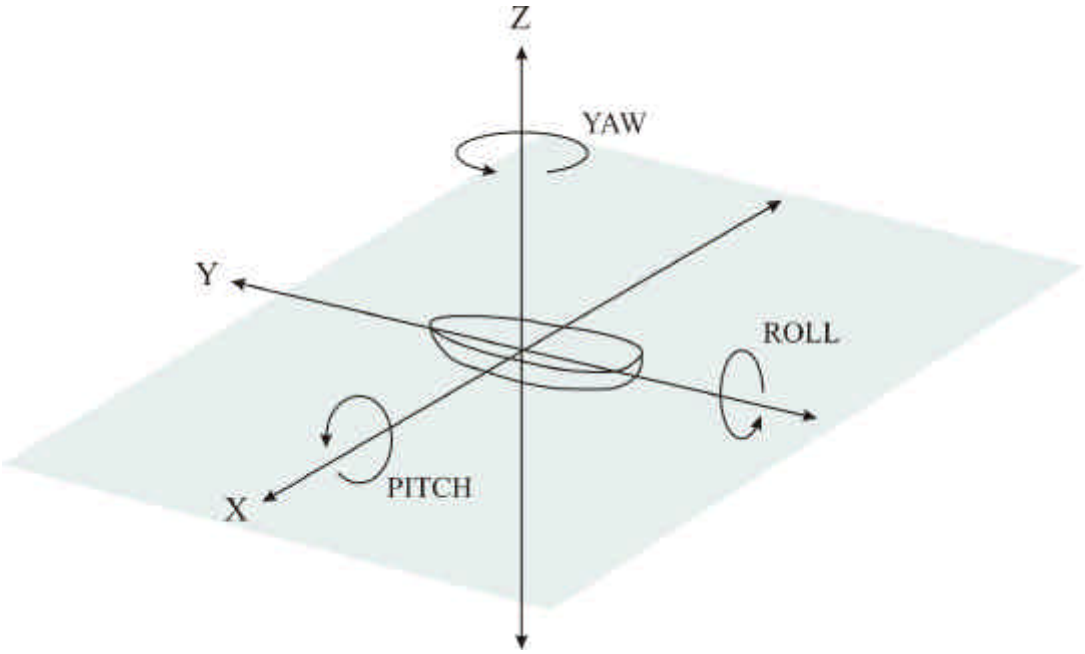

Figura 1.12 : Rotazione rispetto al centro di massa (Multibeam Sonar Theory of Operation by L-3 Communications SeaBeam Instruments: modificato da Stefano Ruggieri).

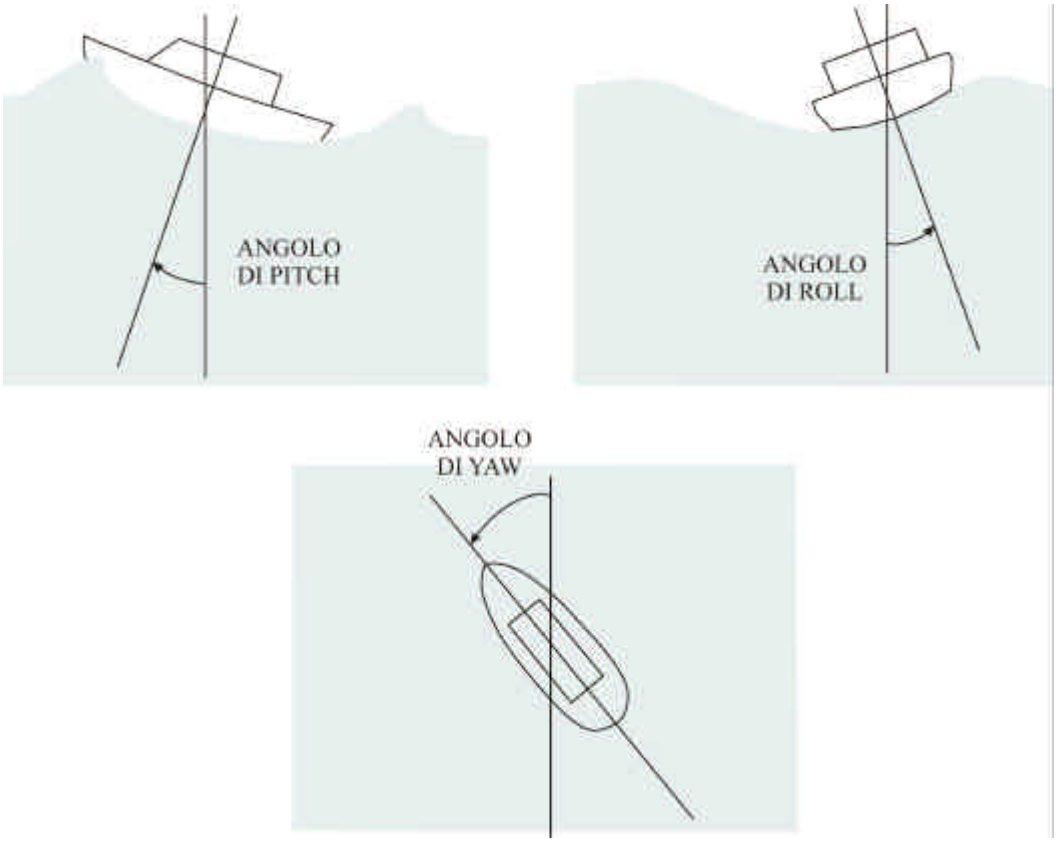

Figura 1.13 : Angoli di Pitch, Roll e Yaw (Multibeam Sonar Theory of Operation by L-3 Communications SeaBeam Instruments: modificato da Stefano Ruggieri).

Altra operazione fondamentale da effettuare per ottenere un corretto settaggio del Multibeam è la calibrazione, la quale permette di trovare gli errori iniziali di roll, pitch, yaw e time, ossia quegli errori dovuti alla naturale inclinazione che ha la nave, e quindi lo strumento, rispetto alle varie direzioni: ad esempio la nave, ad inizio campagna, avrà dei carichi diversi rispetto a quelli dei giorni successivi e, queste variazioni, modificano l'assetto dell'imbarcazione con il passare del tempo. La calibrazione dovrebbe essere effettuata abbastanza soventemente durante il rilievo, ad esempio ogni 4-5 giorni. Il modulo per la calibrazione viene mostrato nelle figure 1.14 e 1.15: lo scopo è quello di trovare i parametri con passi successivi, ossia a partire da una delle quattro incognite si cerca di ricostruire gli altri e così via, fino alla stabilizzazione dei valori. I numeri trovati verranno poi importati nel PDS2000 per poter iniziare ad acquisire. Per effettuare una buona calibrazione è necessario acquisire delle linee particolari, possibilmente in presenza

di un target sottomarino tipo una piccola scarpata. I profili da registrare per la calibrazione sono (figura 1.14):

Linea A: In direzione X, passando sul target, a velocità di crociera (circa 4 nodi)

Linea B: In direzione opposta ad X, passando sul target, a velocità di crociera (circa 4 nodi)

Linea C: In direzione X, passando sul target, a velocità doppia rispetto alle precedenti

Linea D: In direzione X leggermente spostata rispetto alla linea A in modo tale da creare una sovrapposizione tra le due, a velocità di crociera

A questo punto nel modulo, per calcolare i diversi parametri, bisogna caricare delle coppie di linee e poi tracciare una *draw line* specifica (figure 1.14 e 1.15); a questo punto il programma calcolerà le differenze tra le linee lungo la draw line definita dall'utente. Le linee di calibrazione e le draw line devono essere scelte secondo i criteri descritti di seguito:

Time: Caricare le linee A e C tracciando una draw line longitudinale ai profili

Roll: Caricare le linee A e B tracciando una draw line trasversale ai profili

Pitch: Caricare le linee A e B tracciando una draw line longitudinale ai profili

Yaw: Caricare le linee A e D tracciando una draw line longitudinale al profilo, ma sui punti di sovrapposizione.

I valori cercati sono quelli che generano le *mean differences* minime: nelle figure 1.14 e 1.15, nel riquadro in basso a destra vediamo l'andamento delle differenze in un certo intervallo di tempo campionato ad un certo intervallo. La sovrapposizione delle linee nella schermata in basso a sinistra nelle figure 1.14 e 1.15 deve essere ottimale per avere la conferma di aver trovato dei valori accettabili.

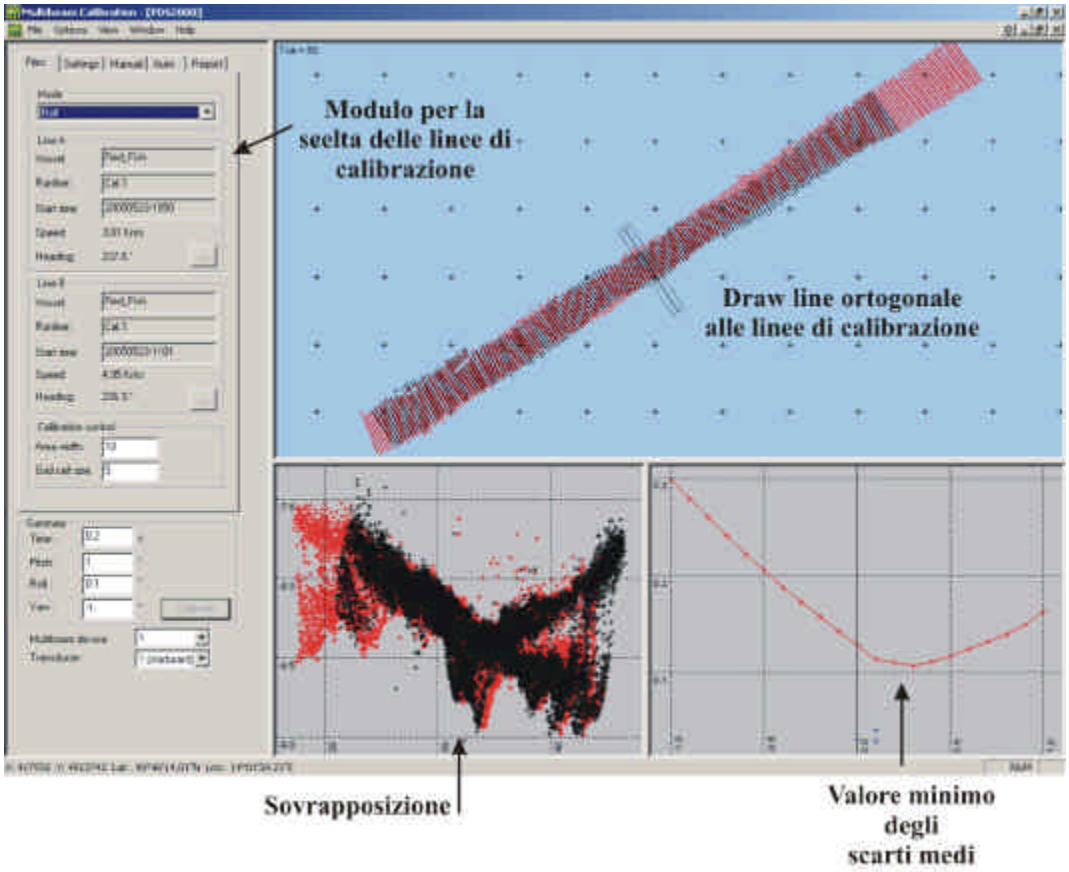

Figura 1.14 : Modulo di calibrazione. Esempio per la finestra in cui viene scelto il parametro da calcolare e le linee di calibrazione corrispondenti. In questo caso vediamo il calcolo del roll con le linee scelte in rosso ed in nero nella finestra più grande con, indicata dalla freccia, la draw line sulla quale vengono effettuati i calcoli. Nella finestra in basso a destra vediamo graficate le mean differences e in basso a sinistra le linee in sezione che devono sovrapporsi per avere la conferma di aver trovato dei valori accettabili.

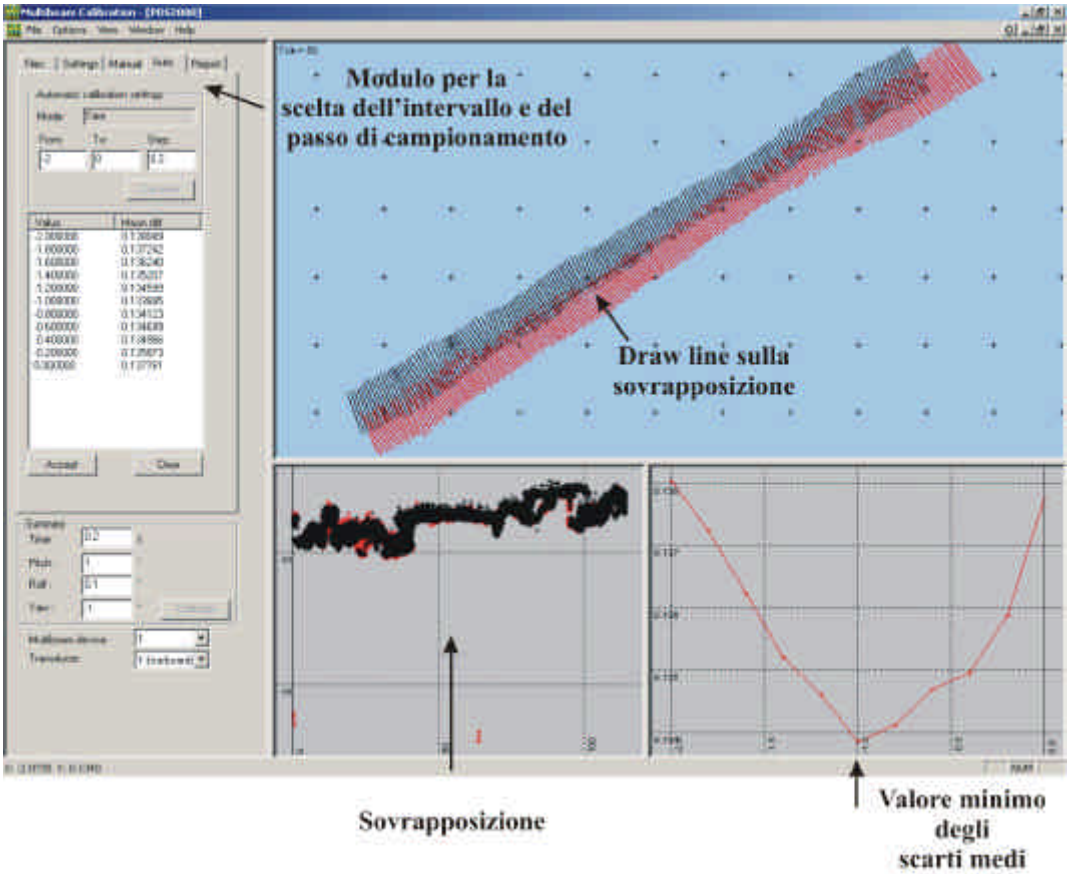

Figura 1.15 : Modulo di calibrazione. Esempio per la finestra in cui viene scelto l'intervallo ed il passo di campionamento a cui vengono calcolate le mean differences. In questo caso vediamo il calcolo dello yaw con le linee scelte in rosso ed in nero nella finestra più grande con, indicata dalla freccia, la draw line sulla quale vengono effettuati i calcoli. Nella finestra in basso a destra vediamo graficate le mean differences e in basso a sinistra le linee in sezione che devono sovrapporsi per avere la conferma di aver trovato dei valori accettabili.

2 ELABORAZIONE DATI

2.1 MAGNETOMETRIA

Durante una campagna per l'acquisizione magnetometrici i disturbi che influenzano i dati registrati possono essere vari e di diversa natura. Nel corso di un rilevamento a larga scala è buon uso acquisire oltre alle canoniche linee parallele tra di loro, anche delle linee ortogonali (*tie-lines*) al fine di ottenere una diversa lettura del campo magnetico in alcuni punti. Le differenze tra i valori misurati nei punti di incrocio (*mis-ties*) sono dovute principalmente alla variazione diurna del campo magnetico terrestre, ma ulteriori errori vengono introdotti da inesattezze nella navigazione, anomalie provenienti da altre imbarcazioni, deriva del sensore e rumore casuale. Il *leveling* è il processo che mira alla rimozione delle variazioni a breve periodo minimizzando i valori di mis-tie (Mauring et al., 2002). I dati possono essere inizialmente manipolati sia manualmente che automaticamente, usando un filtro non lineare (Naudy and Dreyer, 1968) per eliminare gli spike dovuti a sorgenti non geologiche. Successivamente viene rimosso il modello del campo magnetico terrestre (IGRF: International Geomagnetic Reference Field), inoltre viene applicata una variazione sulla navigazione per correggere lo scostamento che intercorre tra il sensore trainato e l'antenna GPS che registra la posizione.

Per ottenere un buon leveling il primo passo è quello di effettuare prima uno *zero-order network adjustment* su quei dati, sia lungo le linee di misura che sulle ortogonali, che risultano spostati verso l'alto o verso il basso, per ridurre i valori di mis-tie. La media delle differenze per l'intero dataset dovrebbe essere prossimo allo zero. Il secondo passo è quello di livellare ogni tie-line sottraendo una funzione adeguata ai valori di mis-ties; dopo aver ricalcolato questi ultimi, si vanno a livellare le linee principali allo stesso modo. Questa procedura va comunque ad introdurre degli errori costanti (sistematici) sulle linee e sulle perpendicolari; tuttavia questi shift non distorcono i dati originali. Il metodo comunque non è sufficiente ad eliminare tutti gli errori e le mappe prodotte tramite lo zero-order network adjustment solitamente presentano delle bande lungo il profilo.

I mis-ties residui, quelli isolati (spike) o dovuti a rumore sono inclusi nel calcolo del grid per generare la mappa; si può scegliere di eliminarli normalmente o automaticamente. Uno dei criteri per l'eliminazione automatica può essere scelto tramite un approccio statistico dopo il filtraggio preliminare: ad esempio, se le differenze assolute tra i valori delle linee elaborate ed i mis-ties fossero maggiori di una certa soglia piuttosto bassa di deviazione standard, i mis-ties vengono rigettati. La deviazione standard in questo caso è dinamica, nel senso che essa funziona come una finestra mobile centrata nel punto da valutare; questo previene il rigetto dei mis-ties in aree ad alta densità di valori scatterati, ma non per questo isolati.

2.1.1 CORREZIONE PRELIMINARE DI NAVIGAZIONE E DATO MAGNETICO

I dati acquisiti in mare hanno bisogno di varie correzioni preliminari dovute principalmente ad errori di acquisizione imputabili alla strumentazione.

Per primo il magnetometro che può registrare valori anomali del campo o dei no-data che potrebbero successivamente inficiare in maniera marcata l'interpolazione per la costruzione del grid magnetico da cui la redazione della carta delle anomalie.

Ovviare a questo problema è molto semplice individuando le righe errate ed eliminandole laddove fosse impossibile la ricostruzione del campo totale dalle sue componenti x, y e z (dove x e y sono le componenti nord-sud ed est-ovest del vettore $\vec{H}$, componente sul piano orizzontale del vettore campo magnetico $\vec{F}$), qualora queste non fossero disponibili.

Un altro problema può essere dato dal sistema di posizionamento GPS il quale può acquisire sia dei no-data, ma soprattutto degli spike in zone di bassa copertura satellitare: in tal caso lo strumento continua ad acquisire dei dati stimati che possono essere corretti graficamente.

Nelle figure 2.1 e 2.2 vengono riportati alcuni esempi di linee di navigazione prima e dopo la correzione:

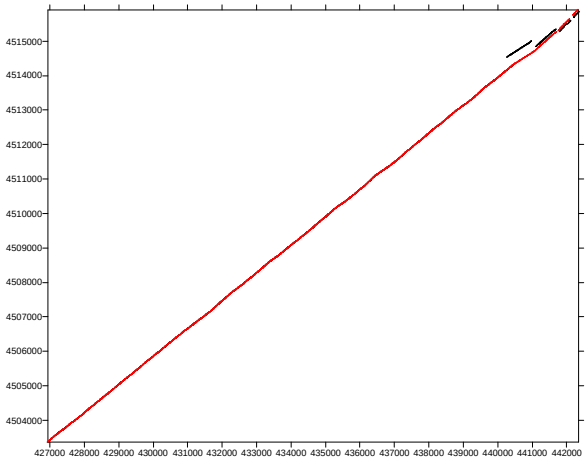

Figura 2.1 : Golfo di Napoli: confronto linea GP35 prima (in nero) e dopo (in rosso) la correzione di navigazione.

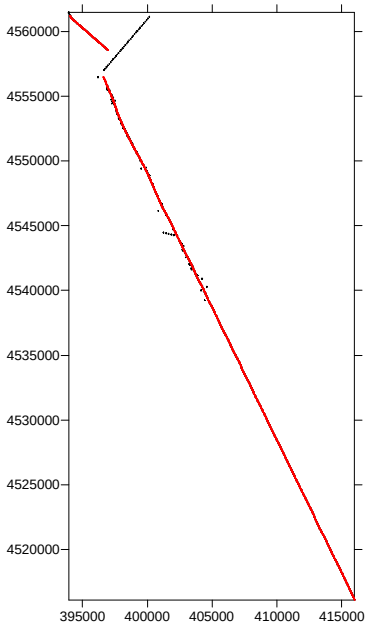

Figura 2.2 : Da Gaeta ad Ischia: confronto linea 3025 prima (in nero) e dopo (in rosso) la correzione di navigazione.

E' da notare come, in particolare nella linea 3025, durante una piccola accostata per evitare un'altra imbarcazione, il sistema GPS abbia registrato dei dati completamente errati.

2.1.2 CORREZIONE PRELIMINARE DOVUTA AL RITIRO O AL RILASCIO DEL CAVO

Nel caso particolare di una navigazione effettuata ortogonalmente alla linea di costa, quando l'imbarcazione viene a trovarsi in acque basse o troppo vicino alle

terra, il cavo viene parzialmente ritirato nel caso di navigazione verso la costa: questo viene fatto per consentire una accostata più agevole alla nave e, nel caso di acque non molto profonde, per evitare che il sensore vada a toccare il fondo mare, a causa della diminuzione di velocità durante la manovra. Le conseguenze sono una notevole irregolarità nell'acquisizione del dato magnetico (Z) dovuta al movimento del cavo, inoltre le linee così eseguite vanno separate in spezzoni, i quali vanno trattati separatamente sia per l'applicazione di un filtraggio mediano che per la successiva correzione di offset. Nei casi di nostra competenza il cavo viene ritirato di circa la metà della lunghezza totale e le conseguenze sono un innalzamento del sensore, ossia un allontanamento dalla sorgente, che comporta un abbassamento dei valori della Z su tutto lo spezzone di linea ottenuto. In altri casi, invece, c'è solo una piccola parte errata associata all'inizio del ritiro cavo, mentre il resto continua a seguire l'andamento giusto della prima parte della linea. Per ovviare a tutto questo, laddove ce ne fosse bisogno, correggiamo manualmente la Z n modo tale che il profilo sulla Z stessa abbia un andamento quanto più fedele possibile alla prima parte. Gli esempi presi sono le linee Gr79 per Napoli e Gaet020 per la parte da Ischia a Gaeta.

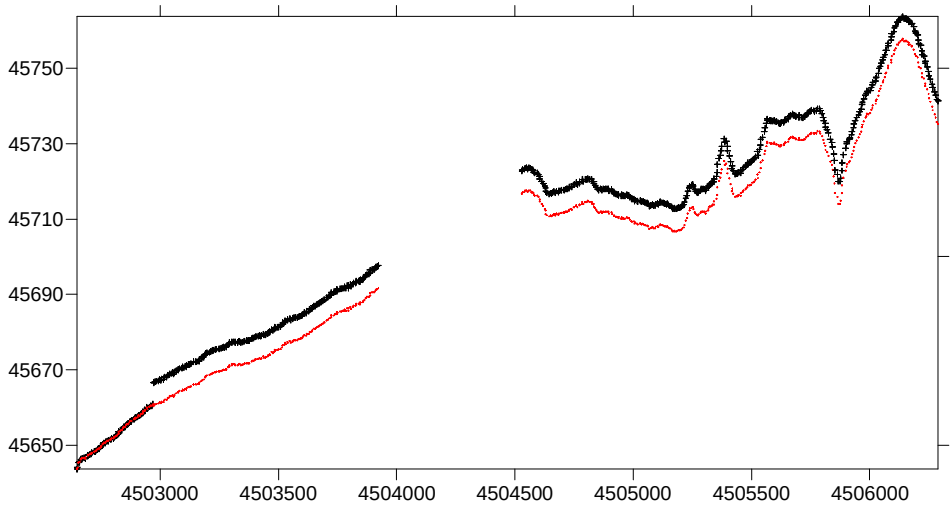

Figura 2.3 : Golfo di Napoli: confronto in Y e Z della linea GR79 prima (in nero) e dopo (in rosso) le correzioni.

Nel caso di Napoli la linea GR79 è stata effettuata andando da largo verso l'Isola di Ischia e, come si può notare, il cavo è stato messo in sicurezza quasi ad inizio linea: in questo caso il ritiro del cavo comporta uno shift dei dati di circa 6 nT

in più, quindi la correzione manuale del secondo spezzone che va a livellare la traccia.

Nel caso di Gaeta la navigazione è stata effettuata sempre dal largo verso costa e c'è un errore netto nel momento in cui comincia il ritiro del cavo: in questo caso elimino i dati che uniscono i due spezzoni e abbasso manualmente la seconda parte. In entrambe i casi i punti di eventuale errore vengono controllati grazie alla verifica dell'orario in cui inizia la manovra di recupero o svolgimento. Ovviamente nel caso di navigazione effettuata da costa verso largo le operazioni devono saranno invertite e si potrà notare un innalzamento dei valori di z a causa dell'avvicinarsi del sensore alla sorgente.

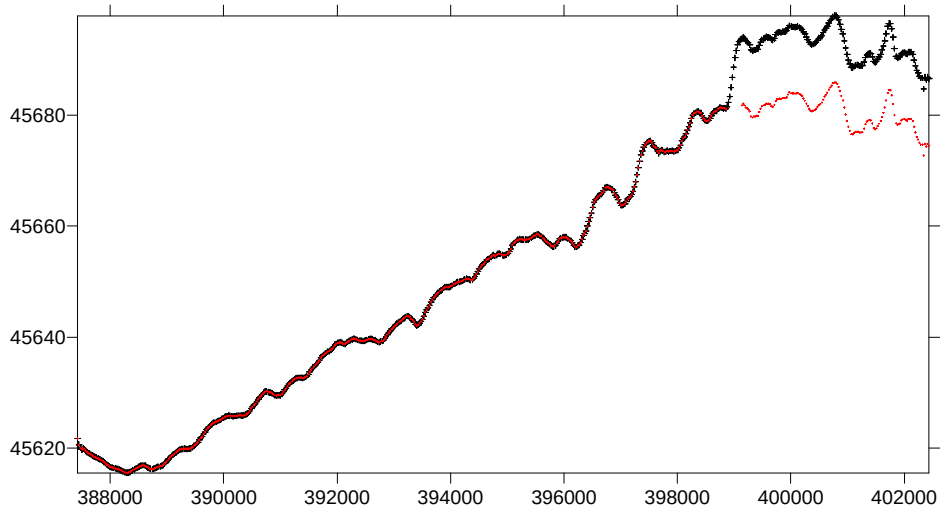

Figura 2.4 : Da Gaeta ad Ischia : confronto in X e Z della linea Gaet020 prima (in nero) e dopo (in rosso) le correzioni.

2.1.3 CORREZIONE DOVUTA ALL'OFFSET DEL SENSORE

Dopo aver corretto il dato magnetico è necessario correggere i dati relativi al posizionamento del sensore.

Per una corretta acquisizione al fine di evitare l'influenza ferromagnetica della nave è consigliabile tenere il sensore ad una distanza pari a tre volte quella dell'imbarcazione utilizzata.

I dati di posizionamento, registrati dai programmi HydroNav e NavPro, sono riferiti al punto in cui si trova l'antenna per la ricezione del segnale GPS: dalle

coordinate metriche che abbiamo a disposizione bisogna dunque sottrarre i metri di cavo filato e in particolare per l'acquisizione fatta sulla N/O Urania i metri che dividono il verricello dall'antenna GPS. In figura 2.5 viene schematizzata la geometria appena descritta.

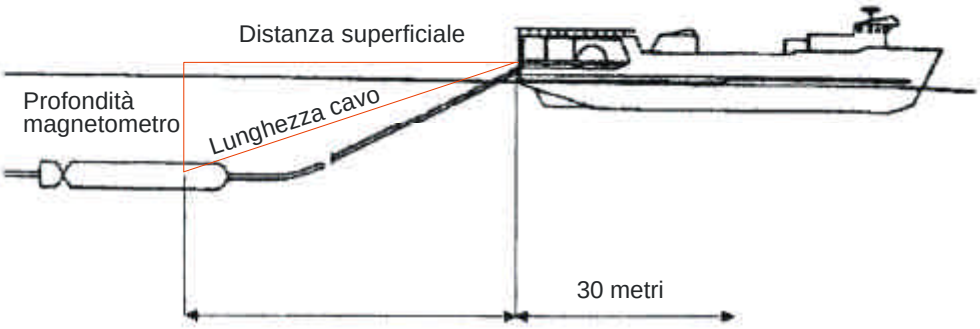

Figura 2.5 : Geometria del sistema di acquisizione

La distanza che separa l'antenna dal verricello è costante e pari a 30 metri; ad essa si aggiunge quella che in figura è visualizzata come 'distanza superficiale' molto simile alla 'lunghezza cavo' vera e propria: difatti, come detto in precedenza, la profondità del magnetometro è di circa 15 metri, di conseguenza, siccome la maggioranza delle linee sono state eseguite con 200 metri di cavo filato, lo scarto tra la 'distanza superficiale' e la 'lunghezza cavo' è irrisorio (circa 1 metro). Facendo questa operazione si riporta il dato magnetico in corrispondenza del punto preciso nel quale è stato veramente registrato.

Prendendo in considerazione i punti a coppie (primo e secondo, secondo e terzo, e così via), essi vengono traslati sulla retta congiungente. E' necessario operare in questo modo siccome la nave non segue mai una traiettoria retta, ma il suo andamento viene corretto di continuo, a causa di correnti o altro, al fine di seguire la rotta stabilita. A questo scopo la correzione viene effettuata entro certi limiti di errore in modo tale che la nuova traiettoria sia quanto più possibile fedele a quella registrata; l'errore viene calcolato sul coefficiente angolare delle rette e la differenza tra due successivi coefficienti non deve essere maggiore del 10% rispetto al precedente, in tal caso il nuovo segmento viene scartato, e la correzione viene applicata sulla retta precedente.

Il risultato dell'applicazione è visibile in figura 2.6 dove viene visualizzata la perfetta sovrapposizione delle linee corrette dall'errore di offset (in rosso) rispetto alle linee non corrette (in nero): nel caso specifico è stata presa in considerazione la linea Gp23 nel Golfo di Napoli con offset di 200 metri più i 30 che separano l'antenna GPS dalla poppa.

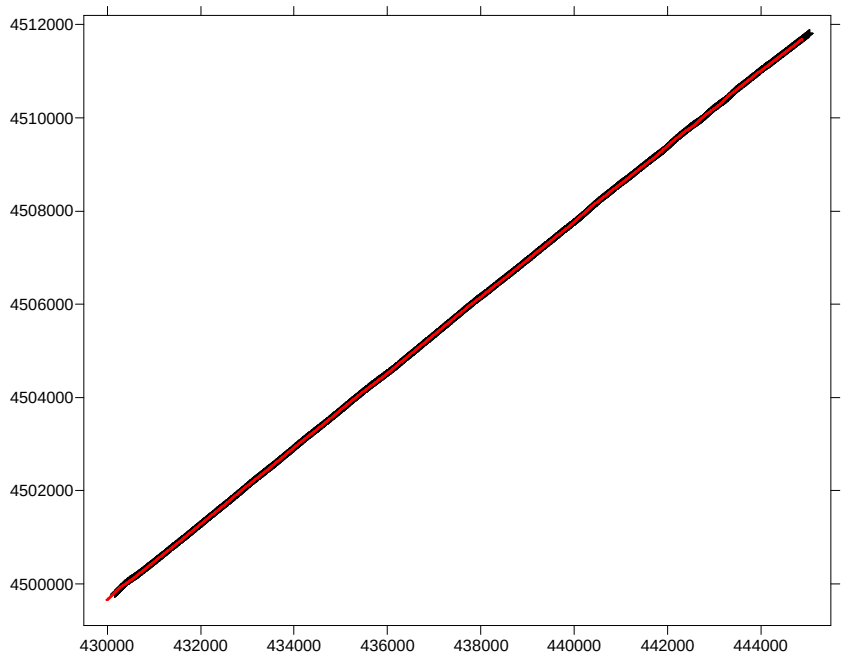

Figura 2.6 : Golfo di Napoli : Linea Gp23 prima (in nero) e dopo la correzione di offset (in rosso).

2.1.4 CORREZIONE DALL'IGRF (INTERNATIONAL GEOMAGNETIC REFERENCE FIELD)

Per ottenere la mappa delle anomalie dunque bisognerà sottrarre dai dati corretti un campo di riferimento che approssimi al meglio il campo di origine profonda. Un campo di riferimento per tutta la Terra è l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field), valido per il periodo tra il 1945 ed il 1990, che consiste in dieci modelli di armoniche sferiche del potenziale, una per ogni quinquennio del periodo indicato. Tuttavia questo campo non può sempre essere considerato valido a livello locale; a questo proposito, quindi, per applicare la correzione della variazione secolare, andiamo a considerare l'ItGRF (Italian Geomagnetic Reference Field) suggerito da Molina e De Santis nel 1987: esso è

valido per la zona italiana e del Mediterraneo e permette di ottenere la correzione in base alla variazione secolare calcolata all'Osservatorio dell'Aquila.

Utilizzando l'ItGRF siamo in grado di ottenere una migliore definizione della zona investigata, anche se la risoluzione raggiungibile con l'IGRF non è ottenibile in alcun modo essendo dipendente dai termini armonici dello sviluppo: difatti i termini dell'IGRF possono arrivare fino a n=m=10, mentre l'ItGRF è un polinomio del secondo ordine in latitudine e longitudine (eq. 2.1).

Per ottenere a questo punto una stesura preliminare della mappa di anomalie ed applicare la correzione per la variazione secolare è necessario considerare il campo geomagnetico di riferimento. Molina e De Santis nel 1987 hanno suggerito un modello di campo di riferimento, valido per la zona dell'Italia e del Mediterraneo, che permette di attuare le correzioni in base alla variazione secolare osservata all'Osservatorio dell'Aquila. Il modello è chiamato ItGRF (Italian Geomagnetic Reference Field) e questa riportata è la sua espressione analitica in forma polinomiale del secondo ordine in latitudine e longitudine:

$$F(f, l) = a_{00} + a_{10}\Delta f + a_{01}\Delta l + a_{20}\Delta f^2 + a_{02}\Delta l^2 + a_{11}\Delta f \Delta l \qquad \text{(eq. 2.1)}$$

a_{00}	=	45386.500
a_{10}	=	342.120
a_{01}	=	69.034
a_{20}	=	-4.438
a_{02}	=	1.457
a_{11}	=	-1.867

Tabella 2.1 : Tabella dei coefficienti utilizzati per calcolare il campo ItGRF espressa in nanotesla (nT).

Le variazioni di ϕ e λ sono riferite al punto centrale (42°N;12°E) ed espresse in gradi. I coefficienti sono stati calcolati, sempre nel 1987 da Molina e De Santis, con il metodo dei minimi quadrati dai dati sperimentali e riportati in tabella 2.1.

Di seguito viene riportato il confronto preliminare, nella zona tra Ischia a Gaeta, tra le mappe ricavate prima (Fig. 2.7) e dopo la correzione per l'Igrf (Fig. 2.8): gli errori così marcati presenti in figura 2.7 vengono di molto migliorati già

solo con l'eliminazione della variazione secolare. Chiaramente le scale numeriche sono totalmente diverse, ma ricavando una prima stesura delle anomalie risolviamo alcuni dubbi relativi alla presenza o meno di corpi magnetizzati o meno. Ad esempio nella parte Nord della zona in esame, a ridosso del Golfo di Gaeta, la prima mappa restituisce una zona magnetica quantitativamente confrontabile con la zona nell'offshore del Fiume Volturno: dopo la correzione, invece, la parte vicino Gaeta risulta magneticamente neutra.

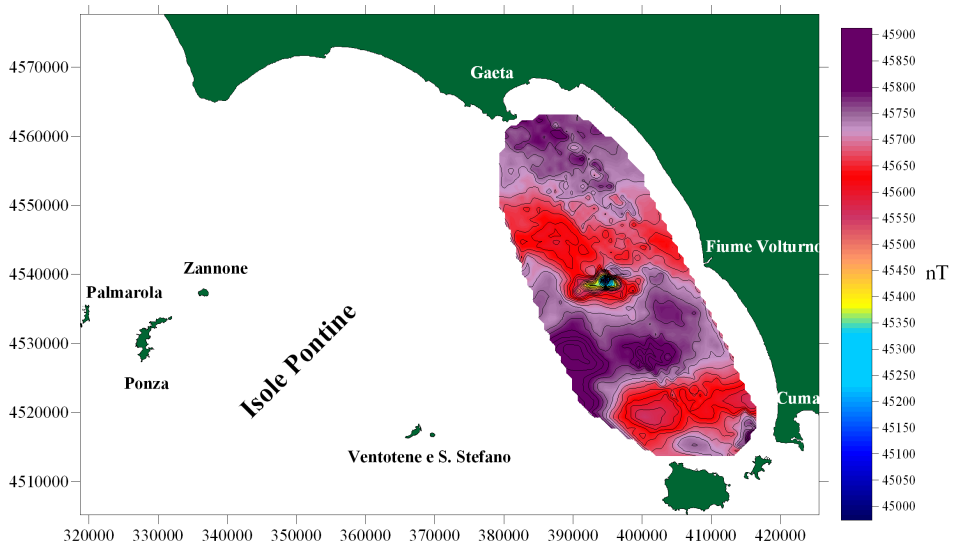

Figura 2.7 : Da Gaeta ad Ischia : Mappa del c.m.t. prima della correzione dall'Igrf.

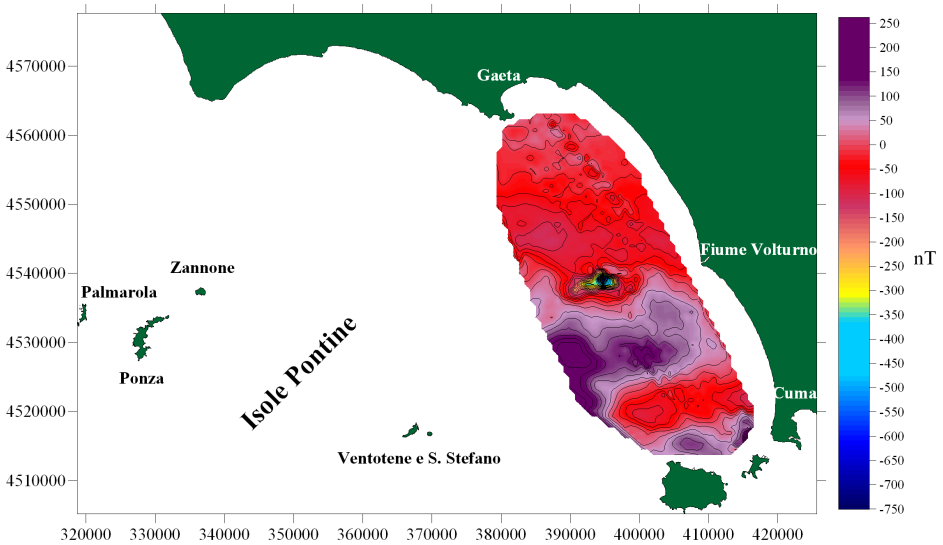

Figura 2.8 : Da Gaeta ad Ischia : Mappa delle anomalie magnetiche dopo la correzione dall'Igrf.

2.1.5 CORREZIONE DALLA VARIAZIONE DIURNA

Per ottenere una mappa attendibile dei valori del campo magnetico è necessario correggere i dati e riferirli tutti ad uno stesso tempo ed alla stessa altezza. Per la prima correzione si considera la seguente equazione (eq. 3.2) per ridurre gli elementi a nostra disposizione all'anno 2000:

$$E_s^{00} = E_{os}^{00} + \left(E_s^t - E_{os}^t\right) \qquad \text{(eq. 2.2)}$$

dove:

E_s^{00} è il valore del campo nella stazione s riportato al 2000,

E_{os}^{00} è il valore del campo all'Osservatorio nell'anno 2000,

E_s^t è il valore del campo nella stazione al tempo t,

E_{os}^t è il valore del campo all'Osservatorio al tempo t.

Per l'elaborazione dati gli elementi appena descritti sono stati ricavati :

E_{os}^{00} è la media del campo totale registrato dall'Osservatorio dell'anno in cui sono stati acquisiti i dati,

E_s^t sono i dati registrati durante la campagna

E_{os}^t sono i valori della componente diurna campionati ad 1 minuto

Non è necessario applicare la variazione d'altezza, dal momento che le misurazioni sono state tutte eseguite a mare con il magnetometro ad una profondità costante di circa 15 metri.

In figura 2.9 e 2.10 vengono graficate in X e Z due esempi di correzione per la diurna: possiamo notare che l'andamento dei file corretti segue perfettamente l'andamento della linea precedente alla correzione. Come si nota lo shift

(scostamento) può avvenire sia maggiorando il dato che viceversa, comunque bisogna dire che tale scostamento non è costante, ma ovviamente differisce di una minima quantità tra sezione e sezione della stessa linea, in quanto man mano che passa il tempo in acquisizione, varia anche la diurna che quindi andrà a correggere il dato a pezzi. Ad esempio la correzione per la linea Ga24 ha un massimo di 7.2 nT, un minimo di 4.65 nT con una media di 6.02 nT; la correzione sulla linea Gp19, invece, ha un massimo di 12.8 nT, un minimo di 13.68 nT ed una media di 12.47 nT.

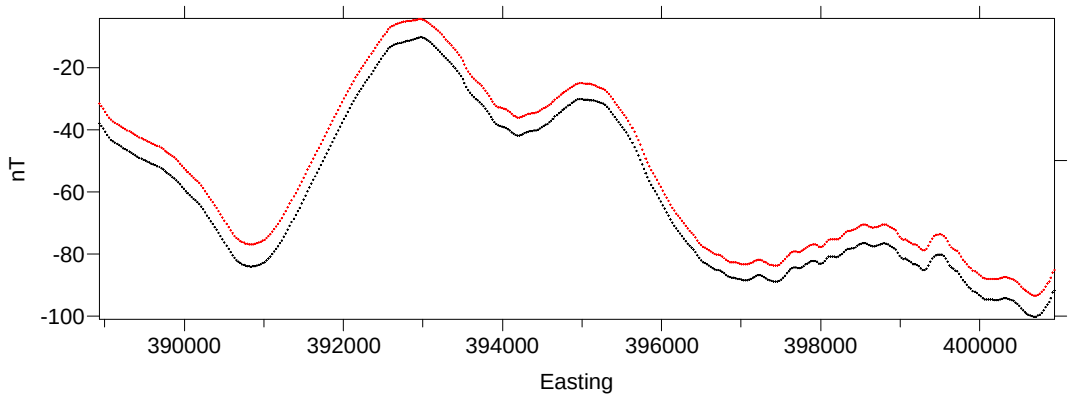

Figura 2.9 : Da Gaeta ad Ischia : Linea Ga24 prima (nero) e dopo (rosso) la correzione per la variazione diurna.

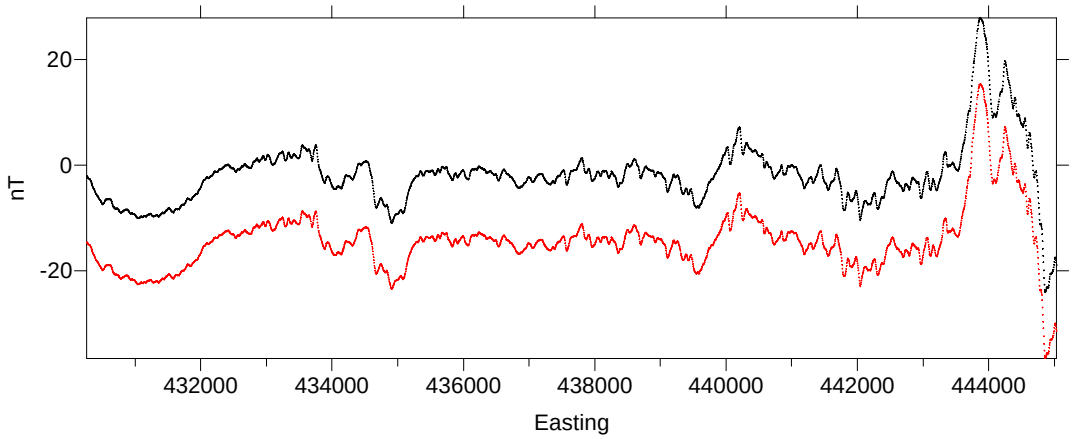

Fig. 2.10 : Golfo di Napoli : Linea GP19 prima (nero) e dopo (rosso) la correzione per la variazione diurna.

2.1.6 TRATTAMENTO STATISTICO DEGLI SCARTI AGLI INCROCI TRA I PROFILI DI ACQUISIZIONE

Gli scarti calcolati nei punti di incrocio risultano affetti da errori di tipo casuale e sistematico. Nel nostro caso gli errori casuali sono causati dalla presenza di spike sia sui dati di navigazione che di magnetometria, come accennato nei paragrafi 2.1.1 e 2.1.2; questi quindi vanno ad interessare solo alcune zone del grigliato in maniera appunto casuale. Gli errori sistematici sono distribuiti su intere linee di acquisizione, sono quindi immediatamente individuabili graficamente e sono provocati da differenti condizioni o periodi di acquisizione: ad esempio se si investiga un'area in periodi diversi, nel momento in cui si vanno ad unire i dati, errori di questo tipo saranno evidenti. Prendiamo prima in esame i dati nell'area tra Ischia e Gaeta, dove sono stati acquisiti 3 dataset in anni differenti. All'inizio consideriamo il solo dataset n° 3 che forma un grigliato adatto allo studio degli errori agli incroci (per l'ubicazione si rimanda alle linee in nero in figura 1.7 nel paragrafo 1.1.3): negli incroci tra i dati originali, ossia quelli bruti senza nessun tipo di correzione, avrò la presenza di entrambe i tipi di errori e, nel caso particolare, la distribuzione presenta un'asimmetria verso valori negativi; questo viene confermato sia dall'analisi grafica (Fig. 2.11) che numerica (Tab. 2.2), infatti la presenza di un valore della mediana maggiore rispetto alla media ci indica che l'istogramma presenta una coda verso sinistra. Effettuata la prima correzione vediamo che gli stimatori della centralità della distribuzione si spostano verso valori positivi e la differenza quasi costante tra media e mediana ci conferma ancora la presenza di una coda nella distribuzione (da notare che adesso la mediana è inferiore alla media, da cui la coda tende verso destra). Dopo la correzione dalla variazione diurna gli stimatori quasi coincidono e si ottiene quindi una distribuzione normale centrata su valori prossimi a 2 (2.23); questa correzione conferma la totale eliminazione di ulteriori errori casuali introdotti dalla correzione di offset e diurna stessa, calcolando la differenza tra media e mediana (0.0621 adesso). Dopo il leveling finale la distribuzione resta normale (media-mediana=0.22691), ma stavolta è centrata praticamente sullo 0 come si può dedurre ancora dal coefficiente di skewness che tende sempre più a 0 passo dopo passo. Da notare come la dispersione degli errori migliora passo dopo passo, cosa questa deducibile dalla costante

diminuzione della deviazione standard. L'allontanarsi dallo 0 del coefficiente di skewness in quest'ultimo passo non deve ingannare, in quanto durante il leveling può capitare di introdurre ancora qualche piccolo errore che va ad occupare le code della gaussiana, ma adesso la distribuzione è centrata intorno allo 0, quindi c'è comunque un miglioramento statistico dei dati.

	Originali	***Primo leveling***	***Offset***	***Igrf***	***Diurna***	***Leveling finale***
Number of values	183	176	176	175	175	175
Minimum	-85.72	-34.26	-27.2	-27.24	-22.23	-12.49
Maximum	31.19	75.6	35.28	35.19	35.49	27.24
Mean	-1.0668	2.9803	2.3314	2.2734	2.2921	0.31691
Median	-0.36	1.9	1.25	1.16	2.23	0.09
Standard deviation	15.429	13.111	10.681	10.695	9.4914	5.1746
Skew	-1.785	1.18	0.143	0.155	0.027	1.361

Tabella 2.2 : Statistiche degli errori assoluti agli incroci del dataset n° 3, dei dati tra Ischia e Gaeta, dopo i vari passaggi del processing.

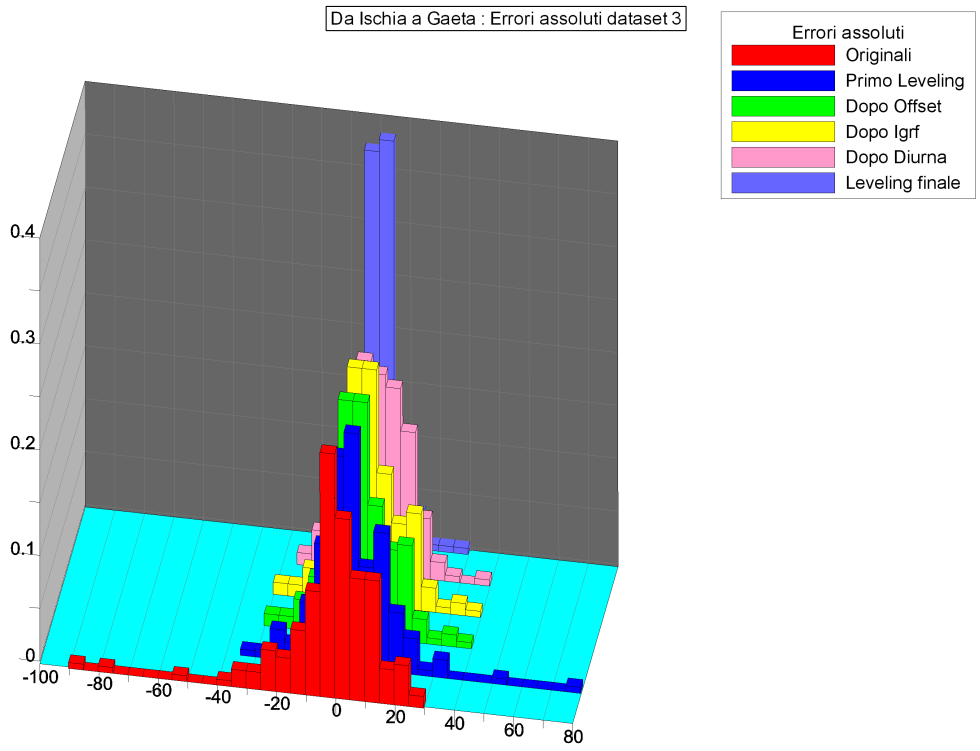

Figura 2.11: Istogramma degli errori assoluti agli incroci del dataset n°3, nella zona tra Ischia e Gaeta, dopo i vari passaggi del processing.

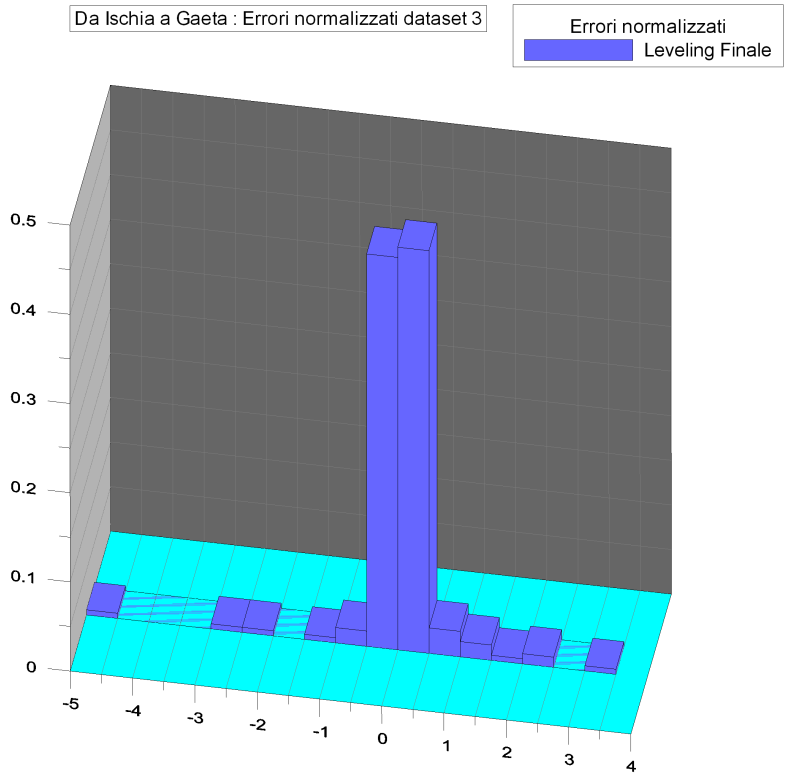

Figura 2.12: Istogramma degli errori normalizzati agli incroci del dataset n° 3, nella zona tra Ischia e Gaeta, dopo il leveling finale.

Tutti i ragionamenti fatti finora per l'istogramma di figura 2.11 possono essere integrati con le mappe degli errori agli incroci tra le linee (Figure 2.13 a,b,c,d,e,f). I diversi colori ci dicono dello sbilanciamento verso errori positivi o negativi; alla fine del processing restano solo piccoli scarti, in particolar modo nelle zone di anomalia, laddove ci sono forti gradienti (variazioni) della z dove quindi il confronto tra le linee può risultare più complesso. Per dimostrare comunque l'attendibilità dei dati, in figura 2.12 viene mostrato l'istogramma relativo agli errori normalizzati possiamo notare che gli scarti così calcolati effettivamente si concentrano attorno allo 0.

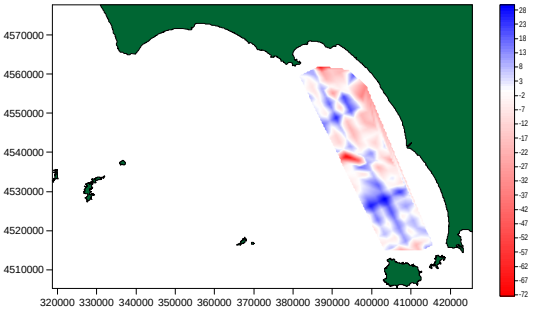

Fig. 2.13a : Da Gaeta ad Ischia : Errori assoluti agli incroci dei dati originali.

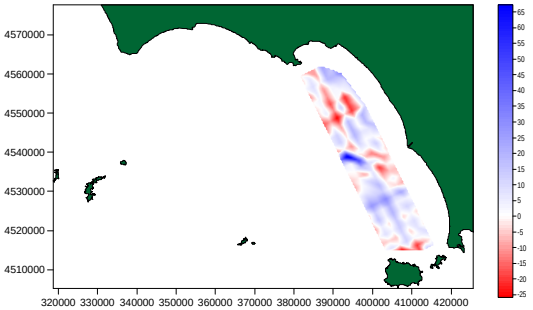

Fig. 2.13b : Da Gaeta ad Ischia : Errori assoluti agli incroci dopo il primo leveling.

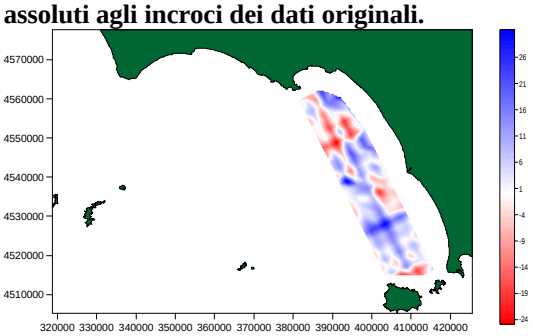

Fig. 2.13c : Da Gaeta ad Ischia : Errori assoluti agli incroci dopo la correzione per l'offset

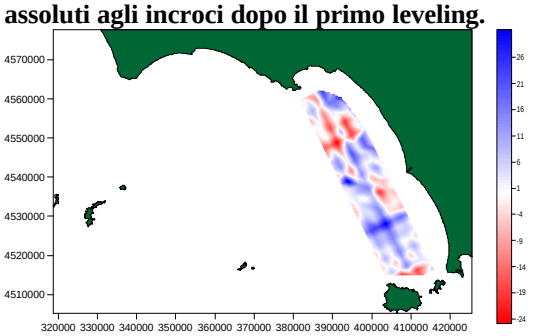

Fig. 2.13d : Da Gaeta ad Ischia : Errori assoluti agli incroci dopo la correzione per l'IGRF

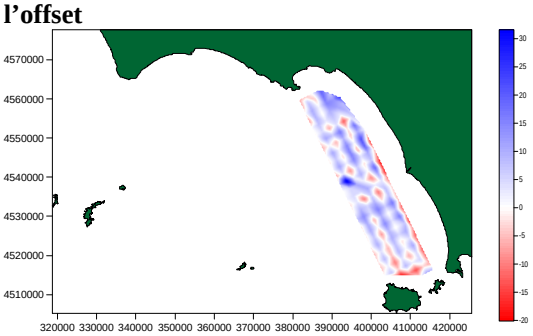

Fig. 2.13e : Da Gaeta ad Ischia : Errori assoluti agli incroci dopo la correzione per la diurna

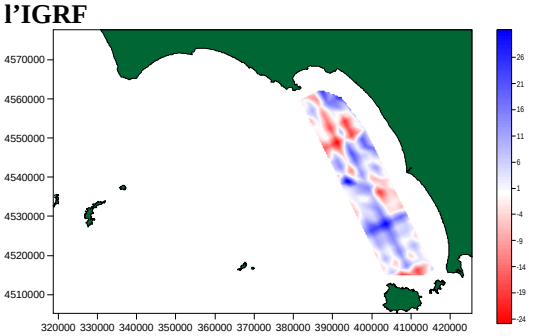

Fig. 2.13f : Da Gaeta ad Ischia : Errori assoluti agli incroci dopo il leveling finale

Qui di seguito, per la zona in esame, prendiamo anche gli altri due dataset che vanno ad integrare quello appena visto e, dopo averli trattati separatamente, si vanno a calcolare gli scarti agli incroci sul totale dei dati dopo il leveling finale. Dal punto di vista statistico possiamo notare la presenza di una coda verso destra (Fig. 2.14), ma, anche in questo caso, essa è la risultante della presenza di pochi errori dell'ordine di 20-30 nT, presenti prevalentemente nelle zone di anomalia (vedi fig. 2.15). In figura 2.16 si riporta anche l'istogramma degli errori normalizzati e si nota, anche in questo caso, la concentrazione degli scarti relativi intorno allo zero.

	Leveling finale
Number of values	702
Minimum	-13.8
Maximum	39.28
Mean	0.23654
Median	-0.08
Standard deviation	4.9842
Skew	1.195

Tabella 2.3 : Statistiche degli errori assoluti agli incroci dei 3 dataset tra Ischia e Gaeta solo dopo il leveling finale.

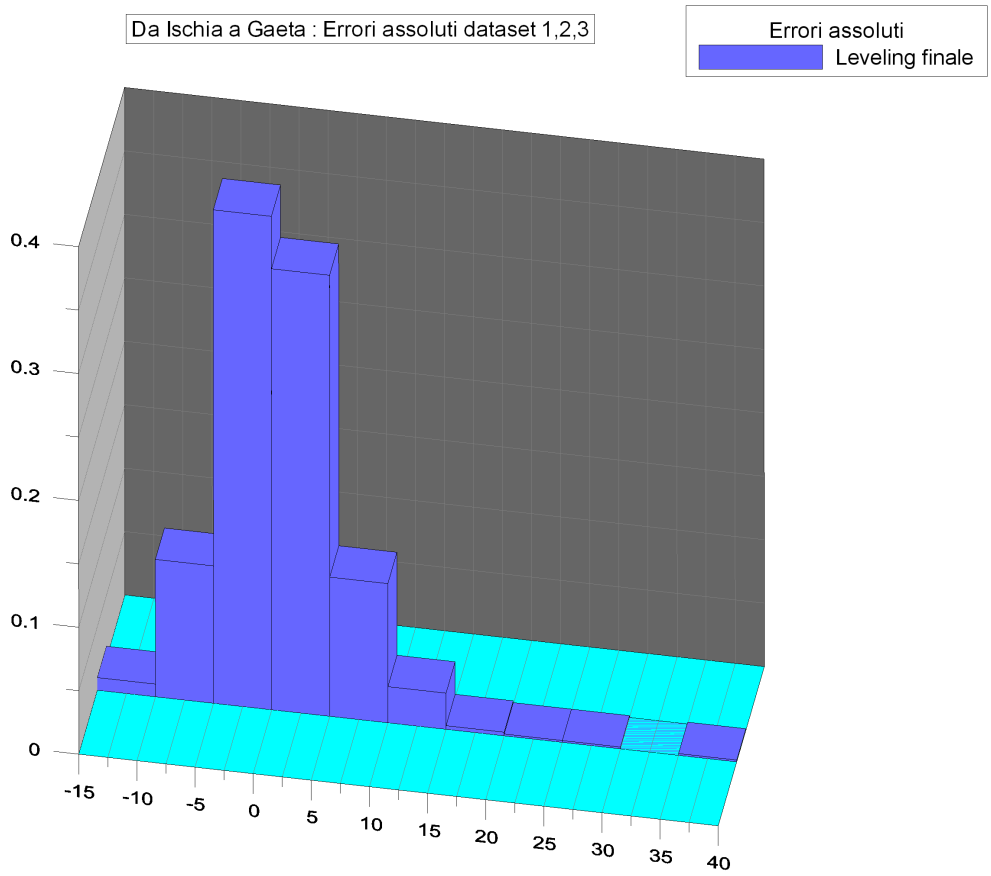

Figura 2.13 : Istogramma degli errori assoluti agli incroci dei tre dataset uniti, nella zona tra Ischia e Gaeta, dopo il leveling finale.

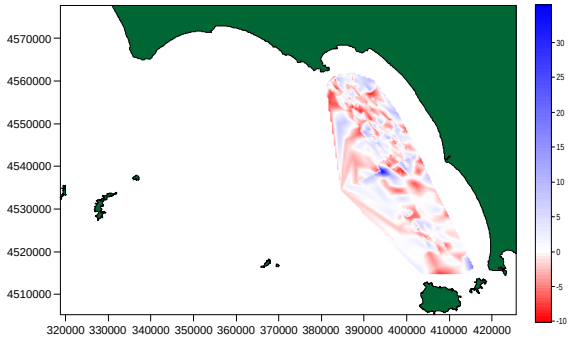

Fig. 2.13a : Da Gaeta ad Ischia : Errori assoluti agli incroci dei tre dataset solo dopo il leveling finale

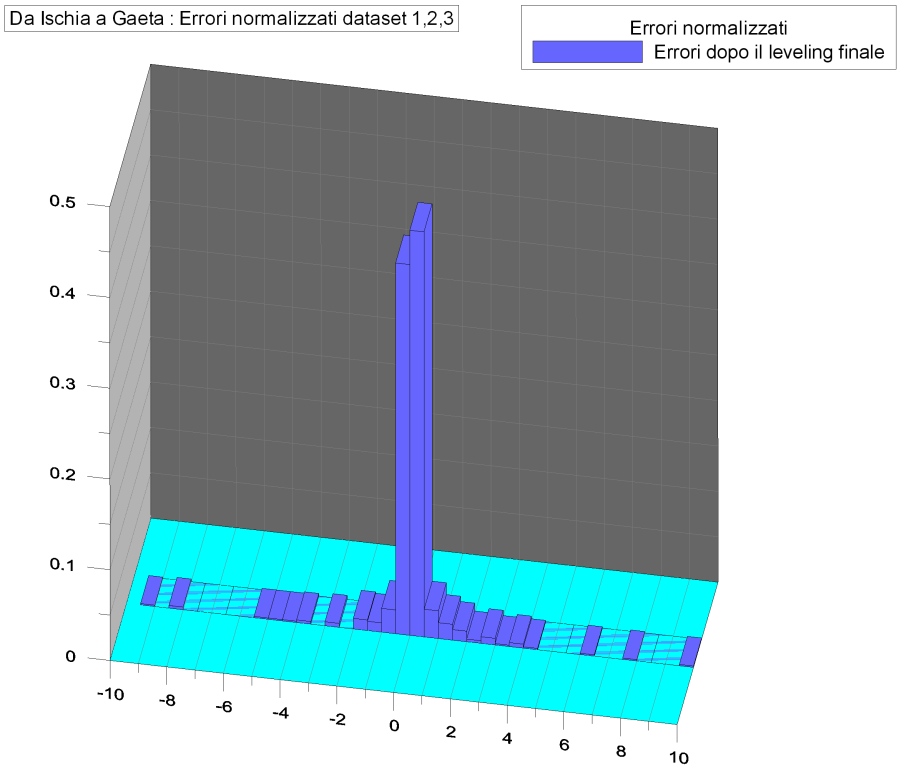

Figura 2.16 : Istogramma degli errori normalizzati agli incroci dei tre dataset uniti, nella zona tra Ischia e Gaeta, dopo il leveling finale.

Per la zona di Napoli la sequenza del processing è stata eseguita in maniera leggermente differente in quanto le linee di acquisizione erano da considerarsi accettabili, con pochi spike già nei dati bruti; inoltre, nelle statistiche, si è preferito inserire solo gli errori dopo la correzione diurna senza considerare quelli relativi alla correzione per l'Igrf in quanto gli scarti tra questa correzione e quella relativa all'offset si scostano tra di loro statisticamente di valori prossimi allo 0; questa situazione viene d'altronde confermata anche dall'esempio della zona tra Ischia e

Gaeta dove la deviazione standard seguente le correzioni di offset e di Igrf è praticamente identica (Tab. 2.4). L'ultima correzione adesso comprende sia l'eliminazione degli errori casuali, intensificatisi durante il processing, che di quelli sistematici: si ottiene dunque una distribuzione normalizzata e centrata intorno allo 0 solo all'ultima correzione, con una deviazione standard che, aumentata con la correzione diurna, si riduce drasticamente. Graficamente si possono notare i miglioramenti e come le code delle gaussiane si restringano di volta in volta (Fig. 2.17).

	Originali	***Offset***	***Diurna***	***Leveling finale***
Number of values	386	385	374	369
Minimum	-77.64	-73.49	-62.05	-29.11
Maximum	83.64	51.61	41.94	21.3
Mean	3.3012	-0.53909	-2.3698	0.44355
Median	2.125	-1.35	-3.595	0.48
Standard deviation	27.154	16.273	19.015	7.7619
Skew	0.25	-0.113	-0.09	-0.277

Tabella 2.4 : Statistiche agli incroci, dei dati del Golfo di Napoli, dopo i vari passaggi del processing.

Anche per Napoli vengono visualizzate le mappe degli errori agli incroci relative ai vari passaggi del processing (Figure 2.19 a,b,c,d) nonché l'istogramma degli errori normalizzati.

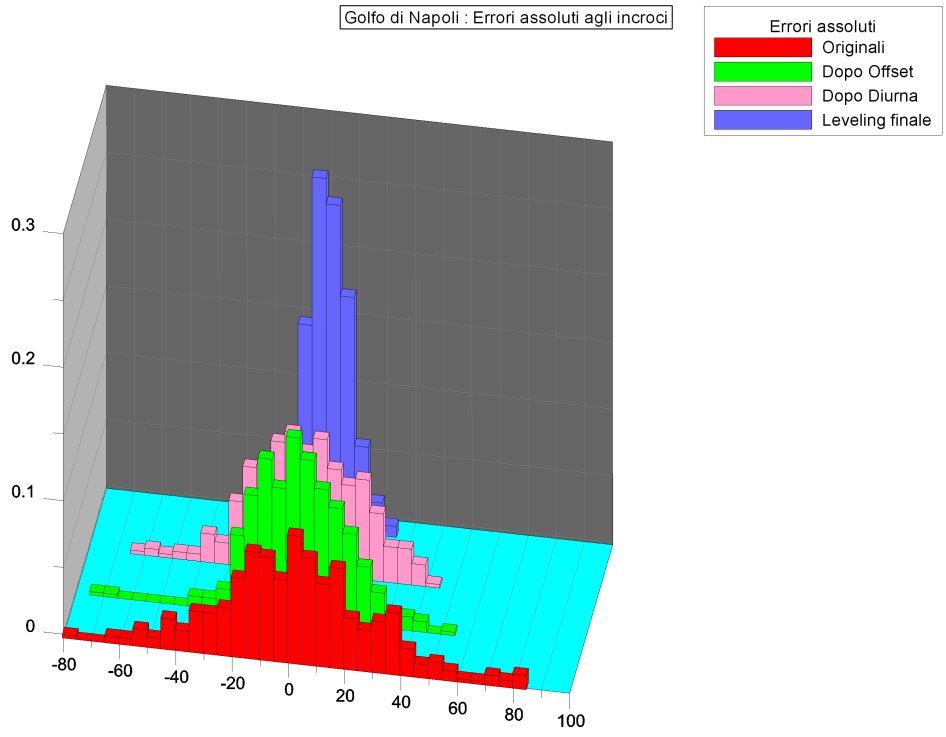

Figura 2.17 : Istogramma degli errori assoluti agli incroci, nel Golfo di Napoli, dopo i vari passaggi del processing.

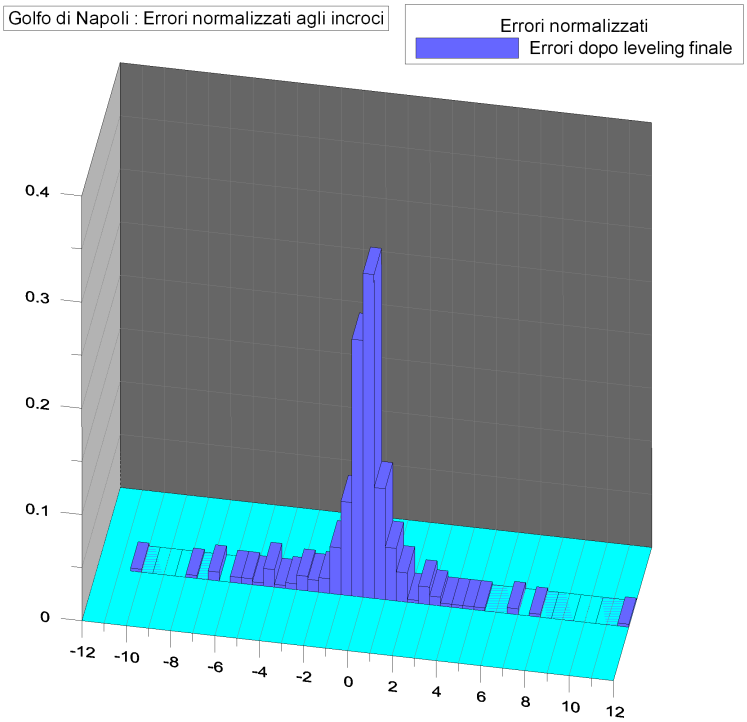

Figura 2.18: Istogramma degli errori normalizzati agli incroci, nel Golfo di Napoli, dopo il leveling finale.

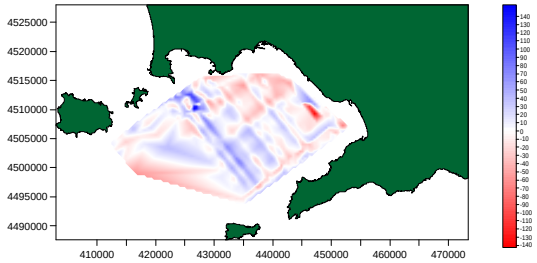

Fig. 3.9a : Golfo di Napoli : Errori assoluti agli incroci dei dati originali.

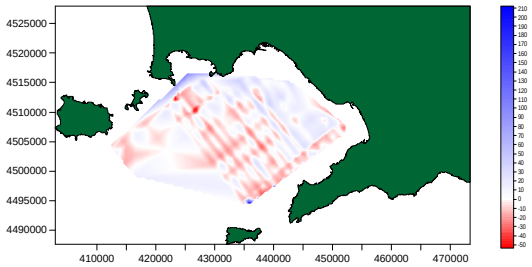

Fig. 3.9b : Golfo di Napoli : Errori assoluti agli incroci dopo la correzione per l'offset

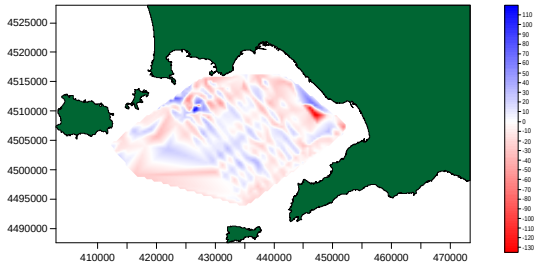

Fig. 3.9c : Golfo di Napoli : Errori assoluti agli incroci dopo la correzione per la diurna

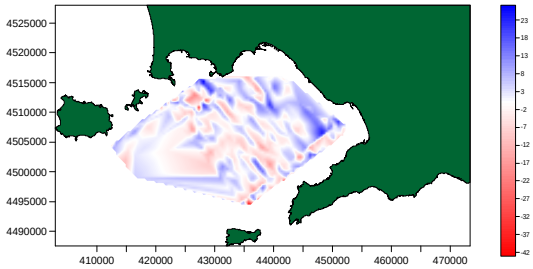

Fig. 3.9d : Golfo di Napoli : Errori assoluti agli incroci dopo il leveling finale

2.1.7 BOUNDARY ANALYSIS

Lo strumento che ci permette di risalire alla forma dell'anomalia è la *boundary analysis*, una metodologia analitica di tipo numerico che consente la localizzazione dei margini laterali che delimitano il corpo sorgente dell'anomalia. Le tecniche applicate si basano sull'esaltazione del segnale e i metodi più utilizzati sono il *segnale analitico* e la *derivata orizzontale* del campo magnetico; entrambi i metodi si basano sull'assunzione che i contrasti tra corpo sorgente e rocce incassanti siano bruschi e quasi verticali, altrimenti i bordi risultano spostati verso la direzione di immersione. Tuttavia questi effetti sono piccoli e diventano irrilevanti in studi a carattere regionale.

Riguardo le derivate orizzontali diciamo che i bordi laterali delle sorgenti magnetiche corrispondono ai massimi di ampiezza delle derivate stesse. In figura 2.20 e 2.21 vengono mostrate rispettivamente le mappe, nel golfo di Napoli, del segnale analitico e delle derivate orizzontali (Secomandi et al., 2005) dei dati magnetici sovrapposte ad una mappa batimetria del golfo.

Il segnale analitico è una funzione complessa costituita dai gradienti orizzontali e verticali del campo potenziale, essa viene ottenuta ponendo i

coefficienti delle frequenze negative del segnale a zero e raddoppiando le ampiezze dei coefficienti delle frequenze positive (Blakely, 1995): l'ampiezza del segnale analitico è una funzione a forma di campana localizzata sopra il margine della struttura: ad un massimo di ampiezza del segnale corrisponde generalmente un margine del corpo sorgente. Questa tecnica risulta quindi indipendente dalla direzione del vettore di magnetizzazione e dal vettore del campo magnetico terrestre, oltre che dalla variazione di forma dell'anomalia con la latitudine (Fedi e Rapolla, 1990).

Queste mappe mostrano delle strutture subcircolari che sembrano seguire delle direzioni preferenziali e sono spesso correlate con la batimetria. In figura 1 possiamo notare strutture di forma circolare rappresentanti i bordi delle sorgenti, mentre in figura 2.21 vediamo degli alti magnetici separati localizzati sopra le sorgenti (in figura questi sono identificati con le lettere B,D,F,G,H,I,N). Nella maggior parte dei casi la mappa delle derivate orizzontali sembra identificare più precisamente i limiti dei corpi sorgente rispetto al segnale analitico; il margine della caldera flegrea è, difatti, meglio evidenziato in figura 2.20.

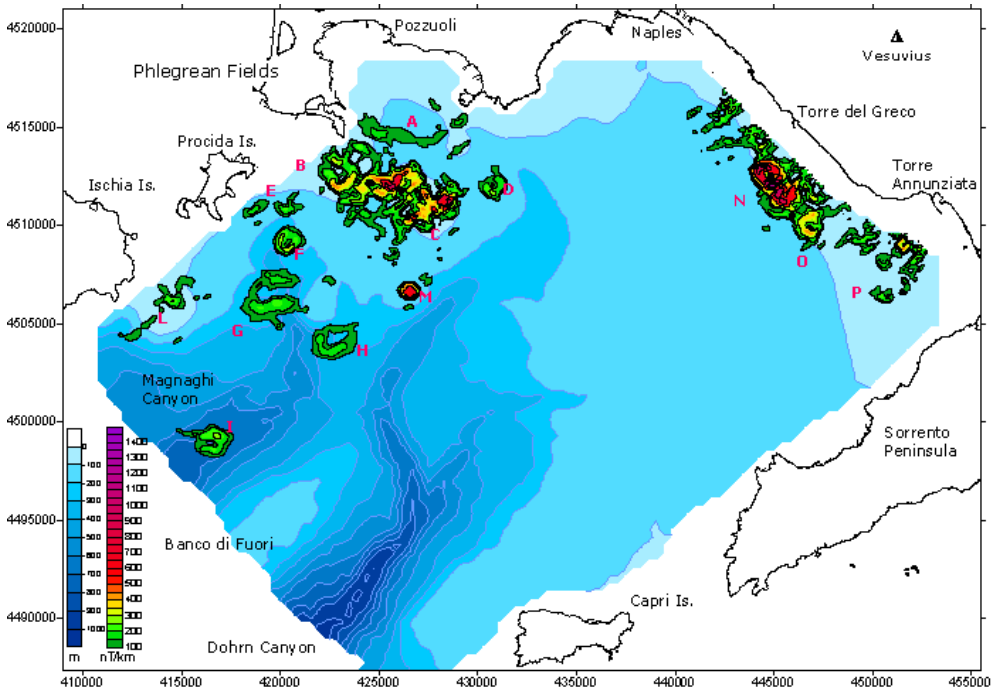

Figura 2.20 : Mappa delle derivate orizzontali dei dati magnetici sovrapposta ad una mappa batimetrica del Gofo di Napoli.

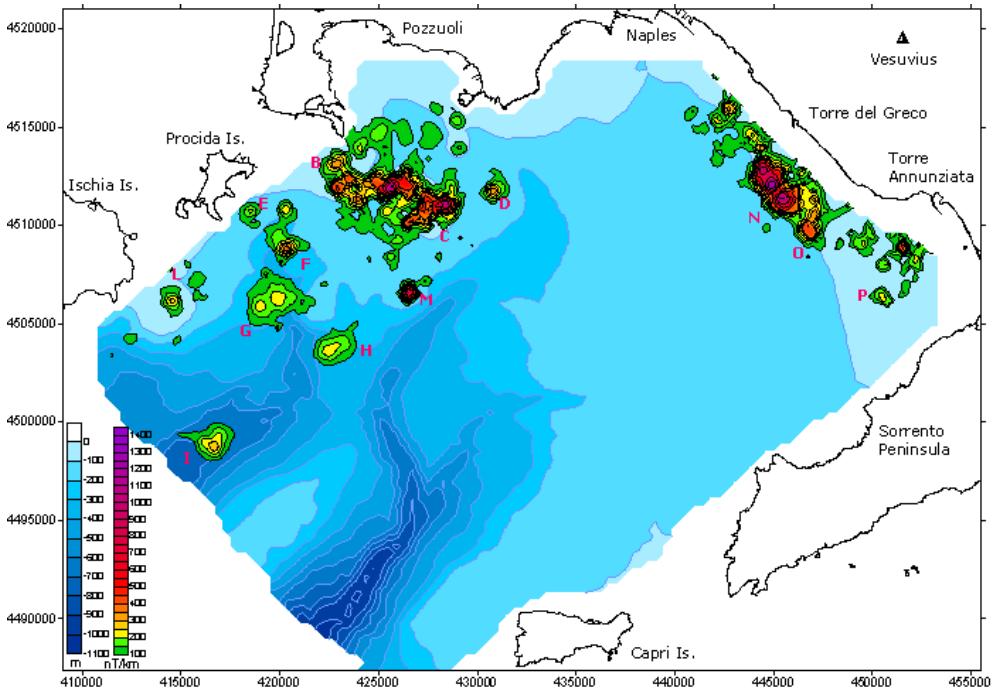

Figura 2.21 : Mappa del segnale analitico dei dati magnetici sovrapposta ad una mappa batimetrica del Gofo di Napoli.

2.2 BATIMETRIA

2.2.1 CORREZIONE NAVIGAZIONE

In questo paragrafo viene illustrato il modulo del programma *PDS2000* utilizzato per la correzione della navigazione; in figura 2.22 viene visualizzata la schermata relativa, all'interno della quale è possibile compiere diverse operazioni sui dati forniti dal sistema GPS. Una volta selezionato il punto, o i punti, relativi al posizionamento, i comandi da applicare possono essere scelti da un menu a tendina. I comandi si dividono in:

- *Delete*: utilizzato per cancellare interi punti nel caso in cui gli errori fossero accentuati da non riuscire a ricostruire esattamente dove deve essere riposizionato il punto
- *Undelete*: serve per ripristinare dei punti cancellati; difatti i punti eliminati restano in memoria ed è possibile visualizzarli sia nel modulo della navigazione, sia nel modulo dell'editing

- *Interpolate*: una volta selezionati dei punti l'applicazione tende ad equidistanziarli
- *Smooth*: in caso di linee in cui risultano delle repentine variazioni di rotta non reali, si tende ad ammorbidire la traccia in modo da renderla più lineare possibile in accordo con la direzione tenuta dall'imbarcazione
- *Move*: offre la possibilità di applicare ai punti un offset per la x e la y
- *Edit*: permette di cambiare le informazioni sul posizionamento dei punti editando x e y.
- *Info*: fornisce una serie di informazioni non solo relative al posizionamento del punto selezionato, ma anche la rotta che segue la nave e le correzioni applicate dal programma in base agli errori misurati dall'accelerometro come il rollio, il beccheggio e l'innalzamento.

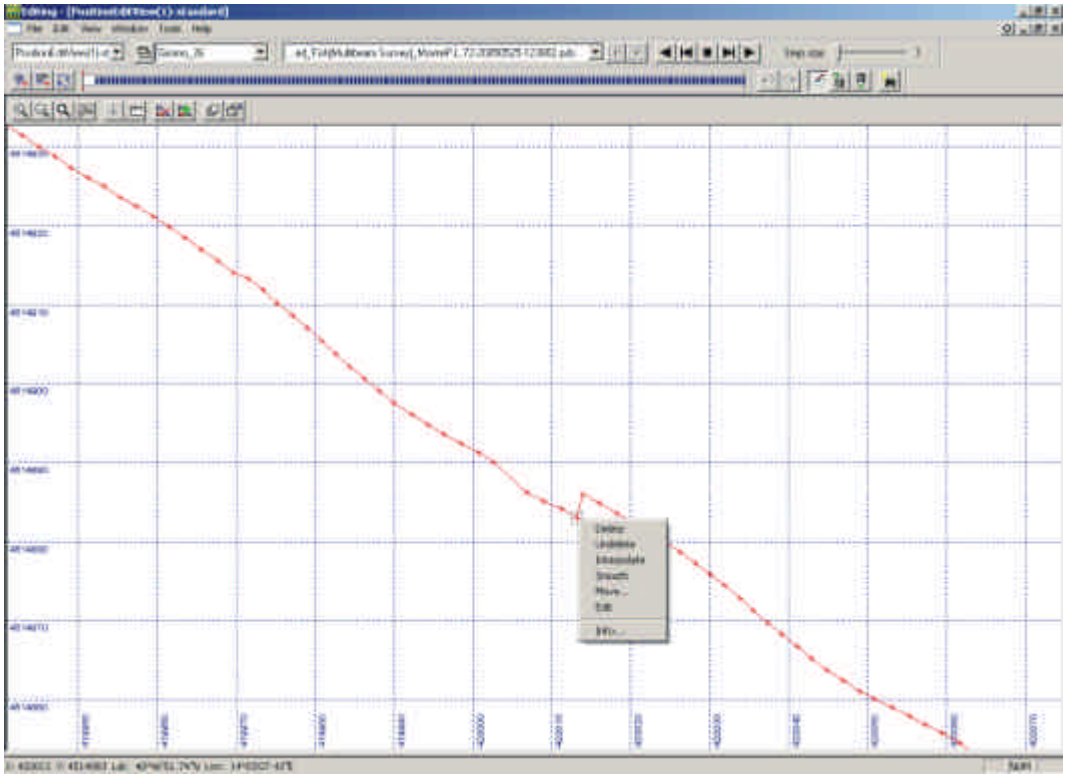

Figura 2.22 : Schermata del modulo per la correzione della navigazione fornito dal programma PDS2000.

2.2.2 CORREZIONE MAREA

Applicare la correzione di marea ai dati di batimetria può risultare fondamentale poiché in alcune zone le escursioni possono raggiungere valori di

alcuni metri. E' possibile procurarsi i valori per la correzione in diversi modi: ad esempio su internet da siti dedicati, oppure tramite degli appositi programmi in grado di fornire questi dati in maniera precisa per qualunque zona del globo. Bisogna importare i dati di marea nel *PDS2000* e selezionare il giorno che interessa (vedi figura 2.23) per il quale apparirà un grafico; ai punti che formano la curva è possibile applicare le stesse operazioni viste per la navigazione: questo, ad esempio, nel caso in cui si volesse ammorbidire la curva stessa, se essa viene generata da pochi punti, oppure eliminare dei valori e così via. Una volta scelto il giorno la vera è propria applicazione della correzione sui dati viene fatta nel modulo dell'editing, al quale appartiene la schermata per la navigazione, con pochi semplici passaggi (vedi figura 2.24). Nella finestra sarà possibile scegliere il tipo di stazione utilizzata ed il giorno a cuici si vuole riferire.

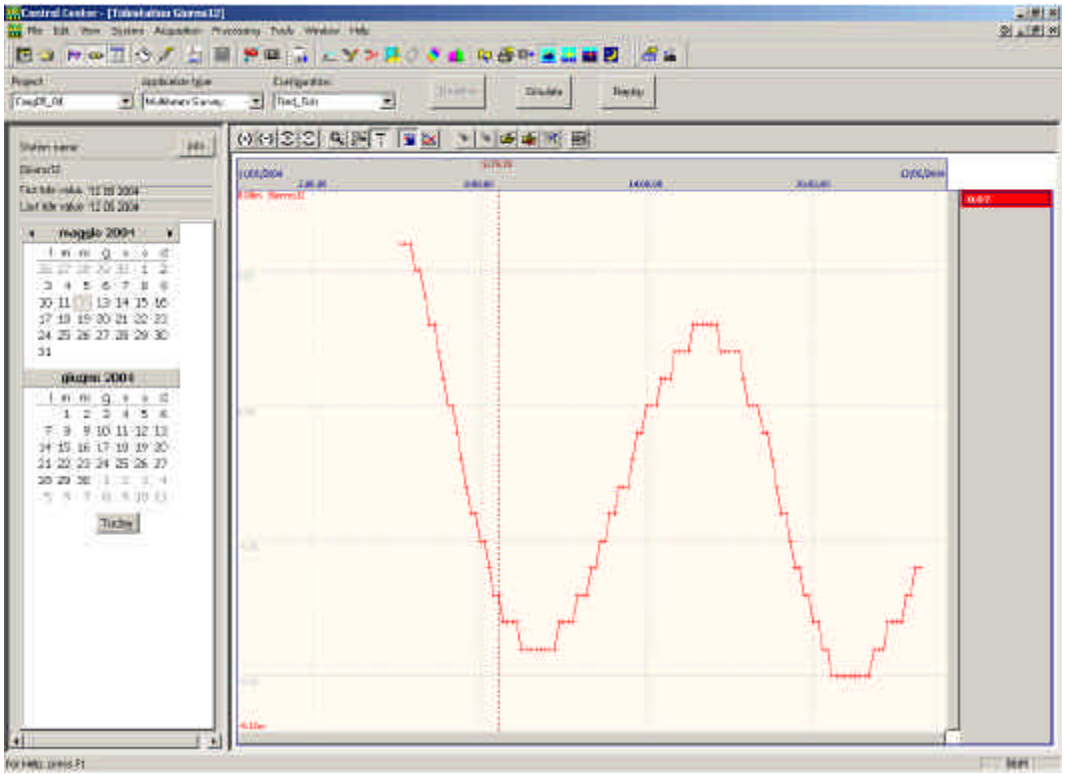

Figura 2.23 : Schermata del modulo per caricare i dati relativi ai valori della marea fornito dal programma PDS2000.

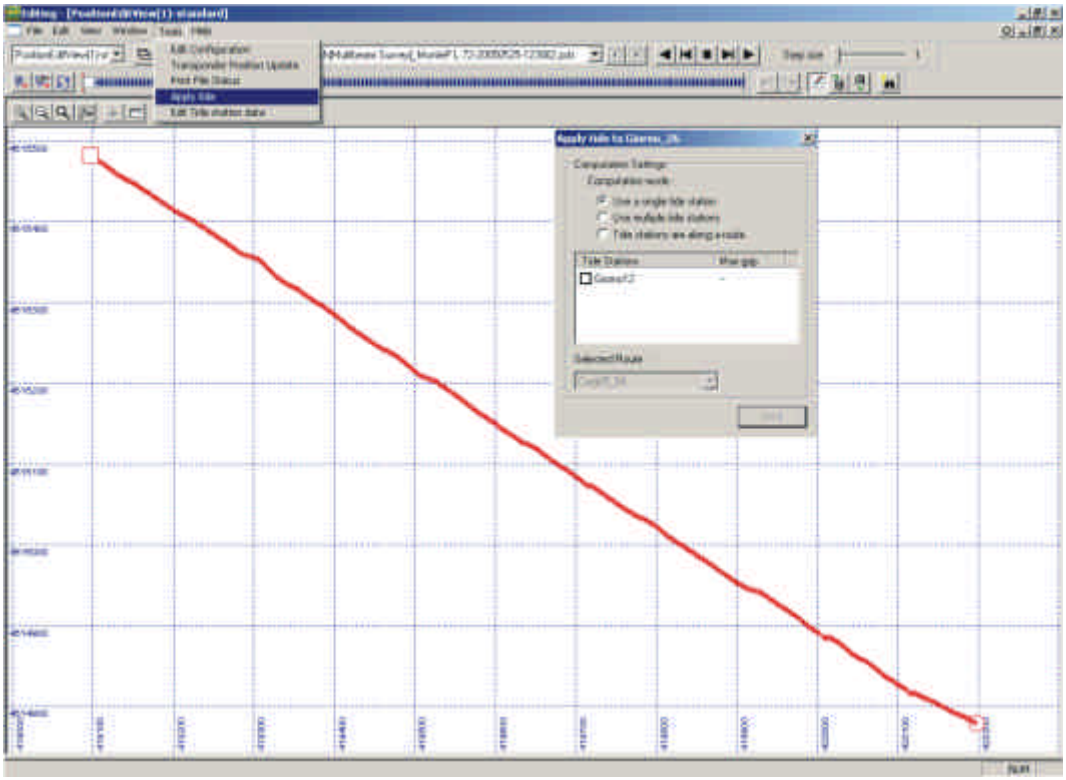

Figura 2.24 : Applicazione della correzione della marea dalla schermata dell'editing.

2.2.3 SWATH EDITOR

Dopo le correzioni di navigazione e marea, lo '*swath editor*' è lo strumento che ci permette di agire direttamente sui dati acquisiti: il modulo ci consente di visualizzare e correggere le singole battute effettuate dai beam per ogni singolo swath oltre ad altri vari controlli come i filtri che sono stati applicati in acquisizione e dati provenienti dagli altri strumenti collegati al Multibeam; questo è molto importante in quanto il PDS2000 comunque tiene in memoria tutti i dati anche quelli che non sono stati acquisiti a schermo durante la navigazione. In figura 2.25 vediamo due schermate che mostrano un certo numero di swath (nel nostro esempio 30) in due e tre dimensioni (sopra e sotto); le correzioni, o meglio le eliminazioni, vanno effettuate nella schermata in 2D, mentre sul 3D è possibile seguire passo dopo passo la morfologia del fondale al fine di interpretare meglio la presenza di eventuali spike o strutture che possano o meno essere accettate come reali. In modalità '*delete*' eliminiamo le insonificazioni ritenute non valide: in figura 2.25, nella schermata in alto (2D), tutte le battute contenute nel box di colore verde verranno eliminate ed il controllo può essere fatto istantaneamente sul 3D nel quale

appare lo stesso box ma ovviamente tridimensionale. Il programma aggiorna costantemente i file caricato, il quale poi verrà utilizzato nel '*Grid Model Editor*' per generare il DTM (Digital Terrain Model).

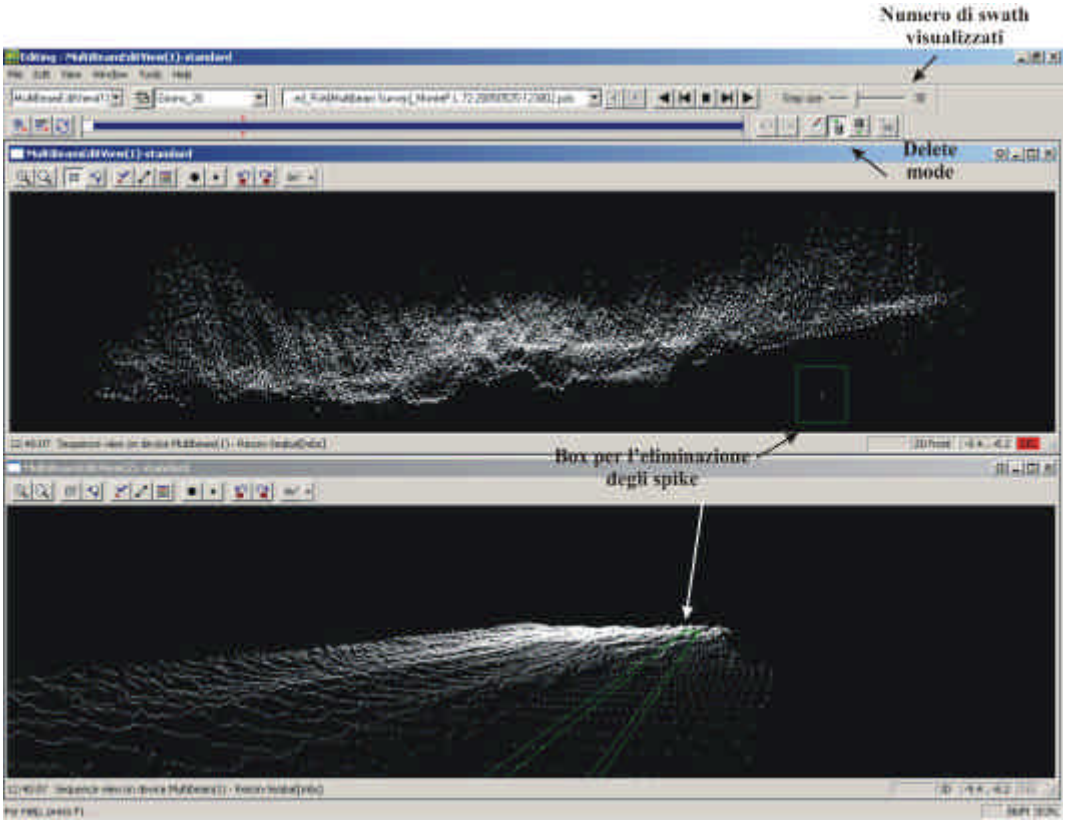

Figura 2.25 : Modulo per la correzione degli swath.

2.2.4 GRID MODEL EDITOR

Il '*Grid Model Editor*' permette di caricare una per una tutte le linee pulite durante i passaggi precedenti e mostra una mappa completa sul piano x,y con le profondità che vengono separate tramite una scala colorimetrica. Il DTM (Digital Terrain Model) così generato rappresenta una riproduzione del fondo mare di tipo matriciale dove ogni nodo viene dato dalla media delle profondità misurate all'interno di ogni celletta, le quali vengono generate dall'utente al momento dell'acquisizione. Il modello creato può essere ulteriormente elaborato, difatti il programma offre la possibilità di eliminare i valori errati manualmente o tramite dei filtri: ad esempio possiamo avere una cella con poche battute, che siano molto differenti tra loro, quindi la media verrà calcolata in maniera errata; solitamente

questa situazione si verifica ai bordi dello swath dove lo strumento risente maggiormente dei movimenti dell'imbarcazione. Per questo motivo si consiglia una sovrapposizione durante l'acquisizione almeno del 25% dell'ampiezza dello swath al fine di ottenere più dati possibile da mediare nelle zone critiche.

Gli spike evidenziati in figura 2.26 possono essere eliminati tramite il comando '*make empty*' il quale offre la possibilità di scegliere di eliminare le celle che presentino un valore di deviazione standard tra le battute della cella stessa, superiore ad una certa soglia. I buchi che si vengono a creare possono essere successivamente interpolati per rigenerare il DTM; inoltre è possibile estrarre dei profili in sezione lungo le linee di navigazione o anche su tracce assegnate dall'utente.

Lo scopo ultimo è quello di estrarre un file x,y,z che possa poi essere utilizzato per generare un grid il quale possa a sua volta essere utilizzato per creare le mappe morfobatimetriche.

In figura vengono mostrati anche alcuni esempi dei moduli utilizzati per l'elaborazione.

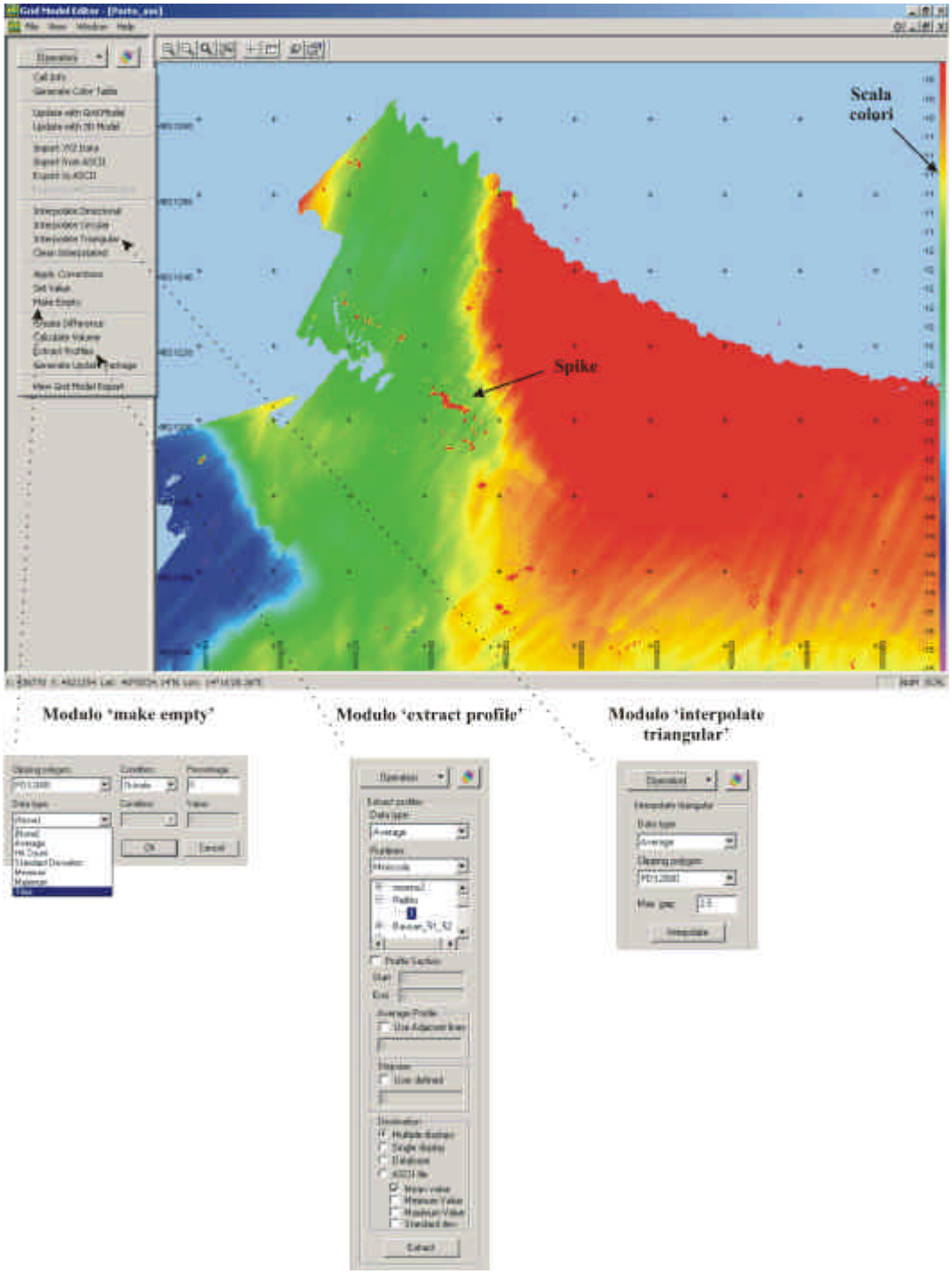

Figura 2.26 : Grid model Editor: modulo per la correzione dei DTM

3 DATI AEROMAGNETICI

3.1 MAPPA AEROMAGNETICA DELL'AREA AL CONFINE CAMPANO-LAZIALE

I dati esposti in figura 3.1 sono dati aeromagnetici registrati dall'AGIP nell'anno 2003. Chiaramente i dati aeromagnetici, a causa dell'altezza (8500 piedi pari a 2592 metri) cui sono stati registrati e la larga maglia del grigliato di acquisizione (le tracce aeromagnetiche sono state eseguite a distanza di 2 Km), possono essere appropriati per uno studio della zona a carattere regionale, individuando le zone maggiormente influenzate dalla presenza di rocce magneticamente suscettibili, ma non possono essere utilizzati per la redazione di una carta ad alta risoluzione. L'interpretazione della mappa, ricavata da dati meno recenti, è contenuta già nei Quaderni per la Ricerca Scientifica – Campi Flegrei.

Le anomalie magnetiche più importanti della zona al confine campano-laziale risultanti dalla carta della *ridotta al polo* e filtrata, sono:

- Una imponente anomalia positiva associata al complesso vulcanico del Roccamonfina.
- Un allineamento est-ovest di anomalie positive che, a terra, coincidono con vulcaniti andesitiche-basaltiche sommerse di Villa Literno e Parete.
- L'anomalia positiva dell'isola di Vulcano Ventotene.
- La sequenza di anomalie positive con un trend WSW-ENE che include i centri vulcanici quaternari di Ischia, Procida e dei Campi Flegrei; la più intensa di queste anomalie è localizzata a SW dell'isola di Ischia, al margine della scarpata continentale.
- L'intensa anomalia positiva semicircolare, centrata sul complesso vulcanico del Somma-Vesuvio, che appare isolata dal precedente gruppo di anomalie, la quale presenta al suo interno un contesto di rocce a bassa suscettività.

L'area di Monte di Procida è influenzata da una forte anomalia che si presenta con un massimo di circa $\approx +200nT$ (per la localizzazione si rimanda al capitolo 7 'Anomalia 2 in figura 7.1') correlabile a quelle più intense del canale di Procida, Procida ed Ischia. Quest'anomalia potrebbe essere associata a considerevoli volumi

di lava, confermata dalla presenza di basalti trachitici e da centri eruttivi latenti a Procida.

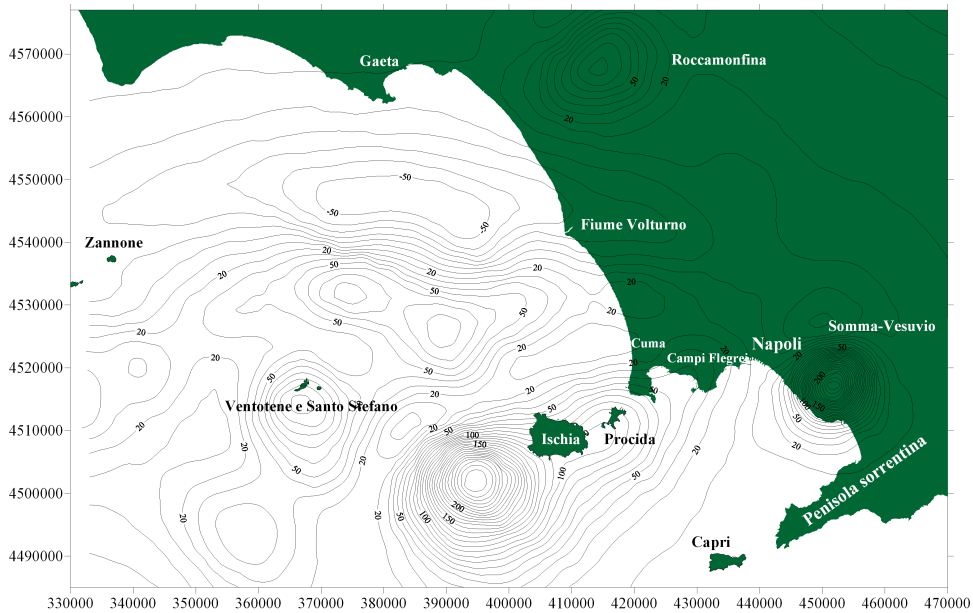

Figura 3.1: Mappa delle anomalie magnetiche, della zona al confine Campano-Laziale, generata dai dati aerei AGIP.

La persistenza di un'alta suscettività magnetica indica che queste lave non sono state influenzate dai fenomeni di demagnetizzazione indotti dalla circolazione di fluidi idrotermali come era successo in alcune aree all'interno della caldera. E' questo il caso, ad esempio, di zone tra Mofete e San Vito caratterizzate dall'assenza di magnetizzazione nonostante la presenza di un grosso spessore di lave sepolte. L'assenza di suscettività potrebbe essere spiegata con l'azione combinata di un'intensa alterazione idrotermale associata alla frattura delle rocce.

In corrispondenza dell'area vulcanica di Astroni-Agnano, attiva in tempi recenti, la mappa mostra una vasta anomalia magnetica positiva. In realtà l'anomalia è probabilmente attribuibile alla sovrapposizione di diverse anomalie minori adiacenti dovute a corpi diversi. In particolare i due picchi positivi coincidono con le effusioni laviche di Colle Rotondella (Astroni) e del cratere di Senga. In questo caso la presenza di suscettività nei corpi lavici è dovuta alla loro superficialità, la loro recente età e, come conseguenza, l'assenza di alterazione idrotermale.

Altre anomalie positive vengono individuate anche ai Camaldoli in direzione NW; esse possono probabilmente essere interpretate con una limitata presenza di

suscettività dovuta ad attività pre-calderica e, le loro dimensioni sono modeste rispetto alla simile situazione di Monte di Procida.

L'assenza di anomalie positive nelle zone di Bagnoli-Posillipo potrebbe essere dovuta alla presenza molto limitata di lave sepolte o a fenomeni idrotermali (Quaderni per la Ricerca Scientifica – Campi Flegrei).

3.2 UPWARD/DOWNWARD CONTINUATION

Il campo magnetico, e di conseguenza un'anomalia registrata ad una certa distanza dalla sorgente, può essere considerata come una sommatoria di diversi effetti di diversa estensione spaziale e a diverse profondità. Man mano che aumenta la profondità, il segnale ricevuto conserva sempre meno la capacità di separare le caratteristiche di dettaglio delle sorgenti. Le grandezze misurate, come il campo magnetico terrestre, non sono però esprimibili come funzioni note nelle coordinate spaziali e, quindi, vengono approssimate con delle espressioni in serie di funzioni. Nell'analisi di campi di potenziale le espansioni più utilizzate sono quelle in serie di potenze e in funzioni trigonometriche: le prime vengono utilizzate per approssimare i campi di fondo, mentre le seconde, che risultano generalmente più vantaggiose, scompongono il segnale in termini di frequenza. L'analisi di Fourier discreta si presta a questo scopo in quanto il segnale magnetico non è continuo ed è limitato in estensione: in questo modo si determinano i coefficienti di espansione per poi valutarne l'influenza nell'ambito del segnale stesso. Avendo a disposizione i vari contributi in frequenza è possibile utilizzare delle tecniche di trasformazione funzionale per separarli: tra queste la continuazione verso l'alto, o verso il basso (*Upward/Downward Continuation*) che permette di ricostruire il campo a quote diverse da quella di misura. Poiché più alta è la quota di continuazione e più forte è l'attenuazione del segnale ad alta frequenza, il processo di continuazione verso l'alto può essere visto come un particolare filtro passa-bassa, utilizzato per minimizzare gli effetti superficiali. E' da notare la notevole stabilità della continuazione verso l'alto, difatti due continuazioni effettuate per quote non molto distanti tra loro, portano a dei risultati molto vicini. La continuazione verso il basso, invece non è così stabile e, all'aumentare della quota di continuazione, viene

amplificato il disturbo ad alta frequenza legato ai processi di misura, di elaborazione e di campionamento. Come regola converrebbe non continuare verso il basso per profondità maggiori del passo di campionatura, a meno di non accompagnare la continuazione con un filtro passa-bassa.

In figura 3.2 viene mostrata la mappa a curve di livello del campo continuato verso il basso fino al livello mare che non presenta grosse differenze rispetto al campo in quota; in figura 3.3 invece è visibile la mappa del campo originale sottratto del campo continuato, così da evidenziare le anomalie residue.

Il segnale acquisito a 2500 metri di altitudine è meno influenzato da disturbi rispetto ad un segnale acquisito a terra e, nel momento in cui viene riportato al livello del mare, l'interpretazione diventa piuttosto complessa. Tuttavia restano riconoscibili chiaramente le anomalie più intense sia a terra che a mare come il Roccamonfina, il Somma-Vesuvio, Ventotene ed Ischia e, in particolare, dopo la *continuazione*, è meglio visibile anche l'anomalia al largo della foce del fiume Volturno (fig. 3.3).

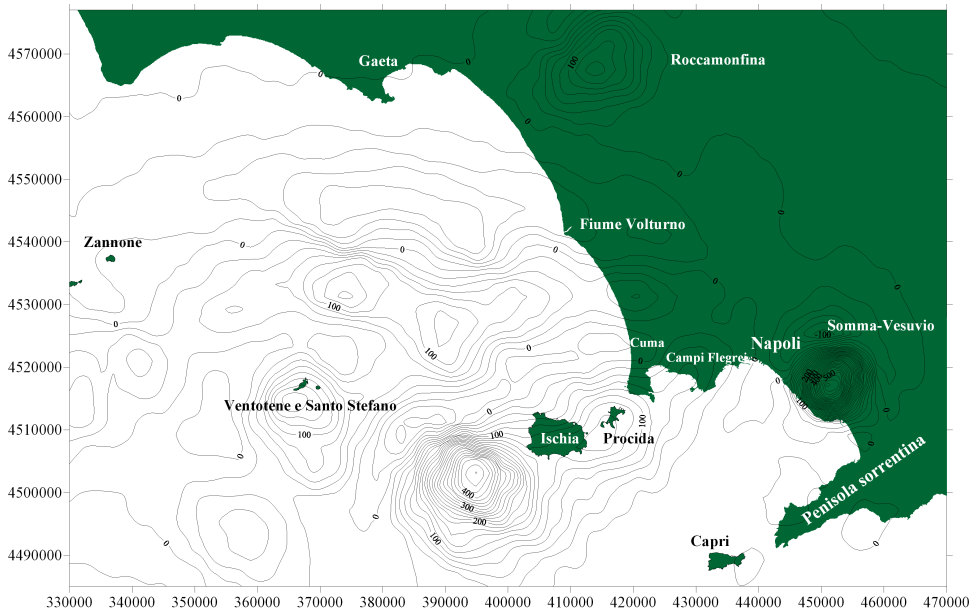

Figura 3.2: Mappa a curve di livello del campo aeromagnetico *continuato* verso il basso. I dati acquisiti a 2500 metri di altitudine sono stati riportati al livello mare.

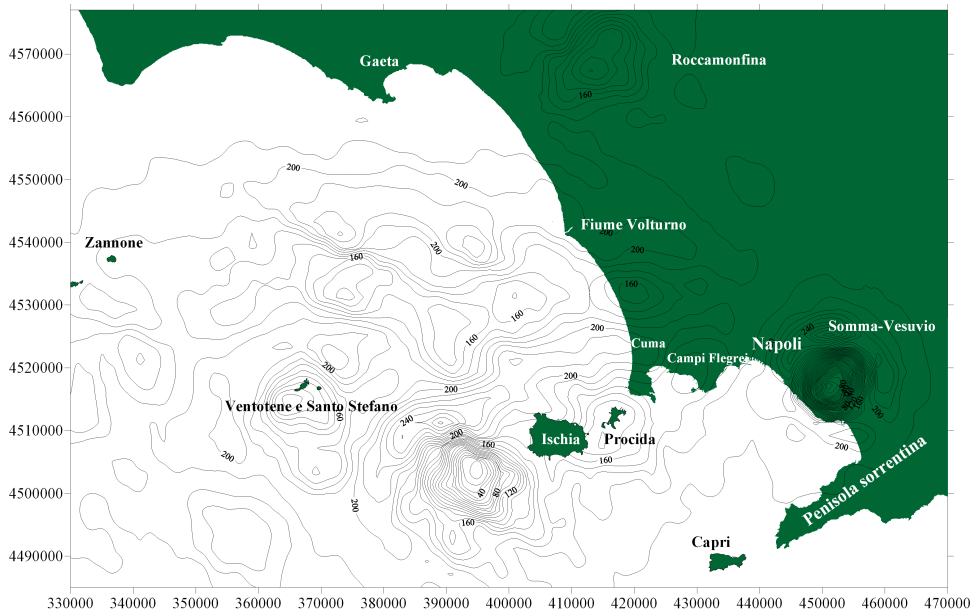

Figura 3.3: Mappa del campo aeromagnetico originale sottratto del campo *continuato*. In questo modo si ottengono le anomalie residue.

4 GOLFO DI NAPOLI : INQUADRAMENTO GEOLOGICO

4.1 SETTORE TERRESTRE

La piattaforma continentale tra il Golfo di Gaeta ed il Promontorio del Cilento rappresenta l'estensione verso mare delle piane costiere alluvionali che delimitano il settore tirrenico della catena appenninica, che si sono individuate in seguito a forti tassi di subsidenza tettonica in un regime di *stretching* continentale e di estensione. Tali piane alluvionali (Piana Campana, Piana del Sarno e Piana del Sele) sono delimitate verso nord-est dai rilievi interni della catena appenninica, la cui continuità é interrotta da alti strutturali ad andamento NE-SW e da complessi vulcanici (Campi Flegrei e Somma Vesuvio). Il riempimento sedimentario consiste di depositi clastici marini e continentali, che si alternano, sia nella Piana Campana che nella Piana del Sarno, con abbondanti prodotti vulcanici. L'età di tale riempimento é essenzialmente pleistocenica, sebbene manchi una precisa datazione delle prime sequenze che ricoprono il basamento acustico (Brancaccio et al., 1995). Il basamento acustico é rappresentato da carbonati meso-cenozoici ("Piattaforma Campano-Lucana"; D'Argenio et al., 1973) e da sequenze cenozoiche deformate e gli associati depositi di *flysch* ("Flysch del Cilento", "Unità Sicilidi" ed "Unità Liguridi"; Bonardi, 1988). Il limite meridionale della Piana Campana é rappresentato dal distretto vulcanico dei Campi Flegrei, che é stato attivo almeno negli ultimi 50 ky (Capaldi et al., 1986).

I rilievi che delimitano la Piana Campana sono costituiti da rocce carbonatiche (calcari e dolomie di età compresa tra il Trias superiore ed il Cretacico superiore) organizzate in scaglie tettoniche messe in posto durante il Miocene superiore. Lembi di unità silicoclastiche mioceniche sono talora presenti al top delle unità carbonatiche sommitali. Al di sotto della depressione tettonica della Piana Campana le suddette unità sono profondamente sepolte al di sotto dei sedimenti quaternari, raggiungendo una profondità massima di 3.5 km. Presso la foce del fiume Volturno, sedimenti marini non più antichi dell'Emiliano (1.45- 1.15 My) sono stati perforati fino a 3000 m di profondità (Ippolito et al., 1973). In base a tali dati, una stima qualitativa dei tassi di subsidenza della Piana Campana durante il Quaternario ha dato valori medi compresi tra 1.2 e 3 m/ky (Cinque et al., 1997).

Durante il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore importanti fasi di sollevamento e *block-faulting* hanno caratterizzato i rilievi carbonatici che delimitano la Piana Campana. Dopo tali fasi, alcuni settori hanno smesso di sollevarsi ed il loro fondo valle é stato riempito da spessi depositi alluvionali e lacustri (es. Valle del Volturno e Valle del Solofrana). Altri settori, invece, hanno continuato a sollevarsi, anche se con tassi minori, durante il Pleistocene medio (Monti di Caserta, di Nola e di Sarno; Penisola Sorrentina). A partire dall'ultimo interglaciale, una sostanziale stabilità tettonica ha caratterizzato gli alti strutturali che delimitano la Piana Campana. Quest'ultima, invece, ha continuato a sprofondare, per gli elevati tassi di subsidenza, anche durante il Quaternario superiore, tanto che l'intera Piana Campana é stata inondata dal mare durante l'ultimo *highstand* interglaciale. Infatti, depositi di spiaggia di età tirreniana sono stati perforati anche alla base delle montagne che delimitano la piana a NE (Cinque et al., 1997). Il primo picco regressivo dell'ultima fase glaciale ha prodotto un avanzamento della linea di costa verso NE di circa 30 km, approssimativamente nella posizione attuale del margine della piattaforma continentale. L'effetto di questa emersione é stato rinforzato dalla crescita dei primi edifici vulcanici nell'area napoletana e dalla conseguente aggradazione piroclastica della piana circostante.

4.2 SETTORE MARINO

L'origine dei bacini sedimentari e la loro subsidenza lungo il settore campano del margine tirrenico orientale sono state l'oggetto di vari studi basati su osservazioni geologiche di terreno e su dati sismici e di pozzo nel sottosuolo a terra ed a mare (Ippolito et al., 1973; D'Argenio et al., 1973; Ortolani e Aprile, 1978; Fabbri et al., 1981; Bartole, 1984; Bartole et al., 1984; Finetti e Del Ben, 1986; Trincardi e Zitellini, 1987; Mariani e Prato, 1988). Nonostante ciò, la relativa scarsità di dati sismici recenti e l'assenza di dati litostratigrafici di pozzi profondi nel Golfo di Napoli, rende difficile la ricostruzione dell'età di formazione del bacino e la calibrazione, anche qualitativa, delle sequenze sismiche che lo caratterizzano.

Il Golfo di Napoli rappresenta un eccellente laboratorio naturale, in cui il riempimento sedimentario ha registrato le interazioni tra processi tettonici, vulcanici e deposizionali/erosivi unitamente con il sollevamento tettonico e la deformazione

delle retrostanti aree emerse durante il Pleistocene. La peculiarità del Golfo di Napoli rispetto ai bacini peritirrenici adiacenti (cioé i bacini di Terracina e di Gaeta a nord ed il bacino di Policastro a Sud) é dovuta sia alla presenza di un alto strutturale del basamento carbonatico (alto Penisola Sorrentina-Isola di Capri), che ha giocato un ruolo fondamentale nell'individuazione e nell'evoluzione tettonica recente del bacino stesso, che alla forte attività vulcanica durante il Pleistocene superiore (centri vulcanici dei Campi Flegrei, del Somma-Vesuvio e delle isole di Ischia e Procida), che ha creato una notevole complessità nella distribuzione delle unità sismiche sedimentarie e vulcaniche. Il settore occidentale del golfo é caratterizzato dalla prevalenza di unità sismiche di natura vulcanica, frequentemente associate con anomalie magnetiche positive, mentre quello orientale é caratterizzato dalla presenza di unità sedimentarie (Fusi et al., 1991).

Il Golfo di Napoli é stato l'oggetto, negli ultimi venti anni, di numerose indagini di sismica a riflessione, soprattutto sismica monocanale registrata con una sorgente Sparker dall'Istituto di Oceanologia dell'Istituto Universitario Navale di Napoli (Prof. L. Mirabile; Latmiral et al., 1971; Bernabini et al., 1973; Pescatore et al., 1984; Fusi et al., 1991; Milia, 1996), ma anche sismica multicanale registrata dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste (Finetti e Morelli, 1974). Tra i risultati più recenti, Fusi et al. (1991) hanno riconosciuto la presenza di sette unità sismiche sedimentarie, di età compresa tra il Mesozoico e l'Olocene, di cui le più antiche identificate come carbonati mesozoici e flysch miocenici, separati dalle unità plio-quaternarie da una troncatura erosiva; sono descritte anche alcune unità vulcaniche, che sembrano allineate lungo un lineamento tettonico ad andamento 10° N, che segue l'andamento del canyon Dohrn e divide il Golfo di Napoli in un dominio sedimentario ad est ed un dominio vulcanico ad ovest.

4.3 GEOMORFOLOGIA DELLA PIATTAFORMA E DELLA SCARPATA CONTINENTALE

La piattaforma continentale del Golfo di Napoli ha un'ampiezza variabile, compresa tra 2.5 km (al largo del settore occidentale dell'Isola di Capri) e circa 10-15 km (al largo della costa di Sorrento). Una tale fisiografia é controllata dalle interazioni tra il vulcanismo subaereo e sottomarino, che ha fortemente interessato il

Golfo di Napoli durante il Pleistocene superiore e l'erosione lineare operata dai canyon Dohrn e Magnaghi e dai loro canali tributari. La quasi totalità della piattaforma continentale del Golfo di Napoli é drappeggiata da sedimenti olocenici relativi all'ultimo stazionamento alto del livello marino.

Il settore occidentale del Golfo di Napoli é caratterizzato dalla presenza di numerosi banchi vulcanici, associati ad anomalie magnetiche positive (Calligaris et al., 1972; Napoleone et al., 1984), alcuni dei quali situati all'interno della piattaforma continentale (Banco di PentaPalummo, Banco di Nisida, Banco Miseno, Banco della Carenella) ed altri all'imbocco della zona di scarpata, nella zona mediana tra i canyon Dohrn e Magnaghi (Banco Gaia e tre banchi minori 5 km circa ad est dello stesso). Altri relitti di apparati vulcanici sottomarini sono presenti tra le Isole di Procida e Ischia (Formiche di Vivara, La Catena e Banco di Ischia; Latmiral et al., 1971; Di Girolamo e Rolandi, 1975). Tali banchi rappresentano morfologie vulcaniche relitte, alcuni dei quali quasi totalmente erosi e caratterizzati dall'affioramento al fondo mare, al di sotto di un velo di sedimenti olocenici, di superfici erosive policicliche intagliate all'interno del materiale vulcanico (es. Banco di PentaPalummo, Banco di Ischia), oppure da una sedimentazione olocenica più spessa (Banchi di Nisida e di Miseno) (Fig. 4.1).

Al centro del Golfo di Napoli, tra le isole di Capri e di Ischia é presente un alto strutturale di natura sedimentaria allungato in direzione NE-SW ("Banco di Fuori" o "Banco di Bocca Grande"), al quale non risultano associate anomalie magnetiche positive. Il Banco di Fuori raggiunge alla sua sommità la profondità minima di 130 m ed é ricoperto da oltre 100 msec. di sedimenti olocenici; si presenta come una dorsale asimmetrica con il fianco sud-orientale più acclive di quello nord-occidentale. Si tratta di un alto morfostrutturale principale, presumibilmente formato da un blocco tiltato di carbonati mesozoici, risultante dal sollevamento e dalla rotazione a scala regionale del basamento acustico carbonatico; questo é posto sull'allineamento strutturale Capri-Penisola Sorrentina ed il suo fianco meridionale sembra interessato da una faglia diretta con andamento N10° (Fusi, 1996).

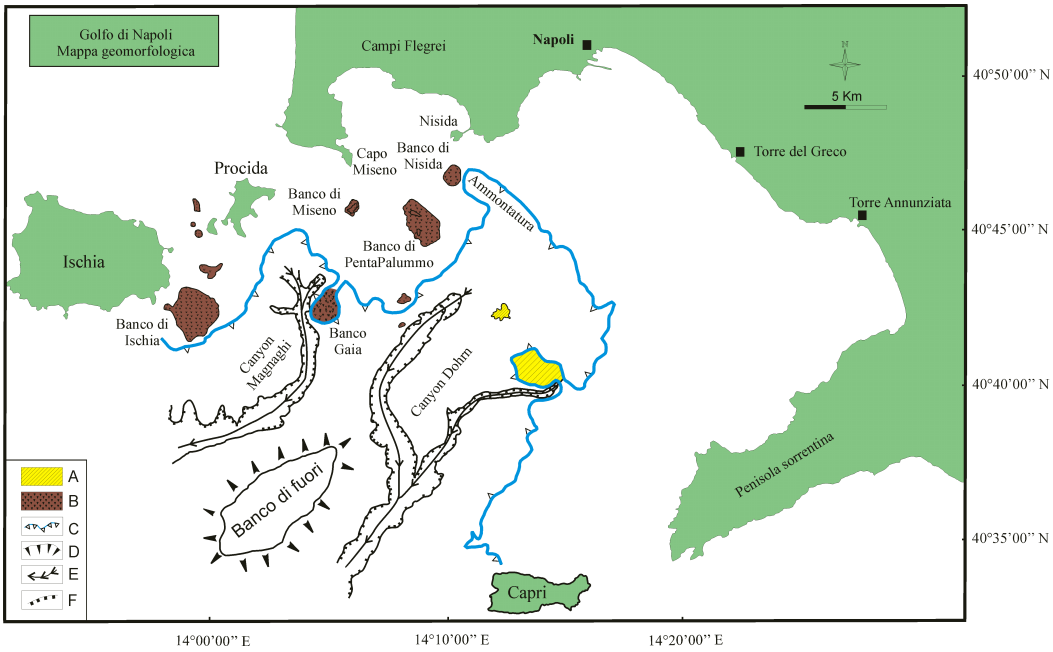

Figura 4.1 : Mappa geomorfologica del Golfo di Napoli riportante i suoi principali lineamenti morfostrutturali. A: Morfologie relitte della piattaforma continentale del Pleistocene medio-superiore; B: Banchi vulcanici e corrispondenti morfologie relitte (Pleistocene-Olocene superiore); C: Ciglio della piattaforma; D: Scarpata del "Banco di Fuori"; E: Asse di drenaggio principale; F: Parete dei canyon.

Tra la scarpata continentale ed il Banco di Fuori é presente un'area bacinale a bassa pendenza, a profondità comprese tra 300 e 500 m, che costituisce un bacino di scarpata posto immediatamente allo sbocco del canale dell'Ammontatura.

L'erosione ed il trasporto di sedimenti nel Golfo di Napoli hanno agito lungo gli assi principali dei canyons Dohrn e Magnaghi, ubicati sulla piattaforma e scarpata continentale e che espongono lungo le loro pareti centinaia di metri di un cuneo progradante del Pleistocene medio-superiore, formato da sedimenti clastici e vulcanoclastici. L'ampiezza dei canyon é compresa tra poche centinaia di metri e più di un chilometro, la loro profondità oscilla tra 250 m al margine di piattaforma a circa 1300 m alla congiunzione con la piana batiale e l'acclività delle loro pareti raggiunge i 35° dei settori più pendenti (fig. 4.5).

Il canyon Dohrn, che drena quasi l'intero Golfo di Napoli, é caratterizzato da due bracci principali con planimetria curva. Il braccio settentrionale si unisce con la piattaforma continentale attraverso un canale ampio circa 2.5 km e profondo da 20 a 40 m (Canale dell'Ammontatura), caratterizzato da un fondo piatto e da argini asimmetrici. Nella sua parte terminale il canale dell'Ammontatura, caratterizzato da

una forma curva in planimetria, curva verso nord-ovest e termina bruscamente in corrispondenza del Banco di Nisida. Il braccio meridionale, ad andamento E-W, é alimentato da una densa rete di canali tributari e termina pochi km ad ovest dello *shelf breah,* posto ad una profondità di 135-140 m (fig. 4.5).

L'erosione ed il trasporto di sedimenti vulcanoclastici nell'offshore delle isole di Ischia e Procida hanno agito lungo l'asse del canyon Magnaghi, che non sembra collegato con un sistema di drenaggio a terra antico o recente come si evince dalla mappa morfologica rappresentata in figura 4.5. La testata del canyon Magnaghi é tipicamente trilobata e si imposta sul margine di piattaforma in netto arretramento, con tre canali tributari principali che si congiungono verso il bacino in un asse principale. Nella zona antistante il canyon si osservano zone di elevata instabilità, come mostrato dalla presenza di fasi erosive attive sulla scarpata continentale a sud-est dell'isola di Procida. L'origine del canyon Magnaghi é presumibilmente collegata con i grandi apporti vulcanoclastici nel corso delle varie fasi di attività vulcanica delle isole di Ischia e Procida (Rosi e Sbrana, 1987; Vezzoli, 1988).

A Nord della zona dei banchi vulcanici é presente la depressione del Golfo di Pozzuoli (Segre, 1970), caratterizzata da una piattaforma costiera, il cui ciglio, posto a circa 50 m di profondità passa, attraverso una scarpata a bassa pendenza, ad un bacino centrale che si sviluppa a circa 100 m di profondità ed é circoscritto verso il largo dai banchi vulcanici flegrei (Banchi di Pentapalummo, Nisida e Miseno). Vari autori sono concordi nel ritenere che il Golfo di Pozzuoli, caratterizzato da elevati tassi di subsidenza durante l'Olocene e sollevamenti vulcano-tettonici databili a circa 5000-6000 anni fa (terrazzo marino della Starza), rappresenti un settore sommerso della caldera flegrea (Finetti e Morelli, 1974; La Torre e Nannini, 1980; Rosi et al., 1983; Pescatore et al., 1984), anche alla luce degli studi recenti sui movimenti bradisismici (Dvorak and Mastrolorenzo, 1991).

4.4 STRATIGRAFIA SISMICA DELLE UNITÀ VULCANICHE E SEDIMENTARIE

Le principali facies sismiche identificate nel Golfo di Napoli in base all'interpretazione dei profili sismici e le loro caratteristiche sono riassunte in tabella 1. Sono state distinte cinque principali *unconformities* che separano le unità

sismiche e delineano l'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino. Vengono di seguito riportate le interpretazioni di due profili sismici regionali che descrivono le principali unità presenti nel bacino (figure 4.2 e 4.3).

Il basamento acustico é rappresentato da carbonati di piattaforma meso-cenozoici (*unità sismica 1* in tabella 4.1), estesamente affioranti nella Penisola Sorrentina e nell'Isola di Capri, organizzati come una struttura monoclinalica inclinata verso NW (figure 4.2 e 4.3). L'inclinazione misurata dei riflettori sismici all'interno della sequenza carbonatica é di circa 6°-7°; tali valori sono simili a quelli mostrati in affioramento dai carbonati mesozoici della Penisola Sorrentina (Perrone, 1988; Fusi, 1996; Milia e Torrente, 1997).

Il riempimento del bacino di Napoli consiste essenzialmente di due principali cunei sedimentari, ciascuno caratterizzato da particolari patterns delle riflessioni e facies acustiche. Una calibrazione indiretta della datazione delle sequenze sismiche può essere tentata in base ai dati del pozzo geotermico "Trecase 1" (Balducci et al., 1985), solo per l'offshore del Vesuvio.

Il pozzo geotermico "Trecase 1" é stato perforato tra il 1980 ed il 1981 a 220 m di quota sulle pendici meridionali dell'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio (Balducci et al., 1985; Principe et al., 1987), per una profondità complessiva di 2068 m. Il pozzo Trecase ha perforato le lave subaeree ed i prodotti piroclastici di età posteriore a 35 ky del Somma-Vesuvio (0-252 m), che ricoprono alternanze di prodotti pomicei, cineritici, brecce e sabbie vulcaniche (252-510 m), geneticamente collegati all'attività vulcanica dei Campi Flegrei ("Ignimbrite Campana", 35 Ky B.P.; Rosi et al., 1983). Una successione vulcano-sedimentaria pleistocenica composta da vulcaniti sottomarine dell'antico vulcano del M.te Somma con sedimenti marini é stata attraversata fino a 1490 m di profondità. Il top del basamento acustico carbonatico é stato rinvenuto alla profondità di 1885 m, testimoniando il forte ribassamento dei carbonati mesozoici di piattaforma nell'area del Somma-Vesuvio. I dati litostratigrafici del pozzo Trecase 1 confermano pienamente la struttura del basamento del Somma-Vesuvio dedotta dalle indagini geofisiche (Cassano e La Torre, 1987) ed indicano forti tassi di subsidenza della Piana Campana a partire da circa 1 milione di anni fa. L'alternarsi di lave basiche e di prodotti piroclastici all'interno della sequenza eruttiva perforata suggerisce

l'esistenza di vari cicli eruttivi nella storia del Somma-Vesuvio (Delibrias et al., 1979).

La più antica sequenza marina pleistocenica (*unità sismica 2* in tabella 4.1 e figure 4.2 e 4.3) appare nel settore Sud-orientale del golfo, nell'offshore dell'Isola di Capri e della Penisola Sorrentina, dove é caratterizzata da riflettori inclinati verso NW con configurazioni da obliquo-parallele a leggermente sigmoidali e giace in paraconcordanza al di sopra del basamento acustico meso-cenozoico. L'unità sismica 2 raggiunge uno spessore massimo di circa 500 msec nell'offshore di Bocca Piccola (Isola di Capri); qui appare caratterizzata da alternanze di intervalli caratterizzati da riflettori obliquo-paralleli di alta ampiezza e continuità e di intervalli acusticamente trasparenti. In quest'area i riflettori sono particolarmente marcati e paralleli con una pendenza reale di 6°-7° verso NW. Tali configurazioni tendono a diventare divergenti o subparallele in prossimità delle zone emerse.

L'unità sismica 2 viene interpretata come un ampio cuneo progradante relitto inclinato verso NW, con *topsets* erosi e clinoformi preservati, costituito da depositi marini silicoclastici del Pleistocene inferiore s.l. (alternanze di cicli deposizionali sabbie-argille), che circonda la Penisola Sorrentina e l'Isola di Capri. Sia il basamento acustico carbonatico che l'unità sismica 2 sono stati probabilmente coinvolti da una rotazione tettonica durante le fasi estensionali pleistoceniche della Penisola Sorrentina, che ha leggermente aumentato la pendenza dei clinoformi dell'unità 2.

In piattaforma continentale i riflettori dell'unità sismica 2 sono coinvolti da una troncatura erosiva subaerea, la cui estensione areale varia da 2-3 km a poche centinaia di metri spostandosi verso le zone emerse.

La discordanza regionale B sembra indicare un abbassamento relativo principale del livello marino, con esposizione subaerea della piattaforma continentale, forte spostamento verso mare della sedimentazione e *bypass* sedimentario sulla piattaforma.

Legenda	*Facies sismica*	*Descrizione*	*Origine*
6	Riflettori paralleli di ampiezza e continuità elevate	Unità sommitale, ampiamente presente al fondo e nel sottofondo in tutto il Golfo di Napoli	Depositi marini olocenici
5c	Trasparente	Unità con geometria esterna cuneiforme, presente nel settore nord-occidentale del bacino	Depositi vulcanici e vulcanoclastici del Tufo Giallo Napoletano, eruttato dai Campi Flegrei circa 12.000 anni fa
5b	Trasparente	Unità con geometria esterna irregolare, presente nella parte occidentale del bacino (offshore delle Isole di Ischia e Procida e dei Campi Flegrei)	Depositi vulcanici e vulcanoclastici eruttati dai complessi vulcanici di Ischia e Procida (55.000-18.000 anni); Unità vulcaniche dei banchi di PentaPalummo, Nisida e Miseno
5a	Trasparente	Unità con geometria esterna cuneiforme, che si assottiglia verso mare e ricopre , paleomorfologie inclinate; si rinviene nel settore orientale del bacino	Depositi vulcanici e vulcanoclastici eruttati dai complessi vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio; include l'unità della "Ignimbrite Campana" eruttata circa 35.000 anni fa
4	Clinoformi con configurazioni sigmoidi di elevata ampiezza e continuità	Terza unità sedimentaria all'interno del riempimento del bacino; cuneo progradante con paleocigli ben preservati, che diventa più spesso nelle aree di scarpata; passa lateralmente alle unità vulcaniche 5a, 5b, 5c e/o a locali duomi vulcanici ; profondamente incisa da *canyoning* lungo gli assi dei canyons Dohrn e Magnaghi; da origine a morfologie relitte nella parte centrale del bacino	Cuneo progradante del Pleistocene superiore alimentato dalla foce del fiume Sarno, ampiamente presente nel settore occidentale del bacino
3	Clinoformi con configurazioni sigmoidi-oblique di elevata continuità ed ampiezza, che ricoprono in onlap l'unconformity B	Seconda unità sedimentaria all'interno del riempimento del bacino; unità trasgressiva con geometria esterna cuneiforme, sviluppata nelle aree di scarpata e di piattaforma; presenza di locali duomi e/o camini vulcanici	Depositi marini silicoclastici di età pleistocenica posti nella parte centrale del bacino
2	Alternanza di intervalli caratterizzati da riflettori obliquo-paralleli di alta ampiezza e continuità e da intervalli trasparenti	Prima unità sedimentaria all'interno del riempimento del bacino; cuneo progradante inclinato verso NW con *topsets* erosi e clinoformi preservati	Depositi marini silicoclastici del Pleistocene inferiore (alternanza di cicli deposizionali di sabbie e argille) uibicati nell'area circostante la Penisola Sorrentina e l'isola di Capri; coinvolti da tilting tettonico insieme con i carbonati mesozoici
1	Caotica	Unità basale; basamento acustico del bacino sedimentario; struttura monoclinalica inclinata verso NW	Carbonati meso-cenozoici affioranti nella Penisola Sorrentina e nell'Isola di Capri

Tabella 4.1 : Principali facies sismiche identificate nel bacino di Napoli.

Va sottolineato che la discordanza B é localmente coinvolta dalla formazione di un paleo-canale nell'offshore dell'Isola di Capri, testimoniando l'attività di processi erosionali e di forti correnti erosive di fondo lungo la scarpata. I clinoformi dell'unità sismica 3 ricoprono progressivamente in onlap le zone di scarpata-bacino, fino ad arrivare alla piattaforma continentale.

L'unità sismica 3 é un'unità trasgressiva, con geometria esterna cuneiforme, sviluppata prevalentemente in scarpata ed in bacino ed interpretata come depositi marini silicoclastici di età pleistocenica nella zona centrale del bacino di Napoli. In questa sequenza appaiono localmente duomi e/o camini vulcanici (figura 4.2).

L'*unità sismica 4* é caratterizzata da clinoformi con configurazioni sigmoidi di elevata ampiezza e continuità (figure 4.2 e 4.3). Questa rappresenta la terza unità sedimentaria all'interno del riempimento del bacino di Napoli; si tratta di un cuneo progradante che mostra cigli della paleopiattaforma ben preservati e che diventa più spesso procedendo dalle aree di piattaforma verso quelle di scarpata. Tale unità riveste particolare importanza per lo studio dell'architettura stratigrafica del Golfo di Napoli, in quanto passa lateralmente e/o viene ricoperta dalle unità vulcaniche 5a, 5b, 5c e/o a locali duomi vulcanici ed é profondamente incisa dai processi erosivi di *canyoning* lungo gli assi del canyon Dohrn. E' inoltre importante sottolineare che tale unità dà origine ad alti morfologici relitti ubicati nella parte centrale del bacino, che risultano ubicati in prossimità dello *shelf break* attuale ed immediatamente a nord del braccio orientale del canyon Dohrn. Questa evidenza fornisce alcune implicazioni per la genesi del canyon, che verranno meglio discusse nel paragrafo successivo. Tale unità viene qui interpretata come un cuneo progradante del Pleistocene superiore, alimentato dalla foce del fiume Sarno, ampiamente presente nel settore occidentale del Golfo di Napoli.

Al di sopra dell'unità sismica del Sarno e/o in rapporti di eteropia di facies con la suddetta unità si rinviene un'estesa unità sismica di origine vulcanica, caratterizzata da una facies sismica trasparente e con geometria esterna cuneiforme, che si assottiglia da terra verso mare e ricopre paleomorfologie inclinate. Tale unità é stata chiaramente riconosciuta nel sottosuolo del settore orientale del Golfo di Napoli; in particolare, questa é stata ben identificata nell'offshore della Penisola Sorrentina, dove ricopre direttamente il basamento acustico carbonatico e l'unità

sismica 2. La stessa unità é stata identificata nell'offshore del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio. Il top di questa unità viene deformato da alcuni corpi domiformi, con facies acustica trasparente e geometria esterna di tipo *a monticello*, che presentano dimensioni anche chilometriche. Tali corpi, che sono frequentemente la sede di anomalie magnetiche principali (come verrà meglio specificato nei capitoli successivi) sono stati interpretati come bocche laterali del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio.

Nell'offshore antistante la foce del fiume Sarno, nel settore sud-orientale del Golfo di Napoli, é presente una tipica sedimentazione deltizia fin dal Pleistocene medio-superiore, che ha prodotto uno spesso cuneo progradante caratterizzato da clinoformi con configurazioni sigmoidali, ampiezza e continuità elevate e da *offlap breaks* ben preservati (figure 4.2 e 4.3). Tale unità sismica riveste particolare importanza nell'architettura stratigrafica del Golfo di Napoli, in quanto si interdigita nella porzione sommitale con le unità sismiche vulcaniche dell'Ignimbrite Campana e del Tufo Giallo Napoletano (Aiello et al., 2001). Durante le fasi di stazionamento basso del livello del mare del Pleistocene medio-superiore il sistema deltizio del Sarno ha direttamente alimentato le zone di scarpata, dando così origine ad uno sviluppato cuneo progradante sul quale si é impostato il canyon Dohrn; in particolare, il braccio destro del canyon potrebbe essere stato in diretto collegamento con la foce del Sarno durante fasi di *lowstand* del livello marino (Aiello et al., 2001).

I fondali antistanti la Piana del Sarno sono caratterizzati da movimenti di tipo *creep*, identificati attraverso l'analisi dei profili Subbottom Chirp (Aiello et al., 2001). Il lento movimento di slittamento del fondale, presumibilmente controllato da elevati contenuti di materiale organico, coinvolge i sedimenti olocenici al di sopra di una netta superficie di separazione, interpretata come una *maximum flooding surface*, databile a circa 5000-6000 anni fa.

Il canyon Dohrn presenta due bracci principali con planimetria curva . Il braccio settentrionale si unisce con la piattaforma continentale attraverso il canale dell'Ammontatura. L'origine del canale dell'Ammontatura può essere tentativamente correlata con il regime idrodinamico innescato dal braccio settentrionale del canyon Dohrn. La sua attività sembra post-datare gli ultimi stadi di erosione e di trasporto

nel canyon e pre-datare la messa in posto dei banchi vulcanici più recenti nel Golfo di Pozzuoli, come suggerito dalla brusca terminazione del canale dell'Ammontatura in corrispondenza del Banco di Nisida (Aiello et al., 2001). Va sottolineato che non sono disponibili, allo stato attuale delle conoscenze, datazioni precise dei banchi flegrei, soprattutto perché é difficile dragare le rocce vulcaniche che li costituiscono, in quanto é sempre presente una copertura più o meno spessa di sedimenti olocenici. In base ad evidenze di stratigrafia sismica, gli autori precedenti hanno collocato l'attività vulcanica del Banco di Nisida a circa 5000-6000 anni fa, quando, in un *trend* di generale subsidenza del Golfo di Pozzuoli e delle zone esterne, la zona settentrionale del Golfo di Pozzuoli é stata interessata da un forte sollevamento vulcano-tettonico, che ha portato alla formazione del terrazzo marino de "La Starza" (Pescatore et al., 1984).

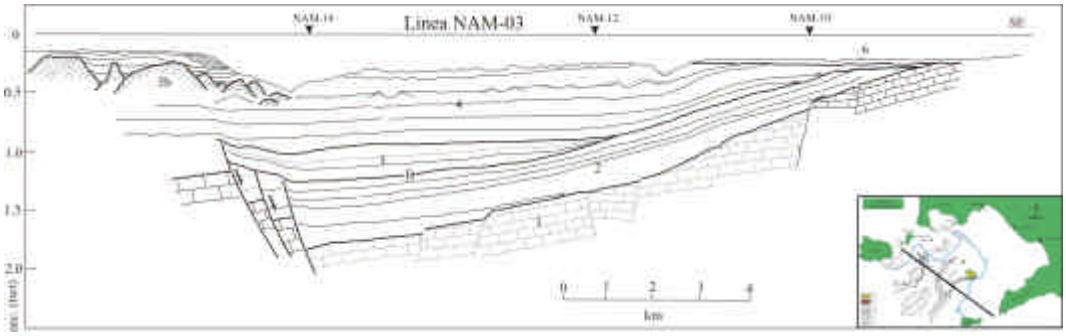

Figura 4.2 : Interpretazione del profilo sismico multicanale Airgun NAM-03 acquisito dal CNR-IAMC di Napoli dove si osservano le principali unità sismiche che rappresentano il riempimento del bacino (vedi anche tab. 4.1).

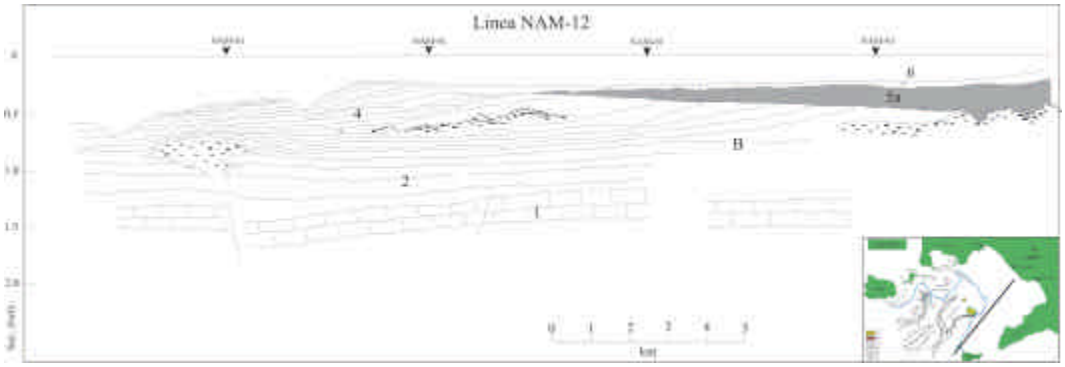

Figura 4.3 : Interpretazione del profilo sismico multicanale Airgun NAM-12 acquisito dal CNR-IAMC di Napoli dove si osservano le principali unità sismiche che rappresentano il riempimento del bacino (vedi anche tab. 4.1).

Il braccio meridionale del canyon Dohrn é alimentato lateralmente da numerosi canali tributari, il cui andamento sembra in parte controllato tettonicamente. L'ubicazione di questo braccio ed alcune evidenze basate sulla stratigrafia sismica suggeriscono l'esistenza di un collegamento genetico tra l'attività del canyon Dohrn ed il sistema di paleo-drenaggio del fiume Sarno durante periodi di abbassamento relativo del livello marino. Una sequenza sismica, spessa circa 30-40 m, che ricopre riflettori più antichi appartenenti ad unità acusticamente trasparente ed interpretabile come un esteso corpo di frana (fig. 4.4) e che include depositi torbiditici di *overbank* con complessi di argine-canale é stata riconosciuta su entrambi i lati del braccio meridionale del canyon Dohrn. Tali depositi non sembrano geneticamente collegati ai bracci principali, che risultano profondamente incisi, ma piuttosto ai numerosi canali tributari, che controllavano il sovralluvionamento di sedimenti nelle aree circostanti (fig. 4.5).

Il sistema deltizio del fiume Sarno ha direttamente alimentato le zone di scarpata durante le fasi di *lowstand* del Pleistocene medio-superiore, dando così origine ad uno sviluppato cuneo progradante sul quale si é impostato il canyon Dohrn; in particolare, il braccio destro del canyon potrebbe essere stato in diretto collegamento durante le fasi di *lowstand* con la foce del Sarno. Tale ipotesi é confermata dalla presenza di due alti morfobatimetrici ubicati presso la testata del canyon Dohrn, corrispondenti a relitti morfologici del cuneo progradante alimentato dal fiume Sarno (Aiello et al., 2001). Un tale assetto fisiografico é in accordo con recenti modelli sull'evoluzione dei canyons sottomarini, che evidenziano come i *patterns* dell'incisione sottomarina siano controllati dall'estensione e dalla geometria del prisma costiero (Emery and Myers, 1996; Talling, 1998) e dall'erosione regressiva delle testate indotta da flussi sedimentari lungo la scarpata (Pratson and Coakley, 1996).

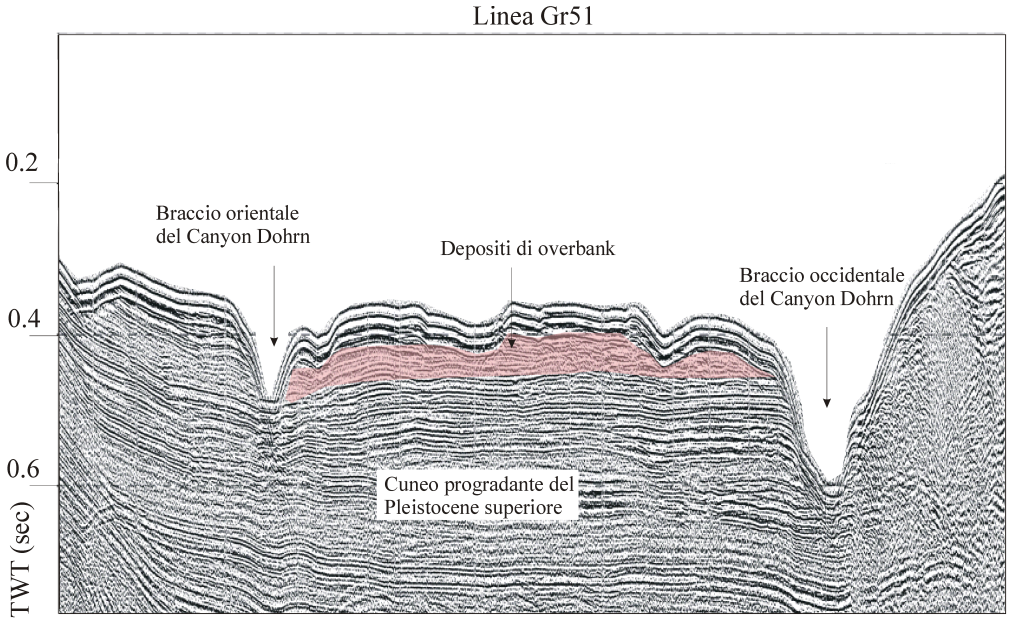

Figura 4.4 : Linea sismica Gr51 mostrante i due bracci del Canyon Dohrn.

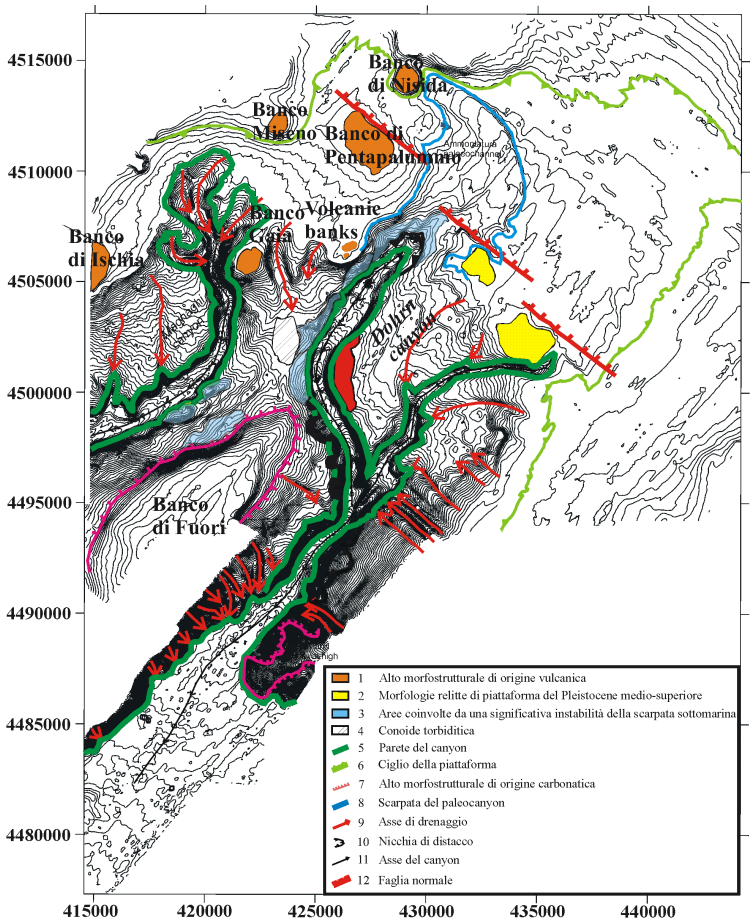

Figura 4.5 : Mappa morfologica della scarpata continentale del Golfo di Napoli in base all'interpretazione della batimetria Multibeam.

5 GOLFO DI NAPOLI: CARTA MAGNETICA DI ALTA RISOLUZIONE ED INTERPRETAZIONE DEI PRINCIPALI CAMPI DI ANOMALIA

Dai dati aeromagnetici esposti nel capitolo 3, nel Golfo di Napoli si evince la presenza sostanzialmente di due grosse anomalie magnetiche corrispondenti a quella ad ovest di Ischia ed al complesso Somma-Vesuvio (Quaderni della ricerca scientifica – Campi Flegrei), inoltre, nella mappa 'continuata' al livello mare, non risultano riconoscibili strutture più complesse.

In figura 5.1 viene mostrata la mappa magnetica ad alta risoluzione delle anomalie magnetiche nel Golfo di Napoli redatta dai dati acquisiti a mare, mentre in figura 5.2 la batimetria della zona può aiutare a visualizzare meglio i principali lineamenti morfostrutturali, nonché i vari banchi sepolti presenti soprattutto nella parte nord-occidentale dell'area, la cui origine vulcanica viene confermata nella carta.

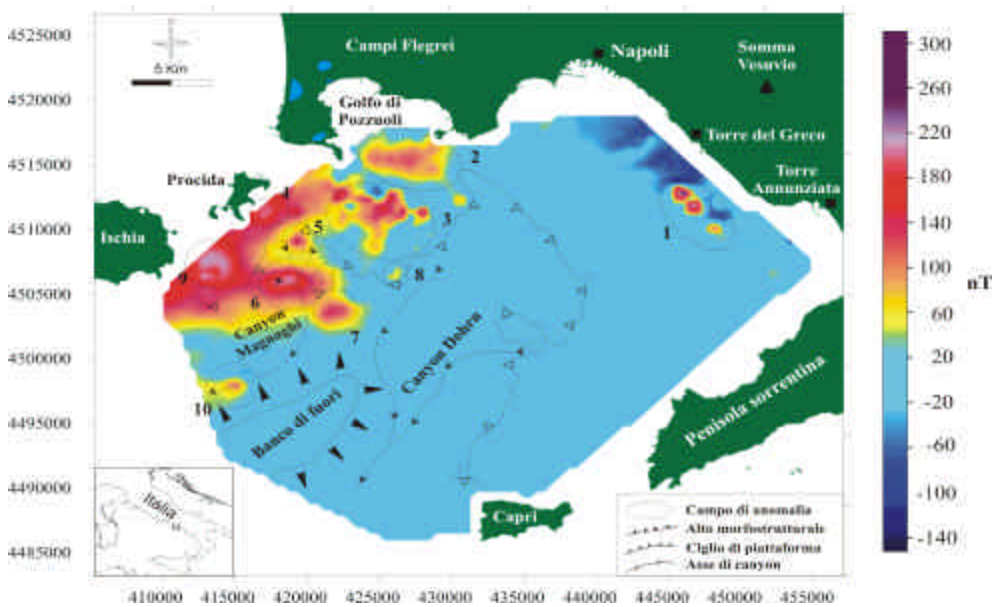

Figura 5.1: Mappa delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli e localizzazione dei principali campi di anomalia.

Sono stati riconosciuti dieci campi di anomalia localizzati principalmente nelle zone di offshore di Torre del Greco, Ischia, Procida e del Golfo di Pozzuoli.

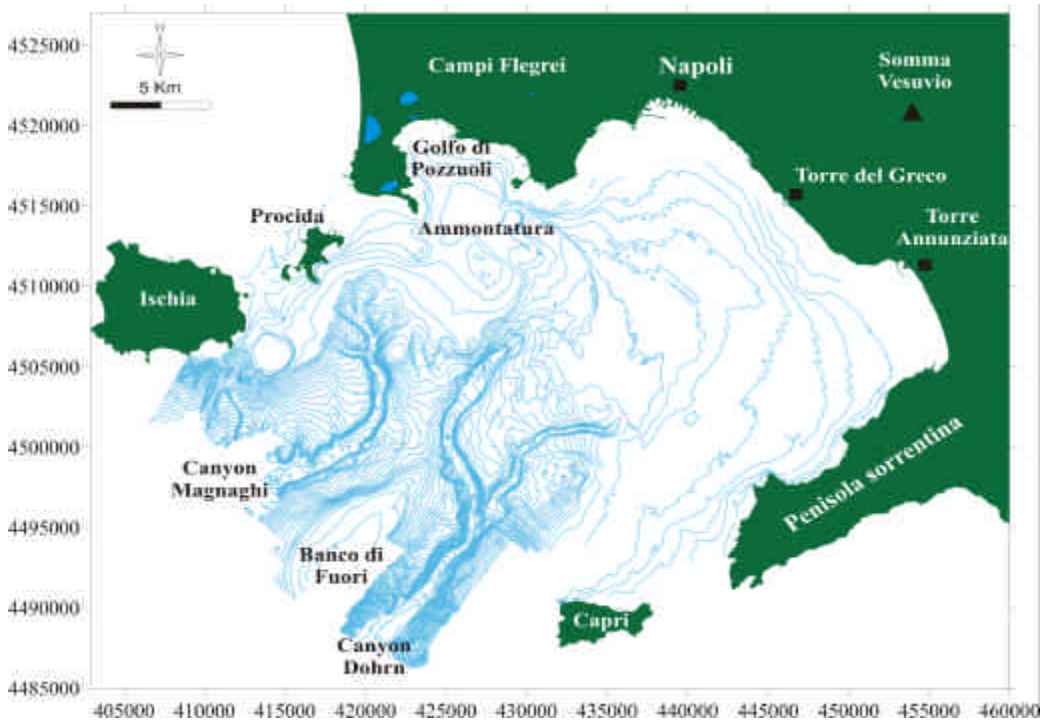

Figura 5.2: Batimetria del Golfo di Napoli.

5.1 DETTAGLI SELEZIONATI DELLE ANOMALIE MAGNETICHE SULLA PIATTAFORMA E LA SCARPATA CONTINENTALE E LORO CORRELAZIONI CON I PROFILI SISMICI

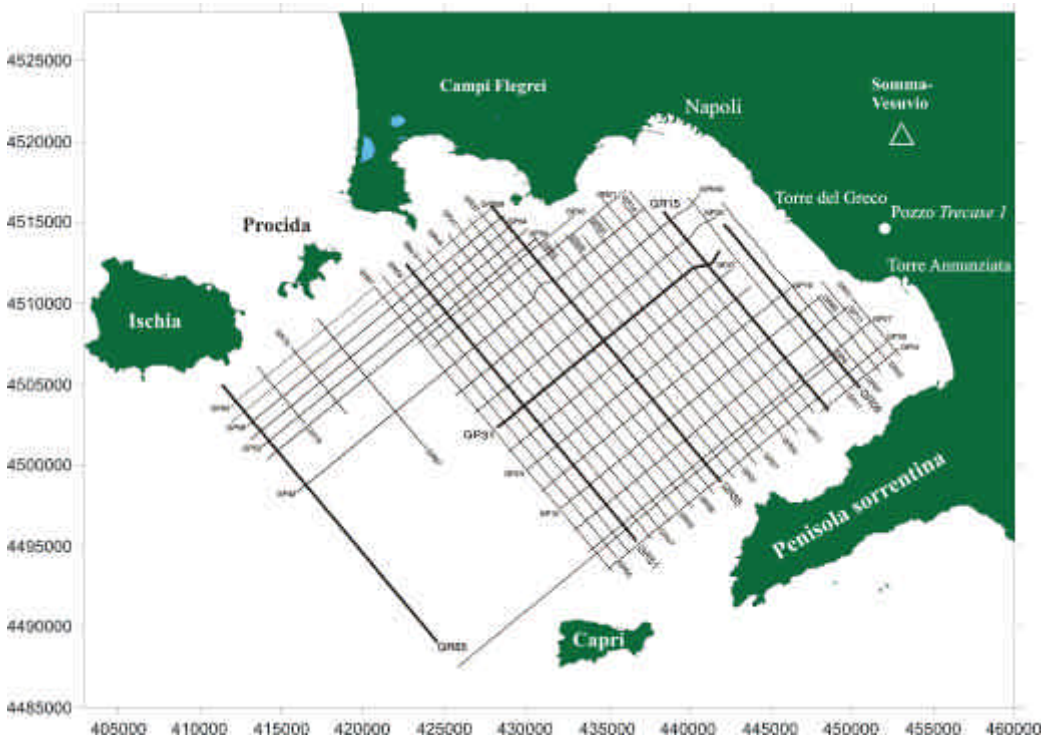

Figura 5.3 : Linee di navigazione sui quali sono stati acquisiti profili sismici e magnetici nel Golfo di Napoli (in grassetto le linee sismiche utilizzate per l'interpretazione).

5.1.1 LA PIATTAFORMA CONTINENTALE AL LARGO DEL COMPLESSO VULCANICO DEL SOMMA-VESUVIO E IL CAMPO DI ANOMALIA DI TORRE DEL GRECO

Nell'offshore di Torre del Greco, contrassegnata con il numero 1 (figura 5.1), è visibile un'anomalia magnetica molto ben delineata correlabile all'attività, in tempi recenti, del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio. Di seguito vengono mostrati 3 profili sismici interpretati (GR09, GR15, GP31) che si intersecano la zona in esame ed una breve descrizione della stratigrafia della piattaforma in quell'area.

Il profilo GR09 percorre parallelamente la costa da Torre del Greco alla Penisola Sorrentina attraversando la piana del Sarno: essa passa sopra la piattaforma continentale interna, laddove le profondità sono inferiori ai cento metri; la conseguenza negativa per l'acquisizione sismica è una penetrazione non eccellente del segnale sorgente ed una restituzione del profilo che presenta delle multiple.

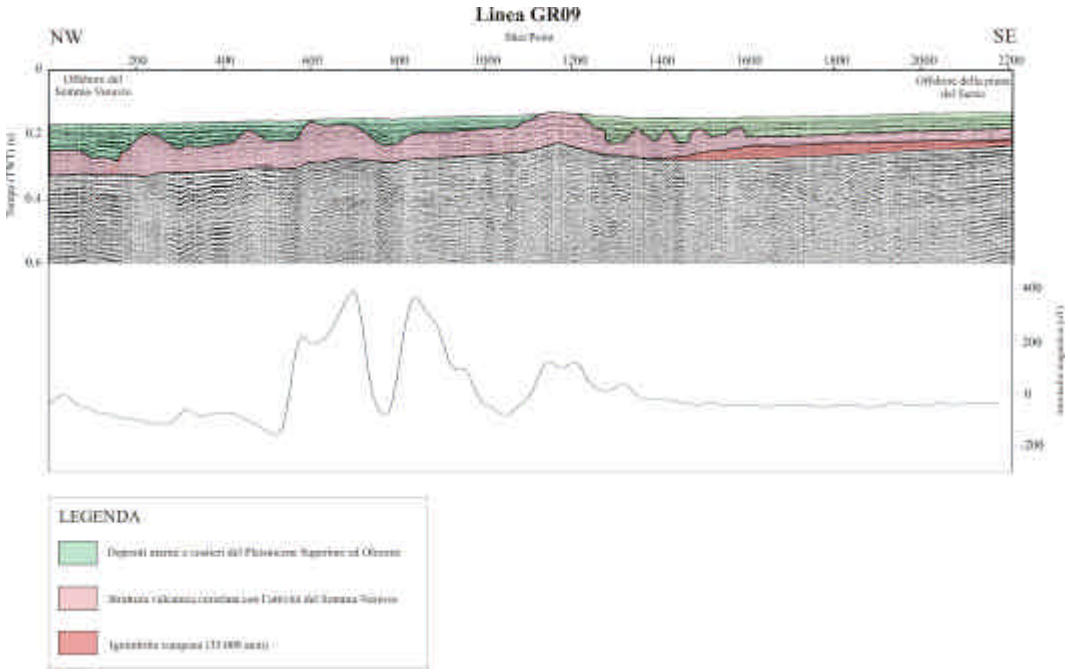

Figura 5.4 : Confronto tra profilo sismico e magnetico sulla linea di navigazione GR09

Analizzando la traccia (figura 5.4) vediamo che la prima unità sismica è caratterizzata da riflettori paralleli e continui che sono stati interpretati come sedimenti marini e costieri, depositati dal fiume Sarno, di età compresa tra il

Pleistocene Superiore e l'Olocene. I sedimenti coprono un'unità vulcanica acusticamente trasparente caratterizzata da un limite inferiore piatto, mentre il limite superiore è fortemente irregolare e descrive le parti sommitali di strutture vulcaniche domiformi. L'ultima unità riconosciuta, presente solo nella porzione a sud-est in questo profilo, viene interpretata come depositi da flusso piroclastico ascrivibili all'*Ignimbrite Campana* (Rosi e Sbrana, 1987). L'Ignimbrite Campana è un'unità stratigrafica estesamente affiorante in falesia in Penisola Sorrentina e riconoscibile sui profili sismici in sub-affioramento nel settore orientale del Golfo di Napoli. Le strutture a forma di duomo che deformano l'Ignimbrite vengono interpretate come coni laterali sommersi o sepolti, correlati al complesso vulcanico del Somma-Vesuvio (Vezzoli, 1988); il più grande di questi si estende per circa 7,5 chilometri al largo di Torre del Greco e la sua sommità mostra tre picchi principali (*shot point* 600-1300), allineati lungo un sistema di faglie normali, con orientamento NNW-SSE correlati ai valori massimi di anomalia segnalati dal profilo magnetico. In figura 5.5 possiamo osservare l'anomalia in dettaglio: essa si presenta dunque con i tre picchi dei quali, due in forma dipolare, mentre per il picco centrale è riconoscibile solo un valore di massimo intorno ai +350 nT. I valori trovati per l'anomalia più a Nord sono un massimo di circa +350 nT associato ad un minimo di circa -160 nT; quella più a Sud presenta invece valori assoluti minori, con un massimo intorno ai +160 nT accoppiato ad un minimo di circa -120 nT.

La linea GR15, mostrata in figura 5.6, si estende, parallelamente al profilo GR09 ma più al largo, dall'offshore della città di Napoli fino alla Penisola Sorrentina.

La stratigrafia sismica mostra tre unità principali: una successione di riflettori paralleli con alta continuità e ampiezza si interpone tra un cuneo progradante composto da sedimenti marini del Pleistocene medio-superiore e l'Ignimbrite Campana ed è interpretata come depositi di *lowstand* precedenti ai 35.000 anni (Milia, 1996).

Questa unità non viene riconosciuta a profondità inferiori ai 140 metri, ossia essa si trovava al di sotto del livello mare durante l'ultimo livello glaciale principale e l'abbassamento del livello mare stesso.

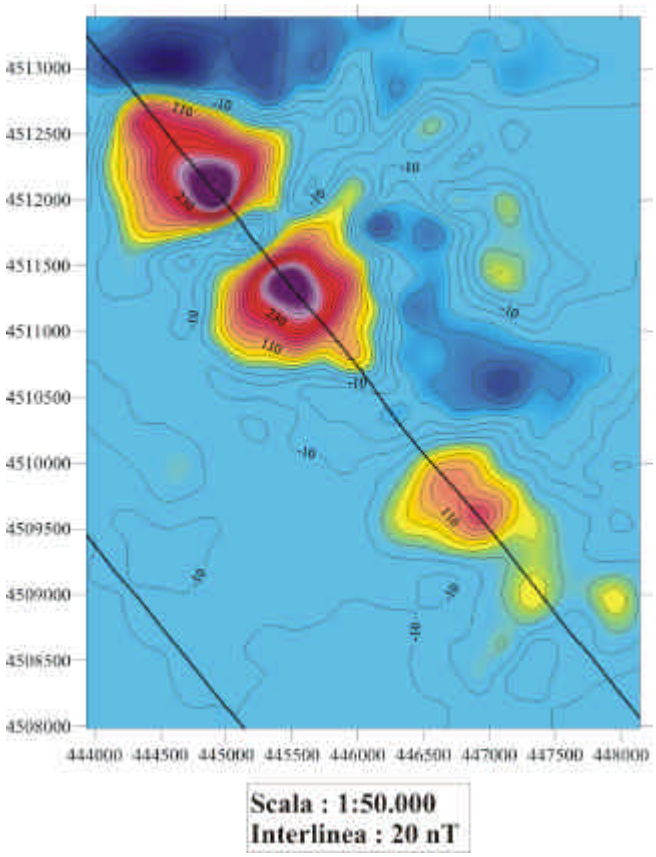

Figura 5.5: Campo di anomalie numero 1 (Offshore di Torre del Greco) con l'ubicazione delle linee GR09 e Gr15.

Alcune strutture a duomo, acusticamente trasparenti, sono state riconosciute vicino alla sommità dell'Ignimbrite Campana, fossilizzata da sedimenti marini e costieri del Pleistocene e dell'Olocene che deformano l'Ignimbrite stessa. Le strutture sono simili a quelle descritte in precedenza per la linea GR09; la presenza di un'anomalia magnetica, che si presenta solo con un minimo di -40 nT, in corrispondenza di uno dei duomi, conferma la sua natura vulcanica. L'età dei duomi potrebbe essere piuttosto recente, tuttavia essi sono fossilizzati da circa 150 metri di sedimenti olocenici. Alcune faglie dirette delimitano un bacino tra i due duomi, laddove c'è uno spessore significativo di sedimenti.

L'ultimo profilo utilizzato per descrivere l'area è il GP31 che interseca la linea GR15 proprio in prossimità del campo di anomalia 1. In figura 5.7 viene mostrata la linea GP31 interpretata; essa attraversa il Golfo di Napoli perpendicolarmente alla costa, con un orientamento SW-NE che va dalla scarpata continentale del bacino all'offshore di Torre del Greco.

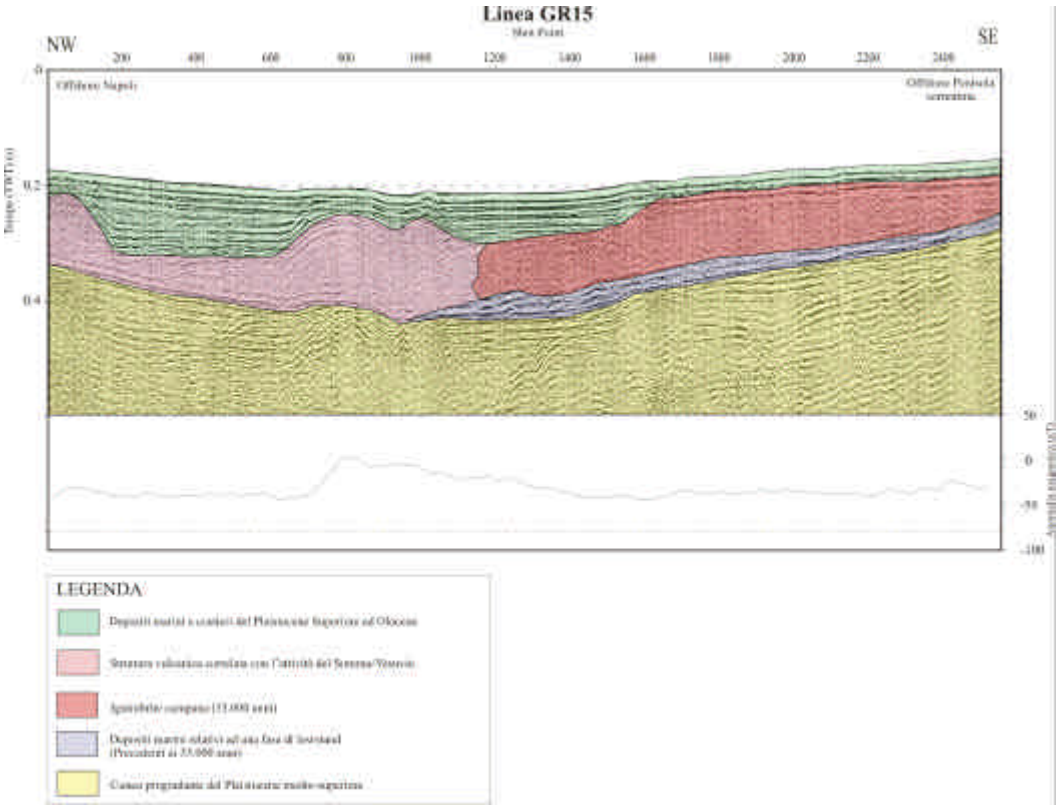

Figura 5.6 : Confronto tra profilo sismico e magnetico sulla linea di navigazione GR15.

Lo spessore dell'unità riconosciuta come Ignimbrite Campana è di circa cento metri, comparabile con lo spessore riscontrato nel pozzo di terra *Trecase 1* (vedi figura 5.3 per ubicazione) (Balducci et al., 1985). Probabilmente, durante la deposizione, l'unità si è sovrapposta ad una paleomorfologia inclinata, come evidenziato dall'immersione verso terra dell'unità erosionale alla sua base, o, alternativamente, la discordanza è stata coinvolta da una deformazione tettonica della piattaforma continentale (Milia, 1996). In prossimità del ciglio attuale della piattaforma, nella parte centrale del golfo, sono inoltre presenti degli alti morfologici relitti. La correlazione tra il profilo sismico e quello magnetico conferma la natura vulcanica della struttura a forma di duomo che deforma l'unità dell'Ignimbrite Campana. La variazione massima dell'anomalia magnetica osservata è di circa 120 nT. L'allineamento delle anomalie e delle unità sismiche correlate, all'incirca in direzione NNW-SSE, suggerisce un tale allungamento strutturale nell'offshore del Vesuvio (Aiello et al., 2003), contrariamente a quanto evidenziato dai lavori precedenti, che suggerivano sistemi di faglie normali ad

andamento NE-SW (Bernabini et al., 1973; Finetti e Morelli, 1974; Cassano e La Torre, 1987; Bruno et al., 1998; Simini et al., 2003; Judenherc e Zollo, 2004).

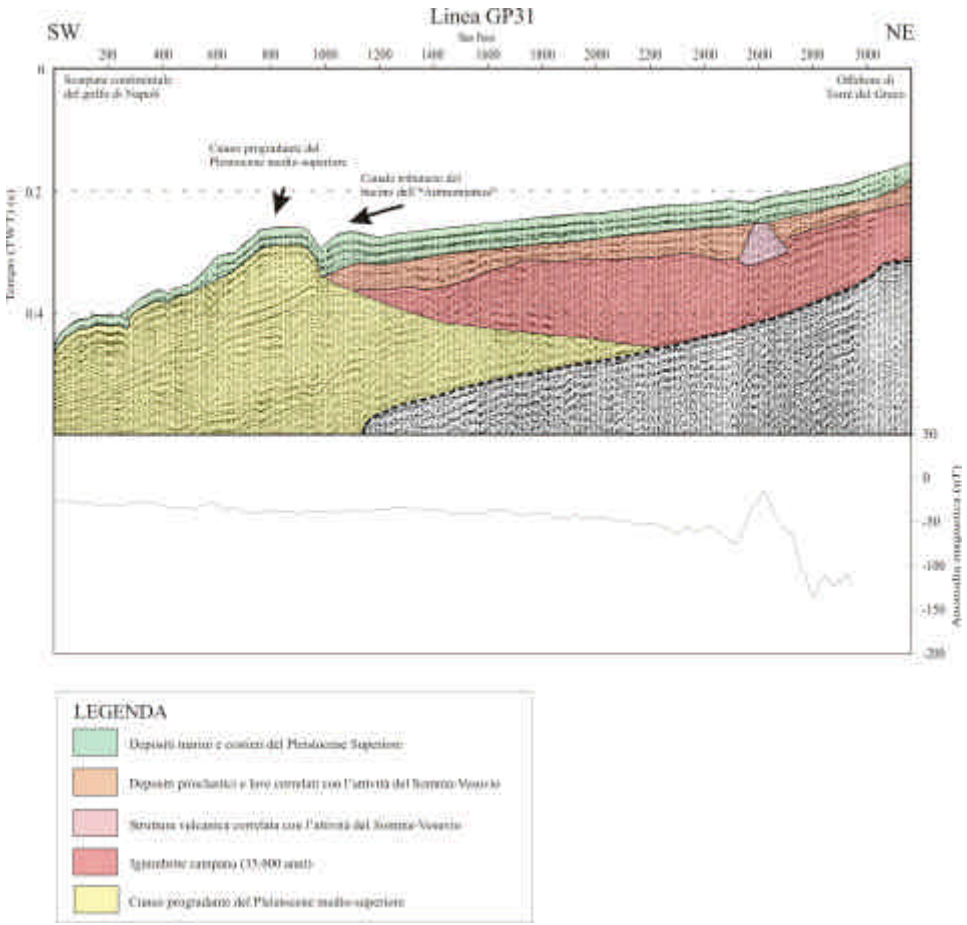

Figura 5.7 : Confronto tra profilo sismico e magnetico sulla linea di navigazione GP31.

5.1.2 LA PIATTAFORMA CONTINENTALE ESTERNA DEL GOLFO DI POZZUOLI ED IL RELATIVO CAMPO DI ANOMALIA

In figura 5.8 viene mostrato il profilo sismico ad alta risoluzione GR35 interpretato. La traccia mostra la stratigrafia della piattaforma continentale esterna nell'offshore del complesso vulcanico dei Campi Flegrei: le unità riscontrate sono, bene o male, quelle già descritte e comprendono i depositi da flusso piroclastico dell'Ignimbrite Campana ricoperti dai prodotti vulcanici ascrivibili al *Tufo Giallo Napoletano* (12.000 anni) e da due coni appartenenti al complesso vulcanico di Nisida.

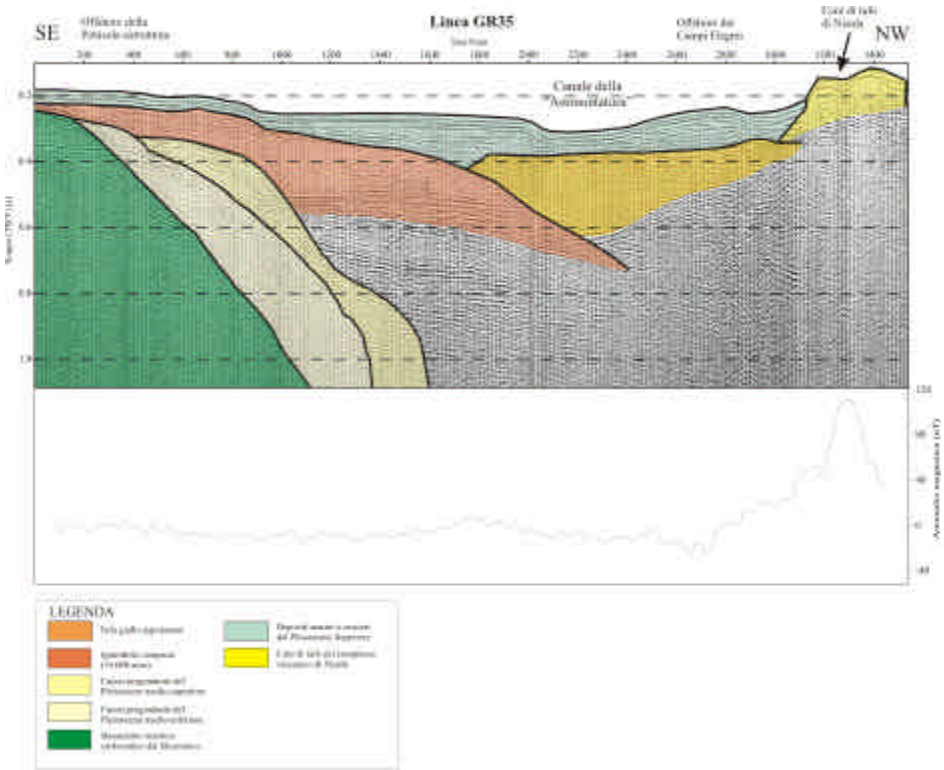

Figura 5.8 : Confronto tra profilo sismico e magnetico sulla linea di navigazione GR35.

Nella parte centrale della linea è visibile il canale dell'*Ammontatura*, ossia un ampio canale tributario del braccio occidentale del canyon Dohrn, attualmente fossilizzato e riempito da sedimenti. Il profilo va ad indagare il campo di anomalia contrassegnato con il numero 2 in figura 5.1, il cui dettaglio viene mostrato in figura 5.9: esso è composto da una serie di anomalie minori allineate secondo una direzione preferenziale E-W; queste anomalie non si presentano in forma dipolare e vanno a formare una successione di massimi magnetici con valori dell'ordine del centinaio di nanotesla. Come già accennato queste vengono messe in relazione con edifici sepolti nella zona del banco di Nisida e con coni di tufo ad essi associati. L'interpretazione della mappa suggerisce una possibile localizzazione del margine sommerso della caldera flegrea in quest'area.

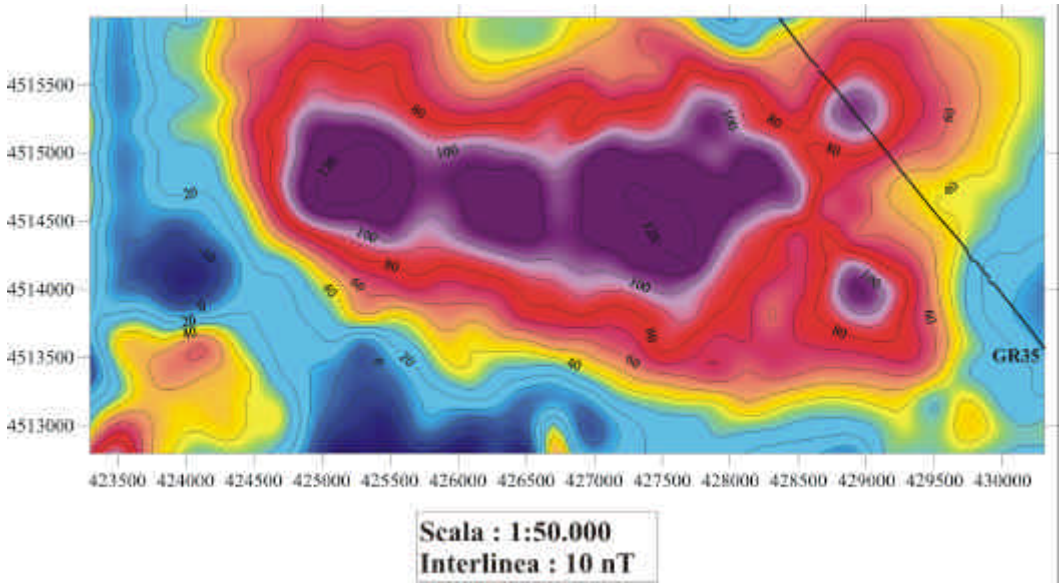

Figura 5.9 : Campo di anomalie numero 2 (Offshore dei Campi Flegrei) con l'ubicazione della linea GR35.

5.1.3 I BANCHI VULCANICI DI PENTAPALUMMO E MISENO E LE ANOMALIE MAGNETICHE ASSOCIATE

La linea di navigazione GR51 si estende dall'offshore del complesso vulcanico dei Campi Flegrei fino alla scarpata continentale del golfo di Napoli, con un orientamento NW-SE. Nella parte occidentale del golfo l'interpretazione del profilo sismico (figura 5.10) ha mostrato la stratigrafia della piattaforma continentale esterna dell'area nei pressi del Golfo di Pozzuoli. Il banco vulcanico Misero appartiene ad una serie di banchi vulcanici localizzati nella zona a sud del succitato golfo; questa cerchia di strutture sottomarine si presenta formata da numerosi monticelli di forma subcircolare , come evidenziato dalla batimetria Multibeam di figura 5.2, alcuni dei quali caratterizzati da anomalie magnetiche positive (Latmiral et al., 1971; Finetti and Morelli, 1974; Pescatore et al., 1984; Fusi et al., 1991). Un'unità sismica cuneiforme acusticamente trasparente, interpretata come un basamento acustico di origine vulcanica, è stata localizzata sotto il banco di Miseno. L'anomalia si presenta in forma dipolare con massimo di circa +130 nT in corrispondenza di un minimo intorno ai -75 nT. Questa unità si livella lateralmente con un'unità sismica caratterizzata da riflettori continui e paralleli, alternati con intervalli caotici: essa mostra un troncamento erosionale vicino al fondo mare. Quest'ultima unità può essere interpretata come essere la parte esterna

dei depositi del banco vulcanico di Pentapalummo: la forma dell'anomalia magnetica nella sua parte laterale riflette fedelmente la forma a terrazzo della sommità del banco; essa si presenta con una coppia massimo-minimo con valori intorno ai +50 nT e -50 nT, tuttavia non c'è una correlazione precisa con il banco di Pentapalummo, probabilmente poiché, dopo la formazione dello stesso, ci sono state intrusioni da parte di corpi vulcanici minori; questi ultimi sembrano elevati rispetto alla sommità del banco (Milia, 1998a). Progradazioni marine e costiere riconducibili al Pleistocene superiore, appartenenti all'ultimo ciclo glacio-eustatico del mare, sono ben sviluppate al di sotto dell'attuale ciglio della piattaforma e vengono riconosciute a profondità di circa 150 metri. Il braccio occidentale del canyon Dohrn, la cui parte più profonda arriva fino a 650 metri in questa zona, erode le unità vulcaniche sul suo fianco occidentale e le unità sedimentarie sul fianco orientale; queste ultime appartengono alle sequenze di scarpata del Pleistocene medio superiore del cuneo progradante alimentato dalla foce del paleo-fiume Sarno e vengono troncate da entrambe i fianchi del canyon. Sul fondo del profilo sarà bene notare la presenza di una discordanza erosionale, che rappresenta anche la discordanza di base del cuneo progradante del Pleistocene Medio, evidenziata dall'onlap di riflettori sismici.

Per quanto riguarda le altre anomalie presenti in zona, nell'area in dettaglio (figura 5.11), notiamo diversi dipoli tra i quali due più importanti: il primo è localizzato nella parte alta dell'area indagata ed è caratterizzata da un minimo di circa -200 nT associato ad un massimo di +185 nT con un orientamento E-W; il secondo, orientato in direzione SE-NW, si trova nella parte orientale della zona d'interesse e presenta valori di magnetizzazione dello stesso ordine di grandezza dei precedenti.

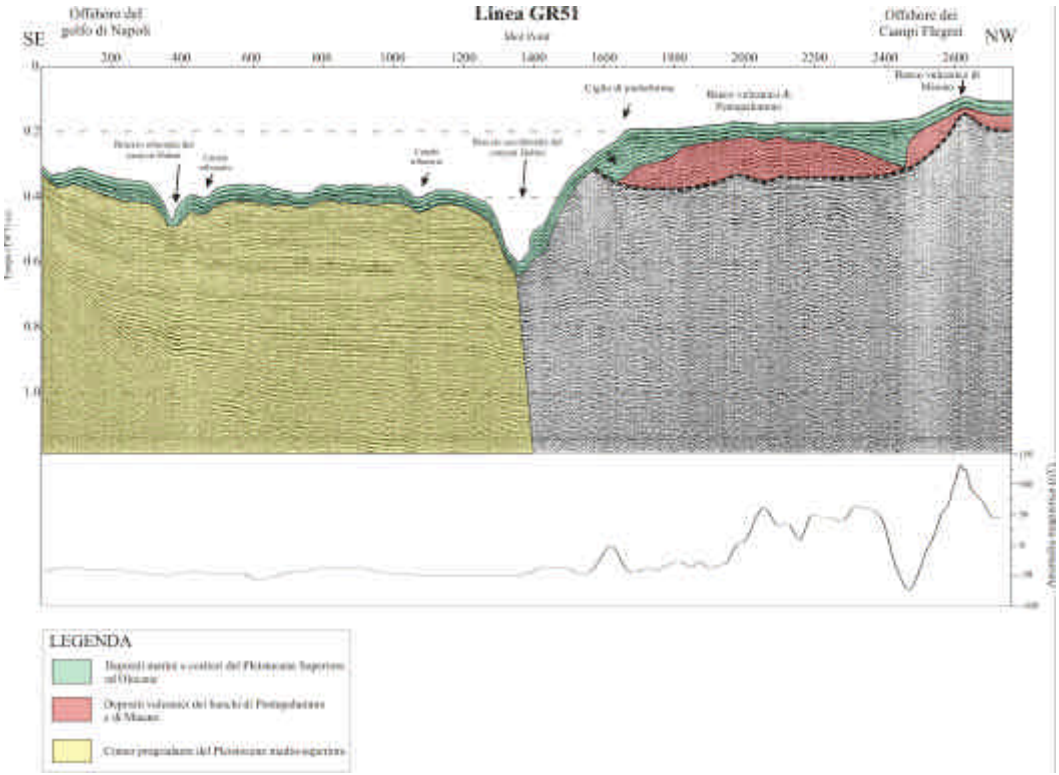

Figura 5.10 : Confronto tra profilo sismico e magnetico sulla linea di navigazione GR51.

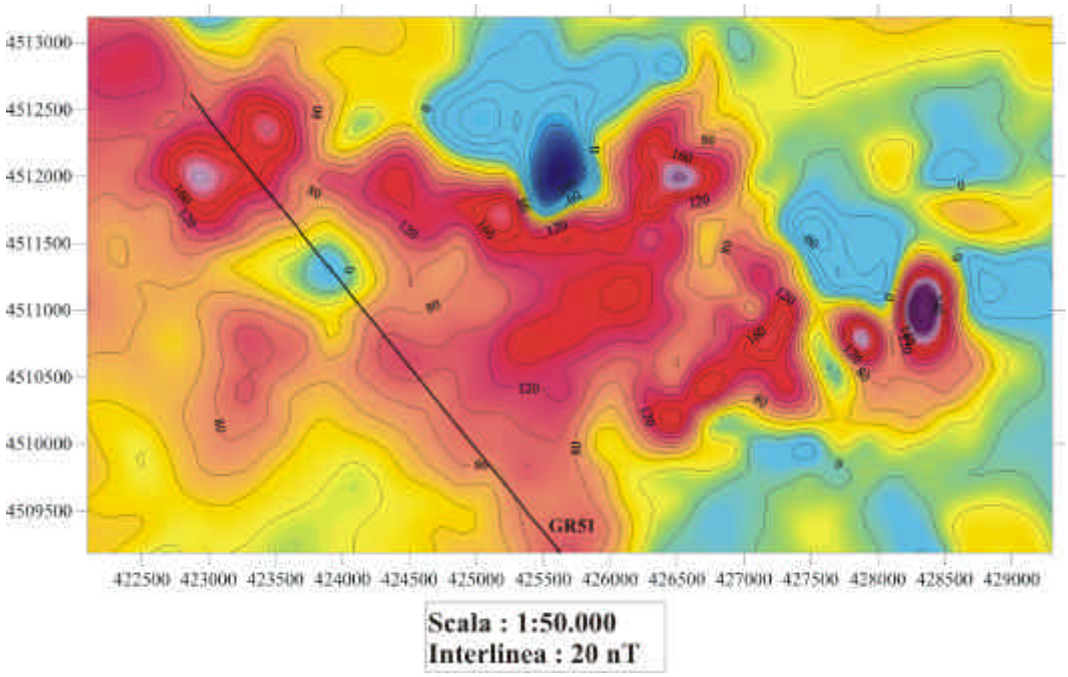

Figura 5.11 : Campo di anomalie numero 3 (Offshore dei Campi Flegrei) con l'ubicazione della linea GR51.

5.1.4 IL BANCO VULCANICO GAIA SULLA SCARPATA CONTINENTALE

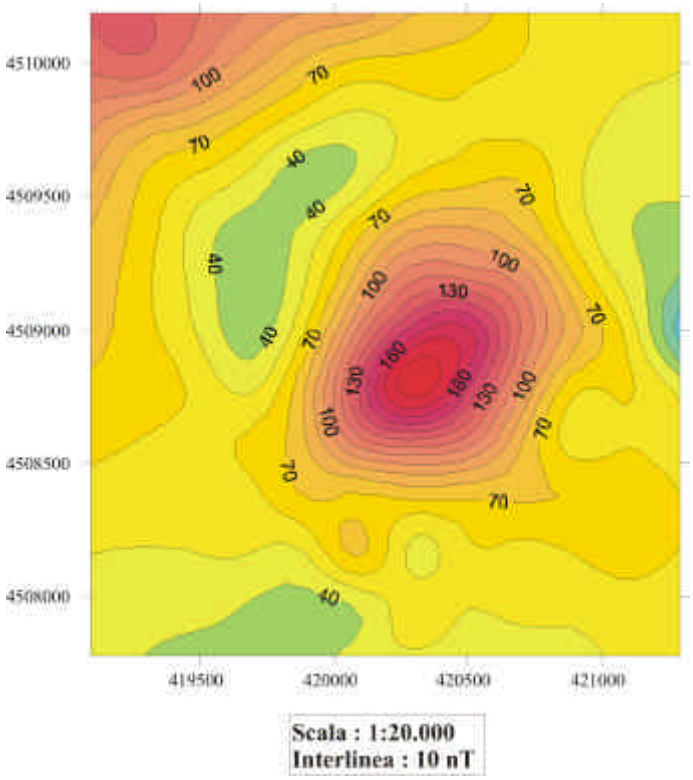

Figura 5.12: Campo di anomalia numero 5 (Banco Gaia).

Il campo anomalo contrassegnato con il numero 5 (figura 5.12) viene messo in relazione con il vulcano sottomarino Gaia, localizzato vicino al ciglio della piattaforma in prossimità dell'isobata dei – 140 m; esso presenta un massimo di circa +170 nT che mette in evidenza un'alta suscettibilità magnetica della struttura. C'è una discreta correlazione, inoltre, tra la forma dell'anomalia e la morfologia del fondo mare.

5.1.5 LA SCARPATA CONTINENTALE DEL CANYON MAGNAGHI ED IL CAMPO DI ANOMALIA SUL BRACCIO OCCIDENTALE

In corrispondenza della testa del canyon Magnaghi, segnata con il numero 6 in figura 5.1, abbiamo un'anomalia, che mostra solo un massimo di circa +170 nT (figura 5.13), la quale erode in maniera significativa i depositi vulcanici della scarpata di Procida. Questo conferma che il canyon Magnaghi è interamente inciso all'interno di depositi vulcanici, come evidenziato dalla presenza di anomalie sia alla testa che lungo l'asse del canyon stesso. Al contrario il canyon Dohrn,

caratterizzato da due bracci che confluiscono in un asse che arriva fino a 1000 metri di profondità, non presenta anomalie magnetiche, confermando che esso erode unità sedimentarie fornite dalla foce del paleo-fiume Sarno.

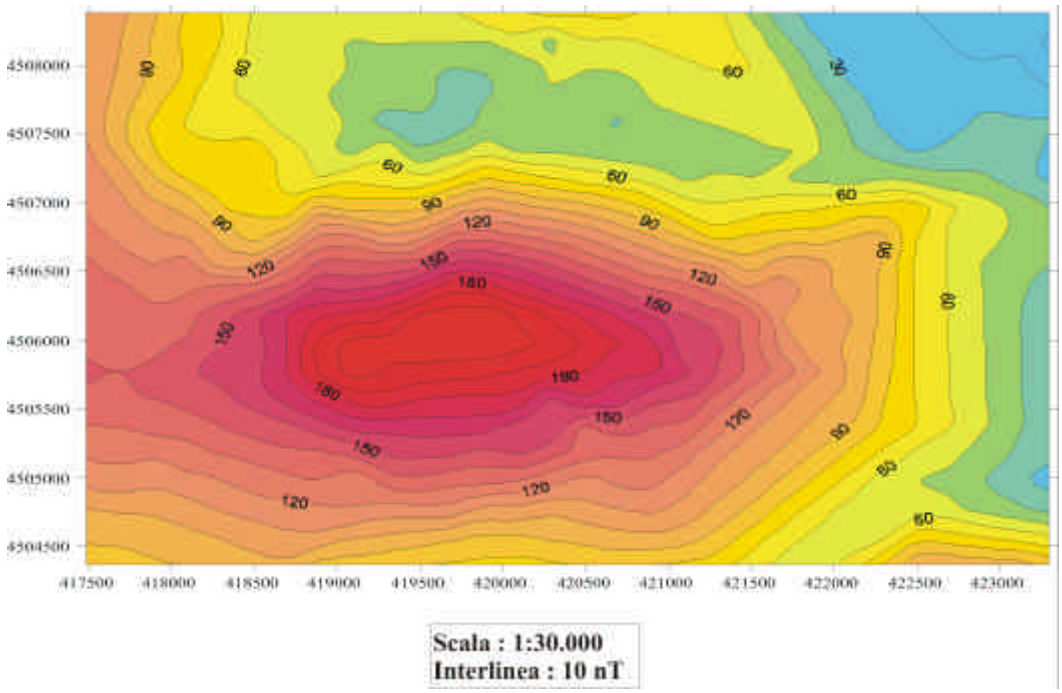

Figura 5.13: Campo di anomalia numero 6 (Alla testata del canyon Magnaghi).

5.1.6 LA SCARPATA CONTINENTALE DEL CANYON DOHRN ED IL CAMPO DI ANOMALIA ALLA TESTATA

Un'altra importante anomalia di forma circolare è stata identificata sulla scarpata continentale del golfo (figura 5.14), nel settore tra i due canyon; essa si presenta con un massimo intorno ai +145 nT (anomalia numero 7 in figura 5.1).Questo potrebbe suggerire la presenza di un edificio vulcanico precedentemente non noto sul fianco del canyon Dohrn.

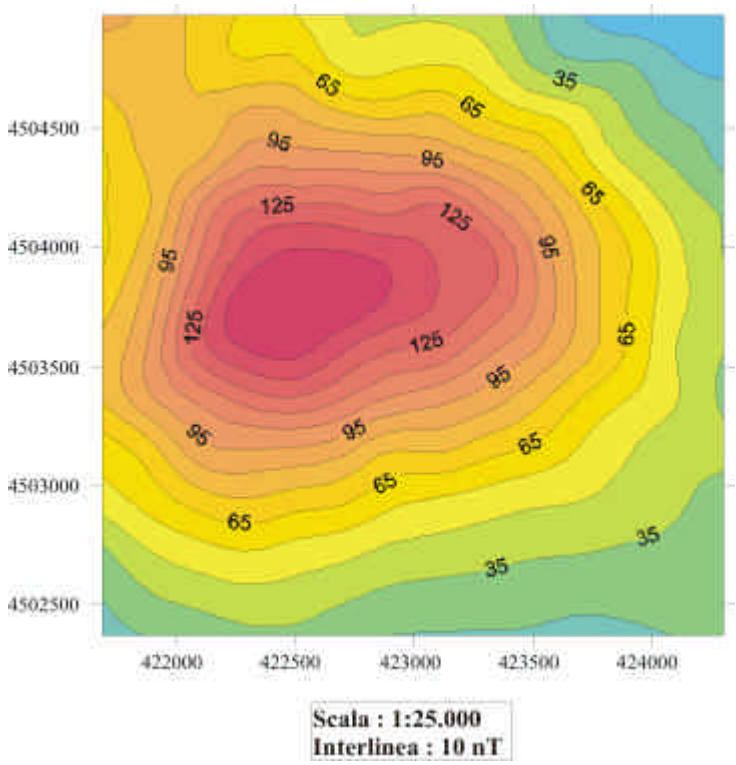

Figura 5.14: Campo di anomalia numero 7 (sul fianco del canyon Dohrn).

5.1.7 IL BANCO DI FUORI E L'ANOMALIA MAGNETICA ALL'INTERNO DELL'ASSE DEL CANYON MAGNAGHI

La linea GR85 si estende dalla piana batiale dell'offshore dell'isola di Capri fino alla scarpata continentale dell'isola di Ischia, con un andamento SE-NW. Un alto morfostrutturale principale viene attraversato dal profilo ed esso è il banco di Fuori (o di Bocca Grande) che separa il canyon Dohrn dal Magnaghi ed è presumibilmente costituito da blocchi di carbonati mesozoici risultanti dal sollevamento e dall'inclinazione regionale del basamento acustico carbonatico; ad appoggiare questa tesi è la totale mancanza di anomalie magnetiche sul profilo di figura 5.15. Il banco è ricoperto da sedimenti del Pleistocene-Olocene ed il suo fianco meridionale è più ripido rispetto a quello settentrionale, suggerendo la presenza di una faglia normale. Il profilo passa perpendicolarmente all'asse del canyon Magnaghi laddove, dalla mappa magnetica, viene evidenziata la presenza di un campo di anomalia, contrassegnato con il numero 10 in figura 5.1. L'anomalia si presenta in forma dipolare con valore massimo intorrno ai +110 nT associato ad un minimo di –50 nT, con un orientamento dell'asse massimo-minimo cha va da SSW a NNE (figura 5.16).

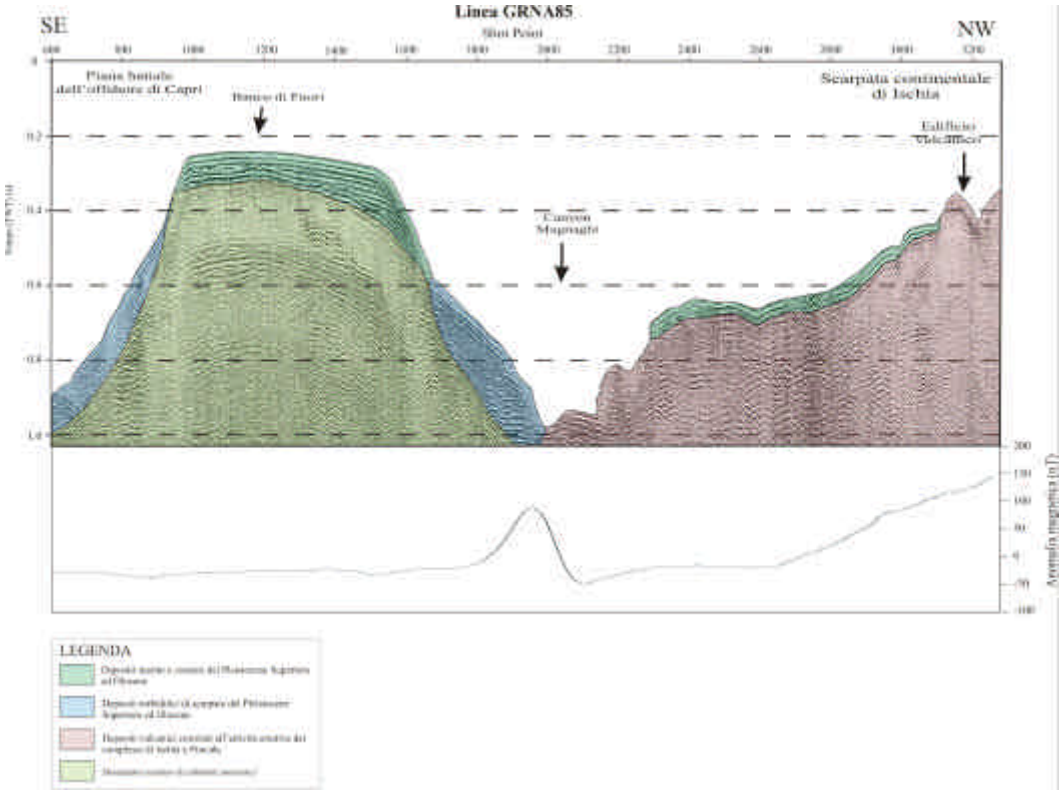

Figura 5.15 : Confronto tra profilo sismico e magnetico sulla linea di navigazione GR85.

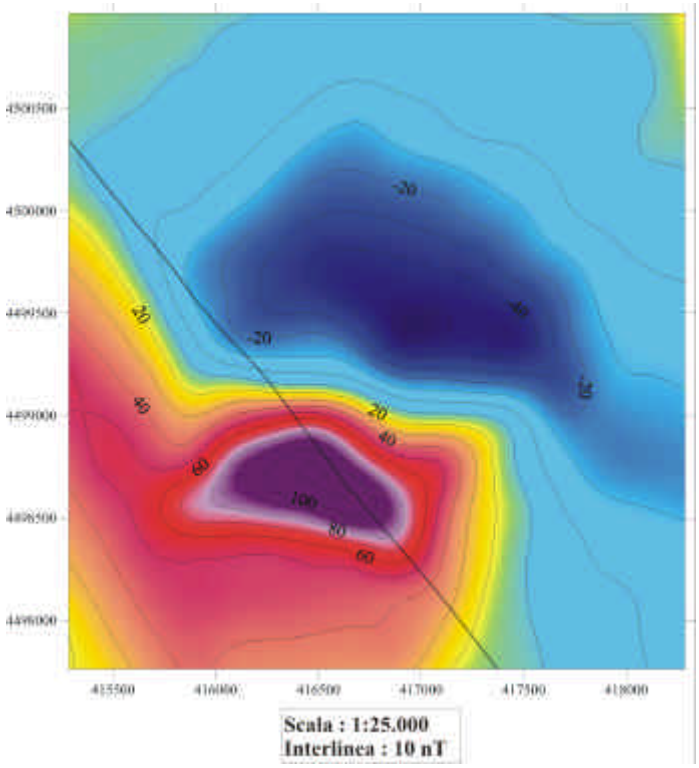

Figura 5.16 : Campo di anomalie numero 10 (Nell'asse del canyon Magnaghi) con l'ubicazione della linea GR85.

6 DA GAETA AD ISCHIA : INQUADRAMENTO GEOLOGICO

6.1 IL MARGINE TIRRENICO CAMPANO-LAZIALE

Il margine tirrenico campano-laziale comprende l'insieme dei domini tettonici riconoscibili nel Tirreno centro-meridionale tra Torvaianica-Anzio ed il Golfo di Policastro. Il settore marino sul quale è concentrato il nostro studio é caratterizzato dalla presenza di aree marine fortemente subsidenti durante il Plio-Quaternario, sede di forti accumuli sedimentari ("bacini peritirrenici"), come ad esempio i Bacini di Terracina e di Gaeta, il Bacino di Capri, il Golfo di Napoli.

Al di sotto della copertura sedimentaria plio-quaternaria l'intero margine campano-laziale é caratterizzato dalla presenza delle unità tettoniche interne della catena appenninica, risultanti dal prolungamento in mare delle corrispondenti unità affioranti nei settori costieri dell'Appennino centro-meridionale (D'Argenio et al., 1973).

Bartole (1984) ha formulato una sintesi regionale sull'assetto tettonico del margine campano-laziale in base ai dati sismici e di pozzo, nel quale ha riconosciuto quattro principali unità sismostratigrafiche:

1: Sequenza post-orogenica superiore ("Neoautoctono") composta da sedimenti del Pliocene inferiore-medio poggianti su una discordanza regionale;

2: Sequenza post-orogenica inferiore del Miocene superiore-Pliocene inferiore;

3: Sequenza caotica, formata da sedimenti cenozoici fortemente deformati e dai flysch a questi associati ("Unità Sicilidi", "Unità Liguridi", "Flysch di Frosinone", "Flysch del Cilento" Auct.);

4: Sequenza carbonatica profonda, che forma il basamento acustico locale, costituita dalle un ità di piattaforma carbonatica mesozoica, estesamente affioranti a terra nei settori costieri dell'Appennino centro-meridionale.

Secondo l'interpretazione di Bartole (1984) e di Bartole et al. (1984) nel margine tirrenico campano-laziale vengono distinte strutture sia direttamente collegate alle fasi tettoniche di trasporto orogenico nella catena appenninica (Aquitaniano-Langhiano, Tortoniano, Messiniano e Pliocene inferiore; D'Argenio et

al., 1973; Ortolani e Torre, 1981), che strutture post-orogeniche prodotte dalla neotettonica distensiva del Plio-Pleistocene. Le principali strutture orogeniche riconosciute da tali autori nell'offshore tra Gaeta e la Piana Campana sono il "Palmarola-Terracina *overthrust* ", che é una fascia deformativa di età messiniana ad andamento NE, associata con trascorrenza destra nel Pliocene inferiore ed il "Zannone-Volturno *overthrust* ", cioé un *thrust* nord-vergente del Miocene medio con andamento E-W. I due trend compressivi descritti sembrano provare un trasporto tettonico verso N-NE di unità tettoniche riferibili alle "Sicilidi" Auct.

I movimenti neotettonici responsabili del sollevamento dell'Appennino meridionale iniziano a partire dal Pliocene inferiore e si esplicano attraverso alcune fasi tettoniche estensionali fino al Pleistocene medio-superiore. La neotettonica quaternaria ha giocato un ruolo fondamentale nel costruire la morfologia attuale del margine tirrenico campano-laziale. Ciò é dimostrato, ad esempio, dalla sedimentazione quaternaria marina e continentale delle piane costiere campane, che raggiunge i 3000 m di spessore nella Piana del Volturno (Ortolani e Torre, 1981).

In accordo con Bartole et al. (1984) i principali trends di strutture post-orogeniche riconosciute nel margine tirrenico campano-laziale mostrano 1) andamento appenninico NW-SE; 2) andamento anti-appenninico NE-SW; 3) andamento est.

Le strutture ad andamento appenninico caratterizzano le aree di scarpata continentale che si estendono dalle Isole Pontine (es. scarpata di Ventotene) fino alle coste del Cilento. Nell'offshore campano-laziale vanno menzionate tra le principali zone di accumulo di sedimenti plio-quaternari un'ampia depressione costituita dal "paleobacino di Terracina" (Zitellini et al., 1984) e le aree depocentrali del Golfo di Gaeta e del Golfo di Salerno, che rappresentano il prolungamento in mare dei graben costieri della Piana Pontina e della Piana del Volturno (fig. 6.1). La depressione ad andamento est localizzata fuori il Golfo di Gaeta presenta uno spessore di sedimenti plio-quaternari che arriva fino a 1200 m, mentre gli spessori della depressione tettonica del Golfo di Salerno superano i 2400 m (Bartole et al., 1984). Altri depocentri ristretti e localizzati sono posti fuori i Campi Flegrei (fig. 6.1).

La Piana Campana si impianta su una depressione tettonica del basamento carbonatico meso-cenozoico ed é delimitata da M.te Massico a NW, dall'allineamento M.te Maggiore-M.ti di Caserta-Mti di Sarno a NE e dai M.ti Lattari a SE. Questi rilievi sono costituiti prevalentemente da carbonati di mare basso di età giurassico-cretacica, passanti verso l'alto a depositi silicoclastici di età miocenica. La stratigrafia del sottosuolo della Piana del Volturno é in parte nota, in quanto la zona é stata oggetto negli anni passati di esplorazione mineraria e geotermica da parte dell'AGIP e dell'ENEL. I dati di pozzo esistenti nell'area evidenziano la presenza di una successione sedimentaria plio-quaternaria costituita da depositi alluvionali (sabbie e conglomerati) e da sedimenti marini e di transizione, con intercalazioni di lave e di depositi piroclastici (Ortolani e Aprile, 1978; Mariani e Prato, 1988; Brancaccio et al., 1991).

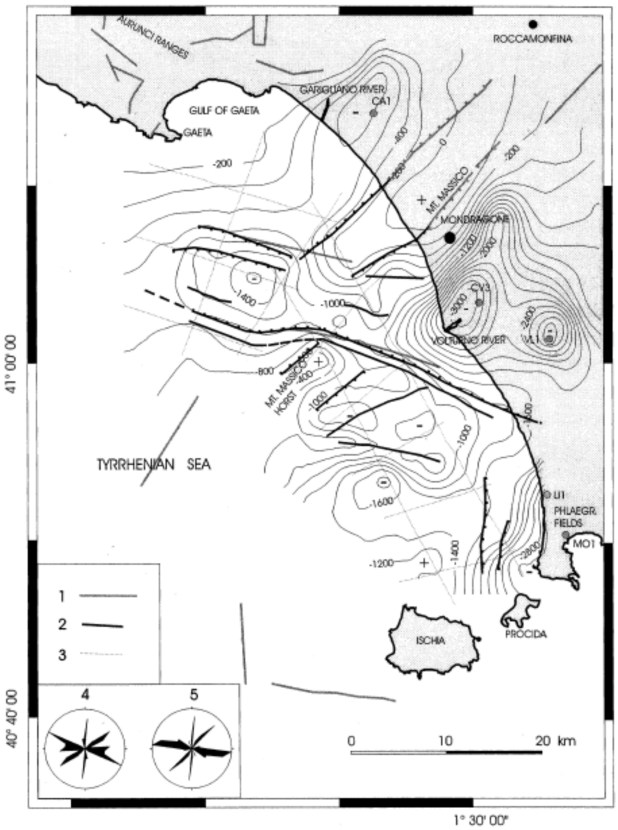

Figura 6.1: Mappa a linee di livello delle profondità relative alla discordanza del Pliocene Superiore. Simboli: 1. localizzazione delle faglie basata sulla bibliografia;2. localizzazione delle faglie, dedotta dai dati sismici; 3. localizzazione delle linee sismiche. 4 e 5 sono due diagrammi che mostrano la frequenza delle direzioni delle faglie rispettivamente da dati bibliografici (Bigi et al., 1983, Billi et al., 1997) e dai dati sismici (da Bruno et al., 2000 modificata da Stefano Ruggieri).

Il depocentro della successione neogenico-quaternaria si osserva in corrispondenza della foce del Volturno, dove si raggiungono spessori sedimentari superiori a 2500 msec circa (corrispondenti a 3500 - 4000 m) e dove il basamento carbonatico mesozoico appare ribassato da faglie listriche sinsedimentarie, che hanno dato sviluppo a geometrie di crescita nel Pleistocene (Mariani e Prato, 1988).

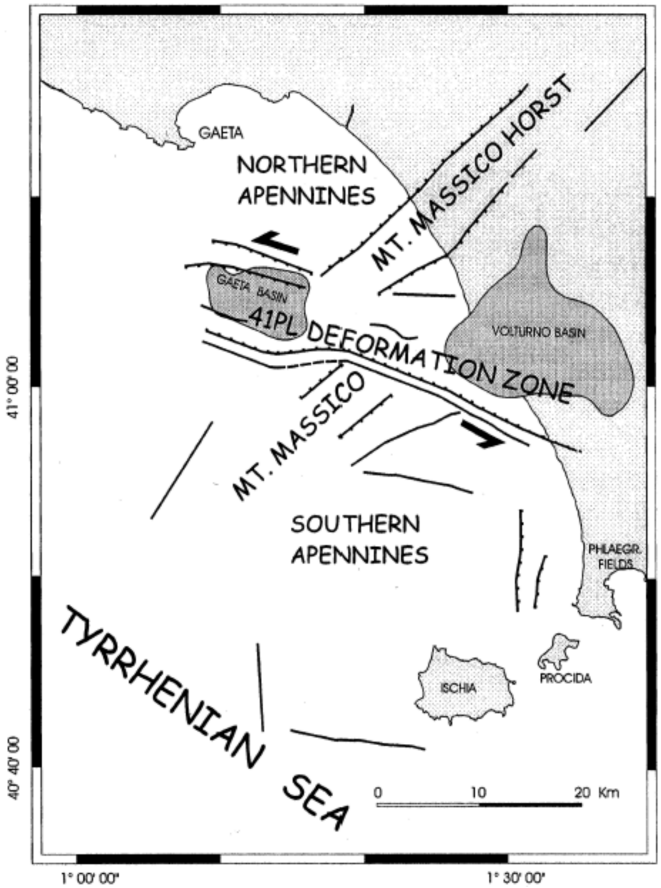

Figura 6.2: Mappa schematica dell'area di studio che mostra la complessa interazione tra i lineamenti morfotettonici dell'ORL e del 41° parallelo. Le due strutture collidono pochi chilometri al largo della foce del fiume Volturno. (da Bruno et al., 2000 modificata da Stefano Ruggieri).

L'area di studio è dunque caratterizzata da una serie di faglie conformi con un orientamento da ESE-WNW a E-W e con orientamento NE-SW (vedi figura 6.1). L'attività di queste faglie si sviluppò durante il Pliocene-Pleistocene Inferiore. Le faglie orientate da ESE-WNW a E-W mostrano strutture in accordo con movimenti tettonici trascorrenti; esse, localizzate sul gradiente massimo dell'allineamento magnetico allungato in direzione E-W del 41° parallelo, sono responsabili della

traslazione verso SSE del settore al largo dell'horst del Monte Massico (Bruno et al., 2000). La dislocazione orizzontale del Monte Massico suggerisce movimenti laterali verso sinistra per le faglie che vanno da ESE-WNW a E-W. Le faglie orientate NE-SW, che influenzano l'horst del Monte Massico, rappresentano la parte meridionale della linea Ortona-Roccamonfina (ORL) e mostrano delle caratteristiche sismiche in accordo con movimenti normali come rivelato dai dati a terra. Dal momento che nell'area è assente una sismicità di fondo e che i riflettori più superficiali non sembrano influenzati da faglie, è molto probabile che la zona sia ora inattiva. Il movimento tettonico trascorrente lungo le faglie del 41° parallelo e i movimenti normali lungo le faglie della linea Ortona-Roccamonfina (vedi figura 6.2) sono coerenti con un'estensione NE-SW, la quale è responsabile dell'estensione longitudinale nella regione dell'Appennino Centrale.

6.2 GEOMORFOLOGIA DELLA PIATTAFORMA E DELLA SCARPATA CONTINENTALE

La piattaforma continentale dell'offshore campano-laziale tra Gaeta e l'Isola d'Ischia costituisce la prosecuzione verso mare delle piane alluvionali dei fiumi Garigliano e Volturno. L'estensione della piattaforma continentale, riferita all'isobata dei 200 m di profondità, tende a decrescere da NW verso SE, passando da circa 20 km in corrispondenza della foce del Garigliano a meno di 10 km a sud della foce del Volturno, dove si osserva il raccordo con il bacino di Ventotene a SW (Zitellini et al., 1984) (Figura 6.3). Numerosi autori sono concordi nel ritenere che questo settore dell'offshore campano-laziale sia stato interessato da processi di subsidenza ad una scala regionale, che hanno caratterizzato il margine orientale del Tirreno centro-meridionale durante il Plio-Quaternario (Ippolito et al., 1973; Scandone, 1979).

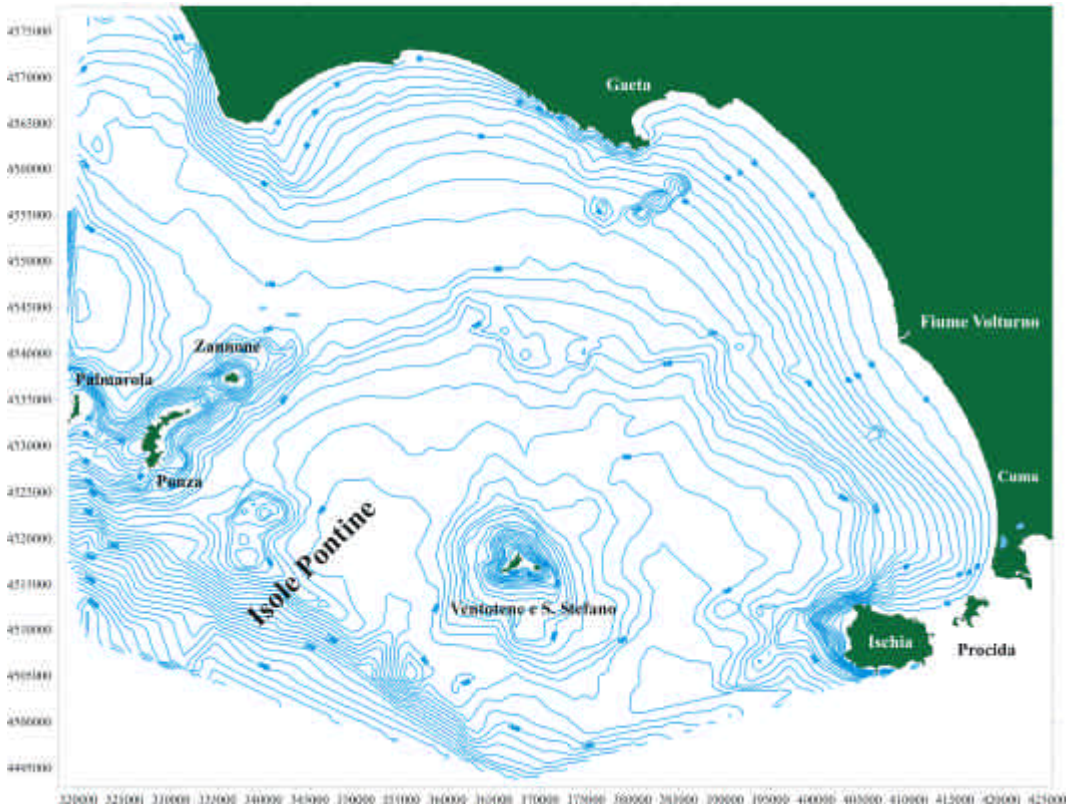

Figura 6.3 : Mappa a linee di livello della batimetria tra l'Isola di Ischia e Gaeta

6.3 STRATIGRAFIA SISMICA DELLE UNITÀ VULCANICHE E SEDIMENTARIE NELL'OFFSHORE TRA L'ISOLA D'ISCHIA E GAETA

E' possibile delineare un quadro geologico preliminare dell'area in esame che può essere suddivisa in due settori con diverse caratteristiche geologiche e geofisiche rispettivamente a nord e a sud del parallelo 41°N ed in corrispondenza della foce del Volturno. Le differenze riguardano soprattutto la stratigrafia sismica delle unità sedimentarie e la presenza, a sud di tale limite, di un campo di anomalie magnetiche molto sviluppate e dall'andamento complesso (Fedi e Rapolla, 1987).

Il basamento pre-miocenico coincide con il basamento acustico osservabile sulla sismica. Tale basamento acustico é frequentemente costituito da carbonati mesozoici correlabili con le unità della "Piattaforma Laziale-Abruzzese" Auct., estesamente affioranti ai M.ti Aurunci ed al M.te Massico. In altri settori il basamento acustico coincide invece con il top di apparati vulcanici sepolti, com'é stato osservato sia a terra che a mare (Zitellini et al., 1984; Mariani e Prato, 1988).

Nella zona a nord, in corrispondenza della foce del Garigliano sono state riconosciute unità sismostratigrafiche del Miocene superiore, con spessori dell'ordine di 0.5-0.7 msec, che occupavano l'area depressa del "paleobacino di Terracina).

Il pozzo esplorativo Mara 1 (AGIP, 1984), ubicato in mare nel Golfo di Gaeta ha confermato tale assetto stratigrafico, in quanto ha rinvenuto tra 1200 m e 1500 m di profondità una serie marina argillosa, di età probabilmente miocenica, posta al di sotto di una sequenza di circa 1000 m di conglomerati di origine continentale (di presunta età pliocenica), estesamente affioranti a terra nel settore di Formia e di circa 300 m di depositi marini del Pleistocene.

Nella zona a sud della foce del Volturno la mancanza di pozzi di riferimento non consente una sicura attribuzione stratigrafica delle sequenze sismiche. In analogia con il corrispondente settore costiero (Piana del Volturno) è comunque ipotizzabile che lo spessore delle sequenze terziarie sia inferiore rispetto a quello riscontrato nel settore nord dell'offshore.

L'attività vulcanica ha avuto un ruolo rilevante nella regione durante il Quaternario (Capaldi et al., 1985). Essa si é manifestata sia con la costruzione di edifici strato-vulcanici come il Roccamonfina ed il Vesuvio, che di complessi vulcanici come Ischia, Procida ed i Campi Flegrei (Rosi e Sbrana, 1987). Relativamente ai numerosi studi sui vulcani affioranti in superficie, ancora frammentarie sono le conoscenze sugli apparati vulcanici sepolti nel sottosuolo e quasi inesistenti quelle relative a vulcani presenti sotto il fondo marino. Mentre nell'area flegrea é stata riscontrata la presenza di un basamento termo-metamorfico a profondità di circa 1500 m (Rosi e Sbrana, 1987), nella Piana del Volturno i pozzi "Villa Literno 1" e "Parete 1" hanno rinvenuto notevoli spessori di lave basaltiche ed andesitiche, e, in misura minore, di piroclastiti (Ortolani e Aprile, 1978). Lo spessore delle vulcaniti riscontrate dai pozzi é tale da far ipotizzare la presenza di un apparato vulcanico, denominato in letteratura "Vulcano di Parete" (Ortolani e Aprile, 1978).

Successivi studi sulla piattaforma continentale del Golfo di Gaeta condotti in base all'acquisizione di dati sismici mono e multicanale (Zitellini et al., 1984; de Alteriis, pers. comm.) hanno evidenziato la presenza in mare di un apparato

vulcanico subaereo attualmente sepolto, che é presumibilmente indipendente dal Vulcano di Parete.

L'interpretazione di profili sismici a riflessione multicanale ("Zona E" della sismica ministeriale AGIP), riportata nel lavoro di Aiello et al. (2000), integrata con l'analisi dei dati litostratigrafici di pozzi profondi ubicati a terra ed a mare (Ippolito et al., 1973) ha consentito di distinguere nell'offshore tra Gaeta e l'isola d'Ischia le principali unità sismostratigrafiche delimitate da sistemi di faglie dirette ad andamento NW-SE, che delimitano settori subsidenti di età plio-quaternaria (Bacini del Volturno, di Gaeta e di Terracina) separati da alti strutturali del basamento acustico meso-cenozoico (Alti strutturali del Massico, di Terracina-Gaeta e del Circeo).

Alcuni di questi bacini ed i corrispondenti alti strutturali sono collegati con le morfostrutture affioranti nei settori emersi retrostanti tra il Promontorio del Circeo ed il M.te Massico (vedi figura 6.4) e sono state identificate in base alla stratigrafia sismica ed alla correlazione con la geologia delle aree emerse (Aiello et al., 2000). L'offshore campano-laziale è quindi caratterizzato dai seguenti elementi morfo-tettonici di estensione regionale (procedendo da NW verso SE):

- **Alto del Circeo:** rappresenta un alto morfostrutturale ad andamento NW-SE ubicato in mare come proseguimento del Promontorio del Circeo;
- **Bacino di Terracina:** rappresenta un bacino di tipo *half-graben*, ad andamento circa N-S, che si amplia procedendo da terra verso mare, fino a congiungersi lateralmente con il Bacino di Gaeta (vedi figura 6.6);
- **Alto di Terracina-Gaeta:** è rappresentato da una fascia di alti strutturali coalescenti tra loro e costituisce la separazione fisiografica tra i Bacini di Terracina e di Gaeta (vedi figura 6.5);
- **Bacino di Gaeta:** rappresenta un bacino di tipo estensionale delimitato da faglie normali listriche circa ad andamento E-W e che si restringe da terra verso mare e che si unisce lateralmente al Bacino di Terracina;
- **Alto del Massico:** si tratta di un alto strutturale ad andamento NW-SE e rappresenta il proseguimento verso mare dell'alto strutturale di Monte Massico;

- **Bacino del Volturno:** è un bacino sedimentario che raccoglie gli apporti drenati dal fiume Volturno e caratterizzato da alcuni depocentri separati da faglie dirette con piccolo rigetto verticale.

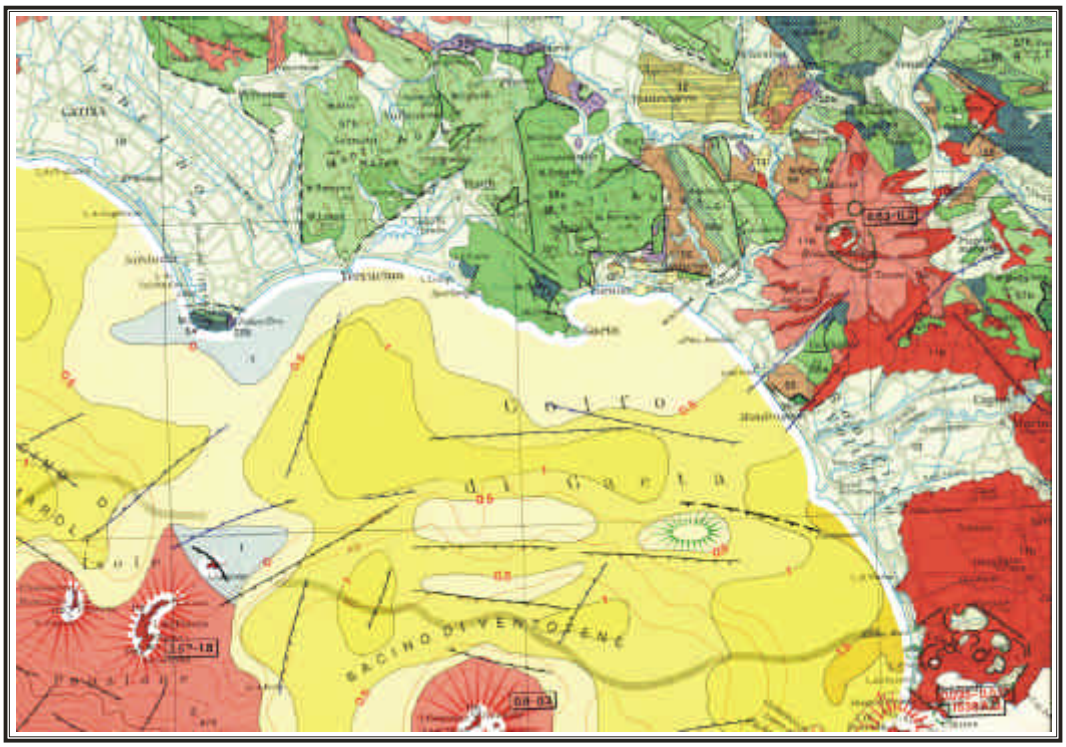

Figura 6.4: Carta geologica tra il Golfo di Gaeta e l'Isola d'Ischia (Dal Modello Strutturale d'Italia.

Come si evince dalla stratigrafia sismica dell'area in studio (Aiello et al., 2000), lo spessore del riempimento plio-quaternario risulta ridotto in modo significativo in corrispondenza degli alti strutturali, mentre supera i 2000 m all'interno dei bacini. Il riempimento dei bacini è caratterizzato da un gruppo di sequenze sismiche basali, probabilmente di età pliocenica, caratterizzato da riflettori paralleli che coprono lateralmente in onlap la discordanza posta al top del basamento acustico (vedi figura 6.6). L'organizzazione interna delle sequenze sismiche è caratterizzata da superfici di downlap ben sviluppate (limiti inferiori) e da troncature erosive (limiti superiori). Mentre nel Bacino di Terracina tali sequenze appaiono indeformate o scarsamente deformate da faglie dirette che coinvolgono soprattutto il basamento acustico, nel Bacino di Gaeta queste sono fortemente

interessate da processi di crescita, indicativi di una forte tettonica sinsedimentaria controllata sia da fasi tettoniche estensionali che da inversioni tettoniche.

Una discordanza principale di natura tettonica (riflettore D4), probabilmente del Pleistocene inferiore ricopre le sequenze precedentemente menzionate ed indica una variazione principale delle geometrie deposizionali; questa potrebbe corrispondere, ad una scala regionale, alla fine di uno stadio di apertura "syn-rift" del Bacino Tirrenico ed all'inizio di una fase di "post-rift" (progradazionale), come evidenziato per altre zone del margine tirrenico (Trincardi e Zitellini, 1987).

Le sovrastanti sequenze progradanti del Pleistocene medio – Olocene, alimentate dai fiumi Sisto (Bacino di Terracina) e Garigliano (Bacino di Gaeta) mostrano una organizzazione interna caratterizzata da superfici di downlap e troncature erosive, che separano diverse fasi di progradazione. Durante lo stesso intervallo temporale un sistema deltizio si è sviluppato sulla piattaforma continentale attuale, come evidenziato dalla presenza di strutture ascrivibili ad un delta.

I Bacini di Terracina e di Gaeta evidenziano un significativo controllo della tettonica estensionale plio-quaternaria sulla sedimentazione plio-quaternaria, che agisce lungo sistemi di faglie dirette listriche, che coinvolgono il basamento acustico. Il controllo strutturale appare evidente sia ai margini che all'interno dei bacini. La tettonica estensionale è mostrata da sistemi di faglie dirette ad andamento NE-SW e E-W, che controllano la formazione di sistemi di semi-graben con andamento circa N-S ribassate verso mare da faglie dirette, in particolare nel Bacino di Terracina. Il Bacino di Gaeta rappresenta invece un bacino estensionale, caratterizzato da due depocentri principali e delimitato a nord ed a sud da faglie listriche normali con andamento E-W.

Il riempimento plio-pleistocenico dei Bacini di Terracina e di Gaeta, come documentato dalla stratigrafia di pozzi profondi, è caratterizzato da depositi silicoclastici di ambiente marino, costiero e deltizio (conglomerati, sabbie ed argille), con frequenti intercalazioni di livelli vulcanoclastici.

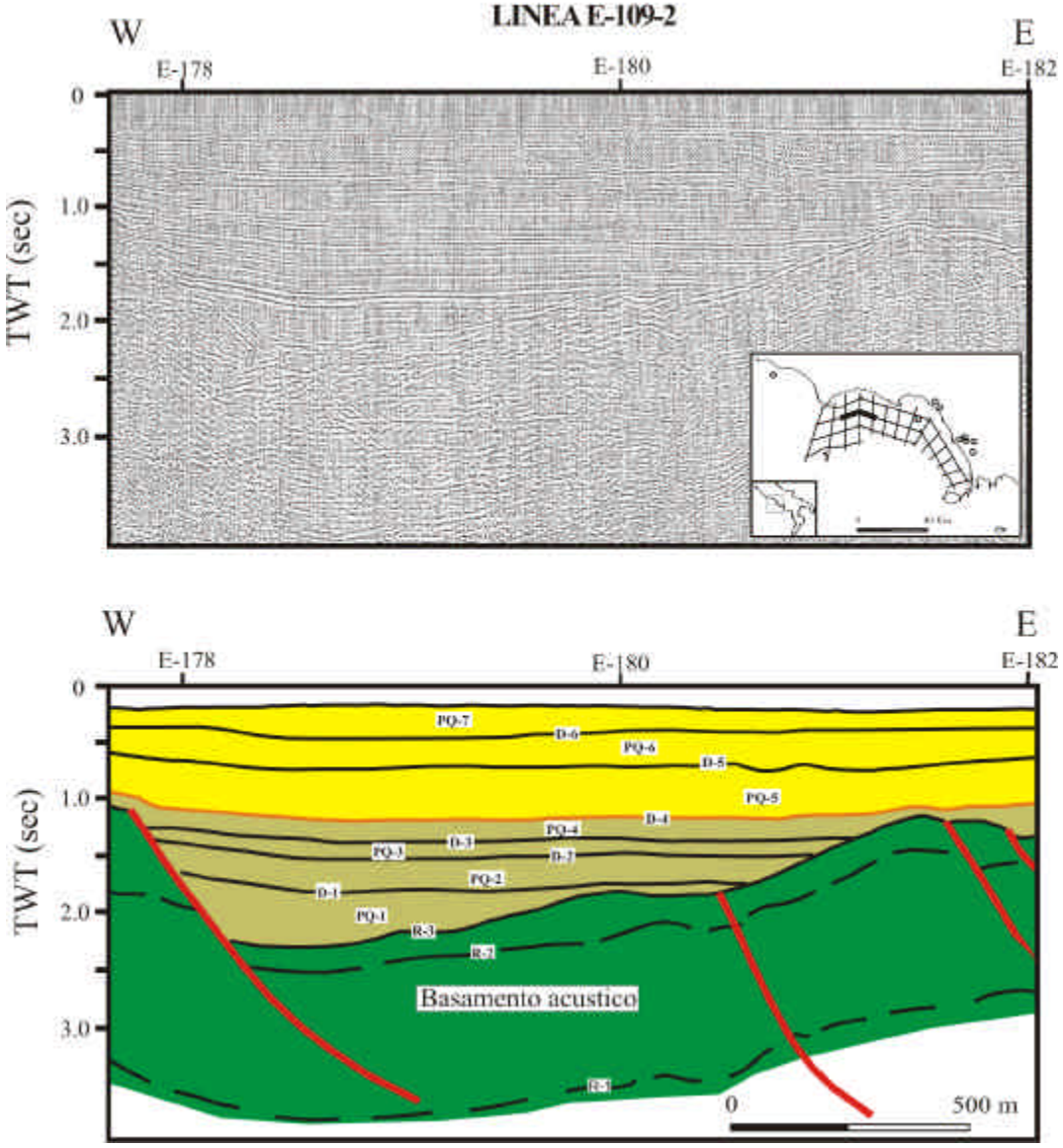

Figura 6.5: Profilo sismico E109: mostra l'andamento strutturale e stratigrafico della piattaforma continentale della regione del basso Lazio. Il basamento acustico Meso-Cenozoico, abbassatosi tramite un sistema di faglie normali, è ricoperto da diversi riflettori sismici (PQ1-PQ4), separati da una discordanza tettonica (riflettore D4). Sequenze progradanti indeformate (PQ5-PQ7) rappresentano stadi passati di riempimento del bacino.

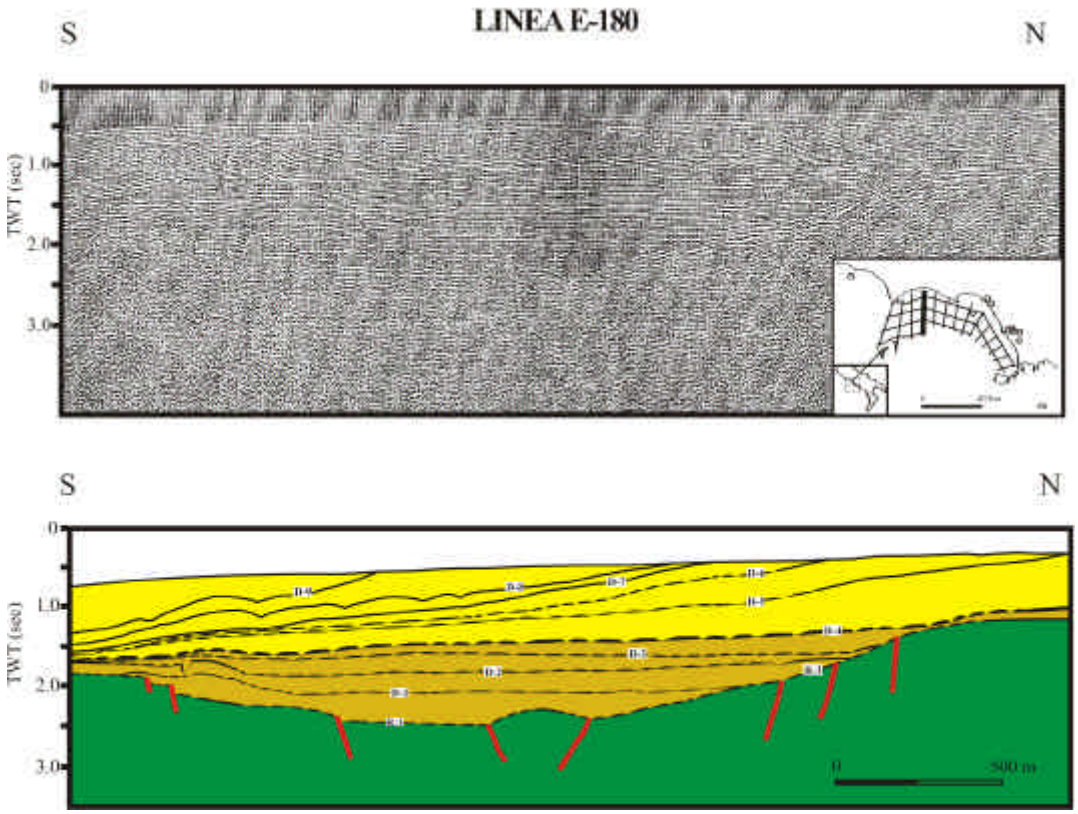

Figura 6.6 : Profilo sismico E180: mostra l'andamento strutturale e stratigrafico della piattaforma continentale della regione del basso Lazio. Il riempimento del bacino consiste di sequenze sismiche basali caratterizzate da riflettori paralleli che coprono la discordanza che si trova al top del basamento acustico.

Tali depositi ricoprono una spessa successione (circa 1000 m) di conglomerati alluvionali, perforati dal pozzo offshore "Mara 1" e da alcuni pozzi a terra. Tali conglomerati, di età pliocenica, corrispondono ad una facies sismica caratterizzata da clinoformi progradanti, superiormente delimitati da una troncatura erosiva e si correlano ad una successione simile, affiorante nell'adiacente avampaese tra Scauri e Minturno. Il riempimento del Bacino del Volturno è invece caratterizzato da una facies sismica caotica ed acusticamente trasparente, complessivamente indicativa della presenza di notevoli apporti vulcanoclastici. Tale riempimento poggia su un basamento acustico di probabile natura vulcanica e di afferenza flegrea.

Due principali direzioni di estensione sono state riconosciute da in questo settore del margine tirrenico orientale. La fase tettonica più antica (principalmente Pliocenica in età), che agisce attraverso sistemi di faglie dirette a basso angolo ad andamento NW-SE è responsabile degli allineamenti di alti strutturali e bacini sedimentari ad andamento NE-SW in corrispondenza della fascia costiera tirrenica.

Come verrà meglio evidenziato nei paragrafi che seguono, tali allineamenti strutturali trovano riscontro anche nella mappa magnetica dell'offshore tra Gaeta e l'isola d'Ischia, oggetto della presente tesi di dottorato. L'interpretazione geologica qualitativa della carta magnetica ha infatti evidenziato tre principali aree di anomalia magnetica ad andamento NE-SW. La fase tettonica più recente, di età pleistocenica, che ha agito attraverso sistemi di faglie ad alto angolo con andamento anti-appenninico è responsabile invece delle deformazioni più recenti e del generale ribassamento del margine appenninico occidentale verso il centro del Tirreno.

7 DA GAETA AD ISCHIA: CARTA MAGNETICA DI ALTA RISOLUZIONE E INTERPRETAZIONE DEI PRINCIPALI CAMPI DI ANOMALIA

In figura 7.1 viene presentata la carta magnetica ad alta risoluzione della zona tra Gaeta e l'isola di Ischia con la localizzazione dei principali campi di anomalia riscontrati: i due campi evidenziati con un cerchio, riconducibili a strutture sepolte, sono separati da un'area fortemente magnetizzata già visibile nella mappa delle anomalie aeromagnetiche presentata nel capitolo 4; essa può essere associata ad un'anomalia non visibile nella carta generata dai dati marini, poiché esterna alla zona investigata, ma presente in quella generata dai dati aerei. L'anomalia contrassegnata con il numero 2 è ben visibile nella carta del campo magnetico totale ridotto al Polo edita sui Quaderni della Ricerca Scientifica dedicato ai Campi Flegrei, mentre si può solo dedurre la presenza dell'anomalia 1 dalla curvatura delle isolinee di figura 3.1.

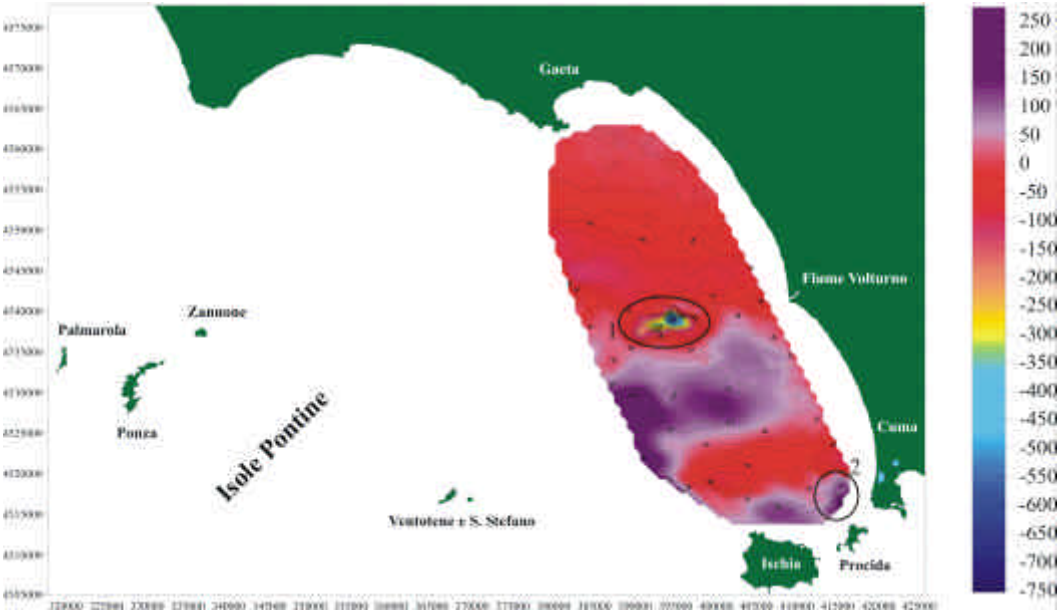

Figura 7.1 : Mappa delle anomalie magnetiche e localizzazione dei principali campi di anomalia.

7.1 DETTAGLI SELEZIONATI DELLE ANOMALIE MAGNETICHE SULLA PIATTAFORMA CONTINENTALE E LORO CORRELAZIONI CON I PROFILI SISMICI

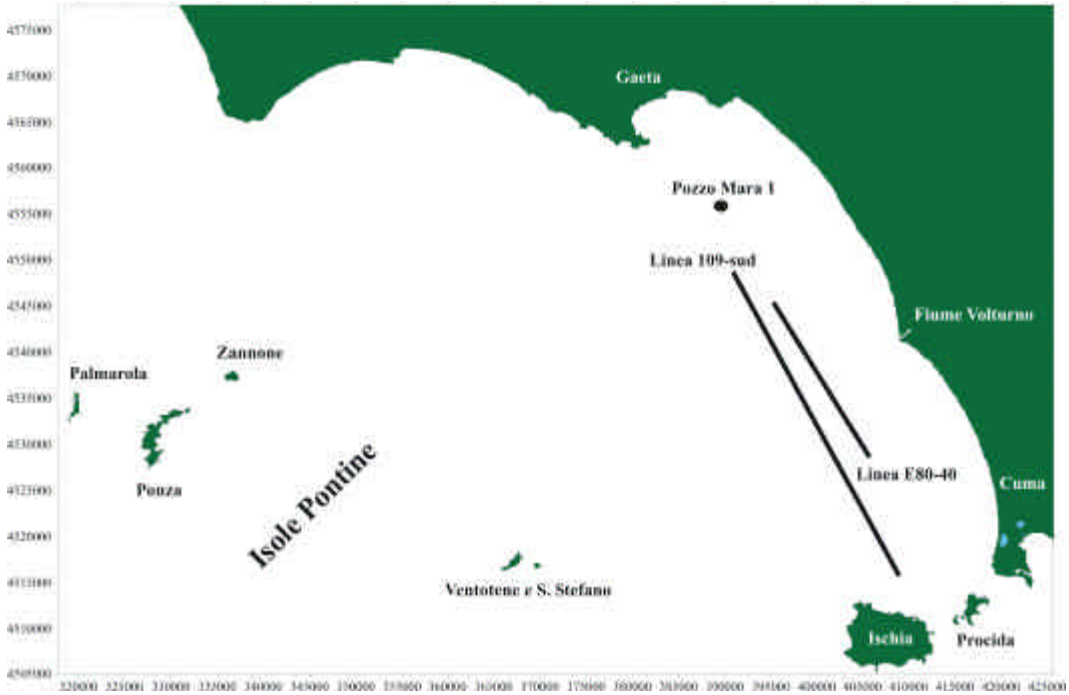

Figura 7.2 : Ubicazione delle linee sismiche E80-40 e 109-sud, le quali interessano l'anomalia numero 1.

7.1.1 LA PIATTAFORMA CONTINENTALE AL LARGO DEL FIUME VOLTURNO ED IL CAMPO DI ANOMALIA ASSOCIATO

Nell'offshore del fiume Volturno, contrassegnata con il numero 1 (figura 7.1), è visibile un'anomalia magnetica molto ben delineata, la quale è stata già oggetto di studio (de Alteriis et al., 2002 – in press) nel corso di lavori precedenti: in figura 7.3 essa viene mostrata in dettaglio e si presenta con una struttura complessa, allungata in direzione E-W, formata da tre minimi magnetici distinti non correlati ad altrettanti massimi magnetici dei quali quello più importante raggiunge valori oltre i -700 nT. L'anomalia presenta l'asse massimo-minimo invertito e questo fornisce alcune informazioni sull'età della messa in posto dei materiali relativi all'intrusione magnetica correlata al Pleistocene superiore.

In figura 7.2 possiamo vedere l'ubicazione di due linee sismiche utilizzate di seguito (Sismica multicanale AGIP "Zona E", disponibili presso il Ministero dell'Industria di Roma), elaborate presso l'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC) (de Alteriis et al., 2002 – in press), che si intersecano all'altezza dell'anomalia in questione. In tabella 7.1 viene riportata la legenda della stratigrafia della zona utilizzata come riferimento alle figure 7.4 e 7.5.

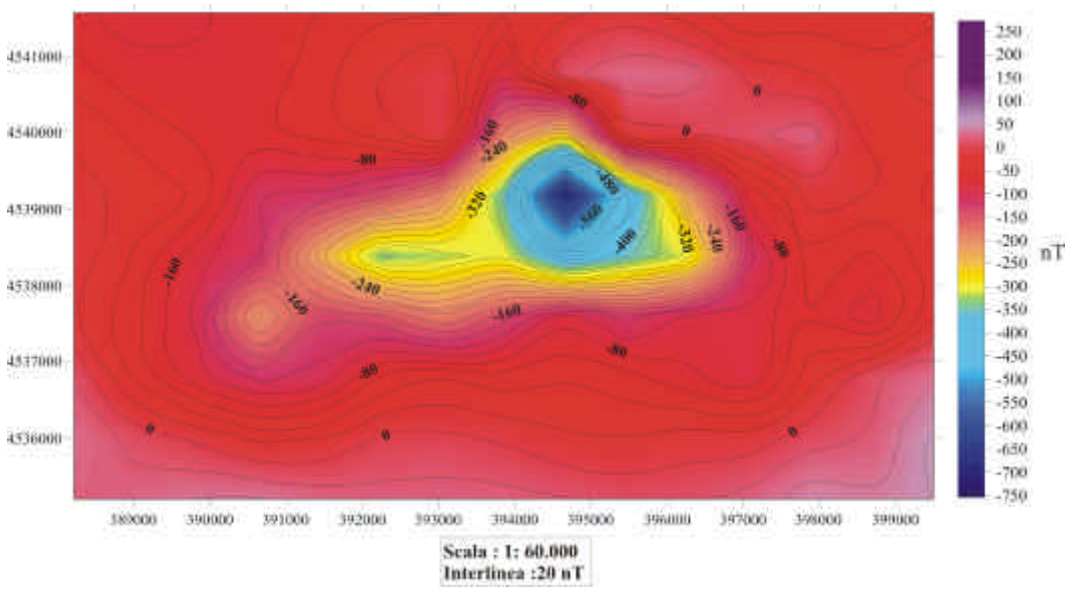

Figura 7.3 : Campo di anomalie numero 1 (Offshore del fiume Volturno). Si noti una struttura complessa, allungata in direzione E-W, formata da tre minimi magnetici distinti non correlati ad altrettanti massimi magnetici, dei quali, quello più importante, raggiunge valori oltre i -700 nT.

Simbolo	***Età supposta***	***Facies sismica***	***Geometria interna***	***Litologie, ambiente e formazioni geologiche correlabili a terra o esplorate da pozzi***
1	Mesozoico, Paleogene	Basso rapporto S/N	Indistinta	Calcari e dolomie di scogliera e di piattaforma
A	**Miocene Inf.**	**Discordanza**		
2	Neogene	Alternanza di riflessioni con forte continuità ed ampiezza, con zone relativamente trasparenti	Tipicamente caotica	Terreni flyschioidi (argille ed arenarie con intercalazioni di calcare) Flysch di Frosinone, unità Sicilidi, pozzo Mara 1
3	Pliocene s.1.	Riflessioni discontinue a forte ampiezza	Caotica o indistinta	Sabbie, arenarie, ciottoli e conglomerati di origine probabilmente fluviale, pozzo Mara 1
B	**Miocene Inf. e Medio**	**Discordanza**		
4	Pleistocene s.1.	A luoghi forti riflessioni e diffrazioni	Indistinta	Formazioni vulcaniche o subvulcaniche (Roccamonfina, Campi Flegrei, Isole Pontine)
5	Pleistocene s.1.	Riflessioni continue a forte ampiezza	Progradazionale con clinoformi oblique (5a) e sigmoidali (5b)	Depositi marini di ambiente deltizio (sabbie, argille, silts e ghiaie)
C	**Pleistocene Sup.**	**Discordanza**		
6	Pleistocene Sup., Olocene	Riflessioni continue a debole ampiezza	Piano-parallela	Depositi marini generalmente pelitici correlabili a sequenze trasgressive

Tabella 7.1 :Legenda della stratigrafia della zona utilizzata come riferimento alle figure 7.4 e 7.5.

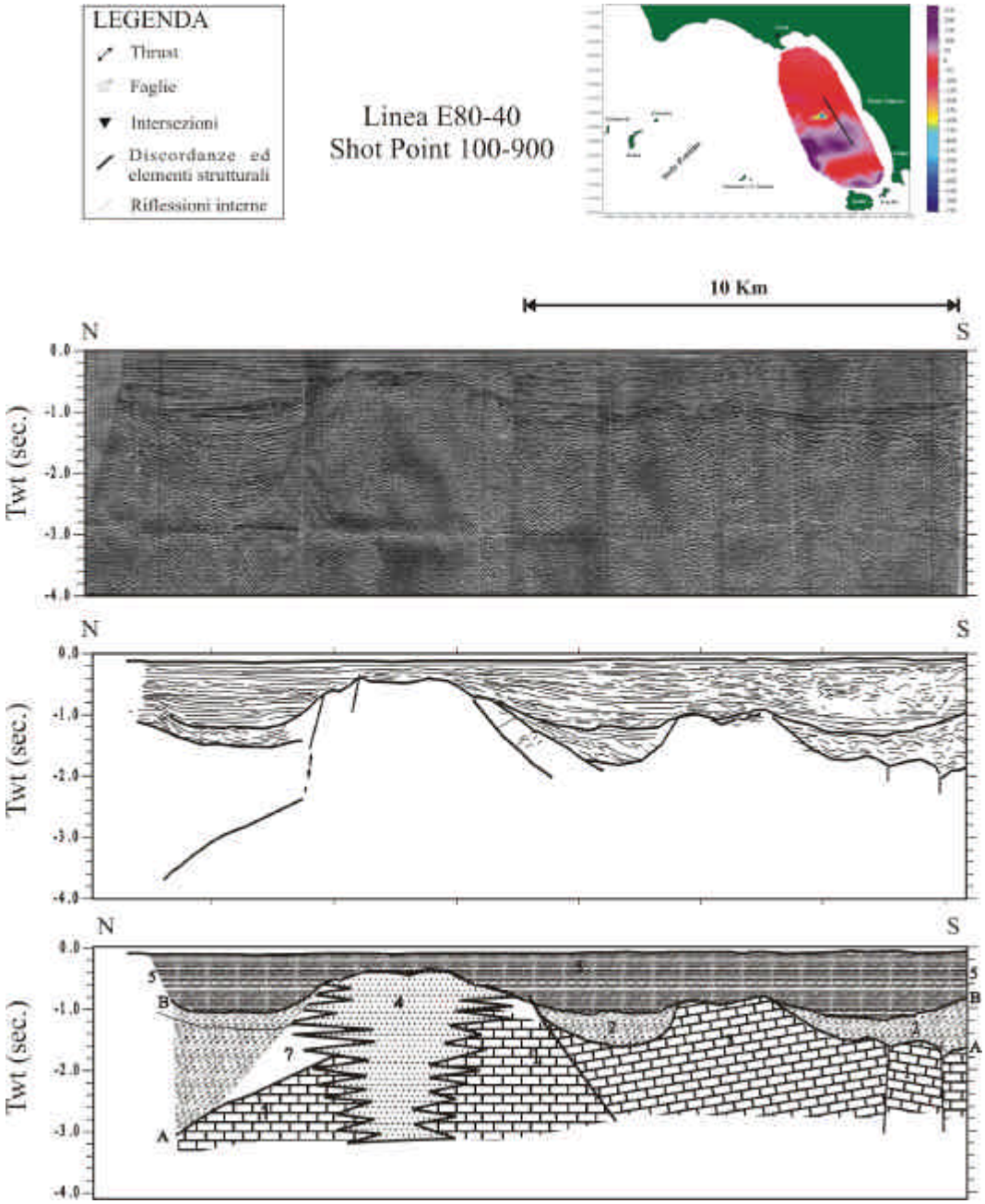

Figura 7.4 : Linea sismica E80-40 interpretata (Offshore fiume Volturno).

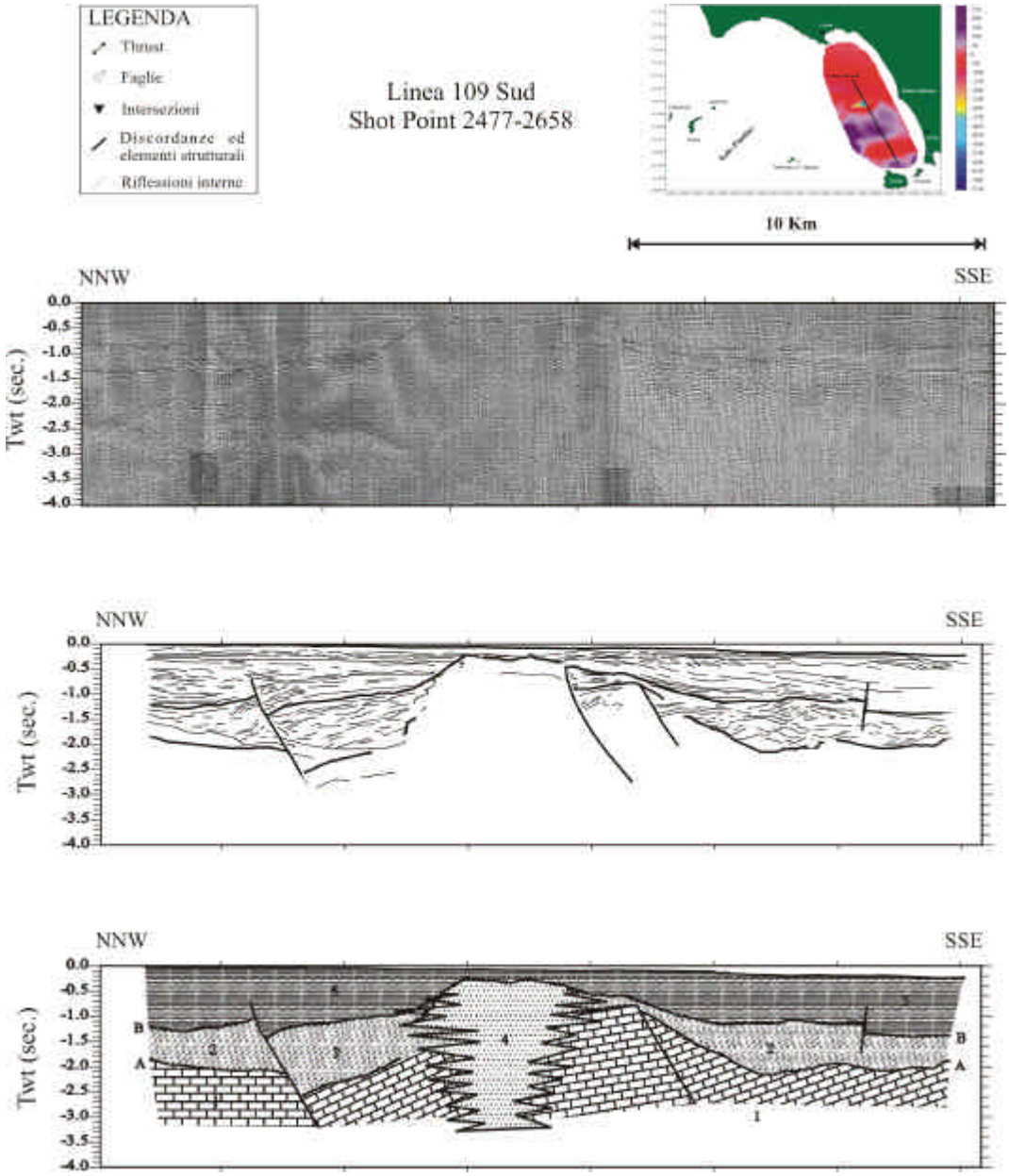

Figura 7.5 : Linea sismica E109 interpretata (Offshore fiume Volturno).

La correlazione tra la mappa magnetica e le linee sismiche conferma quindi la presenza di una struttura magnetizzata, probabilmente di natura ignea, con profondità rilevate che vanno dai 300 metri al tetto fino ai 1300 metri circa al fondo (figure 7.4 e 7.5); la struttura ha un'estensione sul piano orizzontale di circa 20X5 chilometri e presenta una forte coerenza con un alto strutturale del basamento acustico (de Alteriis et al., 2002; in press). L'interpretazione delle sezioni sismiche suggerisce che l'apparato vulcanico associato all'anomalia magnetica si trova al di

sotto dei terreni pleistocenici ascrivibili alla sedimentazione del Volturno (figure 7.4 e 7.5).

7.1.2 LA PIATTAFORMA CONTINENTALE AL LARGO DI CUMA ED IL CAMPO DI ANOMALIA SSOCIATO

L'anomalia contrassegnata con il numero 2 in figura 7.1 viene mostrata in dettaglio nella figura 7.6. Essa è collocata al bordo del grid magnetico a nostra disposizione, quindi per una corretta interpretazione bisognerebbe acquisire ulteriori dati nella zona; inoltre non abbiamo riscontri con linee sismiche. Per la sua ubicazione e dalla carta aeromagnetica riportata nel Capitolo 4 essa può essere messa in relazione con il complesso dei Campi Flegrei.

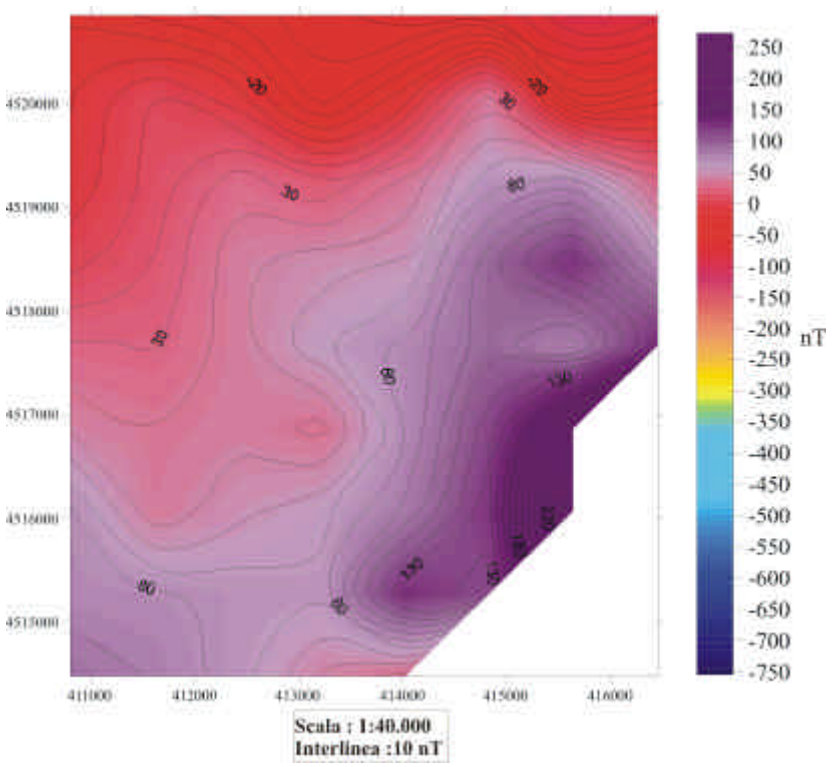

Figura 7.6 : Campo di anomalie numero 2 (Offshore di Cuma).

Due principali direzioni di estensione sono state riconosciute in questo settore del margine tirrenico orientale. La fase tettonica più antica (principalmente Pliocenica in età), che agisce attraverso sistemi di faglie dirette a basso angolo ad

andamento NW-SE è responsabile degli allineamenti di alti strutturali e bacini sedimentari ad andamento NE-SW in corrispondenza della fascia costiera tirrenica. Come verrà meglio evidenziato nei paragrafi che seguono, tali allineamenti strutturali trovano riscontro anche nella mappa magnetica dell'offshore tra Gaeta e l'isola d'Ischia, oggetto della presente tesi di dottorato. L'interpretazione geologica qualitativa della carta magnetica ha infatti evidenziato tre principali aree di anomalia magnetica ad andamento NE-SW. La fase tettonica più recente, di età pleistocenica, che ha agito attraverso sistemi di faglie ad alto angolo con andamento anti-appenninico è responsabile invece delle deformazioni più recenti e del generale ribassamento del margine appenninico occidentale verso il centro del Tirreno.

8 INDIVIDUAZIONE DEI CORPI SORGENTE (METODO DI EULERO) E CONFRONTI CON LA BATIMETRIA

8.1 TEORIA METODO DI EULERO

Per ricavare le profondità delle sorgenti magnetiche è stato fatto ricorso al metodo della deconvoluzione di Eulero utilizzando l'*equazione d'omogeneità di Eulero*. Il vantaggio di questa equazione deriva dal fatto che il metodo funziona indipendentemente dal modello geologico, a patto che venga scelto l'indice strutturale adatto e questo viene fatto per tentativi. Gli indici strutturali possono variare da 1 a 3 (vedi tabella 8.1) in relazione a come si presentano le anomalie nella mappa relativa.

Modello	***Indice strutturale***
Linea di poli	1.0
Polo singolo	2.0
Linea di dipoli	2.0
Dipolo singolo	3.0

Tabella 8.1: Indici strutturali di sorgenti magnetiche da Durrheim R.J. e Cooper G.R.J., 1998.

La scelta di un indice troppo basso può fornire profondità errate, in particolare troppo superficiali (shallow), al contrario, la scelta di un indice troppo alto può dare delle stime troppo profonde. E' comunque provato che il metodo fornisce delle stime più precise per indici strutturali più alti (Mushayandebvu M.F. et al., 2001). Cercheremo comunque di ovviare a questa ambiguità facendo varie prove per lo stesso profilo con diversi indici ed utilizzando altri dati, come quelli di batimetria, per ottenere un'interpretazione integrata.

Considerando una funzione nelle tre coordinate spaziali x, y, z, prendendo come piano d'osservazione il piano z=0, la funzione $f(x, y, z)$ viene detta omogenea di grado n se

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \qquad \text{(Eq. 8.1)}$$

Ancora, se viene dimostrata l'omogeneità, possiamo dire che

$$x\frac{\partial f}{\partial x}+y\frac{\partial f}{\partial y}+z\frac{\partial f}{\partial z}=nf \qquad \text{(Eq. 8.2)}$$

è soddisfatta. Questa equazione differenziale alle derivate parziali è nota come Equazione d'omogeneità di Eulero o più semplicemente *Equazione di Eulero*.

L'intensità dell'anomalia magnetica di una distribuzione di poli e dipoli ha un decadimento con la distanza, quindi una distribuzione di poli magnetici può essere scritta come

$$f(x,y,z)=M/r^N \qquad \text{(Eq. 8.3)}$$

(Durrheim R.J. and Cooper G.R.J., 1998), dove r è la distanza sorgente-ricevitore pari a $\sqrt{x^2+y^2+z^2}$, M è proporzionale alla magnetizzazione e indipendente da x, y e z, mentre N è l'indice strutturale; molte sorgenti semplici hanno la forma dell'equazione 8.3. Tuttavia il campo magnetico generato da un punto sorgente localizzato nelle coordinate x_0, y_0, z_0, assume la forma;

$$\Delta T(x,y)=f((x-x_0),(y-y_0),z_0) \qquad \text{(Eq. 8.4)}$$

La 9.3 è omogenea di grado –N e l'equazione di Eulero, per l'equazione 9.4 assume la forma

$$(x-x_0)\frac{\partial \Delta T}{\partial x}+(y-y_0)\frac{\partial \Delta T}{\partial y}-z_0\frac{\partial \Delta T}{\partial z}=-N\cdot\Delta T(x,y) \qquad \text{(Eq. 8.5)}$$

Assumendo che l'anomalia sia simmetrica trasversalmente al profilo dei dati acquisiti, ossia è lecito scrivere $\frac{\partial T}{\partial y}=0$; considerando inoltre il campo totale come somma del campo anomalo generato dalla sorgente e di uno regionale B indipendente dalle coordinate, possiamo scrivere:

$$T(x)=\Delta T(x)+B$$

quindi l'equazione (8.5) diventa:

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} + N \cdot B = x \frac{\partial T}{\partial x} + N \cdot T \qquad \text{(Eq. 8.6)}$$

Risolvendo la 9.6 otteniamo la posizione x_0, la profondità z_0 di una data sorgente, a patto che siano noti il campo totale e le sue derivate orizzontali e verticali in tre punti del profilo. Siccome nella realtà i corpi magnetizzati sono piuttosto complessi e i dati acquisiti contengono anche del rumore, viene utilizzato un approccio a sette punti ed il sistema matematico viene risolto tramite un'inversione ai minimi quadrati (Salem et al., 2004). Abbiamo quindi una finestra mobile a sette punti che si sposta su tutto il profilo determinando x_0, z_0 ed il campo anomalo B in ogni punto del profilo stesso; variando di volta in volta gli indici strutturali possiamo asserire di aver localizzato una sorgente se, in finestre consecutive, le x_0 e z_0 rientrano all'interno di una certa distanza specificata dall'utente (Durrheim R.J. and Cooper G.R.J., 1998). Chiaramente la dimensione della finestra, specificata anch'essa dall'utente, è un dato fondamentale poiché la stessa ha lo scopo di campionare adeguatamente le anomalie presenti sul profilo. La dimensione ottimale è pari a circa la metà di quella dell'anomalia in esame, mentre potrebbero sorgere problemi se la finestra fosse più del doppio dell'anomalia. Le equazioni che rappresentano i vari tipi di sorgente vengono descritte da Nabighian (1972) e da esse si è cercato di ricavare gli indici strutturali più adatti per ottenere minore dispersione possibile dei dati; note le caratteristiche geologiche delle varie sorgenti possiamo distinguere contatti magnetici, dicchi o sorgenti irregolari. In Reid et al. (1990) si calcola di applicare, per i dicchi, un indice strutturali pari a 1, per strutture tipo condotte verticali (pipes) un indice pari a 2 e per contatti un indice pari a 0. Fatte varie prove con diversi indici scegliamo laddove i simboli degli indici sembrano avere una densità significativa. L'indice 1 può quindi essere utilizzato sia per dicchi che per corpi a davanzale e per faglie (Reid et al., 1990).

8.2 ELABORAZIONE DATI ED ALCUNI ESEMPI

In figura 8.1 viene riportata la mappa delle anomalie nel Golfo di Napoli per avere una immediata visualizzazione di ciò che andiamo ad indagare. In questa zona, a titolo di esempio è stato manipolato il profilo GP43 la cui ubicazione viene

mostrata in figura 8.2: si può notare come questa attraversi tutto il golfo passando sulle anomalie 10 e 7. Dallo studio dei massimi di ampiezza della funzione derivata orizzontale si ottengono gli ipotetici bordi sorgente che, nel caso delle anomalie 10 e 7 coincidono fedelmente. In figura i massimi sono evidenziati con il colore rosso sulla linea di navigazione.

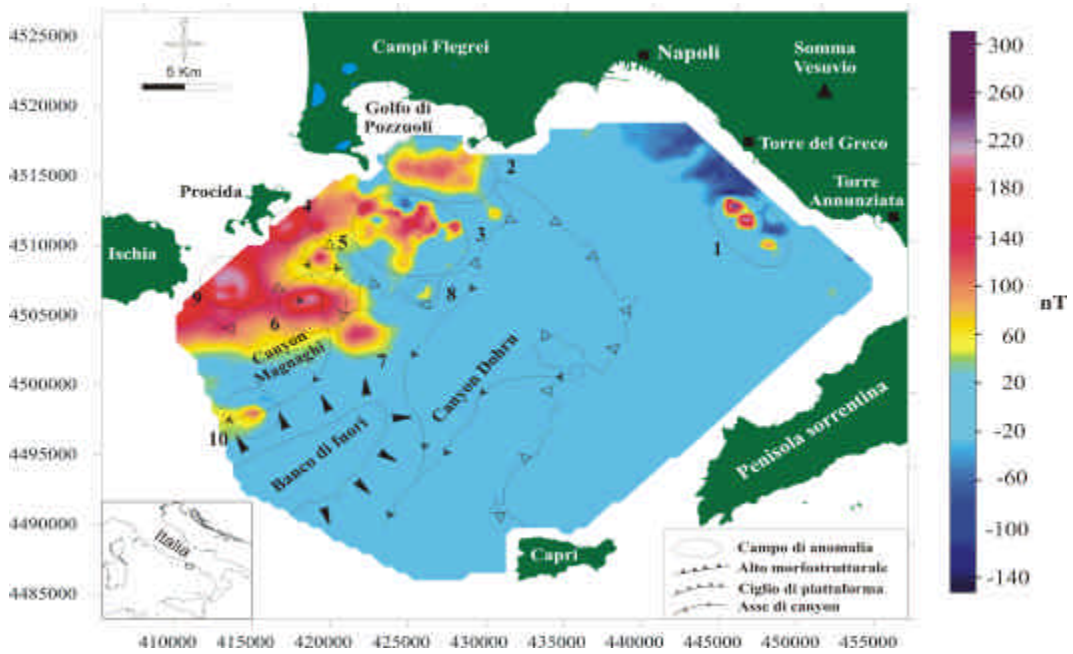

Figura 8.1: Localizzazione dei principali campi di anomalia magnetica nel Golfo di Napoli.

In figura 8.3 vediamo invece il confronto tra le profondità della sorgente, ottenute con il metodo di Eulero, e la batimetria; quest'ultima è graficata in rosso e la densità di dati nelle due zone cerchiate ben si riallaccia con la presenza di corpi magnetizzati nel braccio del canyon Magnaghi e al centro del profilo.

In alto abbiamo la funzione segnale analitico applicata sulla linea magnetica e notiamo come le forme a campana ricadano perfettamente sulle anomalie 10 e 7. La scelta degli indici strutturali è stata fatta confrontando la mappa di figura 8.1 e applicando di conseguenza i valori della tabella 8.1: conseguentemente per l'anomalia 10, che si presenta in una forma marcatamente dipolare, si è usato un indice strutturale uguale a 3, mentre per l'anomalia 7 si sono riscontrati dati più affidabili e fedeli alla morfologia del fondo utilizzando un indice pari ad 1 (consigliato per una linea di poli) piuttosto che pari a 2 come ci si sarebbe aspettato dalla conformazione dell'anomalia stessa.

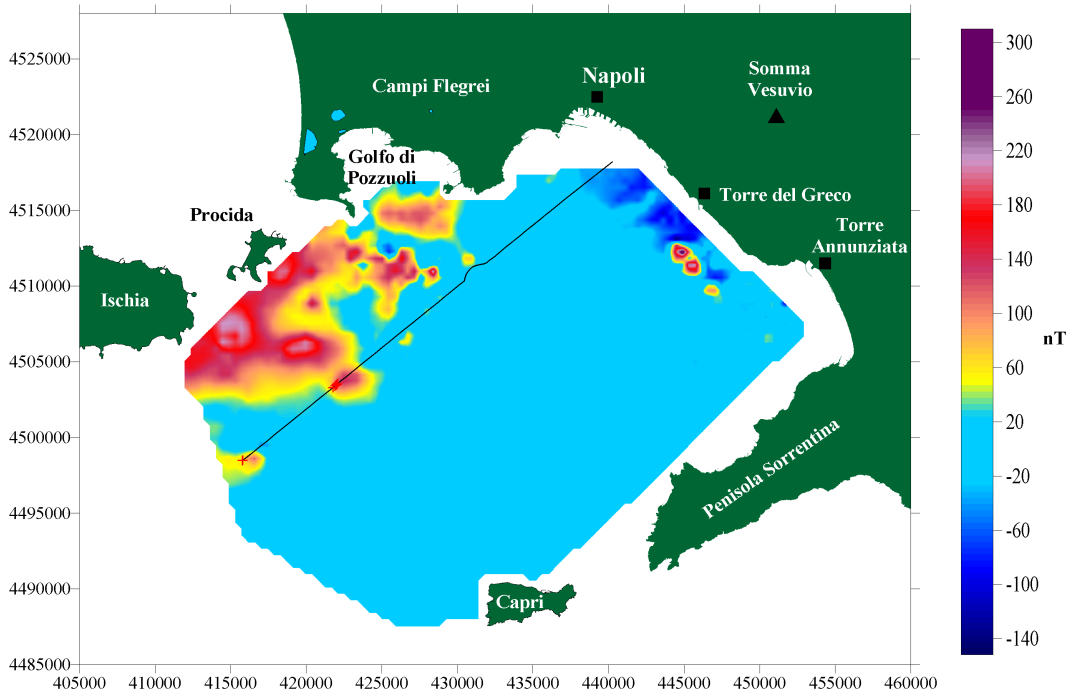

Figura 8.2: Ubicazione del profilo Gp43 passante per le anomalie 7 e 10 (in rosso i bordi sorgente rilevati tramite le derivate orizzontali).

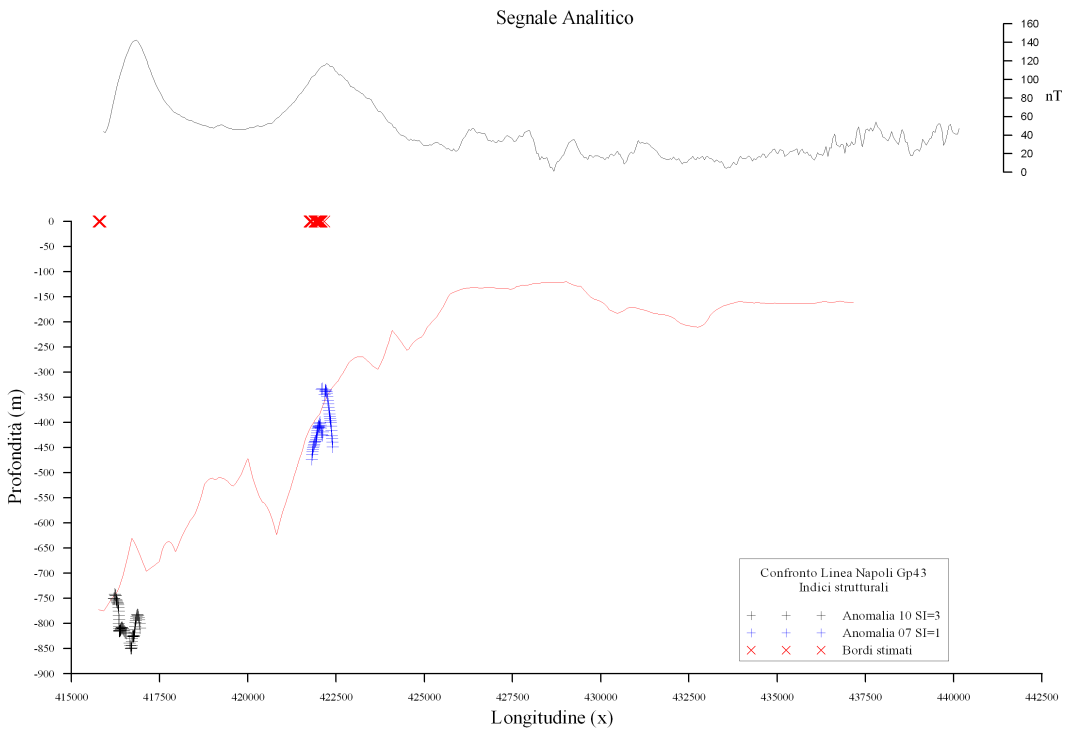

Figura 8.3: Confronto tra la funzione segnale analitico applicata ai dati, la batimetria (in rosso) e le profondità delle sorgenti magnetiche sul profilo Gp43.

Per quanto concerne la zona tra Ischia e Gaeta si è cercato di studiare entrambe le anomalie riconosciute nella mappa riportata in figura 8.4: a tal proposito sono state utilizzate le linee Gaeta026, Gaeta54 e Gaeta3015.

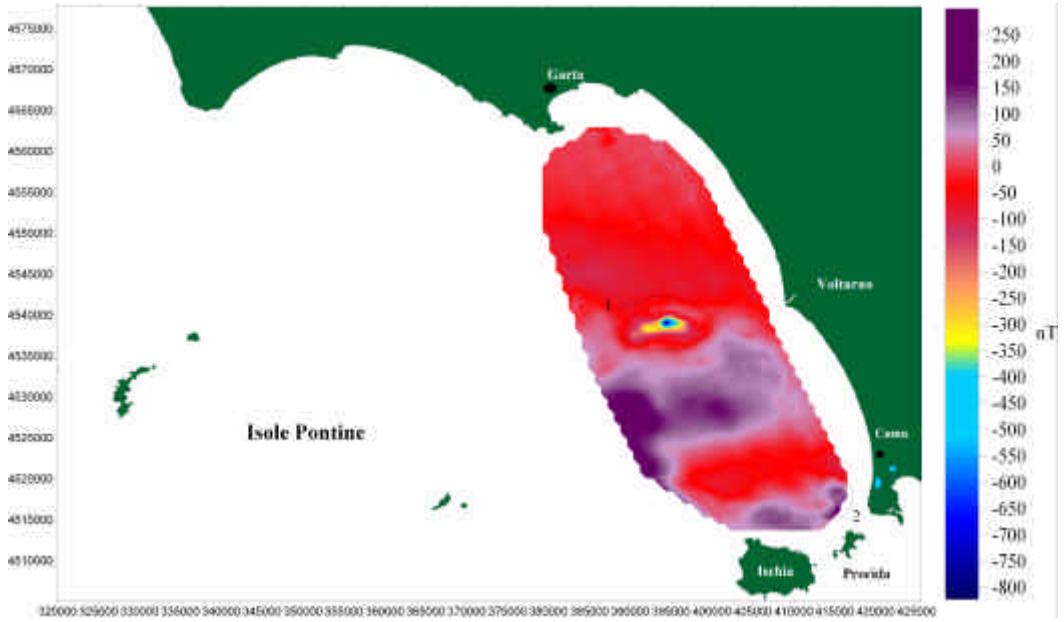

Figura 8.4: Localizzazione dei principali campi di anomalia magnetica nella zona tra Ischia e Gaeta.

Discutiamo prima l'anomalia numero 1, al largo della foce del fiume Volturno, la quale viene indagata dalle linee Gaeta026 e Gaeta3015, la cui ubicazione è riportata in figura 8.5; esse si intersecano nelle coordinate[1] di latitudine pari a 4538881 e longitudine 393765. In figura 8.5, come già per Napoli, i bordi sorgente vengono ricostruiti utilizzando i massimi di ampiezza delle derivate orizzontali, raffigurati dalle crocette blu. In figura 8.6 in particolare abbiamo il confronto tra le profondità delle sorgenti e la batimetria per la linea Gaet026: anche qui vediamo che per la funzione segnale analitico le forme a campana sul profilo corrispondono con le sorgenti riscontrate sulla mappa e le profondità sembrano confermare le interpretazioni descritte nel paragrafo 7.1.1. L'indice strutturale scelto è il numero 1 poiché, come detto, l'anomalia si presenta come una successione di poli, in particolare di minimi, non necessariamente associati a dei

[1] Riferimento geografico:
Proiezione: UTM (Universal Transverse Mercatore)
Datum: WGS84

massimi nella mappa di figura 8.4. Come ulteriore conferma, in figura 8.7 viene presentata la linea Gaeta3015, la quale ricalca i risultati della Gaeta026 sia per quanto riguarda i valori della funzione segnale analitico, sia per quanto riguarda l'ubicazione della sorgente e le sue profondità.

In figura 8.8 invece mostriamo l'ubicazione della linea Gaeta054 che va ad indagare l'anomalia 2 a Nord di Procida; essa si trova comunque ai bordi del grigliato di misura, tuttavia, la funzione segnale analitico in figura 8.9, sottolinea la presenza di una struttura magnetizzata, mentre i simboli che rappresentano le profondità si presentano piuttosto radi, quindi, per ottenere un'interpretazione più accurata, bisogna attendere l'acquisizione di ulteriori dati magnetici nell'area.

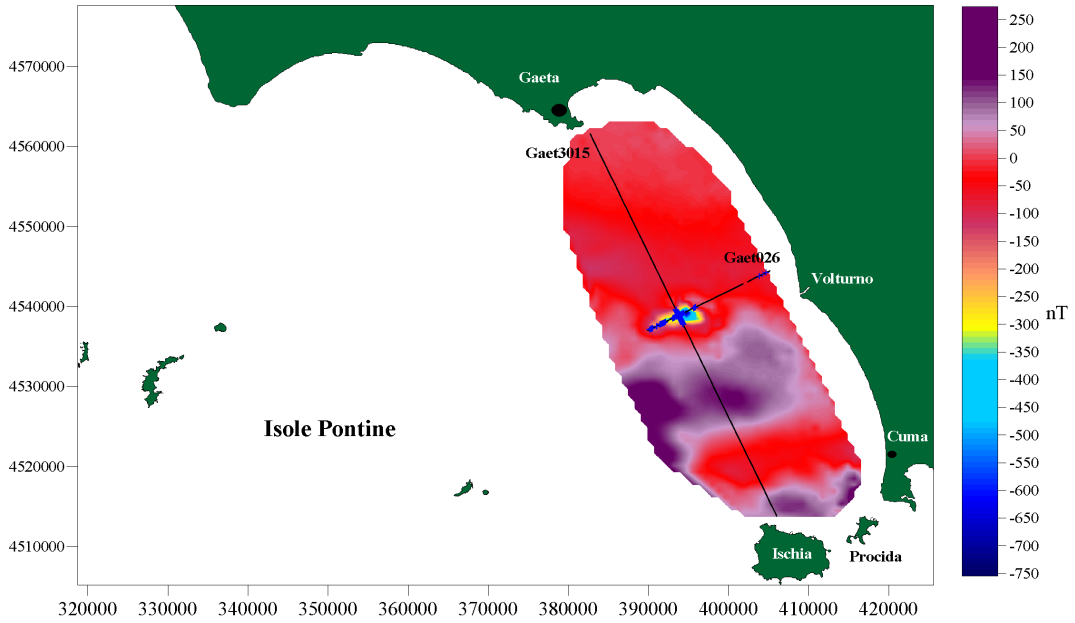

Figura 8.5: Ubicazione dei profili Gaet026 e Gaeta3015 passanti per l'anomalia 1 (in blu i bordi sorgente rilevati tramite le derivate orizzontali).

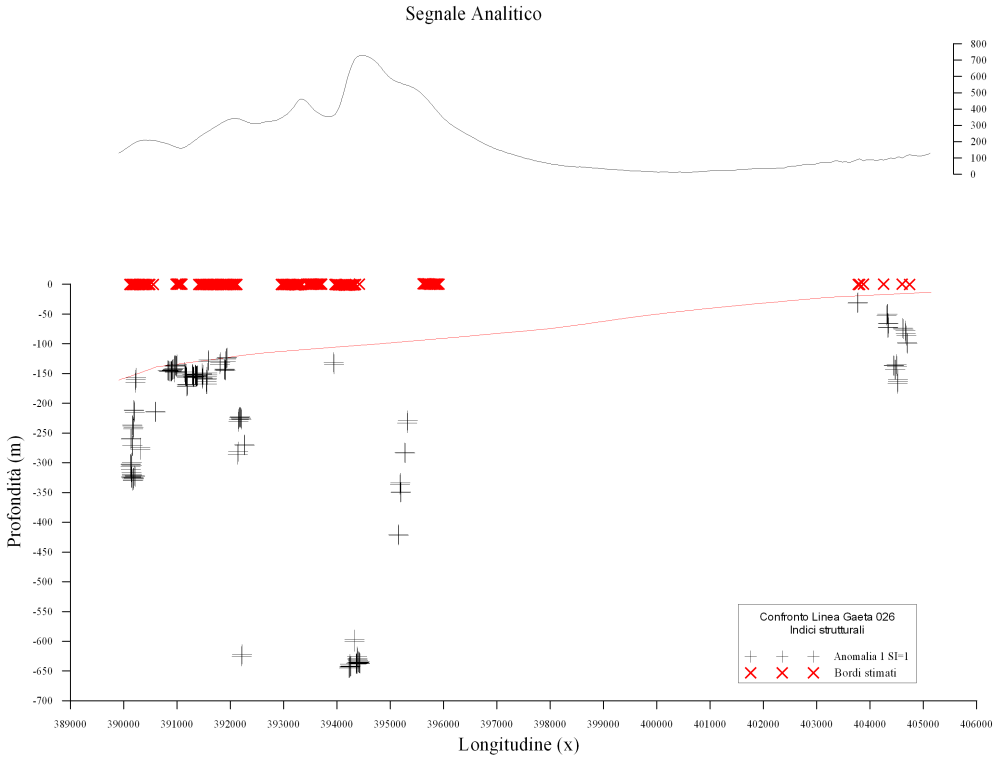

Figura 8.6: Confronto tra la funzione segnale analitico applicata ai dati, la batimetria (in rosso) e le profondità delle sorgenti magnetiche sul profilo Gaet026.

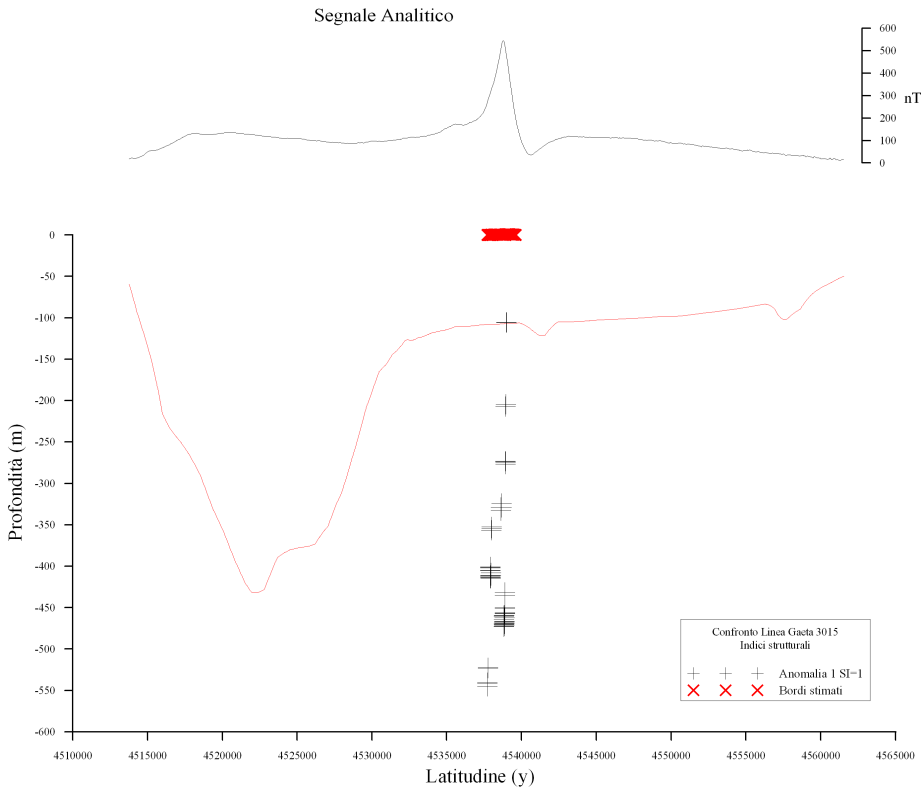

Figura 8.7: Confronto tra la funzione segnale analitico applicata ai dati, la batimetria (in rosso) e le profondità delle sorgenti magnetiche sul profilo Gaet3015.

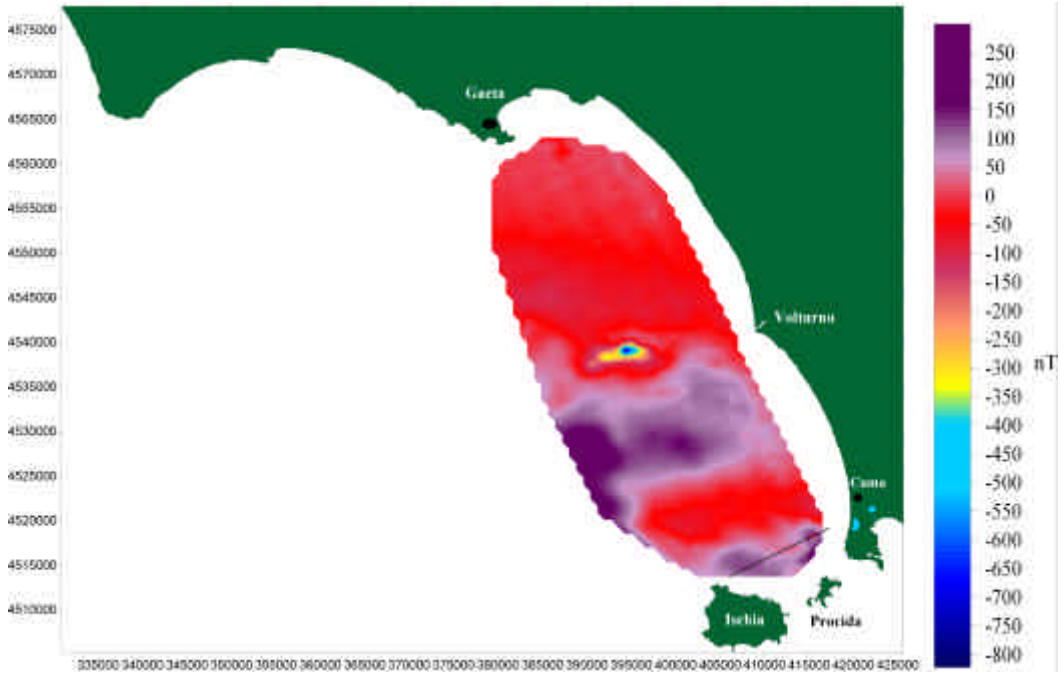

Figura 8.8: Ubicazione del profilo Gaet054 passante per l'anomalia 2 (in rosso i bordi sorgente rilevati tramite le derivate orizzontali).

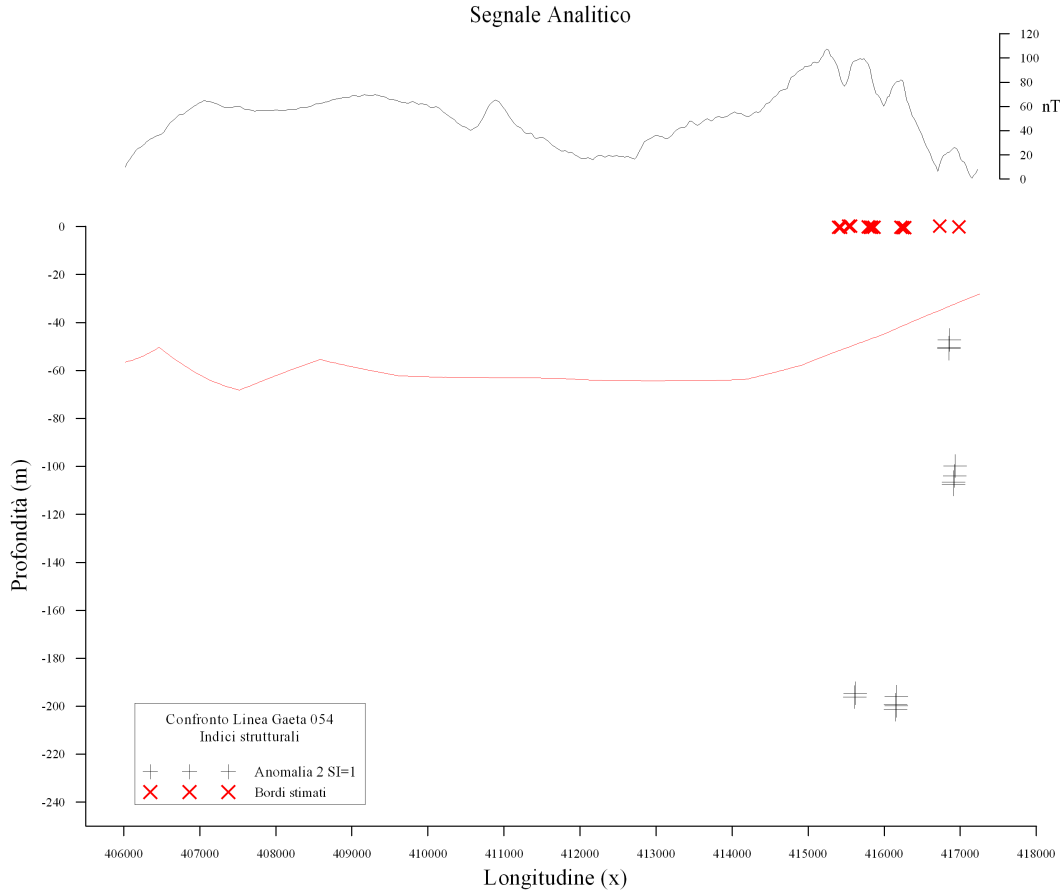

Figura 8.9: Confronto tra la funzione segnale analitico applicata ai dati, la batimetria (in rosso) e le profondità delle sorgenti magnetiche sul profilo Gaet054.

CONCLUSIONI

Dopo aver elaborato i dati magnetici a partire dalla semplice rimozione di spike fino alla generazione di una mappa ad alta risoluzione delle anomalie magnetiche nelle zone del Golfo di Napoli e del tratto di mare tra l'isola di Ischia e Gaeta. L'alta risoluzione della carta è garantita non solo dalla densità dei dati acquisiti, ma anche confermata dalle risultanze derivanti dalle valutazioni statistiche degli errori agli incroci delle maglie di misura. Gli scarti calcolati nei punti di intersezione tra i profili contenevano errori di tipo casuale e sistematico; essi sono stati individuati sia tramite confronti numerici che grafici, e sono stati eliminati tramite una minuziosa analisi dei dati.

Nel Golfo di Napoli sono stati localizzati dieci campi principali di anomalia magnetica, ubicati sulla piattaforma e sulla scarpata continentale, definiti attraverso l'interpretazione geologica della carta magnetica e la correlazione con le principali morfostrutture riconoscibili attraverso la batimetria Multibeam. In particolare, sono presenti due fasce principali caratterizzate da anomalie magnetiche significative, la prima ubicata nell'offshore del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio e la seconda nell'offshore del complesso vulcanico dei Campi Flegrei, in corrispondenza dei banchi di Nisida, Miseno e Pentapalummo. Nell'offshore di Torre del Greco L'allungamento principale delle anomalie magnetiche e delle strutture sismiche ad esse collegate suggerisce la presenza di un allineamento strutturale NNW-SSE, contrariamente alle passate interpretazioni che suggerivano sistemi di faglie normali ad andamento NE-SW. Nella zona antistante il Golfo di Pozzuoli invece abbiamo una diretta correlazione con la batimetria in corrispondenza del Banco di Nitida, mentre non sono direttamente distinguibili i Banchi di Misero e Pentapalummo; per questi ultimi è difficile fare valutazioni precise sull'età della messa in posto dei materiali in quanto non è possibile campionare facilmente il basamento acustico che li costituisce, essendo la sommità dei banchi ricoperta da sedimenti marini del Pleistocene Superiore/Olocene. E' presumibile che, dopo la formazione del banco di Pentapalummo, si sia verificata l'intrusione di corpi vulcanici minori che si presentano come cupole laviche rilevate rispetto alla sommità del banco stesso; quest'ultima è stata terrazzata durante le ultime fasi di oscillazioni glacio-eustatiche del livello marino. Alcune anomalie di

quest'area potrebbero corrispondere con corpi vulcanici minori, che, al momento della loro messa in posto e del loro consolidamento, hanno acquisito in precedenza una rimanenza magnetica di intensità e direzione diversa da quella del basamento acustico che costituisce il banco. L'area di anomalia in oggetto presenta un particolare interesse dal punto di vista vulcanologico, in quanto studi recenti ipotizzano che il limite verso mare della caldera flegrea corrisponda con i banchi sottomarini di Nisida, Miseno e Pentapalummo. Molto interessanti anche le risultanze ottenute tramite il confronto tra sismica, batimetria e magnetometria per lo studio delle anomalie all'interno dell'asse e alla testa del canyon Magnaghi. Il canyon rappresenta un sistema di drenaggio che erode i depositi vulcanici sulla scarpata continentale dell'isola di Procida. La presenza di tali anomalie conferma che il la struttura è interamente incisa all'interno di depositi vulcanici. Anomalie magnetiche sono inoltre associate a tre piccoli banchi vulcanici, precedentemente non noti, ubicati sul ciglio della piattaforma dei Campi Flegrei e in corrispondenza del Banco Gaia, ubicato nella stessa area.

Nella zona tra l'isola di Ischia e Gaeta l'interpretazione geologica della mappa magnetica mostra due principali campi di anomalia. Il primo è ubicato sulla piattaforma continentale tra le isobate dei 70 e 100 metri, in corrispondenza della foce del fiume Volturno; si tratta di un campo dalla forma complessa, leggermente allungato e con un andamento E-W ed un minimo centrale di – 700 nT. La comparazione con i dati aereomagnetici AGIP ha evidenziato che l'anomalia presenta un asse massimo-minimo invertito; questo fornisce informazioni sull'età di messa in posto dell'intrusione magnetica, attribuibile al Pleistocene superiore. Il secondo campo di anomalia, ubicato a nord dell'isola di Procida e già evidente dalla carta aeromagnetica d'Italia, presenta un massimo magnetico di +200 nT non associata ad un minimo magnetico e necessita di una ulteriore acquisizione di dati nell'area. L'andamento delle bande di anomalia magnetica sulla piattaforma continentale evidenzia comunque la presenza di lineamenti strutturali ad andamento NE-SW, che peraltro controllano tutto l'andamento della piattaforma. Interessanti le risultanze dei confronti delle profondità delle sorgenti magnetiche, stimate tramite il *metodo di Eulero*, con la batimetria e le funzioni applicate ai segnali geofisici: si noti come l'anomalia nell'offshore del fiume Volturno si trova, in una prospettiva

verticale, all'interno della piattaforma continentale e le presunte profondità delle sorgenti si relazionano, in termini di ordine di grandezza, con le interpretazioni di autori precedenti che le ubicavano 300 ed i 1300 metri di profondità, in base all'interpretazione di profili sismici.

BIBLIOGRAFIA

Aiello G., Angelino A., Marsella E., Ruggieri S., Siniscalchi A., 2004. *Carta magnetica di alta risoluzione del Golfo di Napoli (Tirreno meridionale)***.** Boll. Soc. Geol. Ital., 123, 333-342.

Aiello G., Angelino A., D'Argenio B., Marsella E., Pelosi N., Ruggieri S., Siniscalchi A., 2005. *Buried volcanic structures in the Gulf of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy) resulting from high resolution magnetic survey and seismic profiling.* Annals of Geophysics, INGV, Rome, Italy, in press.

Aiello G., Angelino A., Marsella E., Ruggieri S., Siniscalchi A., 2004. *Nuovi dati magnetici di alta risoluzione acquisiti tra il Golfo di Gaeta e l'isola d'Ischia (Tirreno meridionale).* Abstract e poster presentato al 23° Convegno Nazionale GNGTS, Roma, novembre 2004.

Aiello G., Angelino A., Marsella E., Pelosi N., Ruggieri S., Siniscalchi A., 2004. *Buried volcanic structures in the Gulf of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy) resulting from high resolution magnetic survey and seismic profiling.* Abstract e poster presentato al 23° Convegno Nazionale GNGTS, Roma, novembre 2004.

Aiello G., Angelino A., Marsella E., Ruggieri S., Siniscalchi A., 2005 - *High resolution magnetic anomaly map of the continental shelf between the Gulf of Gaeta and the island of Ischia (Southern Tyrrhenian sea, Italy).* Abstract e poster presentati al Convegno Nazionale Quinto Forum Italiano delle Scienze della Terra, Spoleto, 21-23 settembre 2005.

Aiello G., Angelino A., Marsella E., Pelosi N., Ruggieri S. Siniscalchi A., 2004 – *Volcanic structures and magnetic anomalies in the Bay of Naples (Southern Tyrrhenian Sea, Italy) inferred by high resolution magnetic and seismic profiling.* International Geological Congress, Firenze, 20-28 agosto 2004.

Aiello G., Marsella E. and Sacchi M. , 2000. *Quaternary structural evolution of Terracina and Gaeta basins (Eastern Tyrrhenian margin, Italy).* Rend. Fis. Acc. Lincei, 11, 41-58.

Aiello G., Budillon F., Cristofalo G., D'Argenio B., de Alteriis G., De Lauro M., Ferraro L., Marsella E., Pelosi N., Sacchi M. & Tonielli R., 2001. - *Marine geology and morphobathymetry in the Bay of Naples*. In Faranda F.M., Guglielmo L. & Spezie G. (Eds.) Structures and processes of the Mediterranean ecosystems (Chapter 1), Springer-Verlag Italy, 1-8.

Balducci, S., Vaselli, M. e Verdiani, G., 1985. *Exploration well in the "Ottaviano" permit, Italy: "Trecase 1"*. In: Strub, A.S., Ungemach, P. (Eds.) *European Geothermal Update*, Proc. 3rd Internat. Seminar on the Results of the EC Geothermal Energy Research, Reidel, Dordrecht, the Netherlands.

Bartole R., 1984. *Tectonic structure of the Latian-Campanian shelf.* Boll. Oceanol. Teor. Appl., vol. II (n. 3), 197-230.

Bartole R., Savelli D., Tramontana M. e Wezel F.C., 1983. *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, southern Italy.* Marine Geology, 55, 163-180.

Bernabini, M., Latmiral, G., Mirabile, L., Segre, A., 1973. *Alcune prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. Rapp. CIESM, 2, 11 pp. (Monaco, 1973).

Bigi, G., Cosentino, D., Parotto, M., Sartori, R., Scandone, P., 1983. *Structural Model of Italy*. CNR Progetto Finalizzato, Geodinamica, Roma.

Billi, A., Bosi, V., De Meo, A., 1997. *Caratterizzazione strutturale del rilievo del M. Massico nell'ambito dell'evoluzione quaternaria delle depressioni costiere dei fiumi Garigliano e Volturno (Campania Settentrionale)*. Il Quaternario 10, 15–26.

Blakely R.J., 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications***.** Cambridge University Press, New York..

Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., De Capua P., Miconett P. & Perrone V., 1988. *Il complesso liguride auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sull'evoluzione pre-appeninica e i suoi rapporti con l'Arco Calabro.* Mem. Soc. Geol. It., 41, 17-35.

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Rosskopf C., Russo F., Santangelo N. e Santo A., 1991. *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of a Tyrrhenian flank of the Southern Apennines.* Zeisch fur Geomorphology, 82, 47-58.

Bruno P. P., Di Fiore V., Ventura G., 2000. *Seismic study of the '41st Parallel' Fault System offshore the Campanian-Latial continental margin, Italy.* Tectophysics 324, 37-55.

Calligaris D., Morelli C. e Pisani M., 1972. *Rilievo gravimetrico e magnetico.* CNR, Quaderni de la Ricerca Scientifica, Roma, Italy.

Capaldi G., Civetta L. and Gillot P.Y., 1985. *Geochronology of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Southern Italy.* Rend. Soc. It. Min. Petr., 40, 25-44.

Cassano E. e La Torre P., 1987. *Geophysics.* In Santacroce R. (Ed.) *Somma-Vesuvius.* CNR, Quaderni de La Ricerca Scientifica, Roma, Italy.

Cinque A., Aucelli P.P.C., Brancaccio L., Mele R., Milia A., Robustelli G., Romano P., Russo F., Russo M., Santangelo N., Sgambati D., 1997. *Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the Bay of Napoli*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., III, 123-141.

D'Argenio B., Pescatore T. e Scandone P., 1973. *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Accad. Naz. Lincei, Quad. 183, 220-248.

de Alteriis G., Fedi M., Passaro S. and Siniscalchi A., 2002. *Geologically constrained seismic/magnetic modelling: an example from the Campania offshore at 41° N (Italy, Tyrrhenian Sea).* Bollettino di Geofisica teorica ed applicata, Volume 42 – Supplemento N° 1/2 – pp. 281-284

Delibrias G., Di Paola G.M., Rosi M. e Santacroce R., 1979. *La storia eruttiva del complesso vulcanico Somma-Vesuvio ricostruita dalle successioni piroclastiche del Monte Somma.* Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., 35, 411-438.

Di Girolamo P. e Rolandi G., 1975. *Vulcanismo sottomarino latitebasaltico-latitico (serie potassica) nel Canale d'Ischia (Campania).* Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. in Napoli, s. 4, 42, 561-596.

Durrheim R.J. e Cooper G.R.J., 1998. *Euldep: a program for the Euler deconvolution of magnetic and gravity data.* Computers & Geosciences, 24-6, 545-550.

Dvorak J. e Mastrolorenzo G., 1991. *The mechanisms of recent vertical crustal movements in Campi Flegrei caldera, southern Italy.* Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 263, 47 pp.

Fabbri A., Gallignani P. e Zitellini N., 1981. *Geological evolution of the perityrrhenian sedimentary basins.* In F.C. Wezel (Ed.) *Sedimentary basins of the Mediterranean margins* Tecnoprint, Bologna, Italy.

Fedi M. e Rapolla A., 1990. *I metodi gravimetrico e magnetico nella geofisica applicata*. Liguori Editore, Napoli.

Finetti I. e Morelli C., 1974. *Esplorazione sismica per riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli.* Boll. Geof. Teor. Appl., 16 (62-63), 175-222.

Finetti I. e Del Ben A., 1986. *Geophysical study of the Mediterranean opening..* Boll. Geof. Teor. Appl., 28, 75-155.

Fusi N., Mirabile L., Camerlenghi A. & Ranieri G. 1991. *Marine geophysical survey of the Gulf of Naples.* Mem. Soc. Geol. Ital., 47, 95-114. Fusi, 1996.

Ippolito F., Ortolani F. e Russo M., 1973. *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi.* Mem. Soc. Geol. It. , 12.

Judenherc S. and Zollo A., 2004. *The Bay of Naples (southern Italy): Constraints on the volcanic structures inferred from a dense seismic survey*. Journal of Geophysical Research, 109, B10312.

La Torre P. e Nannini R., 1980. *Geothermal well location in Southern Italy: the contribution of geophysical methods.* Boll. Geof. Teor. Appl., 22 (87), 201-209.

Latmiral G., Segre A., Bernabini M. & Mirabile L. 1971. *Prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli ed alcuni risultati geologici*. Boll. Soc. Geol. Ital., 90, 163-172.

Mariani M. e Prato R., 1988. *I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico.* Mem. Soc. Geol. It., 41, 519-531.

Mauring E., Beard L.P., Kihle O., Smethurst M.A., 2002. *A comparison of aeromagnetic levelling techniques with an introduction to median levelling*. Geophysical Prospecting, 50, 43-54.

Milia A., 1996. *Evoluzione tettono-stratigrafica di un bacino peri-tirrenico: il Golfo di Napoli*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario, Università degli Studi di Napoli "Federico II", Napoli, Italy.

Molina F. e De Santis A., 1987. *Considerations and proposal for a best utilization of IGRF over areas including a geomagnetic observatory*. P.E.P.I., 48, 379-385.

Mushayandebvu M. F., van Driel P., Reid A. B. e Fairhead J. D., 2001. ***Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution.*** Geophysics, Vol. 66, n° 3, pp. 814-823.

Nabighian M.N., 1972. ***The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation.*** Geophysics, **37**, 507-517.

Napoleone G., Ripepe M. & Ruggiero E., 1984. *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: strutture episuperficiali dedotte dal rilievo magnetico.* Mem. Soc. Geol. Ital., 27, 205-211.

Naudy H. e Dreyer H., 1968. *Essai de filtrage non lineaire applique aux profils aeromagnetiques*. Geophysical Prospecting 16, 171-178.

Ortolani F. e Aprile F., 1978. *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana ad est del fiume Volturno*. Boll. Soc. Geol. It., 97, 591-608.

Pescatore T., Diplomatico G., Senatore M.R., Tramutoli M. & Mirabile L., 1984. *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: aspetti stratigrafici e strutturali*. Mem. Soc. Geol. Ital., 27, 133-149.

Pratson L.F. and Coakley B.J., 1996. *A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sedimentary flows.* Geol. Soc. Am. Bull., 108, 225-234.

Principe C., Rosi M., Santacroce R., Sbrana A., 1987. *Explanatory notes to the Geological Map*. In *Somma Vesuvius* (Santacroce R., Ed.), CNR, Quaderni De La Ricerca Scientifica, 11-51.

Rosi, M., Sbrana, A., 1987. *Phlegrean Fields*. CNR, Quaderni de La Ricerca Scientifica, Roma, Italy.

Rosi M., Sbrana A. e Principe C., 1983. *The Phlegrean Fields: structural evolution, volcanic history and eruptive mechanism.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17, 273-288.

Ruggieri S., Aiello G., Marsella E., 2005. *The Naples Bay continental slope (Southern Tyrrhenian sea, Italy) investigated by means of high resolution seismic and magnetic data constrained by bathymetry.* Abstract e Poster presentati al Convegno Nazionale Quinto Forum Italiano delle Scienze della Terra, Spoleto, 21-23 settembre 2005.

Ruggieri S., Aiello G., Marsella E., 2005. *The Naples Bay continental slope (Southern Tyrrhenian sea, Italy) investigated by means of high resolution seismic and magnetic data constrained by bathymetry.* Abstract e poster 24° Convegno Nazionale GNGTS, Roma, 15-16 novembre 2005.

Ruggieri S., Aiello G., Marsella E., 2005. *The Naples Bay continental slope (Southern Tyrrhenian sea, Italy) investigated by means of high resolution seismic and magnetic data constrained by bathymetry.* Sottomesso per la stampa a Bollettino di Geofisica Teorica Applicata, volume speciale (Atti Convegno GNGTS 2004)

Ruggieri S., Siniscalchi A., Aiello G., Passaro S., Marsella E., 2005. *High resolution magnetic anomaly map of the continental shelf between the Gulf of Gaeta and the island of Ischia (Southern Tyrrhenian sea, Italy).* Abstract e poster 24° Convegno Nazionale GNGTS, Roma, 15-16 novembre 2005.

Salem A., Ravat D., Mushayandebvu M.F. and Ushijima K., 2004. ***Linearized least-squares method for interpretation of potential-field data from sources of simple geometry.*** Geophysics Vol. 69, n° 3, pp. 783-788.

Secomandi M., Paoletti V., Aiello G., Fedi M., Marsella E., Ruggieri S. , D'Argenio B., Rapolla A., 2005. *Analysis of the Magnetic Anomaly field of the Volcanic district of the Bay of Naples, Italy*. Marine Geophysical Researches, 24 pagg. 207-211.

Trincardi F. e Zitellini N., 1987. *The rifting of the Tyrrhenian basin*. Geomarine Letters, 7, 1-6.

Vezzoli L., 1988. *Island of Ischia*. CNR, Quaderni de La Ricerca Scientifica, Roma, Italy.