

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"



Dottorato di Ricerca in

ANALISI DEI SISTEMI AMBIENTALI

Ciclo XXIII

MICROGRAVIMETRIA IN AMBITO URBANO

Dottoranda

Dott.ssa Gabriella Castiello

Tutore

Prof. Giovanni Florio

Coordinatore

Prof. Filippo Barattolo

ANNO ACCADEMICO 2009 – 2010

A mia nipote, mia madre e mio padre

*“Una persona che non abbia mai commesso un errore
non ha mai cercato di fare qualcosa di nuovo”.*

Albert Einstein

INDICE

PREMESSA	6
CAPITOLO I – <u>Il metodo gravimetrico</u>	
1.1) Il campo gravitazionale terrestre	11
1.2) Il potenziale newtoniano	16
1.3) Geoide e sferoide	17
1.4) Densità delle rocce	19
1.5) Strumentazioni	22
1.5.1) Autograv Scintrex CG5	24
1.6) Anomalia gravimetrica e riduzione delle misure di gravità	30
1.6.1) Correzione di deriva strumentale	31
1.6.2) Correzione di marea luni-solare	32
1.6.3) Correzione di latitudine	33
1.6.4) Correzione in aria libera	34
1.6.5) Correzione di Bouguer	36
1.6.6) Correzione topografica	37
1.6.7) Scelta della densità	39
1.7) Procedure di campagna	41
1.8) Precisione nelle misure di gravità	42
1.8.1) Fattori strumentali	42
1.8.2) Fattori esterni	45
1.9) Campi di applicazione del metodo gravimetrico	47
CAPITOLO II – <u>Microgravimetria</u>	
Introduzione	51
2.1) Correzione topografica	52
2.2) Correzione per l'effetto della massa dei palazzi	55
2.3) Case histories	58
2.3.1) Applicazioni ambientali: microgravimetria su un'area di discarica	59
2.3.2) Applicazioni geologiche: esplorazione di un deposito salino	61
2.3.3) Applicazioni archeologiche	65
2.3.3.1) Il caso di Boden Vean, Cornovaglia	65

2.3.3.2) Il caso della chiesa di San Nicola, Pukanec, Slovacchia	72
2.3.4) Applicazioni minerarie	77
2.3.5) Applicazioni per la ricerca di ordigni inesplosi (UXO)	78
2.3.6) Applicazioni per l'ingegneria: localizzazioni di cavità	80
2.3.6.1) Il caso della centrale elettrica di Wilson Dam, Alabama	80
2.3.6.2) Il caso di La Grande Rolaz, montagne della Jura meridionale, Svizzera	84
2.3.6.3) Il caso di Marina di Capilungo, Lecce	88

CAPITOLO III – Analisi e interpretazione dei dati

3.1) Metodi di analisi del campo gravitazionale	94
3.1.1) Filtraggio globale	95
3.1.2) Continuazione analitica	96
3.1.3) Derivata verticale	98
3.1.4) Derivata orizzontale	98
3.1.5) Filtraggio localizzato: trasformata di wavelet	99
3.2) Metodi di interpretazione del campo gravitazionale	101
3.2.1) DEXP: Depth from EXtreme Points	101
3.2.2) Analisi multiridge e deconvoluzione di Eulero	107

CAPITOLO IV – Acquisizione, processing e interpretazione di nuovi dati microgravimetrici

Introduzione	114
4.1) Una stima dell'errore associato alle anomalie di Bouguer	116
4.2) Il caso di Cardito (NA)	117
4.2.1) Inquadramento geologico – strutturale	119
4.2.2) Storia vulcanica dei Campi Flegrei	120
4.2.2.1) Ignimbrite Campana	122
4.2.3) Descrizione dell'indagine gravimetrica	123
4.2.4) Processing dei dati	125
4.2.5) Filtraggio localizzato mediante DWT	137
4.2.6) Interpretazione delle anomalie di Bouguer	140
4.2.7) Cardito: descrizione dell'indagine estesa realmente	148
4.2.8) Processing dei dati	149
4.3) Il caso di Marina di Lesina (FG)	161

4.3.1) Inquadramento geologico	163
4.3.2) Descrizione dell'indagine	166
4.3.3) Processing dei dati	167
4.3.4) Interpretazione dei dati mediante metodologia multiscala DEXP	177
4.4) Il caso di San Carlo alle Mortelle (NA)	183
4.4.1) Inquadramento geologico	186
4.4.2) Descrizione dell'indagine	188
4.4.3) Processing dei dati	189
CAPITOLO V – <u>Formulazione di un algoritmo di inversione lineare 3D per l'interpretazione dei campi di potenziale</u>	
Introduzione	199
5.1) Problema inverso per i campi di potenziale	200
5.2) Il problema inverso discreto	201
5.3) Regolarizzazione	204
5.3.1) Singular Value Decomposition (SVD)	205
5.3.2) SVD Troncata (TSVD)	207
5.3.3) La regolarizzazione di Tikhonov	208
5.3.4) Il metodo CGLS	208
5.4) Metodi di regolarizzazione generalizzati	209
5.4.1) SVD Generalizzata (GSVD)	209
5.4.2) Regolarizzazione di Tikhonov generalizzata	210
5.4.3) CGLS Precondizionata (PCGLS)	210
5.4.4) Tipologie di norme smoothing	211
5.4.5) Norme smoothing discrete	213
5.5) Problema inverso gravimetrico	215
5.5.1) Caso sintetico	215
5.5.2) Caso reale	220
CONCLUSIONI	224
BIBLIOGRAFIA	226
RINGRAZIAMENTI	237

PREMESSA

Agli inizi degli anni '60 è introdotto nella letteratura scientifica il termine “microgravimetria” (Fajklewicz, 1963). Rispetto ai più comuni rilievi a grande scala il termine intende che le caratteristiche delle strumentazioni e delle procedure di acquisizione e processing dei dati devono essere in grado di discriminare deboli segnali con piccola lunghezza d'onda relativi a piccole sorgenti superficiali.

A partire dagli anni '70 la costruzione di gravimetri a più alta risoluzione, capaci di leggere esigue variazioni di accelerazione gravitazionale, ha permesso di affrontare problemi geologici, archeologici e di ingegneria civile inadatti alle potenzialità della gravimetria tradizionale e delle altre metodologie di prospezione geofisica.

Negli anni, quindi, le applicazioni della tecnica microgravimetrica sono divenute sempre più numerose: applicazioni geologiche, esplorazioni mineralogiche e petrolifere, monitoraggio geotermico, sismico e vulcanico, rilievi in aree urbane.

Proprio in quest'ultimo contesto, ovvero relativamente alla microgravimetria in aree antropizzate, si pone la ricerca descritta nel presente lavoro di tesi.

Lo studio affrontato concerne le tecniche di acquisizione, processing e post-processing di dati microgravimetrici. In particolare, l'interesse della ricerca è rivolto verso gli ambienti urbani, dove la tecnica è frequentemente utilizzata per individuare e caratterizzare cavità antropiche o naturali presenti nel sottosuolo.

Per l'interpretazione dei dati, oltre all'utilizzo di metodi già affermati di tipo multiscala, si è anche cercato di impostare un nuovo algoritmo di inversione, che tiene conto di specifiche informazioni a priori sulla forma della sorgente.

Il lavoro è stato organizzato sulla base delle conoscenze conseguite grazie allo studio di alcuni lavori fondamentali per lo sviluppo della tecnica microgravimetrica. Ulteriori esempi presenti in letteratura saranno spiegati in maniera più esaustiva nel capitolo II.

Style et al. (2006) riportano che la tecnica microgravimetrica si è sviluppata considerevolmente nell'ultimo decennio grazie a strumentazioni sempre più moderne, a procedure di acquisizione accurate, a metodi di riduzione dei dati sofisticati e a tecniche di analisi avanzate. Come precedentemente accennato, i primi studi microgravimetrici risalgono, comunque, al periodo a cavallo tra gli anni '60 e gli anni '70. Limitatamente alla ricerca di cavità nel sottosuolo, infatti, Arzi (1975) e Neuman (1977) utilizzano la tecnica microgravimetrica per delineare cavità carsiche

l'uno e miniere abbandonate l'altro. Nel primo caso l'autore dimostra che l'alto potere risolvante del metodo consente di individuare un'anomalia negativa di poche decine di microGal, $-40 \mu\text{Gal}$, imputabile a un piccolissimo vuoto dal diametro di appena 1.6 m e dalla profondità di circa 1 m. Nel secondo caso la microgravimetria è in grado di discriminare differenti anomalie negative e positive legate alla presenza di camere e pilastri all'interno di un sistema di miniere abbandonate. Fajkiewicz (1976) esegue, invece, misure di gradiente verticale per investigare aree interessate da miniere dismesse. Ottimi risultati sono raggiunti dallo stesso autore anche nel 1983, quando documenta ricerche su anomalie negative ascrivibili alla presenza di fratture in un ammasso roccioso ospitante una miniera di carbone in Polonia. In ambito archeologico uno dei primi esempi è dato da Blizkovsky nel 1979. L'autore, studiando i dati gravimetrici acquisiti nella chiesa di San Vincenzo a Tovacov, Repubblica Ceca, indica la probabile presenza nel sottosuolo di cripte sconosciute, sospetto confermato successivamente da indagini dirette di scavo. Un esempio di rilievo microgravimetrico nell'area campana per individuazione di cavità, oggetto principale di ricerca anche di questa tesi, è dato da Berrino et al. (1982). L'area investigata, in località Marianella (NA), era interessata, nella formazione tufacea, da cavità di varie dimensioni e profondità. Il rilievo microgravimetrico ha indicato la presenza di minimi di anomalie (con ampiezze di qualche centinaio di microGal) in corrispondenza di tali vuoti.

Preziose informazioni, tuttora utili per progettare campagne di acquisizione microgravimetrica, sono descritte da Butler et al. (1984). Gli autori conducono esplorazioni microgravimetriche e di gradiente di gravità per localizzare complessi sistemi di cavità riempiti di aria o di acqua. I notevoli risultati ottenuti sono confermati da un successivo programma di perforazione. Nel 1996 è presentato da Qianshen et al. "Microgravimetry", un testo di geofisica applicata dedicato esclusivamente alla microgravimetria. Gli autori spiegano i principi teorici e le peculiari tecniche di acquisizione e analisi dei dati di rilievi gravimetrici a elevata risoluzione. Debeglia & Dupont (2002), infine, riportano un'attenta analisi di tutte le correzioni da applicare ai dati gravimetrici acquisiti in ambiente urbano, ponendo particolare attenzione alla correzione dell'effetto gravimetrico degli edifici prossimi alle stazioni di misura.

Sulla base delle informazioni contenute in questi lavori e in quelli descritti successivamente nel capitolo II è stato pianificato il lavoro di ricerca.

Il lavoro svolto può essere schematizzato in due distinte fasi:

- acquisizione, analisi e interpretazione di nuovi dati microgravimetrici misurati nelle aree urbane di Cardito (NA), Lesina Marina (FG) e Napoli (via San Carlo alle Mortelle);

- formulazione di un nuovo algoritmo di inversione lineare 3D per l'interpretazione dei dati di campi di potenziale.

La scelta di preferire, in ambito urbano, la tecnica di esplorazione microgravimetrica alle altre metodologie geofisiche si basa sui seguenti punti di forza:

I) lo studio del campo microgravimetrico trova ampia applicazione nell'individuazione di anomalie di modesta estensione e intensità generate dal contrasto di densità tra le cavità e le rocce circostanti;

II) la microgravimetria ben si adatta all'ambiente urbano, laddove le intense fonti di disturbo elettromagnetico e sismico, tipiche di questi ambienti, limitano l'utilizzo degli altri metodi geofisici.

Tutte le campagne microgravimetriche effettuate nell'ambito di questa tesi sono caratterizzate da:

- uguali procedure di acquisizione e uguale strumentazione: autogravimetro Scintrex CG5 e livello Wild Na2, corredato di micrometro a lamina piano-parallela e stadia graduata su nastro Invar;
- elevata precisione sia nelle misure gravimetriche (ripetibilità = 5 μ Gal) che in quelle topografiche (ordine di precisione = 3 mm);
- particolare cura nella rimozione dell'effetto gravimetrico dei numerosi edifici disposti nell'intorno dei luoghi esplorati. Questi effetti sono stati calcolati approssimando l'intero volume dei manufatti più lontani con prismi aventi densità pari al valore della media pesata tra i corpi murari e i vuoti. Gli edifici più vicini sono stati, invece, modellizzati in maggior dettaglio con corpi prismatici rappresentativi delle principali strutture murarie che li costituiscono.

Un aspetto innovativo riguarda una parte del processing dei dati, relativamente al calcolo dell'effetto gravimetrico delle masse interposte tra la superficie di misura e il livello di riferimento. Questo calcolo è stato effettuato attraverso un "forward modelling", che include informazioni stratigrafiche provenienti da pozzi e la possibilità di variare la densità orizzontalmente. A questo scopo sono stati usati il metodo di Talwani (Talwani, 1959) per l'analisi lungo profilo e il metodo di Parker (Parker, 1972) per il calcolo su aree.

Gli obiettivi dei rilievi microgravimetrici effettuati, differenti per ogni indagine, sono di seguito riassunti.

Nel caso di Cardito l'indagine, svolta al di sopra di una cavità nota, è stata sviluppata in due fasi:

- 1) acquisizione di un unico profilo gravimetrico nel mese di Settembre 2009;
- 2) acquisizione areale di dati microgravimetrici nel mese di Maggio 2010.

La prospezione svolta lungo il profilo ha avuto lo scopo di testare l'efficacia delle procedure utilizzate per la residuazione del segnale gravimetrico misurato, verificandone l'efficienza tramite l'interpretazione dei dati con tecniche multiscala.

L'esplorazione su area, invece, ha avuto lo scopo di verificare l'andamento delle principali anomalie rilevate lungo il profilo e, in particolare, di un minimo gravimetrico laterale alla cavità nota, probabilmente attribuibile a un vuoto sconosciuto in prossimità della chiesa di San Giuseppe e Santa Eufemia.

Nel caso di Lesina Marina l'esplorazione è stata eseguita per individuare presunte cavità non note nella formazione gessosa e nella copertura sabbiosa nel sottosuolo in prossimità del Canale di Acquarotta, dove fenomeni di erosione carsica potrebbero implicare problemi di stabilità per strutture sportive e palazzi a uso civile.

Nel caso di San Carlo alle Mortelle l'indagine è stata realizzata successivamente al 23 Settembre 2009, quando l'apertura di tre voragini ha provocato il cedimento di una porzione di via San Carlo alle Mortelle, il crollo parziale del pavimento di fine '700 dell'omonima chiesa e il crollo del pavimento di un'abitazione a piano terra. Lo scopo è stato quello di individuare probabili vuoti non noti, rientrando in un discorso più ampio di mitigazione del rischio connesso a sprofondamenti di origine antropica in aree densamente popolate.

Nei casi di Cardito e di Lesina Marina, al segnale residuo sono state applicate tecniche di analisi e interpretazione dei dati basate sullo studio multiscala del campo gravitazionale. Sono state, quindi, studiate sezioni verticali del campo, generate mediante continuazione verso l'alto dei dati, ottenendo informazioni sulla posizione e il tipo di sorgente di anomalia presente in profondità. In entrambi i casi le stime di profondità e indice strutturale sono in ottimo accordo con la reale ubicazione e forma delle sorgenti di anomalia.

Come precedentemente accennato, parte del lavoro di ricerca è stato dedicato alla formulazione di un algoritmo di inversione lineare 3D per l'interpretazione dei dati di campi di potenziale.

Questo algoritmo nasce dalla collaborazione tra il “Department of Informatics and Mathematical Modelling” della “Technical University of Denmark” e il Dipartimento di Scienze della Terra dell’Università di Napoli “Federico II”.

L’algoritmo pone le sue basi sul metodo proposto da Li e Oldenburg (1996, 1998) che hanno introdotto una funzione peso, $W(z)$, nella formulazione di Tikhonov.

A oggi la collaborazione ha prodotto un algoritmo di inversione, le cui caratteristiche principali sono:

- 1) rapidità con cui è generato il “kernel”;
- 2) possibilità di utilizzare differenti metodi di regolarizzazione (TSVD, “Tikhonov regularization” e CGLS);
- 3) possibilità di introdurre informazioni a priori sottoforma di “smoothing norm” e “derivative smoothing norm”;
- 4) interazione con il software tramite un’interfaccia grafica di facile gestione.

Si sarebbe dovuto provvedere anche all’utilizzo di funzioni peso a esponente variabile all’interno di sottodomini del modello, dove attribuire il corretto indice strutturale a sorgenti con differente forma geometrica. Questo obiettivo non è stato ancora raggiunto e potrebbe costituire uno dei principali scopi di una futura collaborazione.

Attraverso l’algoritmo proposto nell’ambito di questa tesi sono stati condotti due tipi di esperimenti:

- ✓ su dati sintetici, per stabilire le capacità di ricostruzione del modello di distribuzione di densità nel sottosuolo;
- ✓ sui dati reali, per confermare i risultati ottenuti con i metodi di interpretazione multiscala e, quindi, validare il corretto funzionamento del software.

CAPITOLO I

IL METODO GRAVIMETRICO

1.1) IL CAMPO GRAVITAZIONALE TERRESTRE

Nel 1687 Isaac Newton pubblicò “Philosophiae Naturalis Principia Mathematica” (Principi matematici della filosofia naturale), in cui enunciò le tre leggi universali del movimento. Utilizzò la parola latina “gravitas” (peso), che sarebbe divenuta nota come gravità, per la determinazione analitica della forza e definì la legge della gravitazione universale:

“dati due corpi (assunti con masse puntiformi m e m') esiste un'interazione gravitazionale tra essi, che si può esprimere mediante una forza centrale attrattiva direttamente proporzionale alle masse dei due corpi e inversamente proporzionale al quadrato della distanza tra essi ($|\vec{r}|$)”

$$\vec{F}_g = -\gamma \frac{mm'}{|\vec{r}|^2} \vec{e}_r \quad (1.1)$$

dove γ , costante di gravitazione universale, nel Sistema Internazionale (S.I.) vale $6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{sec}^{-2}$ e nel sistema c.g.s. $6.67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3\text{g}^{-1}\text{sec}^{-2}$ ed \vec{e}_r indica il versore lungo la retta r che congiunge i punti dello spazio occupato dalle masse m e m' .

Il segno negativo deriva dall'aver scelto come origine del sistema di riferimento il “punto massa” di m . Quindi \vec{e}_r e \vec{F}_g sono di verso opposto poiché la forza è attrattiva (Fig.1.1).

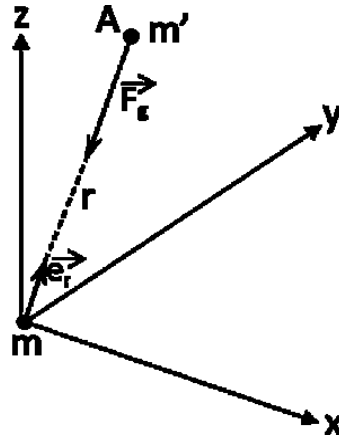


Figura 1.1. La forza gravitazionale che si esplica tra due masse m e m' agisce lungo la retta che le congiunge ed è di tipo attrattivo.

L'attrazione esercitata dalla massa m sulla massa m' (ovviamente m' sperimenterà una forza uguale e opposta) può essere meglio espressa in termini di “campo gravitazionale” piuttosto che in termini di forza. Secondo la legge di Newton in ogni punto la massa m' sarà soggetta a una forza gravitazionale dovuta alla presenza di m . Questa situazione fisica può essere convenientemente descritta attraverso la presenza di un campo gravitazionale \vec{G} , di sorgente m , la cui intensità è definita come la forza sull'unità di massa posta nel punto considerato (identificato dal vettore posizione \vec{r}):

$$\vec{G} = -\gamma \frac{m}{|\vec{r}|^2} \vec{e}_r \quad (1.2)$$

Poiché ad ogni punto dello spazio è associabile una grandezza caratterizzata da intensità, direzione e verso, ossia una grandezza vettoriale, il campo gravitazionale è definibile come campo vettoriale. Dato che tale tipologia di campo soddisfa il principio della sovrapposizione degli effetti, allora dalla (1.2) è possibile esprimere il campo gravitazionale in un punto $P(\vec{r}')$ generato non da una sorgente puntiforme, bensì da una distribuzione di massa a densità $\rho(\vec{r})$ in un volume v con la seguente relazione (Fig. 1.2):

$$\vec{G}(\vec{r}') = -\gamma \int_v \frac{\rho(\vec{r})}{|\vec{R}|^2} \vec{e}_R dV \quad (1.3)$$

dove $\vec{R} = \vec{r}' - \vec{r}$ e $\rho(\vec{r})$ è la densità di massa.

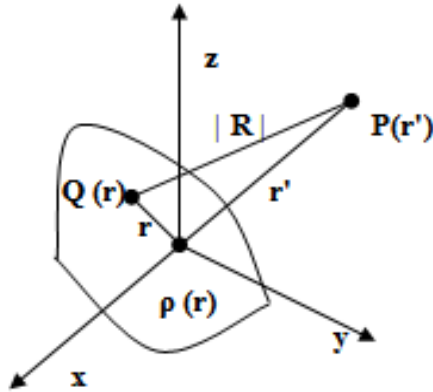


Figura 1.2. Il campo gravitazionale dovuto a una distribuzione generica di massa in un volume v si esprime come l'integrale degli effetti legati a volumi infinitesimi (eq. 1.3), ognuno dei quali si esplica lungo la direzione del vettore differenza \vec{R} .

I gravimetri misurano la componente verticale di \vec{G} , ovvero G_z . Quindi, nel caso di una distribuzione di punti di massa si ha:

$$G_z = -\gamma \int_v \frac{\rho \cos \beta}{|\vec{R}|^2} dv$$

con β angolo tra il vettore \vec{G} e la componente G_z .

Considerando solo la componente z di \vec{R} , dato che $\cos \beta = z/|\vec{R}|$ si ottiene

$$G_z = -\gamma \int_v \frac{\rho z}{R^3} dv$$

Quest'equazione è alla base del calcolo dell'effetto gravimetrico di corpi regolari (sfere, cilindri, piastre).

Poiché \vec{G} è una forza divisa per una massa, essa ha unità di accelerazione (come è evidente nel passaggio dall'equazione (1.1) all'equazione (1.2)). Nel Sistema Internazionale l'attrazione gravitazionale è espressa in m/sec^2 ; nel sistema c.g.s. in cm/sec^2 . L'unità di accelerazione c.g.s. è

solitamente espressa in Gal, in onore di Galileo, dove $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/sec}^2$; in geofisica l'unità più usata è un sottomultiplo del Gal, ovvero il mGal (10^{-3} Gal), se non addirittura il μGal (10^{-6} Gal) nell'ambito delle indagini microgravimetriche.

Esiste un'ulteriore unità di misura, non universalmente accettata: "gravity unit" (g.u.), per la quale $1 \text{ g.u.} = 0.1 \text{ mGal}$ [$10 \text{ g.u.} = 1 \text{ mGal}$].

Quanto esposto fin qui vale solo per sistemi inerziali, in cui è soddisfatto il principio d'inerzia secondo cui: "esiste almeno un sistema di riferimento in cui il moto dei punti materiali liberi isolati avviene con velocità costante sia in modulo che in direzione".

Ovviamente la Terra, caratterizzata dal moto rotazionale intorno al proprio asse, non può essere ritenuta un sistema inerziale. Tale rotazione provoca una forza, detta centrifuga \vec{p} , che si oppone a quella gravitazionale e che si esprime attraverso la (1.4)

$$\vec{p} = -\vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r}) \quad (1.4)$$

dove $\vec{\omega}$ è la velocità angolare di modulo $7.29212 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$.

E', quindi, necessario sottrarre al valore del campo ottenuto dalla (1.3) il valore del termine centrifugo \vec{p} (1.4).

Il modulo di \vec{p} è

$$|\vec{p}| = |\vec{\omega}|^2 |\vec{r}| \cos \lambda = 3.34 \times 10^{-2} \cos \lambda \quad (1.5)$$

dove λ è la latitudine geografica.

Poiché la componente centrifuga tangenziale

$$\rho_T = |\vec{\omega}|^2 |\vec{r}| \cos \lambda \sin \lambda$$

è trascurabile rispetto alla componente newtoniana e alla centrifuga radiale

$$\rho_r = |\vec{\omega}|^2 |\vec{r}| \cos^2 \lambda$$

si può giungere, con un'approssimazione dell'ordine dello schiacciamento della Terra, alla seguente formulazione di \vec{G} :

$$|\vec{G}| \approx |\vec{G}'| - |\vec{\omega}|^2 |\vec{r}| \cos^2 \lambda \quad (1.6)$$

La (1.6) rappresenta l'espressione del campo gravitazionale terrestre. Si evince chiaramente come l'intensità totale del campo varia con la latitudine. Essa si muove da circa 978 Gal dell'equatore a circa 983 Gal dei poli (Figura 1.3) (Fedi & Rapolla, 1993). L'aumento della forza di attrazione gravitazionale verso i poli mostra che la forma del globo terrestre è assimilabile a uno sferoide oblato piuttosto che a una sfera (forma che si determina in conseguenza dell'equilibrio tra l'accelerazione gravitazionale e l'accelerazione centrifuga).

Tuttavia, il termine centrifugo incide sulla variazione di \vec{G} per non più dello 0.5%. Un effetto ben più importante è relativo proprio alla forma della Terra, appiattita nelle regioni polari, dove i punti sono a una minore distanza dal suo centro. Infine, sebbene sia un aspetto secondario, è anche l'attrazione luni-solare a modificare quanto espresso nella (1.6). I valori relativi più alti sono pari a 0.11 mGal per la Luna e 0.05 mGal per il Sole lungo la verticale, cosicché quest'ultimo effetto assume maggiore importanza esclusivamente nei rilievi di precisione e in particolare in quelli di tipo microgravimetrico.

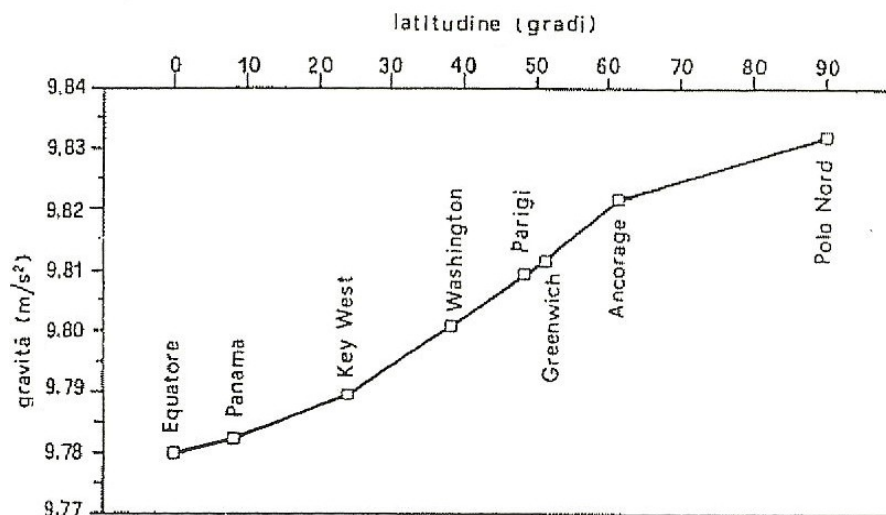


Figura 1.3. L'accelerazione di gravità sulla superficie della Terra dipende dalla latitudine. Il grafico mostra la variazione lungo un percorso dall'Equatore al Polo Nord.

1.2) IL POTENZIALE NEWTONIANO

L'attrazione gravitazionale descritta dall'equazione (1.2) può essere espressa in termini di campo irrotazionale poiché

$$\nabla \times \vec{G} = 0 \quad (1.7)$$

Da qui, per l'equazione (1.8), teorema di Helmholtz, l'accelerazione gravitazionale risulta un campo conservativo esprimibile come il gradiente del potenziale scalare (equazioni (1.9) e (1.10)).

$$\vec{G} = \nabla \varphi + \nabla \times A \quad (1.8)$$

la quantità φ è il potenziale scalare del campo \vec{G} e la quantità A è il potenziale vettore.

$$\vec{G} = \nabla \varphi \quad (1.9)$$

dove

$$\varphi = -\gamma \frac{m}{r} \quad (1.10)$$

La funzione φ , chiamata potenziale gravitazionale o potenziale newtoniano, indica il lavoro L esercitato dal campo per spostare una particella m da una posizione all'infinito a una posizione finale P e tale lavoro è indipendente dal percorso effettuato.

Per convenzione si scelgono per la gravità valori positivi, per cui invece di φ si considera il suo opposto: $V = -\varphi$.

E', quindi, possibile esprimere per una sorgente di massa generica non puntiforme, distribuita continuamente in un volume v a densità variabile $\rho(\vec{r})$ la seguente relazione:

$$V(\vec{r}_k) = \gamma \int_v \frac{\rho(\vec{r})}{|\vec{R}|} dv \quad (1.11)$$

Come è possibile verificare, il potenziale newtoniano soddisfa nella regione spaziale esterna alla Terra a densità di massa nulla l'equazione di Laplace (Blakely, 1996):

$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (1.12)$$

Il dominio di validità dell'equazione di Laplace viene denominato "regione armonica" e le sue soluzioni continue, insieme alle sue derivate di primo e secondo ordine, "funzioni armoniche".

Nel caso della Terra (sistema non inerziale) bisogna, però, adottare la formulazione relativa ai sistemi in moto rotatorio uniforme (equazione (1.6)), per cui è necessario considerare un diverso tipo di potenziale, il "potenziale gravitazionale" W del "campo gravitazionale" \vec{G} definito come:

$$W(\vec{r}_k) = V + K = \gamma \int_V \frac{\rho(\vec{r})}{|\vec{R}|} dv + \frac{1}{2} |\vec{\omega}|^2 |\vec{r}|^2 \cos^2 \lambda \quad (1.13)$$

dove K è detto potenziale centrifugo e $|\vec{r}|$ è la distanza tra il punto di massa unitaria e l'origine del sistema di riferimento (centro della Terra).

Se la particella viene spostata perpendicolarmente alla direzione del campo gravitazionale si ottiene:

$$L = 0$$

$$W(r') = W \quad W \text{ costante} \quad (1.14)$$

Se identifichiamo il luogo dei punti per i quali vale la (1.14) definiremo un insieme di superfici, dette equipotenziali, ognuna caratterizzata da uno stesso valore costante del potenziale e da una direzione normale del campo gravitazionale rispetto ad esse.

1.3) GEOIDE E SFEROIDE

Ci si riferisce alle superfici equipotenziali per calcolare un campo teorico G_T , associabile a una Terra regolare a distribuzione di densità omogenea in gusci concentrici, e analizzare e interpretare efficacemente i dati misurati.

Selezioniamo una superficie equipotenziale che approssima soddisfacentemente la geometria terrestre, identificando il valore di W per cui la superficie equipotenziale risulti coincidente almeno in un punto con la superficie della Terra o più precisamente in un punto corrispondente al livello

medio dei mari. Se il punto a_k è all'equatore ($\lambda = 0^\circ$), la superficie equipotenziale avrà per equazione (si guardi la (1.13)) (Fedi & Rapolla, 1993):

$$W(a_k) = \gamma \int_V \frac{\rho(\vec{r})}{|\vec{R}|} dv + \frac{1}{2} |\vec{\omega}|^2 a_k^2 \quad (1.15)$$

L'espressione (1.15) definisce il geoide. Per esso si intende la superficie equipotenziale coincidente con il livello degli oceani (che in quanto masse liquide si dispongono secondo una superficie in equilibrio rispetto alla forza di gravità), indisturbato da venti e correnti e che prosegue al di sotto dei continenti alla condizione che il campo gravitazionale sia sempre normale alla superficie stessa. In pratica il geoide è riferito al livello medio del mare.

Uno sviluppo in serie del potenziale gravitazionale (equazione (1.13)) conduce all'espressione analitica del potenziale di altre forme prossime alla superficie terrestre, che vanno sotto il nome di sferoidi. In questo caso, dallo sviluppo in serie si ha che il potenziale dello sferoide sarà:

$$W = \gamma \frac{M}{\vec{r}} - \gamma \frac{Ma^2}{2\vec{r}^3} J_2 (3\text{sen}^2 \lambda - 1) + \frac{1}{2} |\vec{\omega}|^2 \vec{r}^2 \cos^2 \lambda \quad (1.16)$$

dove M è la massa della Terra, a è il semiasse equatoriale e J è il momento zonale adimensionale dell'ordine di 1/1000, che misura la deviazione del campo dalla simmetria sferica essendo legato allo schiacciamento relativo α dalla seguente relazione:

$$\alpha = \frac{3}{2} J_2 + \frac{\vec{\omega}^2 a^3}{2\gamma M}$$

dove

$$\alpha = \frac{a - c}{a} = \frac{1}{298.25}$$

con c semiasse polare.

Uno sferoide è una superficie di rivoluzione attorno all'asse minore dell'ellisse generatrice e ammette per piano di simmetria il piano baricentrico normale a quest'asse.

Se si considera un ellissoide di rotazione avente per semiassi gli stessi raggi equatoriale e polare dello sferoide più prossimo al geoide si trova che il massimo scostamento radiale delle due superfici, supposte disposte in modo tale che i baricentri e i piani equatoriali coincidano, è di poche decine di metri, quantità molto piccola rispetto alle dimensioni terrestri. Ciò prova la grande somiglianza del geoide con un conveniente ellissoide di rotazione, attualmente preso come superficie di riferimento internazionale.

Tuttavia, la presenza di eccessi o difetti di massa, che provoca uno scostamento tra le due superfici, è causa della variazione del potenziale tra il geoide e lo sferoide. Per cui, se vi è un eccesso di massa vi sarà un potenziale addizionale W' a quello geodetico e la superficie del geoide sarà curvata verso l'interno. Per una singola massa anomala, secondo la relazione di Stokes, sarà:

$$W' = \bar{G}N$$

dove N è lo scostamento del geoide dallo sferoide e \bar{G} è il valore medio di gravità tra i valori estremi dello sferoide e del geoide nel punto considerato.

Ai lati della regione anomala la verticale sarà deviata verso l'interno. Effetti opposti si avranno per difetti di massa (Fedi & Rapolla, 1993).

A questo punto ricordiamo che l'effetto gravitazionale di una massa perturbante, Δg , è misurato dallo strumento lungo la direzione verticale, ossia lungo la direzione di G_T , in quanto è assunto che la direzione di quest'ultima è sostanzialmente indipendente dalla massa anomala. Ovviamente questo è vero solo se $\Delta g \ll G_T$, condizione sempre verificata.

1.4) DENSITA' DELLE ROCCE

Come reso esplicito dalla (1.3) il parametro fisico che influenza le misure di accelerazione gravitazionale è la densità, più precisamente il contrasto di densità tra corpi sepolti. Infatti, variazioni orizzontali di densità provocano variazioni orizzontali del valore di gravità note come anomalie gravimetriche.

Le densità delle rocce riportate in tabella sono espresse in g/cm^3 .

Come si può notare, rocce dello stesso tipo possono avere un intervallo abbastanza variabile del valore di densità. Le variazioni non dipendono soltanto dalla composizione mineralogica e dal grado di compattezza, ma anche dall'età e profondità a cui si trova la roccia, dai processi tettonici

subiti, dalla porosità e dalla presenza di fluidi. Ad esempio, una roccia sedimentaria posta per lungo tempo a elevata profondità risulta più densa perché meno porosa.

La principale distinzione si basa sulla composizione mineralogica. Osservando i valori in tabella è possibile constatare che le rocce sedimentarie, ricche in quarzo e feldspato, tendono a essere meno dense delle rocce vulcaniche e tra le rocce ignee quelle basiche risultano le più dense (tabella 1.1). Le rocce metamorfiche, invece, tendono a essere più dense quanto più è spinto il grado di metamorfismo; così si può notare che tendenzialmente gli scisti risultano meno densi degli equivalenti gneiss (tabella 1.2).

Rock Type	Range (g/cm ³)	Average (g/cm ³)	Mineral	Range (g/cm ³)	Average (g/cm ³)
Sediments(wet)			Metallic minerals		
Overburden		1.92	Oxides, carbonates		
Soil	1.2 – 2.4	1.92	Bauxite	2.3 – 2.55	2.45
Clay	1.63 – 2.6	2.21	Limonite	3.5 – 4.0	3.78
Gravel	1.70 – 2.40	2.0	Siderite	3.7 – 3.9	3.83
Sand	1.70 – 2.30	2.0	Rutile	4.18 – 4.3	4.25
Sandstone	1.61 – 2.76	2.35	Manganite	4.2 – 4.4	4.32
Shale	1.77 – 3.20	2.40	Chromite	4.3 – 4.6	4.36
Limestone	1.93 – 2.90	2.55	Ilmenite	4.3 – 5.0	4.67
Dolomite	2.28 – 2.90	2.70	Pyrolusite	4.7 – 5.0	4.82
Sedimentary rocks (av.)		2.50	Magnetite	4.9 – 5.2	5.12
Igneous rocks			Franklinite	5.0 – 5.22	5.12
Rhyolite	2.35 – 2.70	2.52	Hematite	4.9 – 5.3	5.18
Andesite	2.40 – 2.80	2.61	Cuprite	5.7 – 6.15	5.92
Granite	2.50 – 2.81	2.64	Cassiterite	6.8 – 7.1	6.92
Granodiorite	2.67 – 2.79	2.73	Wolframite	7.1 – 7.5	7.32
Porphyry	2.60 – 2.89	2.74	Sulfides, arsenides		
Quartzdiorite	2.62 – 2.96	2.79	Sphalerite	3.5 – 4.0	3.75
Diorite	2.72 – 2.99	2.85	Malachite	3.9 – 4.03	4.0
Lavas	2.80 – 3.00	2.90	Chalcopyrite	4.1 – 4.3	4.2
Diabase	2.50 – 3.20	2.91	Stannite	4.3 – 4.52	4.4
Basalt	2.70 – 3.30	2.99	Stibnite	4.5 – 4.6	4.6
Gabbro	2.70 – 3.50	3.03	Pyrrhotite	4.5 – 4.8	4.65
Peridotite	2.78 – 3.37	3.15	Molybdenite	4.4 – 4.8	4.7
Acid igneous	2.30 – 3.11	2.61	Marcasite	4.7 – 4.9	4.85
Basic igneous	2.09 – 3.17	2.79	Pyrite	4.9 – 5.2	5.0
			Bornite	4.9 – 5.4	5.1
			Chalcocite	5.5 – 5.8	5.65

Tabella 1.1. Valori di densità espressi in g/cm³ per differenti tipi di rocce e minerali. Dati tratti da Seigel (1995).

Rock Type	Range (g/cm ³)	Average (g/cm ³)	Mineral	Range (g/cm ³)	Average (g/cm ³)
Metamorphic rocks			Cobaltite	5.8 – 6.3	6.1
Quartzite	2.50 – 2.70	2.60	Arsenopyrite	5.9 – 6.2	6.1
Schists	2.39 – 2.90	2.64	Bismuththinite	6.5 – 6.7	6.57
Graywacke	2.60 – 2.70	2.65	Galena	7.4 – 7.6	7.5
Marble	2.60 – 2.90	2.75	Cinnabar	8.0 – 8.2	8.1
Serpentine	2.40 – 3.10	2.78	Non – metallic minerals		
Slate	2.70 – 2.90	2.79	Petroleum	0.6 – 0.9	—
Gneiss	2.59 – 3.00	2.80	Ice	0.88 – 0.92	—
Amphibolite	2.90 – 3.04	2.96	SeaWater	1.01 – 1.05	—
Eclogite	3.20 – 3.54	3.37	Lignite	1.1 – 1.25	1.19
Metamorphic	2.40 – 3.10	2.74	Softcoal	1.2 – 1.5	1.32
			Anthracite	1.34 – 1.8	1.50
			Chalk	1.53 – 2.6	2.01
			Graphite	1.9 – 2.3	2.15
			Rocksalt	2.1 – 2.6	2.22
			Gypsum	2.2 – 2.6	2.35
			Kaolinite	2.2 – 2.63	2.53
			Orthoclase	2.5 – 2.6	—
			Quartz	2.5 – 2.7	2.65
			Calcite	2.6 – 2.7	—
			Anhydrite	2.29 – 3.0	2.93
			Biotite	2.7 – 3.2	2.92
			Magnesite	2.9 – 3.12	3.03
			Fluorite	3.01 – 3.25	3.14
			Barite	4.3 – 4.7	4.47

Tabella 1.2. Valori di densità espressi in g/cm³ per differenti tipi di rocce e minerali. Dati tratti da Seigel (1995).

1.5) STRUMENTAZIONI

La misura del campo gravitazionale terrestre avviene attraverso due metodi fondamentali: metodo statico, basato sul principio del dinamometro, e metodo dinamico, basato sulle misure di oscillazione del pendolo, sulla caduta libera dei gravi, sul piano inclinato e sul lancio verticale (Fedi & Rapolla, 1993).

Nel primo caso l'elemento sensibile del gravimetro, una massa sospesa m , risente delle variazioni di gravità da un punto a un altro della superficie terrestre attraverso l'allungamento della molla, a cui è congiunta, secondo la seguente relazione:

$$mG = \tau z$$

dove τ è la costante della molla e z l'allungamento.

Nel secondo caso è possibile ricavare G come segue:

pendolo:
$$T = 2\pi \sqrt{\frac{L}{G}}$$

dove T è il periodo di oscillazione e L la lunghezza del pendolo.

caduta libera dei gravi:
$$s = \frac{1}{2} G t^2$$

piano inclinato:
$$s = \frac{1}{2} G t^2 \sin \alpha$$

lancio verticale:
$$s = v_0 t - \frac{1}{2} G t^2$$

dove t è il tempo, s è lo spazio percorso, α è l'angolo di inclinazione del piano inclinato e v_0 è la velocità iniziale del lancio.

Sulla base di questi due metodi la misura di G potrà essere:

- ✓ assoluta se indipendente dagli altri valori di G e legata alle grandezze lunghezza e tempo;
- ✓ relativa se viene misurata la differenza o il rapporto con un valore di G noto.

Poiché nel caso del pendolo la precisione del mGal è piuttosto grossolana, in gravimetria si preferisce il metodo del dinamometro, che raggiunge una precisione dell'ordine del μ Gal.

Gli strumenti che si basano sul principio del dinamometro sono chiamati gravimetri. Essi forniscono misure relative e constano di una massa sospesa a un sistema elastico, la cui elongazione varia in base all'attrazione gravitazionale agente in un dato punto della superficie terrestre. A seconda che il moto del sistema elastico sia di traslazione o di rotazione i gravimetri si dividono in stabili (statici) e instabili (astatici).

I gravimetri statici sono abbastanza semplici nei principi meccanici, ma richiedono un'altissima precisione nel rilevamento della posizione della massa di prova. Corrispondono a una bilancia ad alta sensibilità e possono essere schematizzati come una massa sospesa a una molla di costante elastica τ , che oscilla intorno alla posizione di equilibrio in funzione della variazione di gravità.

I gravimetri astatici sono basati su un dispositivo che tende a esagerare lo spostamento dovuto alla variazione di gravità e misurano la stessa in base alla forza necessaria per ricondurre la massa nella posizione di "zero". A questi appartengono il Lacoste-Romberg, il Worden della Texas Instruments e gli auto-gravimetri Scintrex CG3 e CG5 (Fedi & Rapolla, 1993; Milsom, 2003).

Di quest'ultimo, utilizzato nelle prospezioni microgravimetriche descritte nel capitolo 4, elenchiamo le caratteristiche e il funzionamento.

1.5.1) Autograv Scintrex CG5

I gravimetri a lettura automatica sono stati sviluppati per eseguire rilievi ad alta risoluzione teoricamente capaci di rilevare variazioni di accelerazione gravitazionale di 0.001 mGal. Uno di questi strumenti è il gravimetro Scintrex CG5 (Figura 1.4).



Figura 1.4. CG5 Scintrex Autograv System

L'elemento sensibile del CG5 consta di un sistema elastico in quarzo. La forza gravitazionale sulla massa di prova è bilanciata da una molla e da una relativamente piccola forza elettrostatica. La posizione della massa, che viene rilevata da un trasduttore capacitivo di spostamento a elevatissima risoluzione (0.02 nm), varia in base ai cambiamenti di accelerazione gravitazionale a cui è sottoposta la molla. Un circuito automatico applica un voltaggio continuo ai piatti capacitori, che producono sulla massa una forza elettrostatica capace di riportarla nella posizione di zero (posizione d'origine).

Il voltaggio, che è una misura del valore relativo di gravità in un dato sito di lettura, è convertito in segnale digitale e poi trasmesso al sistema di acquisizione dati per il processing, la visualizzazione e l'immagazzinamento.

Le eccellenti proprietà elastiche del quarzo fuso permettono allo strumento di operare senza "bruschi salti"; inoltre il gravimetro presenta un sistema anti-shock.

I parametri del sensore e il suo circuito elettrico sono scelti in modo che il voltaggio copra un range di oltre 8000 mGal. L'uso di un sistema elettronico a basso rumore insieme con un convertitore da analogico a digitale altamente accurato restituisce una risoluzione di 0.001 mGal, permettendo al gravimetro di operare sia in rilievi a scala regionale che a piccola scala.

Anche i sensori di inclinazione dello strumento sono elettronici, con una risoluzione di 1 arcosecondo; le correzioni per gli errori di inclinazione avvengono automaticamente in tempo reale su un intervallo di operabilità di [-200 +200] arcosecondi.

Il sistema elastico in quarzo, il convertitore analogico - digitale, le componenti elettroniche e i sensori di inclinazione sono protetti dalle variazioni termiche ambientali senza alcuna compensazione meccanica. L'intervallo di operabilità del termostato va da -40°C a $+45^{\circ}\text{C}$.

L'intero meccanismo di rilevamento è racchiuso in una camera a vuoto. Ciò permette un eccellente isolamento dalle variazioni di pressione atmosferica. Questo ambiente operativo estremamente stabile consente di prevedere con precisione la deriva a lungo termine del sensore e la correzione, anche questa in tempo reale, la riduce a meno dello 0.02 mGal/giorno . Durante una lettura il segnale gravitazionale, espresso in Volt, è campionato 6 volte al secondo (6 Hz); ogni campione è il risultato di una lettura mediata tra un numero di valori a cui è possibile applicare un filtro elettronico per eliminare il rumore sismico; le correzioni per i sensori di inclinazione e la deriva a lungo termine sono eseguite automaticamente ogni 5 secondi durante la lettura; le correzioni di marea e di temperatura sono applicate alla fine di ogni lettura. Effettuate queste correzioni, la misura di gravità viene immagazzinata.

E' possibile decidere, tramite un menù apposito, che il software esegua o meno, durante la fase di acquisizione, le correzioni di marea, topografica e di deriva strumentale.

Di seguito tre schede riassuntive sulle principali caratteristiche tecniche, hardware e software dell'autogravimetro CG5. Tutte le tabelle sono tratte da: "CG5 Scintrex Autograv System - Operation Manual" (2006).

Reading Resolution	0.001 milligal
Minimum Operating Range	8000 milligals, without resetting
Residual Long-term Drift	Less than 0.02 milligals per day
Typical Repeatability in Field Use	Less than 0.01 milligals standard deviation
Range of Automatic Tilt Correction	+/- 200 arc seconds
Noise Rejection	Samples of more than 4 standard deviations (6 if the Seismic Filter is selected) from the average are rejected, if this feature is selected upon initialization of the instrument
Displayed and Recorded Data	Corrected Gravity Standard Deviation Tilt about the X-axis Tilt about the Y-axis Gravity Sensor Temperature Tidal Correction Duration of Measurement Terrain Correction Time at start of measurement and Header Information (including date and initialization constants)

Tabella 1.3. Caratteristiche generali dell'autogravimetro Scintrex CG5. Dati tratti da: CG5 Scintrex Autograv System - Operation Manual (2006).

Graphic Display	Quarter VGA 320 x 240 LCD
Keypad Input	27 Keys for entering all commands, coordinates, header and ancillary information
Operating Temperature of the graphic display:	Standard operation -20°C to +45°C Optional heated operation -40°C to +45°C
Data Dump Connectors	2 COM (RS-232) ports, data and GPS (600 to 57600 baud) 1 USB port (12 Mbits / sec) 1 analog strip chart recorder output
Standard Memory	Flash technology Standard 12 Mbytes with approximately 200,000 readings without raw data setting When raw enabled 6 sample per second digitized samples, capacity depends on read time duration
Real Time Clock	Day, month, hour, minute and second Y2K compliant Continuous Lithium battery backup
Smart Power Supply	Dual Lithium camcorder type Capacity 6.6 Ah Automatic switching
Weight and Dimensions	Complete system is 336*215*201mm outside all connectors (336*190*177mm without connectors) and weighs 8.9 Kg Battery only is 336*215*86mm and weighs 6.4 kg

Tabella 1.4. Caratteristiche hardware dell'autogravimetro Scintrex CG5. Dati tratti da: CG5 Scintrex Autograv System - Operation Manual (2006).

Operating System	Scintrex Proprietary Embedded OS GUI Windows style In-field programmable (RS-232 and USB)
Automated Data Corrections	Tide, Instrument Tilt, Temperature, Advanced Noisy Reading Rejection, Seismic Noise Filter / FIR filter Near Terrain Corrections
Self Diagnostic	Data integrity upon power up Calibration parameters status
User Calibration	Easy graphic interface Automatic computation / storage of variables
Reading Data Presentation	Digitized Signal Graphic presentation (oscilloscope like) Numeric - one screen for all parameters Graphic cross-hair leveling presentation
Recall Data	Graphic line profile Numeric individual reading of all parameters
Data Dump	RS 232 and very fast USB Format: Binary data image Post-processed in: *.SGD (Scintrex proprietary format) *.TXT (full ASCII - headers and data) This is a text file and can be opened using NOTEPAD.EXE or WORDPAD.EXE. *.XYZ (ASCII data only spreadsheet type) This is a text file and can be opened using NOTEPAD.EXE or WORDPAD.EXE. *.LOG (log file). This is a text file and can be opened using NOTEPAD.EXE or WORDPAD.EXE. *.RAW: The raw data file. This is in binary format and cannot be opened by the user.
Data Storage	Individual readings Raw 6 sample per second readings (when enabled) Notes Calibration parameters
Station Designation System	Multiple station designation systems are supported: <ul style="list-style-type: none"> • NSEWm (Line 100N, Station 20S) • NSEWft (Line 100N, Station 20S) • XYm (Line 100, Station -20) • XYft (Line 100, Station -20) • UTM (Easting 548906E, Northing 5432145S) • LAT/LONG (Longitude 49E 50' 34", Latitude 12N, 13', 22") (GPS)
Near Terrain Corrections	Hammer chart type graphic data entry Automatic correction
Smart Battery Status	True capacity level

Tabella 1.5. Caratteristiche software dell'autogravimetro Scintrex CG5. Dati tratti da: CG5 Scintrex Autograv System - Operation Manual (2006).

1.6) ANOMALIA GRAVIMETRICA E RIDUZIONI DELLE MISURE DI GRAVITA'

Le misure di gravità eseguite su differenti punti della superficie terrestre risentono di una serie di effetti temporali e spaziali indipendenti dal sottosuolo investigato. Per questo motivo effetti connessi alla forma non sferica della Terra e alla topografia variabile devono essere rimossi dai dati osservati prima di ogni interpretazione geofisica e geologica. E', dunque, necessario un processo di correzioni, chiamato riduzione dei dati, per giungere a un corretto valore dell'anomalia gravimetrica.

Per anomalia gravimetrica si intende lo scostamento tra il valore di gravità misurato, riferito alla superficie topografica o a una superficie arbitraria relativa al sito di misura, e il valore teorico, riferito alla stessa superficie, rappresentato dal valore del campo normale G_T . Come descritto nel paragrafo 3 la superficie normale, rispetto alla quale dedurre il valore di G_T , è lo sferoide (equazione (1.16)).

Il concetto di anomalia è, quindi, legato al confronto tra il valore di misura G e il valore teorico G_T :

$$\Delta g = G - G_T$$

Esistono due alternative per poter confrontare i valori teorici e reali:

- 1) riportare il dato teorico relativo a un punto sullo sferoide al corrispettivo punto sulla superficie topografica,
- 2) riportare il dato osservato in un punto della superficie topografica al corrispondente punto sulla superficie sferoidale.

La via più corretta da intraprendere è attinente al punto 1): è molto più logico e semplice correggere un dato teorico per variazioni di quota. Al contrario, per seguire l'alternativa 2) si dovrebbe conoscere il gradiente del campo reale. Ciò è possibile solo in base a misurazioni dirette della componente verticale del gradiente o a trasformazioni numeriche del campo stesso, dato che di quest'ultimo non si dispone di una rappresentazione analitica.

Le correzioni necessarie per giungere al corretto valore di un'anomalia gravimetrica generata da un corpo a differente densità nel sottosuolo si dividono in: temporali e spaziali.

Le correzioni temporali sono: di deriva strumentale e di marea; quelle spaziali sono: di latitudine, di quota, anche chiamata correzione di aria libera, di Bouguer e topografica. Nel caso di rilievi microgravimetrici, come spiegato nel capitolo II, si esegue un'ulteriore correzione relativa alla rimozione dell'effetto gravimetrico generato dalla massa dei manufatti presenti nell'intorno dell'area esplorata.

1.6.1) Correzione di deriva strumentale

Il fenomeno di deriva strumentale può essere definito come un “creep” della molla interna allo strumento di misura, un lieve slittamento nel tempo causato da due distinte tipologie di cause: esterne e interne (Morelli, 1968).

Fra le cause esterne la più importante è sicuramente la temperatura, le cui variazioni influiscono sia sulla lunghezza della molla che sulle proprietà elastiche. Così, un aumento della temperatura provocherà in generale (se non sufficientemente compensato) un abbassamento della massa interna allo strumento di misura e, quindi, un aumento apparente della gravità. Generalmente, però, apparecchiature costituite da elementi in quarzo (autogravimetro CG5) o in invar non subiscono deriva per variazioni di temperatura.

Anche gli urti provocano deriva sia sottoforma di salti improvvisi sia come conseguenza di un'esaltazione dell'assestamento molecolare. Di conseguenza, in generale si ha deriva per la messa in attività dello strumento. Per lo stesso motivo causano di solito deriva le operazioni di reset e i trasporti su terreni accidentati.

Alla stessa causa è da attribuirsi la deriva per isteresi della molla di lettura, ovvero lo stato di tensione più o meno forte in cui si trova la molla prima di effettuare una misura.

Un'ulteriore motivo esterno di deriva sono le variazioni di pressione atmosferica. Questo effetto assume particolare importanza quando i gravimetri sono adoperati per collegamenti lungo forti differenze di quota o mediante aerei.

La causa interna dell'assestamento molecolare o invecchiamento della molla è in generale sempre presente anche in gravimetri di costruzione micrometrica interamente in quarzo.

La deriva osservata è, quindi, la risultante di tutte le derive sopra elencate.

Dal punto di vista pratico, essa si manifesta con un incremento più o meno costante nel tempo del valore dell'accelerazione di gravità misurata in uno stesso punto. Per correggere questo effetto è necessario adottare una particolare procedura di acquisizione dei dati, nella quale si stabilisce la posizione di una o più stazioni base, in cui sono fatte periodicamente delle misure nell'arco di tutta la durata della campagna, in modo da conoscere la componente tempo-variabile dovuta agli effetti di deriva. Graficando i valori di gravità misurati alla stazione base e interpolando gli stessi si costruisce la curva di deriva. L'interpolazione permette di conoscere il valore della deriva strumentale in tutti gli istanti in cui si è stata eseguita una misura di gravità. Sottraendo questi valori ai dati si elimina l'effetto di deriva.

1.6.2) Correzione di marea luni-solare

L'attrazione gravitazionale del Sole e della Luna è sufficientemente intensa da causare una variazione nel valore di gravità superiore a 0.3 mGal con un periodo minimo di circa 12 ore.

Questi effetti di marea sono calcolati, secondo varie formule (Longman, 1959; Tamura, 1982; Rapp, 1983), in funzione della latitudine e longitudine delle stazioni di misura e in base al tempo UTC in cui tale misura viene realizzata.

L'equazione su cui si basa la correzione di marea svolta automaticamente dallo Scintrex CG5 è quella di Longman del 1959.

In figura 1.5 sono riportati gli andamenti di deriva strumentale, di marea e il segnale ottenuto correggendo i valori osservati da questi due fenomeni temporali.

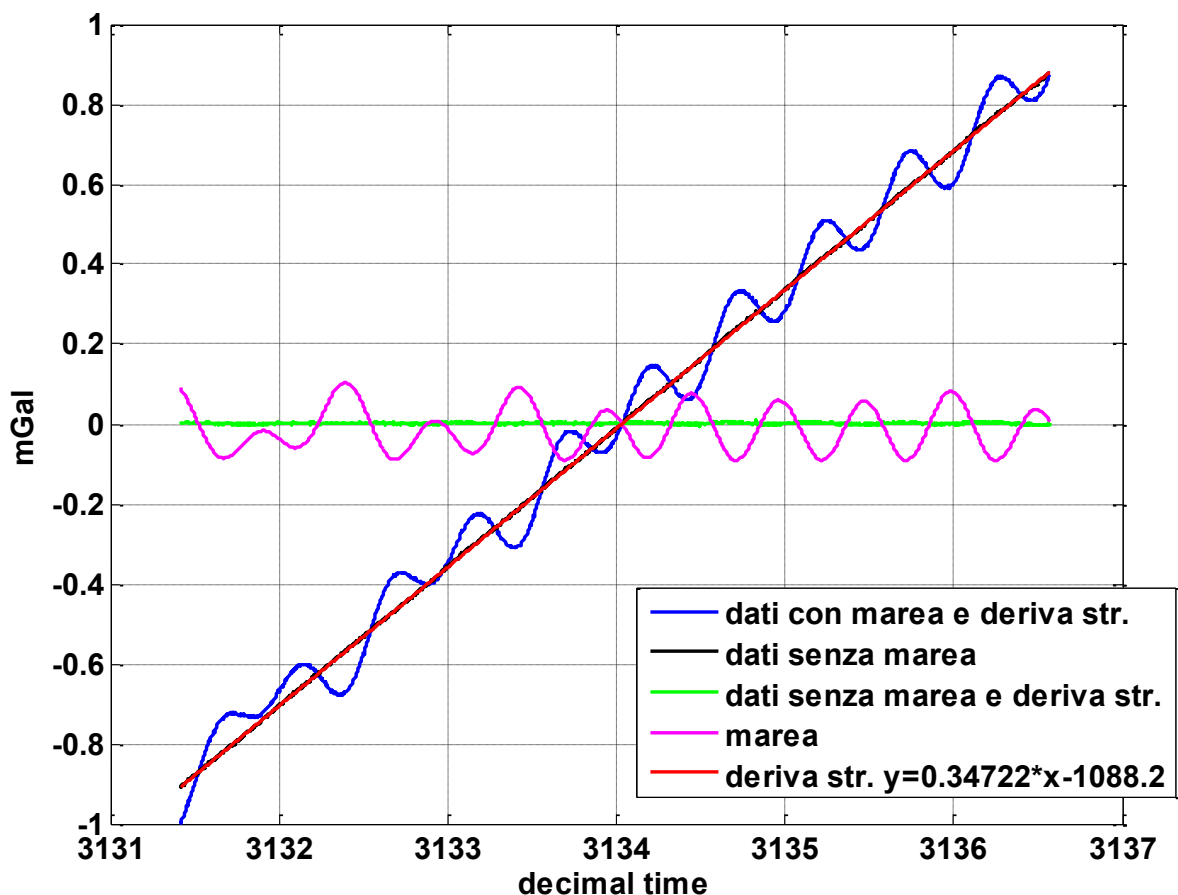


Figura 1.5. Esempio di acquisizione gravimetrica nel tempo. Da notare l'effetto mareale e di deriva strumentale. Dati acquisiti nel laboratorio di archeogeofisica, cortile del Salvatore, Via Mezzocannone 8, Napoli.

1.6.3) Correzione di latitudine

Il valore dell'accelerazione gravitazionale misurato sulla superficie terrestre, come illustrato precedentemente, varia da punto a punto; una delle cause di tale variazione è sicuramente la forma pressoché oblata della Terra. Poiché il raggio polare (6357 Km) è 21 Km più corto del raggio equatoriale (6378 Km) i punti ai poli risultano più vicini al centro di massa della Terra. Questo implica che i valori di gravità ai poli sono maggiori di circa 0.7% di quelli all'equatore.

Alla forma non sferica del globo si aggiunge il moto di rotazione diurno intorno all'asse Nord-Sud, che generando un'accelerazione centrifuga (descritta nel paragrafo 1) nulla ai poli e di $3.34 \cdot 10^{-2}$ Gal all'equatore, fa diminuire il valore della gravità procedendo dalle regioni polari alla regione equatoriale.

E' facile concludere, quindi, che il valore di G dipende dalla latitudine. Nel 1930 l' "International Union of Geodesy and Geophysics" adottò l' "International Gravity Formula" (Nettleton, 1971), attraverso cui è possibile calcolare il valore di G a una data latitudine. La forma generale è:

$$G_{\lambda} = G_0(1 + \alpha \text{sen}^2 \lambda - \beta \text{sen}^2 2\lambda) \quad (1.17)$$

dove G_0 è la gravità al livello del mare e α e β due costanti che dipendono rispettivamente dal grado di appiattimento dello sferoide e dalla velocità di rotazione della Terra.

In base a modelli geodetici di riferimento negli anni calcolati sempre con maggior accuratezza G_0 , α e β assumono valori differenti. Nel 1971 l'I.U.G.G. stabilì che la variazione di G in funzione della latitudine venisse calcolata attraverso la (1.18) (Qianshen et al., 1996).

$$G_{\lambda} = 9.780327(1 + 0.0053024 \text{sen}^2 \lambda - 0.000005 \text{sen}^2 2\lambda) \text{ m/s}^2 \quad (1.18)$$

Differenziando la (1.18) si ottiene, come mostrato in tabella 1.6, che la variazione di G con la latitudine è nulla all'equatore e ai poli e massima per $\lambda=45^\circ$ secondo la relazione (1.19)

$$\Delta G_{\lambda} = 0.813 \text{sen} 2\lambda - 1.78 \times 10^{-3} \text{sen} 4\lambda \text{ mGal/km} \quad (1.19)$$

θ°	Δg_L mGal/km	θ°	Δg_L mGal/km
0	0	50	0.803
5	0.137	55	0.773
10	0.278	60	0.706
15	0.397	65	0.634
20	0.522	70	0.524
25	0.609	75	0.417
30	0.704	80	0.280
35	0.759	85	0.145
40	0.803	90	0
45	0.813		

Tabella 1.6. *Variazione della gravità con la latitudine (θ). Dati tratti da Seigel (1995).*

La correzione è rispettivamente sottrattiva o additiva se la generica stazione di misura si trova a una latitudine più alta o più bassa di quella della stazione base.

1.6.4) Correzione in aria libera

Questa correzione considera la diminuzione dell'accelerazione gravitazionale con la quota a partire da una superficie di riferimento.

Assumendo, in prima approssimazione, una Terra sferica di massa M , per una stazione P a distanza R dal centro di massa della Terra l'accelerazione gravitazionale sarà, trascurando il termine centrifugo:

$$G = \gamma \frac{M}{R^2}$$

Mentre in un punto P' posto a una distanza (verso l'alto) H da P la gravità sarà (Figura 1.5):

$$G_H = \gamma \frac{M}{(R + H)^2}$$

La differenza $G_H - G$ è data da:

$$G_H - G = \gamma \frac{M}{R^2} \left[\frac{1}{\left(1 + \frac{H}{R}\right)^2} - 1 \right]$$

Ricorrendo a un'espansione binomiale per il denominatore $\left(1 + \frac{H}{R}\right)^2$ e trascurando i termini a partire da quelli contenenti $\left(\frac{H}{R}\right)^2$ otteniamo:

$$G_H - G \approx -2 \frac{GH}{R} = C.A.L. \quad (1.20)$$

Sostituendo nella (1.20) i valori medi $\bar{G} = 979.77$ e $\bar{R} = 6371.2$ km si ottiene:

$$C.A.L. = -0.308H \text{ mGal (H in metri)} \quad (1.21)$$

L' anomalia in aria libera è, pertanto, definita come:

$$(\Delta g)_A = G_H - (G_T + C.A.L.) = G - G_T + 0.3086H$$

Nelle anomalie in aria libera le masse interposte tra il livello del punto di osservazione e l'ellissoide esplicano il loro effetto in funzione della quota H . Poiché per quote maggiori più spesso è il volume di roccia interposto ne consegue che l'anomalia in aria libera aumenta in corrispondenza di un rilievo montuoso rispetto alle valli contigue. Per eliminare opportunamente l'effetto gravimetrico di tali masse si ricorre alle correzioni di Bouguer e topografica.

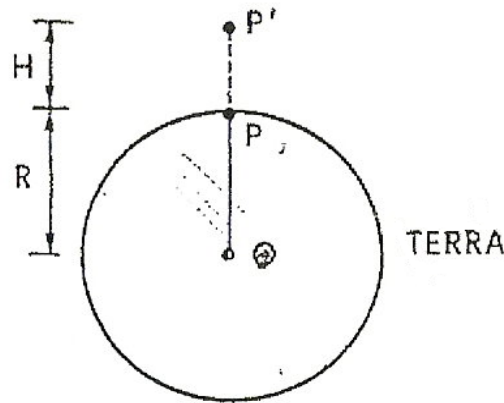


Figura 1.5. Schema per il calcolo dell'anomalia di aria libera. Tratto da Fedi & Rapolla (1993).

1.6.5) Correzione di Bouguer

Per calcolare l'effetto delle masse interposte tra superficie di riferimento e superficie topografica, nel 1749 Bouguer suggerì che l'attrazione addizionale dovuta alle masse topografiche potesse essere trattata come quella dovuta all'azione di una piastra orizzontale infinita di spessore uguale all'altezza della stazione rispetto alla superficie di riferimento.

Se dm è una massa elementare posta in $Q(r, \Phi, z)$ ed esercita un'attrazione sul punto stazione P , allora l'attrazione esplicita da parte di una piastra infinita di spessore H sul medesimo punto è:

$$C.B. = \gamma\rho \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^H z dz \int_0^\infty r(r^2 + z^2)^{-\frac{3}{2}} dr = 2\pi\gamma\rho H = 0.0418\rho H \quad (1.22)$$

dove ρ è la densità scelta per la piastra di spessore H .

Con questa correzione l'anomalia diventa:

$$(\Delta g)_{A,B} = G_H - G_T + 0.3086H - 0.0418\rho H \quad (H \text{ in metri})$$

Il segno negativo per la correzione di Bouguer deriva dal fatto che l'effetto della piastra va ovviamente sottratto a quello di G_H , in quanto si desidera eliminare, nel confrontare G_H con il modello teorico G_T , l'effetto delle masse interposte tra geoide e punto di misura (Fedi & Rapolla, 1993).

1.6.6) Correzione topografica

La riduzione di Bouguer presuppone che la superficie topografica del terreno sia piana. Se questa condizione non è soddisfatta bisogna tener conto sia degli avvallamenti (masse introdotte nel calcolo della correzione per la piastra, ma in realtà inesistenti) sia delle colline o delle montagne sporgenti a quota superiore rispetto a quella della generica stazione di misura (masse non considerate nella riduzione di piastra) (Figura 1.6)

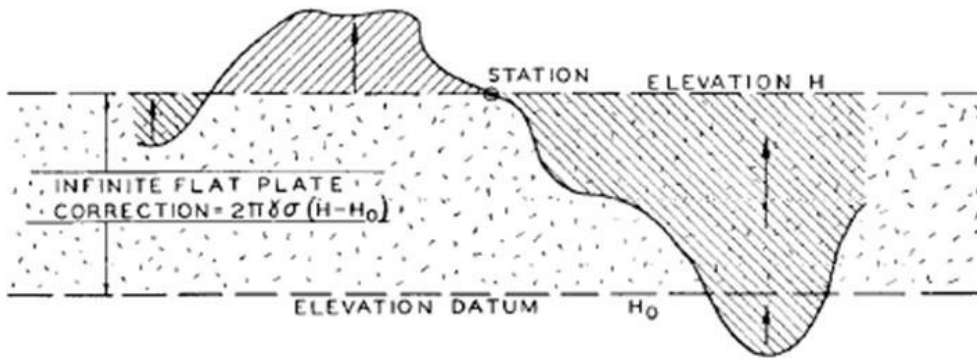


Figura 1.6. Diagramma schematico della correzione di Bouguer, che illustra gli effetti gravitazionali residui dovuti alle ondulazioni topografiche (Hammer, 1939).

Per tener conto delle irregolarità della forma della superficie topografica rispetto al modello di piastra orizzontale infinita, si applica la correzione topografica.

Sia l'eccesso che la deficienza di massa contemplate nel calcolo della riduzione di piastra tendono a ridurre il valore della gravità, in quanto nel primo caso la componente attrattiva è di segno opposto a G_H e nel secondo caso le masse sono state erroneamente sottratte. Quindi, la correzione da applicare è sempre positiva. Solitamente essa è ottenuta (Hammer, 1939) dividendo la regione intorno alla generica stazione di misura in zone circolari aventi un certo intervallo angolare Φ (reticolo di Hammer) (Figura 1.7). La differenza tra l'elevazione media di ogni segmento e la quota del punto misura è determinata da una mappa topografica. Si può, quindi, calcolare l'attrazione delle masse presenti in ogni zona attraverso la (1.23)

$$(dg)_T = \gamma\rho\phi \left[(r_e - r_i) + (r_i^2 + \Delta z^2)^{\frac{1}{2}} - (r_e + \Delta z^2)^{\frac{1}{2}} \right] \quad (1.23)$$

dove Φ è l'apertura angolare del settore, r_e e r_i sono le distanze radiali esterne e interne (con P origine del reticolo) e Δz è pari alla differenza tra la quota stazione e la quota media del settore.

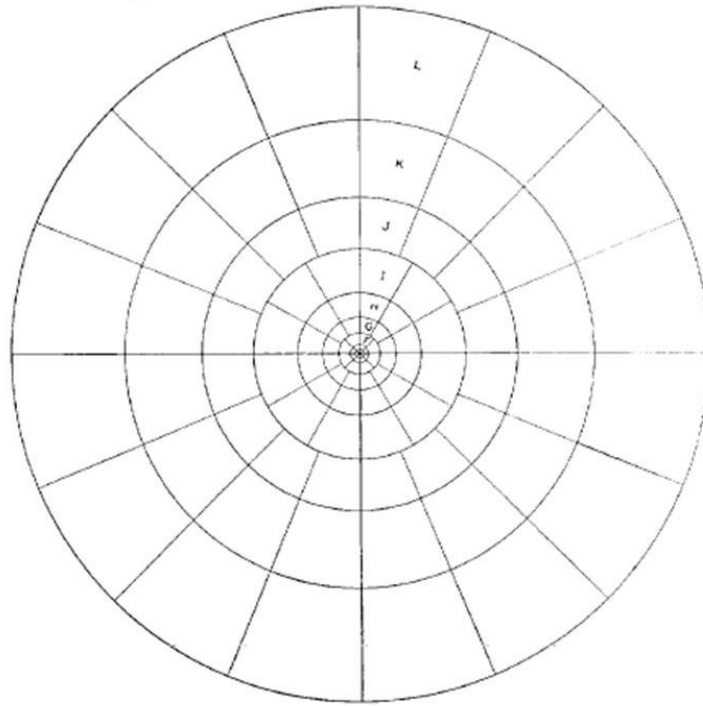


Figura 1.7. Reticolo di Hammer (Hammer, 1939).

La correzione totale, C.T., sarà la somma dei contributi dg_T di ogni settore.

Non vi è una ragione teorica sul perché la correzione topografica debba essere calcolata sulla base di una suddivisione circolare della topografia. Ketelaar (1976), ad esempio, ha suggerito un metodo in cui la topografia è schematizzata attraverso prismi rettangolari di lato D con superficie superiore inclinata di un angolo α . La C.T. relativa a ogni singolo prisma è calcolata come segue:

$$\delta g_{prisma(i,j)} = G\rho D(1 - \cos \alpha)\mathbf{K}(i,j) \quad (1.24)$$

dove $\mathbf{K}(i,j)$ è la matrice delle coordinate dei prismi.

Dunque, la formula finale che comprende la correzione di aria libera, di Bouguer e topografica e che rappresenta l'**anomalia di Bouguer completa** è:

$$(\Delta g)_{A,B,T} = G_H - (G_T - 0.3086H + 0.0418\rho H - C.T.) \quad (H \text{ in metri})$$

1.6.7) Scelta della densità

Per eseguire le correzioni di Bouguer e topografica è fondamentale conoscere con precisione la densità delle rocce che costituiscono il sottosuolo.

Considerando valori di densità troppo bassi la correzione di Bouguer sarà insufficiente e le anomalie risultanti tenderanno a somigliare alle anomalie di aria libera, riflettendo l'andamento della topografia. Viceversa, se il valore di densità è troppo alto la correzione risulterebbe eccessiva e si avrebbe una correlazione inversa con la topografia.

Questa analisi è alla base del metodo proposto nel 1976 da Nettleton (Figura 1.8) per determinare un valore corretto di densità. Il valore ottimale è, infatti, quello che minimizza la correlazione tra topografia e anomalia di Bouguer, ovvero non vi deve essere né correlazione né anticorrelazione con l'andamento topografico.

Se la regione delle misure è caratterizzata da forti variazioni di densità è conveniente suddividerla in varie sub-aree e assegnare a ognuna di esse il valore di densità più opportuno (Fedi & Rapolla, 1993).

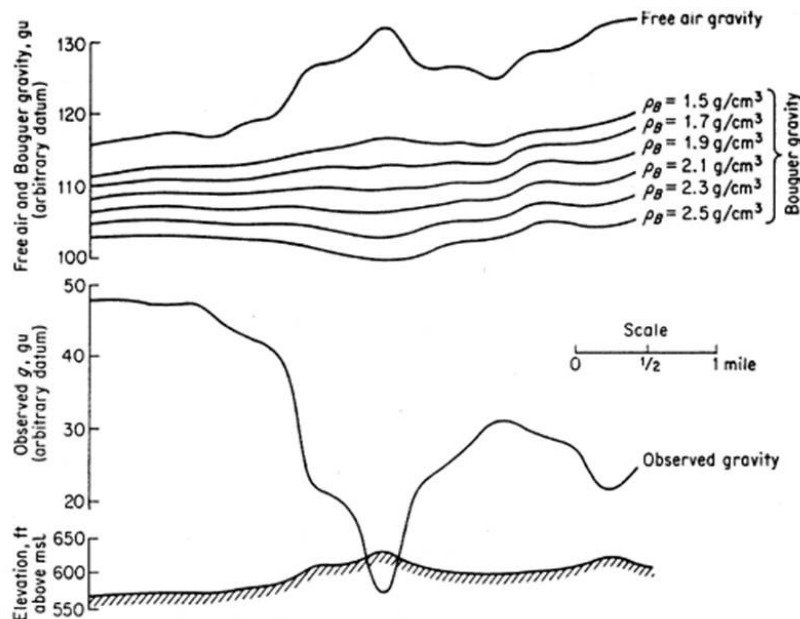


Figura 1.8. Metodo di Nettleton per la stima della densità (Seigel, 1995).

Un altro metodo per la scelta della densità si basa sul metodo di Parasnis, secondo cui la formula per le anomalie di *Bouguer* può essere scritta come l'equazione di una retta (Figura 1.9):

$$y = mx + b$$

Infatti

$$(\Delta g)_{A,B,T} = G_H - G_T + 0.3086H - (0.0418\rho H - C.T.)$$

da cui

$$G_H - G_T + 0.3086H - (\Delta g)_{A,B,T} = 0.0418\rho H - C.T.$$

dove i termini prima dell'uguale rappresentano la y , la densità ρ è la pendenza m e il termine $0.0418H$ è la variabile indipendente x .

Graficando i valori di x e y per le stazioni lungo un profilo dove è presente una variazione topografica e valutando la pendenza si ricava ρ .

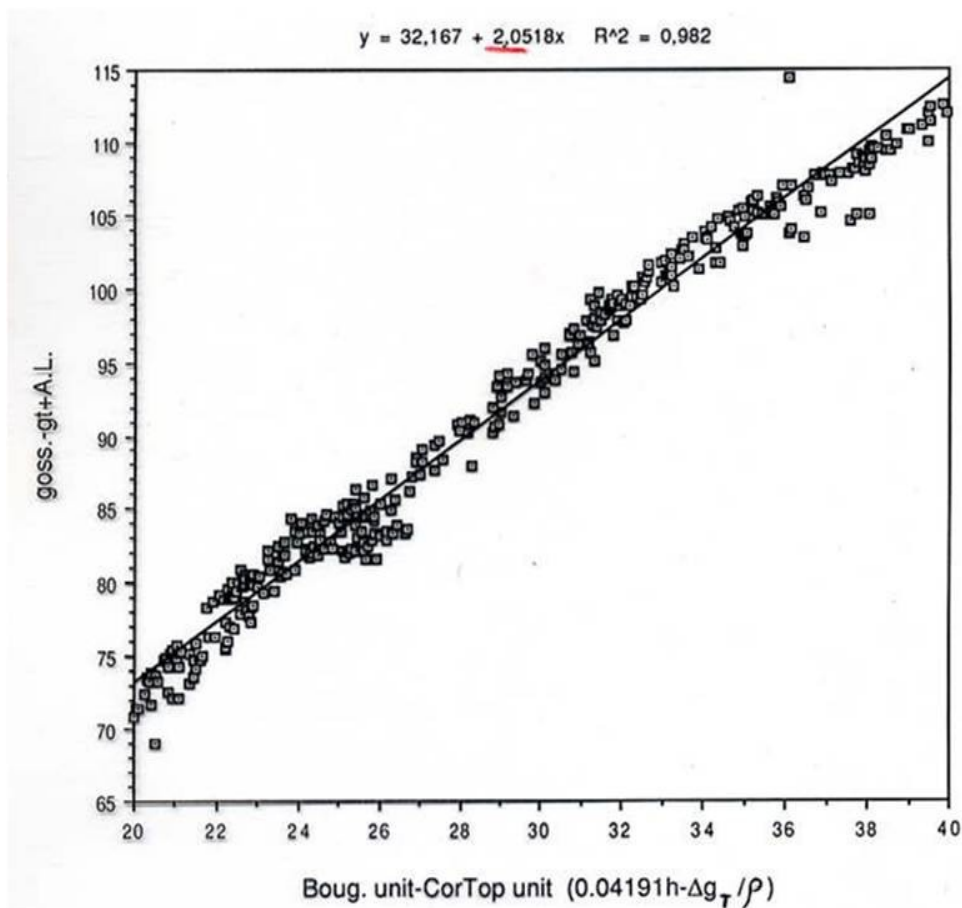


Figura 1.9. Metodo di Parasnis per la stima della densità.

1.7) PROCEDURE DI CAMPAGNA

Le procedure da tenere in considerazione per eseguire un'accurata esplorazione gravimetrica sono di seguito schematizzate.

- Impostare i differenti parametri di operabilità del gravimetro e assicurarsi del corretto funzionamento. Ciò è particolarmente importante nel caso in cui lo strumento abbia subito un lungo trasporto o sia stato inattivo per una durata temporale più o meno significativa. Verificare lo stato delle batterie. Controllare che il funzionamento del software di gestione e memorizzazione dei dati sia regolare.
- determinare il passo di campionamento delle misure, dimensionato secondo i target da esplorare e l'accessibilità morfologica del luogo. Evidenziare e numerare ogni stazione e riportarne le coordinate in termini XY (sistema di riferimento locale), NSWE o Lat/Long (vedere tabella 1.5).
- Selezionare una o più stazioni base, necessarie per campionare la curva di deriva. Preferibilmente tali stazioni devono essere collocate in zone di facile accesso, prive di accidentalità morfologiche (ad esempio, lungo strade o punti pianeggianti).
- Per una corretta campionatura della curva di deriva provvedere al ritorno alla generica stazione base a intervalli regolari, più frequenti se si notano variazioni da un andamento lineare, e comunque almeno tre volte durante l'arco di una giornata d'acquisizione. È fondamentale che ogni rilievo gravimetrico inizi e si concluda alla stessa stazione base.
- Stabilire, anche in funzione delle condizioni climatiche e del noise ambientale e geologico presente nel sito d'interesse, il numero di letture per ogni stazione di misura e la relativa durata. Accertarsi della corretta ripetibilità delle letture.

Il valore entro cui una misura deve essere ripetibile è funzione del tipo di rilievo, regionale o a piccola scala, che si sta eseguendo. Nel caso di rilievi microgravimetrici l'esperienza personale consiglia una ripetibilità entro 5 μ Gal.

- Annotare tramite un'adeguata strumentazione topografica (teodolite o livello) la quota relativa di ogni stazione. Così come è stato fatto per le acquisizioni descritte nel capitolo 4, è bene che tutte le letture topografiche avvengano situando la stadia metrica sul treppiedi dove è posto il gravimetro per la messa in bolla. Ciò è consigliato per fissare con esattezza la quota a cui avviene realmente la misura gravimetrica, a circa 17 cm al di sopra del piano di calpestio.

- Qualora si desideri rendere assoluti i valori gravimetrici relativi acquisiti e, quindi, incorporarli in un database regionale o nazionale, bisogna legare una o più stazioni base al valore assoluto di un punto prossimo all'area indagata.

1.8) PRECISIONE NELLE MISURE DI GRAVITA'

La precisione dei dati acquisiti dipende da differenti contributi: precisione con cui sono eseguite le misure di gravità, precisione con cui sono determinate elevazione e posizione delle stazioni, precisione con cui sono realizzate le operazioni di correzione dei dati sia contemporaneamente all'acquisizione stessa sia nella fase di analisi.

In base agli obiettivi da ricercare è richiesto un diverso livello di precisione. Il livello di precisione adottato determinerà le procedure di campo su esposte e le tipologie di correzioni pertinenti.

Di seguito sono elencati tutti i principali fattori che influenzano la precisione delle misure osservate; essi sono schematizzati in fattori interni allo strumento e fattori esterni (Seigel, 1995).

1.8.1) Fattori strumentali

Shock e vibrazioni

Tutti gravimetri relativi sono più o meno soggetti ad alterazioni del tasso di deriva strumentale se sottoposti a forti vibrazioni o shock. Tendenzialmente gli strumenti in quarzo risultano molto più tolleranti dei gravimetri costituiti da altri materiali. Tuttavia, anche con i primi si raccomanda una grande cura nel trasporto e nell'utilizzo. Se la strumentazione è trasportata attraverso aereo o auto bisogna garantire un sostegno morbido per ridurre l'effetto degli urti e delle vibrazioni. Nel trasporto manuale a lunga distanza Seigel (1995) consiglia, invece, un rivestimento imbottito. Evitare che il gravimetro subisca shock durante l'impostazione sul treppiede e ripetere le misure finché la ripetibilità non è soddisfacente.

Spegnimento e shock termico

Il corretto funzionamento di un gravimetro dipende molto dalla stabilità della temperatura a cui si trova l'elemento sensibile.

La massa di prova è stabile a una temperatura di circa 10° superiore alla massima temperatura ambientale di operatività del gravimetro (nel caso del CG5 +45° Celsius). Se il gravimetro subisce

uno spegnimento a causa di una drastica variazione della temperatura del sensore allora si può parlare di shock termico. Dopo l'accensione il regolare valore di temperatura si reimposta brevemente (poche ore), ma gli effetti fisici dello shock mostrano una durata più lunga, provocando un tasso anomalo nella deriva strumentale.

Seigel (1995) consiglia di non intraprendere alcun rilievo senza aver verificato che la deriva a lungo termine abbia riacquisito un andamento lineare.

Rilassamento elastico

La molla interna al gravimetro esibisce un effetto di rilassamento elastico dipendente dal fatto che quando la sua lunghezza cambia, a causa di una variazione della posizione rispetto a quella d'equilibrio, essa non ritorna istantaneamente nel punto d'origine.

Nei gravimetri con elementi in quarzo il fenomeno di rilassamento si verifica quando tra una lettura e l'altra la forza elettrostatica non riesce a riportare la massa nella posizione di zero.

Questo effetto è di ordine relativamente basso, solitamente meno di 10-20 μGal . Tale ampiezza non è certamente significativa per rilievi a scala regionale, ma per prospezioni microgravimetriche va adeguatamente presa in considerazione.

Per evitare che il rilassamento elastico incida notevolmente, prima di svolgere una misura gravimetrica conviene posizionare per qualche minuto lo strumento sul treppiedi ed eseguire una serie di letture fin quando la ripetibilità non risulta soddisfacente.

Livellamento

Il valore dell'accelerazione gravitazionale in una stazione è quello determinato dal sistema di misura quando questo è allineato lungo la direzione del filo a piombo, ovvero quando il gravimetro è in perfetta orizzontalità. Se si è in tale condizione la forza esercitata dalla massa di prova sulla molla è massima e allo stesso modo è massima la forza elettrostatica (o meccanica) necessaria per riportare la massa nella posizione di equilibrio. Due sensori di inclinazione ("tilt-x" e "tilt-y") indicano l'orizzontalità dello strumento.

Quando il sistema elastico non è esattamente allineato lungo la verticale, ma deviato di un angolo θ , allora il valore di gravità letto, G' , è ridotto rispetto a G in accordo con la seguente equazione:

$$G' = G \cos \theta$$

Tra le cause il posizionamento del gravimetro su terreni non consolidati come argilla bagnata, sabbia e neve rende difficile il mantenimento della strumentazione nella posizione di orizzontalità. Nello stesso senso agiscono la presenza di alberi, a causa del vento che fa vibrare le radici nel sottosuolo, e di laghi e mare, a causa del moto ondoso.

Cambio di batterie

Quando una batteria raggiunge la fine della carica utile ed è sostituita durante un'acquisizione, si osservano delle variazioni nel valore di gravità. Ciò è provocato dalla grande differenza della tensione di alimentazione, almeno inizialmente, tra le due batterie.

Tali cambiamenti nella gravità sono generalmente piccoli, ma significativi per le indagini microgravimetriche.

Quindi, quando avviene un cambio di batteria, è importante ripetere la misurazione sull'ultima stazione osservata.

Calibrazione

Come già spiegato, i gravimetri trasportabili a mano misurano variazioni relative di gravità in termini di forza elettrostatica necessaria per bilanciare i cambiamenti di G (o in termini di torsione meccanica). Per migliorare l'accuratezza strumentale è necessaria, pertanto, la calibrazione, una procedura che richiede la comparazione con valori di gravità noti, assoluti e relativi.

Tale procedura è necessaria poiché la costante di calibrazione, diversa da gravimetro a gravimetro, varia nel tempo e va ricalcolata per ottenere misure precise.

La casa costruttrice Scintrex suggerisce che la procedura di calibrazione deve avvenire frequentemente per i gravimetri giovani o poco utilizzati: ogni sei mesi circa, e in modo meno assiduo per i gravimetri più vecchi e/o molto utilizzati: una volta all'anno circa.

Deriva strumentale a lungo e breve periodo (si veda paragrafo 1.6.1)

Con deriva a lungo termine si intendono evidenti cambiamenti nel tempo (giorni o settimane) della misura di G . In generale, la deriva a lungo termine è maggiore nei gravimetri giovani e diminuisce progressivamente con gravimetri più vecchi e utilizzati (Liard, 1993). E' possibile stabilire che il gravimetro CG5 operi automaticamente la correzione di deriva. Tuttavia, sia variazioni di temperatura esterna, sia forti vibrazioni e scosse meccaniche subite durante il trasporto sia

cambiamenti graduali nella tensione delle batterie inducono derive di breve periodo, della durata di qualche ora, non sempre bilanciate dallo strumento. Quindi, qualsiasi residuo di deriva strumentale deve essere compensato attraverso una procedura di lettura alla stazione base almeno all'inizio e alla fine di ogni giorno, ma nelle normali condizioni di operazioni in campo ancor più frequentemente, specie se lo strumento è soggetto a urti, vibrazioni (trasporto in auto), vento o a effetti di moto ondoso.

1.8.2) Fattori esterni

Noise sismico

In ogni stazione di misura vi è sempre un livello più o meno percettibile di rumore sismico. Le sorgenti che ne sono causa si dividono in antropiche e naturali.

A quelle di tipo antropico fanno capo: traffico (passaggio di automobili e treni) e rumore industriale (presenza di strumentazioni a motore, escavatrici, apparecchiature per costruzioni edili, etc.). Il rumore prodotto da tali fonti può essere molto intenso nelle aree urbane, in prossimità di autostrade, reti ferroviarie e attività industriali.

Quelle di tipo naturale includono forti terremoti e microsismi.

Ovviamente, sono i terremoti a provocare la più grande variazione di G . Infatti, anche se l'ipocentro è situato in un punto opposto del pianeta possono verificarsi variazioni dell'accelerazione gravitazionale superiori a 100 μGal . A seguito di un evento sismico imponente è probabile che per decine di minuti o addirittura ore non si ottengano corretti valori di gravità.

Il termine microsisma generalmente sottintende la presenza costante di rumore sismico. Esso varia da ora a ora e da luogo a luogo e l'ampiezza dei disturbi gravimetrici associati può anche superare le decine di μGal . È stato verificato che è connesso al moto ondoso marino sulle linee di costa e al passaggio di fronti di pressione in rapido movimento. Quindi, è notevolmente presente sulle isole o terre bagnate dal mare.

Anche il rumore sismico, insieme ad altre fonti di rumore, come vento e movimento delle radici degli alberi, contribuiscono a rendere imprecise le osservazioni gravimetriche. La loro presenza è facilmente traducibile in un aumento della standard deviation (sd) dei valori di accelerazione gravitazionale misurati.

Comunque, il rumore così generato tende statisticamente, su un gran numero di osservazioni, ad avere una media nulla. Quindi, per migliorare il rapporto S/N (segnale/rumore), come spiegato da

Seigel (1995), o si esegue un gran numero di letture o si rende la singola misura sufficientemente lunga.

Negli autogravimetri, come l'Autograv Scintrex CG5, è predisposto un filtro elettronico che, se attivato, rigetta dalla media tutti i campioni con una sd superiore di sei volte quella stabilita. Generalmente un valore di gravità è accettato se la standard deviation non supera 0.05 mGal.

Posizionamento delle stazioni

Come precedentemente spiegato, misure gravimetriche su terreni sciolti, neve, sabbia, ghiaccio o vicine ad alberi, laghi e mare possono essere affette da problemi di noise. Quindi, se possibile, è bene evitare tali località.

Anche le irregolarità topografiche producono una variazione nel valore di G ; e per compensarle è necessaria la correzione topografica (paragrafo 1.6.6).

Quasi sempre, però, questa correzione risulta approssimativa, in quanto si basa sulla scelta di valori medi della densità, non sempre rappresentativi di ogni singolo strato presente nel sottosuolo, e su valori di quota certamente affetti da errore. Per minimizzare l'errore contenuto in tale correzione Seigel (1995) precisa di distribuire le stazioni lungo aree sub-pianeggianti ed evitare il posizionamento in prossimità di scarpate ripide.

Vibrazioni indotte dal vento

Le vibrazioni indotte dal vento nel corso di un'acquisizione gravimetrica sono causa di noise. Per eliminare il rumore così generato è necessario usare un semplice frangivento in plastica o in tela dura.

Quota delle stazioni

Le quote delle stazioni gravimetriche vanno determinate con la precisione tipica del rilievo che si intende svolgere e sono necessarie per calcolare le correzioni di aria libera, di Bouguer e topografica. Ne consegue, quindi, che imprecise battute topografiche comportano un errato calcolo dell'anomalia di Bouguer.

Affinché gli errori altimetrici siano trascurabili, siccome il contributo complessivo della correzione di aria libera e di Bouguer è dell'ordine di -0.2 mGal/m (ad es. per un valore di densità media $\rho =$

2.55 g/cm^3 e $H = 1 \text{ m}$ si ha: $-0.3086H + 0.0418\rho H \cong -0.2 \text{ mGal/m}$) occorrerà che la quota della stazione sia nota:

- con la precisione di 10 cm per rilievi a grande scala, in cui la precisione della misura di gravità è dell'ordine di 0.02 mGal (secondo Morelli, 1968, per prospezioni regionali la precisione altimetrica può essere anche di 25 cm, dato che la precisione della misura di gravità è circa 0.05 mGal);
- con la precisione di 2 cm per esplorazioni microgravimetriche, in cui la precisione della misura gravimetrica è dell'ordine di 5 μGal .

Pressione atmosferica

Variazioni della pressione atmosferica, relative a cambiamenti di massa nella colonna d'aria al di sopra del punto di misura, originano variazioni nel valore di gravità osservato. Precisamente, un aumento della pressione induce una diminuzione di G secondo la seguente relazione (Merriam, 1992):

$$\Delta g_p = -0.36 \mu\text{Gal} / \text{millibar} = -3.6 \mu\text{Gal} / \text{KPa}$$

Se tale variazione non è compensata attraverso l'opportuna correzione, che prevede la misura della pressione con barometri fissi o mobili, essa potrebbe incidere notevolmente soprattutto sulle esplorazioni effettuate in giorni differenti durante mutevoli condizioni climatiche.

1.9) CAMPI DI APPLICAZIONE DEL METODO GRAVIMETRICO

Le indagini gravimetriche sono applicate in numerosi ambiti scientifici e ingegneristici, a volte impiegate come unico metodo, a volte in sinergia con altre metodologie geofisiche e geologiche basate su differenti principi teorici.

Tali ambiti includono: mappatura geologica regionale, ricerca petrolifera, esplorazione di minerali, studi geotecnici, idrogeologici, ambientali, tettonici, vulcanici e geotermici.

Mappatura geologica regionale

Per questo scopo le indagini gravimetriche possono essere svolte usando una distanza tra i punti stazione dell'ordine dei chilometri, fino anche a 10 Km.

Il controllo della precisione del rilievo gravimetrico è limitato alla lettura della quota, comunemente effettuata con uno scarto tale da produrre sulle letture gravimetriche un errore di 0.2-0.4 mGal. L'obiettivo di questo tipo di rilievi è di fornire informazioni geologiche a carattere regionale, indicando la distribuzione delle formazioni più importanti e i processi tettonici subiti. Una risoluzione di 0.01 mGal e un'accuratezza dello stesso ordine sono più che sufficienti.

Ricerca petrolifera

L'obiettivo delle prospezioni gravimetriche nella ricerca petrolifera include la mappatura dei bacini sedimentari e lo studio delle relative caratteristiche tettoniche.

La spaziatura tra le stazioni può variare da 2 a 5 Km per la caratterizzazione geometrica di un grande bacino e da 100 a 500 m per l'individuazione di duomi salini o faglie.

Nelle indagini di dettaglio sono preferiti gravimetri con una risoluzione di 1 μ Gal e un'accuratezza di 5 μ Gal. In questi casi è importante determinare la quota con uno scarto massimo di 2 cm.

Esplorazione mineraria

Lo scopo risiede nel fornire indicazioni sia sulla presenza di depositi minerali sia sulle caratteristiche geologiche e tettoniche delle rocce ospitanti.

Poiché le dimensioni dei depositi sono di poche centinaia di metri, la spaziatura tra le stazioni è al massimo di una decina di metri.

E' necessaria un'elevata precisione nelle misure di gravità e nelle battute topografiche, vale a dire: risoluzione di 1 μ Gal, accuratezza di 5 μ Gal e per quanto riguarda l'elevazione un'accuratezza di 2 cm.

Studi geotecnici e archeologici

In questo ambito la ricerca gravimetrica si rivolge all'individuazione di zone minerarie dismesse, cavità e vuoti, anche parzialmente riempiti da acqua e argilla, lineamenti tettonici, quali faglie e principali fratture, ma anche cripte e tombe.

Per questo tipo di prospezione è assolutamente necessario garantirsi un'elevata precisione sia nella lettura gravimetrica sia in quella topografica. Nel caso di rilievi ad altissimo dettaglio (Blizkovsky, 1979) una spaziatura tra le stazioni di 2-3 m.

Studi idrogeologici e ambientali

Le procedure di acquisizione sono simili a quelle descritte per gli studi geotecnici e archeologici. Tuttavia, cambiano gli obiettivi. Infatti, lo scopo di tale ricerca è mappare l'andamento degli acquiferi o localizzare aree di discarica.

Studi tettonici

Nelle regioni ad elevata attività tettonica lo stress accumulato può riflettersi in superficie con deformazioni topografiche. Questo stress potrebbe, in ultima analisi, portare alla liberazione di energia attraverso terremoti.

Un monitoraggio gravimetrico periodico su un grid di stazioni permanenti potrebbe essere un ottimo strumento per rilevare mutamenti morfologici del sottosuolo e della superficie topografica. Strumentazioni molto precise con una risoluzione di 1 μGal e un'accuratezza di 5 μGal sono in grado di apprezzare variazioni della gravità causati da cambiamenti della quota anche di soli 3 cm.

Studi vulcanologici e geotermici

Anche nell'ambito vulcanologico il monitoraggio gravimetrico risulta un ottimo strumento per rilevare la risalita del magma, fungendo, così, da preavviso per una probabile eruzione.

Allo stesso modo, nel caso di campi geotermici le misure periodiche di gravità forniscono informazioni utili sulle variazioni del livello d'acqua nel serbatoio geotermico e, quindi, sulla longevità della risorsa.

In territorio napoletano un esempio di rete di monitoraggio gravimetrico in ambiente vulcanico-geotermico è dato dalla rete gravimetrica dei Campi Flegrei, costituita da 28 stazioni permanenti (Berrino et al., 2009) distribuite su un'area compresa tra Napoli centro e Miseno (Figura 1.10).

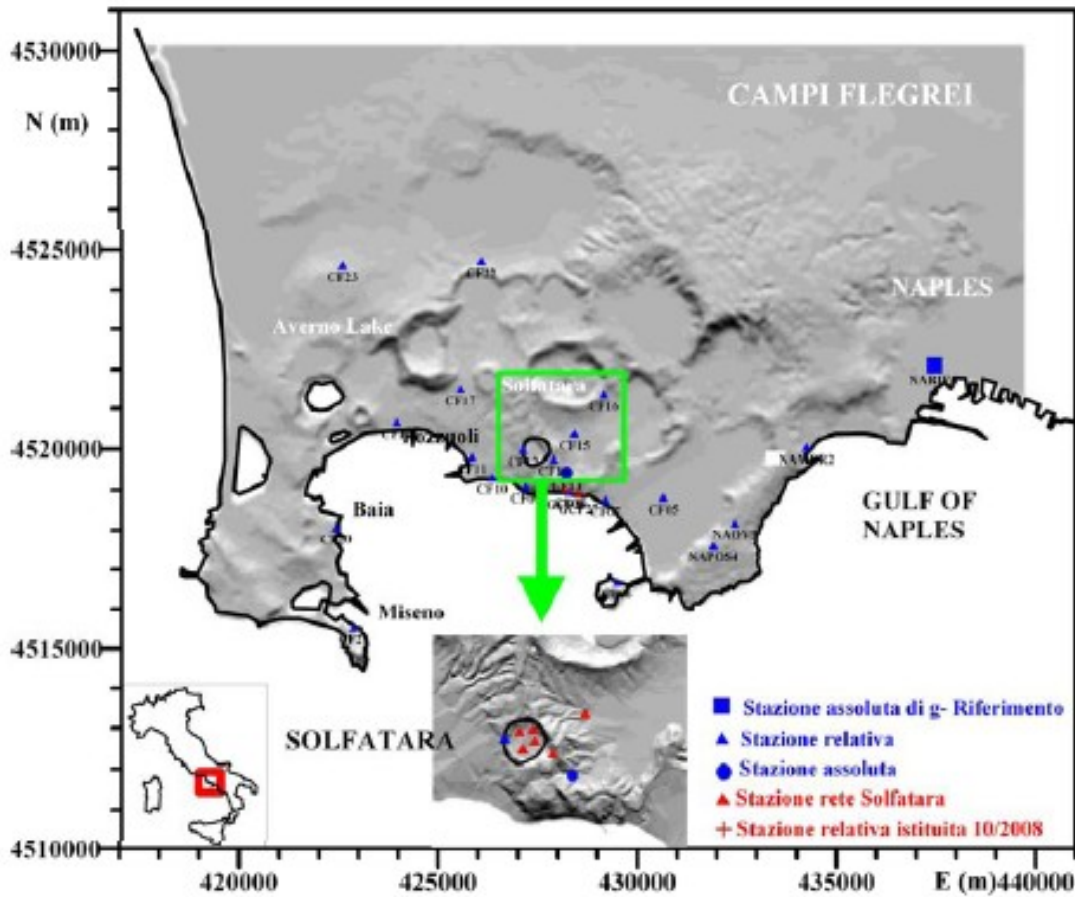


Figura 1.10. Rete gravimetrica ai Campi Flegrei. Immagine tratta da “Rendiconto sull’attività di sorveglianza svolta nel 2008 (1 Gennaio – 31 Dicembre 2008) – Misure gravimetriche ai Campi Flegrei”, G. Berrino, V. d’Errico e G. Ricciardi (28 Gennaio 2009).

Un dato significativo riportato nel rendiconto di Berrino et al. (2009) riguarda le variazioni di accelerazione gravitazionale avvenute nel periodo 2003 – 2006 in prossimità dell’area Pozzuoli - Solfatara. Gli studiosi attribuiscono tali variazioni, dello stesso segno delle variazioni di quota, a un’attività superficiale del sistema idrotermale e/o a fluttuazioni nelle emanazioni gassose.

CAPITOLO II

MICROGRAVIMETRIA

INTRODUZIONE

Nel 1963 Z. Fajklewicz introdusse nella letteratura scientifica il termine “microgravimetria”. Con esso si intende che l’ordine di grandezza con cui è misurata un’anomalia gravimetrica è del μGal , dove $1\mu\text{Gal} = 1 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$. Il termine sottintende che il corpo anomalo di interesse è molto più piccolo rispetto alle sorgenti d’anomalia dei più comuni rilievi a grande scala. Ciò implica che le caratteristiche del gravimetro e delle procedure di acquisizione e di analisi dei dati devono essere tali da individuare segnali a piccola lunghezza d’onda, relativi a piccole sorgenti più superficiali, altrimenti non discriminati.

Secondo Yule et al. (1998) le misure microgravimetriche necessitano di un’accuratezza di 2-5 μGal per garantire l’individuazione di anomalie ampie anche solo 5-10 μGal . La spaziatura tra le stazioni generalmente deve variare da 1 m a 6 m e il gravimetro deve avere una sensibilità di 1-2 μGal .

Anche se i principi teorici e le operazioni di residuazione sono le stesse dell’ordinaria gravimetria a grande scala (si veda capitolo 1), il punto chiave della microgravimetria risiede in procedure di campagna e di analisi molto più accurate. Vanno tenuti in conto fattori geologici, geomorfologici, climatici, sismici e presenza di palazzi, il cui effetto gravimetrico, seppur dell’ampiezza di poche decine di μGal , potrebbe mascherare le anomalie di interesse. Grande cura va posta anche nelle osservazioni di quota. Infatti, per ottenere la precisione del μGal è necessario che l’elevazione delle stazioni sia stimata con un errore sub-centimetrico, al fine di garantire precise correzioni in aria libera, Bouguer e topografica.

Con la realizzazione a partire dagli anni ’70 di strumenti capaci di leggere piccolissime variazioni di gravità (teoricamente la risoluzione del moderno gravimetro CG5 è di 0.001 mGal) è stato possibile risolvere problemi di ingegneria civile, archeologici e geologici che la gravimetria tradizionale e le altre tecniche di prospezione geofisica non erano in grado di definire.

Numerose sono, quindi, le applicazioni del metodo microgravimetrico per l’esplorazione di sorgenti d’anomalia di piccola ampiezza. Nell’ambito prettamente geologico è possibile esplorare forme di erosione carsica, acquiferi, cavità, fratture e faglie; per le esplorazioni mineralogiche e petrolifere sono studiate le risorse di petrolio e gas, il cui effetto gravimetrico in superficie può essere anche di poche decine di μGal ; della stessa ampiezza si presentano le risorse geotermiche, per le quali il metodo microgravimetrico è forse tra i migliori per monitorare nel tempo il livello dei liquidi nel

serbatoio. Un monitoraggio nel tempo è utile anche in studi sismici e vulcanologici, per rilevare deformazioni topografiche superficiali e migrazioni di massa lungo i condotti vulcanici (paragrafo 1.9). E, come attestato nei casi di studio riportati nel capitolo 4, il metodo microgravimetrico vede ampia applicazione nell'esplorazione di aree urbane.

Lo studio del campo gravimetrico risulta senz'altro una tra le metodologie più promettenti in aree antropizzate, ricche di intense fonti di disturbo per tutti i metodi geofisici. A causa dell'influenza del noise ambientale, come di quello elettromagnetico e sismico e per fattori di accessibilità, i metodi geoelettrico, magnetico, elettromagnetico e sismico non sempre sono praticabili in aree urbane; ecco che la microgravimetria trova ampia applicazione nell'individuazione di anomalie di modesta estensione e intensità legate per esempio alla presenza di grosse tubature e/o cavità nel sottosuolo (Debeglia & Dupont, 2002). Infatti il metodo di esplorazione microgravimetrico è fortemente richiesto in ambienti urbani preventivamente ad applicazioni ingegneristiche e geotecniche di messa in sicurezza dei vuoti ipogei (Reynolds, 1997).

Tali vuoti non sempre, però, sono sorgenti di anomalie negative. Cavità sepolte, ad esempio, possono generare anomalie positive nel caso in cui abbiano subito collassi o siano riempite da materiali densi (Bishop et al., 1997). Al fine della individuazione e localizzazione di cavità, quindi, va tenuto in considerazione che: anomalie con forti ampiezze negative sono generalmente prodotte da cavità vuote, occupate solo da aria; in comparazione con queste, cavità riempite da acqua generano anomalie ridotte del 40% e cavità riempite da rocce, terreni o fango del 60% (Owen, 1983).

La principale differenza con la gravimetria a grande scala e con la microgravimetria applicata in ambienti non antropizzati è che nelle aree urbane l'analisi dei dati deve prestare grande attenzione alla correzione degli effetti gravimetrici prodotti dalla topografia variabile e dalla massa degli edifici disposti nell'intorno dell'area esplorata (Debeglia & Dupont, 2002). Il loro effetto, infatti, potrebbe essere addirittura più grande dell'ampiezza dell'anomalia attesa.

Per questo motivo nei paragrafi 2.1) e 2.2) riportiamo una spiegazione dettagliata circa le correzioni topografica e dei palazzi.

2.1) CORREZIONE TOPOGRAFICA

Esistono differenti tecniche per eseguire la correzione topografica (Nowell, 1999); generalmente essa viene calcolata considerando prima le aree più distanti, poi le zone intermedie e, infine, quelle prossime alle stazioni di misura. Naturalmente, la conoscenza della topografia deve essere sempre più dettagliata a mano a mano che ci si avvicina ai punti di osservazione.

In microgravimetria la correzione viene svolta solo per le aree più vicine. Questo perché gli effetti relativi alla topografia distante possono essere considerati come effetti regionali costanti su tutti i punti di osservazione.

Debeglia & Dupont (2002), riportano quattro metodi per la realizzazione della correzione topografica, di seguito schematizzati:

- 1) metodo della linea di massa. In ogni nodo della maglia topografica è centrata una linea di massa verticale. Questo metodo è molto rapido anche se generalmente utilizzato per le correzioni topografiche di aree distanti (Blais & Ferland, 1984).
- 2) metodo del prisma rettangolare con superficie piatta. Ogni nodo della maglia topografica è assimilato a un prisma verticale, il cui effetto è calcolato, per esempio, attraverso l'algoritmo di Radhakrishna Murthy & Swamy (1996).
- 3) metodo dei settori prismatici con superficie piatta. L'area intorno a ogni stazione di misura è suddivisa in compartimenti circolari concentrici, ripartiti in settori prismatici. L'effetto gravimetrico di ogni settore è calcolato come per il metodo di Hammer (1939) e allo stesso modo l'elevazione è determinata attraverso la media dei valori di quota noti o misurati in ogni singolo settore.
- 4) metodo dei settori conici (Olivier & Simard, 1981). Questo metodo è simile al terzo appena descritto, eccetto per la caratteristica delle superfici superiori inclinate. La quota associata a ogni superficie è la media tra i valori di quota minore e maggiore di ogni settore.

A titolo di esempio, in figura 2.2 sono mostrati i risultati della correzione topografica eseguita con il metodo dei settori conici.

P1 e P2 sono due profili gravimetrici realizzati a una certa distanza dagli edifici F1 e F2-4 (Figura 2.1). Essi constano di 35 stazioni spaziate tra loro con un passo di tre metri e uniti tramite i punti di osservazione 18 e 19.

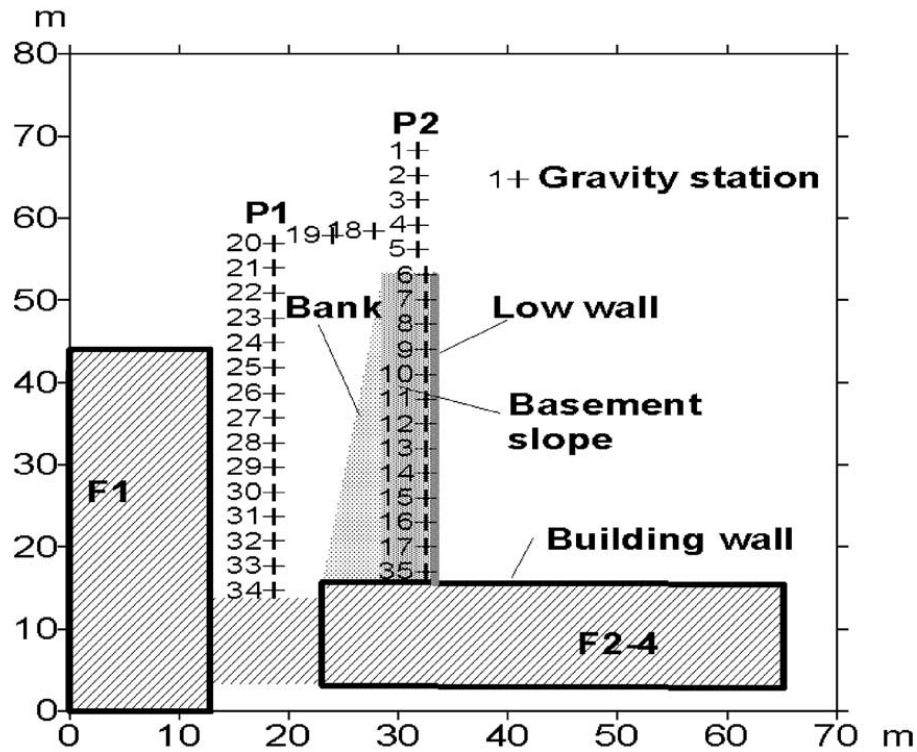


Figura 2.1. Mappa di localizzazione delle misure di gravità. Linee nere: muri degli edifici; tratteggio obliquo: piano interrato; fitta puntinatura: area pendente; linea grigia: muretto; puntinato luminoso: terrapieno.

Lungo il profilo P1 la correzione topografica non eccede il valore di $5 \mu\text{Gal}$. Essa dipende soprattutto dagli effetti laterali della strada in discesa (lungo cui è disposto il profilo P2) e dalla presenza di un terrapieno posto a 10 m di distanza.

Lungo il profilo P2, situato lungo la strada in discesa, il forte dislivello di 2.3 m genera un'elevata correzione topografica: $81 \mu\text{Gal}$. A seguito della correzione l'ampiezza dell'anomalia di Bouguer completa (in figura 2.2 chiamata semplicemente 'Bouguer') non supera $26 \mu\text{Gal}$, un range notevolmente differente dagli $83 \mu\text{Gal}$ dell'anomalia non ancora corretta dall'effetto topografico (figura 2.2 b, 'Simple Bouguer').

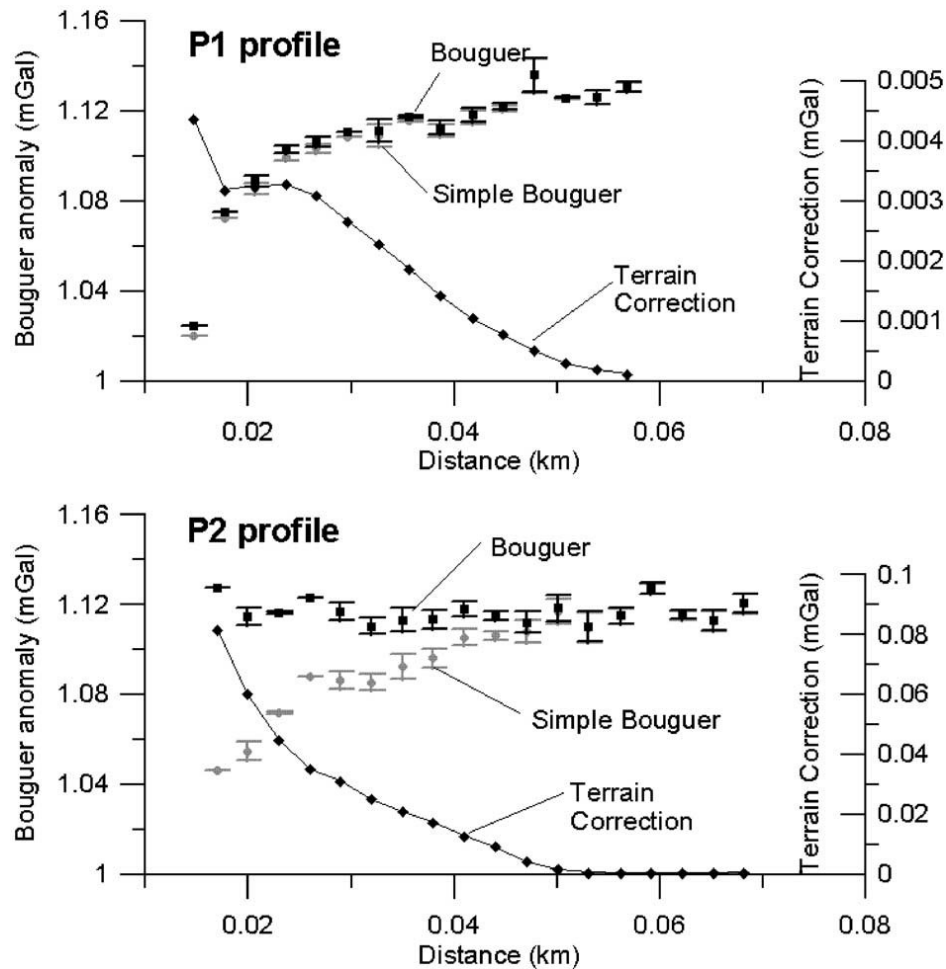


Figura 2.2. Andamento delle anomalie di Bouguer semplice (grigio) e di Bouguer (nero), con la barra di errore dedotta dalle misure ripetute, e della correzione topografica calcolata con il metodo dei settori conici.

2.2) CORREZIONE PER L'EFFETTO DELLA MASSA DEI PALAZZI

I vari elementi di un palazzo, muri esterni, muri di fondazione, muri di recinzione, solai e pavimenti, possono essere considerati come corpi di forma geometrica regolare (prismi, cilindri, coni troncati), per i quali è possibile calcolare l'effetto gravimetrico con una certa rapidità (equazioni (2.1), (2.2), (2.3)). Il campo totale prodotto dall'intero manufatto si ottiene dalla somma di questi differenti contributi (Wang Qianshen et al., 1996).

Effetto gravimetrico di un cilindro

Se la stazione di misura è posta nel punto P_0 a una distanza H dal centro della superficie superiore di un cilindro verticale di raggio a e altezza HH , l'effetto gravimetrico di tale cilindro sul punto P_0 è

$$\Delta g_c = 2\pi\gamma\rho(HH + \sqrt{a^2 + H^2} - \sqrt{a^2 + (H + HH)^2}) \quad (2.1)$$

dove ρ è la densità e γ la costante di gravitazione universale.

Effetto gravimetrico di un cono troncato

Se la stazione di misura è posta nel punto P_0 a una distanza H dal centro della superficie circolare superiore di un cono troncato di altezza HH e 2α è l'angolo del vertice del cono posto a una distanza C dalla superficie circolare, stabilito che $k = \tan \alpha$, l'effetto gravimetrico di tale cono nel punto P_0 è

$$\Delta g_{ct} = 2\pi\gamma\rho \left[\begin{aligned} & HH - \frac{\sqrt{(H + HH)^2 + k^2(HH + C)^2} - \sqrt{H^2 + k^2C^2}}{1 + k^2} + \frac{k^2(C + H)}{(1 + k^2)^{3/2}} \\ & \times \ln \frac{(1 + k^2)(H + HH) + (C - H)k^2 + \sqrt{1 + k^2} \sqrt{(HH + H)^2 + k^2(HH + C)^2}}{(1 + k^2)H + (C - H)k^2 + \sqrt{1 + k^2} \sqrt{H^2 + k^2C^2}} \end{aligned} \right] \quad (2.2)$$

Effetto gravimetrico di un prisma verticale

Stabilita la larghezza di un prisma verticale pari a $2a$ e l'altezza pari a HH , l'effetto gravimetrico generato su un punto P_0 posto a una distanza H dal centro della superficie superiore del prisma è

$$\Delta g_p = 4\gamma\rho \left[a \ln \frac{(r_1 - a)(r_2 + a)}{(r_1 + a)(r_2 - a)} - H \operatorname{tg}^{-1} \frac{Hr_1}{a^2} + (H + HH) \operatorname{tg}^{-1} \frac{(H + HH)r_2}{a^2} - \frac{1}{2} \pi HH \right] \quad (2.3)$$

in cui $r_1 = \sqrt{2a^2 + H^2}$ e $r_2 = \sqrt{2a^2 + (H + HH)^2}$.

Come mostrato da Debeglia & Dupont (2002), l'effetto gravimetrico di un palazzo sulle stazioni di misura è negativo e tende a zero con l'aumentare della distanza. Tale effetto va sottratto all'anomalia di Bouguer affinché siano messe in evidenza anomalie con ampiezze anche inferiori a quelle prodotte dai manufatti presenti.

Nell'esempio di Figura 2.1, i palazzi F1 e F2-4 sono considerati come l'insieme di differenti corpi prismatici verticali (muri esterni, muri di fondazione, muri di recinzione, solai e pavimenti).

Profilo P1) Sul profilo P1 l'effetto dominante è relativo ai muri di fondazione (Figura 2.3). Tale effetto è negativo poiché è generato da una massa con contrasto di densità negativo ($\Delta\rho = -2 \text{ g/cm}^3$) posta al di sotto dei punti di misura. L'ampiezza varia da 0 a $-59 \text{ } \mu\text{Gal}$ man mano che le stazioni si avvicinano ai palazzi. L'effetto dei muri esterni è notevolmente minore, da 0 a $-5 \text{ } \mu\text{Gal}$: tali ampiezze sono giustificate dalla presenza di finestre e porte che fanno diminuire la densità dei muri considerati. Anche in questo caso l'effetto è negativo perché corrisponde a una massa con contrasto positivo di densità collocata al di sopra dei punti di misura che provoca, quindi, una riduzione dell'accelerazione verticale di gravità misurata. L'effetto dei pavimenti e dei solai è pure negativo perché anche questi posti a una quota maggiore rispetto ai punti di osservazione. L'effetto del muro di cinta, distante 15 m, è sostanzialmente nullo.

Il contributo totale dei differenti elementi dei palazzi è, quindi, negativo con un'elevata ampiezza di correzione: $-77 \text{ } \mu\text{Gal}$.

Profilo P2) Poiché il profilo è realizzato lungo una strada in discesa, l'effetto dominante delle fondazioni è leggermente negativo nella parte iniziale (le fondazioni, con contrasto negativo di densità, sono al di sotto dei punti di misura), divenendo nullo intorno alla quinta stazione e poi positivo per la presenza di molti vuoti a una quota maggiore rispetto a quella di osservazione.

Come nel caso del profilo P1 l'effetto dei muri esterni è negativo, con un'ampiezza compresa tra 0 e $-10 \text{ } \mu\text{Gal}$; lo stesso accade considerando solai e pavimenti.

Rispetto al caso precedente, il campo gravimetrico generato dal muro di cinta è significativo e con intensità negativa dato che corrisponde a una massa collocata al di sopra dei punti di osservazione.

Combinando tutti i contributi si nota che l'effetto totale è principalmente negativo con un picco positivo presso la prima stazione di misura (Figura 2.3).

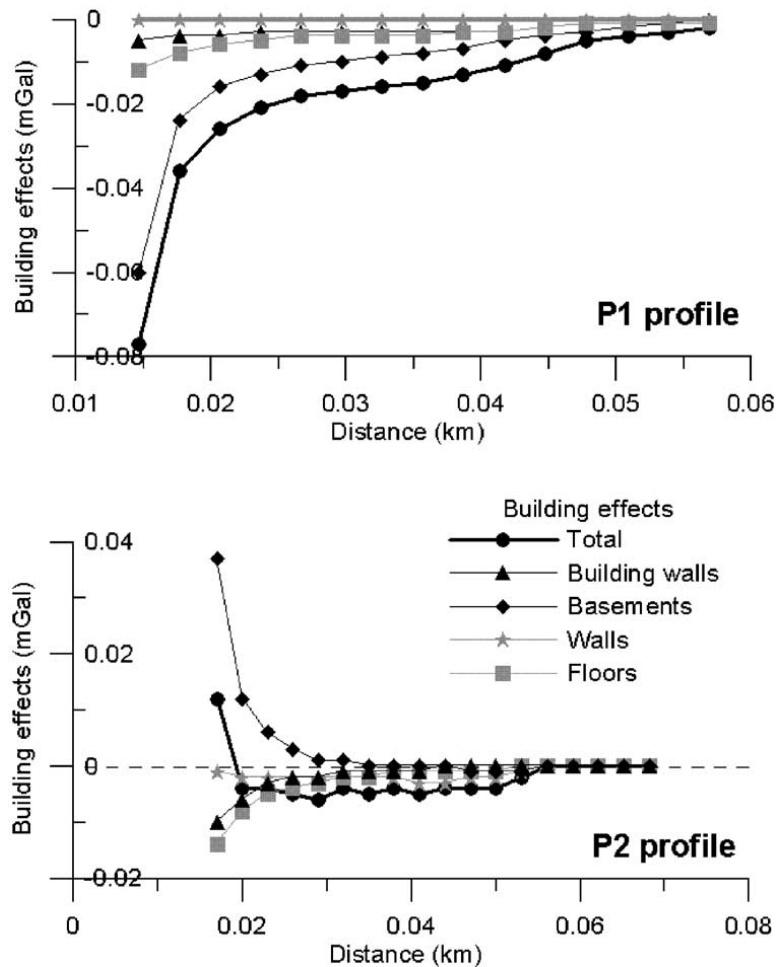


Figura 2.3. Effetto gravimetrico dei palazzi sui profili P1 e P2.

La scelta della densità da attribuire ai differenti elementi prismatici dipende dal materiale di cui sono costituiti: legno, mattoni forati, tufo, cemento, cemento armato, etc. Secondo Debeglia & Dupont (2002), il range di variabilità della densità dei materiali da costruzione è compreso tra 1 g/cm^3 e 3 g/cm^3 circa.

Wang Qianshen et al. (1996), affermano che si può associare a ogni palazzo una densità media che tiene conto della quantità di massa e di vuoti presenti in un certo volume. Generalmente tale densità è compresa tra 0.4 e 0.65 g/cm^3 ; più precisamente $0.4\text{-}0.5 \text{ g/cm}^3$ per mattoni e legno da costruzione, $0.5\text{-}0.55 \text{ g/cm}^3$ per cemento armato. Gli autori suggeriscono un valore compreso tra 0.65 e 0.9 g/cm^3 per canne fumarie in cemento rappresentabili attraverso cilindri verticali.

2.3) CASE HISTORIES

In questo paragrafo sono riportati alcuni significativi casi di applicazione microgravimetrica. I notevoli risultati conseguiti dai diversi autori confermano l'ideoneità del metodo in innumerevoli

ambiti: applicazioni ambientali su discarica (Xia & Miller, 2007), esplorazione geologica su depositi salini (Al-Rawi et al., 1989), indagini in aree archeologiche (Lindford, 1998; Panisova & Pasteka, 2009), investigazione di depositi minerari (Seigel et al., 1968), individuazione di ordigni inesplosi (Butler, 2001), applicazioni per l'ingegneria civile al fine di localizzare cavità e/o condizioni anomale per la stabilità degli edifici (Yule et al., 1998; Beres et al., 2001; Leucci & De Giorgi, 2010).

2.3.1) Applicazioni ambientali: microgravimetria su un'area di discarica

Xia & Miller (2007) hanno svolto un'indagine geofisica integrata (microgravimetria, geoelettrica e magnetismo) per caratterizzare un'area in subsidenza al di sopra di una discarica, presso il campo da golf della città di Salina, Kansas (USA).

Il rilievo microgravimetrico, eseguito lungo la linea 1 estesa 134 m, taglia trasversalmente tale area, indicata in figura 2.4 come zona "Green 16".

23 stazioni di misura sono state occupate usando un gravimetro LaCoste e Romberg D-71; il passo di campionamento utilizzato è 6 m.

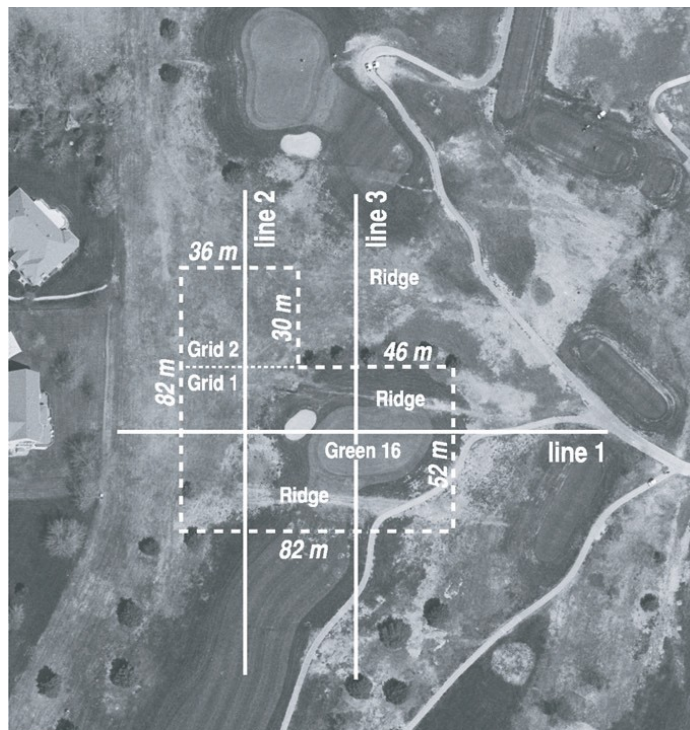


Figura 2.4. Mappa dell'area di studio. Il rilievo microgravimetrico è stato condotto lungo la linea 1.

I dati sono stati elaborati con le procedure standard:

correzione di marea

correzione di deriva

correzione di aria libera

correzione di Bouguer (la densità scelta è 1.8 g/cm^3)

sottrazione del campo regionale assunto lineare.

L'anomalia di Bouguer ottenuta mostra un intenso minimo di circa -0.041 mGal tra 82 m e 106 m (Figura 2.5). Questo minimo gravimetrico si posiziona in corrispondenza di un minimo di resistività individuato dall'indagine geoelettrica presso l'area "Green 16" (Figura 2.6). Lungo il profilo 1, infatti, la tomografia elettrica ha individuato a circa 21 m di profondità il limite inferiore della discarica e un'area di minimo di resistività proprio in corrispondenza del minimo gravimetrico.

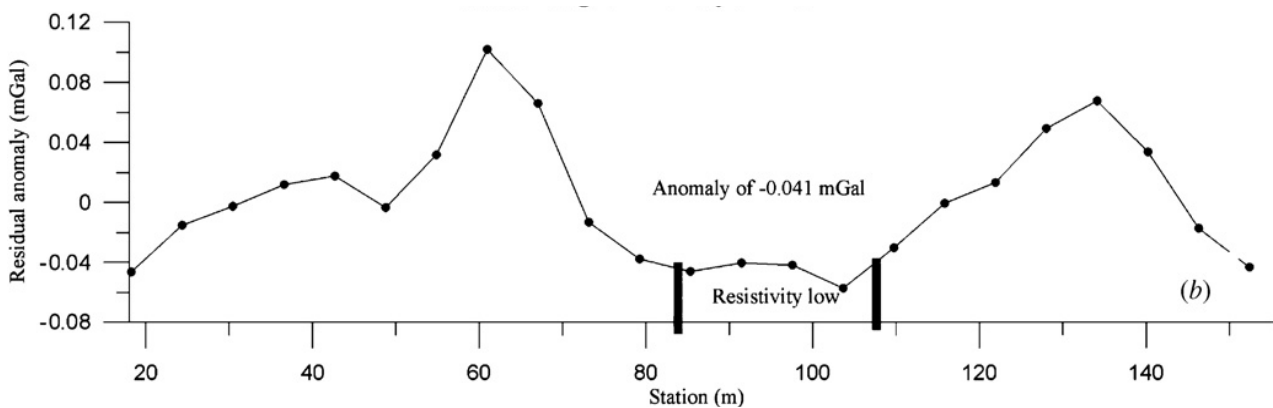


Figura 2.5. Profilo delle anomalie residue di Bouguer. Il minimo gravimetrico è correlato con il minimo di resistività nell'area Green 16.

Ciò può essere spiegato con una rarefazione della densità del materiale di rifiuto rispetto alle rocce naturali incassanti, che si riflette in superficie con una subsidenza del terreno.

Sulla base dei risultati conseguiti dal rilievo geoelettrico e da quello magnetico discusso nella pubblicazione il modello più semplice che meglio riproduce il minimo gravimetrico di soli $-41 \mu\text{Gal}$ è un corpo sferico con diametro di 21 m e contrasto di densità pari a -0.14 g/cm^3 .

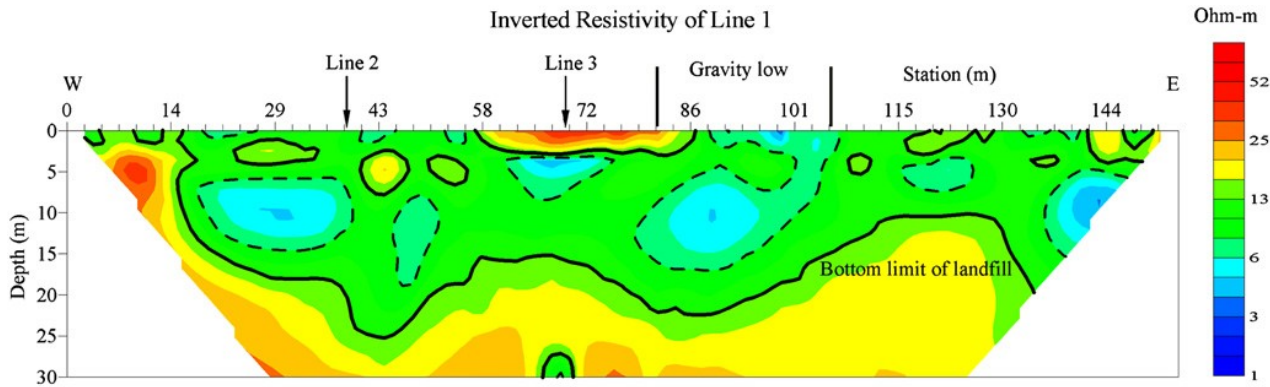


Figura 2.6. Il minimo di resistività per x compresa tra 82 m e 106 m è in corrispondenza dell'anomalia negativa di gravità.

2.3.2) Applicazioni geologiche: esplorazione di un deposito salino

Al-Rawi, Al-Badri & Rezkalla (1989) hanno svolto un'indagine microgravimetrica per determinare lo spessore e la forma della piana salina di Samawa a Samawa City, Iraq.

Il rilievo è stato sviluppato lungo cinque profili (quattro trasversali alla piana e uno longitudinale), che hanno attestato uno spessore massimo del deposito di circa 8.5 m.

L'esplorazione è stata condotta con il gravimetro LaCoste e Romberg modello D e, a causa di numerosi canali d'acqua distribuiti lungo il deposito salino, non è stato possibile adottare una spaziatura costante tra le stazioni (Figura 2.7).

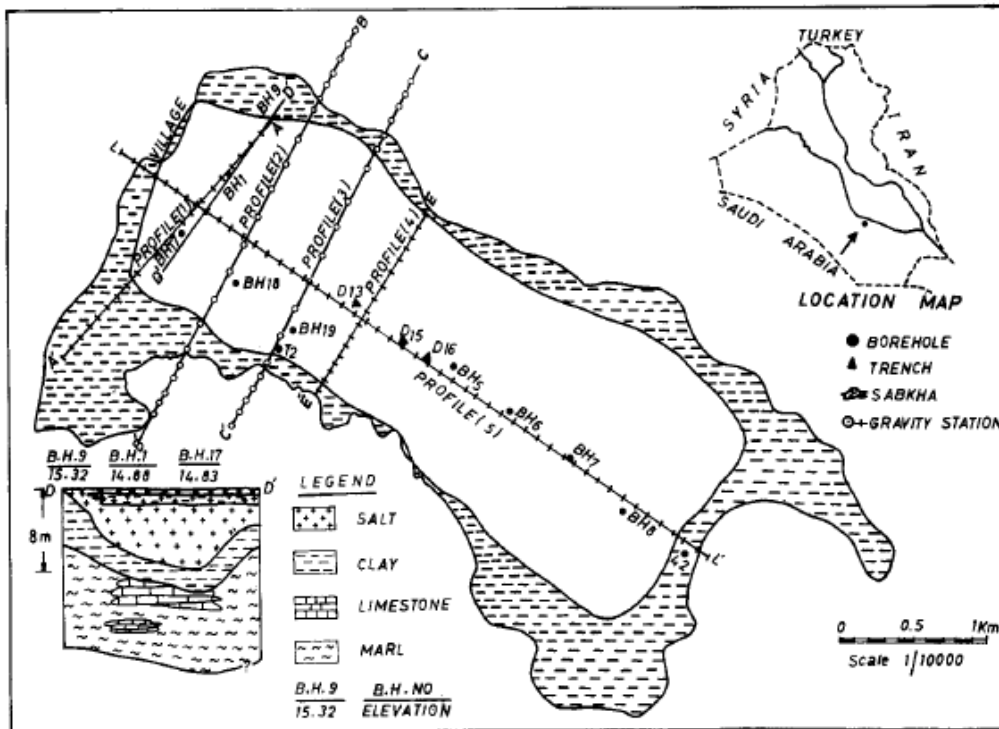


Figura 2.7. Piana salina di Samawa, posizionamento dei profili microgravimetrici e sezione geologica lungo l'andamento D-D'.

Ai dati sono state applicate le procedure standard di residuazione:

correzione di marea

correzione di deriva (il ritorno alla stazione base è avvenuto ogni ora)

correzione di aria libera

correzione di Bouguer

Per quest'ultima è stata scelta una densità di 1.86 g/cm^3 . La correzione topografica non è stata necessaria poiché l'area si presenta sub-pianeggiante.

Sulla base delle informazioni stratigrafiche a disposizione è stato possibile calcolare il campo gravimetrico di fondo e sottrarlo alle anomalie di Bouguer per ottenere le anomalie residue.

Nelle seguenti figure sono mostrate le anomalie di Bouguer residue e le interpretazioni dei profili 2 e 5.

Nel primo caso (Figura 2.8) l'interpretazione gravimetrica è in accordo con i dati del pozzo presente lungo il profilo. I valori di gravità indicano, infatti, uno spessore del deposito salino di circa 10 m, così come rilevato dal sondaggio meccanico BH 18.

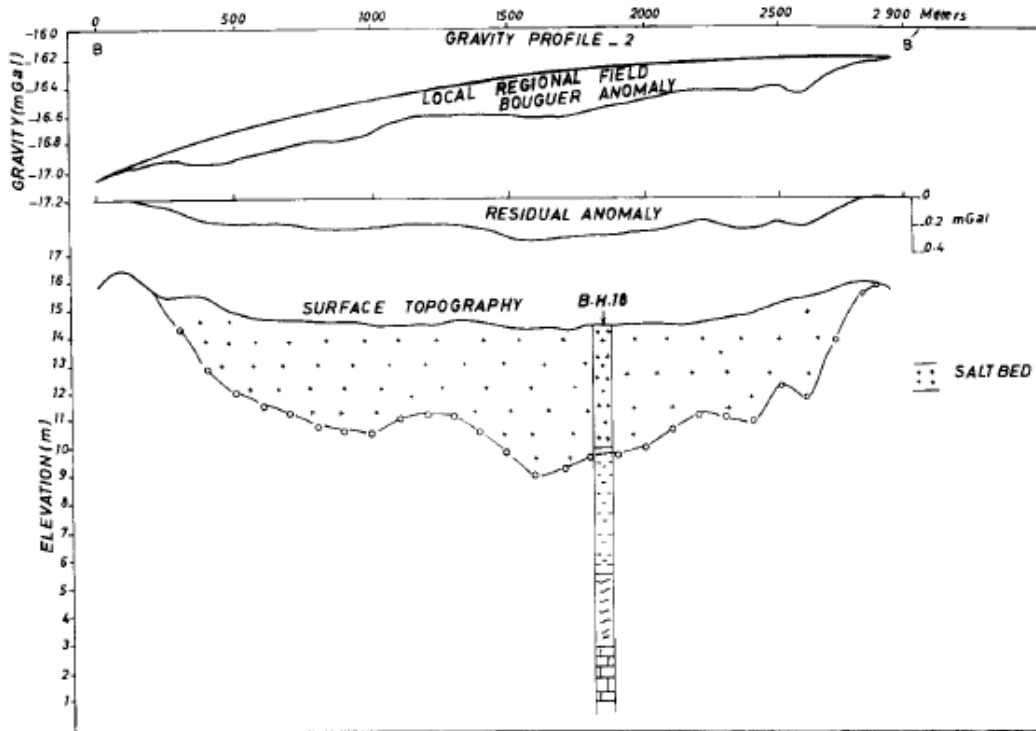


Figura 2.8. Profilo delle anomalie di Bouguer residue e del campo regionale; sezione geologica ottenuta dall'interpretazione delle anomalie gravimetriche.

Anche nel secondo caso vi è un ottimo accordo tra i sondaggi meccanici e l'interpretazione gravimetrica, eccetto per le stazioni prossime al pozzo BH 5. Non è possibile, infatti, correlare i dati gravimetrici con i risultati di tale sondaggio meccanico poiché in questo punto non è stato possibile raggiungere il nucleo del deposito salino.

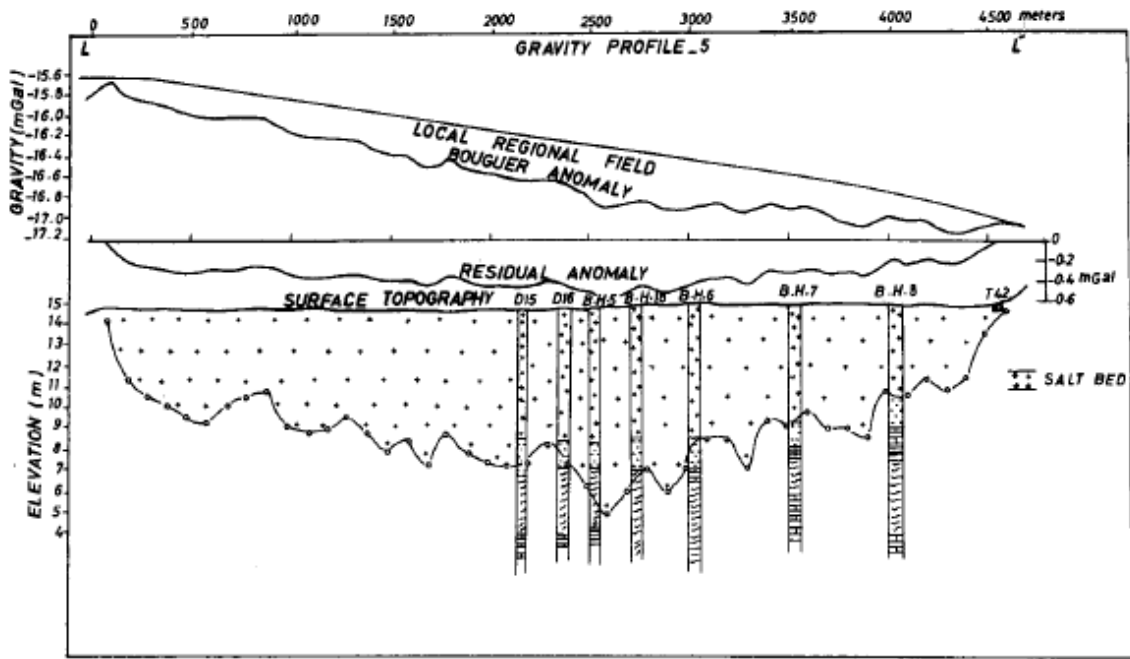


Figura 2.9. Profilo delle anomalie di Bouguer residue e del campo regionale; sezione geologica ottenuta dall'interpretazione delle anomalie gravimetriche.

Sulla base delle interpretazioni delle anomalie di Bouguer di tutti i profili si è ricavata una mappa dello spessore del deposito salino. I dati gravimetrici indicano che lo spessore medio del deposito salino è di circa 8.5 m (Figura 2.10).

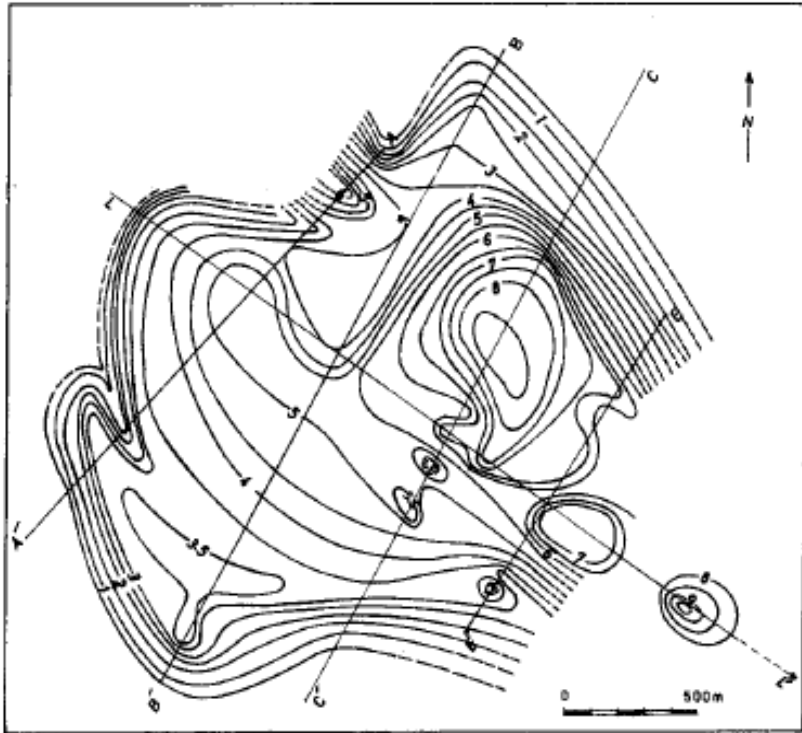


Figura 2.10. *Mapa delle isopache del deposito salino costruita sulla base dei risultati gravimetrici. Intervallo del contour: 0.5 m.*

2.3.3) Applicazioni archeologiche

2.3.3.1) Il caso di Boden Vean, Cornovaglia

La prima applicazione in campo archeologico della tecnica gravimetrica fu riportata da Linnington (1966) successivamente a un rilievo compiuto nel 1964 sulla necropoli etrusca di Cerveteri. I risultati non furono però soddisfacenti probabilmente a causa di una scarsa precisione nelle misure e nelle riduzioni successive.

In questo paragrafo riportiamo un'indagine geofisica di Linford (1998) per l'individuazione di rovine archeologiche in Cornovaglia, a Boden Vean (Figura 2.11).

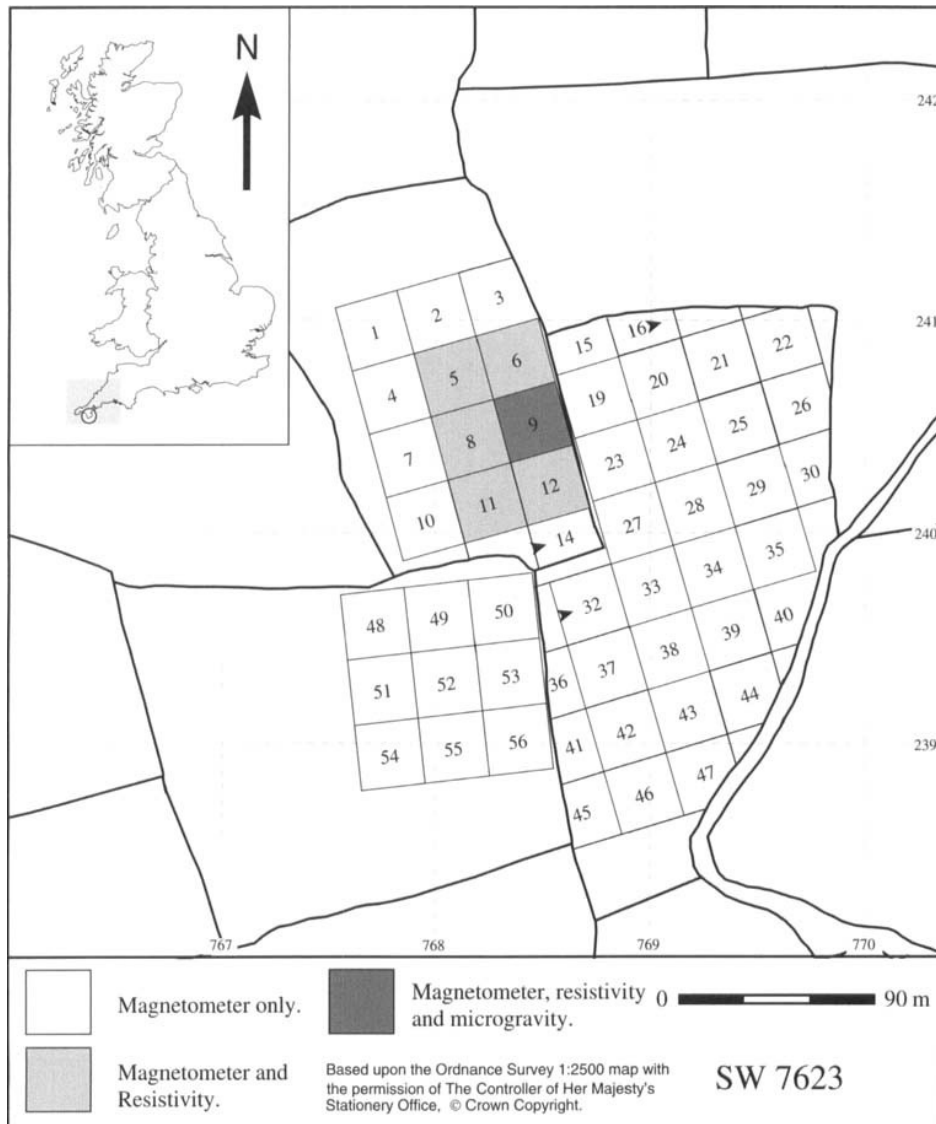


Figura 2.11. Localizzazione del sito di interesse. L'area 9 è interessata dal rilievo microgravimetrico.

Si tratta di differenti rilievi, magnetismo, elettromagnetismo e microgravimetria, realizzati per localizzare i cosiddetti “fogou”, strutture sotterranee dell'età del ferro adibite a uso religioso, come rifugi o per la conservazione del cibo. Naturalmente nell'ambito di questo progetto di ricerca descriveremo solo l'aspetto microgravimetrico.

Come indicato nella figura precedente, l'indagine è stata svolta all'interno del riquadro 9, un'area di 30 m^2 interessata dalla presenza di un fogou parzialmente portato alla luce. I dati sono stati raccolti con il gravimetro LaCoste e Romberg modello D, spaziatissimi gli uni dagli altri di 3 m. Per ogni stazione di misura sono stati letti almeno quattro valori di gravità.

Anche in questo caso è stata adottata la normale procedura di riduzione dei dati:

correzione di marea

correzione di deriva (il ritorno alla stazione base è avvenuto ogni ora)

correzione di Bouguer.

Data la piccola estensione dell'area e la superficie pressoché pianeggiante le correzioni di latitudine e topografica non sono state applicate.

In figura 2.12 a è mostrata l'anomalia di Bouguer con ancora l'effetto di fondo di un trend locale, che oscura alcune anomalie. Quest'effetto è stato approssimato da una superficie polinomiale del terzo ordine (Figura 2.12 b), poi sottratta per ottenere l'anomalia di Bouguer residua (Figura 2.12 c).

Da questa mappa finale è possibile individuare due zone di minimo gravimetrico, G1 e G2, e una zona di massimo, G3.

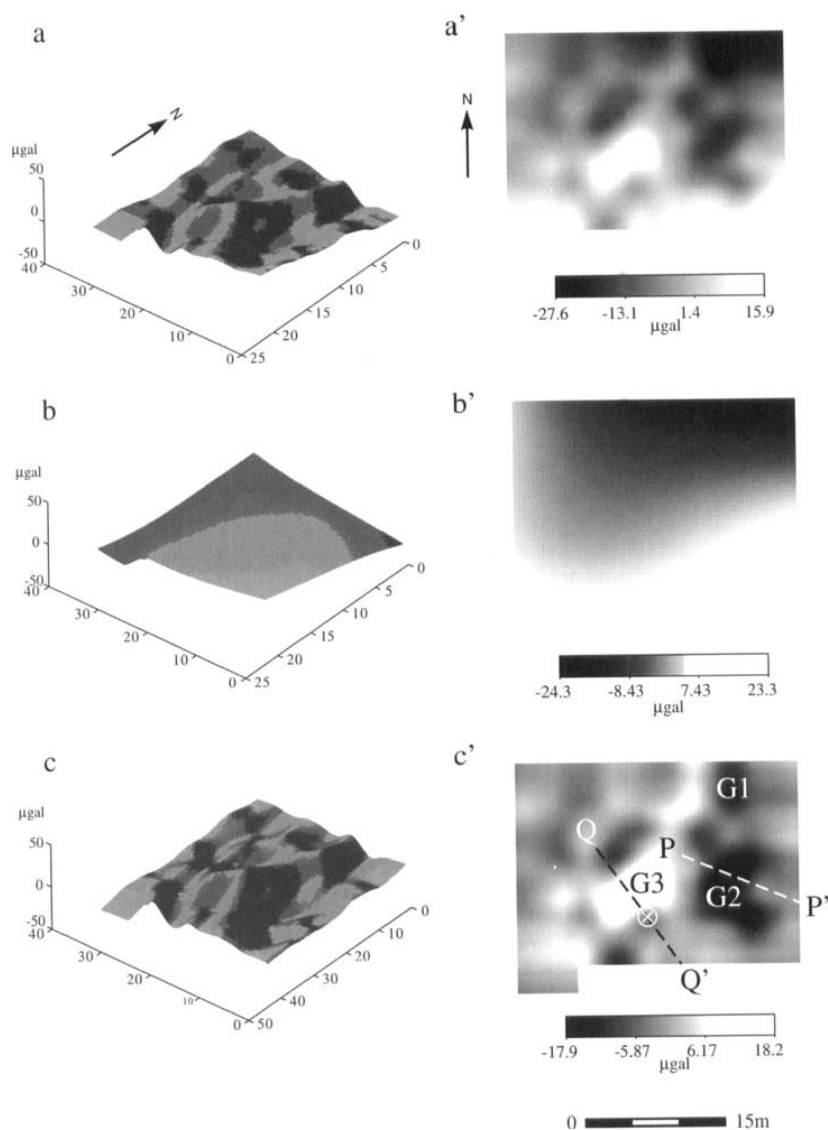


Figura 2.12. Mappa delle anomalie di Bouguer (a). L'interpretazione è stata migliorata rimuovendo una superficie polinomiale del terzo ordine (b) per ottenere una mappa delle anomalie residue (c). La figura c mostra anche la posizione dei profili P-P' e Q-Q' estratti e analizzati successivamente. Il fogou parzialmente scavato è marcato con il simbolo \otimes .

Per analizzare meglio queste anomalie sono stati estratti dalla mappa due profili: Q-Q' e P-P' rispettivamente in corrispondenza dell'anomalia G3 e dell'anomalia G2.

Mentre il minimo gravimetrico G2, così come G1, è da attribuire alla presenza di un vuoto nel sottosuolo, il massimo gravimetrico G3 è relativo alla presenza di muri in pietra o mattoni.

I dati lungo i profili sono stati paragonati ad anomalie sintetiche, calcolate sulla base delle caratteristiche del fogou parzialmente scavato nell'area 9 e sulla base di strutture simili già studiate in altre zone. Le sezioni di tali modelli sono mostrate nel riquadro inferiore delle figure 2.13 e 2.14. I parametri scelti per le modellizzazioni sono elencati nelle tabelle 2.1 e 2.2.

In figura 2.13 è mostrato il confronto tra l'anomalia sperimentale del profilo Q-Q' e l'anomalia sintetica che meglio approssima il campo reale.

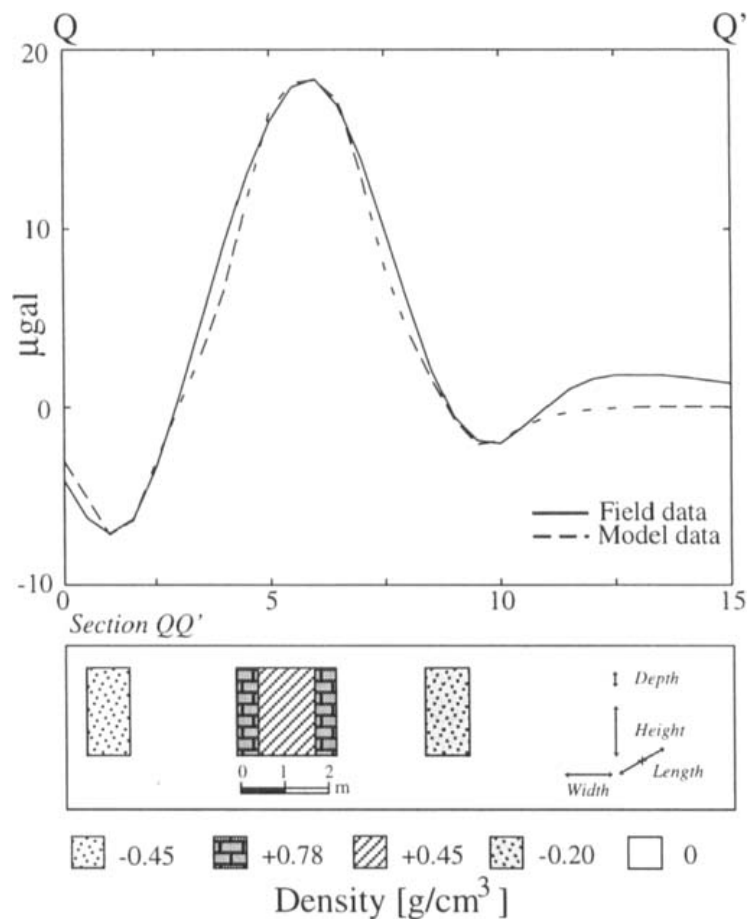


Figura 2.13. Campo calcolato e interpolato a partire dai dati del profilo Q-Q'. I dati teorici sono generati considerando un modello illustrato nella sezione inferiore della figura, i cui parametri sono elencati nella tabella 2.1.

Il massimo gravimetrico di circa 18 μGal può essere interpretato con la presenza a 0.4 m di profondità di due muri, con contrasto positivo di densità di 0.78 g/cm^3 , posti a una distanza di 2 m

l'uno dall'altro. Il passaggio presente tra i due muri non risulta vuoto, ma riempito da materiale collassato avente un contrasto di densità pari a $+0.45 \text{ g/cm}^3$.

L'anomalia presenta anche due lobi negativi all'inizio e alla fine del profilo; in particolare il secondo minimo, a 9 m di distanza da Q, ha un'ampiezza minore rispetto al primo. Si potrebbe trattare di una trincea di scavo successivamente riempita da materiale poco addensato, quindi con un contrasto di densità negativo (-0.2 g/cm^3).

	<i>Location</i> ¹	<i>Width</i> ²	<i>Height</i> ²	<i>Length</i> ³	<i>Depth</i> ³	$\Delta\rho \text{ (g/cm}^3\text{)}$	
Initial	4.4	0.5	2.0	5.0	0.4	+0.78	Wall
	5.3	1.3	2.0	5.0	0.4	+0.38	Mixed fill
	6.2	0.5	2.0	5.0	0.4	+0.78	Wall
Improved	1.2	1.0	2.0	5.0	0.4	-0.45	Excavation?
	9.0	1.0	2.0	5.0	0.4	-0.2	Partial void?

¹ Distance from Q (m).

² Dimensions in QQ' plane (m).

³ Depth of top face from surface (m).

Tabella 2.1. Parametri per una possibile interpretazione del profilo Q-Q'.

Nel caso del profilo P-P' sono stati riportati due possibili modelli di fogou presenti nel sottosuolo. Attraverso il primo modello (Figura 2.14) il minimo gravimetrico di circa $-16 \mu\text{Gal}$ è attribuito a un fogou con camera vuota e profondità del centro variabile tra 2.2 m e 2.8 m

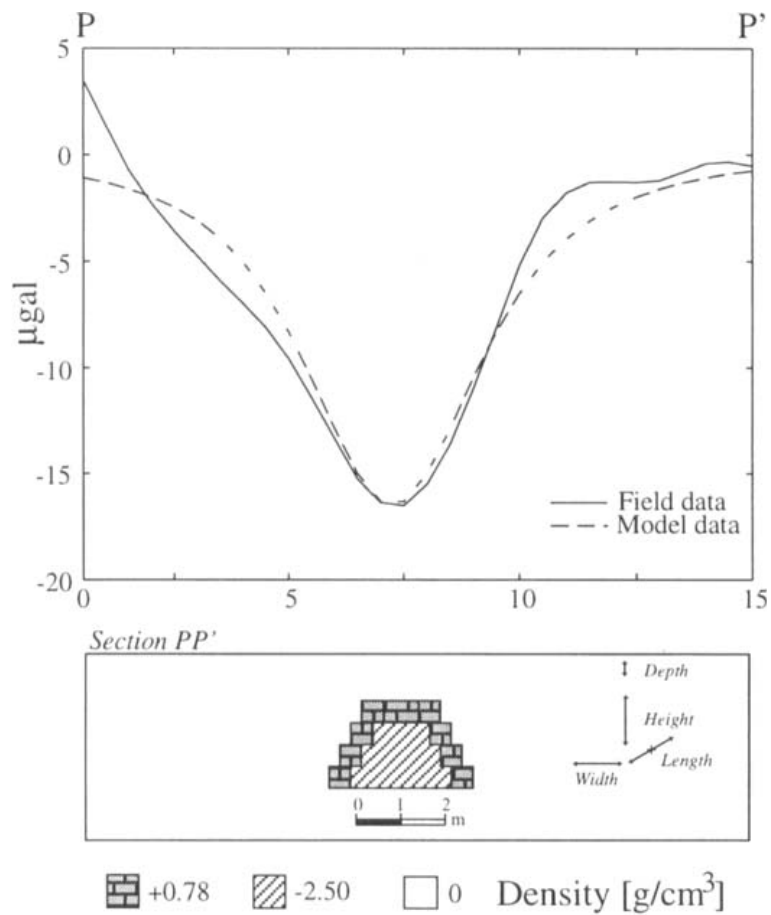


Figura 2.14. Campo calcolato e interpolato a partire dai dati del profilo P-P'. I dati teorici sono generati considerando un modello illustrato nella sezione inferiore della figura, i cui parametri sono elencati nella tabella 2.2.

Relativamente alla seconda interpretazione (Figura 2.15) il modello proposto risulta più complicato. Il fogou è più superficiale e più largo rispetto al precedente e la camera risulta riempita da materiale in pietrisco a contrasto negativo di densità, sempre più addensato procedendo verso il pavimento.

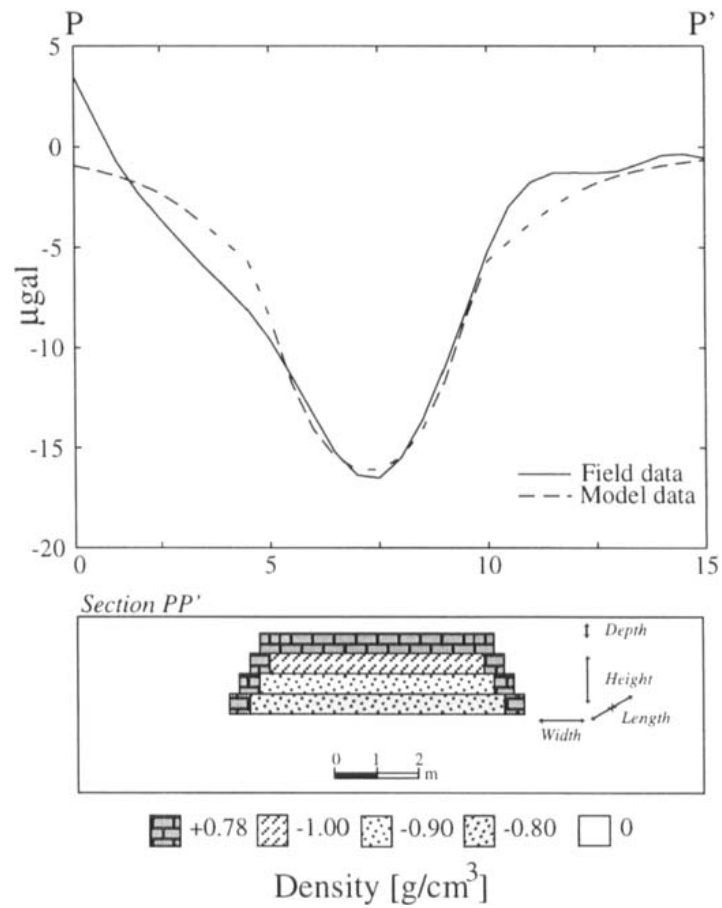


Figura 2.15. Campo calcolato e interpolato a partire dai dati del profilo P-P'. I dati teorici sono generati considerando un modello illustrato nella sezione inferiore della figura, i cui parametri sono elencati nella tabella 2.2.

	<i>Location</i> ¹	<i>Width</i> ²	<i>Height</i> ²	<i>Length</i> ³	<i>Depth</i> ³	$\Delta\rho$ (g/cm ³)	
Deep void	5.35	0.5	0.5	5.0	2.9	+0.78	E wall
	5.6	0.5	0.5	5.0	2.4	+0.78	E wall
	5.85	0.5	0.5	5.0	1.9	+0.78	E wall
	6.75	1.3	0.5	5.0	1.4	+0.78	Roof lintel
	8.15	0.5	0.5	5.0	2.9	+0.78	W wall
	7.9	0.5	0.5	5.0	2.4	+0.78	W wall
	7.65	0.5	0.5	5.0	1.9	+0.78	W wall
	6.75	1.3	0.5	5.0	1.9	-2.5	Void
	6.75	1.8	0.5	5.0	2.4	-2.5	Void
	6.75	2.3	0.5	5.0	2.9	-2.5	Void
Shallow void	3.35	0.5	0.5	5.0	2.15	+0.78	E wall
	3.6	0.5	0.5	5.0	1.65	+0.78	E wall
	3.85	0.5	0.5	5.0	1.15	+0.78	E wall
	6.75	5.3	0.5	5.0	0.65	+0.78	Roof lintel
	10.15	0.5	0.5	5.0	2.15	+0.78	W wall
	9.9	0.5	0.5	5.0	1.65	+0.78	W wall
	9.65	0.5	0.5	5.0	1.15	+0.78	W wall
	6.75	5.3	0.5	5.0	1.15	-1.0	Void
	6.75	5.8	0.5	5.0	1.65	-0.9	Void
	6.75	6.3	0.5	5.0	2.15	-0.8	Void

¹ Distance from P (m).

² Dimensions in PP' plane (m).

³ Depth of top face from surface (m).

Tabella 2.2. Parametri per due possibili interpretazioni del profilo P-P'.

Il profilo delle anomalie P-P' è un chiaro esempio di ambiguità interpretativa dei dati di campi di potenziale. Possono esistere svariati modelli del sottosuolo capaci di riprodurre con buona approssimazione l'andamento reale del campo; ovviamente è l'introduzione di informazioni a priori a limitare il numero di modelli possibili. Restando nei limiti di quest'indagine, i valori di gravità osservati hanno confermato la presenza di strutture archeologiche nell'area 9, soprattutto in relazione all'anomalia G3 (in prossimità del fogou parzialmente scavato), la cui interpretazione è in ottimo accordo con i risultati degli altri rilievi geofisici, magnetico ed elettromagnetico, discussi nella pubblicazione.

2.3.3.2) Il caso della chiesa di San Nicola, Pukanec, Slovacchia

Panisova & Pasteka (2009) applicano il metodo microgravimetrico per l'individuazione di cripte nella chiesa romanica di San Nicola, nella città di Pukanec, Slovacchia. Come dimostrato già da Blizkovsky nel lavoro del 1979 per lo studio di cripte ignote presso la chiesa di San Vincenzo a Tovacov, la tecnica microgravimetrica si mostra la più idonea per le prospezioni archeologiche in edifici storici, laddove sono preferite metodologie di esplorazione non invasive.

Ritornando al caso della chiesa di San Nicola, le anomalie di Bouguer negative misurate suggeriscono la presenza di vuoti ascrivibili a cripte, la cui profondità e forma è stimata mediante deconvoluzione di Eulero.

Il rilievo è stato svolto su un'area di 10 m x 20 m, acquisendo i dati con il gravimetro Scintrex CG 5 in corrispondenza di 111 punti di osservazione spaziatati tra loro di 1 m (Figura 2.16).

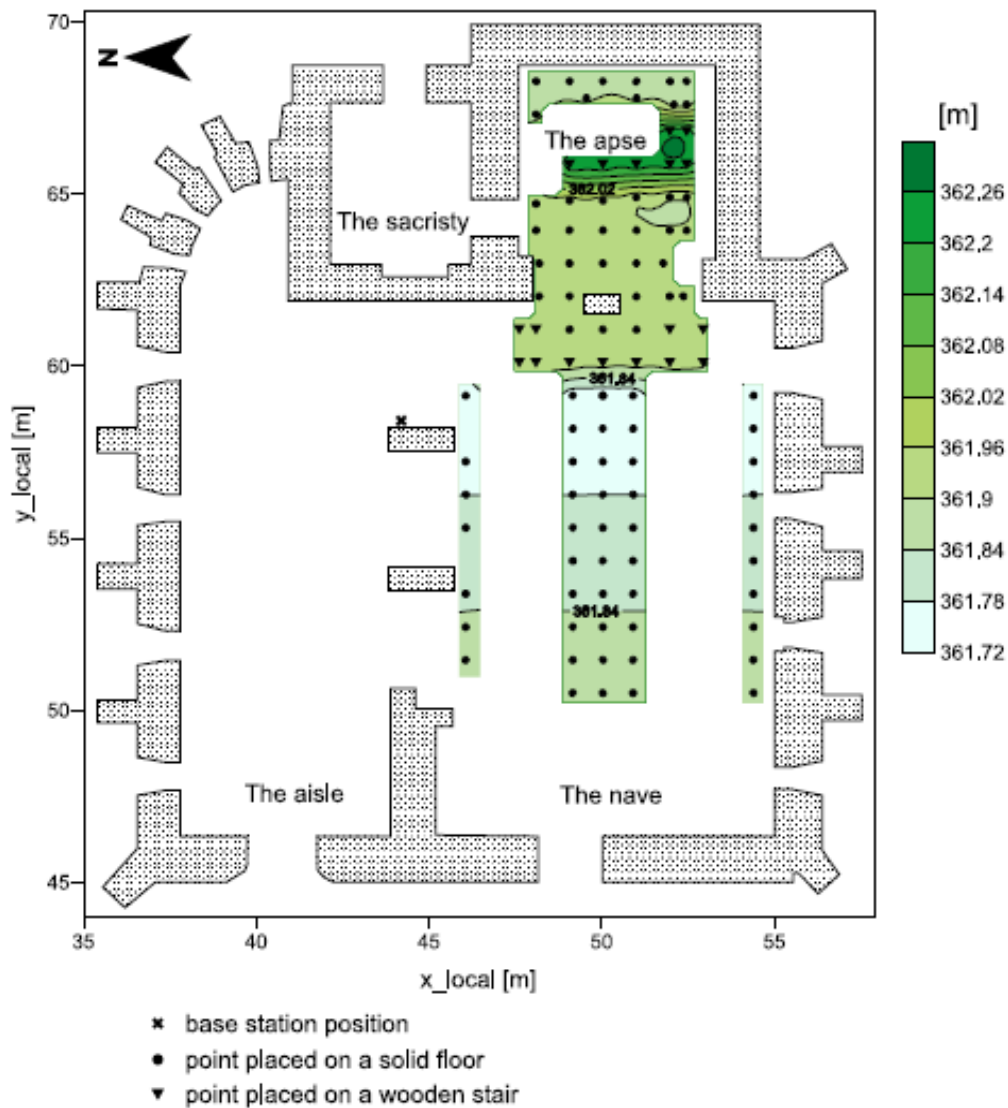


Figura 2.16. Posizionamento dei punti di misura.

Le correzioni di marea e di deriva strumentale a lungo termine sono state implementate automaticamente durante il rilievo; per eseguire la correzione di deriva a breve periodo la copertura della stazione base è avvenuta ogni ora. Le correzioni di aria libera e di Bouguer sono state applicate utilizzando le quote lette con lo strumento Fennel Qeo10; la densità scelta per la

correzione di piastra è 2 g/cm^3 . La correzione topografica non è stata necessaria data la superficie di calpestio sufficientemente piatta.

La correzione più importante ha riguardato la rimozione dell'effetto gravitazionale delle strutture architettoniche al di sopra dei punti di misura. Le varie componenti della chiesa sono state modellizzate attraverso 46 poligoni prismatici con un contrasto medio di densità di 1.75 g/cm^3 . L'effetto gravimetrico totale ha presentato un'ampiezza negativa di circa $-120 \text{ } \mu\text{Gal}$ (Figura 2.17).

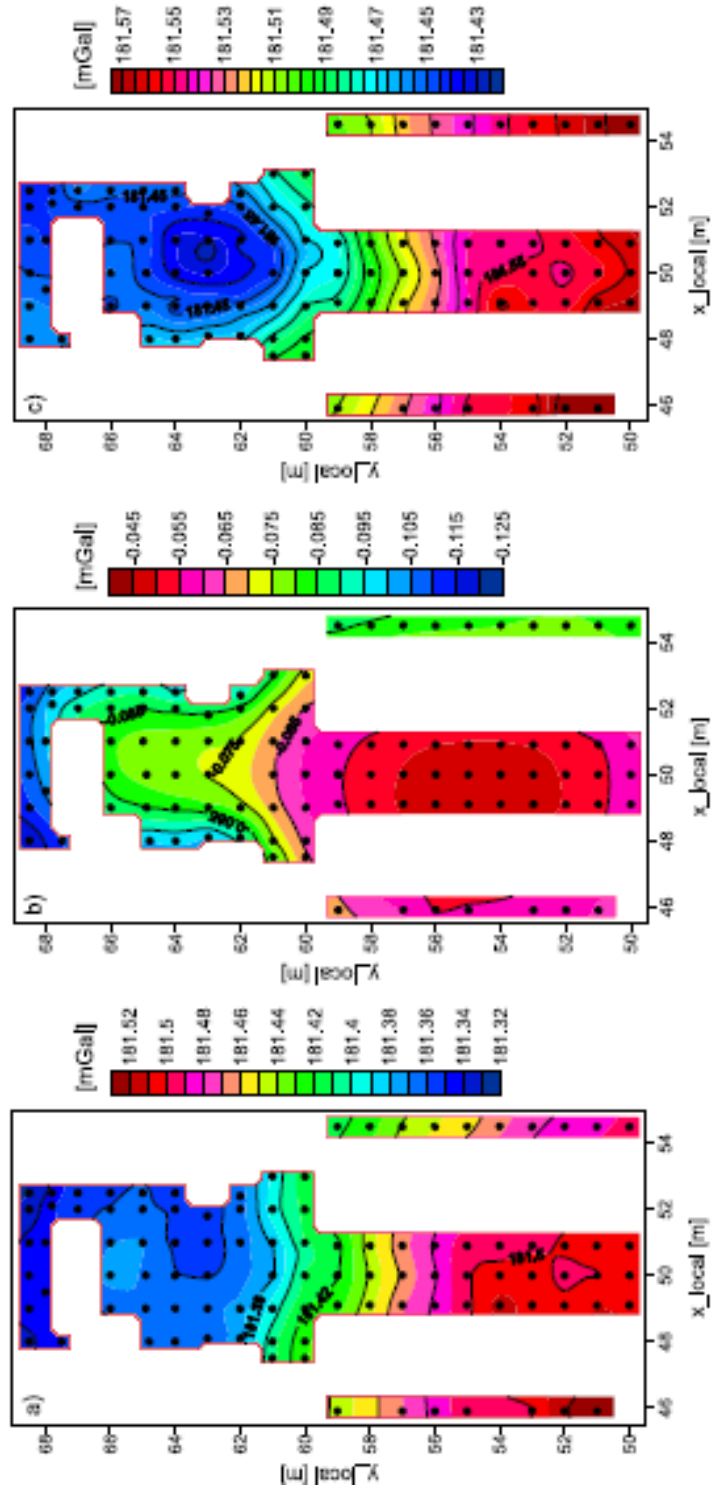


Figura 2.17. a) anomalia di Bouguer semplice; b) effetto gravimetrico delle strutture architettoniche; c) anomalia di Bouguer completa ottenuta sottraendo alla mappa a) il campo gravimetrico b).

La mappa delle anomalie di Bouguer mostra un significativo trend regionale in direzione WE; esso è stato approssimato mediante una superficie planare e poi sottratto ai dati.

I risultati, visibili in figura 2.18, constano di due differenti approcci. Nel caso a) le correzioni finali di residuazione sono state eseguite ignorando il fatto che la reale posizione del sensore dello strumento differisce di alcune decine di centimetri dalla quota del pavimento; nel caso b) è stato tenuto in conto questo dislivello di circa 26 cm tra la posizione del sensore e l'elevazione dal piano di calpestio.

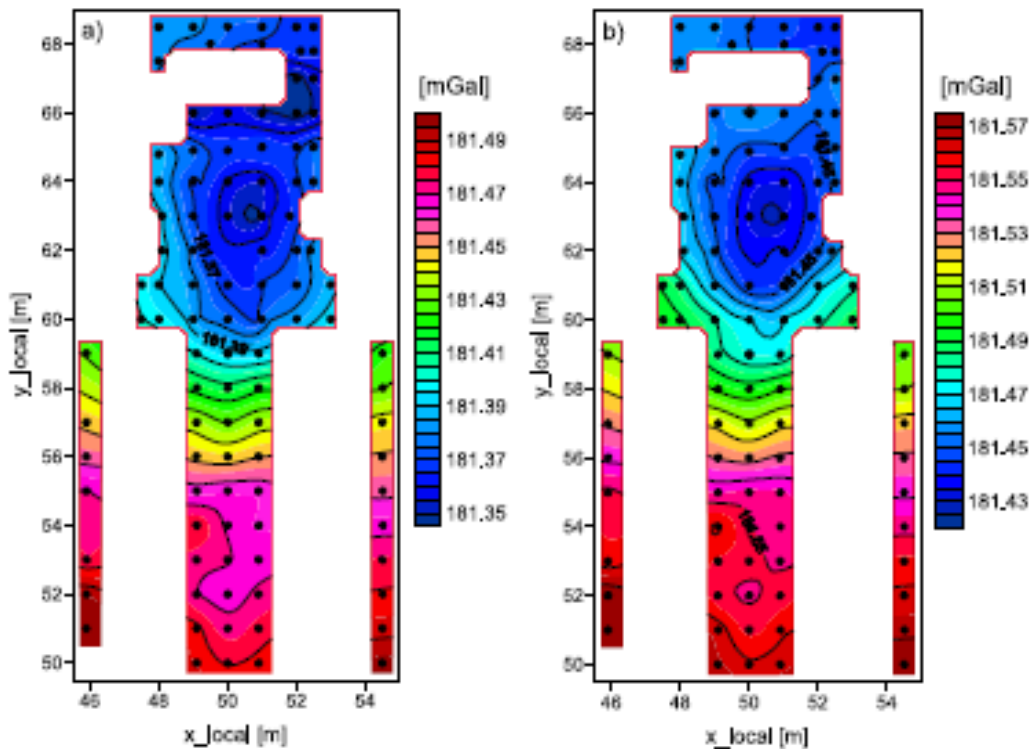


Figura 2.18. Mappe delle anomalie di Bouguer residue. a) mappa ottenuta senza considerare la reale posizione del sensore; b) mappa ottenuta considerando il dislivello di circa 26 cm tra la posizione del sensore e la quota del piano di calpestio.

La principale differenza tra le due anomalie è la presenza nella mappa a) di un falso minimo gravimetrico nell'area dell'abside ($y=66-67$ m, $x=50-52$ m), in corrispondenza di alcuni gradini in legno, minimo che poi scompare nella mappa b).

Osservando, quindi, la mappa b) si nota che la principale anomalia è un minimo gravimetrico in corrispondenza dell'abside, probabilmente associabile a una cripta sepolta.

Differenti modelli sintetici sono stati sviluppati per giungere a una ragionevole forma e profondità della sorgente di anomalia. Il miglior modello, mostrato in figura 2.19, stabilisce che il corpo è a una profondità di circa 1 m.

Ponendo come indice strutturale il valore 2 (il corpo anomalo è assunto essere una sfera) anche l'interpretazione ottenuta con la deconvoluzione di Eulero stima una profondità di 1m.

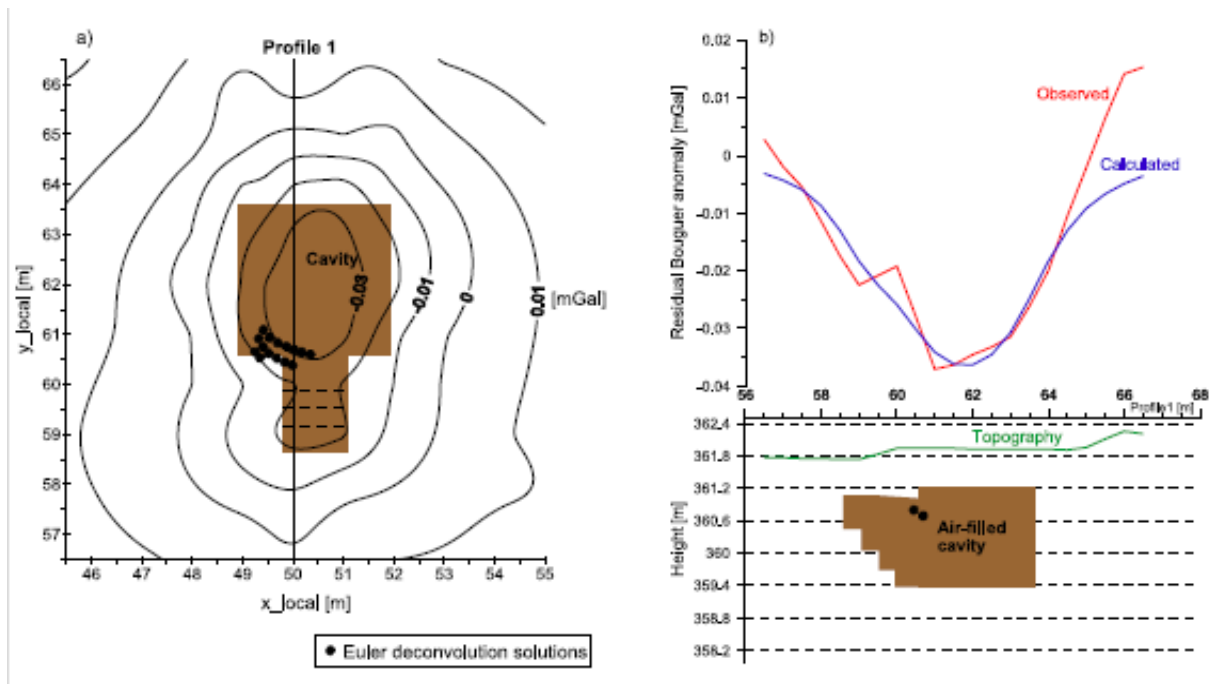


Figura 2.19. Modello 3D dell'interpretazione del sottosuolo: a) vista dall'alto di una cavità riempita d'aria e del campo osservato; b) posizione e forma della cripta lungo il Profilo 1 in direzione E-W. I punti in nero indicano la profondità stimata dalla deconvoluzione di Euler.

2.3.4) Applicazioni minerarie

In letteratura esistono numerosi esempi di applicazioni microgravimetriche nell'esplorazione minerarie. Di seguito riportiamo il caso descritto da Seigel et al. (1968).

Un deposito di piombo e zinco, chiamato "Pyramid ore body", a Pine Point nel "North West Territories" (Canada), è stato rilevato mediante un'indagine microgravimetrica. Tale deposito è ricco in sfalerite e galena, ma povero in pirite e pirrotite. Come indicato nelle tabelle 1.1 e 1.2, la densità della sfalerite si aggira intorno ai 3.75 g/cm^3 , quella della galena intorno ai 7.5 g/cm^3 , quelle della pirite e della pirrotite rispettivamente intorno ai 5 g/cm^3 e 4.65 g/cm^3 .

Una netta anomalia positiva con un'ampiezza di 0.8 mGal si è rilevata proprio al di sopra del deposito, delineando i limiti orizzontali della sorgente d'anomalia (Figura 2.20). Poiché il corpo anomalo non è magnetico e risulta un cattivo conduttore elettrico per l'abbondante presenza di sfalerite, a dispetto delle altre indagini geofisiche condotte, polarizzazione indotta ed elettromagnetismo, il metodo gravimetrico è stato la miglior guida per il successivo programma di trivellazione. Inoltre, attraverso la microgravimetria è stato possibile stimare la quantità di minerali presenti: circa 12 milioni di tonnellate, di cui il 12% costituito da minerali di piombo e zinco.

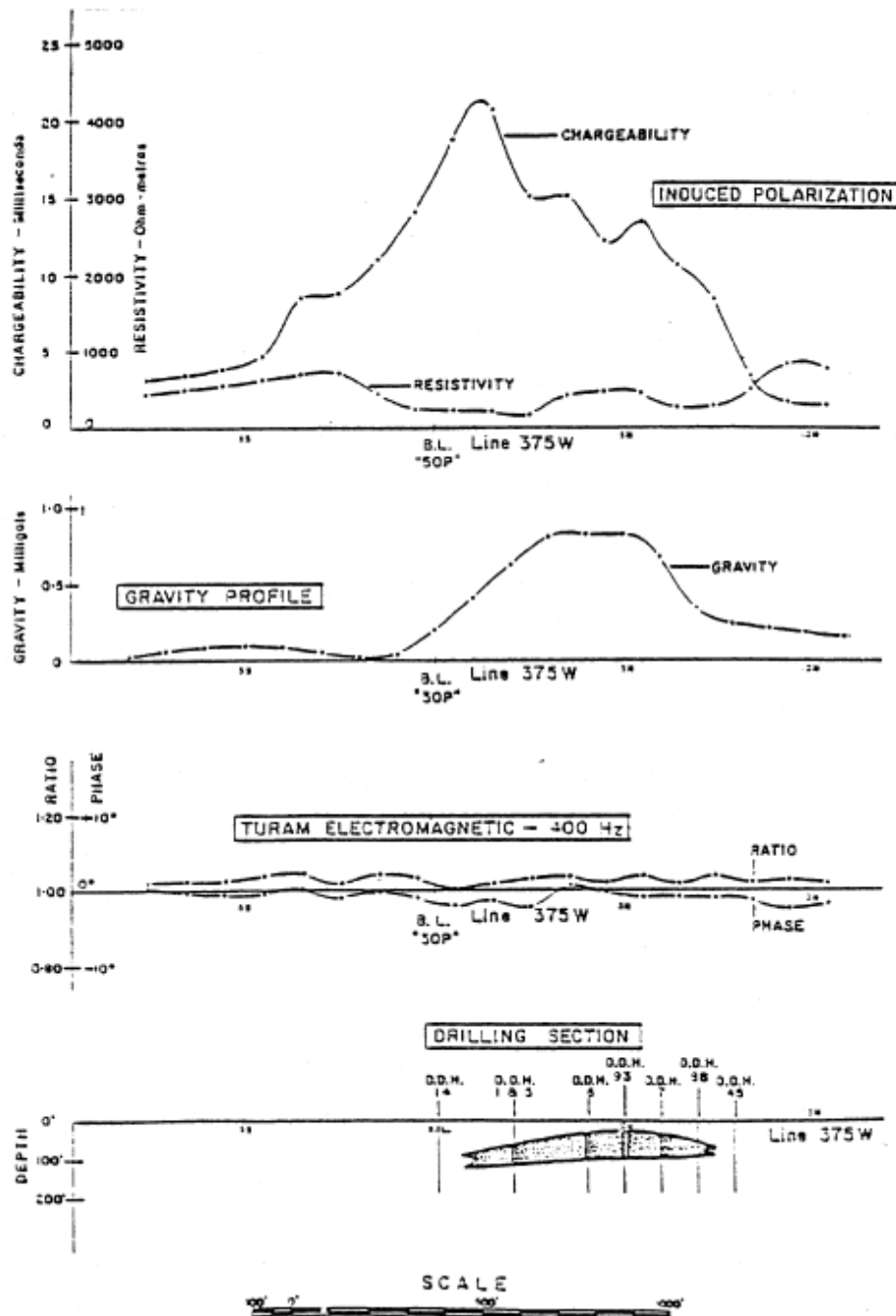


Figura 2.20. Andamento dei profili di differenti metodologie geofisiche: polarizzazione indotta, elettromagnetismo e microgravimetria. Dato che il deposito minerario non è né magnetico né conduttore elettrico, il metodo gravimetrico ha restituito i risultati migliori.

2.3.5) Applicazioni per la ricerca di ordigni inesplosi (UXO)

Butler (2001) riporta un caso di studio, in cui differenti metodologie geofisiche sono applicate per la localizzazione di ordigni inesplosi. Rispetto alle altre esplorazioni, la microgravimetria non solo è in grado di individuare l'ordigno, ma anche di stimarne la massa (conoscenza fondamentale per le ricognizioni militari).

Attraverso un gravimetro ad altissima precisione, EDCON Super-G Meter, è stata mappata l'anomalia prodotta da un proiettile posto a 9 cm di profondità con le seguenti caratteristiche: lunghezza = 0.637 m, diametro = 0.155 m, peso = 45.25 Kg (Figura 2.22).

La spaziatura tra le misure è stata di 0.5 m su un'area di 3 m x 3 m; per ogni stazione di misura sono stati osservati almeno 5 valori di gravità della durata di 15 s e la standard deviation media per tutte le osservazioni è di 1.5 μ Gal. L'anomalia misurata ha un'ampiezza di picco pari a 5 μ Gal.

Tale anomalia è stata paragonata a un campo sintetico prodotto da una sorgente sferoidale prolata posta alla medesima profondità: ovviamente, nel caso reale l'anomalia si presenta asimmetrica, con intensità e lunghezza d'onda decrescenti verso la punta acuminata del proiettile; nel caso teorico l'anomalia è perfettamente simmetrica in quanto prodotta da un corpo simmetrico. In entrambi i casi il valore massimo dell'ampiezza è 5 μ Gal.

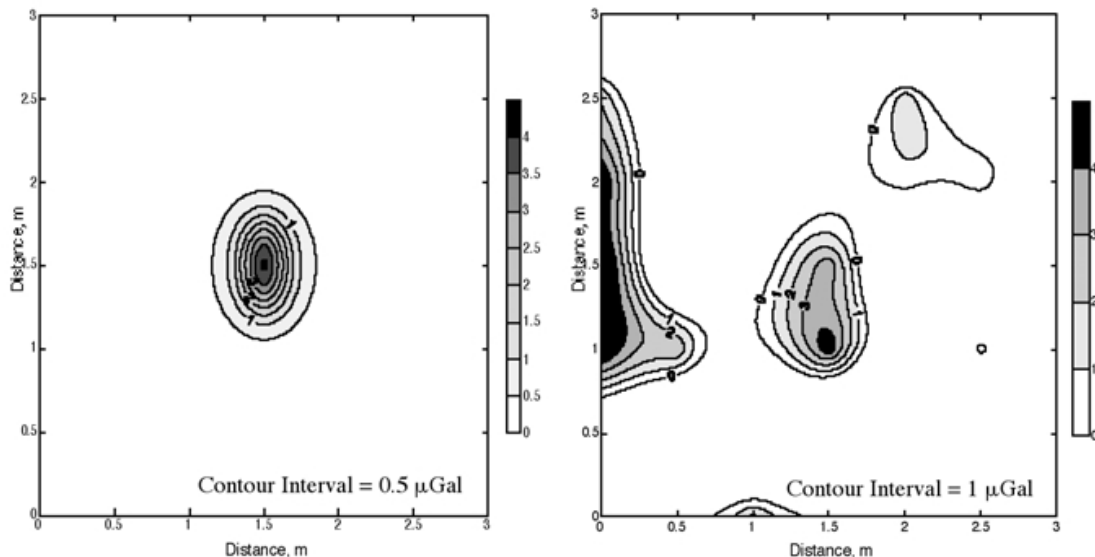


Figura 2.21. Anomalia gravimetrica calcolata (a sinistra) e misurata (a destra) in corrispondenza di un proiettile. Profondità = 9 cm; lunghezza = 0,637 m, diametro = 0.155 m; massa = 45,25 kg. Spaziatura tra i profili = 0,5 m.

Osservando la topografia e la mappa delle anomalie di Bouguer per l'intera area di indagine si nota che vi sono anche altre isoanomalie chiuse, non legate alla presenza di ulteriori proiettili (Figura 2.22). Comunque la coincidenza dell'anomalia positiva analizzata con la posizione del proiettile non è casuale. L'indagine microgravimetrica ha messo in evidenza un'anomalia di soli 5 μ Gal realmente prodotta da un proiettile di diametro di 155 mm a 9 cm di profondità.

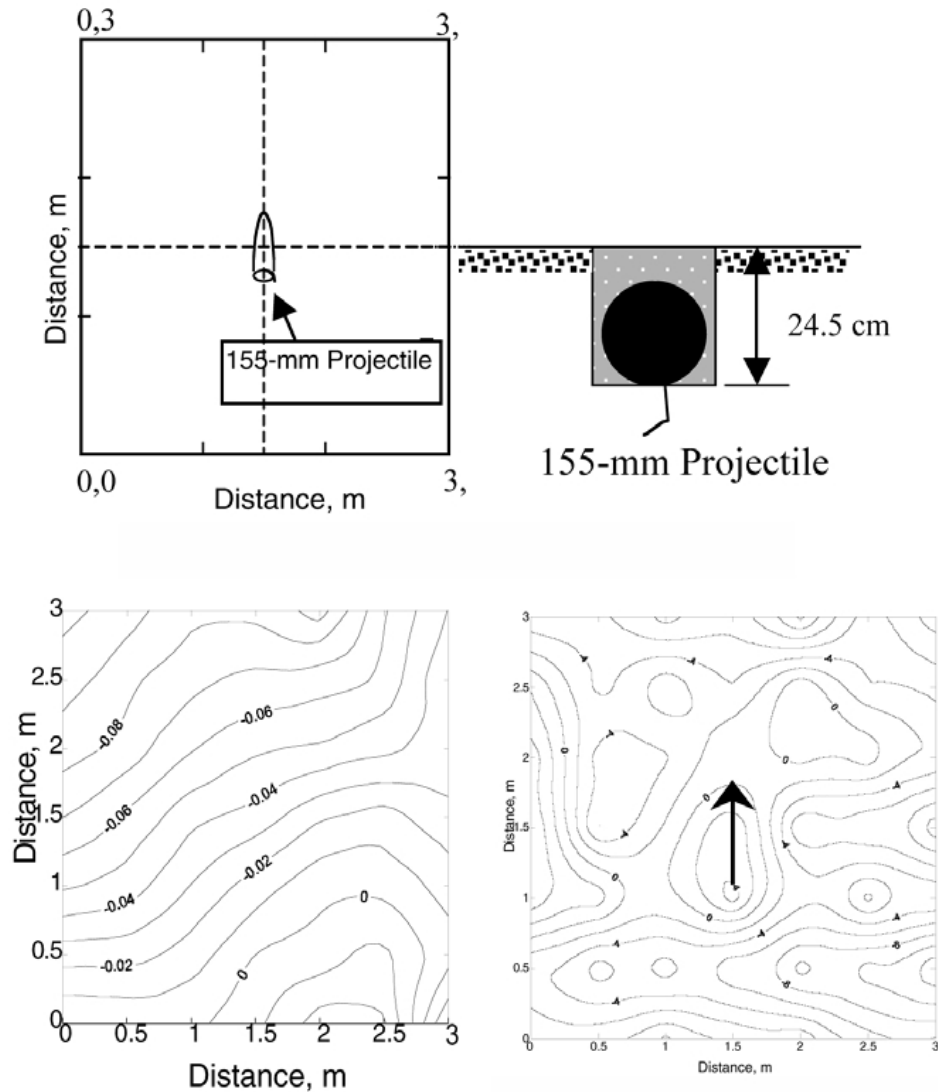


Figura 2.22. *Caratteristiche del proiettile, topografia dell'area di interesse, mappa delle anomalie di Bouguer generate.*

2.3.6) Applicazioni per l'ingegneria: localizzazione di cavità

In questa sezione riportiamo alcune rilevanti applicazioni del metodo microgravimetrico per l'individuazione e la localizzazione di cavità nel sottosuolo.

2.3.6.1) Il caso della centrale elettrica di Wilson Dam, Alabama

Yule, Sharp & Butler (1998) hanno condotto un'indagine microgravimetrica presso la centrale elettrica di Wilson Dam, Florence, Alabama, con l'obiettivo di individuare cavità o condizioni anomale per la stabilità della centrale stessa.

Il rilievo ha ricoperto le aree a valle e a monte della centrale, rispettivamente con 288 e 347 stazioni di misura. Le dimensioni del grid sono state di 3 m per le zone più interne e di 6 m per quelle più distanti (Figura 2.23).

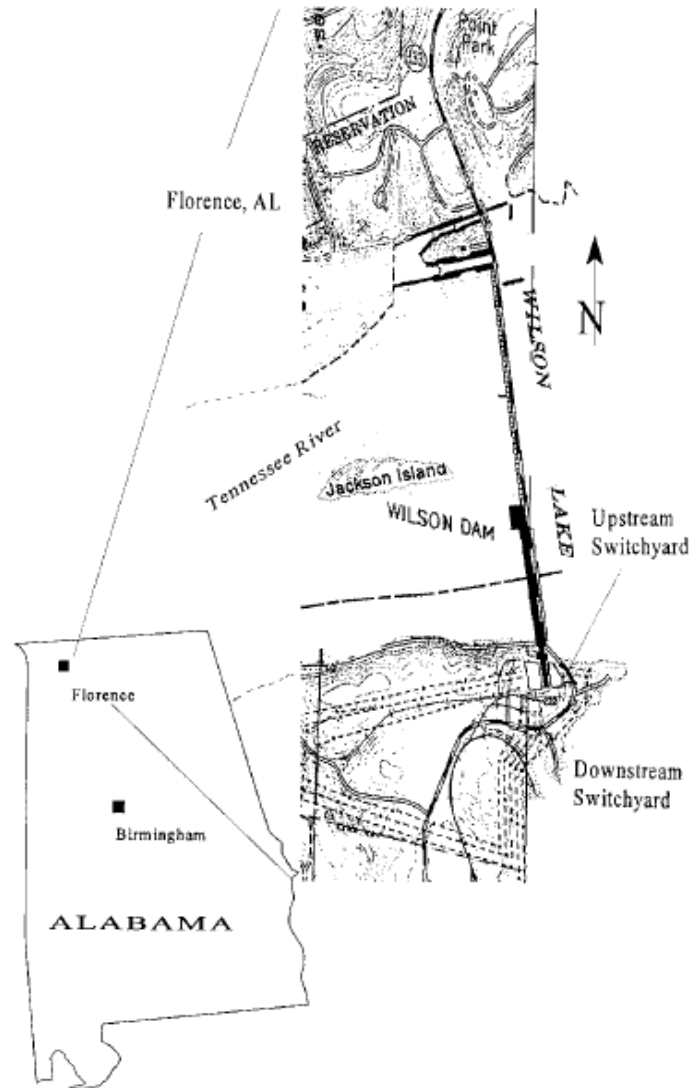


Figura 2.23. *Mapa del sito di interesse, centrale elettrica di Wilson Dam, Alabama.*

Ai dati è stata applicata la seguente procedura di residuazione:

correzione di marea

correzione di deriva (il ritorno alla stazione base è avvenuto ogni 30-45 minuti)

correzione di latitudine

correzione di aria libera

correzione di piastra.

Per produrre la mappa delle anomalie di Bouguer residue sono state applicate anche la correzione topografica e la rimozione di un campo regionale.

La tecnica di rimozione degli effetti topografici vicini e del trend regionale è differente per le due aree: per l'area a valle è stata adottata la "row and column average removal technique". Questo approccio lavora bene se il campo regionale ha componenti evidenti e definite in un'unica direzione, in particolare se la direzione coincide con quella del grid di misura. Per l'area a monte è stata utilizzata una superficie polinomiale del quarto ordine, che considera trend regionali e geometrie topografiche più complicate, che non si allineano lungo la direzione di acquisizione dei dati.

I risultati sono mostrati nelle figure 2.24 e 2.25.

Nella zona a valle (Figura 2.24) le anomalie A, B, C (C' e C''), F e G sono minimi gravimetrici chiusi, che potrebbero indicare o rarefazioni di densità o cavità superficiali a profondità inferiori a 10 m. L'anomalia D, con un'ampiezza negativa di $-60 \mu\text{Gal}$ e un'estensione spaziale relativamente piccola ($<10 \text{ m}$) potrebbe essere generata da una struttura cilindrica verticale molto superficiale. L'anomalia E deriva da un artefatto relativo alla correzione topografica e l'anomalia H è un alto gravimetrico inserito all'interno di un'area di massimo molto più ampia.

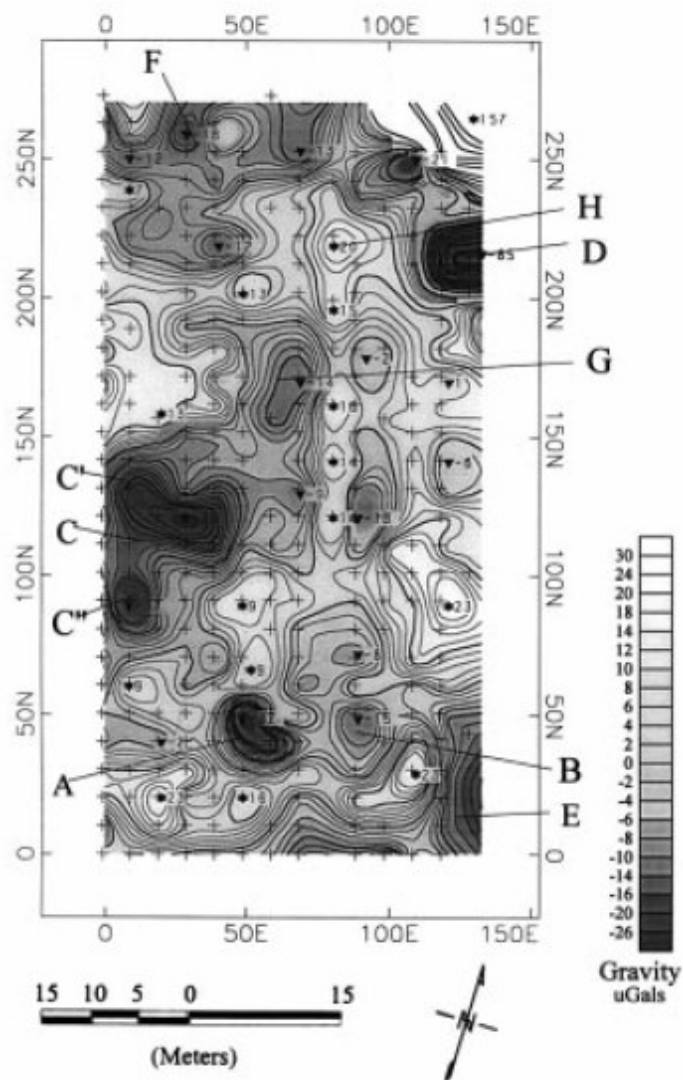


Figura 2.24. Mappa delle anomalie di gravità residue nell'area a valle della centrale elettrica.

Nella zona a monte (Figura 2.25) la aree A1 e A2 sono in prossimità di una cavità preesistente; se tali minimi indicano ulteriori vuoti, questi vuoti sono piccoli e superficiali (meno di 3 m di profondità). Le aree A3 e A4 sono, invece, causate da vuoti più profondi (meno di 10 m di profondità). Infine, l'area B1 è lontana da possibili strutture critiche, l'area B2 è un'anomalia gravimetrica positiva non associabile a possibili cavità nel sottosuolo e l'area B3 è centrata su condotti di drenaggio.

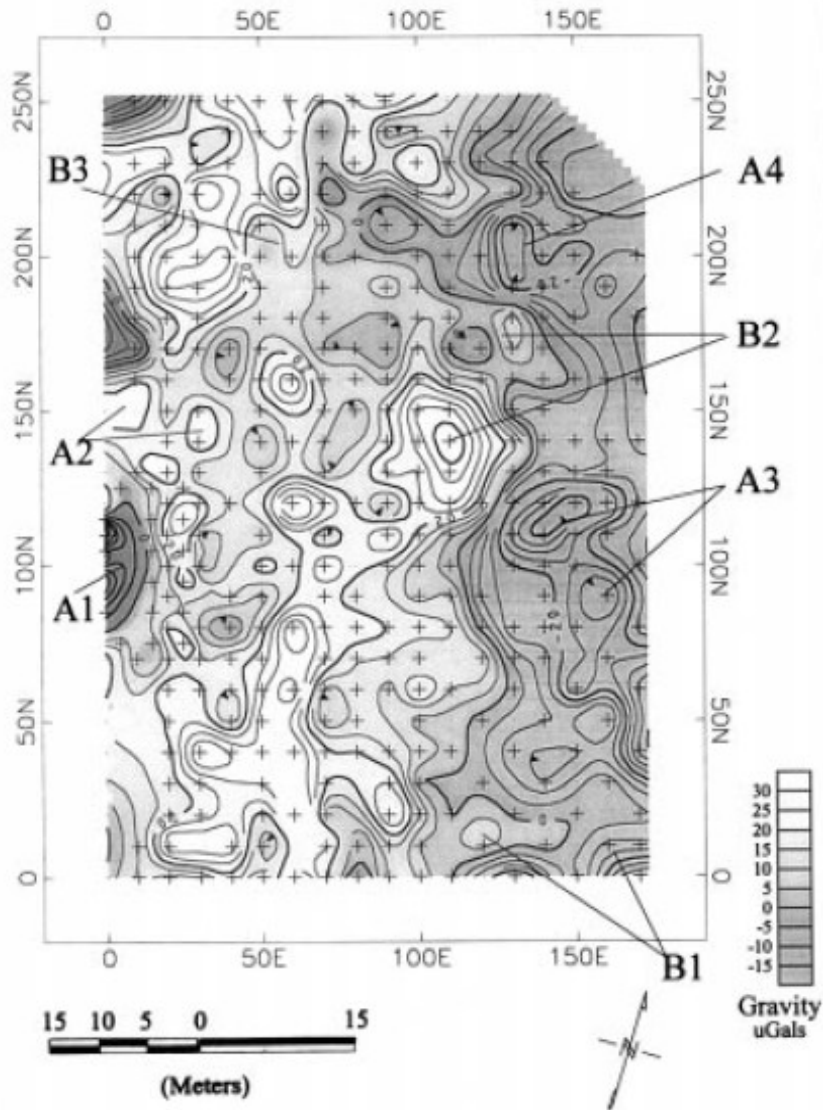


Figura 2.25. Mappa delle anomalie di gravità residue nell'area a monte della centrale elettrica.

Quest'indagine microgravimetrica è stata alla base del programma di perforazioni condotto successivamente.

2.3.6.2) Il caso di La Grande Rolaz cave, montagne della Jura meridionale, Svizzera

Un'indagine congiunta microgravimetria - GPR è stata svolta nel 2001 da Beres et al. presso il sito di La Grande Rolaz cave, un sistema carsico in estensione.

Le misure microgravimetriche sono state eseguite ogni 2 m lungo i profili GPR, precedentemente acquisiti, con un gravimetro LaCoste e Romberg modello G. Per ogni stazione sono state registrate due letture di gravità.

I dati sono stati residuati con la normale procedura di riduzione:

correzione di marea

correzione di deriva (il ritorno alla stazione base è avvenuto con un intervallo inferiore a 2 ore)

correzione d'aria libera

correzione di piastra

correzione topografica

sottrazione del campo regionale di fondo.

Paragonando il profilo GPR numero 4 con l'andamento delle anomalie di Bouguer (Figura 2.26) si nota che in corrispondenza della cavità individuata dall'indagine GPR vi è un minimo gravimetrico di circa -0.18 mGal d'ampiezza (Figure 2.27 e 2.28).

Tuttavia, come evidente in figura 2.27, il modello di cavità ipotizzato sulla base dei dati GPR non si accorda perfettamente con l'andamento delle anomalie di Bouguer. Intorno a 65 m lungo l'asse delle ascisse vi è, infatti, una discrepanza tra l'interpretazione microgravimetrica e quella GPR, in quanto la prima non rileva una prosecuzione della cavità B verso nord. Ciò potrebbe significare che l'estensione della cavità B è in realtà ridotta rispetto a quanto suggerito dai dati GPR.

Per cui, ridefinendo il forward model e ipotizzando per la cavità B dimensioni più limitate (Figura 2.28) si giunge a una migliore correlazione tra il segnale gravimetrico reale e il segnale teorico.

Il minimo gravimetrico potrebbe, quindi essere spiegato come una piccola cavità estesa meno di 10 m e abbastanza superficiale.

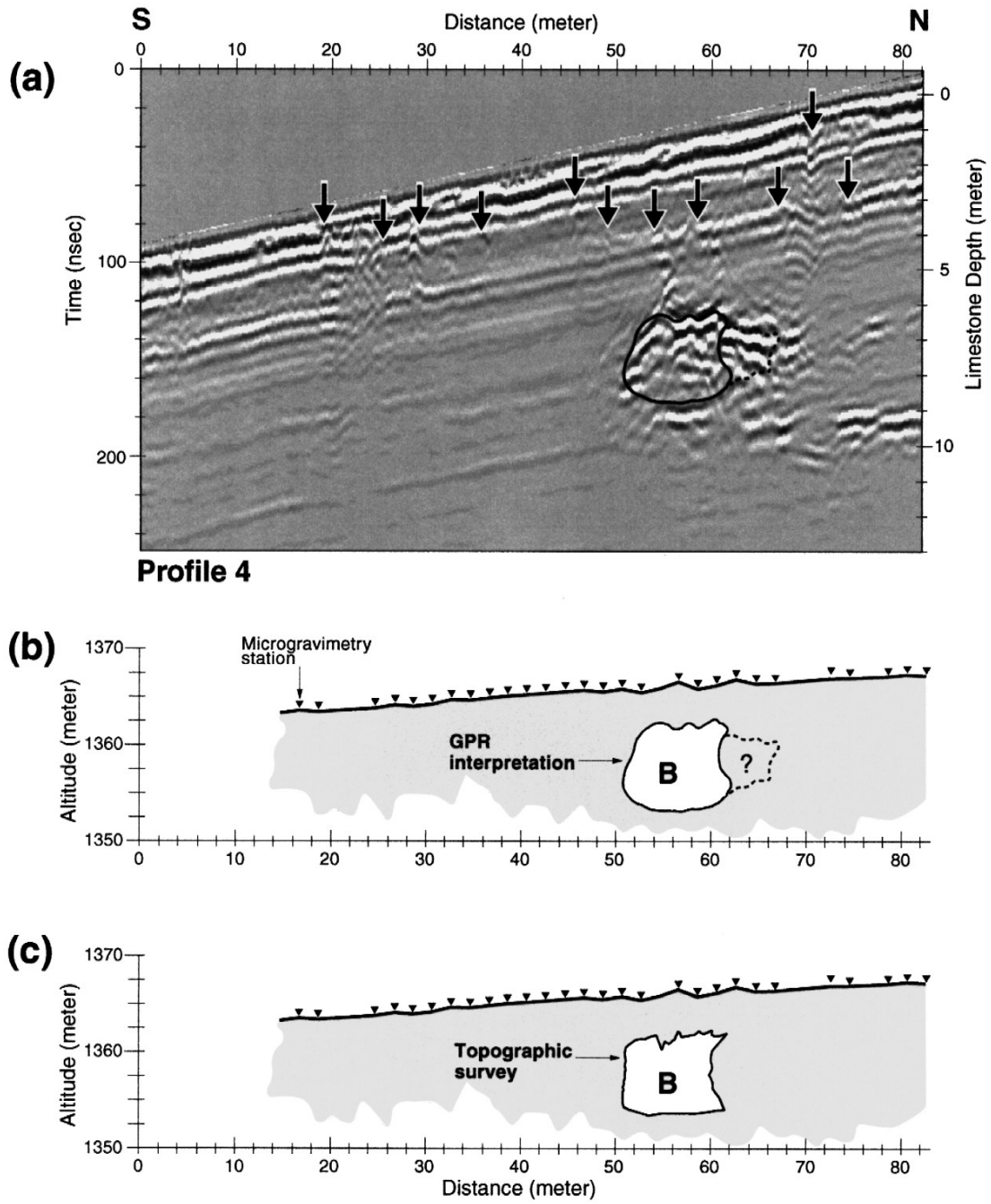


Figura 2.26. a) radargramma; b) interpretazione GPR; c) interpretazione microgravimetrica.

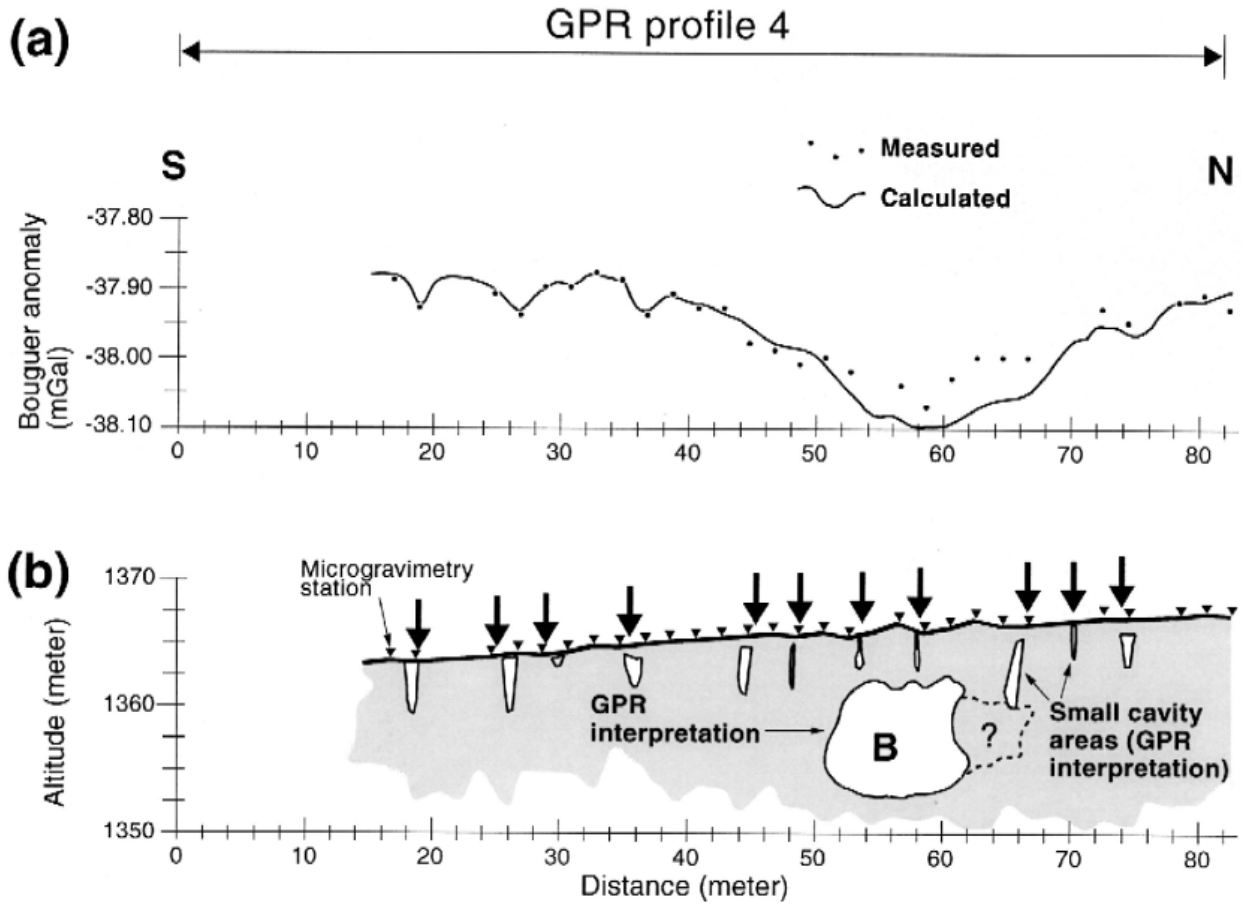


Figura 2.27. Cattivo fit tra l'andamento reale delle anomalie di Bouguer e l'andamento teorico basato sul modello di cavità dedotto dai dati GPR. L'interpretazione GPR prevede che la cavità B si estende verso Nord.

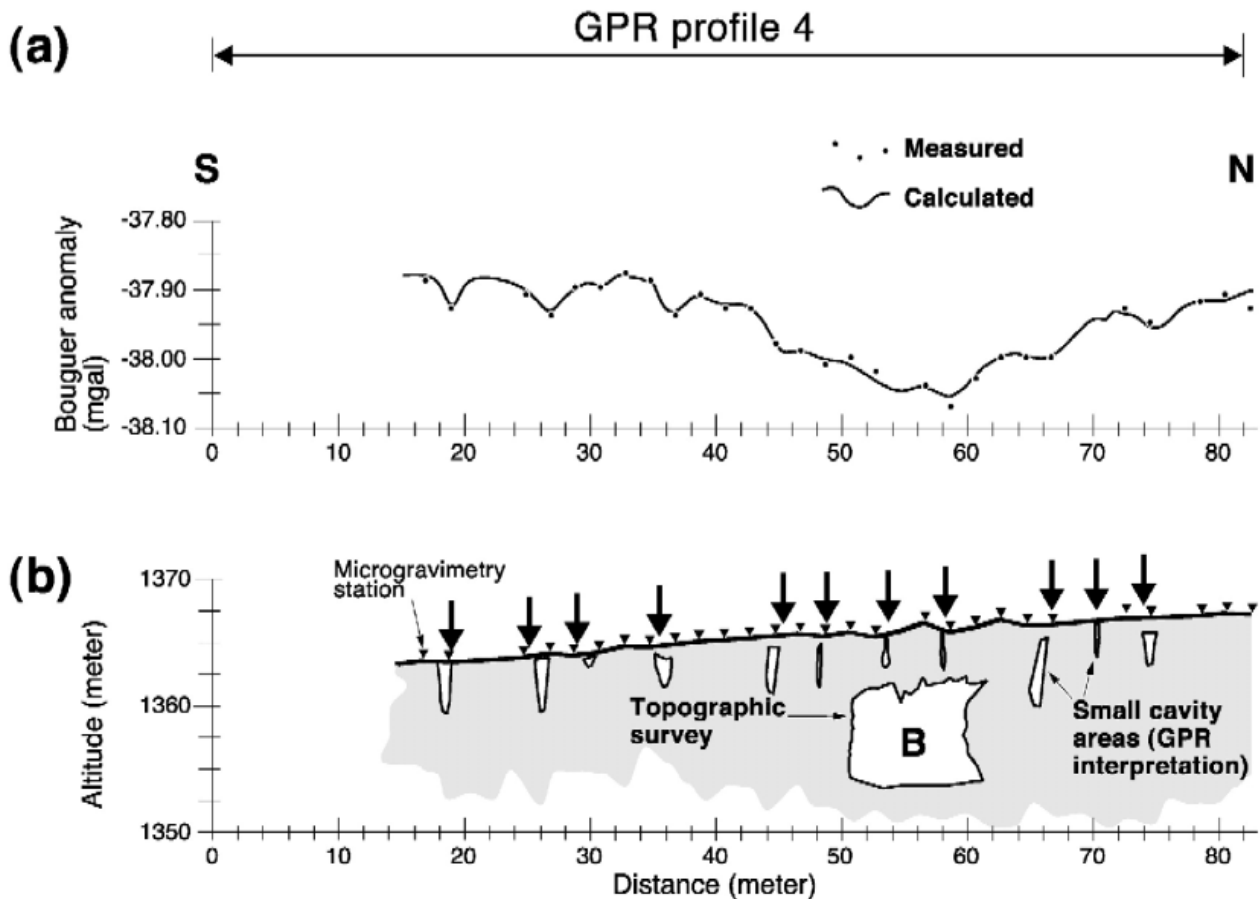


Figura 2.28. Ottimo fit tra l'andamento reale delle anomalie di Bouguer e l'andamento teorico generato da un modello di cavità meno esteso rispetto al modello suggerito dai dati GPR.

2.3.6.3) Il caso di Marina di Capilungo, Lecce

Uno studio recente (Leucci & De Giorgi, 2010) è consistito in un'esplorazione congiunta mediante GPR e microgravimetria per rilevare vuoti carsici superficiali in un'area di 70.000 m² nella città di Marina di Capilungo, Lecce.

L'indagine microgravimetrica è stata svolta con un gravimetro LaCoste e Romberg modello D lungo un grid di misura composto da 900 stazioni spaziate tra loro di 2 m. In ogni stazione sono stati acquisiti 5 valori di gravità.

Ai dati così osservati sono state applicate le correzioni standard di riduzione:

correzione di marea

correzione di deriva

correzione di aria libera

correzione di Bouguer

correzione topografica.

Poiché il rilievo è stato eseguito in un ambiente urbano, alle riduzioni su elencate è stata aggiunta la correzione per l'effetto degli edifici disposti nell'intorno dell'area esplorata; i vari elementi dei palazzi sono stati modellizzati mediante prismi poligonali con una densità media di 2 g/cm^3 .

Due profili, G1 e G2, sono stati analizzati e interpretati; il primo passa per una cavità nota, il secondo ricalca il profilo GPR R6 (Figura 2.29).

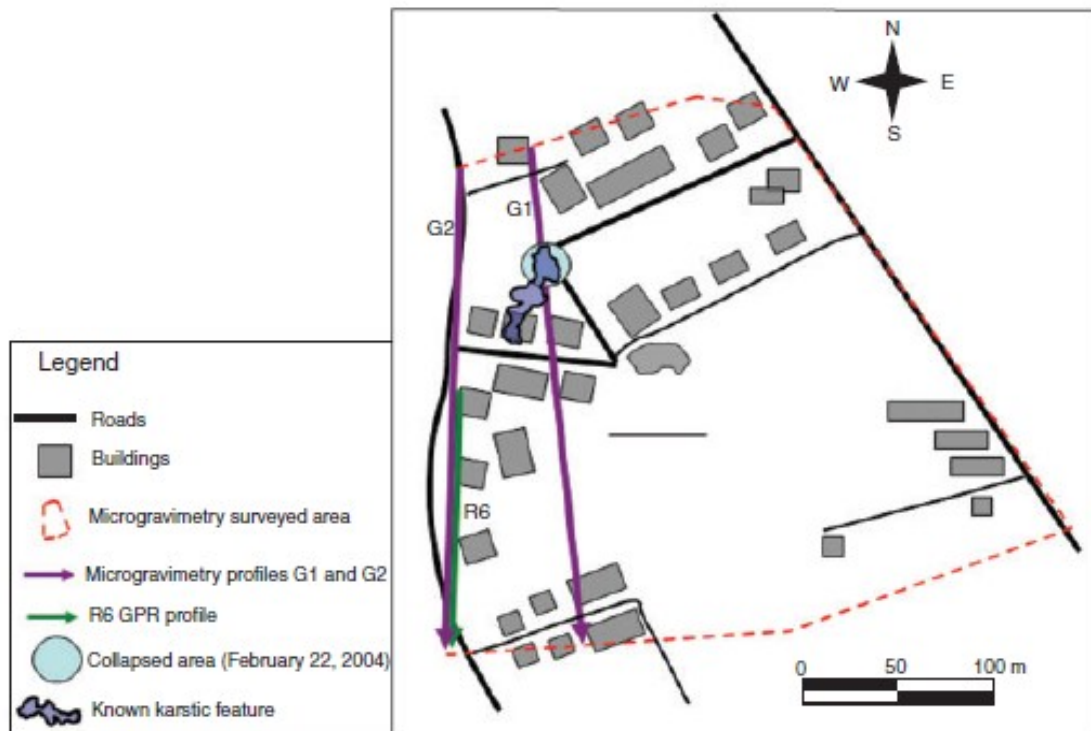


Figura 2.29. Area esplorata con il metodo microgravimetrico. Il profilo gravimetrico G2 coincide con il profilo GPR R6.

Entrambi i profili microgravimetrici sono stati ridotti ad anomalie di *Bouguer* residue, eliminando il trend regionale mediante un filtro lineare.

Come mostrato in figura 2.30 nel primo caso sono visibili 3 minimi: il più intenso, d1, di circa $-25 \mu\text{Gal}$, è relativo alla cavità nota collassata; gli ultimi due, d2 e d3, di circa $-10 \mu\text{Gal}$, sono interpretati come ulteriori vuoti carsici. Il massimo di $+65 \mu\text{Gal}$, e1, è giustificato come una struttura in cemento presente nelle vicinanze del profilo G1.

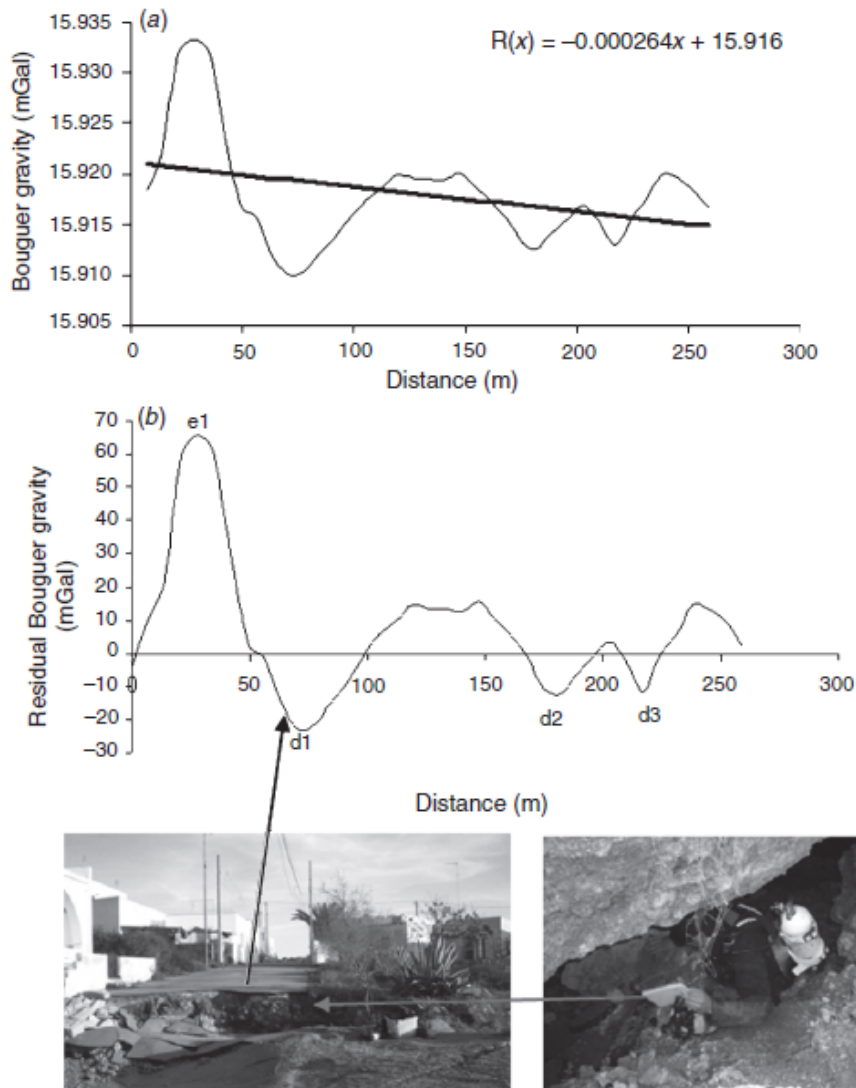


Figura 2.30. Profilo microgravimetrico G1. a) anomalia di Bouguer; b) anomalia di Bouguer residua.

Per ottenere informazioni circa la profondità e le dimensioni delle cavità è stato realizzato un metodo indiretto, tipo “trial and error”. L’interpretazione, mostrata in figura 2.31, prevede per il massimo e1 un corpo con contrasto di densità di 1.4 g/cm^3 , per il minimo d1 un vuoto parzialmente riempito d’acqua con contrasto di densità di -0.7 g/cm^3 e per i bassi gravimetrici d2 ed d3 due cavità totalmente riempite d’acqua con contrasto di densità di -0.4 g/cm^3 . La densità della roccia incassante è pari a 1.6 g/cm^3 .

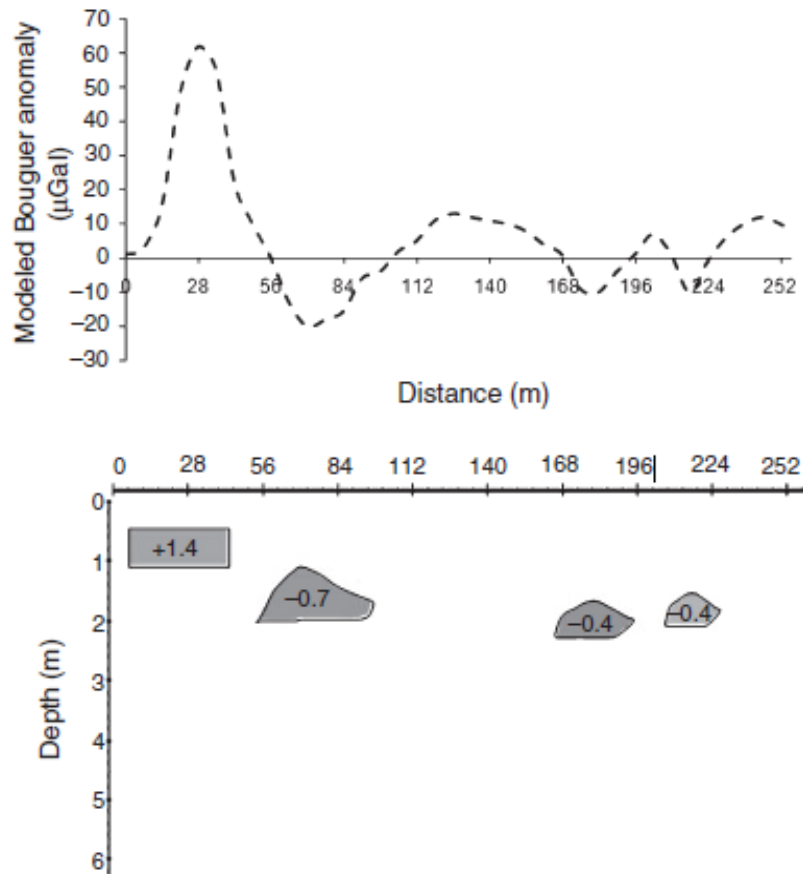


Figura 2.31. Interpretazione del profilo G1.

Lungo il profilo G2, invece, sono evidenti 4 minimi e due massimi (Figura 2.32). Il primo basso gravimetrico, d1, di $-11 \mu\text{Gal}$ è connesso a una cavità nota esplorata; i tre minimi d2, d3 e d4, sono interpretati come cavità carsiche corrispondenti ad altrettante anomalie rilevate dal GPR. I due massimi, e1 ed e2, sono messi in relazione con la pavimentazione stradale vicina al profilo G2.

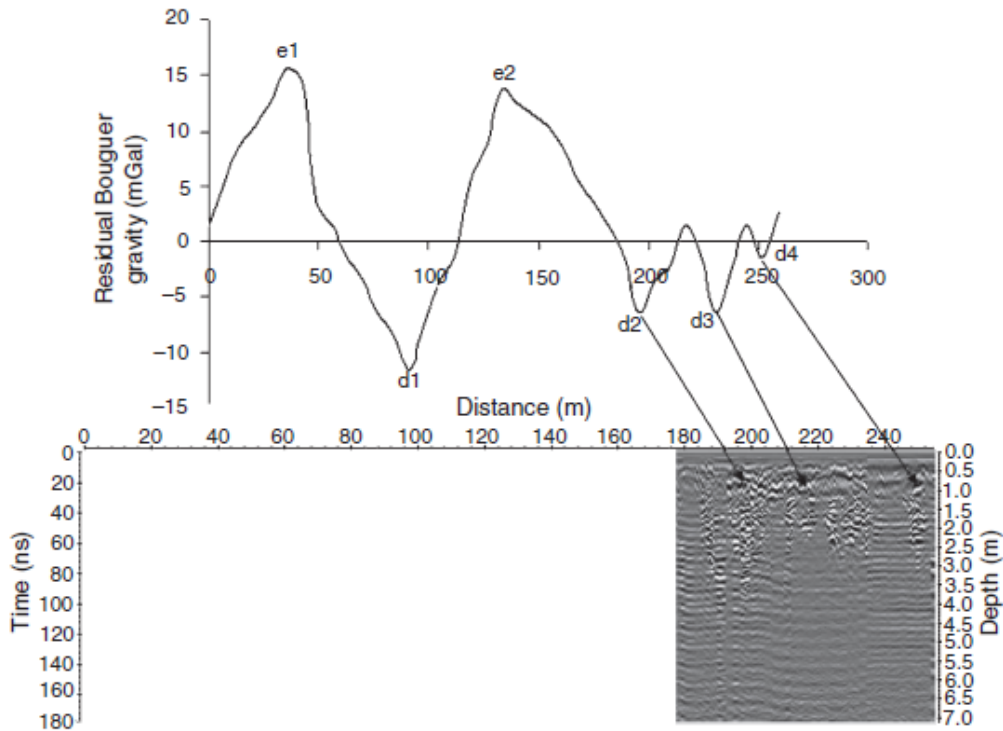


Figura 2.32. Correlazione tra i minimi gravimetrici del profilo G2 e le anomalie GPR.

L'intero dataset è stato poi analizzato e interpretato come descritto nel caso dei due profili.

Dalla mappa totale delle anomalie di Bouguer (Figura 2.33) emergono due importanti aree di minimo gravimetrico: C1 e C2. L'area più estesa, C1, con un'ampiezza massima di circa $-20 \mu\text{Gal}$, è stata attribuita a una cavità carsica articolata in relazione con il vuoto già noto. Anche l'anomalia C2, di circa $-18 \mu\text{Gal}$ e di più modesta estensione, è stata interpretata come una cavità in rocce carsiche.

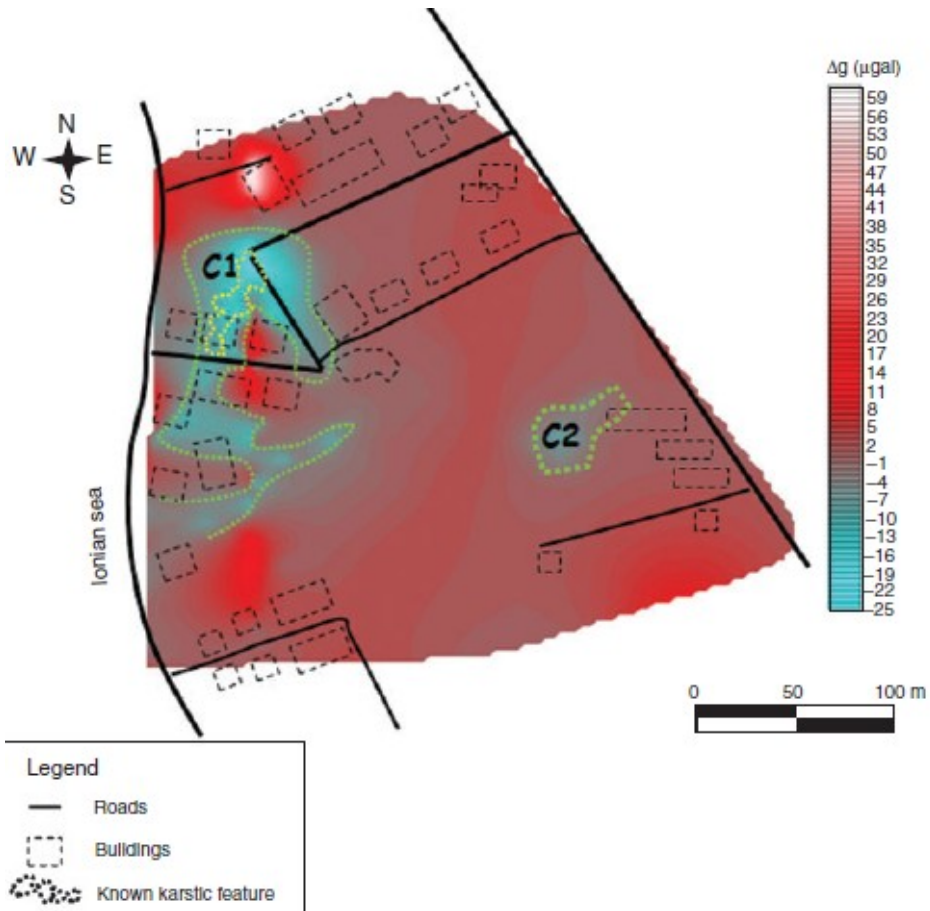


Figura 2.33. Mappa delle anomalie di Bouguer residue dell'intera area indagata.

CAPITOLO III

ANALISI E INTERPRETAZIONE DEI DATI

3.1) METODI DI ANALISI DEL CAMPO GRAVITAZIONALE

Le prospezioni gravimetriche si basano sul presupposto che la distribuzione spaziale della densità in profondità non sia omogenea e che i singoli effetti legati a tali disomogeneità possano essere identificati e separati a partire dai campi misurati in superficie.

Pertanto, il principale scopo è risalire ai parametri delle sorgenti di anomalia, giungendo alla caratterizzazione fisica e geometrica della sorgente d'anomalia in termini di profondità, forma, dimensioni e contrasto di densità.

Tuttavia, i problemi interpretativi sono non univoci: non è possibile determinare una soluzione unica al problema interpretativo a meno che non si introducano informazioni a priori sulla sorgente, come conoscenze derivanti da altri rilievi geofisici o geologici, che vincolano qualcuno dei parametri su elencati. Ad esempio, la considerazione che vi sia una proporzionalità tra la profondità della sorgente e l'estensione superficiale delle anomalie gravimetriche non è sempre verificata, nel senso che un'anomalia estesa potrebbe essere relativa a un insieme di sorgenti più superficiali, i cui effetti si sommano a formare un'unica anomalia.

Va chiarito, però, che il concetto di legare anomalie estese a sorgenti profonde ha soprattutto motivazioni fisico-matematiche. Infatti, il potere risolvete dei dati geofisici è una funzione decrescente della distanza tra cause (sorgenti) ed effetti (anomalie). Praticamente, all'aumentare della profondità si perde man mano la capacità di discernere le caratteristiche di dettaglio delle sorgenti, dato che il loro effetto si attenua con la distanza molto più rapidamente di quelli dovuti agli andamenti a grande scala.

Per cui, sulla base di quanto appena esposto, sono di interesse i metodi di analisi che trattano matematicamente il campo misurato come la somma di effetti di diversa estensione spaziale, permettendone la separazione dei contributi e l'analisi dettagliata delle disomogeneità a differente raggio.

In questo capitolo tratteremo esclusivamente le trasformazioni utilizzate per analizzare i dati microgravimetrici descritti successivamente: filtraggio globale nel dominio delle frequenze, continuazioni analitiche, derivate e filtraggio locale mediante trasformata di "wavelet".

3.1.1) Filtraggio globale

Il filtraggio globale, così come le tecniche di continuazione, si basa matematicamente su un'espansione in serie di funzioni trigonometriche del tipo

$$S_k(x) = \sum_{k=1}^N c_k \Phi_k(x)$$

dove $\Phi_k(x)$ è l'insieme delle funzioni di espansione, che nel caso di Fourier sono rappresentate dalle funzioni periodiche seno e coseno, e c_k sono i coefficienti di espansione.

Filtri passa banda, filtri passa alta e filtri passa bassa sono trasformazioni nell'ambito del filtraggio globale. I filtri passa banda consentono di separare il campo nelle sue componenti spettrali senza alcun effetto di distorsione di fase, sopprimendo tutti i contributi legati alle sorgenti più superficiali e/o al noise ad alta frequenza. Se le componenti da eliminare sono quelle per $\omega > \omega_c$ (dove ω_c è detta frequenza di taglio) il filtro si chiamerà passa bassa, nel caso opposto passa alta.

La scelta della frequenza di taglio si esegue in base all'analisi dello spettro di potenza del segnale, in corrispondenza di bruschi e locali decadimenti di energia. E', comunque, molto importante valutare la frequenza di taglio anche in base ai risultati del filtraggio stesso. Ad esempio, nel caso di un filtro passa bassa il filtrato a lungo periodo è coerente se non contiene più alcun contributo ad alta frequenza. Bisogna, comunque, eseguire con scrupolosità l'analisi della frequenza da scegliere al fine di non sottrarre anche parte del segnale utile. Pertanto, il criterio migliore per la scelta della frequenza di taglio consiste nella condizione che il filtraggio mostri una chiara ripartizione del segnale in contributi scarsamente correlabili.

$$\tilde{R}_{P.B.}(\alpha, \beta) = \begin{cases} 1 & \theta \leq \theta_c \\ 0 & \theta > \theta_c \end{cases} \quad (3.1)$$

dove θ_c è la frequenza di taglio radiale del filtro e $\tilde{R}_{P.B.}(\alpha, \beta)$ è chiamata risposta in frequenza della trasformazione funzionale rappresentata, in questo caso, dal filtro passa bassa.

Analogamente, sulla base della (3.1), si costruiscono i filtri passa alta e passa banda.

La risposta in frequenza (3.1) rappresenta la cosiddetta versione ideale del filtro passa bassa. Infatti, per rimediare all'effetto distorcente ad alta frequenza, detto di "Gibbs", si preferisce usare delle risposte in frequenza leggermente differenti da quella ideale, che consentono di realizzare un giusto equilibrio tra precisione del filtro alla frequenza di taglio ed effetto di Gibbs.

Tale effetto è presente in tutte le trasformazioni funzionali anche se con maggior rilevanza nel caso di filtri passa bassa (Fedi & Rapolla, 1993).

3.1.2) Continuazione analitica

I processi di continuazione permettono di calcolare il campo gravimetro a quote diverse da quella di acquisizione. Il campo può essere continuato sia verso l'alto che verso il basso, ottenendo campi trasformati con caratteristiche differenti.

Nel primo caso, poiché più alta è la quota di continuazione e più forte è l'attenuazione del segnale ad alta frequenza, il processo di continuazione può essere inteso come un particolare filtro passa bassa senza distorsione di fase.

La continuazione verso il basso permette di ottenere una rappresentazione del campo a una quota più bassa di quella di misura e a differenza della continuazione verso l'alto non è stabile. La presenza di un contributo ad alta frequenza viene notevolmente esaltata al crescere della quota di continuazione, ma inevitabilmente sarà amplificato anche il disturbo ad alta frequenza presente nel segnale. Come si può dimostrare (Baranov, 1976) la continuazione verso il basso è valida fintanto che non si continui il campo a quote più basse della minima profondità delle sorgenti, ossia fintanto che si operi nella regione armonica. Teoricamente, infatti, non è possibile continuare un'anomalia nella regione occupata dalle sorgenti, perché in quel semispazio i campi di potenziale non sono più funzioni armoniche; i risultati che si ottengono sono privi di significato fisico.

Continuazione verso l'alto

Nel dominio dello spazio la continuazione verso l'alto si esprime come un integrale di convoluzione tra il campo misurato e una cosiddetta funzione di continuazione

$$G(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \iint_S G(\xi, \eta, z_m) \times \frac{z - z_m}{[(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (z - z_m)^2]^{3/2}} d\xi d\eta$$

che deriva dal teorema di Green (Baranov, 1976).

Per il teorema della convoluzione, nel dominio delle frequenze la convoluzione equivale al prodotto tra la trasformata di Fourier del campo misurato e la trasformata di Fourier della funzione di continuazione detta filtro di continuazione

$$F[U_{\text{cont}}] = F[U]F[\text{upcont}] = F[U]e^{-\Delta z|k|}$$

dove $F[\dots]$ rappresenta l'operatore di trasformata di Fourier e $|k|$ è il modulo delle frequenze, uguale a

$$|k| = \sqrt{u^2 + v^2}$$

dove u e v sono i numeri d'onda spaziali nelle due direzioni orizzontali ortogonali.

Il filtro di continuazione verso l'alto corrisponde a un fattore di attenuazione del campo secondo una legge esponenziale che dipende dalla differenza tra la quota iniziale e quella finale (Δz).

La continuazione si comporta come un filtro passa-bassa, cioè sopprime i segnali a piccola lunghezza d'onda delle anomalie superficiali e mette in evidenza i segnali a grande lunghezza d'onda delle anomalie regionali (Blakely, 1996).

Continuazione verso il basso

Nel dominio di Fourier la continuazione verso il basso è data da

$$F[U_{\text{cont}}] = F[U]F[\text{downcont}] = F[U]e^{+\Delta z|k|}.$$

In questo caso l'esponenziale positivo indica che le piccole lunghezze d'onda relative a sorgenti superficiali vengono amplificate a discapito delle grandi lunghezze d'onda relative ad anomalie più profonde.

La continuazione verso il basso è un'operazione instabile poiché amplifica il rumore ad alta frequenza contenuto nel segnale. Per questo motivo è spesso necessario un filtraggio preliminare passa-bassa.

3.1.3) Derivata verticale

La derivata verticale è utilizzata per: 1) esaltare le componenti ad alta frequenza, legate alle sorgenti più superficiali, 2) aumentare la risoluzione del segnale nel caso di anomalie interferenti dovute a un'eccessiva vicinanza delle sorgenti. Ovviamente, questo filtro presenta come aspetto negativo l'esaltazione del rumore ad alta frequenza.

Nel dominio di Fourier l'operatore di derivata verticale del campo di potenziale Φ è data da:

$$F\left[\frac{\partial^n \phi}{\partial z^n}\right] = |k|^n F[\Phi]$$

$F[\Phi]$ è la trasformata nel dominio di Fourier del campo di potenziale Φ , $|k|$ è il modulo delle frequenza uguale a $\sqrt{u^2 + v^2}$ e n indica l'ordine di derivazione.

3.1.4) Derivata orizzontale

La derivata orizzontale è utile per definire la posizione dei limiti orizzontali della sorgente e costituisce, quindi, un metodo alternativo all'uso della derivata verticale seconda (Fedi & Florio, 2002).

Le derivate orizzontali si possono calcolare nel dominio delle frequenze con un filtro a pura distorsione di fase, ma in realtà sono più comunemente calcolate nel dominio dello spazio usando semplici relazioni alle differenze finite. Nel caso di una derivata lungo la direzione x , per esempio, si ha:

$$h'(x) = \left[\frac{U(x - dx) - U(x + dx)}{2dx} \right]$$

dove dx è il passo delle misure lungo il profilo. La posizione dei limiti orizzontali della sorgente si può stimare dalla posizione dei massimi di $|h'(x)|$.

3.1.5) Filtraggio localizzato: trasformata di wavelet

La trasformata discreta di wavelet (DWT) permette di effettuare un filtraggio localizzato delle anomalie gravimetriche (Fedi & Quarta, 1998).

Prima di descrivere le caratteristiche della DWT introduciamo la trasformata continua di wavelet.

Per ogni $f \in L^2(\mathbf{R})$, la trasformata continua di wavelet (CWT) è definita dall'integrale

$$\tilde{W}(a,b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) \bar{\psi}\left(\frac{x-b}{a}\right) dx$$

dove $\bar{\psi}$ è il complesso coniugato di una funzione $\psi \in L^2(\mathbf{R})$, chiamata ondina madre.

\tilde{W} si costruisce traslando e dilatando ψ . La coppia di parametri (a,b) controlla la dilatazione e la traslazione dell'ondina: il parametro a è relativo alla scala e il parametro b alla posizione. Per una data scala il parametro b fornisce la localizzazione spaziale delle caratteristiche del segnale analizzato a quella scala.

Va sottolineato che l'utilizzo del termine 'continua', in questa trasformata, è strettamente e solo legato alla variabilità nel continuo per i valori di scala e di posizione spaziale (o temporale).

I segnali oggetto dell'analisi di wavelet hanno solitamente una larghezza della banda di frequenza finita e una durata spaziale limitata, il che permette nell'analisi di tali segnali una semplificazione per quanto riguarda gli intervalli di variabilità dei valori di scala e posizione spaziale. La trasformata di wavelet discreta riduce i valori assumibili dal parametro di scala solo alle potenze di 2 ("dyadic scale") e limita i valori assumibili dal parametro di posizione considerando solo valori spaziali e discreti.

Il segnale può, quindi, essere ricostruito nel seguente modo:

$$\hat{W}_{l,k}(a,b) = \sum_{l=-\infty}^{+\infty} \sum_{k=-\infty}^{+\infty} f(x) \psi_{l,k}(x)$$

$$\text{dove } \psi_{l,k} = \frac{1}{\sqrt{2^l}} \psi\left(\frac{x - k2^l}{2^l}\right) = \frac{1}{\sqrt{2^l}} \psi(2^{-l}x - k).$$

Dato che il concetto di scala può essere associato a quello di frequenza, piccole scale sono in relazione con strutture del segnale ad alta frequenza e grandi scale con quelle a bassa frequenza (Daubechies, 1987). Quindi, la flessibilità delle wavelet è ottimale per studiare segnali non stazionari composti da piccole lunghezze d'onda sovrapposte a grandi lunghezze d'onda (Fedi & Quarta, 1998).

In figura 3.1 è riportato un esempio di analisi a multirisoluzione con conseguente filtraggio del segnale. La figura 3.1a mostra il segnale originale privo di rumore, in figura 3.1b si riporta lo stesso contaminato dal noise. In figura 3.1c sono, invece, mostrati i coefficienti della trasformata di wavelet e in figura 3.1d si riporta l'analisi a multi risoluzione. Confrontando il dettaglio S_{-4} con il segnale privo di rumore si nota la buona ricostruzione e il corretto "denoising" ottenuto dall'analisi a multirisoluzione.

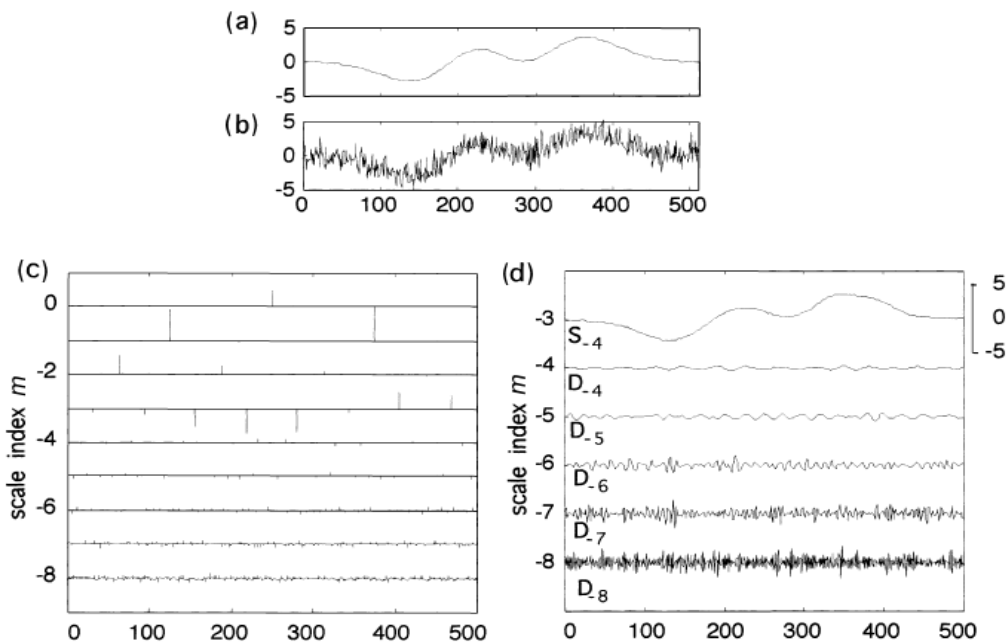


Figura 3.1. Esempio di analisi a multirisoluzione tramite D.W.T. a) segnale senza noise, b) segnale con noise, c) coefficienti della trasformata, d) analisi a multirisoluzione ottenuta.

E' da notare, però, che tale analisi non è univoca (Foufoula & Kumar, 1994) in quanto dipende dalla scelta dell'ondina Ψ . Questa scelta è funzione delle caratteristiche del segnale a differenza della trasformata di Fourier, dove le funzioni sinusoidali utilizzate sono indipendenti dal segnale stesso.

Grazie alla proprietà della DWT di fornire una rappresentazione spazio-scala dell'anomalia analizzata è possibile eseguire denoising localizzato, ovvero filtrare determinate frequenze solo in alcune porzioni del segnale lasciando inalterata la parte non filtrata. Ciò rappresenta un'ulteriore differenza rispetto alla trasformata di Fourier, per la quale è possibile realizzare solo il denoising

globale in quanto il supporto delle funzioni analizzanti della trasformata di *Fourier* risulta essere infinito nel dominio spaziale così da impedire qualsiasi tipo di analisi localizzata.

3.2) METODI DI INTERPRETAZIONE DEL CAMPO GRAVITAZIONALE

I metodi di interpretazione dei campi di potenziale permettono di determinare i parametri fisici e geometrici delle sorgenti di anomalia: profondità, dimensioni, forma e, nel caso del campo gravimetrico, densità.

I metodi indiretti giungono alla soluzione attraverso il confronto tra anomalie teoriche e sperimentali. Essi consistono in approcci del tipo "trial and error", in cui la soluzione è determinata paragonando le anomalie sperimentali con una serie di anomalie teoriche fin quando il risultato raggiunto non è soddisfacente.

I metodi diretti, invece, valutano i parametri della sorgente direttamente dai dati. Ad essi fanno capo i cosiddetti metodi inversi (come la deconvoluzione di Eulero), che a partire dai dati e da un certo grado di informazione a priori stimano le caratteristiche dei corpi anomali.

Infine, esistono le tecniche di "enhancement", che sfruttano alcune trasformazioni del campo per esaltare differenti componenti del segnale e ricavare le stime dei parametri delle sorgenti d'anomalia (ad esempio i limiti orizzontali).

3.2.1) DEXP: Depth from EXtreme Points

Il metodo DEXP ("Depth from Extreme Points"; Fedi, 2007) fornisce una stima della profondità delle sorgenti, dell'indice strutturale (indice relativo alla forma della sorgente d'anomalia), e della densità studiando la posizione dei punti estremi di un campo 3D scalato attraverso opportune leggi di potenza della quota. L'esponente di scala di tali leggi è in relazione con l'indice strutturale descritto nella teoria della deconvoluzione di Eulero. Il metodo è rapido e stabile grazie al comportamento regolare che i campi di potenziale mostrano con l'incremento della quota. Per questo motivo la DEXP può essere applicata a dati con un basso rapporto segnale/rumore. Inoltre, essa risulta stabile anche se applicata a derivate verticali o orizzontali dello stesso campo, contribuendo a ridurre gli effetti di interferenza tra anomalie vicine.

La metodologia è implementata in quattro fasi:

- I. creazione di un volume 3D del campo di potenziale mediante continuazione verso l'alto dei dati misurati;

- II. “scaling” del campo 3D usando leggi che permettono la trasformazione di un campo $f(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0)$ originato da una sorgente posta in \mathbf{r}_0 in un campo trasformato $W(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0)$;
- III. determinazione della profondità della sorgente ricercando i punti estremi del campo scalato;
- IV. calcolo dell'eccesso di massa dal valore del campo scalato ai punti estremi.

Teoria della DEXP

Consideriamo l'espressione generica di un campo di potenziale:

$$f(\mathbf{r}) = k \int_V \frac{\partial^n}{\partial z^n} \frac{M(\mathbf{r}_0)}{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0\|_2} d^3 \mathbf{r}_0 \quad (3.2)$$

dove K è una costante dipendente dalla natura fisica del problema considerato, M rappresenta la densità della sorgente e \mathbf{r} e \mathbf{r}_0 sono i vettori posizione al punto P e Q rispettivamente nella regione armonica e nella regione delle sorgenti (Figura 3.2).

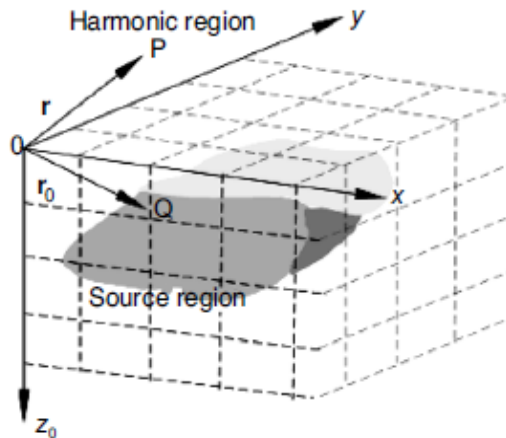


Figura 3.2. La posizione dei vettori \mathbf{r} e \mathbf{r}_0 indica i punti del campo nella regione armonica, $P(\mathbf{r})$, e i punti nella regione delle sorgenti, $Q(\mathbf{r}_0)$.

Consideriamo ora il campo di gravità per un punto massa:

$$f_1(\mathbf{r}) = M \frac{(z - z_0)}{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0\|_2^3} \quad (3.3)$$

Assumendo $M = 1$ e ponendo la sorgente a $\mathbf{r}_0(0, 0, z_0)$ e considerando il campo nel punto $x = x_0, y = y_0$, avremo:

$$f_1 = \frac{1}{(z - z_0)^2} \quad (3.4)$$

Possiamo, quindi, definire la funzione scalante τ come la derivata del logaritmo del campo di potenziale f rispetto al $\log(z)$:

$$\tau(z) = \frac{\partial \log[f(z)]}{\partial \log(z)} \quad (3.5)$$

Per τ_1

$$\tau_1(z) = -\frac{2z}{z - z_0} \quad (3.6)$$

Dalla (3.6) si nota che τ_1 è singolare nella regione della sorgente a z_0 . Ma nella regione armonica, per $z = -z_0$, $\tau_1 = -1$:

$$\tau_1(z = z_0) = \left. \frac{\partial \log[f_1(z)]}{\partial \log(z)} \right|_{z=-z_0} = -1 \quad (3.7)$$

Dalla (3.7) segue che:

$$\left. \frac{\partial \log[f_1(z)]}{\partial z} \right|_{z=-z_0} = - \left. \frac{\partial \log(z)}{\partial z} \right|_{z=-z_0} \quad (3.8)$$

da cui:

$$\left. \frac{\partial \{\log[f_1(z)] + \log(z)\}}{\partial z} \right|_{z=-z_0} = 0 \quad (3.9)$$

Quindi, la funzione $\log(f_1) + \log(z)$ ha i punti estremi a $x = x_0, y = y_0, z = -z_0$.

Nella figura 3.3 viene mostrata la funzione $\log(f_1) + \log(z)$ per $x = x_0, y = y_0$ in funzione di z e z_0 . Come si può notare, per ogni profondità z_0 è presente una curva che ha un punto estremo a $z = -z_0$.

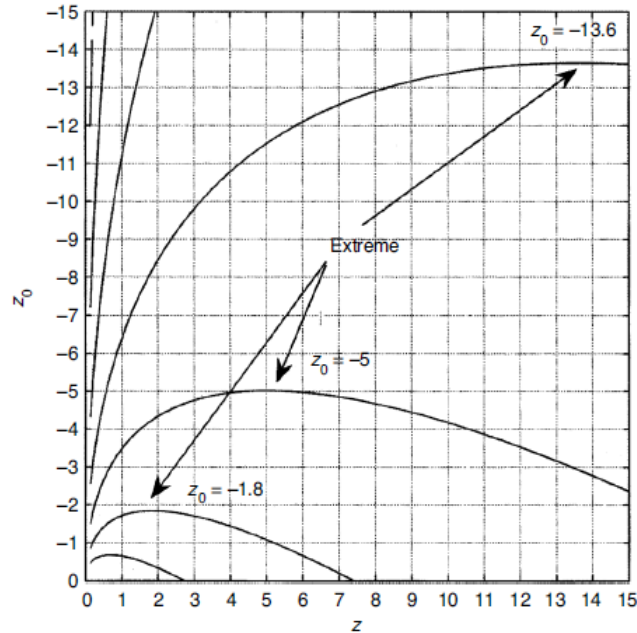


Figura 3.3. Funzione $\log(f_1) + \log(z)$ a $x=x_0, y=y_0$.

Dall' equazione (3.9), inoltre, è possibile ottenere:

$$\left. \frac{\partial z f_1}{\partial z} \right|_{z=-z_0} = 0 \quad (3.10)$$

Da quest'ultima espressione si ha che la funzione ottenuta scalando il campo di gravità con una legge potenza della quota z ed esponente uguale a 1 (equazione 3.11)

$$W_{g1} = f_1 z \quad (3.11)$$

avrà i punti estremi a $x = x_0, y = y_0, z = z_0$.

La funzione W_{g1} è detta trasformata **DEXP** del campo gravitazionale.

Assumendo per la sorgente un contrasto di densità positivo, i punti estremi sono tutti dei massimi assoluti; viceversa per contrasti di densità negativi i punti estremi sono dei minimi assoluti (Fedi, 2007).

Questi risultati non sono validi solo per il campo gravitazionale, ma si possono estendere anche alle derivate verticali di diverso ordine dello stesso campo. Per cui, l'espressione della trasformata DEXP di ordine n sarà:

$$W_n = z^{\alpha_n} f_n \quad (3.12)$$

dove

$$\alpha_n = -\tau_n(z = -z_0) = 0.5(n + 1) \quad (3.13)$$

sono gli esponenti della trasformata DEXP di ordine n per una sorgente puntiforme.

Si possono ottenere espressioni simili alle precedenti per altre tipologie di sorgenti semplici.

E' possibile, inoltre, notare che esiste una relazione tra gli "scaling exponent" α_n e l'indice strutturale (S_n)

$$S_n = 2\alpha_n \quad (3.14)$$

Nella tabella seguente si riportano i valori dello scaling exponent e degli indici strutturali per quattro sorgenti semplici e per diversi ordini di derivazione.

Source type	Source	$n = 1$ Scaling exponent	$n = 2$ Scaling exponent	$n = 3$ Scaling exponent	n th order Scaling exponent	$n = 1$ S_n	$n = 2$ S_n	$n = 3$ S_n
A	Point mass or dipole sources, spheres	1	1.5	2	$\alpha_n = 0.5(n + 1)$	2	3	4
B	Line or masses or dipoles, infinite horizontal and vertical cylinder, thin bottomless prism	0.5	1	1.5	$\alpha_n = 0.5n$	1	2	3
C	Semi-infinite plane, thin dike, sill	(0)	0.5	1	$\alpha_n = 0.5(n - 1), n \geq 1$	0	1	2
D	Semi-infinite contact	(-0.5)	(0)	0.5	$\alpha_n = 0.5(n - 2), n \geq 2$	-1	0	1

Tabella 3.1. Indici strutturali e scaling exponent per quattro sorgenti di geometria semplice.

Come si evince dalla tabella la DEXP non è applicabile al campo gravitazionale di sorgenti come dicchi. Per questi, infatti, la trasformata non ha alcun effetto dato che hanno uno scaling exponent pari a 0. Una situazione simile si verifica per i contatti semi-infiniti. In questi due casi, quindi, la

DEXP va applicata rispettivamente a un campo derivato di ordine $n \geq 2$ per il dicco e di ordine $n \geq 3$ per il contatto.

Invarianza dei punti estremi rispetto all'ordine di derivazione

Si può dimostrare che la posizione dei punti estremi è invariante al variare dell'ordine di derivazione n . L'invarianza è verificata solo se si utilizza il giusto scaling exponent nell'equazione (3.12) (Fedi, 2007).

Consideriamo una sorgente puntiforme e il suo campo di potenziale di ordine n -esimo:

$$\tau_n = \frac{\partial \log[f_n(z)]}{\partial \log(z)} = -\frac{(n+1)z}{z-z_0} \quad (3.15)$$

e $\alpha_n = 0.5(n+1)$ cosicché il campo scalato sarà

$$W_n = z^{\alpha_n} f_n \quad (3.16)$$

I punti estremi di tale campo si trovano a

$$z = z_0 \quad \forall n > 0 \quad (3.17)$$

Ma, scalando il campo con differenti scaling exponent $\bar{\alpha}_n$, i punti estremi della funzione scalata si troveranno a

$$\bar{z}_n = -\frac{\bar{\alpha}_n z_0}{n+1-\bar{\alpha}_n} \quad (3.18)$$

Quindi, avremo $\bar{z}_n = z_0$ solo quando $\bar{\alpha}_n = \alpha_n = \frac{n+1}{2}$

Criteri per determinare lo scaling exponent direttamente dai dati

Consideriamo l'equazione (3.15) e poniamo $z = 1/q$. L'equazione potrà essere riscritta come una funzione di q :

$$\tau_n(q) = -\frac{(n+1)}{1-z_0q} \quad (3.19)$$

da cui

$$\tau_n(q \rightarrow 0) = -2\alpha_n = -S_n \quad (3.20)$$

L'intercetta di τ_n rispetto a q darà una stima dell'indice strutturale S_n (Figura 3.4) (Fedi, 2007).

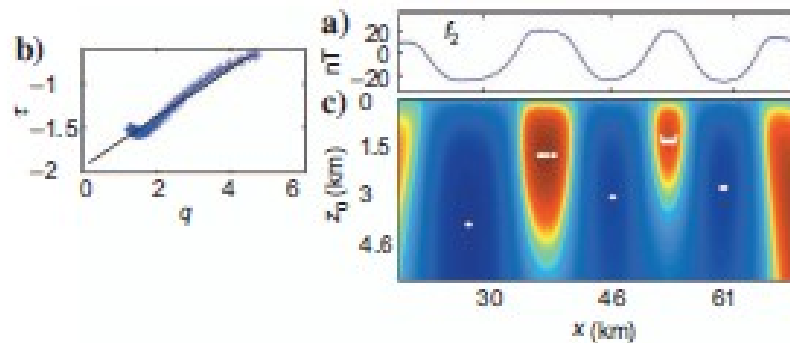


Figura 3.4. Determinazione dell'indice strutturale tramite l'intercetta di τ_n rispetto a q (Fedi, 2007).

3.2.2) ANALISI MULTIRIDGE E DECONVOLUZIONE DI EULERO

Analisi multiridge

L'analisi "multiridge" dei campi di potenziale considera un set di dati 3D nella regione armonica e studia il relativo andamento dei "ridges". I ridges sono costruiti unendo i punti estremi del campo analizzato calcolato a differenti quote; lungo di essi si allineano i massimi assoluti del campo considerato (Fedi et al., 2009).

I campi di potenziale di sorgenti semplici sono funzioni omogenee di grado n . Il grado di omogeneità può essere espresso come $n = v - p$, dove

1. p è l'ordine del campo di potenziale (es. caso magnetico $p=3$, gravimetrico $p=2$, etc.) (Blakely, 1996);
2. ν è un numero intero, il cui valore varia tra 0 e 3 in base al tipo di sorgente omogenea (sfera, cilindro, dicco, contatto).

Molti metodi si basano sulle proprietà dei campi omogenei: uno di essi è quello della deconvoluzione di Eulero (Thompson, 1982). Si tratta di un metodo rapido e semiautomatico per l'interpretazione dei campi di potenziale, in grado di fornire, se viene utilizzato il corretto indice strutturale, una buona stima della profondità della sorgente.

L'analisi multiridge consiste di due step:

- a) si costruisce un set di ridges e si identifica la posizione della sorgente dall'intersezione dei vari ridges (metodo geometrico);
- b) si selezionano uno o più ridges e si applica la deconvoluzione di Eulero ai valori del campo lungo il ridges per stimare l'indice strutturale e/o la profondità della sorgente.

Metodo geometrico

Il primo step necessita di un metodo efficace per continuare il campo e le sue derivate. Ciò può essere fatto con due approcci equivalenti: applicando la formula standard della continuazione verso l'alto ottenuta dal teorema di Green (Baranov, 1976) oppure applicando la trasformata CWT.

Formazione dei ridges

Si descrive qui la teoria riferita al caso magnetico come da Fedi et al.(2009), ma risultati analoghi sono ricavabili per il caso gravimetrico.

Poniamo un sistema di riferimento con la profondità positiva verso il basso; le direzioni x e y rappresentano rispettivamente la direzione nord-sud ed est-ovest.

Consideriamo un campo magnetico nel punto $P(x, y, z)$ generato da una sorgente sferica magnetizzata uniformemente posta in $Q(x_0, y_0, z_0)$

$$F_3 = C_m f \cdot \nabla \left[t \cdot \nabla \frac{|M|}{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0\|_2} \right] \quad (3.21)$$

dove \mathbf{r} e \mathbf{r}_0 indicano le posizioni dei punti P e Q

$$\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0\|_2 = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2}$$

M è il momento di dipolo della sfera, $C_m = \mu_0/4\pi$, μ_0 è la permeabilità nell'aria, $f(f_x, f_y, f_z)$ è il vettore unitario parallelo alla direzione locale del campo geomagnetico H e ∇ è il vettore operatore gradiente. In questo caso l'ordine p del campo di potenziale è 3.

Il primo tipo di ridge è definito dagli zeri della derivata orizzontale di primo ordine del campo magnetico F_3 . Assumiamo la sezione $y = y_0$ e $|M|=1$ (Figura 3.5 a) e calcoliamo la derivata orizzontale rispetto a x

$$\frac{\partial F_3(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0)}{\partial x} = C_m \left(\frac{(X^3 + XZ^2)t_y f_y + (3XZ^2 - 2X^3)t_x f_x + (Z^3 - 4X^2Z)t_z f_x + (Z^3 - 4ZX^2)t_x f_z + (X^3 - 4XZ^2)t_z f_z}{(X^2 + Z^2)^{7/2}} \right) \quad (3.22)$$

dove $X = x - x_0$ e $Z = z - z_0$

Dall'equazione (3.22) è facile ricavare che i ridges sono linee rette del tipo

$$x - x_0 = g(z - z_0) \quad (3.23)$$

dove g è il coefficiente angolare della retta

$$g = \tan(\varphi)$$

con φ angolo del ridge rispetto all'asse verticale z (positivo in senso orario).

Assumendo una magnetizzazione indotta con inclinazione $I=90^\circ$ e declinazione $D=0^\circ$ e l'asse x che punta verso nord otteniamo:

$$f_x = t_x = \cos I \cos D = 0$$

$$f_y = t_y = \cos I \sin D = 0$$

$$f_z = t_z = \sin I = 1$$

In questo caso la soluzione dell'equazione (3.22) fornisce le seguenti equazioni dei ridges (linee bianche in figura 3.5):

$$\begin{aligned} x &= x_0 \\ x &= x_0 = 2(z-z_0) \\ x &= x_0 = -2(z-z_0) \end{aligned} \quad (3.24)$$

Poiché i tre ridges intersecano il centro della sfera (x_0, z_0) , possiamo trovare la posizione della sorgente con un metodo geometrico (Fedi et al., 2009).

Un comportamento simile si ha per ordini di derivazione maggiori (orizzontali o verticali) dei campi di potenziale, ma il numero di ridges aumenta in funzione dell'ordine di derivazione (Figura 3.5 b e 3.5 c).

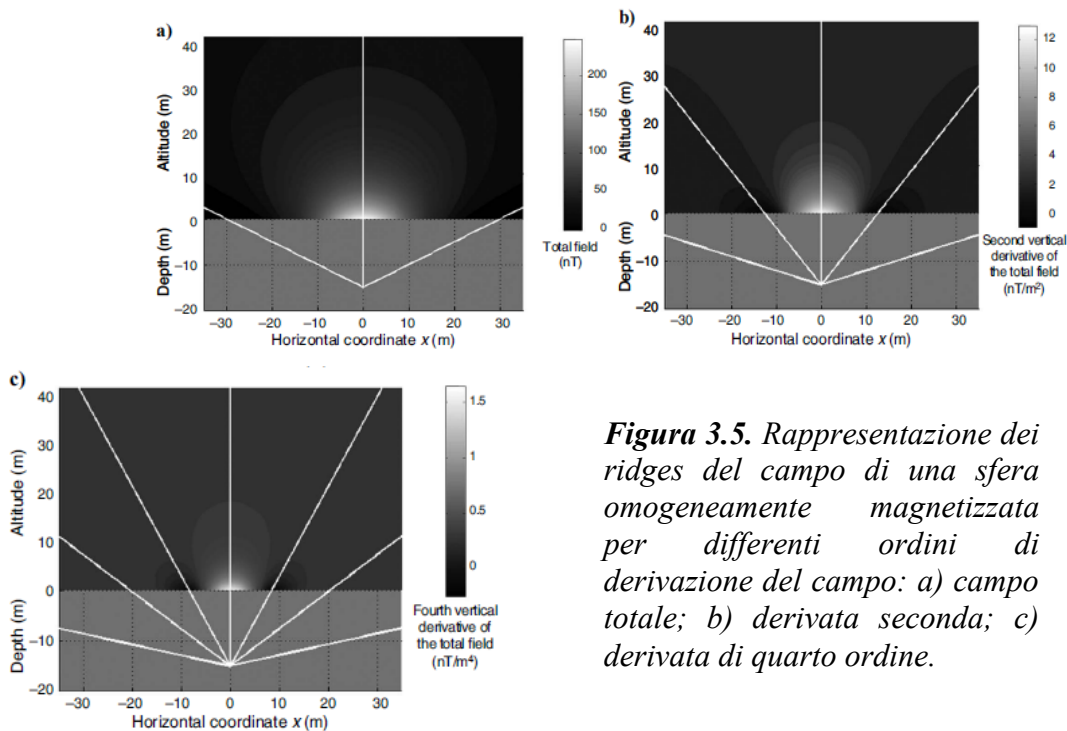


Figura 3.5. Rappresentazione dei ridges del campo di una sfera omogeneamente magnetizzata per differenti ordini di derivazione del campo: a) campo totale; b) derivata seconda; c) derivata di quarto ordine.

Ridges di differenti tipi possono essere trovati automaticamente in differenti modi attraverso algoritmi che trovano gli zeri o il massimo/minimo di una funzione. Uno degli algoritmi più efficienti per trovare i punti estremi è quello di Canny (1986).

I ridges costruiti dagli zero della derivata orizzontale (massimi del modulo del campo totale) costituiscono un primo set di ridges e vengono identificati come R_I . La figura 3.6 mostra il set di ridges R_I (linee rosse) nel caso di magnetizzazione indotta con $I=56^\circ$, declinazione $D=0^\circ$ e asse x che punta verso nord:

$$f_x = t_x = \cos I \cos D = 0.56$$

$$f_y = t_y = \cos I \sin D = 0$$

$$f_z = t_z = \sin I = 0.83$$

In questo caso le equazioni dei ridges sono:

$$x - x_0 = 0.79 (z - z_0)$$

$$x - x_0 = -60.39 (z - z_0) \quad (3.25)$$

$$x - x_0 = -0.31 (z - z_0)$$

Possiamo, poi, definire un secondo tipo di ridge (R_{II} , linee gialle in figura 3.6), definito come gli zeri della derivata verticale di primo ordine di F_3 :

$$\frac{\partial F_3(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0)}{\partial z}$$

Un terzo tipo di ridge (R_{III} , linee bianche in figura 3.6) è definito come gli zeri di F_3 . Come è facile vedere dalla figura 3.6 tutti i tipi di ridges convergono al centro della sfera (x_0, z_0).

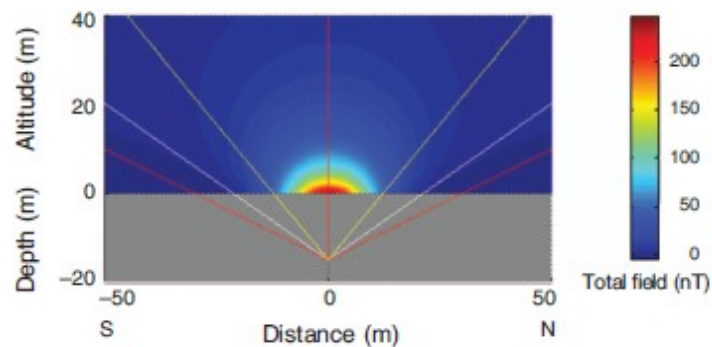


Figura 3.6. Metodo geometrico multiridge; sezione verticale dell'anomalia di campo totale di una sfera centrata in $x_0 = 0$ e $z_0 = 15$ ed inclinazione del campo $I = 90^\circ$. Tutti i ridge R_I (linee rosse), R_{II} (linee gialle) ed R_{III} (linee bianche) si intersecano in corrispondenza dell'esatta posizione della sorgente.

Deconvoluzione di Eulero

La prima implementazione della deconvoluzione di Eulero (Thompson, 1982; Reid et al., 1990) utilizza un valore prestabilito dell'indice strutturale N e risolve l'equazione per la posizione della

sorgente e il campo di background. Sono state proposte numerose strategie per stimare simultaneamente la posizione della sorgente e l'indice strutturale (Stavrev, 1997; Barbosa et al., 1999; Nabighian & Hansen, 2001; Hsu, 2002; Keating & Pilkington, 2004).

Florio et al. (2006), risolvono le equazioni di Eulero lungo i ridges verticali dei campi di potenziale o del suo segnale analitico.

Consideriamo l'equazione di Eulero 3D

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} - NT + NB = x \frac{\partial T}{\partial x} + y \frac{\partial T}{\partial y} + z \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.26)$$

in cui la posizione della sorgente è a (x_0, y_0, z_0) , i dati acquisiti sono a (x, y, z) , T è il campo totale osservato e B è un campo costante di background.

Assumendo che $y = y_0$, l'equazione (3.26) può essere scritta come:

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} - NT + NB = x \frac{\partial T}{\partial x} + z \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.27)$$

Poniamo T essere una funzione omogenea del tipo: derivata verticale di ordine q del campo di potenziale F_q o modulo del relativo segnale analitico; assumiamo che il campo di background B , incognito, possa essere annullato o ridotto con un appropriato ordine di derivazione del campo originale. L'equazione di Eulero risultante sarà:

$$(x - x_0) \frac{\partial F_q}{\partial x} + (z - z_0) \frac{\partial F_q}{\partial z} = -N_q F_q \quad (3.28)$$

dove $N_q = N + q$ e $N = N_0$.

A questo punto è possibile applicare la deconvoluzione di Eulero ai ridges R_I , R_{II} o R_{III} , lungo i quali l'equazione di Eulero si semplifica notevolmente.

Per R_I , R_{II} ed R_{III} otteniamo rispettivamente:

$$(z - z_0) \frac{\partial F_q}{\partial z} = -N_q F_q \quad (3.29 \text{ a})$$

$$(x - x_0) \frac{\partial F_q}{\partial x} = -N_q F_q \quad (3.29 \text{ b})$$

$$(x - x_0) \frac{\partial F_q}{\partial x} = -(z - z_0) \frac{\partial F_q}{\partial z} \quad (3.29 \text{ c})$$

Queste equazioni sono forme semplificate rispetto all'espressione originale dell'equazione di Eulero e per questo chiamate equazioni di Eulero ridotte. Possono essere usate separatamente per determinare la profondità e l'indice strutturale dai ridges di tipo R_I, la posizione orizzontale e l'indice strutturale dai ridges di tipo R_{II} e le coordinate delle sorgenti a partire dai ridges di tipo R_{III}. Assumendo la coordinata orizzontale x_0 , che può essere determinata più facilmente, possiamo risolvere l'equazione (3.29 b) rispetto all'indice strutturale o l'equazione (3.29 c) rispetto alla profondità z_0 . Possiamo anche usare il metodo geometrico per determinare x_0 e z_0 e, quindi, risolvere le equazioni (3.29 a) e (3.29 b) per determinare l'indice strutturale.

CAPITOLO 4**ACQUISIZIONE, PROCESSING E INTERPRETAZIONE DI NUOVI DATI
MICROGRAVIMETRICI****INTRODUZIONE**

Nell'ambito di questo progetto di ricerca una cospicua parte di tempo è stata dedicata all'acquisizione, analisi e interpretazione di nuovi dati microgravimetrici.

In questo paragrafo analizzeremo quattro indagini microgravimetriche condotte per l'individuazione e localizzazione di cavità sepolte, già note o meno, nei centri urbani di Cardito (NA), di Lesina Marina (FG) e di Napoli (Via San Carlo alle Mortelle). Descriveremo le modalità di acquisizione, le operazioni di residuazione del segnale e le tecniche di analisi e interpretazione dei dati.

Tutte le indagini sono caratterizzate da:

- uguali procedure di acquisizione e uguale strumentazione: autogravimetro Scintrex CG5 e livello Wild Na2, corredato di micrometro a lamina piano-parallela e stadia graduata su nastro Invar;
- elevata precisione sia nelle misure gravimetriche (ripetibilità = 5 μ Gal) che in quelle topografiche (errori di chiusura di circa 3 mm);
- particolare cura nella rimozione dell'effetto gravimetrico dei numerosi edifici disposti nell'intorno dei luoghi esplorati. Questi effetti sono stati calcolati approssimando l'intero volume dei manufatti più lontani con prismi aventi densità pari al valore della media pesata tra i corpi murari e i vuoti. Gli edifici più vicini sono stati, invece, modellizzati in maggior dettaglio con corpi prismatici rappresentativi delle principali strutture murarie che li costituiscono.

Un aspetto innovativo sviluppato nell'ambito di questa tesi riguarda una parte del processing dei dati e in particolare il calcolo dell'effetto gravimetrico delle masse interposte tra la superficie di misura e il livello di riferimento. Questo calcolo è stato effettuato attraverso un forward modelling che include informazioni stratigrafiche provenienti da pozzi e la possibilità di variare la densità orizzontalmente. A questo scopo sono stati usati il metodo di Talwani (Talwani, 1959) per l'analisi lungo profilo e il metodo di Parker (Parker, 1972) per il calcolo su aree. Per l'applicazione del metodo di Talwani (2D), nella presente tesi si è assunta l'invarianza della topografia nella direzione perpendicolare al profilo. Nei casi esaminati, infatti, la topografia nell'intorno delle stazioni è

sostanzialmente piatta. Nel caso del calcolo dell'effetto gravimetrico delle masse interposte mediante il metodo di Parker, l'andamento della superficie topografica, conosciuto in corrispondenza delle stazioni di misura gravimetrica è stato estrapolato verso l'esterno dell'area di misura.

Con questo approccio, quindi, anziché calcolare in modo separato la correzione di piastra e quella topografica assegnando un singolo valore di densità, si è in grado di modellizzare nel dettaglio l'effetto delle masse interposte, includendo informazioni stratigrafiche provenienti da sondaggi così come da osservazioni dirette sul terreno (valide soprattutto per gli strati più superficiali) che portano a modelli che possono presentare variazioni di densità verticali e orizzontali.

Gli obiettivi dei rilievi microgravimetrici effettuati, differenti per ogni indagine, sono di seguito riassunti.

Nel caso di Cardito l'esplorazione, svolta inizialmente lungo un solo profilo in corrispondenza di una cavità nota, ha avuto lo scopo di testare l'efficacia delle procedure utilizzate per la residuazione del segnale gravimetrico misurato, verificandone l'efficienza tramite l'interpretazione dei dati con tecniche multiscale. Successivamente l'esplorazione è stata ampliata, acquisendo altre misure su un'area più vasta per investigare la significatività di un minimo gravimetrico secondario rilevato nella prima campagna di misura in prossimità della cavità nota, ma non relativo a essa e probabilmente attribuibile a un vuoto sconosciuto in corrispondenza della chiesa di San Giuseppe e Santa Eufemia.

Nel caso di Lesina Marina la prospezione è stata eseguita per individuare presunte cavità nella formazione gessosa e nella copertura sabbiosa del sottosuolo in prossimità del Canale di Acquarotta, dove fenomeni di erosione carsica potrebbero implicare problemi di stabilità per strutture sportive e palazzi a uso civile.

Nel caso di San Carlo alle Mortelle (NA) il rilievo microgravimetrico è stato condotto successivamente all'apertura delle tre voragini del 23 Settembre 2009, sprofondamenti che hanno coinvolto parte di via San Carlo alle Mortelle, il pavimento dell'omonima chiesa settecentesca e un appartamento al piano terra prospiciente alla strada. L'esplorazione, avvenuta dopo la bonifica della cavità principale, ha avuto lo scopo di verificare se esistano ulteriori cavità lungo l'asse viario.

Nei casi di Cardito e di Lesina Marina al segnale residuo sono state applicate tecniche di analisi e interpretazione dei dati basate sullo studio multiscale del campo gravitazionale. Sono state, quindi,

studiate sezioni verticali del campo, generate mediante continuazione verso l'alto dei dati, ottenendo informazioni sulla posizione e il tipo di sorgente di anomalia presente in profondità.

4.1) UNA STIMA DELL'ERRORE ASSOCIATO ALLE ANOMALIE DI BOUGUER

La limitata estensione dei rilievi e l'elevato numero di stazioni misurate ha condotto a procedure di campagna leggermente diverse rispetto a quelle classiche usate in rilievi gravimetrici regionali. In particolare, si è potuto tornare sempre alla medesima stazione 'base' per la costruzione della curva di deriva strumentale e ciò ha comportato anche l'esigenza di 'monumentare' con precisione solo questa stazione. In questa stazione sono state, infatti, segnate al suolo le posizioni dei singoli sostegni del treppiede e annotata l'orientazione dello strumento al fine di rendere possibile una precisa rioccupazione nei tempi successivi. Nelle altre stazioni il controllo dell'errore di misura è stato effettuato ripetendo le misure un minimo di tre volte e assicurandosi che la ripetibilità del dato misurato fosse contenuta entro 5 μGal .

L'incertezza associata alle anomalie di Bouguer è stata, quindi, calcolata come descritto in Debeglia & Dupont (2002), tenendo conto anche dei molteplici fattori che determinano la stima delle varie correzioni da apportare alla gravità osservata.

Per tutti i casi di studio di seguito riportati, l'incertezza sulle anomalie di Bouguer, u_{AB} , è così calcolata (Debeglia & Dupont, 2002):

$$u_{AB}^2 = u_g^2 + u_z^2 + u_{CT}^2$$

dove:

u_g è l'incertezza sulle misure di gravità. Nei casi studiati in questa tesi, i valori di gravità misurata sono il risultato della media di tre misure con ripetibilità entro 5 μGal ; si può stimare, dunque, che l'incertezza sul valore di g osservata sia pari a $u_g = \pm 2.5 \mu\text{Gal}$.

u_z è l'incertezza associata alle correzioni in Aria Libera e di Bouguer. Poiché il contributo complessivo della correzione in Aria Libera e di Bouguer è dell'ordine di 0.2 mGal/m, per un'incertezza di 1 cm sulla quota, che corrisponde a una sovrastima dell'errore sulla quota nei casi da noi studiati, si ha un'incertezza di 2 μGal sul valore di gravità;

u_{CT} è l'incertezza associata alla correzione topografica e dei palazzi, stimata come il 20% della media di queste correzioni (Debeglia & Dupont, 2002).

Nella descrizione e discussione dei rilievi microgravimetrici effettuati nell'ambito di questa tesi si definirà l'incertezza dei dati misurati secondo lo schema su illustrato; ciò sarà utile per definire la significatività delle anomalie di Bouguer sperimentali.

4.2) IL CASO DI CARDITO (NA)

In questo paragrafo descriveremo le tecniche di acquisizione, residuazione, analisi e interpretazione dei dati microgravimetrici acquisiti nell'ambiente urbano di Cardito (Na). Il centro urbano interessato dall'indagine è mostrato in figura 4.1.



Figura 4.1. Centro storico della città di Cardito (NA). In rosso il profilo gravimetrico acquisito nel mese di Settembre 2009, in nero l'area investigata a Maggio 2010. La freccia indica la presenza di una chiesa nell'area di interesse.

La prospezione è stata sviluppata in due fasi:

- 3) acquisizione di un unico profilo gravimetrico nel mese di Settembre 2009 (linea rossa in Figura 4.1);
- 4) acquisizione su area di dati microgravimetrici nel mese di Maggio 2010 (rettangolo nero in Figura 4.1).

La zona interessata dal rilievo presenta nel sottosuolo un'antica cavità coltivata in passato per l'estrazione di materiale lapideo destinato all'edilizia. La cavità si sviluppa nel bedrock tufaceo di origine vulcanica flegrea, il Tufo Grigio Campano, a partire da 12 metri al di sotto del piano di calpestio fino ad una profondità di 20 metri. Articolata in due ambienti principali, occupa una superficie di circa 324 mq (Figura 4.2).

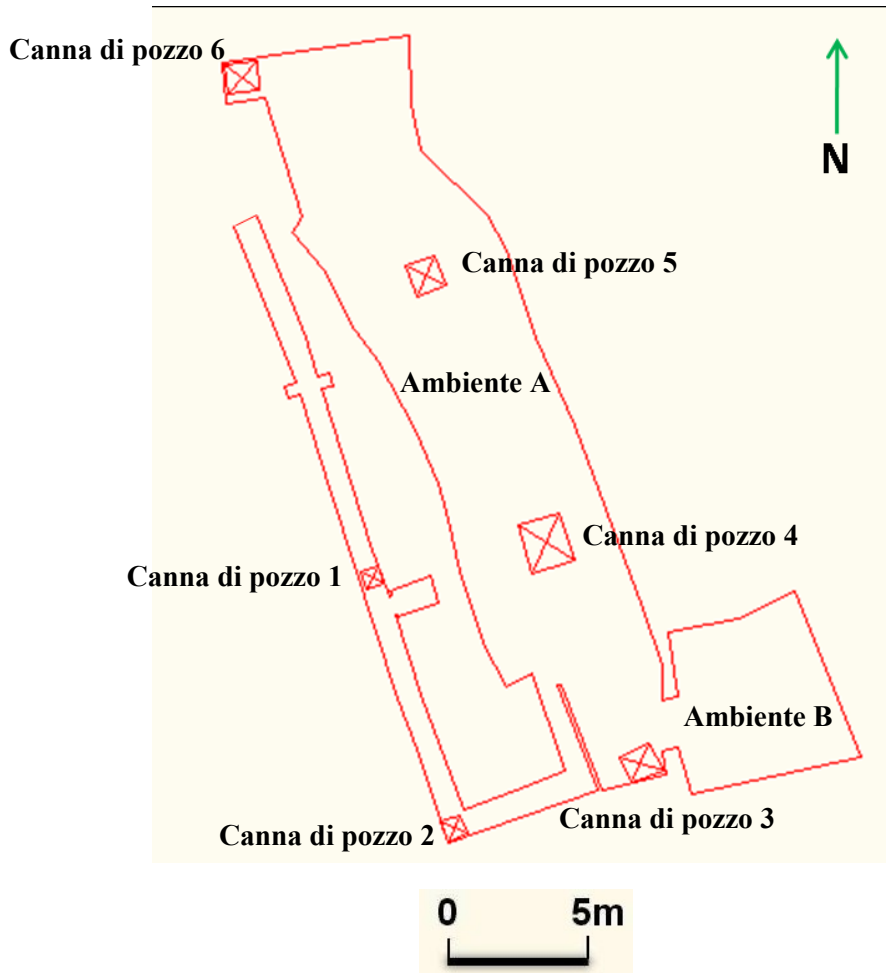


Figura 4.2. Pianta della cavità.

Si può accedere al suo interno tramite una scala a sezione rettangolare con copertura a volta ubicata in un cortile adiacente alla chiesa di “San Giuseppe e Santa Eufemia”. Tale scala permette di superare il dislivello di circa 20 m presente tra il piano di calpestio esterno e quello del fondo del cavo consentendo di entrare nell'ambiente più ampio della cavità, l'ambiente A. Questa stanza ha una pianta pressoché rettangolare con copertura a volta ad un'altezza massima di circa 7.20 m. Tale ambiente risulta caratterizzato da quattro canne di pozzo a sezione quadrata visibili tutte in superficie tranne la canna di pozzo 3. Le canne di pozzo 3 e 4 si trovano nell'area dei giardini pubblici; le canne di pozzo 5 e 6 all'interno del cortile adiacente alla chiesa. Dall'ambiente principale si sviluppa un'ulteriore stanza, l'ambiente B, a pianta pressoché quadrata avente

copertura piana con un'altezza massima di circa 6.10 metri. Nella parte superiore (circa 13 m) le canne di pozzo sono scavate nella copertura di materiale incoerente sovrapposto al bedrock tufaceo. Tale materiale è costituito da terreno di origine vegetale, materiale di riporto e sedimenti piroclastici sciolti attribuibili essenzialmente al vulcanismo flegreo. Si tratta prevalentemente di pozzolane caratterizzate da una matrice cineritica a granulometria variabile da limosa a sabbiosa, a giacitura suborizzontale, poggiante sull'Ignimbrite Campana.

Lo scopo scientifico dell'indagine risiede nel testare l'efficacia delle procedure utilizzate per la residuazione del segnale gravimetrico, porgendo particolare attenzione alle correzioni da apportare al valore misurato per la massa degli edifici ubicati in vicinanza dei punti di misura. Infatti, la corretta modellizzazione degli effetti gravimetrici dovuti ai palazzi circostanti e la loro rimozione è determinante per potere evidenziare l'effetto anomalo legato alla cavità (Debeglia & Dupont, 2002).

4.2.1) Inquadramento geologico - strutturale

Il comune di Cardito è situato al centro della Piana Campana, un graben probabilmente formatosi durante il Pliocene superiore e andato soggetto a un pronunciato sprofondamento durante il Quaternario, in media oltre 1600 m/MY (Ippolito, Ortolani & Russo, 1973).

La piana è riempita di sedimenti di origine alluvionale e vulcanica. Scandone (1979) correla la genesi della Piana Campana ai complessi eventi tettonici che hanno accompagnato l'apertura del Mar Tirreno e la rotazione antioraria della penisola italiana con il conseguente stiramento e assottigliamento del suo bordo occidentale. Questi eventi hanno prodotto una risalita regionale del mantello (con un massimo al centro del Mar Tirreno) e hanno causato un'intensa fase di vulcanismo (principalmente potassico) sull'assottigliata crosta continentale lungo il bordo Italiano peri-Tirrenico, specialmente in alcune aree subsidenti.

La struttura generale è ben riconoscibile ai bordi della pianura, dove si osservano faglie dirette orientate NE-SW e NW-SE (Ortolani & Aprile, 1978), che determinano il graduale sprofondamento delle rocce carbonatiche, appartenenti a due distinte unità tettoniche sovrapposte (Pescatore & Sgrosso, 1973) (schema tettonico di Figura 4.3). Studi della sismicità del Somma-Vesuvio, integrati con dati strutturali (Vilardo et al., 1996; Bianco et al., 1998), attribuiscono il locale regime di stress in quest'area al principale campo di stress regionale. Gli autori individuano, inoltre, 2 principali trend di fratture NE-SW e NW-SE a conferma di quanto osservato da Ortolani & Aprile (1978).

Il risultato dello sprofondamento è un grande graben allungato verso NW-SE per circa 75 Km e delimitato a nord dall'horst del substrato carbonatico Mesozoico dei Monti Massico-Maggiore e, a sud, dall'horst della penisola Sorrentina – isola di Capri (Barbieri et al., 1976).

Alla Piana Campana sono riferiti due differenti cicli vulcanici (Barbieri et al., 1990): uno più antico, sepolto, costituito da lave calcoalcaline trovate in sondaggi geomeccanici per ricerche geotermiche di Parete e Villa Literno (Baldi et al., 1976) e uno più recente appartenente alla provincia romana alcalino-potassica, che comprende la zona vulcanica di Ischia, Procida, Campi Flegrei e Somma-Vesuvio.

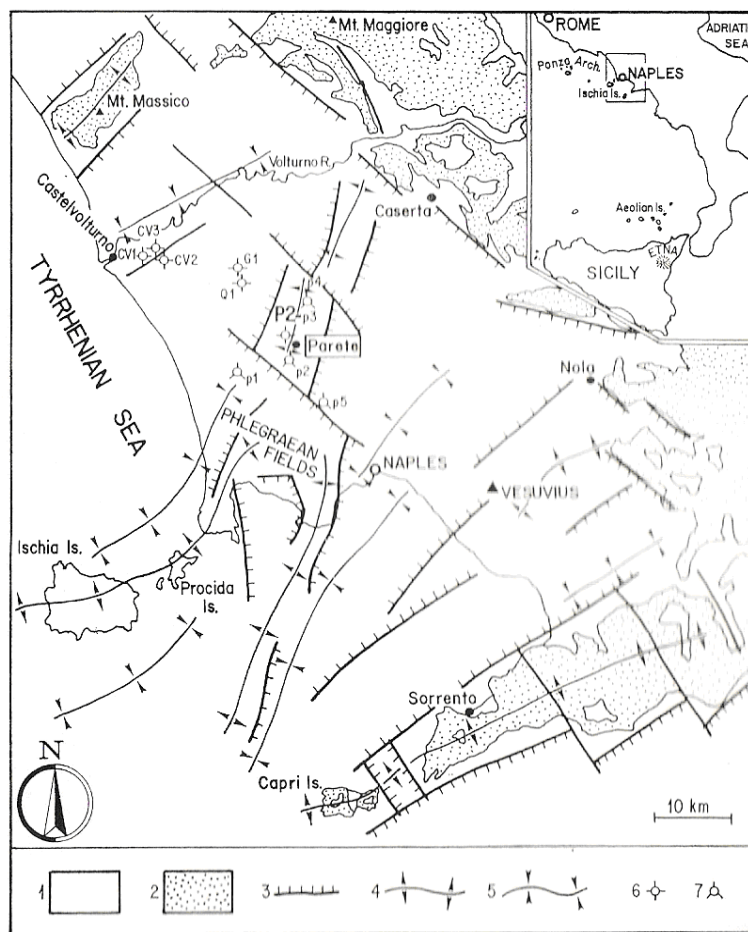


Figura 4.3 Schema tettonico della Piana Campana. 1) Vulcanismo alcalino potassico e recenti depositi alluvionali; 2) rocce sedimentarie da mesozoiche a mioceniche; 3) faglie normali; 4) alti strutturali; 5) bassi strutturali; 6) pozzi profondi che hanno incontrato vulcaniti calcoalcaline; 7) pozzi di test termici dell'area di Parete (Ippolito et al. (1973)).

4.2.2) Storia vulcanica dei Campi Flegrei

I Campi Flegrei sono una area di vulcanismo attivo localizzata ad ovest della città di Napoli. L'area è caratterizzata da numerosi piccoli vulcani monogenici diffusi su una superficie di 400 Km².

La storia vulcanica dei Campi Flegrei può essere suddivisa in due fasi principali: una fase pre-calderica e una fase post calderica (Barberi et al., 1990).

Il campo vulcanico pre-calderico è caratterizzato da duomi di lava trachitica e, in maniera minore, da coni di tufo.

La maggior parte dei vent vulcanici pre-calderici sono localizzati approssimativamente su una struttura sub-circolare di circa 13 Km. Questi comprendono: i centri del Monte di Procida (duomi di lava di San Martino, coni di tufo di Miliscola e Vita Fumo) e alcuni edifici vulcanici sepolti sotto la collina dei Camaldoli. Questi centri eruttivi sono la sorgente delle anomalie gravimetriche e magnetiche più intense (Barberi et al., 1990).

La prima fase termina circa 35.000 anni fa con l'eruzione dell'Ignimbrite Campana. L'emissione di 80 Km^3 di magma trachitico e trachifonolitico causò un collasso calderico, che interessò quasi tutto l'edificio vulcanico, con un'ingressione marina nella parte collassata (Rosi et al., 1983; Rosi & Sbrana, 1987).

Il periodo post-calderico comprende 4 fasi separate da periodi di riposo ben definiti. Durante la prima fase, avvenuta fra 35mila e 12mila anni fa, la depressione calderica fu parzialmente riempita da depositi vulcano-sedimentari e lave (Rosi & Sbrana, 1987), con un'attività vulcanica concentrata nel settore settentrionale. Verso la fine di questa prima fase si formarono coni di tufi subaerei lungo una faglia anulare all'interno del bordo calderico. L'eruzione del Tufo Giallo Napoletano chiude questa fase. Durante i successivi 10.000 anni si svilupparono due distinte strutture vulcaniche: una a ovest, nella zona di Averno-Baia, e una a est, nella zona di Agnano-Astroni. Il settore occidentale è caratterizzato da un'attività vulcanica scarsa e dall'emissione di prodotti più differenziati rispetto alla parte orientale. In questo periodo si possono identificare due fasi di attività: rispettivamente tra 10.5 e 8mila anni fa e tra 4.5 e 3.7mila anni fa.

L'eruzione del Monte Nuovo (1538 A.D.) segna la fase attuale dell'attività (Barberi et al., 1990).

Cassano & La Torre (1987) evidenziano, dalle analisi dei log di pozzi, differenze stratigrafiche profonde fra la parte esterna e interna dei Campi Flegrei. Nella parte centrale (Pozzi di San Vito), dove sono presenti maggiori spessori di prodotti piroclastici leggeri, la successione appare meno ricca di corpi di lava rispetto alla parte esterna (Pozzi di Mofete). Inoltre, mentre nell'area centrale l'alterazione termica è relativa a rocce profonde più di 2500 m, nelle aree più esterne questi orizzonti sono trovati a circa 1800 m. Queste evidenze, unite a numerosi studi vulcanologici e geofisici, indicano l'esistenza di un collasso strutturale, interpretato come una caldera creatasi in conseguenza delle due maggiori eruzioni flegree.

4.2.2.1) Ignimbrite Campana

L'Ignimbrite Campana (Tufo Grigio Campano Auct.) è un deposito ignimbrítico ricco in materiale iuvenile ampiamente diffuso nella Piana Campana, messo in posto a seguito di un'eruzione ad alta magnitudo verificatesi nella "Campanian Volcanic Zone" (CVZ) (Rolandi et al., 2003). Un buon numero di datazioni $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, ottenute di recente, concorrono a definire l'età del deposito a circa 39 ka (De Vivo et al., 2001; Rolandi et al., 2003; Fedele et al., 2008). Nonostante sia stato raggiunto un buon accordo riguardo all'età dell'Ignimbrite Campana, altrettanta omogeneità di vedute non esiste riguardo all'area sorgente. Essa, infatti, nel tempo è stata collocata: al centro degli attuali Campi Flegrei (Rittmann, 1950; Rosi et al., 1983; Rosi & Sbrana, 1987; Barberi et al., 1991), lungo una frattura che si estendeva pochi chilometri a nord dei Campi Flegrei (Di Girolamo, 1970; Barberi et al., 1978; Di Girolamo et al., 1984; Lirer et al., 1987), in un'ampia depressione strutturale al centro della Piana Campana, distante circa 15 km dai Campi Flegrei (depressione di Acerra) (Scandone et al., 1991).

Recentemente De Vivo et al. (2001) e Rolandi et al. (2003) hanno trovato che l'IC potrebbe provenire da fratture che si trovano all'interno e alle spalle del graben Acerra-Baia di Napoli, orientate lungo strutture in direzione NE-SW e E-W, che avrebbero riattivato antichi lineamenti in direzione appenninica.

Come non esiste omogeneità di vedute riguardo all'area sorgente, così diverse sono le opinioni sul numero di unità stratigrafiche e da raffreddamento che costituiscono il deposito ignimbrítico. Cappelletti et al. (2003) interpretano l'Ignimbrite Campana come il prodotto di un'unica unità da raffreddamento, anche se, dal punto di vista stratigrafico, sulla base dell'aspetto tessiturale, componenti litologiche e presenza di strutture riescono a individuare quattro unità stratigrafiche. La più bassa è un deposito cinerítico sabbioso stratificato e incoerente, il cui spessore varia tra pochi cm a 50 cm; su di essa poggia un'unità cinerítica saldata di colore grigio ("Welded Grey Ignimbrite" - WGI) che contiene scorie scure di composizione trachitica immerse in una matrice grigia insieme a rari litici e cristalli di sanidino. L'unità successiva è giallastra, litificata più che saldata ("Lithified Yellow Tuff" - LYT), e risulta presentare una matrice sabbiosa con clasti pomiceci di dimensione dei lapilli e, più raramente, frammenti iuvenili di colore grigiastro di dimensioni dei blocchi; scorie grossolane sono presenti solo a luoghi all'interno di quest'unità. L'unità che chiude la successione è un deposito poco litificato ricco in pomice immerse in una matrice cinerítica. Le quattro unità non sempre coesistono nello stesso affioramento. Il contatto sfumato tra WGI e LYT, nonché l'assenza di materiale di rimaneggiamento tra i prodotti delle singole unità, fanno ipotizzare che la messa in posto provenga da una singola nube piroclastica, che

avrebbe percorso l'intera Campania. Gli stessi autori hanno studiato i processi post-deposizionali che avrebbero coinvolto l'Ignimbrite Campana e hanno invocato le alte temperature di messa in posto, $> 600^\circ$, (Di Girolamo et al., 1984) quali causa del "welding" e della formazione di feldspato autigeno all'interno di questa unità.

La zeolitizzazione e la conseguente litificazione dell'unità LYT, invece, sarebbero state causate dalla circolazione di fluidi meteorici, il cui pH sarebbe variato in seguito all'attacco della frazione vetrosa dei frammenti iuvenili presenti nell'unità stratigraficamente più elevata, quando era ancora in corso il raffreddamento. Di contro, Rolandi et al. (2003), definiscono l'Ignimbrite Campana come costituita da due unità di raffreddamento distinte: 1) una, di colore grigio, che gli autori fanno corrispondere al Tufo Grigio Campano di Di Girolamo (1968) e che mostrerebbe vari gradi di welding e i caratteri tipici di un' "high grade ignimbrite" (Wright et al., 1980) e 2) una seconda, comunemente di colore giallastro e, localmente di colore rosso-rosato, con le caratteristiche di una "low grade ignimbrite" (Wright et al., 1980). Le due unità sono separate da un contatto erosionale e non sarebbero assolutamente riconducibili ad un'unica unità da raffreddamento; gli autori notano anche un cambio di composizione per i frammenti iuvenili, che passerebbero da alcali-trachitici in quella basale grigia a trachitici nella sommitale gialla, in risposta a processi di cristallizzazione frazionata e di probabile contaminazione crostale. Le datazioni effettuate sui prodotti di entrambe le unità, tuttavia, hanno dato risultati intorno a 39 ka (De Vivo et al., 2001) e gli autori le interpretano, quindi, come il prodotto di due eventi eruttivi distinti, ma molto vicini nel tempo.

4.2.3) Descrizione dell'indagine gravimetrica

Nel mese di Settembre 2009 i dati microgravimetrici sono stati acquisiti lungo un unico profilo trasversale all'andamento della cavità; in figura 4.4 mostriamo due momenti della prospezione.



Figura 4.4. Due momenti del rilievo microgravimetrico: battuta topografica a sinistra e acquisizione gravimetrica a destra.

Il profilo va da via Santa Eufemia a via Napoli, attraverso il giardino pubblico retrostante la chiesa, per una lunghezza di 119.5 metri. Lungo esso sono state occupate 61 stazioni gravimetriche mediante l'autogravimetro Scintrex CG5. E' stato scelto un passo di 1.5 metri nei primi 61.5 metri, zona più prossima alla cavità, e di 3 metri nel resto del profilo. Il ritorno alla stazione base, punto di inizio e di fine di ogni giornata di acquisizione, è avvenuto ogni ora e 15 minuti allo scopo di campionare adeguatamente la curva di deriva strumentale. Per ogni stazione sono stati letti almeno 3 valori di gravità e ognuna di queste misure è della durata di 60 secondi; in alcuni casi, in particolare quando le misure sono state eseguite sul piano stradale di via Santa Eufemia e via Napoli, a causa di temporanei aumenti di rumore ambientale legati al traffico veicolare, il numero delle letture è stato aumentato a 6 o a 9 fino a quando la ripetibilità non è risultata soddisfacente. Contemporaneamente è stato svolto il rilievo topografico con il livello di precisione Wild Na2 corredato di micrometro a lamina piano-parallela e una stadia graduata su nastro Invar.

L'accuratezza del rilievo topografico è confermata dalla differenza di soli 0.3 mm tra la prima battuta topografica sul primo punto di osservazione e l'ultima battuta sullo stesso punto di misura.

4.2.4) Processing dei dati

Successivamente alla fase di acquisizione è indispensabile correggere i dati da tutti gli effetti temporali e spaziali non legati all'anomalia di interesse, giungendo, così, alle anomalie di Bouguer. Su ogni set di dati relativo a ogni singola giornata di acquisizione sono state eseguite prima la correzione di marea, tale da eliminare l'effetto di attrazione luni-solare sulle masse solide della Terra e sulla molla interna allo strumento, e poi la correzione di deriva strumentale (Figura 4.5).

Si grafica in un diagramma 'tempi-gravità' la curva di deriva relativa a ogni singola giornata lavorativa; la curva si ottiene riportando i valori di accelerazione gravitazionale alla stazione base in funzione dell'ora in cui sono stati osservati. Disegnata così la curva, si può procedere alla determinazione della correzione di deriva da applicare a tutte le stazioni in cui la misura è stata eseguita a una data differenza di tempo dalla stazione di riferimento.

Nell'ambito della prospezione in esame il ritorno alla stazione base è avvenuto con un intervallo di tempo di un'ora e 15 minuti.

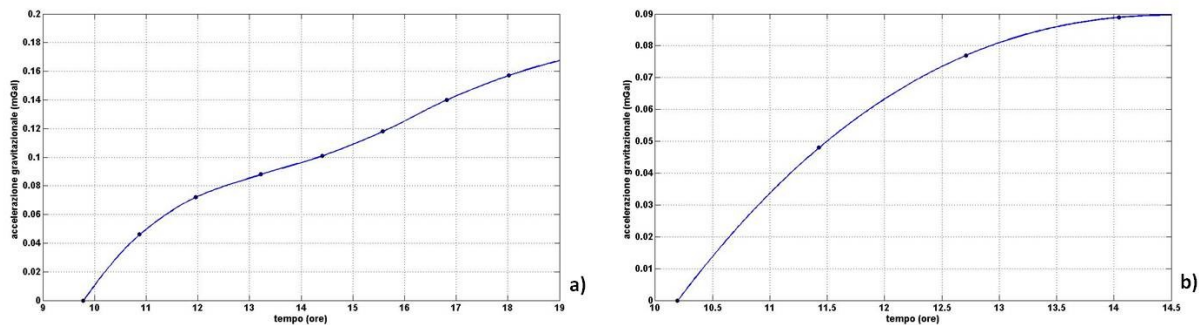


Figura 4.5 Curve di deriva relative ai due giorni di acquisizione: a) 10 Settembre 2009, b) 11 Settembre 2009. I pallini neri indicano i valori di accelerazione verticale di gravità per i diversi ritorni alla stazione base.

Il profilo dell'accelerazione verticale di gravità, corretto dagli effetti di marea e di deriva strumentale, è mostrato in figura 4.6. Presenta valori estremi nell'intervallo compreso tra $-260 \mu\text{Gal}$ e $+50 \mu\text{Gal}$; l'andamento risulta anticorrelato rispetto alla topografia (Figura 4.7) a causa dell'effetto in aria libera.

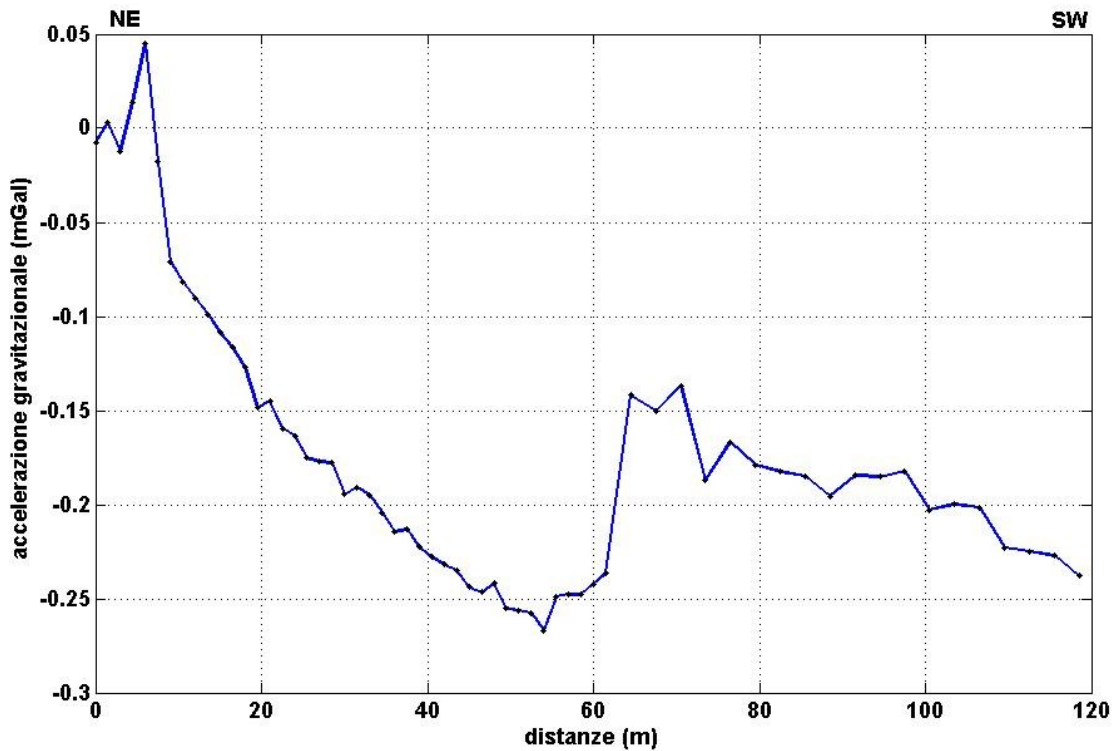


Figura 4.6. Profilo dell'accelerazione verticale di gravità corretta dagli effetti temporali di marea e di deriva strumentale. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

La topografia osservata in corrispondenza delle stazioni di misura presenta un dislivello massimo di 1.5 m rispetto a un livello zero arbitrario passante per la quota minima rilevata presso la stazione numero 5 (Figura 4.7). Non è stato necessario acquisire letture topografiche al di fuori della zona di interesse grazie alla morfologia sub-pianeggiante dell'area circostante.

Utilizzando, quindi, i valori di quota letti in corrispondenza di ogni stazione di misura è stato possibile eseguire prima la correzione in aria libera e poi quella di Bouguer completa (effetto di piastra + effetto topografico).

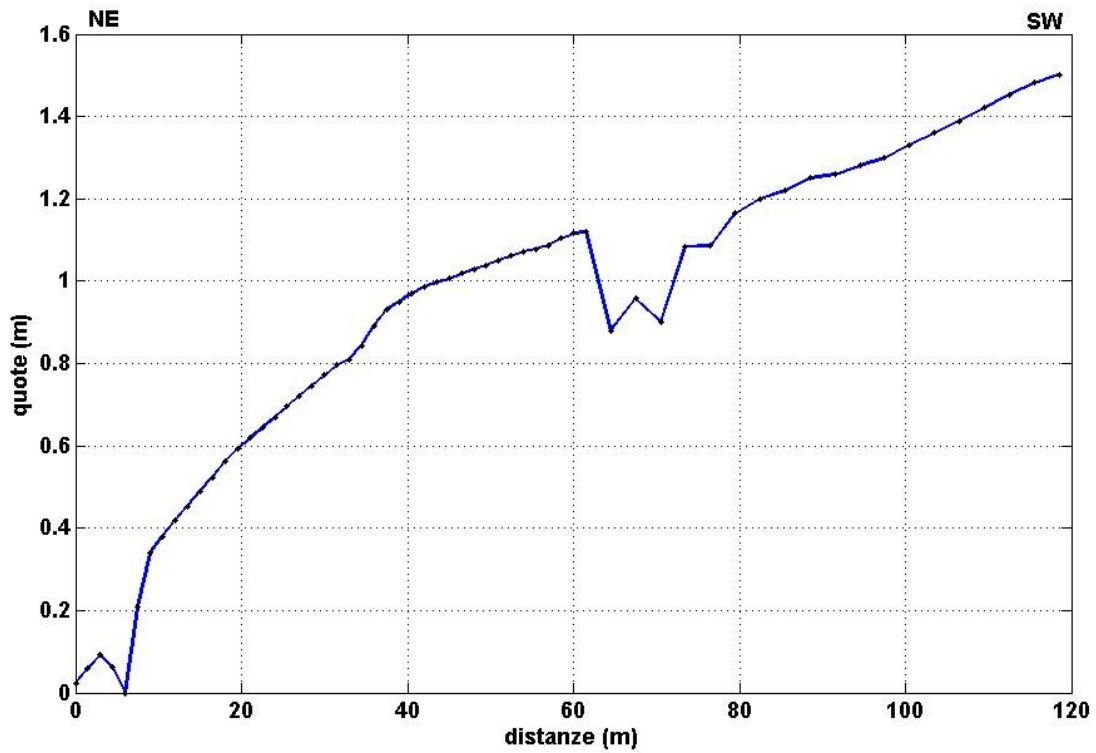


Figura 4.7. Andamento topografico lungo il profilo gravimetrico osservato. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

La correzione in aria libera, mostrata in figura 4.8, è stata sommata ai valori di gravità osservati per ottenere l'anomalia in aria libera (Figura 4.9).

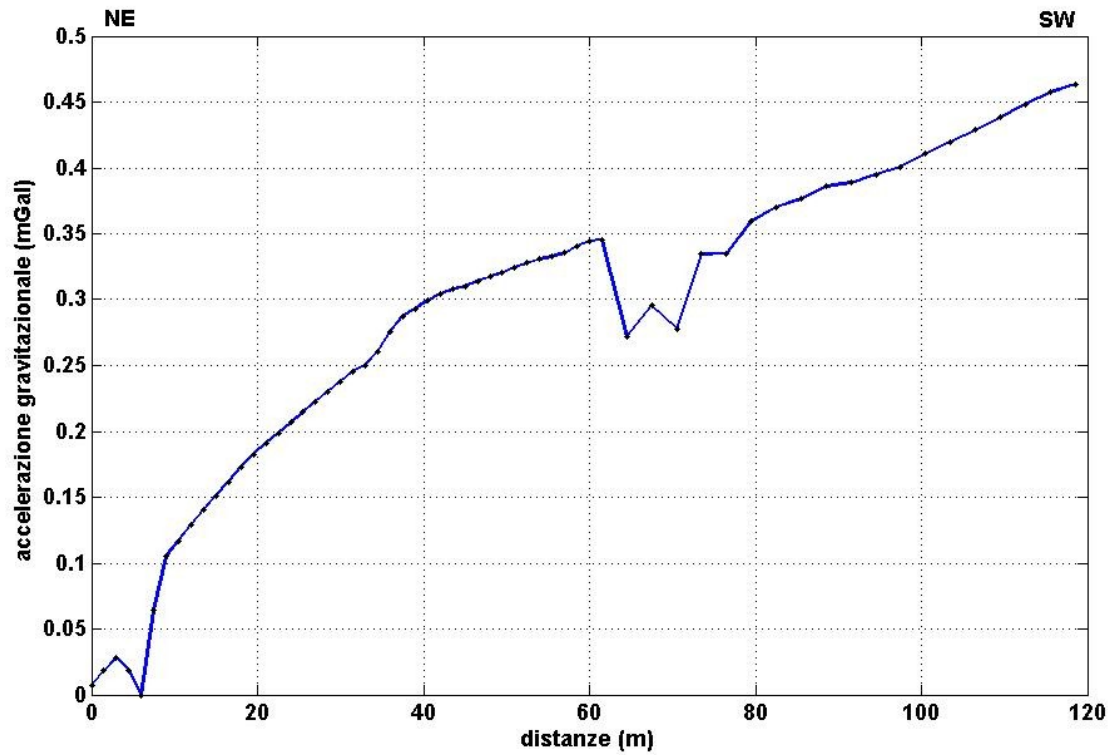


Figura 4.8. Correzione in aria libera. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

L'anomalia in aria libera ha un'ampiezza di circa 230 μGal ; si osserva che i valori di gravità più bassi sono in corrispondenza dei primi 60 m circa del profilo. Ciò può essere spiegato con la presenza della cavità proprio in corrispondenza del tratto iniziale del profilo investigato.

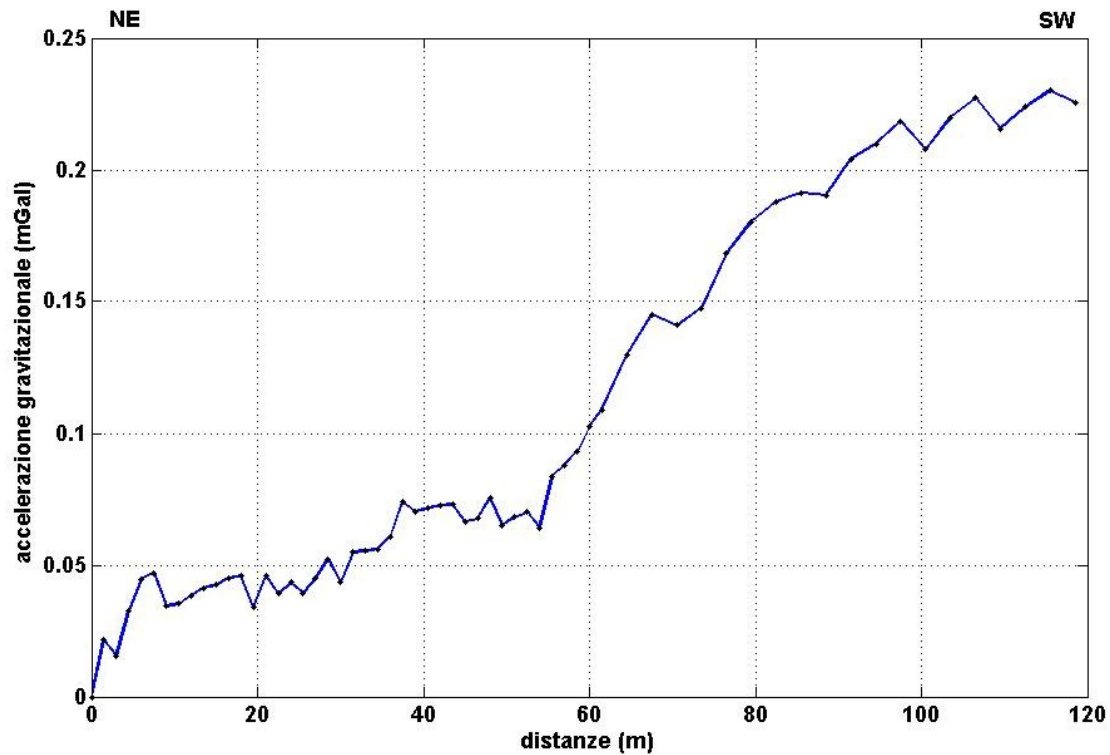


Figura 4.9. Anomalia in aria libera. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

La presenza dell'effetto gravimetrico delle masse interposte tra la superficie di riferimento passante per la quota 0 m della quinta stazione e le quote a cui sono stati osservati i dati non permette ancora di effettuare un'interpretazione del segnale. E' necessaria la correzione di Bouguer.

La correzione di Bouguer completa è stata calcolata con il metodo di Talwani (1959), che necessita di valori di densità quanto più rappresentativi dei litotipi presenti.

Nella scelta del giusto modello non solo è stata considerata la stratigrafia di un sondaggio presente nelle immediate vicinanze, ma ci si è giovati anche del metodo di Nettleton (1976), secondo cui il valore ottimale di densità è quello che minimizza la correlazione tra topografia e anomalia di Bouguer (paragrafo 1.6.7).

Quindi, sulla base della stratigrafia e del metodo di Nettleton, il modello più soddisfacente ha previsto per i primi 40 cm una densità di 2.35 g/cm^3 (materiale di riporto e pavimentazione) e per lo spessore restante una densità di 1.35 g/cm^3 (piroclastiti) (Figura 4.10).

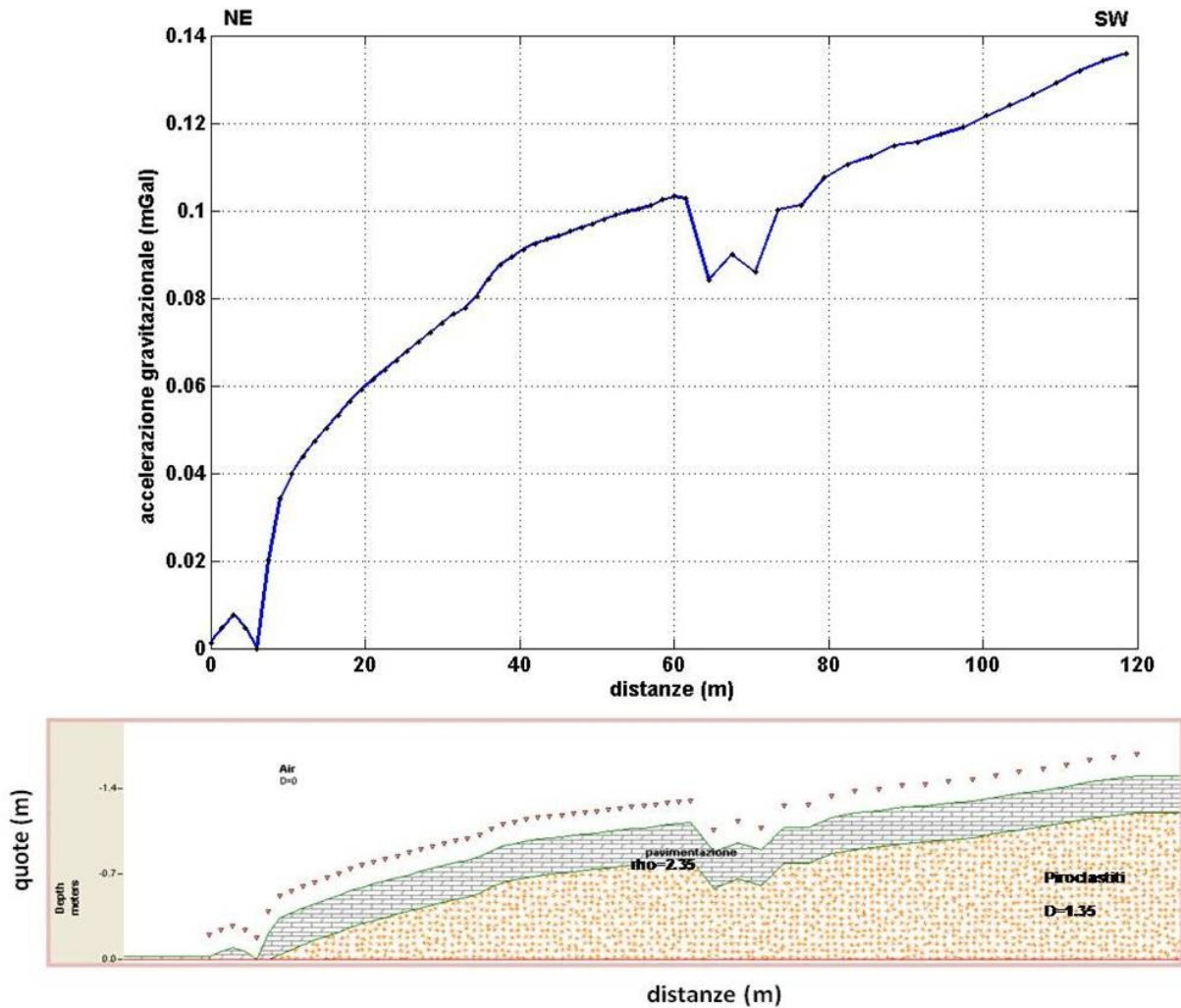


Figura 4.10. *Correzione di Bouguer completa. L'effetto gravimetrico di piastra e topografico è calcolato con il metodo di Talwani. Le densità attribuite ai due strati sono: 2.35 g/cm^3 per la pavimentazione e 1.35 g/cm^3 per i prodotti piroclastici. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.*

In figura 4.11 viene mostrato il profilo dell'anomalia di Bouguer ottenuto sottraendo all'anomalia in aria libera l'effetto gravimetrico delle masse interposte.

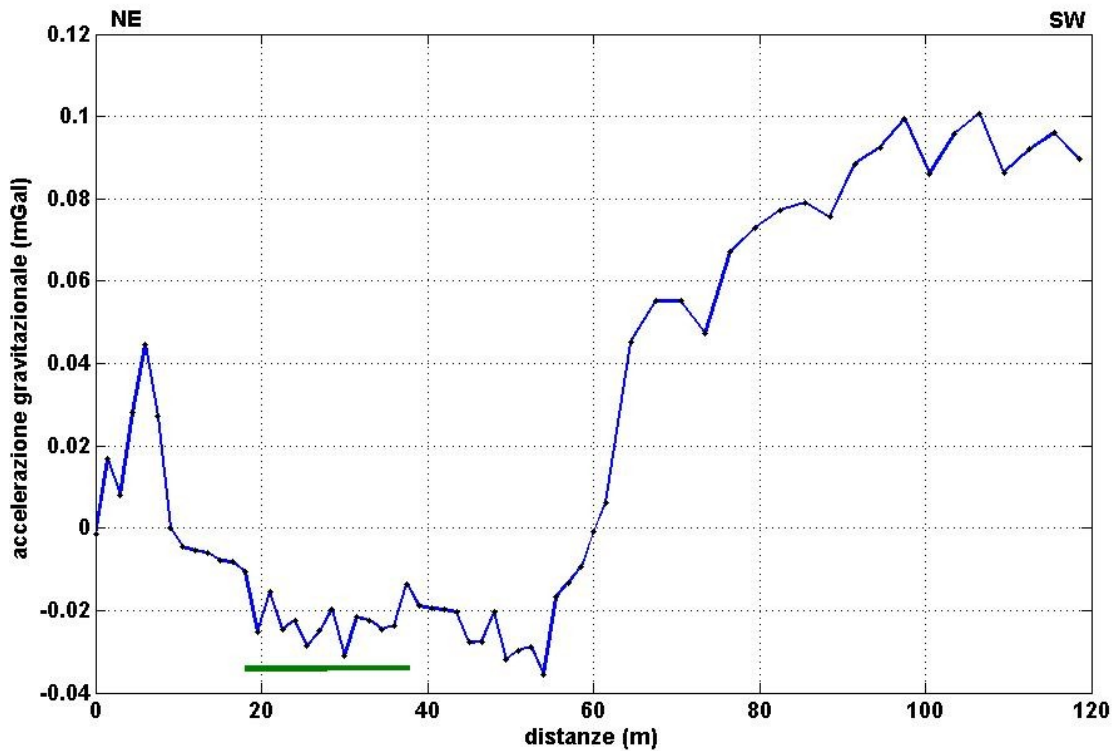


Figura 4.11. Anomalia di Bouguer. La barra verde indica la posizione della cavità; i pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

L'anomalia di Bouguer mostra un minimo di circa $80 \mu\text{Gal}$ in corrispondenza di $10 \text{ m} < x < 60 \text{ m}$. Tuttavia, come indicato in figura dalla barra verde, la cavità si colloca in corrispondenza di $18 \text{ m} < x < 36 \text{ m}$; la prosecuzione del minimo fino a $x = 60 \text{ m}$ al momento può essere spiegato con l'effetto gravimetrico dei palazzi non ancora rimosso.

Il principale disturbo topografico è, infatti, rappresentato dalla presenza molto ravvicinata di edifici in muratura e di due cantine nella parte iniziale e finale del profilo.

I manufatti sono stati modellizzati in ambiente Matlab (Figura 4.12) nelle loro principali strutture murarie con 137 prismi (Figura 4.13)

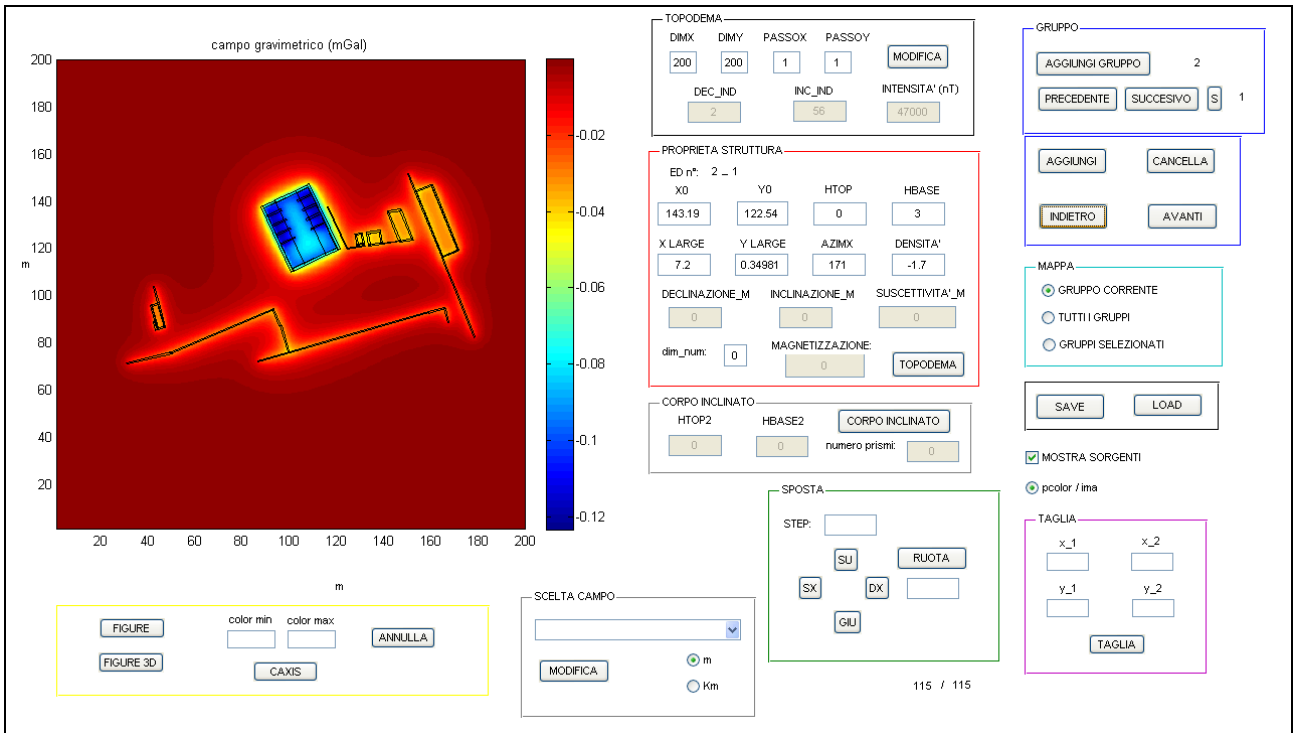


Figura 4.12. Software utilizzato in ambiente Matlab per il calcolo del campo gravimetrico generato dai manufatti visibile in figura 4.13

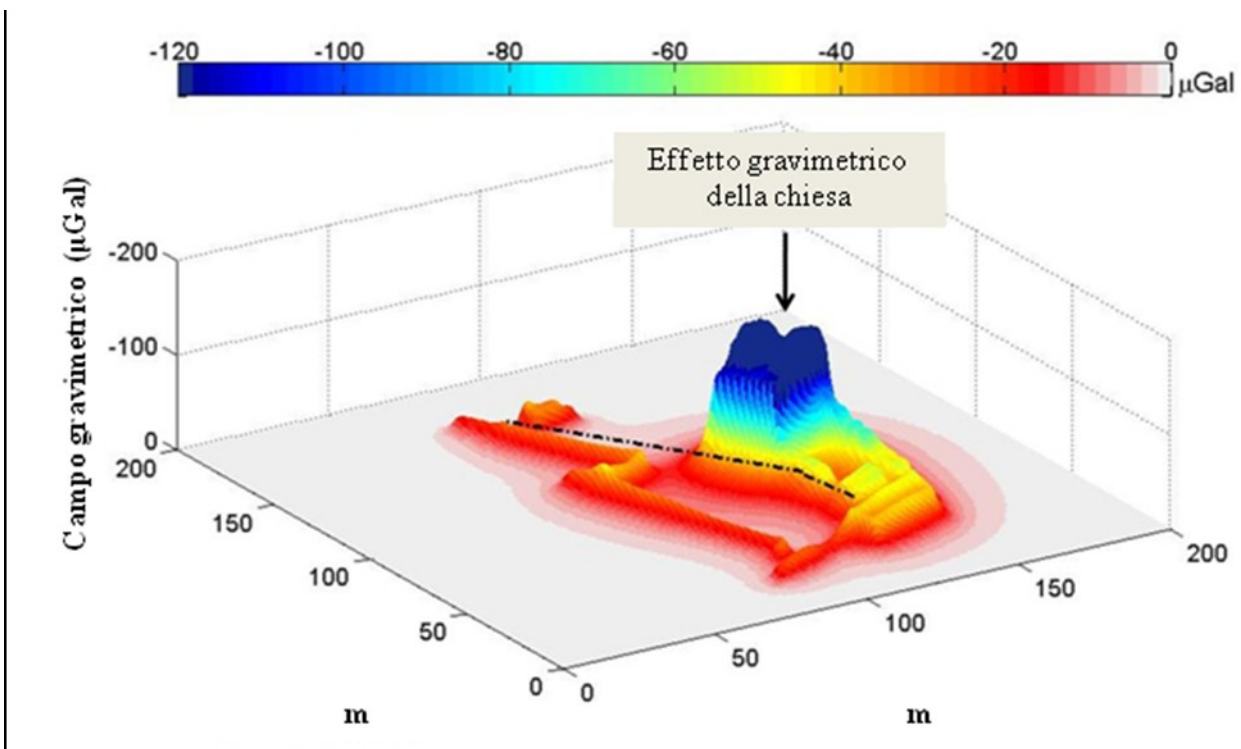


Figura 4.13. Campo gravimetrico generato dai palazzi e dalle cantine. I manufatti sono stati modellizzati attraverso 137 prismi; il valore di densità scelto è di 1.7 g/cm^3 . La linea nera indica la posizione del profilo di misura.

Trattandosi di muri in tufo grigio campano, il valore di densità scelto è stato di 1.7 g/cm^3 . Lo spessore delle mura perimetrali è stato misurato sul posto ed è risultato di circa 60 cm per tutti gli edifici tranne che per la chiesa, per la quale è stato misurato uno spessore di 1 m. Data la mole e la vicinanza al profilo misurato, la chiesa è stata modellizzata con maggiore cura, considerando anche le pareti e i pilastri interni.

In figura 4.13 è riportato il profilo degli effetti gravimetrici generati dai palazzi e dalle cantine in corrispondenza delle stazioni di misura.

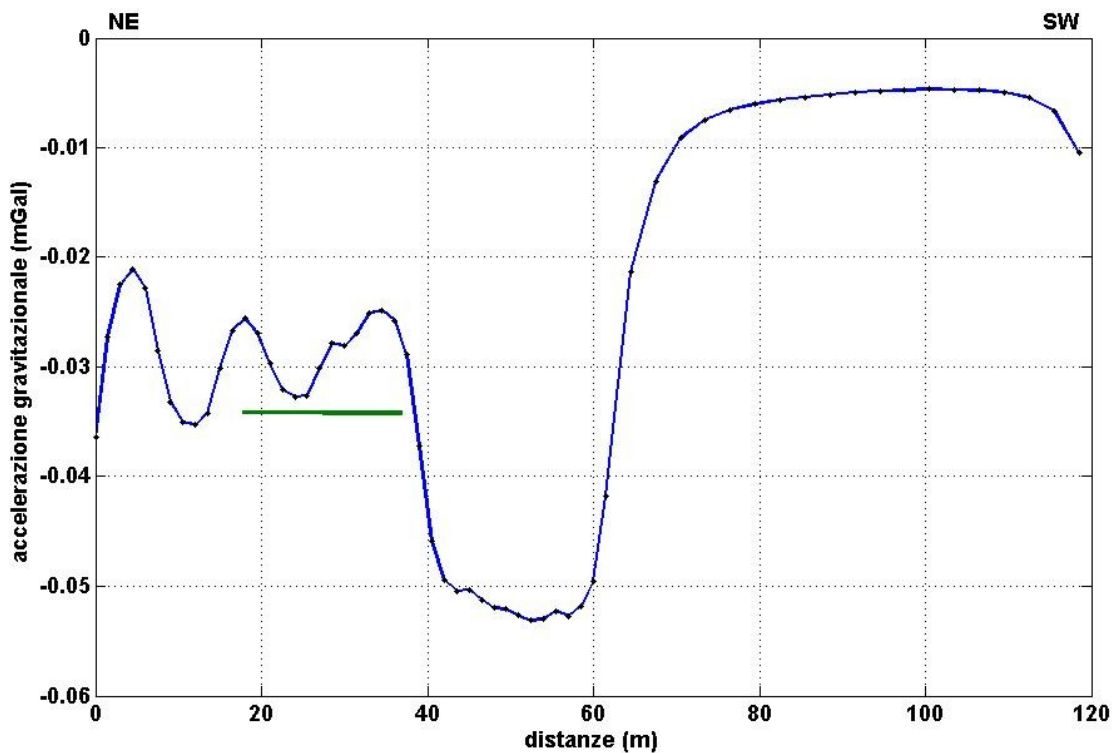


Figura 4.14. Effetto gravimetrico dei palazzi e delle cantine lungo il profilo di misura. La barra verde indica la posizione della cavità; i pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

E' evidente il forte effetto della chiesa (tra circa 36 e 65 metri) con ampiezza di oltre $-50 \mu\text{Gal}$. Effetti minori, dell'ordine di $15\text{-}20 \mu\text{Gal}$, sono prodotti da tutti gli altri palazzi e dalle due cantine. Quindi, sottraendo all'anomalia di figura 4.11 l'effetto gravimetrico dei palazzi si ottiene l'anomalia di Bouguer completa (Figura 4.15).

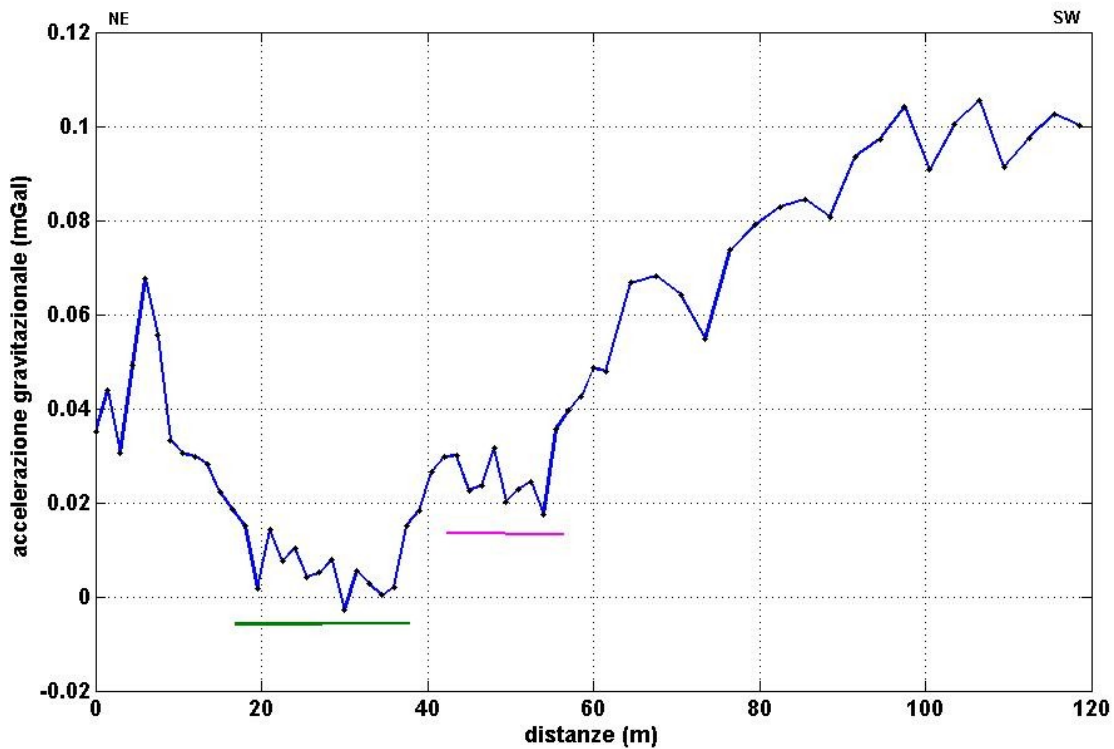


Figura 4.15. Anomalia di Bouguer finale. La barra verde indica la posizione della cavità, la barra rosa è in corrispondenza di un probabile vuoto non noto; i pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

La certezza che la scelta delle densità sia soddisfacente e che le correzioni siano state efficaci, in particolare la correzione relativa all'effetto gravimetrico dei palazzi, viene confermata dalla forte somiglianza tra l'anomalia di Bouguer finale e l'andamento dell'anomalia sintetica (Figura 4.17). Quest'ultima è stata calcolata modellizzando la cavità con 67 prismi aventi un contrasto di densità di -1.7 g/cm^3 (Figura 4.16).

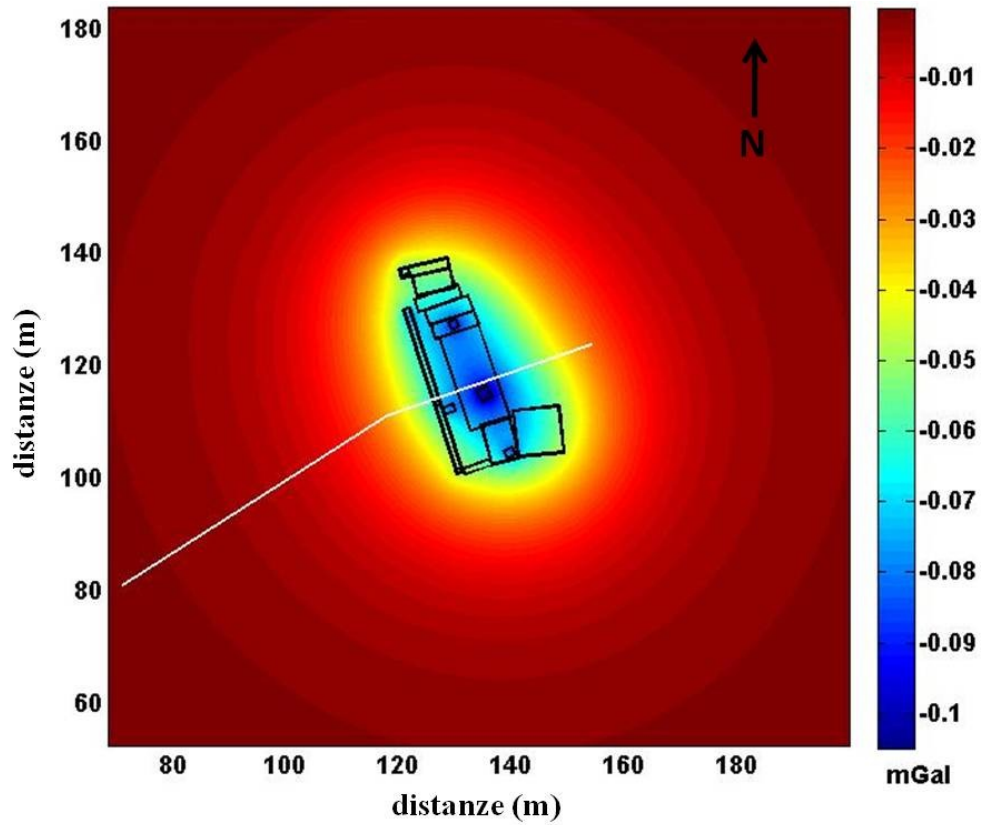


Figura 4.16. Campo gravimetrico generato da un modello sintetico della cavità. La sorgente d'anomalia è stata riprodotta attraverso 16 corpi prismatici. Il profilo microgravimetrico acquisito è segnato in bianco.

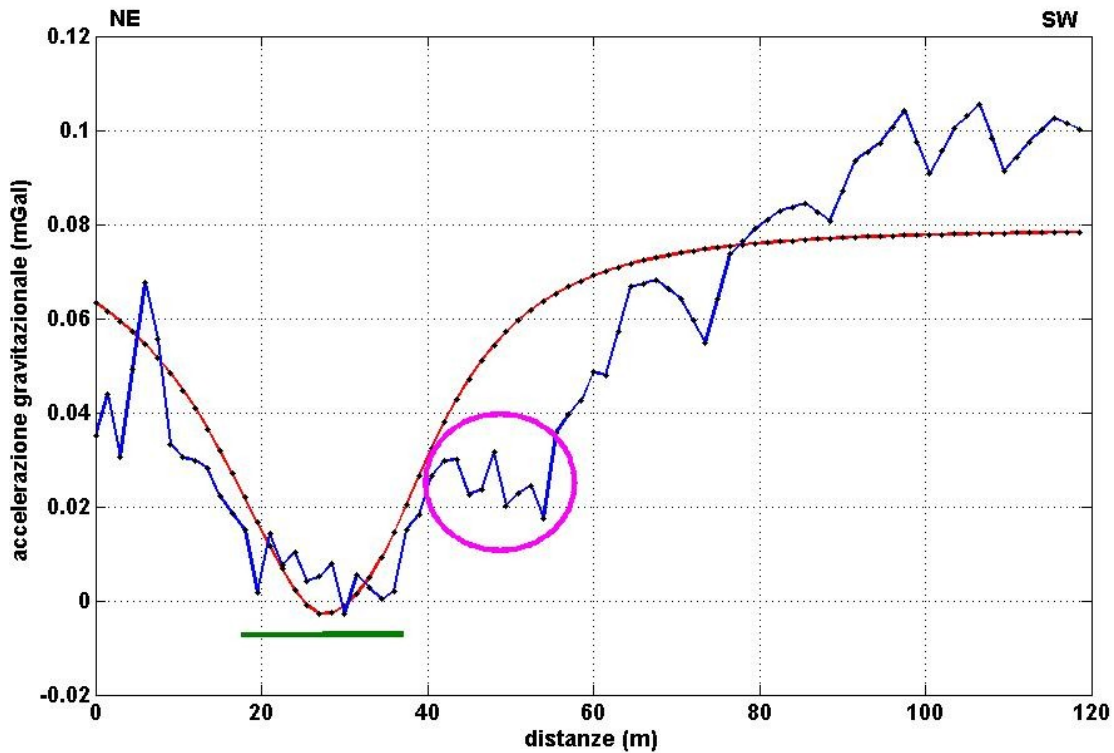


Figura 4.17. Confronto tra anomalia di Bouguer, in blu, ed anomalia sintetica, in rosso. Evidente è il noise ad alta frequenza lungo il profilo dell'anomalia di Bouguer. La barra verde indica la posizione della cavità; il cerchio rosa mette in risalto un ulteriore minimo gravimetrico probabilmente ascrivibile a una cavità non nota.

Possiamo notare che: i) la zona di minimo più intenso, di circa $60 \mu\text{Gal}$, coincide perfettamente con la posizione della cavità (tra $x=18 \text{ m}$ e $x=36 \text{ m}$); ii) a NW dell'anomalia principale, tra $x=42 \text{ m}$ e $x=55 \text{ m}$, in corrispondenza della chiesa, è presente un'altra zona di minimo gravimetrico. E' possibile che tale minimo sia relativo a una variazione di densità nel sottosuolo oppure alla presenza di un'ulteriore cavità non nota. Ovviamente, con un solo profilo di osservazione non è possibile svolgere alcuna analisi quantitativa di questo segnale, in quanto non è chiaro il rapporto spaziale tra il profilo stesso e l'anomalia.

Nel caso in esame l'incertezza, calcolata secondo Debeglia & Dupont (2002) (paragrafo 4.1) è pari a $8 \mu\text{Gal}$, valore notevolmente inferiore alle ampiezze delle anomalie generate dalle sorgenti nel sottosuolo.

4.2.5) Filtraggio localizzato mediante DWT

Come visibile in figura 4.17 l'anomalia di Bouguer finale presenta delle oscillazioni ad alta frequenza associabili a eterogeneità geologiche superficiali e/o a errori nelle procedure di misura e processing dei dati. Prima di interpretare il segnale è necessario eliminare questo disturbo, particolarmente intenso proprio nell'area del minimo legato alla cavità.

Ciò può essere facilmente eseguito con un filtraggio passa-bassa nel dominio di Fourier (Oppenheim & Schaffer, 1975). Un filtraggio di questo tipo, che agisce in ugual modo su tutto il profilo (denoising di tipo globale), nel nostro caso non appare come la migliore soluzione, in quanto altera e riduce i gradienti lungo tutto il profilo. Una successiva interpretazione restituirebbe stime di profondità superiori a quelle reali e quindi errate.

Per ovviare a questo problema abbiamo scelto di eseguire il filtraggio dell'anomalia nel dominio di wavelet con un filtro localizzato (Fedi & Quarta, 1998) (paragrafo 3.1.5). In questo modo determiniamo localmente le componenti da rimuovere, nel nostro caso in corrispondenza del minimo relativo alla cavità, dove è presente rumore ad alta frequenza con un'ampiezza pari a 10 μGal .

Il filtro è stato applicato nella finestra spaziale $15 \text{ m} < x < 40 \text{ m}$; l'ondina madre utilizzata è "Interpolating". Il primo passo è stato l'analisi a multirisoluzione con cui il segnale è stato separato in componenti a differente scala; il denoising locale è stato, poi, applicato selezionando le componenti da rimuovere. Nel caso in esame il filtraggio è avvenuto selezionando ed eliminando in corrispondenza di $8 \text{ m} < x < 37 \text{ m}$ le scale -6, -5 e -4 (Figura 4.18).

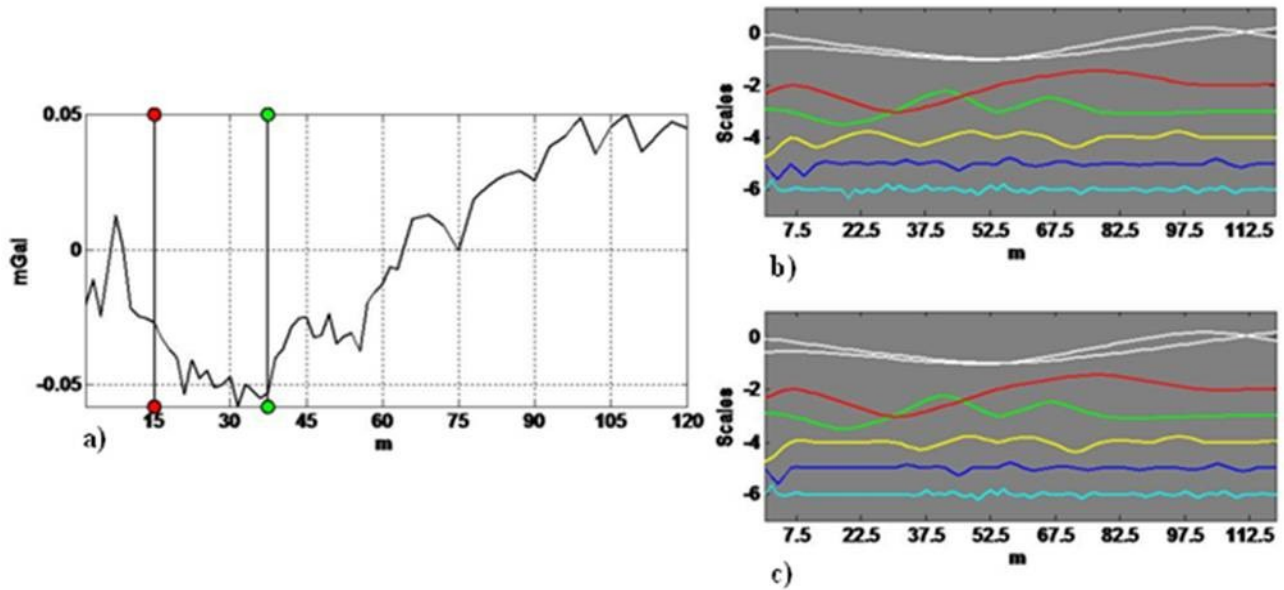


Figura 4.18. Filtraggio localizzato. a) segnale originario e finestra selezionata per il filtraggio; b) analisi a multirisoluzione del segnale e c) del segnale filtrato (nella finestra selezionata i coefficienti relativi alle tre scale più piccole sono nulli).

In figura 4.19 è mostrato il risultato del filtraggio localizzato.

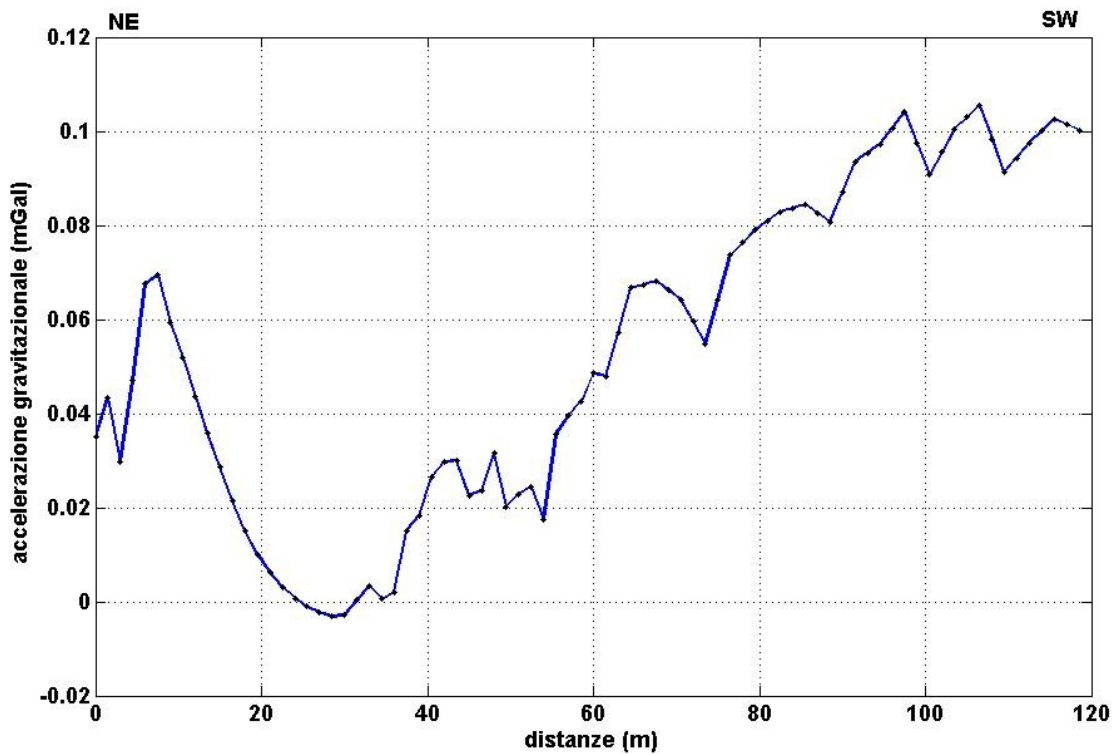


Figura 4.19. Anomalia di Bouguer filtrata localmente in corrispondenza della cavità.

Nel confronto con il segnale originario e l'anomalia sintetica, l'anomalia filtrata mostra una migliore somiglianza in corrispondenza del minimo gravimetrico relativo alla cavità (Figura 4.20).

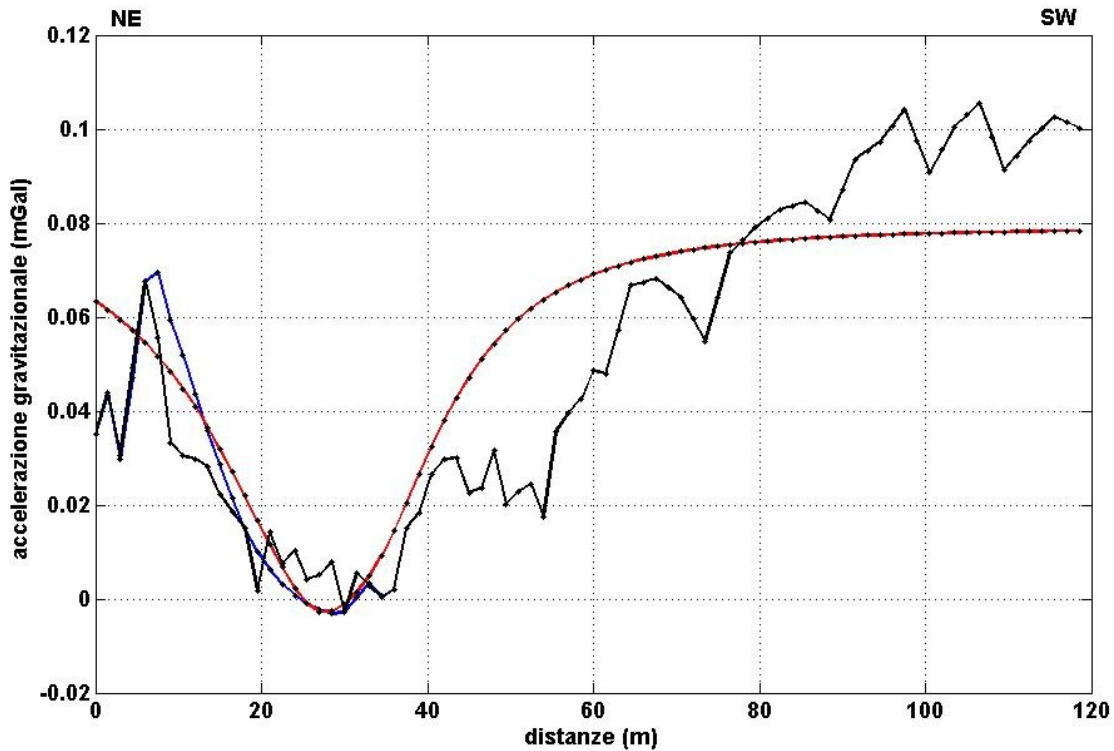


Figura 4.20. Confronto tra l'anomalia di Bouguer non filtrata (in nero), filtrata localmente (in blu) e l'anomalia sintetica (in rosso).

In figura 4.21 mostriamo, invece, il confronto tra il segnale originario, il segnale filtrato con DWT e il segnale filtrato nel dominio di Fourier con una lunghezza d'onda di taglio $\lambda = 30$ m.

Come atteso, le anomalie osservata e filtrata localmente sono differenti solo nella porzione del segnale non interessata dal filtraggio; di contro l'anomalia filtrata globalmente è differente lungo l'intero segnale, caratterizzata da un forte lisciamiento dell'anomalia.

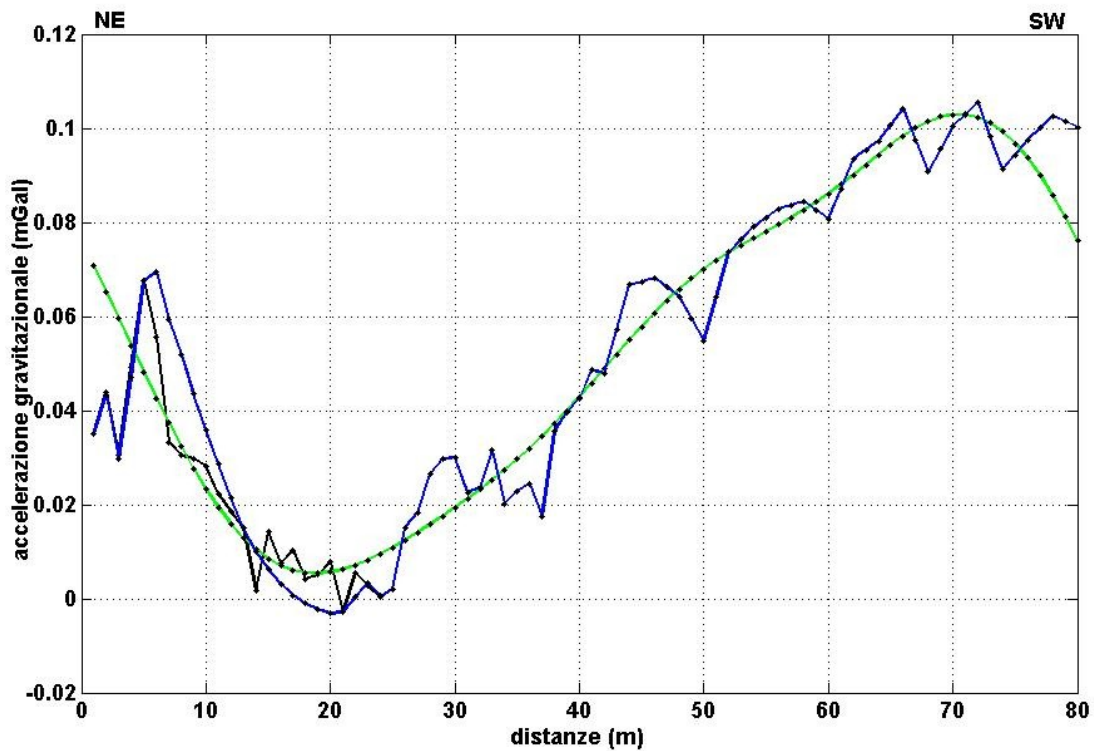


Figura 4.21. Confronto tra l'anomalia di Bouguer non filtrata (in nero), filtrata localmente (in blu) e filtrata globalmente (in verde).

4.2.6) Interpretazione delle anomalie di Bouguer

Al segnale residuo e filtrato sono state applicate tecniche di analisi e interpretazione dei dati basate sullo studio multiscala del campo gravitazionale (Fedi & Florio, 2006; Florio & Fedi, 2006; Fedi, 2007; Fedi et al., 2009) (paragrafo 3.2). Queste tecniche studiano sezioni verticali del campo, generate mediante continuazione verso l'alto dei dati, e forniscono informazioni sulla posizione e il tipo di sorgente di anomalia mediante lo studio del campo a più quote lungo particolari strutture del campo, i ridges.

Analisi Multiridge e Deconvoluzione di Eulero

L'analisi multiridge dei campi di potenziale studia l'andamento dei ridges per giungere a informazioni circa posizione e forma delle sorgenti di anomalia.

E' possibile definire tre tipi di ridges (Fedi et al., 2009): i) ridges del I tipo: luogo dei punti nel quale si annulla la derivata orizzontale prima del campo; ii) ridges del II tipo: luogo dei punti nel quali si annulla la derivata verticale prima del campo; iii) ridges del III tipo: luogo dei punti nel quale si annulla il campo di potenziale.

Per ottenere stime di profondità e indice strutturale della cavità investigata abbiamo applicato la deconvoluzione di Eulero ai valori del campo lungo i ridges del I tipo. Questa analisi, come tutti i metodi multiscala, analizzando il campo continuato verso l'alto, è abbastanza stabile rispetto al noise ed è possibile recuperare la risoluzione, persa con la distanza di continuazione, differenziando verticalmente il campo. Nel nostro caso abbiamo usato la derivata prima del campo filtrato localmente. Le quote ottimali sono scelte sulla base dell'analisi della sezione verticale. In questo caso alle basse quote (da 0 a 5 metri) si sviluppano molti ridges legati al noise, che si attenuano rapidamente con la quota. Dai 5 metri in poi, infatti, il campo presenta dei ridges regolari e rettilinei adatti all'interpretazione. Le quote scelte sono, quindi, comprese tra 5 e 15 m. In figura 4.22 si riporta la sezione analizzata e il ridge scelto per interpretare l'anomalia relativa alla cavità.

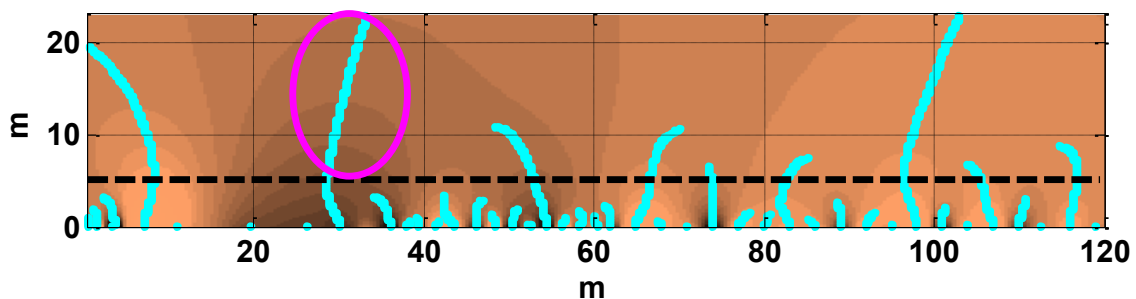


Figura 4.22. Sezione verticale della derivata prima del campo. Il ridge del primo tipo (celeste cerchiato in rosa) generato dal minimo della cavità è ben sviluppato e rettilineo al di sopra dei 5 metri di quota.

Lungo il ridge selezionato è stata applicata la deconvoluzione di Eulero per fornire una stima simultanea dell'indice strutturale e della profondità della sorgente (Florio & Fedi, 2006; Fedi et al., 2009). L'analisi avviene spostando lungo il ridge una finestra di dimensioni variabili e calcolando la media delle stime di z_0 e N (indice strutturale). In figura 4.23 si riportano i risultati ottenuti per il valore di profondità z_0 e l'indice strutturale N . Si vede come le stime siano piuttosto stabili, indipendentemente dalla grandezza della finestra adottata.

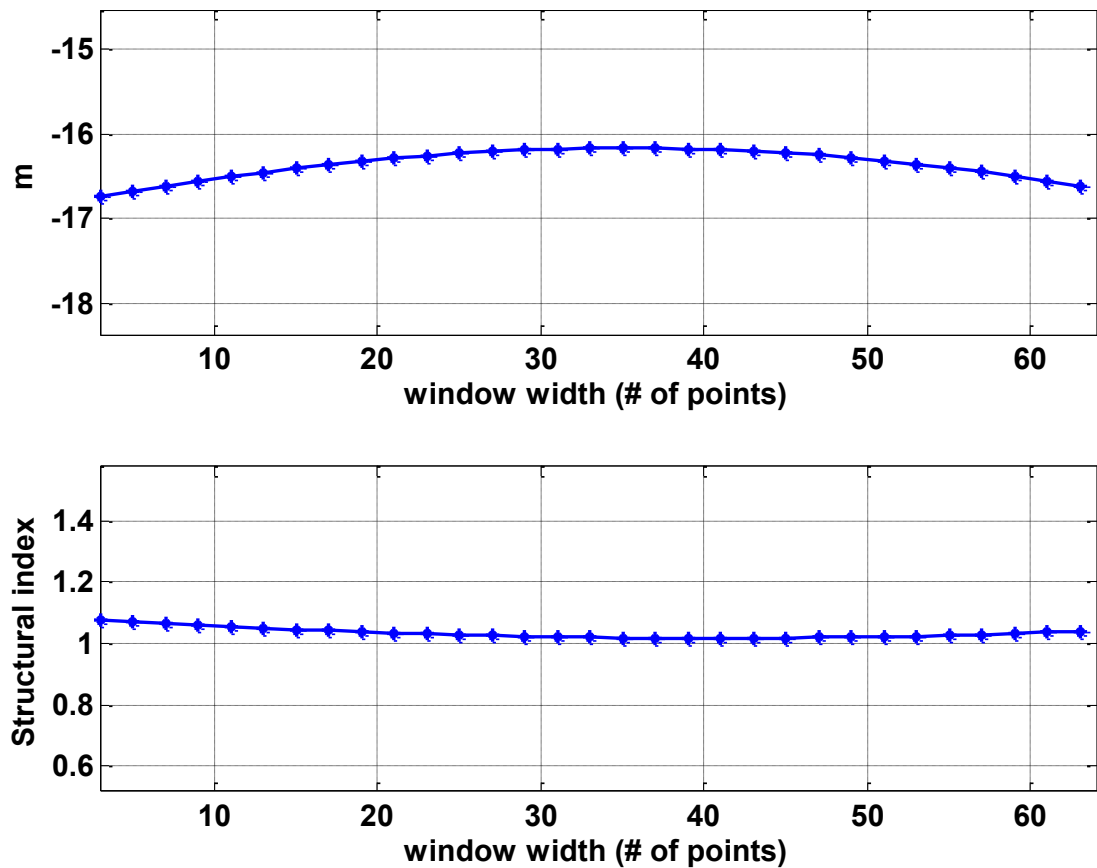


Figura 4.23. Risultati ottenuti per il valore di profondità z_0 e indice strutturale N . Si vede come le stime siano piuttosto stabili, indipendentemente dalla grandezza della finestra adottata.

In figura 4.24 è presentato il grafico delle 25 soluzioni ottenute, a cui è associato il minor errore. Esse si concentrano intorno al valore medio di indice strutturale prossimo a quello teorico di un cilindro orizzontale, ovvero 1, e, coerentemente con questo valore di N , alla profondità di 16.7 m, prossima a quella reale di circa 16 m del centro della cavità.

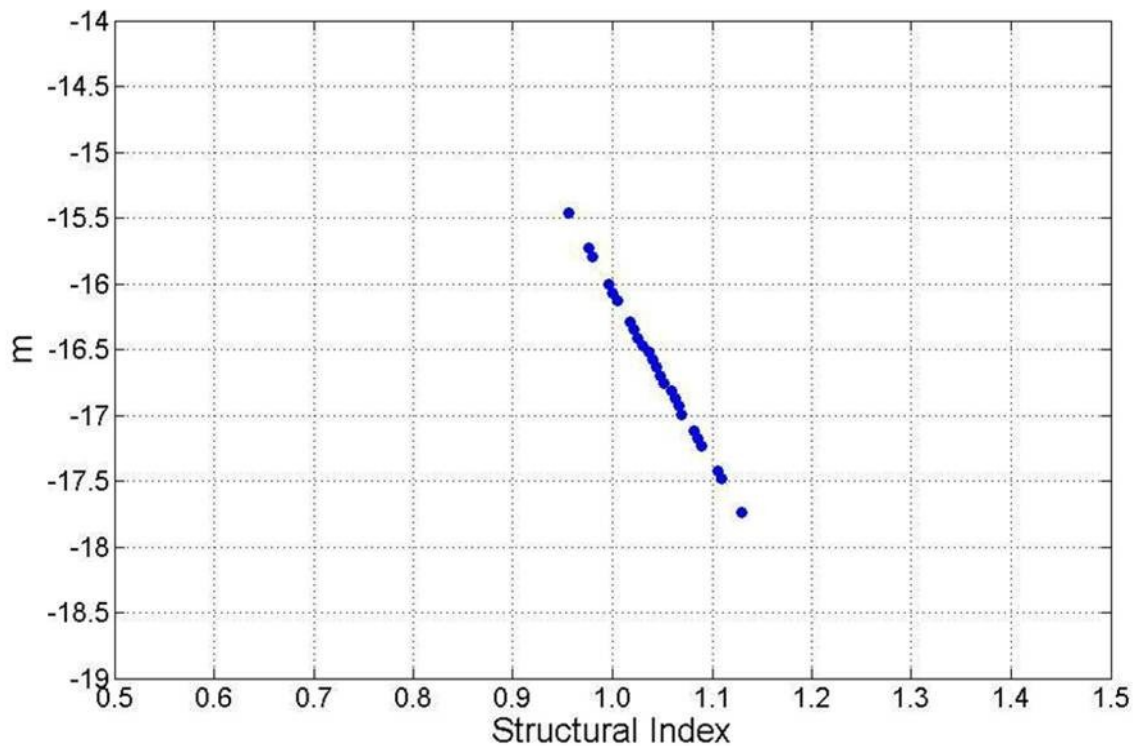


Figura 4.24. 25 migliori soluzioni ottenute: si concentrano intorno al valore medio di indice strutturale prossimo a quello teorico di un cilindro orizzontale, ovvero 1, e, coerentemente con questo valore di N , alla profondità di 16.7 metri, prossima a quella reale del centro della cavità.

Metodo DEXP (Depth from EXtreme Points)

Il metodo DEXP (Fedi, 2007) fornisce una stima della profondità delle sorgenti, densità e indice strutturale, studiando la posizione dei punti estremi di un campo opportunamente scalato (paragrafo 3.2).

Nel caso di Cardito abbiamo determinato il valore dell'indice strutturale studiando la "scaling function" lungo un ridge della derivata prima verticale del campo. Come evidente in figura 4.25 il valore dell'intercetta è -2, da cui segue un indice strutturale pari a 1 dato che si sta considerando la derivata prima del campo (Fedi, 2007). L'indice strutturale uguale a 1, a conferma di quanto stimato con la deconvoluzione di Eulero, è il valore che caratterizza una sorgente cilindrica orizzontale.

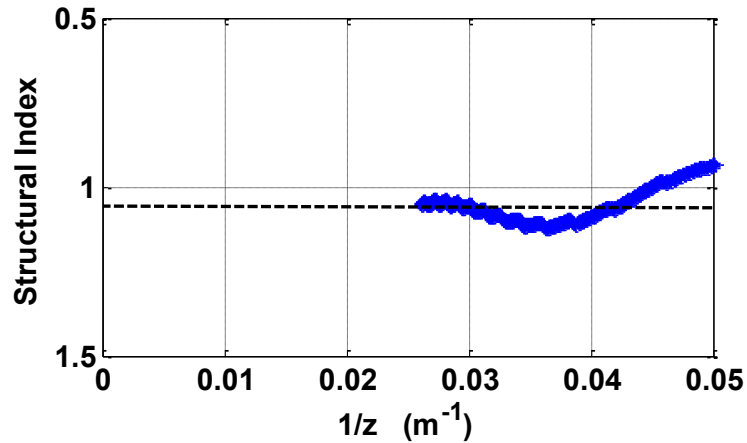


Figura 4.25. Il valore dell'intercetta, già diminuito di 1 (ordine di derivazione del campo), indica come modello di sorgente un cilindro orizzontale.

L'anomalia originale è stata continuata verso l'alto a diverse quote, così da ottenere una sezione verticale del campo (Figura 4.26 a). Il campo è stato, quindi, scalato utilizzando l'indice strutturale uguale a 1.

Come si vede dalla figura 4.26 b, il campo scalato è dominato dalle basse frequenze (presenza di un campo regionale di fondo), che impediscono una stima corretta della profondità. Per attenuare tali effetti a lungo periodo e migliorare la stima della profondità è necessario derivare il campo.

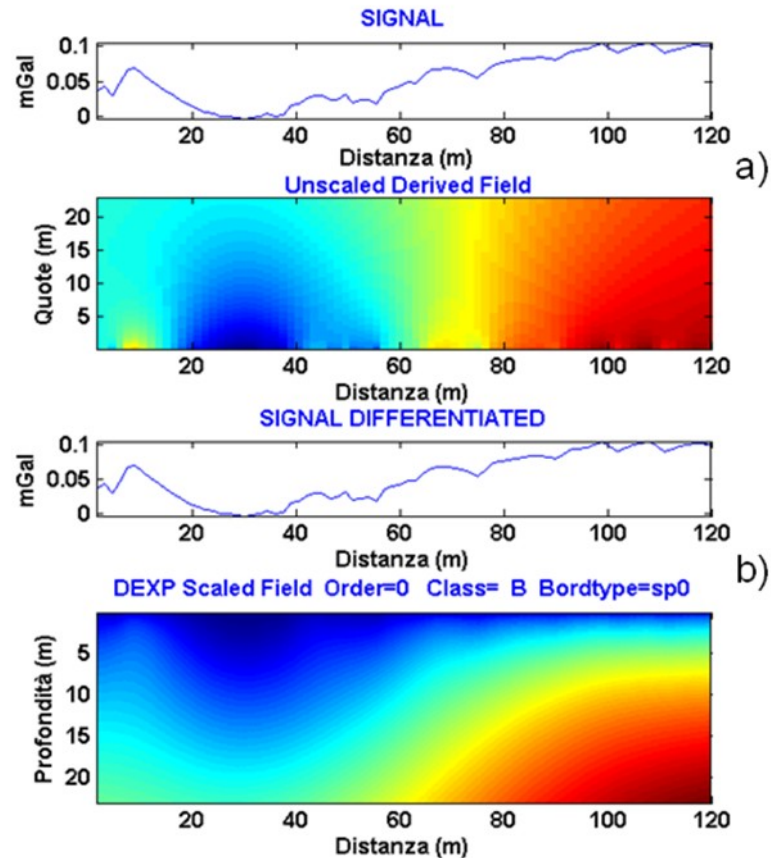


Figura 4.26. Metodo DEXP applicato al profilo filtrato localmente; a) segnale originario e sezione verticale del campo; b) segnale derivato e campo scalato.

Calcolata la derivata prima del campo è stata costruita la relativa sezione verticale mediante continuazione verso l'alto (Figura 4.27 a), scalata considerando l'indice strutturale ancora uguale a 1 (Figura 4.27 b).

L'analisi della derivata prima attenua sufficientemente il trend a lungo periodo, enucleando un profondo minimo con valore estremo a $x = 33$ m e a $z = 16$ m (puntino bianco). Tale valore è in ottimo accordo con la reale posizione del punto medio della cavità indagata.

In corrispondenza di $x = 55$ m si nota la presenza di un ulteriore minimo più superficiale relativo al probabile vuoto presente in corrispondenza della chiesa.

La forte interferenza tra i due minimi, tuttavia, non permette di ottenere una stima di profondità dell'anomalia a minor ampiezza. Inoltre, per interpretare appropriatamente tale anomalia è necessario disporre di ulteriori dati, in quanto non è chiara la relazione spaziale tra il profilo che stiamo studiando e la stessa anomalia.

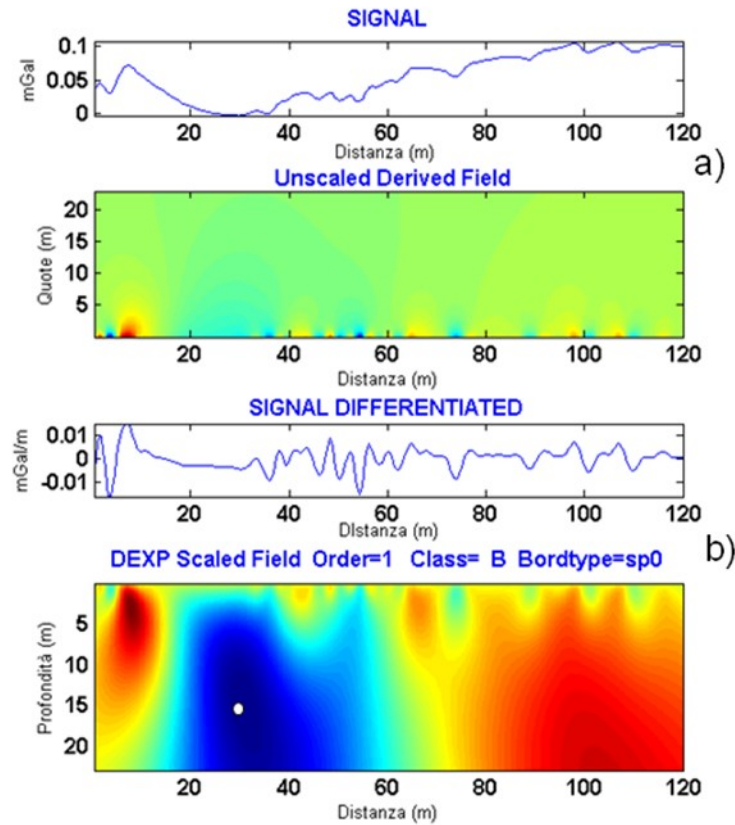


Figura 4.27. Metodo DEXP applicato alla derivata prima del campo gravimetrico; a) segnale originario e sezione verticale del campo; b) segnale derivato e campo scalato.

L'analisi della derivata seconda del campo (Figura 4.28) conferma gli ottimi risultati ottenuti. Con la derivata seconda la cavità è vista ancora sostanzialmente alla stessa profondità di circa 16 m. La sostanziale invarianza della posizione della sorgente rispetto all'ordine di derivazione è indicativo del fatto che l'indice strutturale usato è corretto.

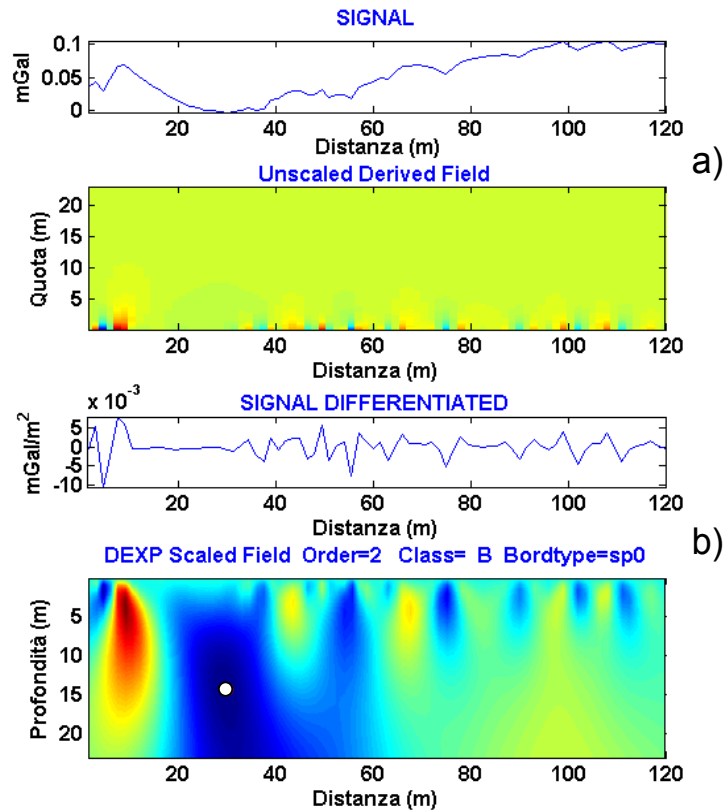


Figura 4.27. Metodo DEXP applicato alla derivata seconda del campo gravimetrico; a) segnale originario e sezione verticale del campo; b) segnale derivato e campo scalato.

Analizzando, invece, il segnale filtrato globalmente (Figura 4.29), si nota che la stima di profondità ottenuta con il metodo DEXP è fortemente in contrasto con la reale posizione della cavità. Infatti, il centro non è stimato a 16 m di profondità, ma a 25 m.

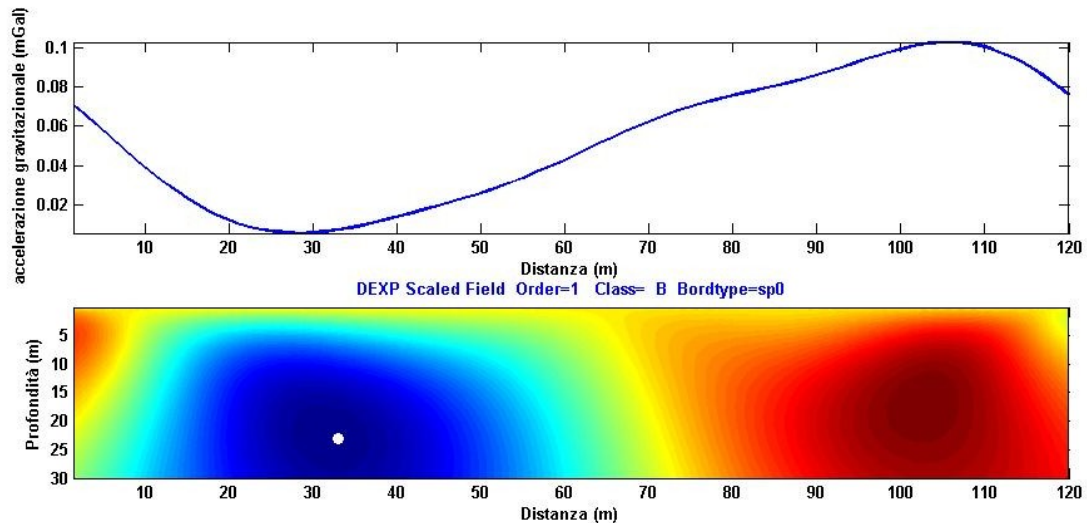


Figure 4.29. Analisi DEXP per la derivata prima del campo filtrato con trasformata di Fourier. In alto il segnale filtrato, in basso il campo scalato. Il pallino bianco indica la profondità del centro della cavità, che risulta fortemente sovrastimata ($z = 25$ m).

4.2.7) Cardito: descrizione dell'indagine estesa arealmente

L'individuazione del minimo gravimetrico in corrispondenza della chiesa ($x = 50$ m) ci ha spinto ad ampliare l'indagine microgravimetrica nel territorio di Cardito.

La necessità di eseguire un'acquisizione su un'area che include il profilo precedentemente analizzato è dipesa dalla non chiara relazione spaziale tra il profilo precedentemente descritto e l'anomalia correlata alla chiesa. Successivamente abbiamo anche deciso di estendere la prospezione lateralmente a tale minimo, ricoprendo la cavità nella sua interezza.

Nel mese di Maggio 2010 è stata, quindi, progettata e realizzata una campagna di acquisizione, estesa realmente intorno all'area già esplorata col precedente profilo. L'esplorazione ha interessato tre aree facilmente distinguibili: l'interno della chiesa, il cortile adiacente e i giardini retrostanti (Figura 4.30).

In queste aree sono state occupate 90 stazioni gravimetriche mediante l'autogravimetro Scintrex CG5. Più dettagliatamente, all'interno della chiesa sono stati osservati 21 valori di gravità distribuiti lungo la navata centrale, l'abside e le cappelle laterali, all'interno del cortile sono state occupate 16 stazioni gravimetriche e all'interno dei giardini le restanti 53.

Il passo di campionamento è stato di 4 m in entrambe le direzioni spaziali, benché non sia stato possibile mantenere lo stesso passo ovunque a causa della presenza di ostacoli architettonici e morfologici concentrati soprattutto nella chiesa e nei giardini.

Il ritorno alla stazione base è avvenuto ogni ora e 15 minuti allo scopo di campionare adeguatamente la curva di deriva strumentale. Per ogni stazione sono stati letti almeno 3 valori di

gravità e ognuna di queste misure è della durata di 60 secondi; in alcuni casi, a causa di temporanei aumenti di rumore legati alle attività antropiche (traffico veicolare e pedonale), il numero delle letture è stato aumentato a 6 o a 9 fino a quando la ripetibilità non è risultata soddisfacente. Contemporaneamente è stato svolto il rilievo topografico con il livello di precisione Wild Na2 corredato di micrometro a lamina piano-parallela e una stadia graduata su nastro Invar.

L'accuratezza del rilievo topografico è confermata da un errore di chiusura di soli 0.3 mm tra la prima battuta topografica, sul primo punto di osservazione, e l'ultima battuta sullo stesso punto di misura.

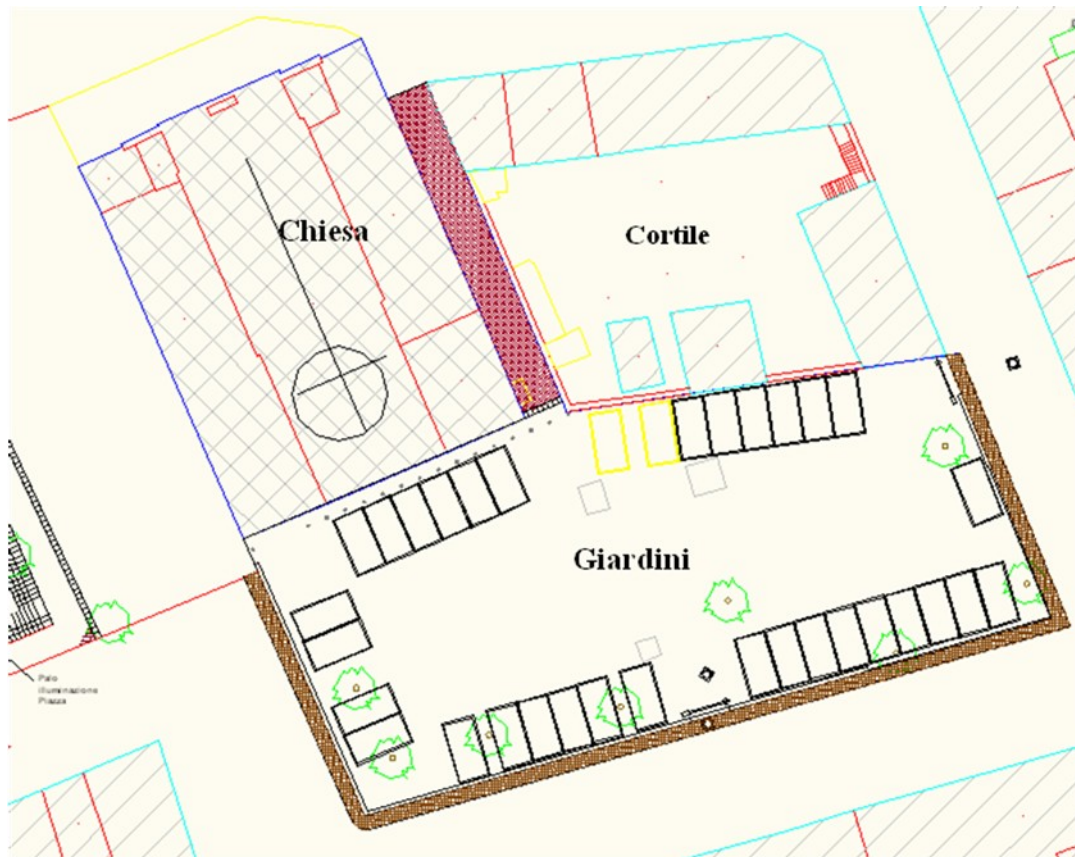


Figure 4.30. Planimetria dell'area interessata dall'indagine microgravimetrica. È possibile distinguere tre aree: chiesa, cortile e giardini.

4.2.8) Processing dei dati

Per ottenere la mappa delle anomalie di Bouguer i dati sono corretti da tutti gli effetti temporali e spaziali non legati all'anomalia di interesse.

Su ogni set di dati relativo a ogni singola giornata di acquisizione sono state eseguite prima la correzione di marea e poi la correzione di deriva strumentale (Figura 4.31).

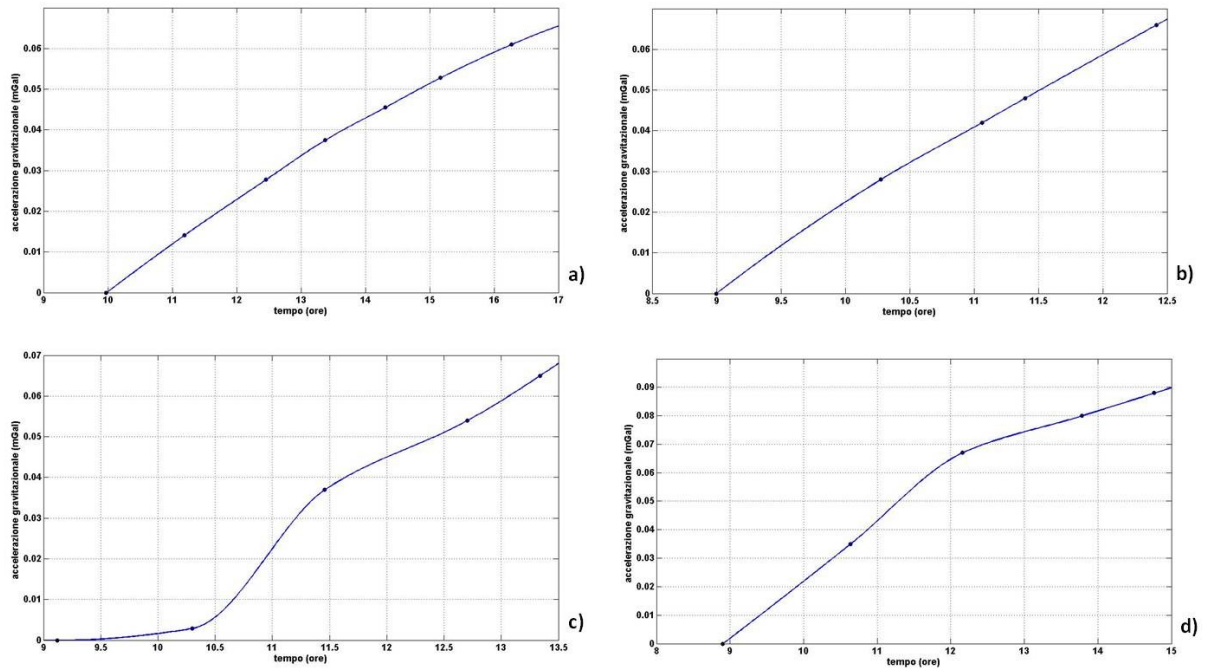


Figure 4.31. Curve di deriva relative ai quattro giorni di acquisizione: a) 17 Maggio 2010, b) 18 Maggio 2010, c) 24 Maggio 2010, d) 25 Maggio 2010. I pallini neri indicano i valori di accelerazione verticale di gravità per i diversi ritorni alla stazione base.

Applicate le due correzioni su descritte, è stato possibile unire in un unico file tutti i dati raccolti sia lungo il grid bidimensionale sia lungo il profilo precedentemente analizzato; il risultato è la mappa dell'accelerazione verticale di gravità osservata di figura 4.32.

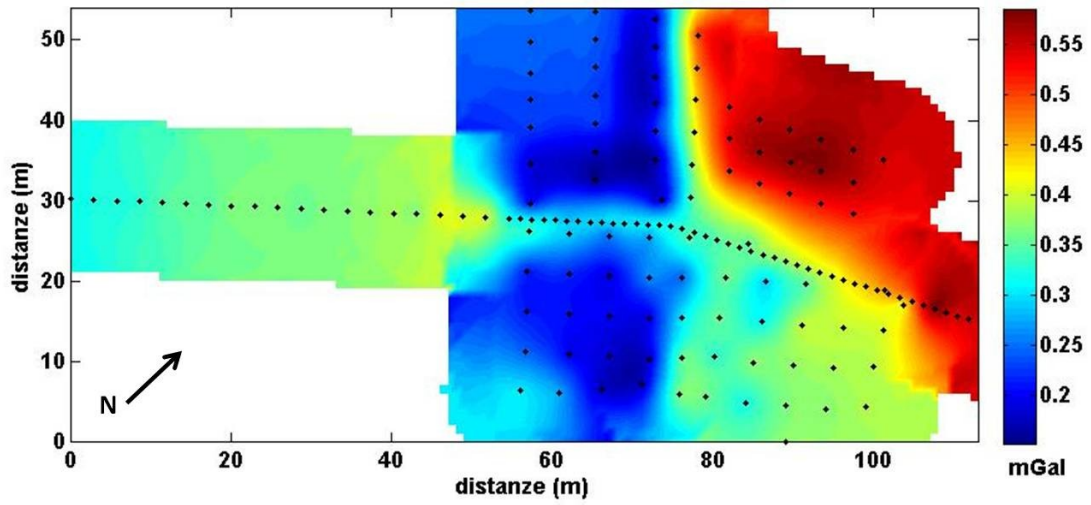


Figure 4.320. *Mapa delle accelerazioni verticali di gravità corrette dagli effetti temporali di marea e di deriva strumentale. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.*

A causa dell'effetto in aria libera, la mappa delle accelerazioni di gravità si mostra anticorrelata rispetto all'andamento topografico di figura 4.33.

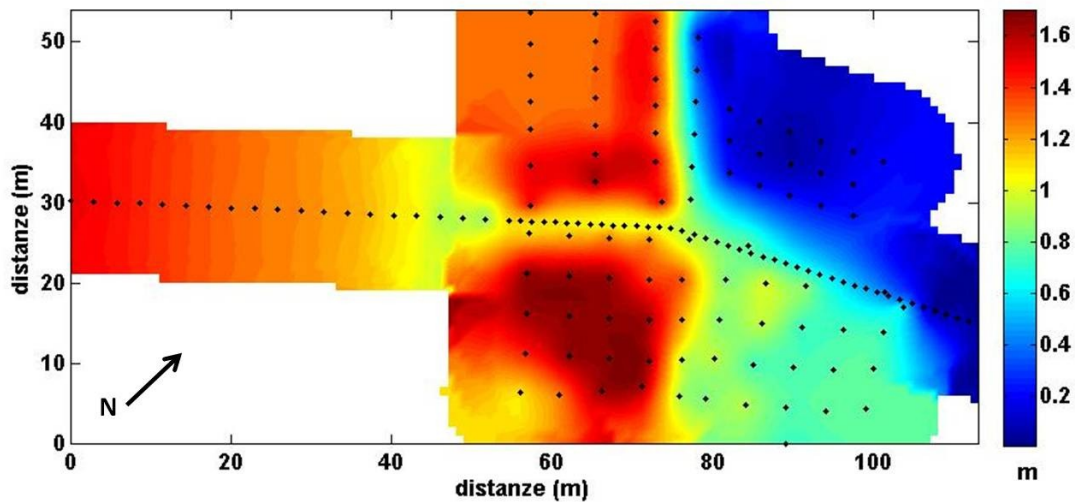


Figure 4.33. Andamento topografico dell'area di indagine. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

La topografia osservata in corrispondenza delle stazioni di misura presenta un dislivello massimo di 1.65 m rispetto a un livello zero arbitrario passante per la quota minima rilevata presso la stazione numero 5 del profilo in precedenza studiato. Non è stato necessario acquisire letture topografiche al di fuori della zona di interesse grazie alla morfologia sub-pianeggiante dell'area circostante.

Utilizzando i valori di quota ricavati in corrispondenza di ogni stazione di misura è stato possibile eseguire prima la correzione in aria libera e poi quella di Bouguer completa (effetto di piastra + effetto topografico).

La correzione in aria libera, mostrata in figura 4.34, è stata sommata ai valori di gravità osservati per ottenere l'anomalia in aria libera (Figura 4.35).

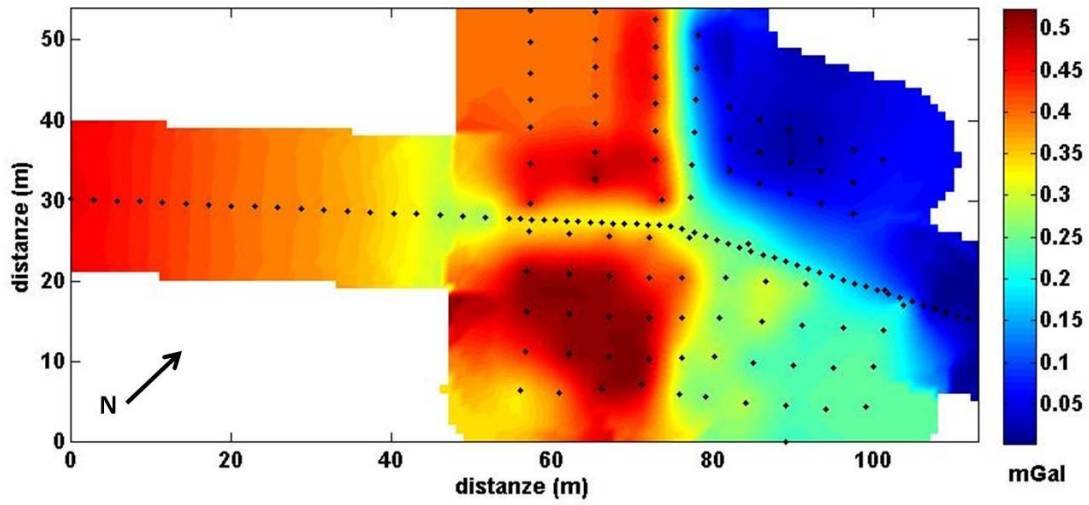


Figure 4.34. Correzione in aria libera. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

Le anomalie in aria libera hanno un'ampiezza di $250 \mu\text{Gal}$. Possono essere distinte due zone: la zona a NE caratterizzata da bassi valori di gravità variabili tra 0.55 e $0.63 \mu\text{Gal}$ e la zona a SW con da valori di accelerazione gravitazionale più alti, compresi tra 0.64 e $0.78 \mu\text{Gal}$.

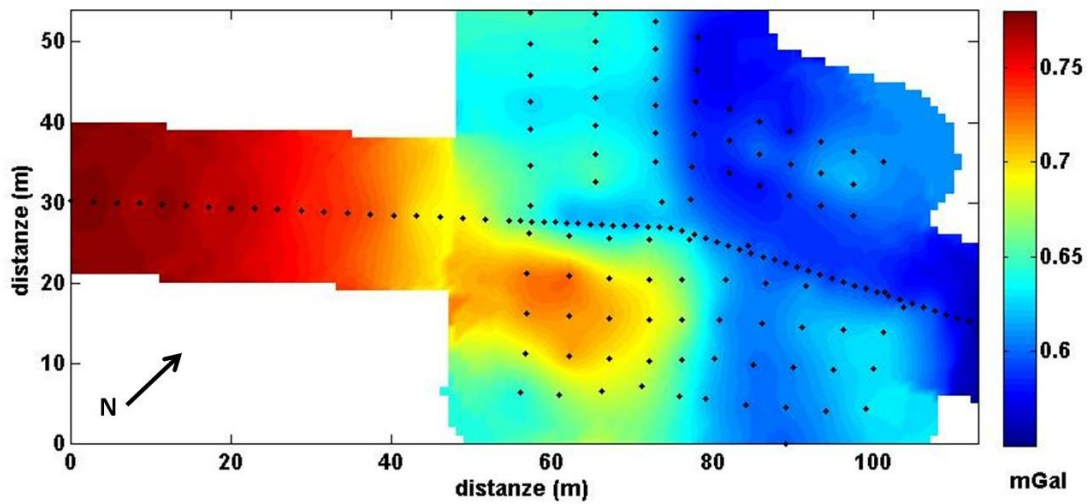


Figure 4.35. Anomalia in aria libera. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

Per eliminare l'effetto gravimetrico delle masse interposte tra la superficie di riferimento passante per la quota della stazione 5 e le quote a cui sono stati osservati i dati è necessaria la correzione di Bouguer.

La correzione di Bouguer completa è stata calcolata con il metodo di Parker (1972); essa è presentata in figura 4.36.

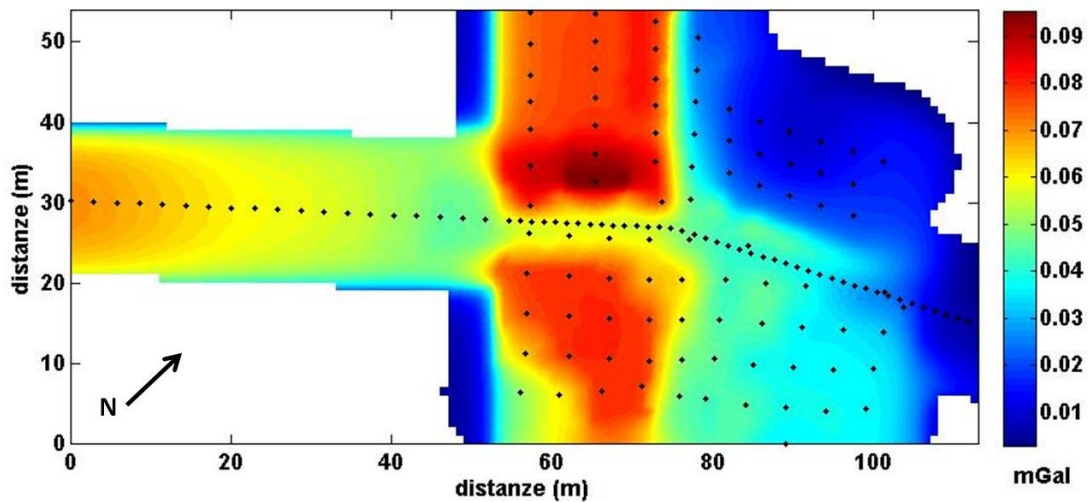


Figure 4.36. *Correzione di Bouguer completa calcolata con il metodo di Parker (1972). I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.*

Data la consistente variazione altimetrica tra la chiesa, il cortile e il giardino non è stato possibile assumere un unico valore di densità che rappresenti i litotipi presenti nell'intera area investigata. Quindi, sulla base di un sondaggio geomeccanico non distante, sulla base dell'osservazione dei materiali affioranti e sulla base delle conoscenze acquisite durante lo studio del profilo gravimetrico sono stati scelti tre diversi valori di densità nelle tre aree, così distribuiti: 1.5 g/cm^3 per l'area relativa alla chiesa, 2 g/cm^3 per la zona del cortile (che presenta una pavimentazione in calcestruzzo e piccoli spessori rispetto alla nostra superficie di riferimento) e 1.2 g/cm^3 per l'area interessata dai giardini.

Sottraendo la correzione di Bouguer così calcolata alla mappe delle anomalie in aria libera si ottiene la mappa delle anomalie di Bouguer, mostrata in figura 4.37.

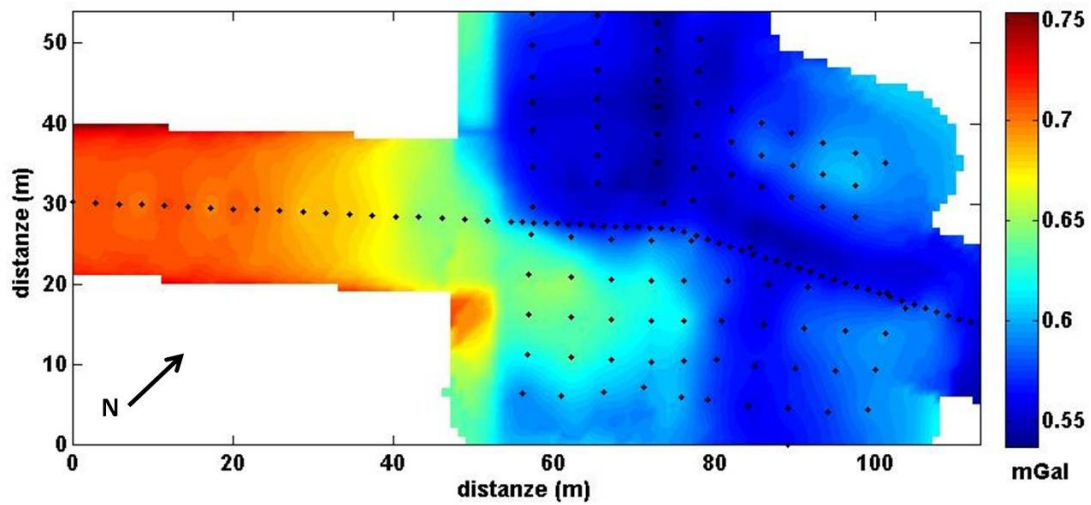


Figure 4.37. Anomalia di Bouguer. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

L'anomalia di Bouguer presenta un intervallo di valori piuttosto simile a quello dell'anomalia in aria libera; si nota una vasta area di minimo gravimetrico in cui non è ancora facilmente distinguibile l'anomalia generata dalla cavità e quella prodotta dal probabile vuoto correlato alla chiesa. In effetti è ancora presente l'effetto gravimetrico legato ai maggiori disturbi topografici dell'area: i palazzi, la chiesa e le cantine molto prossime alle stazioni di misura.

Il campo prodotto dai manufatti è lo stesso di figura 4.13. Estraendo i valori in corrispondenza dei punti di osservazione si ottiene la mappa di figura 4.38.

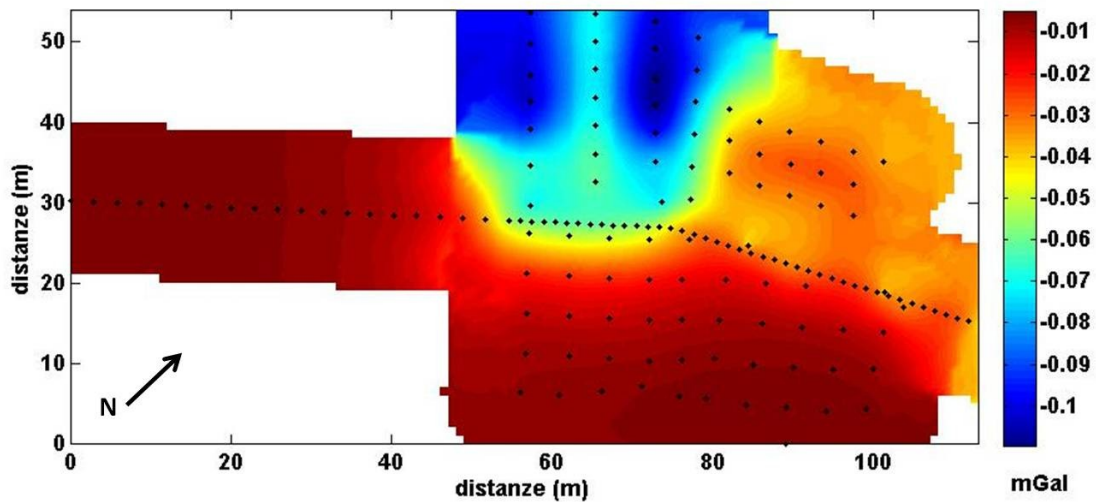


Figure 4.38. Effetto gravimetrico delle strutture antropiche in corrispondenza delle stazioni di misura.

Come si può notare, l'effetto gravimetrico generato dagli edifici ha un'ampiezza di circa $-110 \mu\text{Gal}$, un valore paragonabile alle ampiezze relative ai vuoti presenti nel sottosuolo e che l'esplorazione microgravimetrica intende individuare e localizzare. E' questa una condizione tipica dei rilievi microgravimetrici in ambito urbano (p.es. Debeglia & Dupont, 2002).

Per minimizzare, dunque, l'effetto di queste strutture e mettere in evidenza le anomalie legate alle sorgenti poste nel sottosuolo è necessario sottrarre tale campo ai valori di accelerazione gravitazionale precedentemente corretti dai fenomeni in aria libera e di Bouguer. Si giunge in questo modo alla mappa delle anomalie di Bouguer completa, visibile in figura 4.39.

L'incertezza associata all'anomalia di Bouguer e calcolata come descritto nel paragrafo 4.1 è circa $11 \mu\text{Gal}$, ben al di sotto dell'ampiezza delle anomalie di interesse.

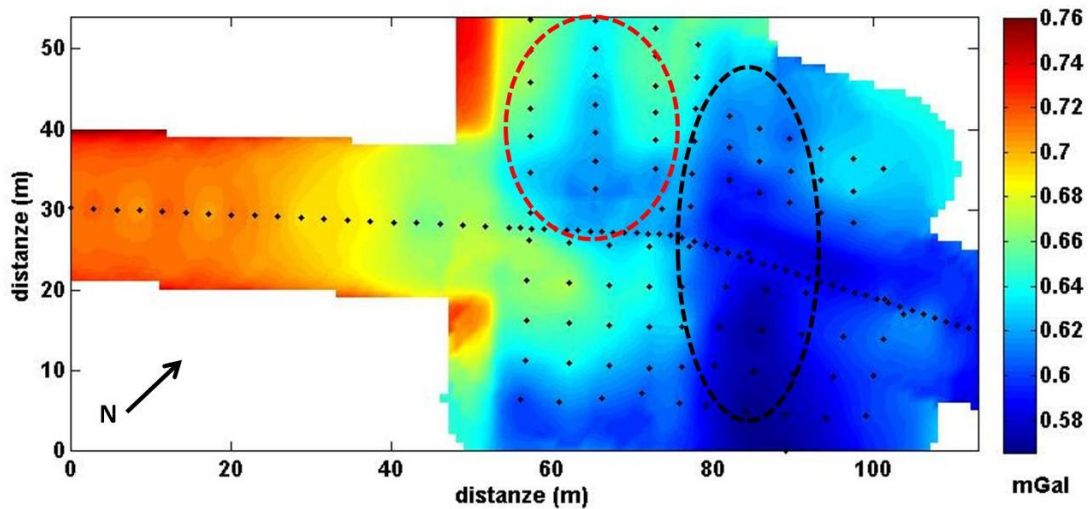


Figure 4.39. *Anomalia di Bouguer completa. Sono evidenti due principali minimi gravimetrici: il primo relativo alla cavità (area delimitata dall'ovale nero), il secondo in corrispondenza della navata centrale e della zona dell'altare della chiesa (area delimitata dall'ovale rosso.) I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.*

La mappa mette in evidenza due principali minimi gravimetrici: il primo, cerchiato in rosso, in corrispondenza della navata centrale della chiesa e della zona dell'altare, e il secondo, delimitato dall'ovale nero, correlato alla cavità presente nel sottosuolo.

Osservando la mappa si nota la presenza di un andamento a bassa frequenza decrescente grosso modo in direzione SW-NE. Approssimando tale trend a una superficie polinomiale di primo grado (Figura 4.40 a) e sottraendolo alla carta delle anomalie di Bouguer completa si giunge alla mappa delle anomalie residue (Figura 4.40 b).

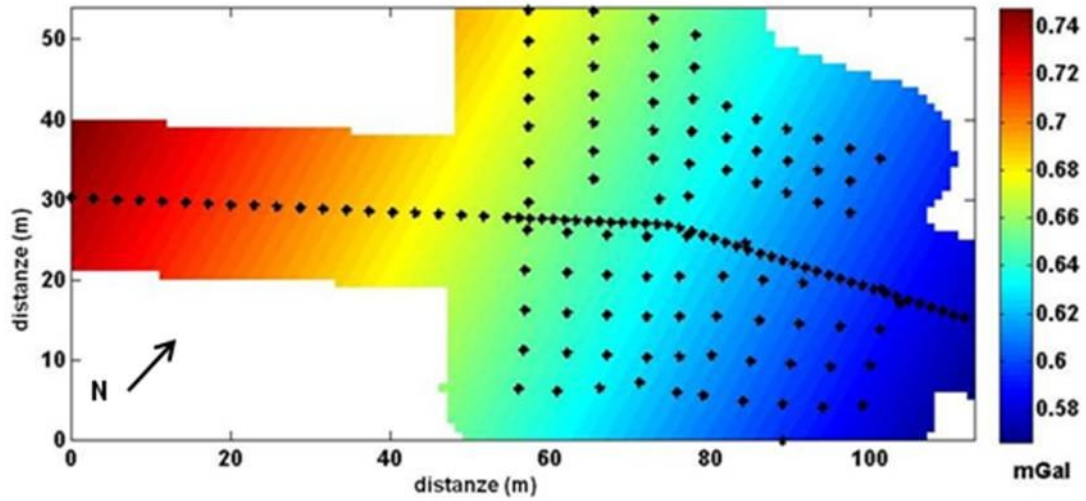


Figure 4.40 a. Campo di fondo a lungo periodo approssimato a una superficie polinomiale di primo grado. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

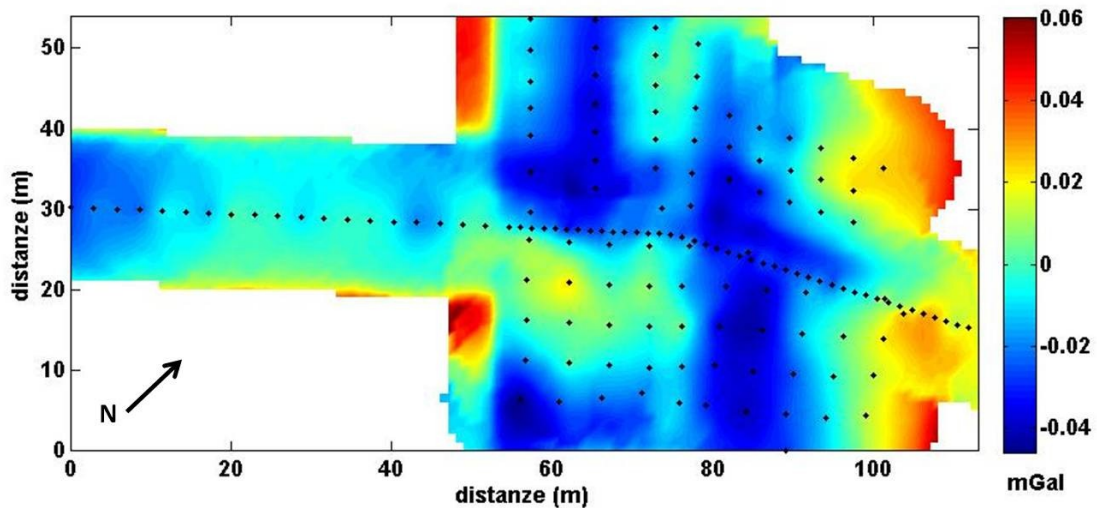


Figure 4.40 b. Anomalie di Bouguer residue. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

Sovrapponendo a tale mappa la planimetria dei palazzi e quella della cavità otteniamo l'immagine di figura 4.41.

In corrispondenza della cavità, delineata in rosa, è evidente un minimo gravimetrico a conferma di quanto già osservato lungo il profilo. Purtroppo il passo di circa 4 m tra le stazioni di misura non ha permesso un campionamento sufficiente dell'anomalia gravimetrica relativa all'ambiente B. Infatti lo scopo del rilievo era quello di verificare la posizione e la consistenza del minimo gravimetrico posto nell'area della chiesa e identificato dall'indagine lungo profilo. L'anomalia correlata alla cavità nota sembra comunque continuare verso Sud, oltre i limiti cartografati della cavità. Probabilmente la continuazione di tale minimo è relativa a un altro vuoto non discriminato a causa della mancanza di dati in quell'area, mancanza imposta dalle condizioni logistiche del luogo. Esaminando, infine, la parte settentrionale dell'anomalia legata alla cavità, si nota che il minimo diviene meno intenso, attestandosi intorno ai $-10 \mu\text{Gal}$. Ciò potrebbe essere dovuto alla presenza a piccola profondità di un corpo più denso.

Nell'area della chiesa si nota un minimo gravimetrico centrato nella navata principale e che si spinge sino all'abside. Esso è ben correlato al minimo gravimetrico già individuato dall'esplorazione lungo profilo, visibile in figura 4.13 in corrispondenza di $x = 50$ m. Grazie all'indagine areale svolta è possibile affermare che tale minimo non è causato da una sorgente anomala posta al di fuori della chiesa, ma da un probabile vuoto non noto situato proprio al di sotto dell'edificio.

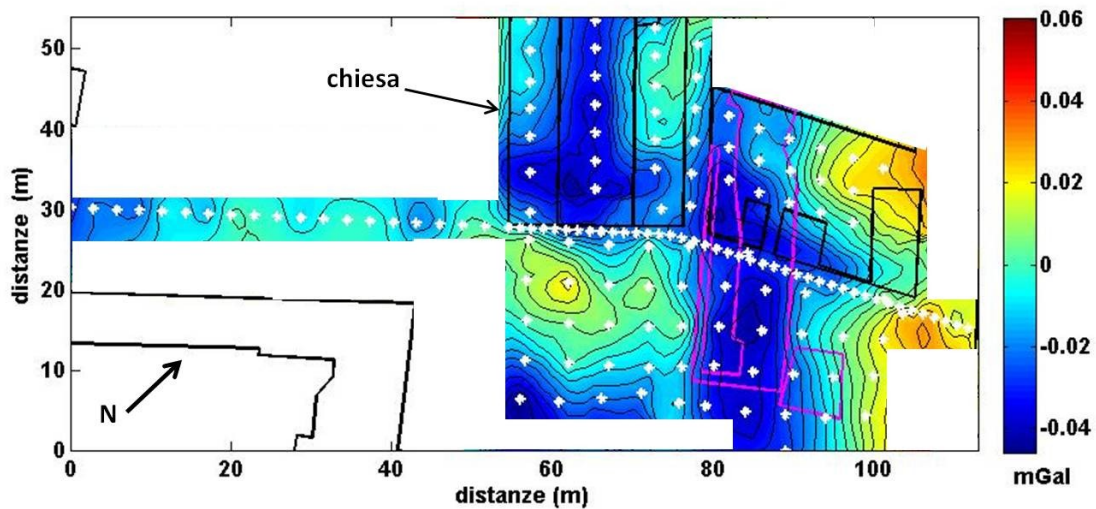


Figure 4.41. Mappa delle anomalie di Bouguer residue con la sovrapposizione della planimetria dei palazzi (in nero) e della cavità (in rosa). Gli asterischi bianchi indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

Nei due casi appena studiati la microgravimetria si è mostrata un'ottima tecnica per la ricerca di cavità nel sottosuolo. I risultati inizialmente ottenuti con l'esplorazione lungo un unico profilo sono stati confermati dall'indagine areale. Le corrette procedure di residuazione, con particolare attenzione al calcolo dell'effetto gravimetrico generato dai manufatti, non solo hanno evidenziato la presenza nel sottosuolo della cavità nota, ma hanno messo in evidenza e hanno localizzato un ulteriore minimo sconosciuto relativo alla chiesa.

4.3 IL CASO DI MARINA DI LESINA (FG)

In questo paragrafo descriviamo le tecniche di acquisizione, residuazione, analisi e interpretazione dei dati microgravimetrici acquisiti nell'ambiente urbano di Lesina Marina, Foggia. L'area interessata dall'indagine è mostrata in figura 4.42.



Figura 4.42. Centro urbano della città di Marina di Lesina, Foggia. In rosso l'area interessata dall'indagine microgravimetrica.

L'esplorazione è stata condotta per individuare probabili cavità nella formazione gessosa e nella relativa copertura sabbiosa nel sottosuolo in prossimità del Canale di Acquarotta, zona interessata da fenomeni di erosione carsica che coinvolgono strutture sportive e palazzi a uso civile.

L'area di interesse è situata a NW del promontorio del Gargano, tra la foce del fiume Fortore e la Laguna di Lesina. Essa costituisce un geosito di particolare interesse per l'affioramento, unico su tutto il versante adriatico della penisola italiana, di rocce ignee associate a gessi, a calcari bituminosi e ad argilliti. In un'area di circa 1 Km² circostante l'affioramento si estendono le evaporiti, ricoperte da sabbie marine e continentali (Canora et al., 2010).

I fenomeni di dissesto sono connessi alla geologia stessa del sito. La sequenza litologica è schematicamente rappresentata dalla successione, dall'alto verso il basso, di coperture sabbiose, di origine eolica e fluvio-lacuale, sovrapposte alle "evaporiti del Gargano" rappresentate nell'area di Lesina dalla formazione dei gessi di Punta delle Pietre Nere.

I gessi sono rocce altamente solubili, la cui velocità di dissoluzione cresce proporzionalmente all'aumento di concentrazione di NaCl nelle acque di circolazione e alla velocità di filtrazione delle stesse. La dissoluzione dei gessi è in grado di generare veri e propri processi di pseudocarsismo: in pratica l'origine e il progressivo ampliamento dei condotti e delle cavità ipogee sono legati all'azione di dissoluzione che l'acqua ingenera lungo le pareti delle fessure presenti nelle rocce. Il collasso delle cavità nei gessi esercita, poi, un'azione di richiamo sulle sabbie sovrastanti. Il processo si esplica in tempi estremamente rapidi costituendo un indubbio pericolo per la pubblica incolumità.

In corrispondenza di Lesina Marina la concomitanza di più fattori sfavorevoli, quali la contestuale presenza di gessi fortemente fratturati per effetto degli stress tettonici e di acque con elevata percentuale di NaCl per l'interferenza di acqua marina, oltre che la presenza di acque i cui percorsi sotterranei sono complicati dalla vicinanza del mare e del canale di Acquarotta, ha innescato processi spinti di dissoluzione diffusa. In più, a provocare un'accelerazione del fenomeno, è stato lo scavo, nel 1927, proprio del canale di Acquarotta, che portò, per un tratto di circa 800 metri, all'incisione dei gessi esponendoli maggiormente all'aggressività delle acque (Melidoro & Panaro, 2000). Negli anni '70, inoltre, le azioni antropiche si intensificarono con l'inizio di un insediamento turistico, amplificando notevolmente il rischio connesso a eventuali sprofondamenti.

Al fine di ridurre l' "hazard" legato ai processi di collasso su descritti è stata, quindi, progettata un'indagine microgravimetrica per individuare e localizzare ulteriori vuoti sotterranei.

4.3.1) Inquadramento geologico

Quanto descritto in questo paragrafo segue essenzialmente le informazioni riportate da Canora *et al.* (2010).

L'elemento caratterizzante il sito di interesse è costituito dal duomo salino di Punta delle Pietre Nere, messo in affioramento dallo scavo del canale di Acquarotta, dalla piana alluvionale del Fiume Fortore a Ovest e dalla Laguna di Lesina a Sud.

Le evaporiti del Gargano affiorano sottoforma di gessi. A essi sono associati calcari e rocce magmatiche. Tale materiale è ricoperto da depositi sabbiosi dell'Olocene di ambiente marino e fluvio-lacustre. Le rocce ignee sono inglobate nei gessi in diversi corpi e frammenti. Si tratta di melagabbri con subordinate porzioni di rocce ultramafiche (età: 59 My) e corpi melasienitici (età: 62 My). I calcari nerastri sono intercalati a marne bituminose e calcari marnosi grigiastri, sottilmente stratificati, con fossili in ottimo stato di conservazione o piritizzati. Sia le rocce

calcereo-marnose che i gessi sono attribuiti al Trias superiore (Bigazzi et al., 1996; Boni et al., 1969; Martinis & Pieri, 1964; Posenato et al., 1994).

I gessi si presentano con struttura microcristallina o in grossi cristalli, spesso geminati a forma di lancia. Talvolta, la struttura è fluidale o zonata o listata a fasce diversamente colorate dal bianco al nerastro, di spessore millimetrico o centimetrico, con intercalazioni argillose nerastre (Russo, 2008).

L'ammasso è molto disturbato; la stratificazione è leggibile in alcuni punti dell'affioramento lungo il canale e definisce un assetto con immersione verso SW. L'affioramento lungo il canale di Acquarotta e alcuni sondaggi permettono di verificare la presenza di sabbie nei vuoti dell'ammasso gessoso determinati dalle deformazioni tettoniche e dal paleo-carsismo.

I gessi sono ricoperti da sabbie marine ed eoliche, interdigitate sui bordi del duomo salino a sedimenti fluvio-lacustri. Questi ultimi affiorano decisamente sul tracciato dei vecchi rami del fiume Fortore, divaganti verso Est e sfocianti nel mare Adriatico o nella laguna, passando intorno al duomo salino.

La laguna è alimentata da oltre 20 piccoli corsi d'acqua, che operano il drenaggio di superficie del settore NW del promontorio del Gargano, e da diverse sorgenti, che drenano l'acquifero carbonatico del Gargano con una portata complessiva di circa $1.1 \text{ m}^3/\text{s}$ (Cotecchia & Magri, 1966).

I collegamenti della laguna con il mare sono stati nel tempo diversi e soggetti al funzionamento stagionale: le mareggiate invernali, con l'abbondanza di sedimento portato dai fiumi sfocianti a Nord, insabbiavano le foci; a fine primavera la laguna si ritrovava con un livello di diverse decine di centimetri sopra il livello del mare e riusciva a riaprirsi la strada verso il mare stesso. In estate il livello scendeva sotto il livello marino a causa della forte evaporazione.

Nel 1927 iniziarono, quindi, i lavori per la realizzazione di tre connessioni stabili tra la laguna e il mare in corrispondenza del canale di Acquarotta, della foce Sant'Andrea e della foce Schiapparo (S.A.I.M., 1930). Il canale di Acquarotta, terminato nel 1930, rettificava un precedente tracciato quasi ad angolo retto, puntando, per la foce in Adriatico, sullo sperone roccioso di Punta delle Pietre Nere con l'obiettivo di minimizzare i problemi dell'insabbiamento invernale della foce. In tal modo il canale attraversava diametralmente il duomo evaporitico, inserendo al suo interno un contorno bagnato oscillante a marea, sia pure con oscillazioni molto variabili.

Le cattive condizioni di stabilità delle sponde del canale nel tratto di affioramento dei gessi portarono nel 1933 all'esecuzione di lavori di addolcimento delle scarpate e di inserimento dei gabbioni quali rivestimento del bordo del canale.

I fenomeni di "sinkholes" generatisi negli anni e distribuiti prevalentemente in una stretta fascia allungata e parallela al canale sono da attribuire ai rilevanti cambiamenti nel regime idrogeologico

delle acque sotterranee introdotti proprio dalla realizzazione del canale e dai successivi interventi di stabilizzazione dello stesso.

A partire dagli anni '80 numerose indagini, geologiche e geofisiche, sono state realizzate per evidenziare e localizzare la presenza delle cavità sepolte.

Nel 2009 è stata pianificata e realizzata la campagna di acquisizione microgravimetrica, descritta nel paragrafo successivo, in un'area prossima al canale di Acquarotta, a ridosso di fasce dove i dissesti si sono mostrati in maniera accentuata anche con manifestazioni epigee (Figura 4.43).



Figura 4.43. Area interessata dalla campagna di acquisizione microgravimetrica. I pallini blu indicano le stazioni effettuate: 315. In foto è mostrato il crollo della copertura di una cavità lungo il canale.

4.3.2) Descrizione dell'indagine

La progettazione del rilievo è stata eseguita valutando la geometria delle stazioni di misura in funzione delle dimensioni e della profondità del target e delle condizioni logistiche del luogo. Pertanto la scelta è stata di eseguire la prospezione lungo un grid regolare di 3 m x 3 m, ottenendo un numero totale di stazioni pari a 315 disposte su 16 profili orientati N-S (Figura 4.43), occupate mediante l'autogravimetro Scintrex CG5.

I profili hanno una lunghezza variabile, dettata dalla geometria del luogo investigato, compresa tra 21 m e 78 m. Le ultime cinque stazioni sono state utilizzate per infittire una zona di notevole interesse presso la quart'ultima stazione del secondo profilo, laddove era evidente un modesto avvallamento topografico, in corrispondenza del quale è avvenuto uno sprofondamento, successivamente alla fase di acquisizione dei dati microgravimetrici.

Per ogni stazione sono stati letti almeno 3 valori di gravità (ogni lettura è della durata di 60 secondi); in alcuni casi il numero delle letture è stato aumentato a 6 o a 9 a causa di temporanei aumenti di rumore ambientale legati a condizioni meteo-marine, pioggia, vento e moto ondoso intenso, fin quando la ripetibilità delle stesse non è risultata soddisfacente.

In corrispondenza di ogni stazione è stata anche misurata la quota. L'accuratezza del rilievo topografico è confermata da un errore di chiusura sub-centimetrico tra la prima battuta topografica sul primo punto di osservazione e l'ultima battuta sullo stesso punto di misura.

In figura 4.44 sono mostrati due momenti della fase di acquisizione.



Figura 4.44. Due momenti del rilievo microgravimetrico: battuta topografica a sinistra e acquisizione gravimetrica a destra.

4.3.3) Processing dei dati

Come descritto nel caso di Cardito, successivamente alla fase di acquisizione i dati sono stati corretti da tutti gli effetti temporali e spaziali non legati all'anomalia di interesse, giungendo, così, alla mappa delle anomalie di Bouguer.

Su ogni set di dati relativo a ogni singola giornata di acquisizione sono state eseguite prima la correzione di marea e poi la correzione di deriva strumentale (Figura 4.45).

Queste due correzioni sono state applicate con le medesime modalità impiegate nel caso precedentemente spiegato.

Nell'ambito della prospezione in esame il ritorno alla stazione base, coincidente con la stazione numero 1, è avvenuto con un intervallo di tempo compreso tra 1.5 e 2.5 ore; in due casi, figure 4.45 a e 4.45 b, a causa di momentanee avversità climatiche e/o per problemi di natura strumentale non è stato sempre possibile rioccupare la stazione base con il medesimo intervallo di tempo.

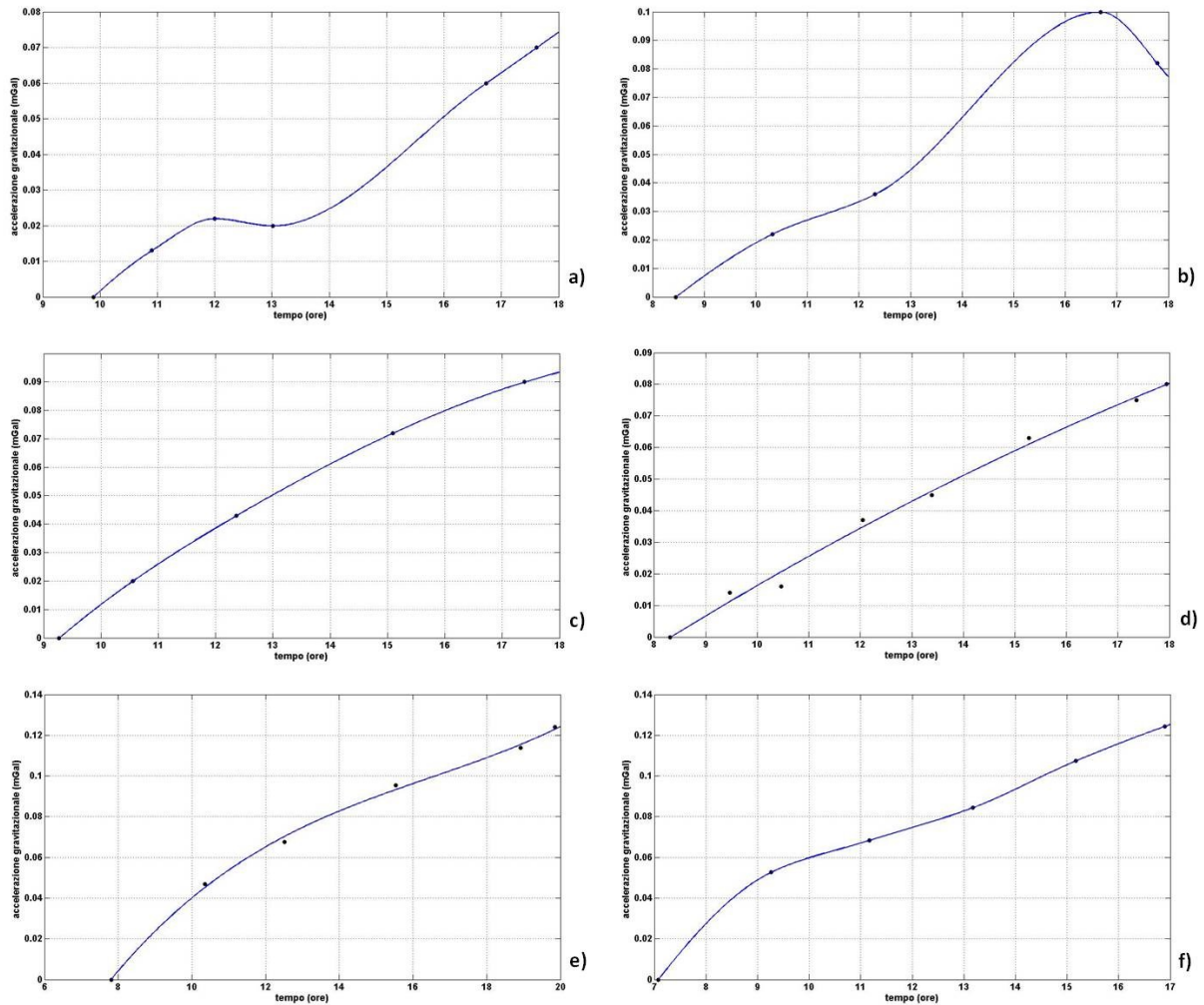


Figura 4.45. Curve di deriva relative ai sei giorni di acquisizione: a) 20 Gennaio 2009, b) 21 Gennaio 2009, c) 22 Gennaio 2009, d) 11 Febbraio 2009, e) 12 Febbraio 2009, f) 13 Febbraio 2009. I pallini neri indicano i valori di accelerazione verticale di gravità per i diversi ritorni alla stazione base.

Applicate le due correzioni su descritte, è stato possibile unire in un unico file tutti i dati raccolti durante le due settimane di lavoro ed eseguire, nell'ordine in cui sono elencate, la correzione in aria libera e quella di Bouguer completa, che comprende sia l'effetto di piastra che l'effetto topografico. La mappa della gravità osservata, corretta dagli effetti di marea e di deriva strumentale, è mostrata in figura 4.46.

La mappa della gravità osservata si presenta anticorrelata alla mappa della topografia (Figura 4.47), in quanto non ancora corretta dall'effetto di diminuzione della gravità con la quota, ovvero l'effetto in aria libera.

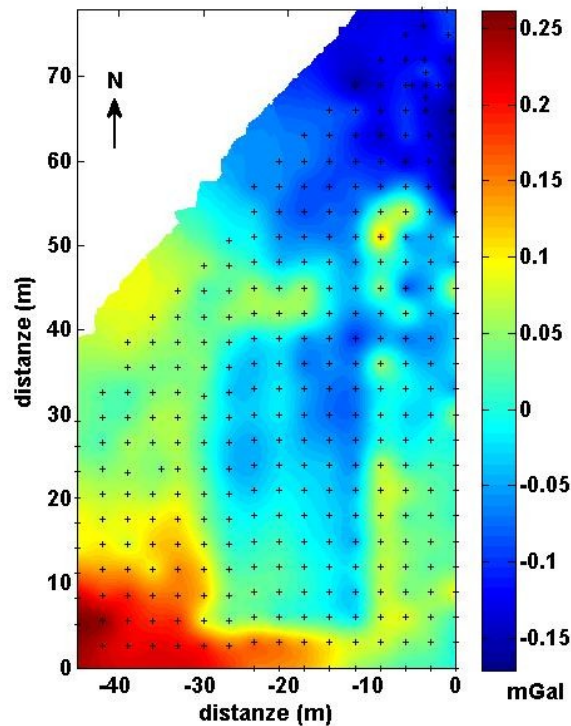


Figura 4.46. *Mapa delle accelerazioni verticali di gravità corrette dagli effetti temporali di marea e di deriva strumentale. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.*

Come spiegato nei paragrafi 1.6.4 e 1.6.5 per eseguire le correzioni in aria libera e di Bouguer sono necessari i valori di quota desunti dalla livellazione topografica.

Nel caso di Lesina Marina la topografia osservata in corrispondenza delle stazioni di misura presenta un dislivello massimo di 1.17 m rispetto a un livello zero arbitrario passante per la quota minima rilevata, presso la stazione numero 277 lungo il profilo 13.

Poiché le masse più distanti generano un effetto gravimetrico praticamente costante su tutte le stazioni di misura e poiché la topografia nell'intorno delle aree di misura si presenta sostanzialmente piatta, non è stato ritenuto necessario acquisire letture topografiche al di fuori dell'area di interesse.

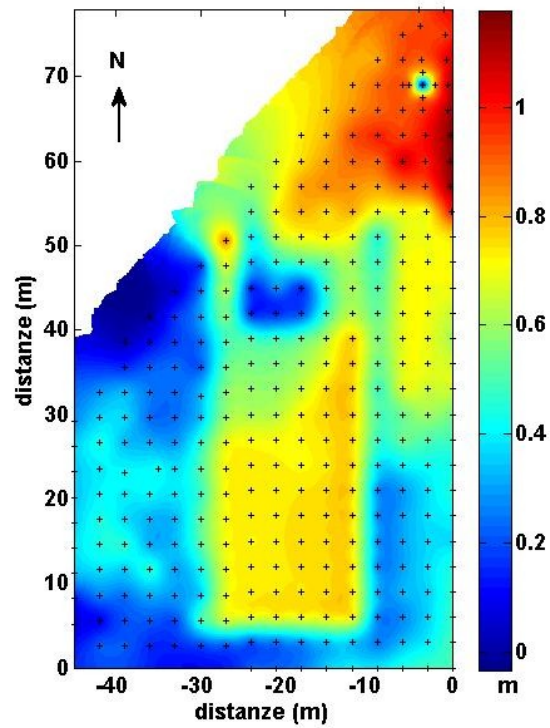


Figura 4.47. Andamento topografico dell'area di indagine. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

La correzione in aria libera è mostrata in Figura 4.48.

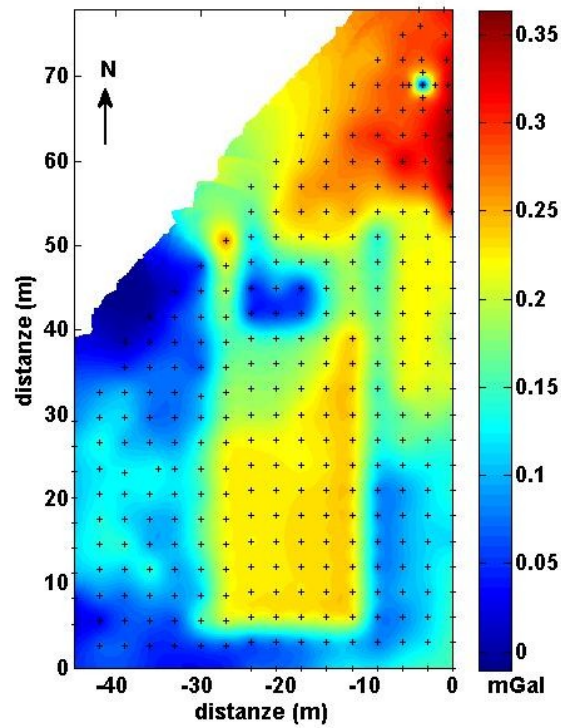


Figura 4.48. Correzione in aria libera. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

Sommando ai valori di G osservata la correzione così calcolata si ottiene l'anomalia in aria libera (Figura 4.49).

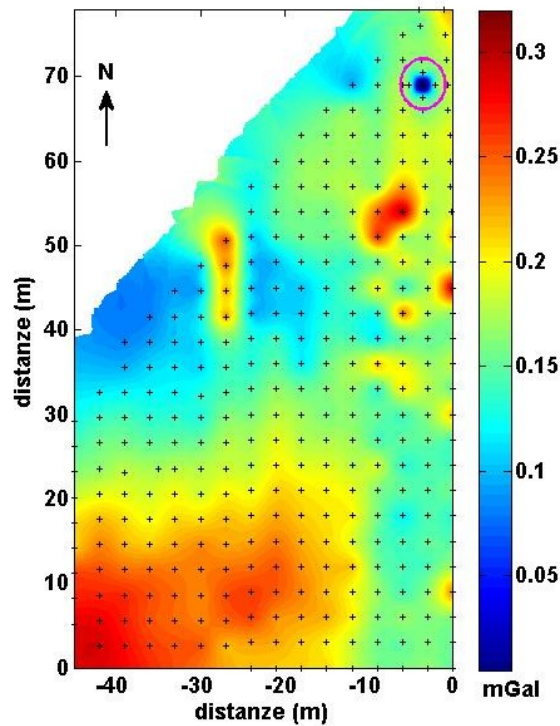


Figura 4.49. Anomalia in aria libera. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

Rispetto alla mappa della gravità osservata, la mappa dell'anomalia in aria libera presenta un intervallo di ampiezze notevolmente diverso, compreso tra circa 0 e 300 μGal ; le anomalie in aria libera così calcolate non presentano una correlazione significativa con la topografia. La presenza, quindi, di un minimo gravimetrico molto intenso di coordinate (3, 68) m (in figura evidenziato dal cerchio rosa), non rimosso dalla correzione in aria libera e corrispondente a un minimo topografico, potrebbe essere attribuito a una probabile anomalia nel sottosuolo. Tuttavia, non è ancora possibile eseguire un'interpretazione del segnale dato che è presente l'effetto gravimetrico delle masse interposte tra la superficie di riferimento passante per la quota 0 m (stazione 277) e le quote a cui sono stati osservati i dati. La correzione di Bouguer completa è stata calcolata con il metodo di Parker (1972) ed è presentata in figura 4.50.

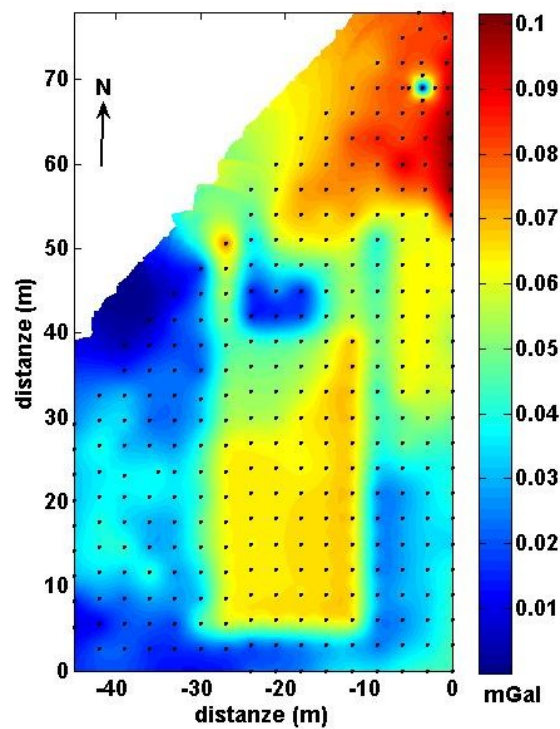


Figura 4.50. *Correzione di Bouguer calcolata con il metodo di Parker (1972). I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.*

Data la modesta variazione altimetrica è possibile considerare un unico valore di densità che rappresenti i litotipi presenti nell'area investigata. Il valore scelto, calcolato come valore medio tra la densità delle sabbie affioranti (1.8 g/cm^3), la densità del suolo con copertura vegetale (1.6 g/cm^3) e la densità del cemento nelle zone del campo da tennis e dei campi da bocce (2.2 g/cm^3), è di 2 g/cm^3 . Questa densità è stata scelta anche comparando la mappa delle anomalie di Bouguer ottenuta utilizzando 2 g/cm^3 con quella ottenuta utilizzando i valori relativi alle sabbie, al suolo e al cemento. Questo confronto mostra che non esistono marcate differenze nelle anomalie di Bouguer cambiando il valore di densità. Ciò può giustificare la scelta di un unico valore intermedio di densità pari a 2 g/cm^3 .

La mappa delle anomalie di Bouguer è mostrata in figura 4.51.

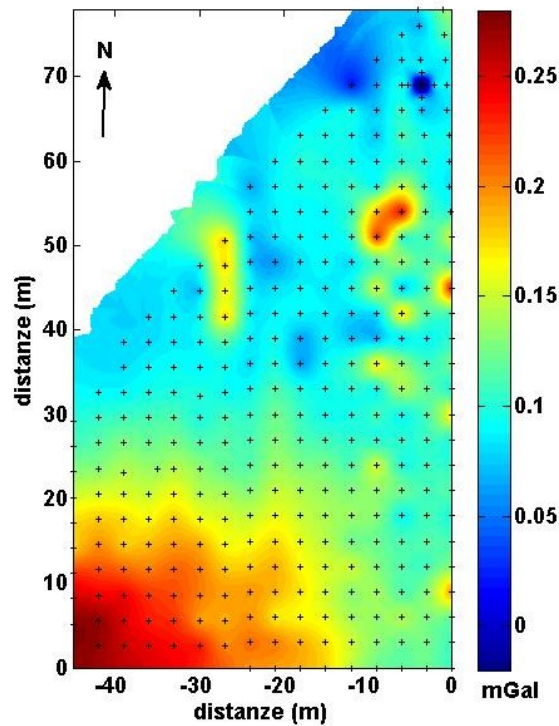


Figura 4.51. Anomalia di Bouguer. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

La mappa mette bene in evidenza, almeno nelle aree centrale e nord-orientale, alcuni minimi gravimetrici attribuibili a probabili vuoti nel sottosuolo. E' però necessario rimuovere l'effetto gravimetrico dovuto ai principali disturbi topografici della zona, cioè i palazzi, le cantine e il canale di Acquarotta posti nell'intorno dell'area esplorata.

A differenza del caso di Cardito, in questo caso, data la distanza dei palazzi dalle stazioni di misura, non è stato necessario modellizzare gli edifici con elevato dettaglio. L'effetto gravimetrico da essi prodotto è stato calcolato attribuendo all'intero volume dei manufatti un valore medio di densità $\rho = 0.5 \text{ g/cm}^3$, valore suggerito in letteratura da Quinshen et al. (1996). Gli autori ricavano questo valore di densità dal rapporto tra la massa totale, m_t , e il volume totale, v_t , ($\rho = m_t/v_t$) di un generico edificio costituito da laterizi, cemento e cemento armato, proprio come nel caso di Lesina Marina.

Maggiore dettaglio è stato, invece, necessario per una corretta modellizzazione del canale di Acquarotta. Il canale rappresenta nella parte superiore un vuoto, mentre nella parte più profonda, gli ultimi 2 m circa, è invaso dall'acqua. Esso si estende per circa 2.8 Km, congiungendo il lago di Lesina al mare, è caratterizzato da una larghezza variabile compresa tra 15 e 10 m e da una profondità di circa 11 m. Utilizzando queste informazioni, il canale è stato approssimato mediante 4 prismi allungati, con dimensioni e densità differenti in base alla profondità a cui sono stati posti. Poiché lo spessore della copertura sabbiosa è di circa 6 m (Melidoro & Panaro, 2000) ai primi due

prismi, con spessore di 3 m ciascuno, è assegnato come valore di densità proprio il contrasto tra il vuoto e le sabbie, cioè -1.8 g/cm^3 ; a un terzo prisma, più profondo e anch'esso dello spessore di 3 m, è assegnato un contrasto di -2 g/cm^3 , in quanto il canale da 7 a 9 m di profondità è ancora vuoto e contrasta lateralmente con i gessi; al prisma più profondo (posizionato tra 9 e 11 m di profondità), che rappresenta la parte basale del canale, in cui vi è acqua, è assegnato infine un contrasto di densità con i gessi pari a -1 g/cm^3 .

Il campo gravitazionale totale, generato dai palazzi e dal canale, è mostrato in figura 4.52.

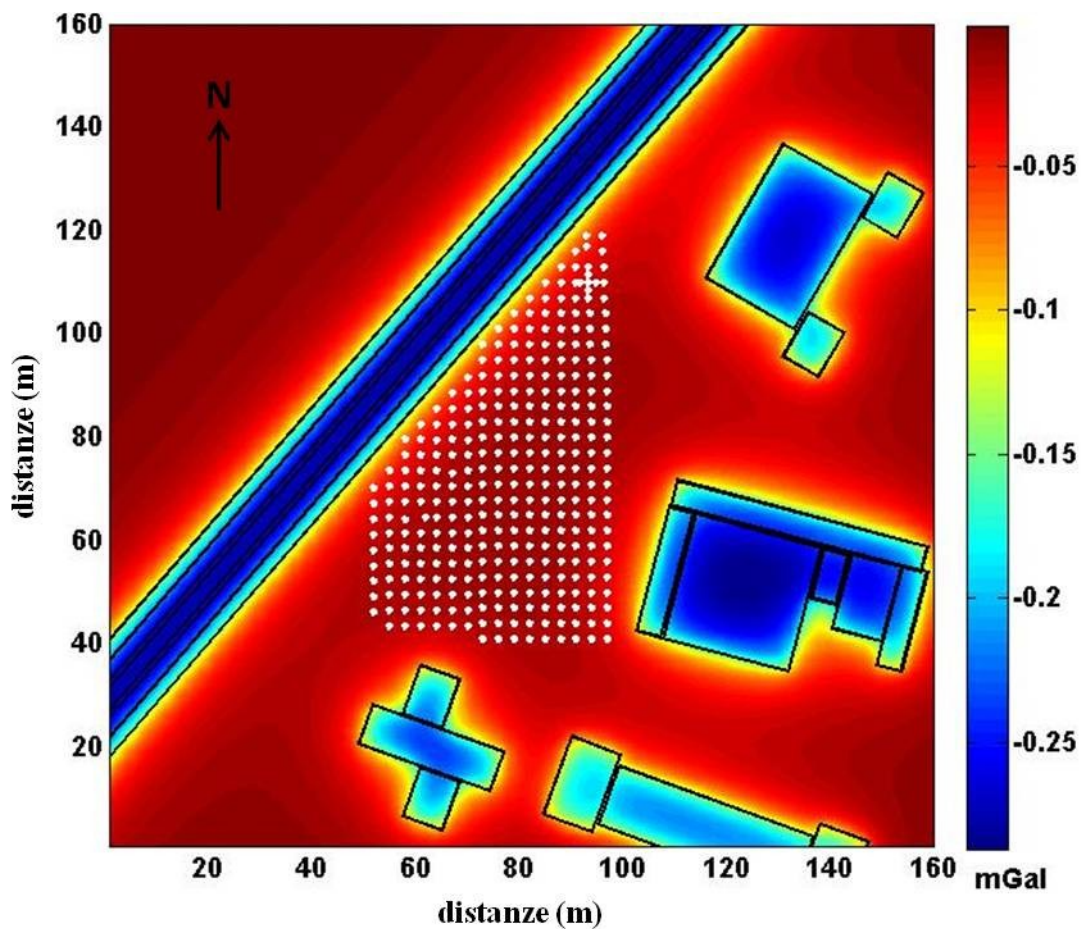


Figura 4.52. Campo gravimetrico generato dai manufatti presenti nell'intorno dell'area esplorata. I pallini bianchi indicano i punti di misura osservati.

Estraendo da tale campo i valori di gravità in corrispondenza delle stazioni di misura otteniamo il campo da sottrarre alle anomalie di Bouguer precedentemente calcolate per depurarle dagli effetti delle strutture antropiche circostanti.

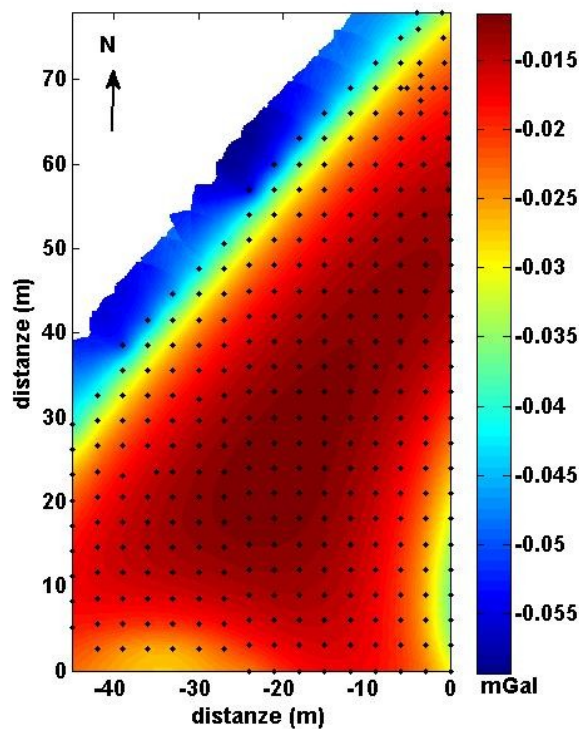


Figura 4.53. Effetto gravimetrico esibito dalle strutture antropiche proprio in corrispondenza delle stazioni di misura.

Come si può notare l'effetto gravimetrico generato da tali strutture ha un'ampiezza di circa $-50 \mu\text{Gal}$. Per minimizzare l'effetto di queste strutture e mettere in evidenza le anomalie legate alle sorgenti poste nel sottosuolo è necessario sottrarre tale campo ai valori di accelerazione gravitazionale precedentemente corretti dai fenomeni di Bouguer e aria libera. Si giunge in questo modo alla mappa delle anomalie di Bouguer completa, visibile in figura 4.54.

In questa mappa, nella zona compresa tra $-45 < x < -15$ m e $0 < y < 20$ m, è presente un'area di massimo gravimetrico, forse attribuibile alle attività di riempimento e bonifica di cavità precedenti alla costruzione di alcune case vicine. Sono poi visibili una serie di minimi gravimetrici localizzati, evidenziati dai valori relativi a più stazioni di misura, alcuni dei quali corrispondenti in superficie a depressioni morfologiche.

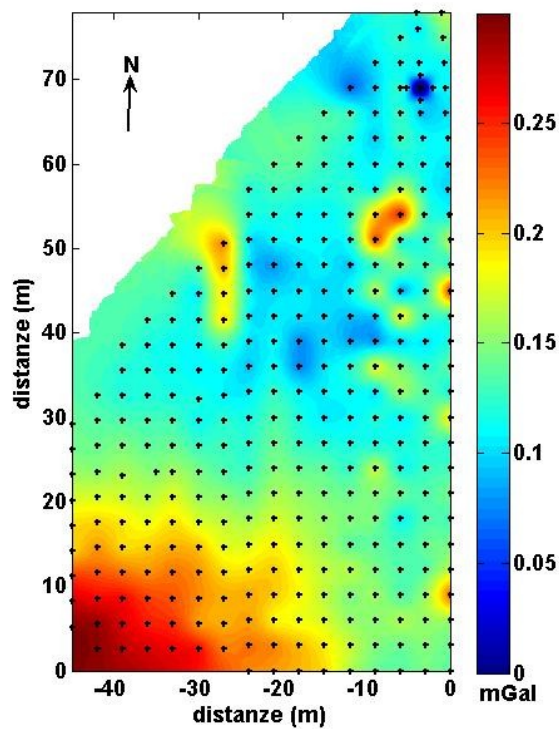


Figura 4.54. Anomalia di Bouguer finale. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

L'incertezza relativa alla mappa delle anomalie di Bouguer calcolata anche in questo caso secondo Debeglia & Dupont (2001) (paragrafo 4.1) è pari a $6.6 \mu\text{Gal}$. Questo valore è di gran lunga inferiore alle ampiezze delle anomalie prodotte dai probabili vuoti presenti nel sottosuolo.

4.3.4) Interpretazione dei dati mediante metodologia multiscala DEXP

Per una corretta interpretazione dei dati, prima di applicare il metodo DEXP (paragrafo 3.2.1), la mappa finale delle anomalie di Bouguer è stata continuata verso l'alto su una superficie piana (Ridsmill-Smith, 2000) passante per la quota massima osservata, 1.17 m (Figura 4.55). Le stime di profondità ottenute saranno scalate rispetto a questa quota.

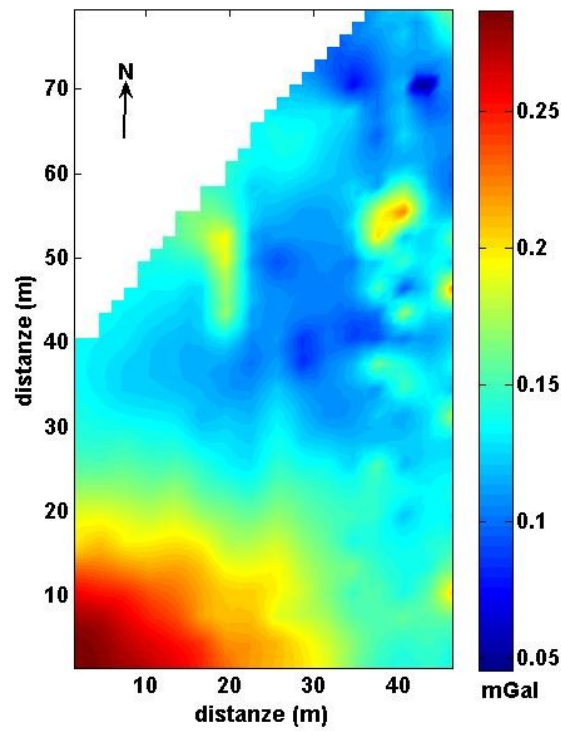


Figura 4.55. Continuazione dell'anomalia di Bouguer su una superficie piana passante per la quota massima osservata.

Dalla mappa delle anomalie di Bouguer sono stati estratti due profili, visibili in figura 4.56, passanti per i minimi gravimetrici osservati, potenzialmente attribuibili alla presenza di cavità nel sottosuolo.

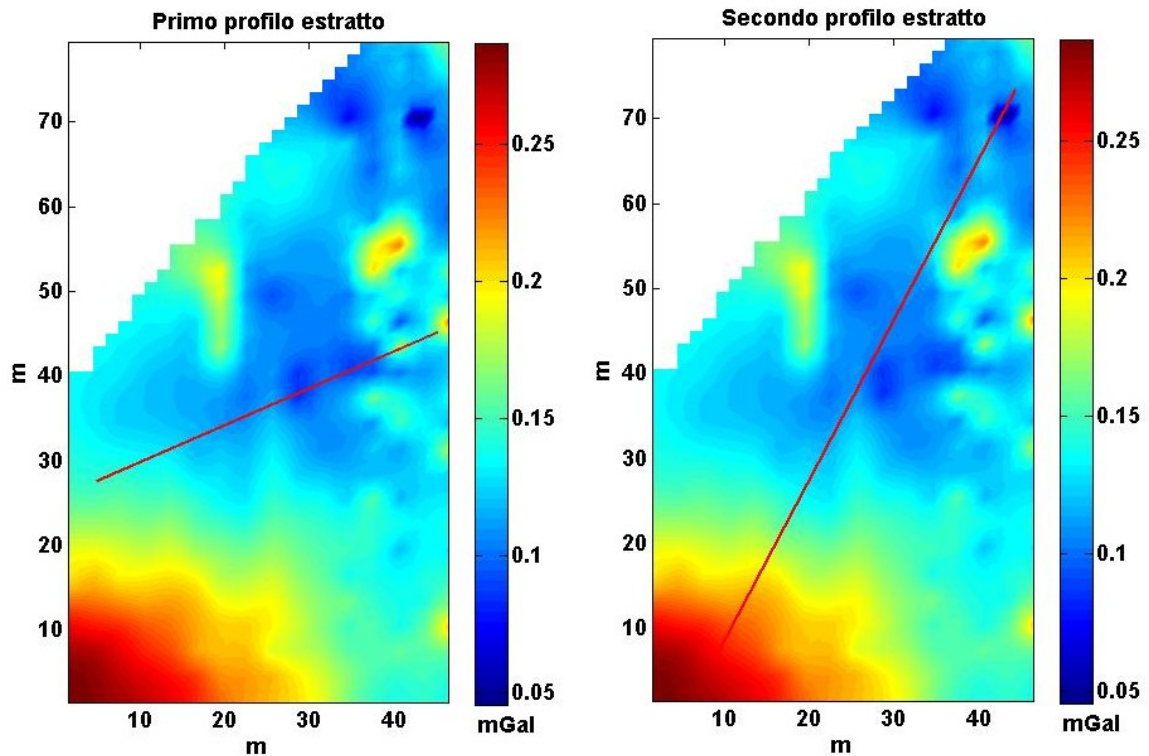


Figura 4.56. Profili estratti dalla mappa delle anomalie di Bouguer continuata verso l'alto.

Sulla base della forma delle cavità attese in quest'area (assimilabili a cilindri verticali nella loro porzione più prossima alla superficie) le interpretazioni dei due profili sono state fatte assumendo un indice strutturale pari a 1.

Relativamente al primo profilo è stata stimata la profondità delle sorgenti di anomalia applicando l'analisi DEXP alle derivate seconda e terza del campo (Figure 4.57 e 4.58).

Studiando i risultati mostrati in figura 4.57, relativi al campo continuato fino all'altezza massima di 10 metri e derivato con una derivata del secondo ordine, si nota che i minimi gravimetrici sono abbastanza superficiali, compresi tra 1 e 4 m di profondità (le profondità stimate si riferiscono al top delle sorgenti).

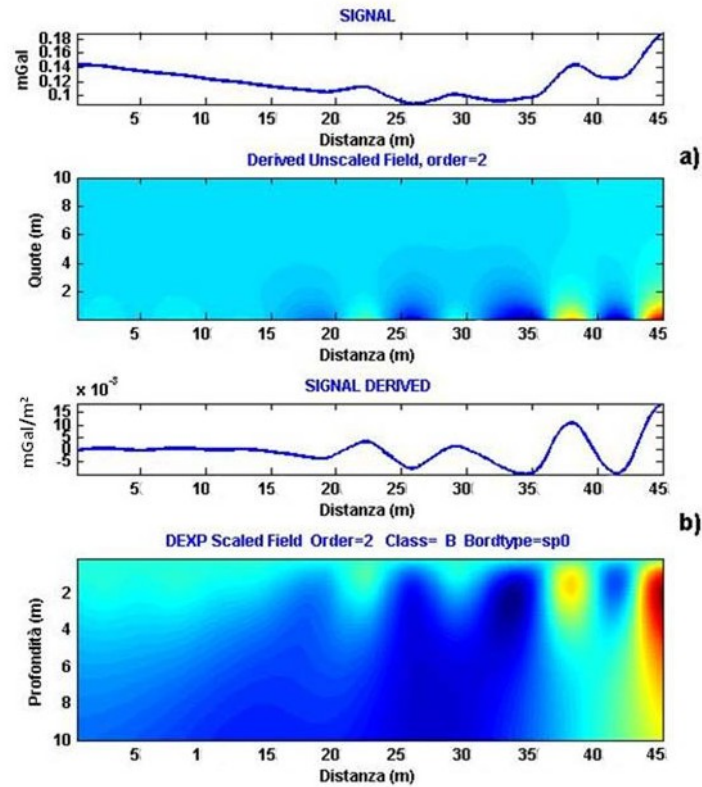


Figura 4.57. Metodo DEXP applicato alla derivata seconda del campo gravimetrico; a) segnale originario e sezione verticale del campo; b) segnale derivato e campo scalato.

Le stime di profondità ottenute sono confermate anche dall'analisi DEXP della derivata terza del campo (Figura 4.58). Ovviamente l'ordine di derivazione maggiore riduce l'interferenza tra le singole anomalie, mettendo meglio in evidenza i singoli minimi gravimetrici.

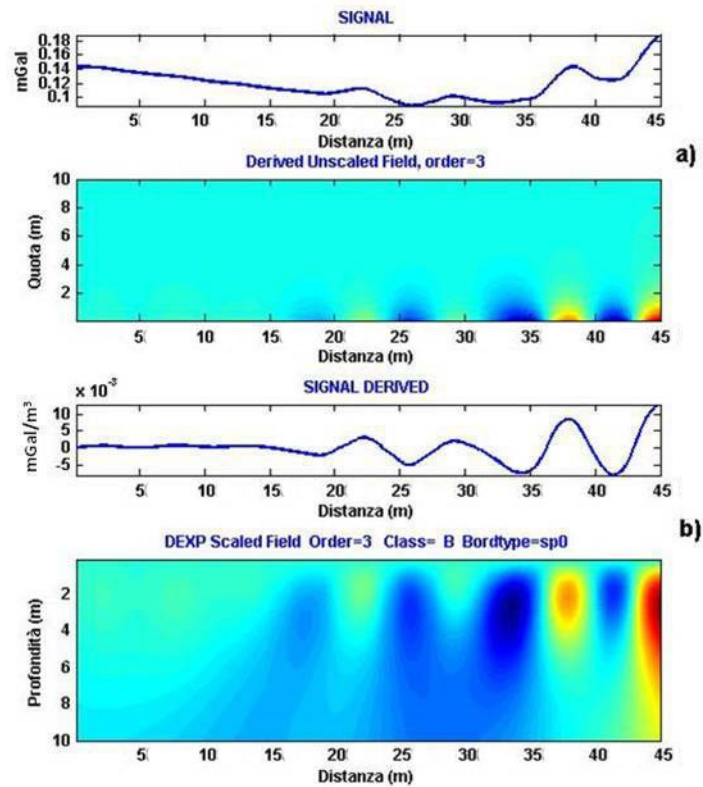


Figura 4.58. Metodo DEXP applicato alla derivata terza del campo gravimetrico; a) segnale originario e sezione verticale del campo; b) segnale derivato e campo scalato.

Anche per il secondo profilo l'indice strutturale è stato assunto uguale a 1. Le analisi DEXP delle derivate verticali seconda (Figura 4.59) e terza (Figura 4.60) del segnale hanno confermato che le sorgenti dei minimi gravimetrici sono superficiali e comprese tra 1 e 4 m dal piano di calpestio.

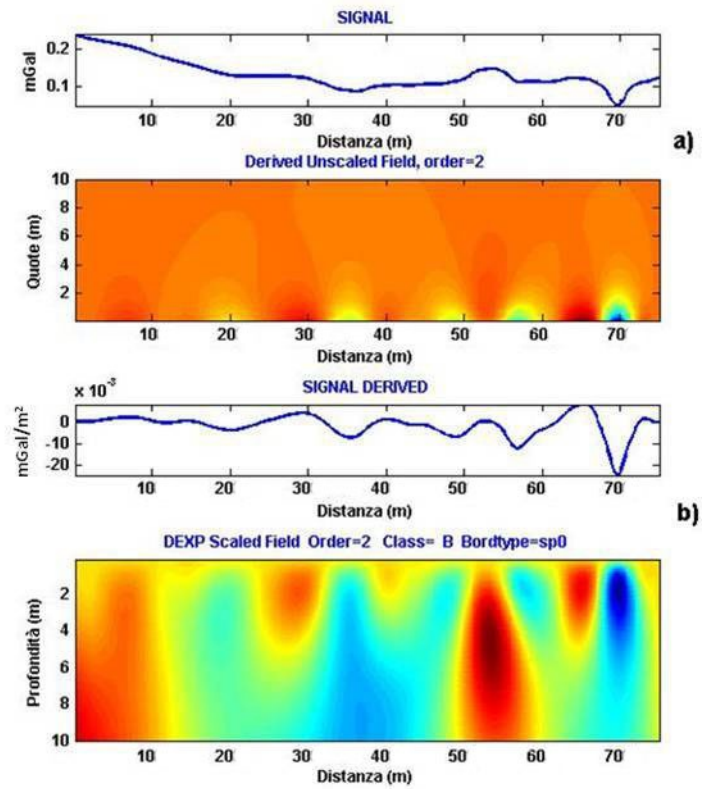


Figura 4.59. Analisi DEXP per la derivata seconda del secondo profilo. a) segnale originario e sezione verticale del campo; b) segnale derivato e campo scalato.

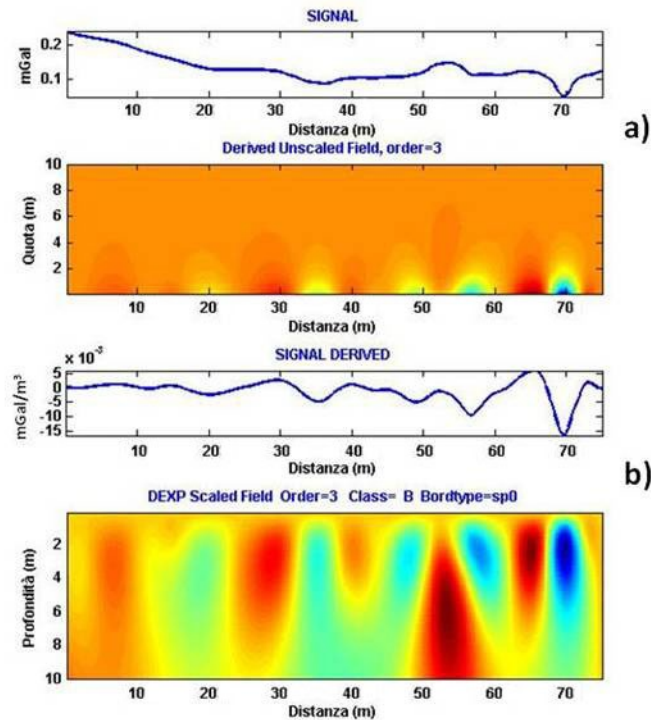


Figura 4.60. Metodo DEXP applicato alla derivata terza del campo gravimetrico; a) segnale originario e sezione verticale del campo; b) segnale derivato e campo scalato.

In entrambe si nota per $x = 70$ m un minimo molto intenso a una profondità di circa 1 m e già visibile nella mappa delle anomalie in aria libera di figura 4.47. Questa stima di profondità è stata confermata dal successivo sprofondamento dell'area relativa all'anomalia poche settimane dopo le attività di rilievo.

4.4) IL CASO DI SAN CARLO ALLE MORTELLE, NAPOLI

Nella notte del 23 settembre 2009 in via San Carlo alle Mortelle, nei Quartieri Spagnoli, a Napoli, si è aperta una voragine causata dal crollo in tre punti della volta tufacea di una cavità del sottosuolo. L'area interessata dallo sprofondamento è cerchiata in rosa in figura 4.59.



Figura 4.59. Centro urbano di Via San Carlo alle Mortelle, Napoli. In rosso il profilo misurato con l'indagine microgravimetrica; in rosa l'area colpita dallo sprofondamento.

La voragine ha provocato il cedimento di una porzione di via San Carlo alle Mortelle a ridosso della omonima chiesa (Figura 4.60 a), il crollo parziale del pavimento di fine '700 della chiesa stessa (Figura 4.60 b) e il crollo del pavimento di un appartamento al piano terra (Figura 4.60 c), determinando l'evacuazione di cinque palazzi e l'inagibilità dell'edificio sacro.

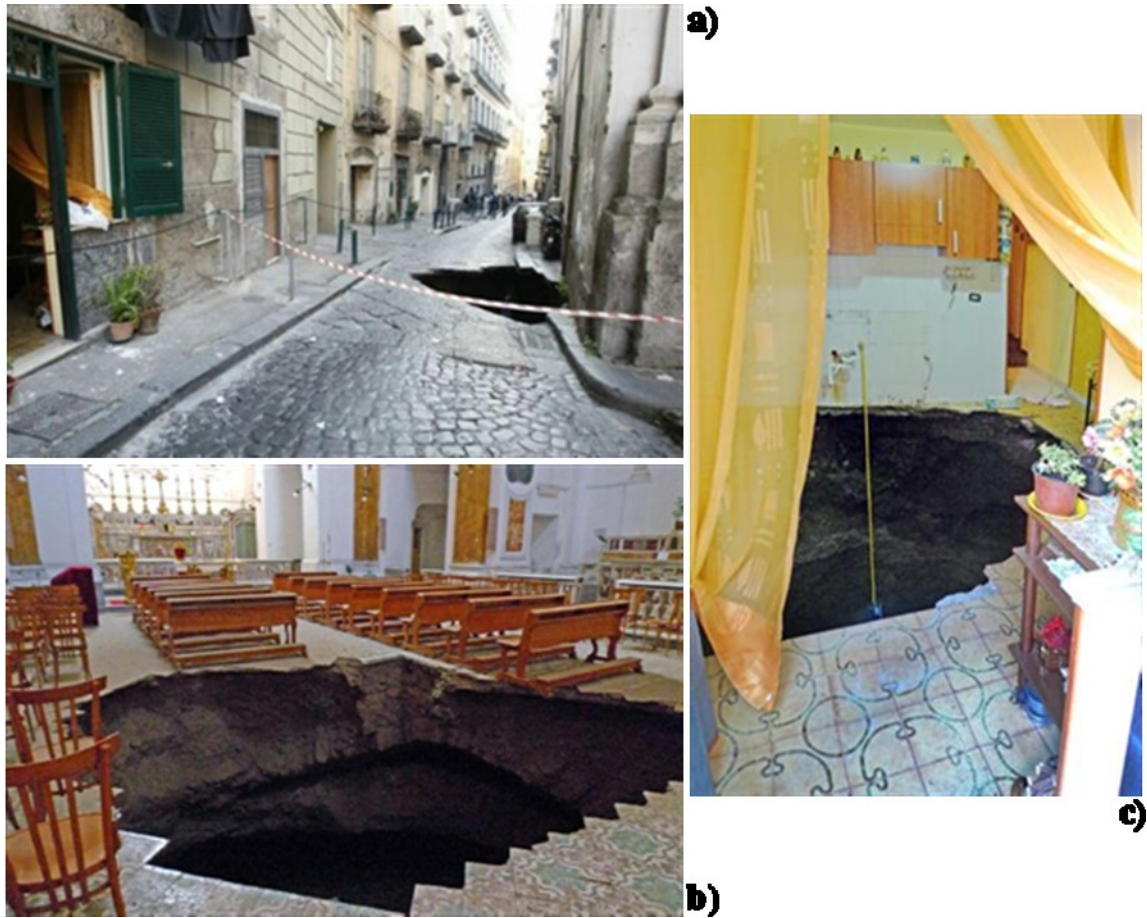


Figura 4.60. Sprofondamento in via San Carlo alle Mortelle. Il crollo ha interessato una porzione della strada a ridosso della chiesa (a), il pavimento settecentesco dell'edificio sacro (b) e il pavimento di un'abitazione a piano terra (c).

Come riportato da www.napoliunderground.org, le conoscenze relative a quest'area indicano che il cunicolo di adduzione dell'acqua facente parte dell'antico acquedotto Carmignano (con accesso da via Calata San Mattia), posto lungo la verticale sottostante la voragine, non può essere direttamente coinvolto nel dissesto per le sue limitate dimensioni (0.6 m x 1.7 m), la sua profondità (circa 60 m) e il fatto di essere stato realizzato all'interno del banco tufaceo. Andrebbe, quindi rivolta l'attenzione a due sistemi di cisterne poste non direttamente sotto l'area interessata, ma messe in collegamento dal cunicolo stesso; andrebbe anche valutata la presenza di cisterne pluviali poste a quote più superficiali, che un tempo fungevano da riserve idriche per i sovrastanti fabbricati; andrebbe infine riscontrato il coinvolgimento delle strutture sotterranee della chiesa, che servivano da fosse comuni e che spesso erano in comunicazione con vuoti più profondi.

Probabilmente la voragine comparsa il 23 Settembre 2009 potrebbe essere stata innescata dall'azione erosiva delle acque di eventuali perdite del sistema idrico e fognario della città già da una decina di anni fa.

In seguito al dissesto il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli "Federico II" ha intrapreso una collaborazione scientifica con il Comune di Napoli al fine di investigare l'intera via San Carlo alle Mortelle, che da Piazzetta Mondragone giunge in Piazzetta San Carlo alle Mortelle per una lunghezza di circa 110 m. Lo scopo è stato quello di individuare probabili vuoti non noti, rientrando in un discorso più ampio di mitigazione del rischio connesso a sprofondamenti di origine antropica in aree densamente popolate.

La complessità dell'ambiente, fortemente urbanizzato con presenza di edifici su entrambi i lati della strada, il consistente traffico veicolare e pedonale e la presenza di 'rumore' ambientale e antropico hanno spinto a scegliere come metodo di esplorazione il metodo microgravimetrico.

4.4.1) Inquadramento geologico

L'intera municipalità di Napoli presenta un'area di 117.27 Km², di cui 92.63 Km² fortemente urbanizzati con una popolazione di 1045874 abitanti (censimento del 1996) (Alberico et al., 2005).

La morfologia della città, visibile in figura 4.61, si presenta abbastanza varia in risposta all'attività vulcanica dei Campi Flegrei relativa all'emissione del Tufo Giallo Napoletano (si veda paragrafo 4.1.2).

Il punto topograficamente più elevato della città è la collina dei Camaldoli (454 m), bordata a Ovest dalle piane di Pianura (175 m) e di Soccavo (100 m), e gradualmente discendente verso la piana costiera di Fuorigrotta-Bagnoli. A Est sorge la collina del Vomero, che prosegue verso Posillipo e che dolcemente discende in direzione E-NE nella piana del Sebeto-Volla e nell'area di Capodichino.

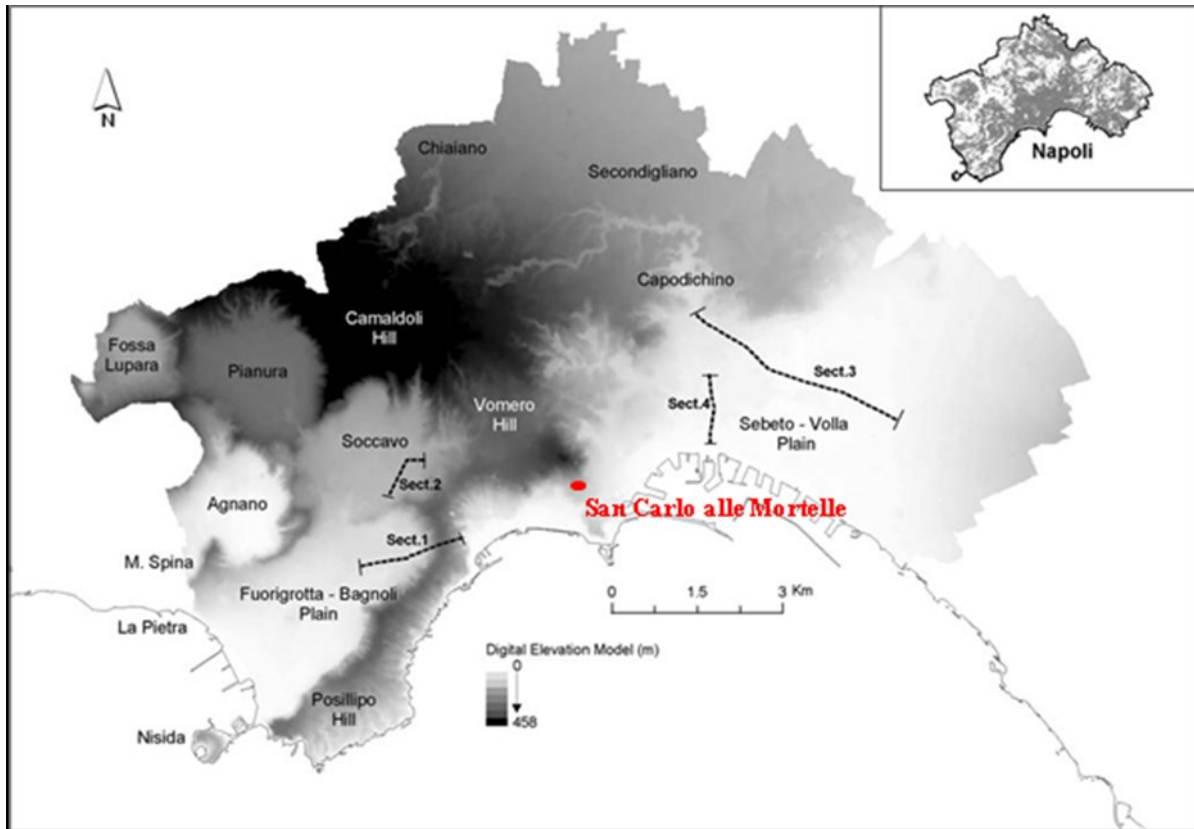


Figura 4.61. Digital Elevation Model della città di Napoli. L'area in grigio nell'inserto in alto a destra mostra l'urbanizzazione della città. Da Alberico et al. (2005).

In base alla conformazione geologica, la città di Napoli può essere suddivisa in tre aree principali (de Riso & Lirer, 1999): le piane costiere di Sebetto-Volla e Fuorigrotta-Bagnoli, le piane interne di Soccavo, Pianura e Agnano e l'area collinare di Camaldoli, Posillipo e Vomero.

La piana di Sebetto-Volla è un bacino continentale di sedimentazione, la cui evoluzione geologica e litologica è fortemente connessa alle attività vulcaniche dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio.

La piana di Fuorigrotta-Bagnoli è un bacino marino, la cui evoluzione è strettamente legata alla messa in posto del Tufo Giallo Napoletano (Russo et al., 1998). I movimenti eustatici del livello del mare e la forte subsidenza bradisismica hanno favorito la sedimentazione marina. I sedimenti sono costituiti da depositi piroclastici rimaneggiati e da strati alluvionali con paleosuoli imbibiti.

Procedendo verso l'interno della città, le pianure di Soccavo, Pianura e Agnano rappresentano aree depresse della caldera dei Campi Flegrei, riempite di depositi piroclastici incoerenti e paleosuoli.

La zona collinare è, invece, caratterizzata soprattutto dalla presenza del Tufo Giallo Napoletano, il cui spessore varia da 100-200 m nell'area Nord della città a 10-15 m nell'area Est. Sul Tufo Giallo è sovrainposto un deposito piroclastico sciolto della recente attività dei Campi Flegrei (< 10 Ky), caratterizzato da strati di cenere a granulometria variabile e dalla rara presenza di paleosuoli. Lo

spessore massimo di tale deposito è di circa 15-20 m presso la collina dei Camaldoli per ridursi a circa 2 m di spessore nella zona est di Napoli.

Via San Carlo alle Mortelle, sito di interesse per l'esplorazione microgravimetrica descritta nel successivo paragrafo, rientra nell'area collinare dei Camaldoli, Posillipo e Vomero.

4.4.2) Descrizione dell'indagine

Nei mesi di Settembre 2009 e di Marzo e Maggio 2010 è stata condotta un'indagine microgravimetrica lungo un unico profilo di misura; in figura 4.62 sono presentati due momenti della fase di acquisizione.



Figura 4.62. Due momenti del rilievo microgravimetrico: battuta topografica a sinistra e acquisizione gravimetrica a destra.

Non è stato possibile eseguire la prospezione su più profili paralleli o su area a causa della limitata larghezza di Via San Carlo alle Mortelle, circa 4 m.

Il profilo muove da Piazzetta Mondragone a Sud a Piazzetta San Carlo alle Mortelle a Nord con una lunghezza di 111 m (Figura 4.59). Lungo esso sono state occupate 74 stazioni gravimetriche mediante l'autogravimetro Scintrex CG5. In base alle dimensioni delle cavità note in aree vicine, è stato scelto un passo di campionamento di 1.5 m per l'intero profilo.

Il ritorno alla stazione base è avvenuto circa ogni ora e 15 minuti allo scopo di campionare la curva di deriva strumentale. Per ogni stazione sono stati letti almeno 3 valori di gravità e ognuna di queste misure è durata 60 secondi. Tuttavia, nonostante l'inagibilità della strada e la chiusura al traffico, per quasi tutte le stazioni di misura il rumore prodotto dalle intense attività antropiche è stato tale da far incrementare il numero di letture fino a 15, fino a quando, cioè, la ripetibilità non è risultata soddisfacente (entro $5\mu\text{Gal}$).

Contemporaneamente è stato svolto il rilievo topografico. L'errore di chiusura del circuito topografico è stato dell'ordine di quelli riscontrati negli altri esempi descritti in questa tesi (pochi mm).

4.4.3) Processing dei dati

Come descritto nelle due indagini precedenti, anche nell'ambito di questa prospezione i dati misurati sono stati corretti dagli effetti temporali e spaziali non legati all'anomalia di interesse.

Sui quattro dataset, acquisiti in quattro giorni di misure, sono state eseguite prima la correzione di marea e poi la correzione di deriva strumentale (Figura 4.63).

Queste due correzioni sono state applicate con le medesime modalità impiegate nei casi di Cardito e di Lesina Marina.

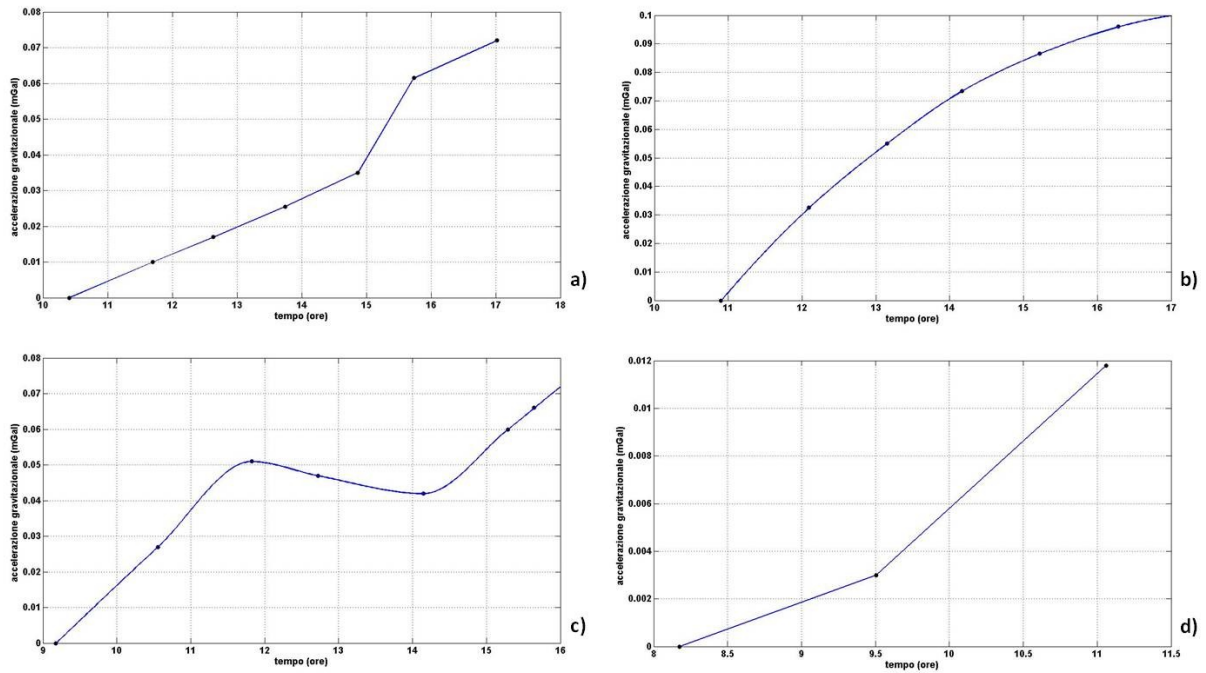


Figura 4.63. Curve di deriva relative ai quattro giorni di acquisizione: a) 26 Novembre 2009, b) 27 Novembre 2009, c) 13 Marzo 2010, d) 25 Maggio 2010. I pallini neri indicano i valori di g osservata per i diversi ritorni alla stazione base.

Rimossi i due effetti temporali si ottiene il profilo della gravità osservata (Figura 4.64).

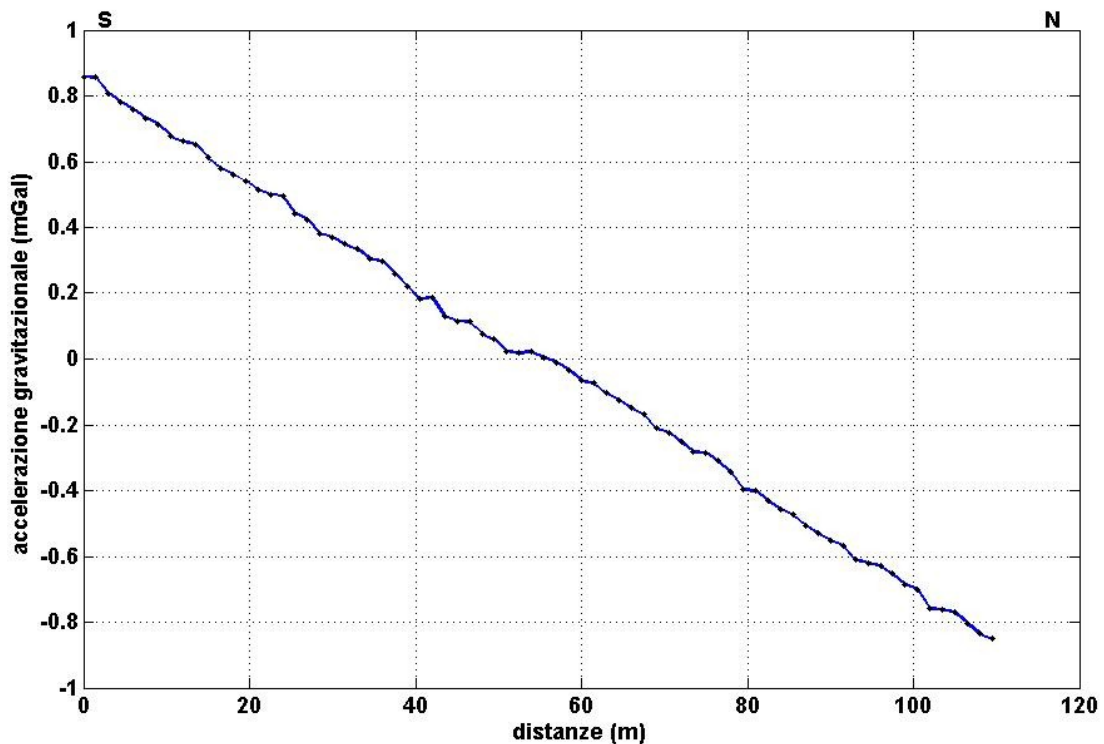


Figura 4.64. Profilo delle accelerazioni verticali di gravità corrette dagli effetti temporali di marea e di deriva strumentale. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

L'andamento discendente da Sud verso Nord è spiegato dal fatto che le misure sono state realizzate lungo un profilo in pendenza, così come è possibile vedere dai dati topografici di figura 4.65.

La topografia osservata in corrispondenza delle stazioni di misura presenta un dislivello massimo di 6.95 m rispetto a un livello zero arbitrario passante per la quota minima rilevata presso la prima stazione.

Poiché il maggior disturbo topografico è rappresentato dalla presenza dei palazzi su entrambi i lati della strada e non da una morfologia variabile delle aree circostanti (il profilo è perpendicolare al pendio), non è stato necessario acquisire letture topografiche al di fuori del profilo di interesse.

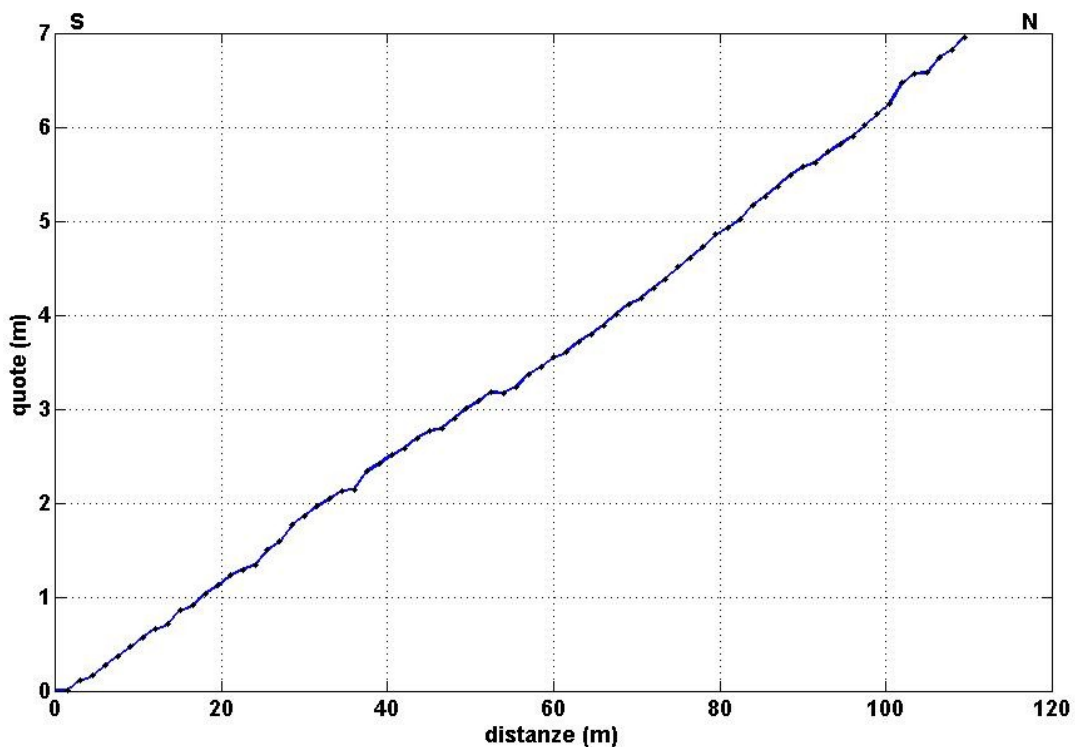


Figura 4.65. Andamento topografico del profilo investigato. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

Quindi, disponendo dei valori di quota sono state apportate le correzioni in aria libera e di Bouguer completa (effetto di piastra + effetto topografico).

La correzione in aria libera, mostrata in figura 4.66, è stata sommata ai valori di gravità osservati per ottenere l'anomalia in aria libera (Figura 4.67).

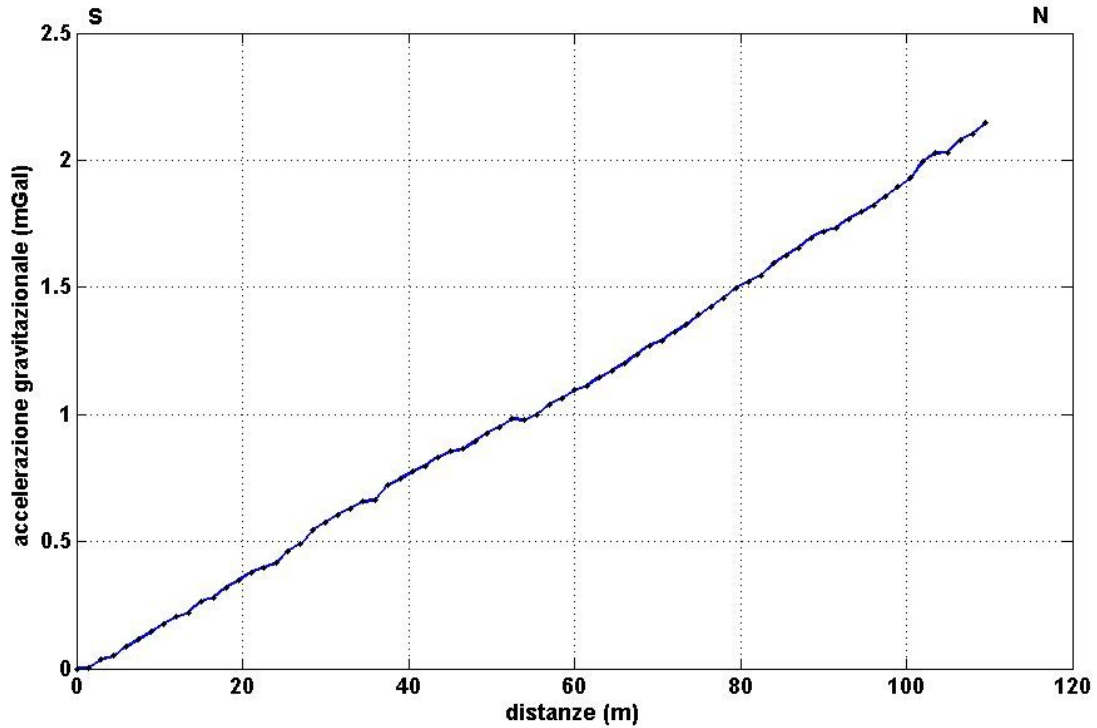


Figura 4.66. Correzione in aria libera. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

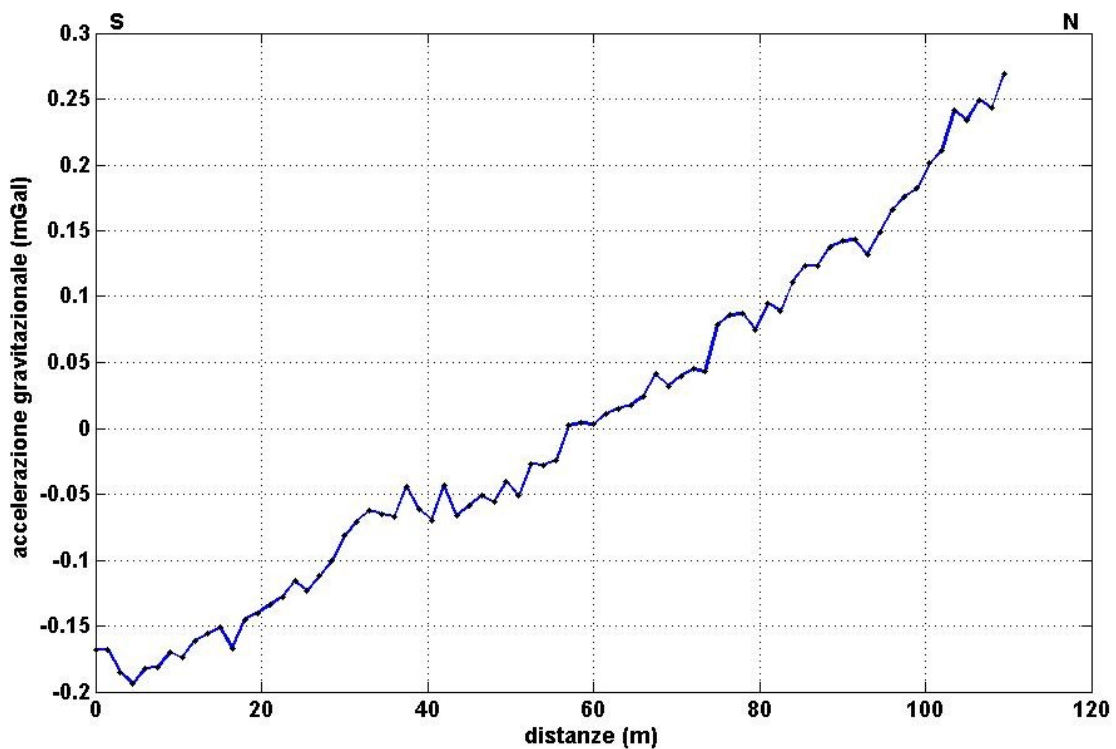


Figura 4.67. Anomalia in aria libera. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

L'anomalia in aria libera ha un'ampiezza di circa 140 μGal ; presenta un andamento quasi lineare, correlato alla topografia.

La presenza dell'effetto gravimetrico delle masse interposte tra la superficie di riferimento passante per la quota 0 m della prima stazione e le quote a cui sono stati osservati i dati non permette ancora di effettuare un'interpretazione del segnale. E' necessaria la correzione di Bouguer completa.

La correzione di Bouguer completa è stata calcolata con il metodo di Talwani (1959) (paragrafo 4.1). La scelta dei giusti valori di densità è basata sulla stratigrafia di alcuni sondaggi geomeccanici disponibili.

Dai sondaggi risulta che la stratigrafia, procedendo dall'alto verso il basso, può essere così schematizzata: uno strato di 1.5 m circa di materiale di riporto, uno strato di 3 m circa di ceneri grigie compatte e uno strato di 2.45 m di materiale piroclastico.

Pertanto, i valori di densità selezionati per il calcolo della correzione di Bouguer (Figura 4.68) sono rispettivamente i seguenti: 1.5 g/cm^3 , 2 g/cm^3 e 1 g/cm^3 .

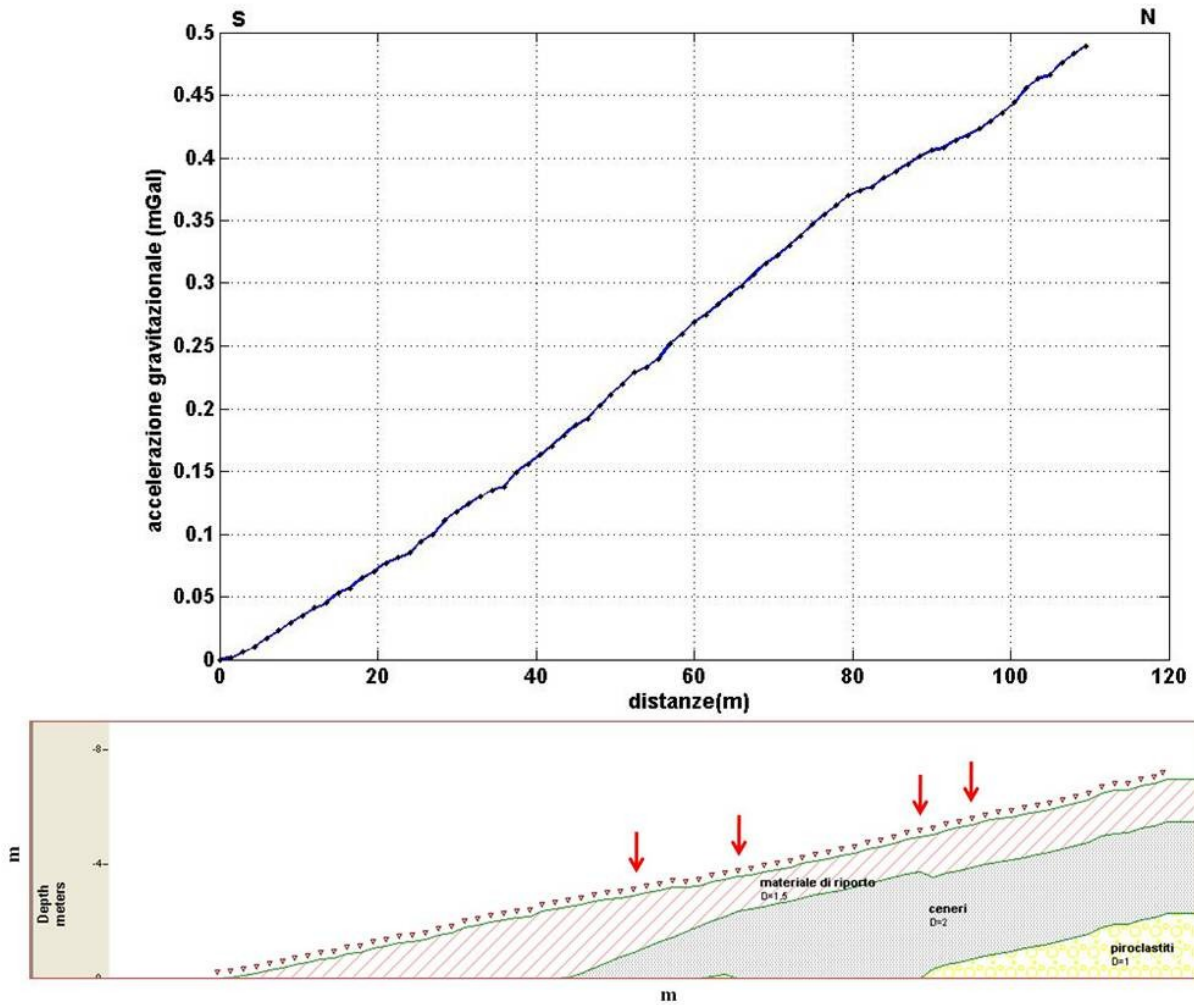


Figura 4.68. *Correzione di Bouguer completa. L'effetto gravimetrico di piastra e topografico è calcolato con il metodo di Talwani (1959). Il prospetto in basso rappresenta la modellizzazione bidimensionale del sottosuolo: il primo strato è caratterizzato da materiale di riporto con densità di 1.5 g/cm^3 , il secondo strato da ceneri grigie compatte con densità di 2 g/cm^3 , il terzo strato da prodotti piroclastici con densità di 1 g/cm^3 . Le frecce rosse indicano l'ubicazione dei sondaggi stratigrafici lungo il profilo di misura.*

Sottraendo all'anomalia in aria libera la correzione così calcolata si ottiene l'anomalia di Bouguer (Figura 4.69).

Osservando l'anomalia si nota che per $40 \text{ m} < x < 100 \text{ m}$ vi è un minimo gravimetrico con un'ampiezza di circa $80 \mu\text{Gal}$.

Per eseguire una giusta interpretazione delle anomalie ottenute è, però, necessario rimuovere l'effetto gravimetrico generato dai principali disturbi topografici della zona e cioè i palazzi ad uso civile e la chiesa di San Carlo alle Mortelle.

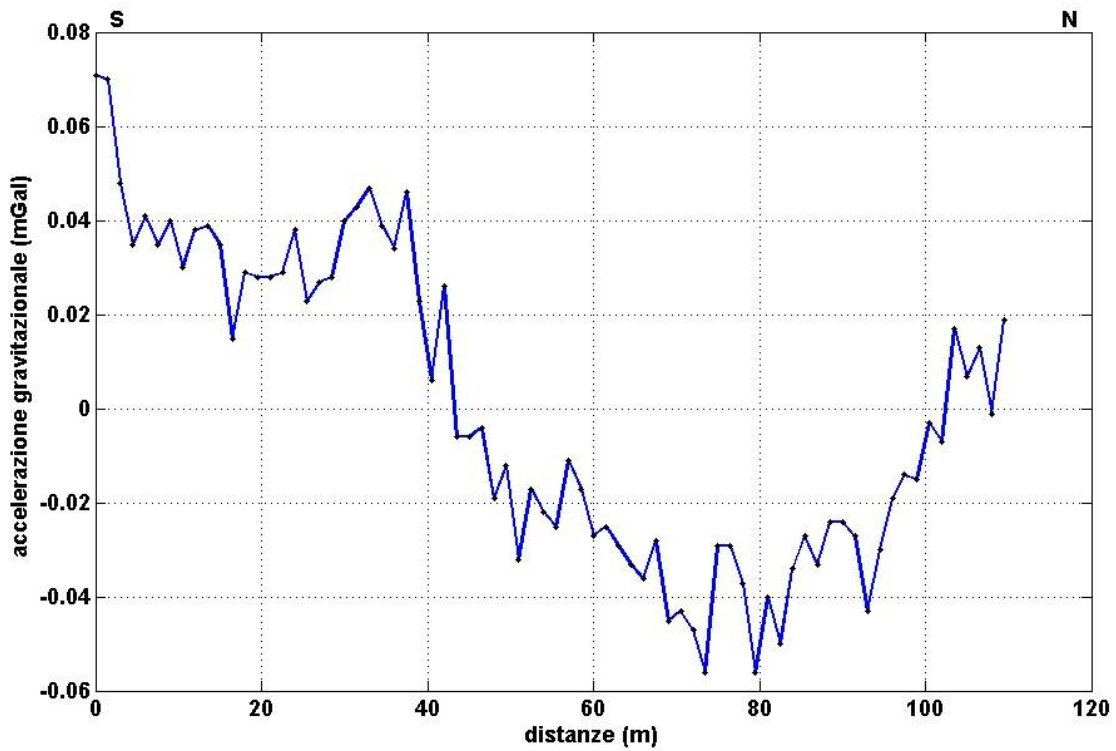


Figura 4.69. Anomalia di Bouguer. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

Come per il caso di Cardito, data la notevole vicinanza degli edifici alle stazioni di misura, è stato necessario modellizzare i manufatti con elevato dettaglio. In figura 4.70 è presentato il campo gravimetrico da essi generato.

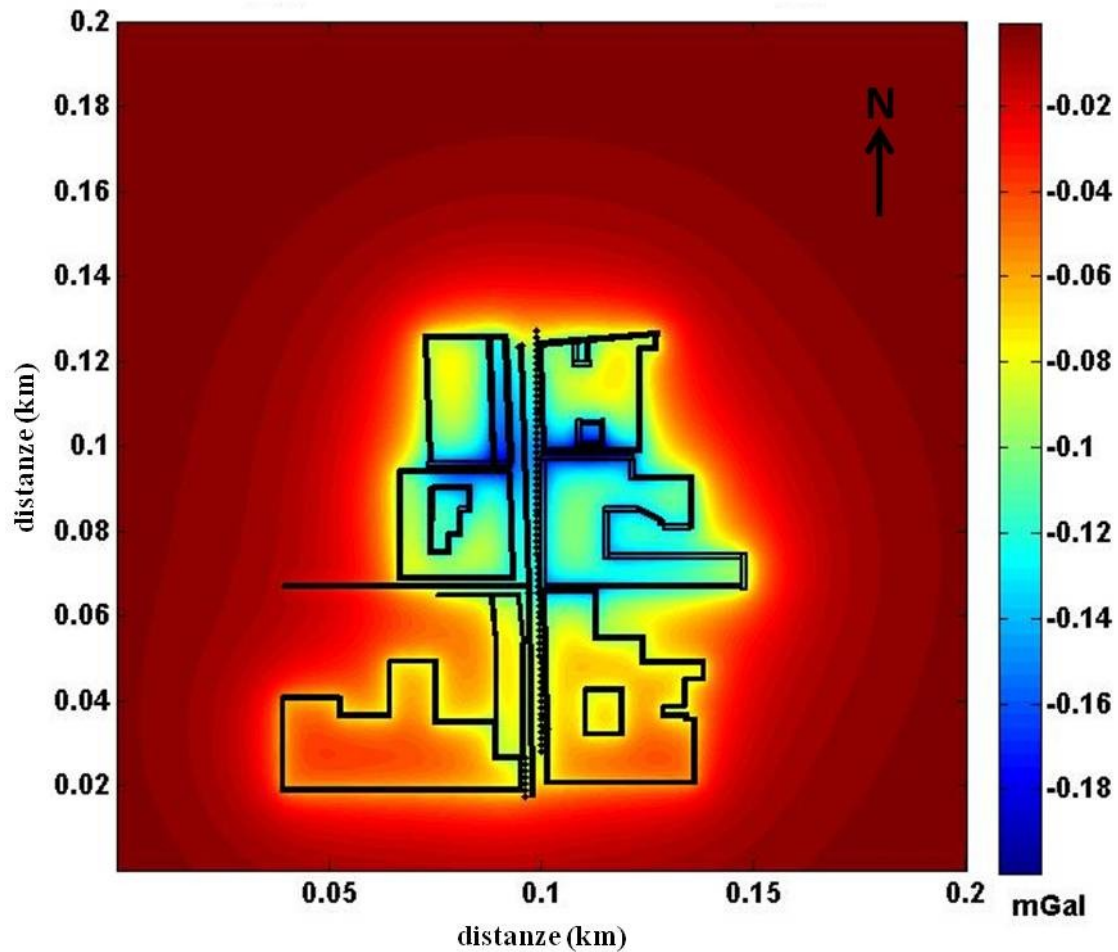


Figura 4.70. Campo gravimetrico generato dai manufatti presenti nell'intorno del profilo esplorato. Le crocette nere indicano i punti di osservazione.

I palazzi sono stati modellizzati nelle loro principali strutture murarie con 89 prismi. Trattandosi di muri in tufo giallo napoletano il valore di densità scelto è stato di 1.7 g/cm^3 . Lo spessore delle mura perimetrali è stato misurato sul posto ed è compreso tra 60 cm e 100 cm.

Estraendo da tale campo i valori di gravità in corrispondenza delle stazioni di misura otteniamo l'effetto gravimetrico dei palazzi lungo il profilo misurato.

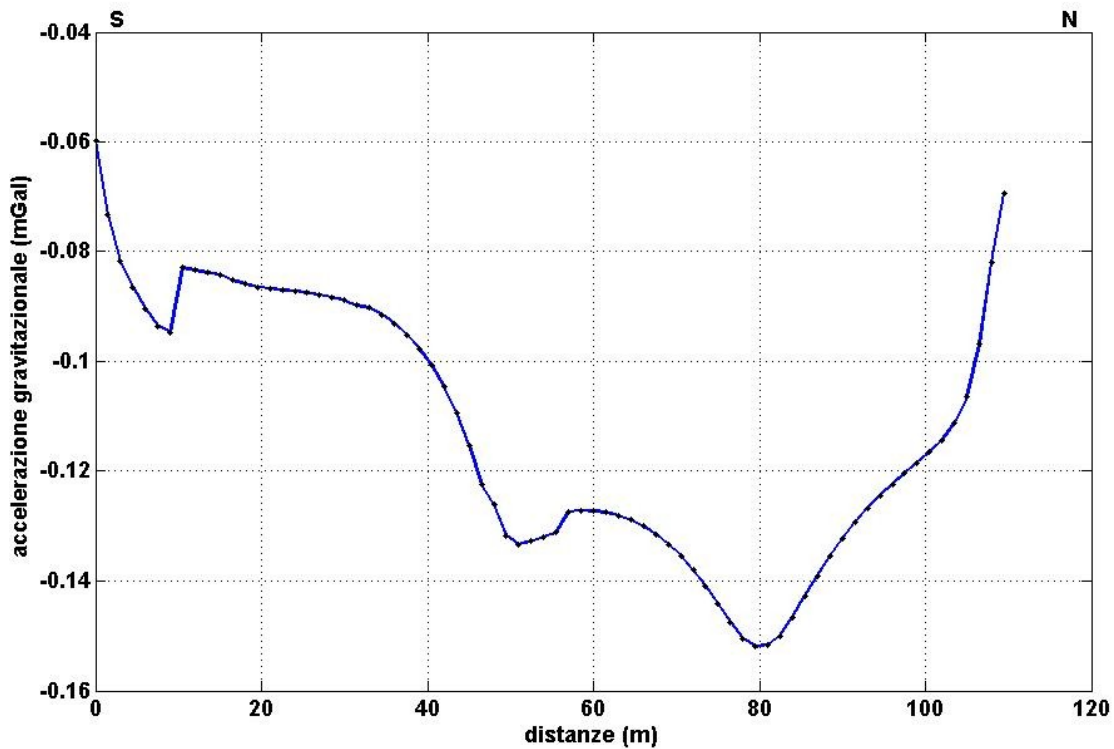


Figura 4.71. Effetto gravimetrico delle strutture antropiche in corrispondenza delle stazioni di misura.

Come si può notare, per $40 \text{ m} < x < 100 \text{ m}$ l'effetto gravimetrico generato dagli edifici ha un'ampiezza di circa $-80 \mu\text{Gal}$.

Quest'ampiezza è praticamente della stessa entità dell'ampiezza dell'anomalia presente lungo il profilo delle anomalie di Bouguer in corrispondenza delle medesime ascisse (Figura 4.69).

Ciò significa che il minimo osservato nell'anomalia di figura 4.69 è generato per larga parte dall'intenso effetto gravimetrico dei palazzi e della chiesa nella parte finale del profilo.

Studiando il profilo delle anomalie di Bouguer finale (Figura 4.72), ottenuto eliminando dal profilo delle anomalie di Bouguer di figura 4.69 il campo gravimetrico prodotto dai manufatti, si nota che esistono ampie oscillazioni ad alta frequenza dell'accelerazione verticale di gravità.

Queste oscillazioni ad alta frequenza sono legate a fonti di rumore ambientale e geologico presenti nell'area.

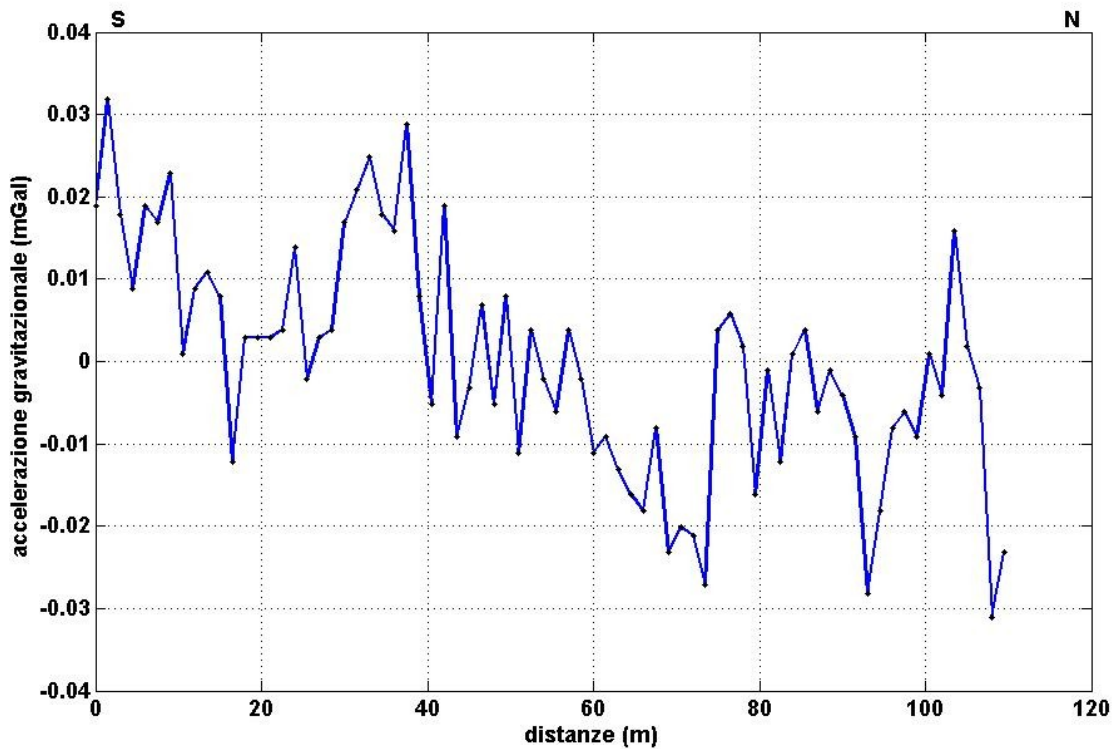


Figura 4.72. Anomalia di Bouguer finale. I pallini neri indicano la distribuzione delle stazioni di misura.

Anche in questo caso è stata calcolata l'incertezza secondo Debeglia & Dupont (2002); essa risulta pari a $30.3 \mu\text{Gal}$. Anche sulla base di questa stima dell'errore, piuttosto ampio rispetto alle anomalie di figura 4.72, si può concludere che non esistano minimi gravimetrici chiaramente ascrivibili, per lunghezza d'onda e ampiezza, a cavità sotterranee. Disponendo di un unico profilo è anche ovviamente impossibile tentare qualsiasi interpretazione quantitativa di tali dati, magari lisciati con qualche tecnica adatta, a causa dell'assenza di informazioni sul rapporto spaziale tra profilo e sorgenti di anomalia.

CAPITOLO 5

FORMULAZIONE DI UN ALGORITMO DI INVERSIONE LINEARE 3D PER L'INTERPRETAZIONE DEI CAMPI DI POTENZIALE

INTRODUZIONE

Parte del lavoro di ricerca è stato dedicato alla formulazione di un algoritmo di inversione lineare 3D per l'interpretazione dei dati di campi di potenziale.

Questo algoritmo nasce dalla collaborazione tra il "Department of Informatics and Mathematical Modelling" della "Technical University of Denmark" e il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli "Federico II".

L'algoritmo pone le sue basi sul metodo proposto da Li & Oldenburg (1996, 1998), che hanno introdotto una funzione peso, $W(z)$, nella formulazione di Tikhonov (equazione (5.17)).

Poiché la funzione peso riflette il tasso di decadimento del campo con la distanza, l'inclusione nella funzione oggettiva da minimizzare di una funzione peso dovrebbe garantire ai modelli ottenuti risoluzione in profondità (Li & Oldenburg, 1996).

A oggi la collaborazione ha prodotto un algoritmo di inversione lineare tridimensionale, le cui caratteristiche principali sono di seguito riassunte: rapidità con cui è generato il "kernel", possibilità di utilizzare differenti metodi di regolarizzazione (TSVD, "Tikhonov regularization" e CGLS), possibilità di introdurre informazioni a priori sottoforma di "smoothing norm" (funzione peso di Li & Oldenburg (1996, 1998), funzione peso "sensitivity" di Zhdanov (2002)) e "derivative smoothing norm" (Fedi et al., 2005) e interazione con il software tramite un'interfaccia grafica di facile gestione.

La vera innovazione, tuttavia, avrebbe dovuto provvedere all'utilizzo di funzioni peso a esponente variabile all'interno di sottodomini del modello, dove attribuire il corretto indice strutturale a sorgenti con differente forma geometrica. Questo obiettivo non è stato ancora raggiunto, e potrebbe costituire uno dei principali scopi di una futura collaborazione.

Il progetto è stato sviluppato in più fasi: inizialmente è stata implementata una versione bidimensionale dell'algoritmo e sulla base di quest'ultima è stato successivamente sviluppato l'algoritmo 3D.

Il software permette non solo la gestione dei problemi inversi di tipo gravimetrico, ma anche di tipo magnetico. Ovviamente, nell'ambito di questo progetto di ricerca gli esempi riportati si riferiscono esclusivamente al caso gravimetrico.

La teoria relativa ai problemi inversi e ai problemi inversi discretizzati è presentata nei successivi paragrafi. Sono, inoltre, descritti i differenti metodi di regolarizzazione sia nella forma standard che nella forma generale e le smoothing norm sotto forma di funzioni peso e derivative smoothing norm.

Gli esperimenti sui dati sintetici sono stati realizzati per stabilire le capacità di ricostruzione dell'algoritmo; le interpretazioni sui dati reali svolgono un duplice ruolo: 1) validare il corretto funzionamento del software qui proposto, 2) confermare i risultati discussi nel capitolo 4.

5.1) PROBLEMA INVERSO PER I CAMPI DI POTENZIALE

Consideriamo i problemi inversi per i campi di potenziale (Blakely, 1996); essi hanno la seguente formulazione:

$$\int_{\Omega} \mathbf{K}(\mathbf{r}_{obs}, \mathbf{r}) \mathbf{M}(\mathbf{r}) d\Omega = \mathbf{T}(\mathbf{r}_{obs}) \quad (5.1)$$

dove Ω è il dominio in cui è distribuita la sorgente d'anomalia, $\mathbf{M}(\mathbf{r})$ indica la distribuzione incognita della sorgente nel punto \mathbf{r} , ovvero la soluzione incognita del problema, e $\mathbf{T}(\mathbf{r}_{obs})$ denota il campo di potenziale nel punto \mathbf{r}_{obs} posto fuori dal dominio Ω , cioè i dati osservati. La funzione $\mathbf{K}(\mathbf{r}_{obs}, \mathbf{r})$, chiamata kernel, descrive la relazione fisica tra la sorgente nel punto \mathbf{r} e il campo nel punto \mathbf{r}_{obs} .

Nel caso in cui il problema inverso sia di tipo gravimetrico \mathbf{M} indica la densità della sorgente e \mathbf{T} è la componente verticale del campo anomalo gravitazionale. Il kernel \mathbf{K} assume la seguente forma:

$$\mathbf{K}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_{obs}) = \gamma \frac{z - z_{obs}}{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_{obs}\|_2^3} \quad (5.2)$$

Dalla (5.2) è evidente che $\mathbf{K}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_{obs})$ è la componente verticale di un campo anomalo gravitazionale generato da una sorgente puntiforme unitaria posta in \mathbf{r} .

L'equazione (5.1), detta equazione integrale di Fredholm del primo tipo, è un classico esempio di problema mal posto.

Un problema è detto ben posto quando soddisfa tutte le seguenti proprietà:

- **esistenza:** il problema deve avere una soluzione.
- **unicità:** se la soluzione esiste deve essere unica.
- **stabilità:** la soluzione deve dipendere in maniera continua dai dati.

Se il problema viola uno e più di questi tre punti è detto problema mal posto.

Se il problema è mal posto esistono differenti tecniche per giungere a una soluzione approssimativa quanto più vicina a quella reale.

Un esempio di problema che viola la condizione di esistenza della soluzione è un sistema di equazioni sovradeterminato del tipo $\mathbf{K} \mathbf{m} = \mathbf{d}$, in cui \mathbf{K} è il kernel, \mathbf{m} è il vettore delle incognite e \mathbf{d} il vettore dei dati. In questo caso il problema può essere riformulato come un problema ai minimi quadrati (equazione (5.3))

$$\min_m \|\mathbf{K}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2^2 \quad (5.3)$$

Se è violata la condizione di unicità, ovvero il sistema ha più soluzioni, possono essere aggiunte più condizioni al problema affinché sia ricavata la soluzione unica. Una di queste condizioni è che la norma della soluzione deve essere minima (equazione (5.4))

$$\min_m \|\mathbf{m}\|_2^2 \quad (5.4)$$

Se, infine, il sistema viola la condizione di stabilità (la soluzione è molto sensibile alle perturbazioni), ovvero il rapporto tra il più grande e il più piccolo valore singolare diverso da zero della matrice \mathbf{K} (numero di condizionamento) è grande, il problema può essere riformulato in un altro problema meno sensibile attraverso le tecniche di regolarizzazione.

5.2) PROBLEMA INVERSO DISCRETO

Per essere capaci di risolvere l'equazione (5.1) abbiamo bisogno di discretizzare e rendere il problema continuo come un problema a dimensioni finite discreto, dal quale ottenere una soluzione numerica. Conseguentemente, poiché il problema discreto deriva da un problema continuo inverso mal posto, questo risulterà a sua volta mal posto. Come accennato nel paragrafo 5.1, si utilizzano differenti metodi di regolarizzazione (paragrafo 5.3) per giungere a una soluzione stabile e significativa.

In questo progetto di ricerca sono stati utilizzati due metodi di discretizzazione dell'equazione integrale (5.1): il metodo della quadratura e il metodo di Galerkin (Hansen, 2010; Aalders Larsen, 2010).

Nell'ambito della geofisica il metodo della quadratura si fonda sull'assunzione che la soluzione $\mathbf{M}(\mathbf{r})$ consista in un numero di sorgenti puntuali con una data densità (magnetizzazione nel caso di problemi inversi magnetici); il metodo di Galerkin, invece, stabilisce che il dominio è discretizzato in celle o pixel con densità costante (magnetizzazione nel caso di problemi inversi magnetici).

In entrambi i casi il dominio della sorgente è diviso in un numero N di celle rettangolari arrangiate in un grid $N_x \times N_y \times N_z$. I punti di osservazione P sono distribuiti lungo un grid di misura $P_x \times P_y$ posto al di fuori del dominio Ω . Sia nel caso gravimetrico che in quello magnetico il sistema $P \times N$ di equazioni lineari sarà del tipo

$$\mathbf{K} \mathbf{m} = \mathbf{d}$$

- 1) Metodo della quadratura. Stabiliamo che $\tilde{\mathbf{M}}_j$ sia una approssimazione di $\mathbf{M}(\mathbf{r}_j)$, allora i coefficienti della matrice \mathbf{K} e il vettore dei dati \mathbf{d} assumeranno la seguente forma:

$$\begin{aligned} k_{i,j} &= V_j \mathbf{K}(\mathbf{r}_j, \mathbf{r}_{obsi}) \\ d_i &= \mathbf{T}(\mathbf{r}_{obsi}) \\ m_j &= \tilde{\mathbf{M}}_j \end{aligned}$$

dove V_j è il volume delle celle Ω_j ,

$$i = 1, 2, \dots, P$$

$$j = 1, 2, \dots, N$$

Nel caso gravimetrico il kernel \mathbf{K} è dato dall'equazione (5.2).

- 2) Metodo di Galerkin. Sia per il problema gravimetrico che per quello magnetico si ha

$$\begin{aligned} d_i &= \mathbf{T}(\mathbf{r}_{obsi}) \\ m_j &= \zeta_j \end{aligned}$$

con $i = 1, 2, \dots, P$

$$j = 1, 2, \dots, N$$

Dato \mathbf{m} , i valori di $\mathbf{M}(\mathbf{r})$ calcolati nel centro \mathbf{r}_j di ogni cella sono

$$\tilde{\mathbf{M}}(\mathbf{r}_j) = \boldsymbol{\varsigma}_j V_j^{-1/2} = m_j V_j^{-1/2}$$

Per calcolare gli elementi di \mathbf{K} per entrambi i campi di potenziale vale la seguente espressione:

$$k_{i,j} = \frac{1}{\sqrt{V_j}} \int_{\Omega} \mathbf{K}(\mathbf{r}_{obs}, \mathbf{r}) d\Omega_j$$

Nel caso di problemi inversi gravitazionali con il metodo di Galerkin si ha che

$$k_{i,j} = \frac{\gamma}{\sqrt{V_j}} \int_{z_j}^{z_{j+1}} \int_{y_j}^{y_{j+1}} \int_{x_j}^{x_{j+1}} \frac{z - z_{obsi}}{((x - x_{obsi})^2 + (y - y_{obsi})^2 + (z - z_{obsi})^2)^{3/2}} dx dy dz \quad (5.5)$$

Ponendo

$$x = x - x_{obsi}$$

$$y = y - y_{obsi}$$

$$z = z - z_{obsi}$$

e ottenendo i limiti di integrazione

$$x_1 = x_j - x_{obsi} \quad x_2 = x_{j+1} - x_{obsi}$$

$$y_1 = y_j - y_{obsi} \quad y_2 = y_{j+1} - y_{obsi}$$

$$z_1 = z_j - z_{obsi} \quad z_2 = z_{j+1} - z_{obsi}$$

l'integrale (5.5) diviene

$$k_{i,j} = \frac{\gamma}{\sqrt{V_j}} \int_{z_1}^{z_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_1}^{x_2} \frac{z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} dx dy dz \quad (5.6)$$

La soluzione della (5.6) si ottiene da Blakely (1996), pagina 187, equazione (9.3). Essa è

$$k_{i,j} = \frac{\gamma}{\sqrt{V_j}} \sum_{k=1}^2 \sum_{l=1}^2 \sum_{m=1}^2 \mu_{klm} \left[z_m \tan^{-1} \left(\frac{x_k y_l}{z_m R_{klm}} \right) - x_k \log(R_{klm} + y_l) - y_l \log(R_{klm} + x_k) \right]$$

dove $R_{klm} = \sqrt{x_k^2 + y_l^2 + z_m^2}$

$$\mu_{klm} = (-1)^k (-1)^l (-1)^m$$

Da notare che z_1 e z_2 sono sempre positivi; questo perché l'asse z è positivo verso il basso e perché z_{obsi} è sempre al di sopra del piano campagna.

Per i problemi inversi di tipo magnetico rimandiamo a Aalders Larsen (2010).

5.3) REGOLARIZZAZIONE

In geofisica esistono molti problemi mal posti. Come spiegato nei paragrafi precedenti, i problemi continui devono essere discretizzati per ottenere una soluzione numerica. Mentre in termini di analisi funzionale questi problemi sono tipicamente continui, quando risolti con una precisione finita potrebbero soffrire di instabilità numerica o errori nei dati.

Anche se un problema è ben posto, può essere ancora mal condizionato. Se un problema è ben posto, è possibile ottenere una soluzione corretta usando un algoritmo stabile. Se è mal posto è necessario riformularlo prima di trattarlo numericamente. Tipicamente è necessario fare delle assunzioni aggiuntive, imponendo una “smoothness” della soluzione o la limitatezza della sua norma. Questo processo è noto come regolarizzazione.

Il classico esempio di un problema mal posto è l'equazione integrale di Fredholm del primo tipo. Si tratta di un problema dimensionalmente infinito estremamente sensibile alle perturbazioni ad alta frequenza. Alcuni problemi discreti a dimensione finita hanno comportamenti simili e in tale caso si parla di problemi discreti mal posti.

Si consideri il sistema lineare di equazioni:

$$\mathbf{K} \mathbf{m} = \mathbf{d}$$

e il problema ai minimi quadrati espresso nella (5.3).

Si dice che questi sono problemi discreti mal posti se sono soddisfatte due condizioni:

- i valori singolari di \mathbf{K} decadono gradualmente a zero
- il rapporto tra il più grande e il più piccolo valore singolare non nullo è grande.

Il secondo criterio implica che la matrice è mal condizionata, cioè che la soluzione è molto sensibile alle perturbazioni. Il primo indica che ‘nelle vicinanze’ non ci sono problemi con una matrice dei coefficienti ben condizionata e con un rango numerico ben determinato.

Discretizzando i problemi mal posti si ottengono sistemi lineari e problemi lineari ai minimi quadrati mal posti. Un aspetto interessante dei problemi mal posti è che il cattivo condizionamento del problema non esclude la possibilità di calcolare una soluzione approssimata significativa. Tuttavia, il cattivo condizionamento implica che i metodi standard dell’algebra lineare numerica non possono essere usati direttamente e che bisogna ricorrere a tecniche di regolarizzazione.

Le tecniche di regolarizzazione qui descritte seguono Aalders Larsen (2010).

5.3.1) Singular Value Decomposition (SVD)

Per poter discutere i differenti metodi di regolarizzazione è necessario innanzitutto studiare la decomposizione in valori singolari (SVD), il principale strumento per analizzare le equazioni di Fredholm del primo tipo in forma discreta.

Per ogni matrice $\mathbf{K} \in R^{m \times n}$ la SVD restituisce \mathbf{K} secondo la seguente forma

$$\mathbf{K} = \sum_{i=1}^{\rho} \mathbf{u}_i \sigma_i \mathbf{v}_i^T$$

dove $\rho = \min(m, n)$ e dove σ_i , chiamati valori singolari, sono ordinati in ordine decrescente, ovvero $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \dots \geq \sigma_\rho \geq 0$. I vettori \mathbf{u}_i sono detti vettori singolari sinistri e i vettori \mathbf{v}_i sono chiamati vettori singolari destri; \mathbf{u}_i e \mathbf{v}_i sono ortonormali, cioè $\mathbf{u}_i^T \mathbf{u}_i = \mathbf{v}_i^T \mathbf{v}_i = \delta_{i,j}$ per $i, j = 1, 2, \dots, \rho$.

I valori singolari possono essere utilizzati come una misura della sensibilità della soluzione alle perturbazioni. Se $\mathbf{m}^{\text{exact}}$ è la soluzione esatta e \mathbf{m} è la soluzione perturbata allora

$$\mathbf{K} \mathbf{m}^{\text{exact}} = \mathbf{d}^{\text{exact}}, \quad \mathbf{K} \mathbf{m} = \mathbf{d} = \mathbf{d}^{\text{exact}} + \mathbf{e}$$

in cui \mathbf{e} è la perturbazione.

Per la teoria della perturbazione sappiamo che (Hansen (2010)):

$$\frac{\|\mathbf{K}\mathbf{m}^{\text{exakt}}\|_2}{\|\mathbf{m}^{\text{exact}}\|_2} \leq c_K \frac{\|\mathbf{e}\|_2}{\|\mathbf{d}^{\text{exact}}\|_2}$$

c_K è il numero di condizionamento di \mathbf{K} e indica che perturbazione dobbiamo aspettarci sulla soluzione.

Si può dimostrare che il numero di condizionamento rispetto alla norma 2 è dato da

$$c_K = \frac{\sigma_1}{\sigma_n}$$

Più è grande il numero di condizionamento peggiore è la soluzione.

Se indichiamo con $\mathbf{m}^{\text{naive}}$ la soluzione non regolarizzata, in termini di SVD questa prende la seguente forma:

$$\mathbf{m}^{\text{naive}} = \sum_{i=1}^{\rho} \frac{\mathbf{u}_i^T \mathbf{d}}{\sigma_i} \mathbf{v}_i \quad (5.7)$$

Nel caso di un sistema determinato la soluzione “naive” è $\mathbf{m}^{\text{naive}} = \mathbf{m} = \mathbf{K}^{-1} \mathbf{d}$ (si assume che \mathbf{K} abbia rango pieno); se il sistema è sovradeterminato la soluzione naive è data da una soluzione ai minimi quadrati del tipo $\mathbf{x}^{\text{naive}} = \mathbf{x}_{\text{LS}} = \text{argmin}_x \{\|\mathbf{K}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2\}$ se il sistema è sottodeterminato la soluzione naive è la soluzione del sistema $\mathbf{K} \mathbf{m} = \mathbf{d}$ con la norma 2 più piccola.

Dall’espressione (5.7) si evince che se σ_i decade più velocemente del termine $\mathbf{u}_i^T \mathbf{d}$ la norma della soluzione diventa così grande che la soluzione stessa risulta inutile. Quindi, per ottenere una giusta soluzione dovrà essere il termine $\mathbf{u}_i^T \mathbf{d}$ a decadere più velocemente dei valori singolari; quanto spiegato conduce alla condizione di Picard discreta.

Condizione di Picard discreta

La soluzione imperturbata di un problema discreto mal posto con matrice di regolarizzazione L (si veda paragrafo 5.4.6) soddisfa la condizione di Picard discreta se i coefficienti $\mathbf{u}_i^T \mathbf{d}$ hanno un decadimento medio verso lo zero più rapido di quello dei valori singolari.

Purtroppo, per questo tipo di problemi la condizione è verificata solo per dati esatti privi di noise; nel caso di dati misurati o affetti da rumore la condizione è generalmente violata.

Per soddisfare tale condizione e ottenere una soluzione utile è necessaria la regolarizzazione, il cui scopo è smorzare o filtrare i contributi alla soluzione corrispondenti ai più piccoli valori singolari.

Uno strumento utile alla condizione di Picard è il cosiddetto “Discrete Picard Plot” (DPP).

Si tratta di un grafico in cui oltre all’andamento dei valori singolari sono rappresentate le curve del numeratore e del coefficiente della relazione (5.7).

Quando la curva del numeratore assume una forma a L, con il gomito in corrispondenza di un determinato indice i , allora quell’indice rappresenta il valore di riferimento per poter eseguire la regolarizzazione.

5.3.2) SVD Troncata (TSVD)

Nella soluzione naive è presente un forte errore in quanto la (5.7) non regolarizzata è associata a un numero di condizionamento molto grande a causa dei piccoli valori singolari. Questa considerazione conduce a una nuova soluzione, regolarizzata e approssimativa, \mathbf{m}_q , meno ‘rumorosa’.

$$\mathbf{m}_q \equiv \sum_{i=1}^q \frac{\mathbf{u}_i^T \mathbf{d}}{\sigma_i} \mathbf{v}_i \quad (5.8)$$

dove $0 < q \leq \rho$

Paragonata alla (5.7) la (5.8) corrisponde alla soluzione regolarizzata ottenuta considerando solo le prime q componenti della soluzione naive.

Questo metodo è chiamato Decomposizione in Valori Singolari Troncata (TSVD). Il parametro di troncamento q è scelto in modo tale da rigettare tutte le componenti fortemente “noisy” della SVD senza, però, perdere informazioni utili sulla soluzione.

Da qui segue che il nuovo numero di condizionamento, c_{Kq} , è molto più piccolo di c_k .

5.3.3) La regolarizzazione di Tikhonov

Un altro tipo di regolarizzazione è detta di Tikhonov e corrisponde alla seguente equazione:

$$\mathbf{m}_\lambda = \arg \min_m \left\{ \|\mathbf{K}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2^2 + \lambda^2 \|\mathbf{m}\|_2^2 \right\} \quad (5.9)$$

in cui λ è chiamato parametro di regolarizzazione.

Il ruolo di λ è valutare quanto la soluzione \mathbf{m} tiene in conto i dati contenuti nel primo termine $\|\mathbf{K}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2^2$ e quanto risulta regolare, informazione espressa nel secondo termine $\|\mathbf{m}\|_2^2$.

Più piccolo è λ più la soluzione regolarizzata si avvicinerà alla soluzione naive; più λ è grande più piccola sarà la norma $\|\mathbf{m}\|_2^2$. L'obiettivo è trovare un buon bilanciamento tra i due termini.

La (5.9) può anche essere riformulata in termini di SVD:

$$\mathbf{m}_\lambda = \left(\frac{\sigma_i^2}{\sigma_i^2 + \lambda^2} \right) \frac{\mathbf{u}_i^T \mathbf{d}}{\sigma_i} \mathbf{v}_i \quad (5.10)$$

attraverso la quale è abbastanza facile e computazionalmente semplice scegliere il valore di λ .

5.3.4) Il metodo CGLS

Il principale problema con le precedenti tecniche di regolarizzazione è che esse si basano sulla SVD, una fattorizzazione non sempre calcolabile sia per i lunghi tempi di calcolo sia per le caratteristiche di memoria dei computer.

Il metodo di regolarizzazione iterativo non si basa sulla decomposizione in valori singolari e può essere descritto in termini di spazio di Krylov, secondo cui il sottospazio generato (span) C_k è esprimibile con la (5.11)

$$C_k \equiv \text{span} \left\{ \mathbf{K}^T \mathbf{d}, (\mathbf{K}^T \mathbf{K}) \mathbf{K}^T \mathbf{d}, (\mathbf{K}^T \mathbf{K})^2 \mathbf{K}^T \mathbf{d}, \dots, (\mathbf{K}^T \mathbf{K})^{k-1} \mathbf{K}^T \mathbf{d} \right\} \quad (5.11)$$

E' importante notare che mentre la SVD dipende esclusivamente da \mathbf{K} , il sottospazio C_k è definito sia in termini di \mathbf{K} che di \mathbf{d} ; questo significa che il sottospazio di Krylov adatta se stesso in base alle informazioni contenute nei dati.

Nella regolarizzazione iterativa è proprio il numero di iterazioni a svolgere la funzione di parametro regolarizzatore. La scelta di un numero di iterazioni alto non sempre porta alla soluzione esatta, anzi frequentemente accade che la soluzione regolarizzata diverga dalla soluzione esatta e converga verso la soluzione naive. La difficoltà di questo metodo consiste proprio nella scelta del giusto numero di iterazioni.

5.4) METODI DI REGOLARIZZAZIONE GENERALIZZATI

Con i metodi descritti nei paragrafi precedenti è abbastanza difficile ottenere una ricostruzione della sorgente con una buona risoluzione in profondità. Per migliorare la risoluzione lungo z è necessario introdurre nella regolarizzazione le cosiddette informazioni a priori.

Un modo per fare ciò è introdurre un tipo di norma smoothing differente dalla norma 2, tale che $\|\mathbf{m}\|_C = \|\mathbf{Cm}\|_2$. \mathbf{C} è una matrice di dimensioni $p \times n$, in cui $p \geq n$.

Nell'ambito di questo lavoro saranno discussi due tipi di norma smoothing: 1) la norma smoothing nella forma di derivata smoothing e 2) la norma smoothing col ruolo di funzione peso.

5.4.1) SVD Generalizzata (GSVD)

La SVD Generalizzata (GSVD) è la decomposizione congiunta della matrice \mathbf{K} e della matrice \mathbf{C} . La decomposizione delle due matrici deve restituire per entrambe gli stessi vettori singolari destri m_i' , poiché tutte e due moltiplicano il vettore \mathbf{m} ; i vettori singolari sinistri sono, invece, differenti: \mathbf{u}_i' per la matrice \mathbf{K} e \mathbf{v}_i' per la matrice \mathbf{C} .

Quando $p \geq n$ i vettori singolari generalizzati soddisfano le seguenti relazioni:

$$\mathbf{K}m_i' = \sigma_i' \mathbf{u}_i' \quad \mathbf{C}m_i' = \mu_i' \mathbf{v}_i' \quad i = 1, \dots, n \quad (5.14)$$

dove σ_i' e μ_i' sono numeri non negativi che soddisfano $\sigma_i'^2 + \mu_i'^2 = 1$.

I rapporti tra $\frac{\sigma_i'}{\mu_i'}$ sono i valori singolari generalizzati.

Si può dimostrare che per $p \geq n$ la soluzione naive è data da

$$\mathbf{m}^{\text{naive}} = \sum_{i=1}^{\rho} \frac{\mathbf{u}_i^T \mathbf{d}}{\sigma_i} m_i \quad (5.15)$$

In forma troncata (TGSVD) la (5.15) diviene

$$\mathbf{m}_K = \sum_{i=1}^k \frac{\mathbf{u}_i^T \mathbf{d}}{\sigma_i} m_i \quad (5.16)$$

dove $0 \leq k \leq \rho$.

Da notare che anche la soluzione TGSVD deriva dal troncamento della soluzione naive.

5.4.2) Regolarizzazione di Tikhonov generalizzata

Per ottenere la forma generale della regolarizzazione di Tikhonov il termine relativo alla norma 2 della (5.9) va sostituito con $\|\mathbf{Cm}\|_2^2$. Si ottiene, così, la (5.17), ovvero la soluzione regolarizzata

$$\mathbf{m}_\lambda = \min_2 \left\{ \|\mathbf{Km} - \mathbf{d}\|_2^2 + \lambda^2 \|\mathbf{Cm}\|_2^2 \right\} \quad (5.17)$$

λ funge ancora da parametro di regolarizzazione (vedi paragrafo 5.3.3).

La soluzione di Tikhonov può essere espressa anche in termini di GSVD; per $p \geq n$ essa è data da

$$\mathbf{m}_\lambda = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\sigma_i^2}{\sigma_i^2 \lambda^2 \mu_i^2} \right) \frac{\mathbf{u}_i^T \mathbf{d}}{\sigma_i} m_i \quad (5.18)$$

5.4.3) CGLS Precondizionata (PCGLS)

La differenza rispetto al metodo CGLS (paragrafo 5.3.4) è che nella PCGLS si utilizza la matrice \mathbf{C} per definire un preconditionamento sulla matrice dei coefficienti \mathbf{K} . In questo caso la soluzione si trova nello spazio di Krylov così come segue

$$\text{span}\{\mathbf{DK}^T\mathbf{d}, (\mathbf{DK}^T\mathbf{K})\mathbf{DK}^T\mathbf{d}, (\mathbf{DK}^T\mathbf{K})^2\mathbf{DK}^T\mathbf{d}, \dots, (\mathbf{DK}^T\mathbf{K})^{k-1}\mathbf{DK}^T\mathbf{d}\} \quad (5.19)$$

La matrice \mathbf{D} è uguale a

$$\mathbf{D} = \mathbf{C}^* (\mathbf{C}^*)^T \quad (5.20)$$

in cui \mathbf{C}^* è la pseudo-inversa di \mathbf{C} .

Dato che $\mathbf{C} = \mathbf{QR}$, con \mathbf{QR} fattorizzazione di \mathbf{C} , segue che

$$\mathbf{C}^T\mathbf{C} = (\mathbf{QR})^T(\mathbf{QR}) = \mathbf{R}^T\mathbf{Q}^T\mathbf{QR} = \mathbf{R}^T\mathbf{R}$$

Poiché $p \geq n$ la pseudo-inversa di \mathbf{C} è

$$\mathbf{C}^* = \mathbf{R}^{-1}\mathbf{Q}^T$$

Ritornando alla (5.20) e sostituendo \mathbf{C}^* possiamo dimostrare che

$$\mathbf{D} = (\mathbf{C}^T\mathbf{C})^{-1}$$

La (5.19) mostra che \mathbf{D} funge da preconditionamento per il metodo CGLS.

5.4.4) Tipologie di norme smoothing

Come accennato precedentemente in questo progetto di ricerca sono utilizzate due differenti tipologie di norme smoothing: derivative smoothing e funzione peso.

In forma continua l'espressione standard della regolarizzazione di Tikhonov è

$$\min_M \left\{ \left\| \int_{\Omega} \mathbf{KM}d\Omega - \mathbf{T} \right\|_2^2 + \lambda^2 \|\mathbf{M}\|_2^2 \right\} \quad (5.21)$$

Con la (5.21) si richiede che la norma 2 della soluzione \mathbf{M} sia sufficientemente piccola.

Derivative smoothing

Per ottenere una migliore ricostruzione del modello, nel secondo termine della (5.21) possono essere aggiunte le derivate prima o seconda della soluzione \mathbf{M} lungo z . Allora a essere sufficientemente piccole saranno: 1) la combinazione tra la norma 2 della soluzione e quella della sua derivata prima; 2) la combinazione tra la norma 2 della soluzione e quella della sua derivata seconda.

Questi tipi di norma smoothing compaiono scambiando il termine $\|\mathbf{M}\|_2^2$ con uno dei due seguenti:

$$\|\mathbf{M}\|_2^2 + \left\| \frac{\partial \mathbf{M}}{\partial z} \right\|_2^2$$

$$\|\mathbf{M}\|_2^2 + \left\| \frac{\delta^2 \mathbf{M}}{\delta z^2} \right\|_2^2$$

Funzione peso

Se il sistema è sottodeterminato è inevitabile che vi sia una scarsa ricostruzione del modello in profondità. La risoluzione lungo z può essere migliorata aggiungendo informazioni a priori sottoforma di funzioni peso.

Secondo Li & Oldenbrug (1996, 1998) una funzione peso potrebbe essere

$$\mathbf{W}(z) = (|z_{obs} - z|)^{-s} = (h + z)^{-s} \quad (5.22)$$

dove $s = \beta/2$, con β indice strutturale.

Il ruolo di questa funzione è compensare il decadimento del campo con la distanza. Secondo la teoria di Eulero sorgenti con differenti geometrie, caratterizzate ognuna da un differente valore di β , danno diversi decadimenti del campo. Il parametro β è detto indice strutturale o tasso di attenuazione (Blakely, 1996). Il ruolo della (5.22) è incorporare questo decadimento nella ricostruzione, per cui nella funzione oggettiva (5.21) il termine $\|\mathbf{M}\|_2^2$ va sostituito con $\|\mathbf{WM}\|_2^2$.

E' possibile usare contemporaneamente sia la derivative smoothing sia la funzione peso. In questo caso il termine $\|\mathbf{M}\|_2^2$ verrà sostituito con uno dei due seguenti

$$\|\mathbf{M}\|_2^2 + \left\| \frac{\delta(\mathbf{W})\mathbf{M}}{\delta z} \right\|_2^2$$

$$\|\mathbf{M}\|_2^2 + \left\| \frac{\delta^2(\mathbf{W})\mathbf{M}}{\delta z^2} \right\|_2^2$$

5.4.5 Norme smoothing discrete

Per poter utilizzare le norme smoothing descritte precedentemente è necessario convertirle in forme discrete; in questo caso sono chiamate norme smoothing discrete (Aalders Larsen, 2010, Appendice A, p. 141-148).

La matrice \mathbf{C} introdotta nelle equazioni (5.14) e (5.17) è sostituita con una delle seguenti matrici: \mathbf{I}_x , \mathbf{I}_y , \mathbf{I}_z , \mathbf{L}_{1z} e \mathbf{L}_{2z} .

Le matrici \mathbf{I} indicano matrici identità e le matrici \mathbf{L} indicano matrici in cui sono tenute in conto le derivate prima o seconda della soluzione lungo z .

La forma discreta della norma della derivata di ordine zero della soluzione è introdotta sostituendo nella (5.17) la matrice \mathbf{C} con

$$\mathbf{L}^0 = \mathbf{I}_x \otimes \mathbf{I}_y \otimes \mathbf{I}_z$$

l'operatore \otimes esprime il prodotto di Kronecker.

Quando nella funzione oggettiva sono presenti le derivate prima o seconda della soluzione, la matrice \mathbf{C} è sostituita rispettivamente da

$$\mathbf{L}^{0,1z} = \begin{pmatrix} \mathbf{I}_z \otimes \mathbf{I}_x \otimes \mathbf{I}_y \\ \mathbf{L}_{1z} \otimes \mathbf{I}_x \otimes \mathbf{I}_y \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{L}^{0,2z} = \begin{pmatrix} \mathbf{I}_z \otimes \mathbf{I}_x \otimes \mathbf{I}_y \\ \mathbf{L}_{2z} \otimes \mathbf{I}_x \otimes \mathbf{I}_y \end{pmatrix}$$

Relativamente alla funzione peso, invece, si giunge alla forma discreta della norma sostituendo \mathbf{C} con la seguente relazione

$$\mathbf{W} = \mathbf{W}_z \otimes \mathbf{I} \otimes \mathbf{I}$$

La matrice \mathbf{W}_z è una matrice diagonale del tipo $\mathbf{W}_z = \text{diag}(\mathbf{w})$, in cui $w_j = \mathbf{W}(z_j) = (z_j + h)^{-5}$.

Funzione peso Sensitivity

Un altro tipo di funzione peso è chiamata Sensitivity (Zhdanov (2002)). Questa funzione peso non esiste in forma continua, ma direttamente in forma discreta.

Essa si basa sulla sensibilità stimata della soluzione calcolata in termini di norma delle colonne della matrice $\mathbf{K} = [\mathbf{k}_1, \mathbf{k}_2, \dots, \mathbf{k}_N]$.

E' dimostrato che la relazione tra la perturbazione su un elemento della soluzione, δm_j , e la norma del vettore dei dati perturbato, $\|\delta \mathbf{d}\|_2$, è data da $s_j = \|\mathbf{k}_j\|_2$, dove \mathbf{k}_j è la j-esima colonna di \mathbf{K} .

Possiamo, quindi, definire la matrice di sensibilità come segue

$$\mathbf{S} = \text{diag}(\mathbf{s}) \quad \text{con } s_j = \|\mathbf{k}_j\|_2 \quad (5.23)$$

Ogni colonna di \mathbf{K} contiene informazioni circa il contributo che ogni cella del sottosuolo porta in ogni punto di osservazione. Ciò implica che la matrice integrata di sensibilità può essere usata come funzione peso, per cui

$$\mathbf{W}_z = \mathbf{S}$$

Zhdanov (2002) suggerisce anche di utilizzare come funzione peso la radice quadrata della matrice \mathbf{S} , ovvero

$$\mathbf{W}_z = \mathbf{S}^{1/2}$$

Se necessario, è possibile utilizzare contemporaneamente sia la derivative smoothing sia la funzione peso. In questo caso C sarà $C = LW$, dove L può essere L^0 , $L^{0,1z}$ o $L^{0,2z}$ e W o la funzione peso di Li & Oldenburg (equazione (5.22)) o la funzione sensitivity (equazione (5.23)).

5.5) PROBLEMA INVERSO GRAVIMETRICO

In questo paragrafo esaminiamo le capacità di ricostruzione della distribuzione di densità in profondità dell'algoritmo proposto nell'ambito di questo progetto di ricerca. Vogliamo verificare quanto l'informazione a priori inclusa sotto forma di funzione peso, come descritto da Li & Oldenburg (1996), incida sulla soluzione e quanto la sua formulazione sia dipendente dalla forma della sorgente d'anomalia. Saranno effettuati diversi test introducendo anche le derivative smoothing norm.

Gli esempi che studieremo sono di due tipi:

- i) caso sintetico: i dati e la soluzione esatta del problema sono generati dall'algoritmo stesso, ponendo nel dominio del modello una sorgente d'anomalia di forma cilindrica con contrasto di densità negativa;
- ii) caso reale: sono interpretati i dati gravimetrici acquisiti lungo il profilo investigato a Cardito e descritto nel paragrafo 4.2.

Per entrambi è stato usato il metodo di regolarizzazione iterativo CGLS; inoltre, per entrambi i casi la discretizzazione del semispazio in cui è posta la sorgente è di tipo Galerkin (paragrafo 5.1).

Dalla teoria della deconvoluzione di Eulero sappiamo che a ogni forma geometrica semplice corrisponde un indice strutturale intero relativo al tasso di decadimento del campo. Nel caso gravimetrico, ad esempio, alla sfera e al cilindro corrispondono i valori 2 e 1 (Blakely, 1996). Secondo Cribb (1976), la distribuzione anomala di densità ricavabile mediante un'inversione ai minimi quadrati è proporzionale alla continuazione verso l'alto della derivata verticale del campo gravimetrico osservato. Questo spiega perché, in entrambi i casi proposti, per ottenere una buona risoluzione in profondità si è usato un indice strutturale pari a 2, corrispondente al corretto indice strutturale relativo alla derivata verticale del campo gravimetrico di corpi cilindrici.

5.5.1) Caso sintetico

Prima di interpretare i dati reali vogliamo studiare le capacità di ricostruzione di un modello di distribuzione di densità nel sottosuolo del problema gravimetrico inverso.

Consideriamo il volume della sorgente di dimensioni $[L_x, L_y, L_z] = [200 \text{ m}, 200 \text{ m}, 30 \text{ m}]$ suddiviso in $[N_x, N_y, N_z] = [100, 100, 15]$ celle di uguali dimensioni. Poniamo all'interno del semispazio una sorgente cilindrica, che riproduce per forma, dimensioni e profondità la reale cavità di Piazza Giovanni XXIII, Cardito. La sorgente ha dimensioni $(x_{\text{dim}}, y_{\text{dim}}, z_{\text{dim}}) = (5 \text{ m}, 35 \text{ m}, 12 \text{ m})$ con il centro posto in $(x_c, y_c, z_c) = (100 \text{ m}, 100 \text{ m}, 16 \text{ m})$. Il contrasto di densità è negativo, -1.7 g/cm^3 , dato che riproduciamo un vuoto incassato all'interno di rocce tufacee.

Le dimensioni dell'area di misura sono $[B_x, B_y] = [200 \text{ m}, 200 \text{ m}]$ con un numero di dati $[P_x, P_y] = [100, 100]$ misurati ad $h = 0 \text{ m}$, ovvero alla quota del piano di calpestio.

Utilizzando la discretizzazione di Galerkin si ottiene un sistema di equazioni lineari con la matrice dei coefficienti di dimensione 150000×10000 (sistema sottodeterminato).

Il campo gravimetrico generato dalla cavità sintetica è mostrato in figura 5.2.

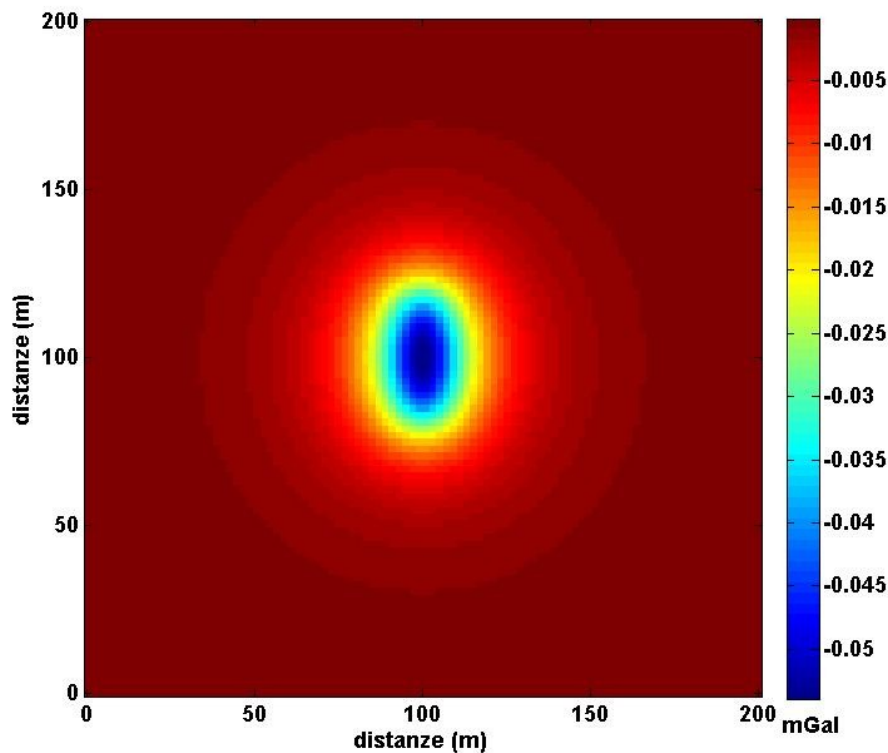


Figura 5.2. Campo gravimetrico generato da una sorgente cilindrica, che riproduce per la reale cavità esistente a Piazza Giovanni XXIII, Cardito. Dimensioni: $5 \text{ m} \times 35 \text{ m} \times 12 \text{ m}$; profondità del centro: 16 m .

In figura 5.3 mostriamo i risultati della ricostruzione del modello di distribuzione di densità eseguita con il metodo iterativo CGLS, con numero di iterazioni $k = 30$, senza aggiungere alcuna

informazione a priori. Sia l'esponente, s , della funzione peso (paragrafo 5.4.5) che la derivative smoothing norm, d , sono nulle.

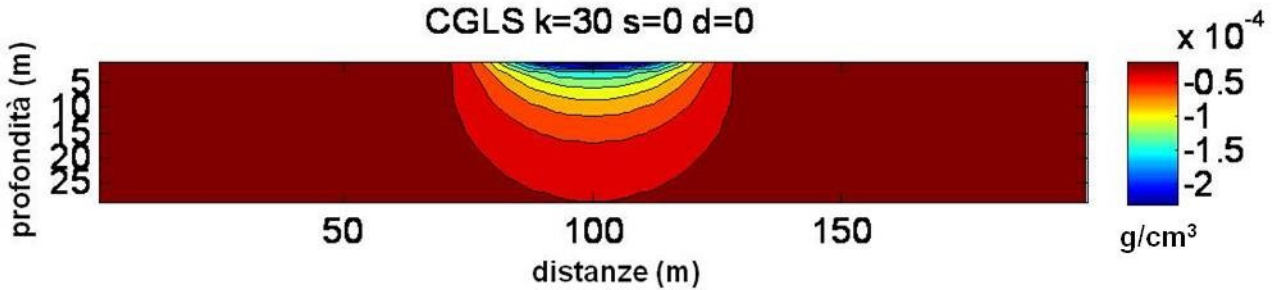


Figura 5.3. Modello stimato con s e d nulli. La soluzione è di tipo minimum length.

Come è evidente, questo tipo di ricostruzione offre una soluzione di tipo “minimum length”, in cui il corpo anomalo è completamente schiacciato verso l'alto senza alcuna risoluzione in profondità. E' necessario, quindi, aggiungere informazioni a priori.

In figura 5.4 è presentata la ricostruzione del modello con informazione a priori sotto forma di funzione peso: l'indice strutturale è uguale a 1, ovvero $s = 0.5$.

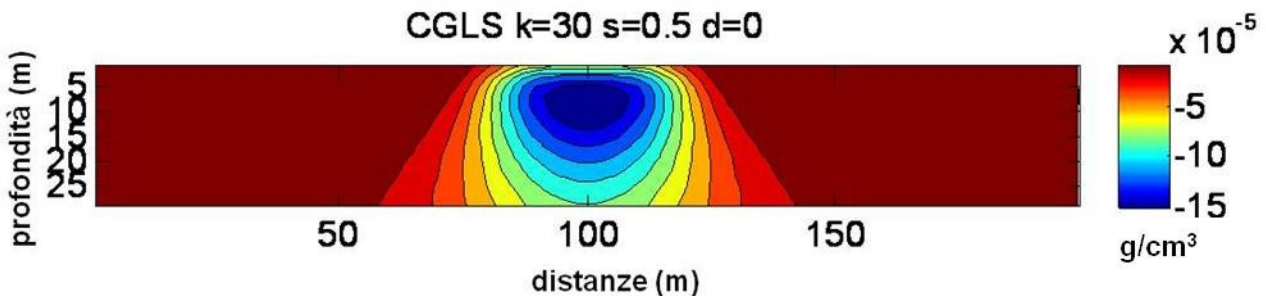


Figura 5.4. Modello stimato con $s = 0.5$ e d nulla. La soluzione fornisce un modello di densità in cui la cavità è più superficiale del modello di partenza.

La ricostruzione del modello mostra il centro della sorgente (in corrispondenza di $x = 100$ m) a profondità maggiore rispetto al caso precedente, ma ancora troppo superficiale rispetto alla reale posizione del vuoto ($z = 16$ m). Il centro della cavità, infatti, è stimato a circa 10 m dal piano di calpestio.

Lasciando inalterato s e ponendo $d = \mathbf{L}^{0,2z}$, ovvero introducendo nella funzione oggettiva di Tikhonov la norma 2 della derivata verticale seconda della soluzione, otteniamo la ricostruzione di figura 5.5.

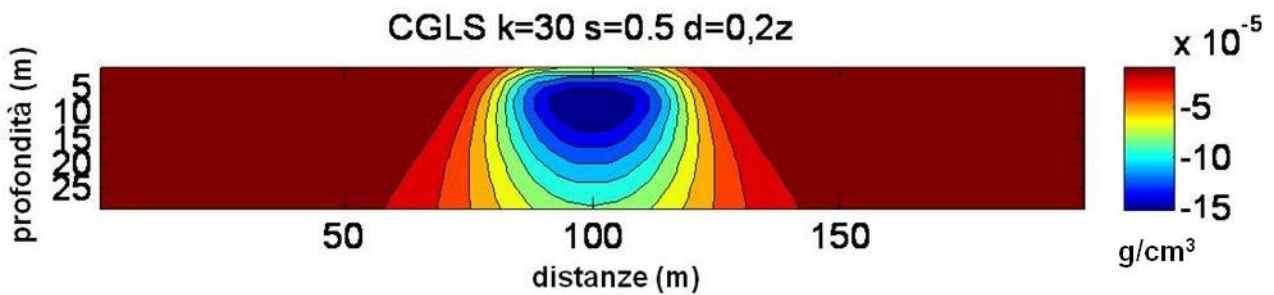


Figura 5.5. Modello stimato con $s = 0.5$ e $d = L^{0,2z}$. La soluzione fornisce un modello di densità in cui la cavità sembra più superficiale del modello di partenza.

Poiché in questo caso il miglioramento rispetto al caso di figura 5.4 è impercettibile, nelle successive ricostruzioni faremo variare solo l'indice strutturale, lasciando la derivative smoothing norm uguale a zero.

Poniamo $s = 1$; osservando la ricostruzione del modello di figura 5.6 si nota che il centro della cavità, $x = 100$ m e $z = 16$ m, è perfettamente ricostruito.

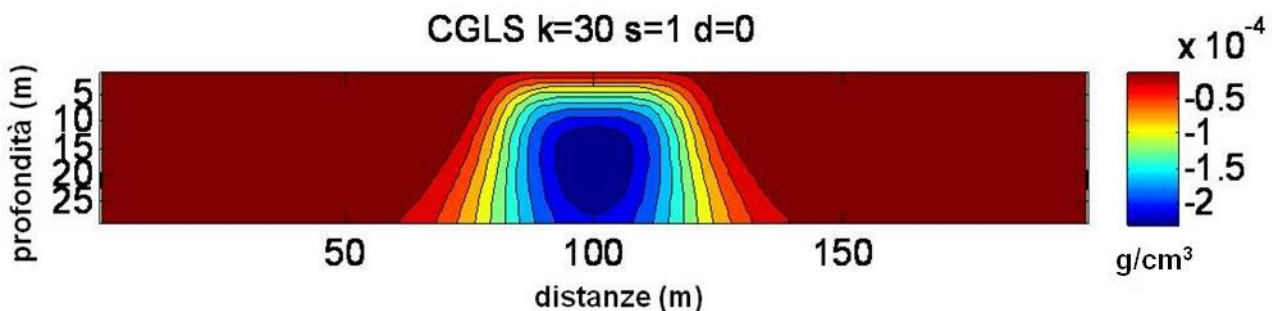


Figura 5.6. Modello stimato con $s = 1$ e d nulla. La soluzione fornisce un modello di densità in cui il centro della cavità è perfettamente ricostruito.

$s = 1$, infatti, è l'esponente della funzione peso relativo a un indice strutturale pari a 2, ovvero l'indice strutturale della derivata verticale del campo gravimetrico di una sorgente cilindrica.

Nel successivo caso di figura 5.7 la profondità stimata risulta più profonda di quella reale. Infatti, l'indice strutturale imposto, $s = 1.2$, non è relativo a un corpo di forma cilindrica, bensì a una sorgente d'anomalia di forma intermedia tra la sfera e il cilindro.

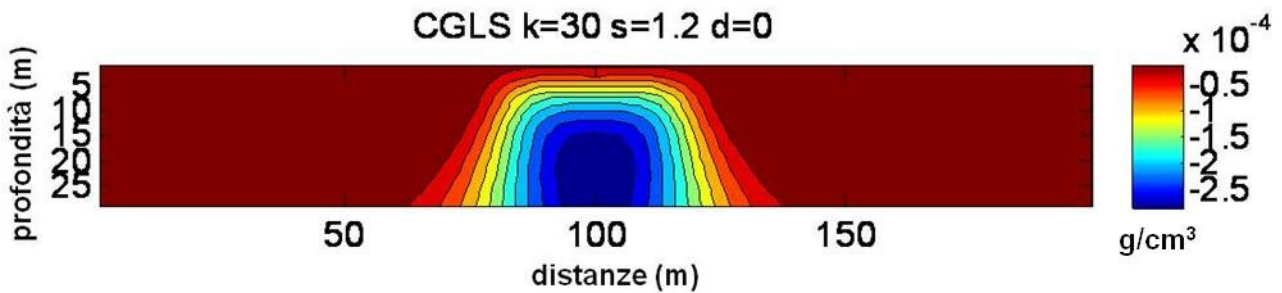


Figura 5.7. Modello stimato con $s = 1.2$ e d nulla. La soluzione fornisce un modello di densità in cui la cavità sembra più profonda del modello di partenza.

L'esponente $s = 1.2$ equivale a un indice strutturale $N = 2.4$. Il valore 2.4, compreso tra il valore 3, relativo a un corpo sferico (puntiforme), e il valore 2, relativo a un corpo cilindrico con una dimensione molto più grande rispetto alle altre due (idealmente una linea di massa orizzontale infinita), indica che la sorgente d'anomalia è interpretata come un mezzo cilindrico non più infinito lungo una delle tre dimensioni, ma con tutte e tre le dimensioni finite.

Nel nostro caso la miglior ricostruzione è per $s = 1$, ovvero $N = 2$, in quanto la dimensione lungo y è nettamente superiore rispetto alle altre due.

Sulla base di quanto appena esposto segue che per $s = 1.5$ la profondità stimata è ancora più profonda di quella reale.

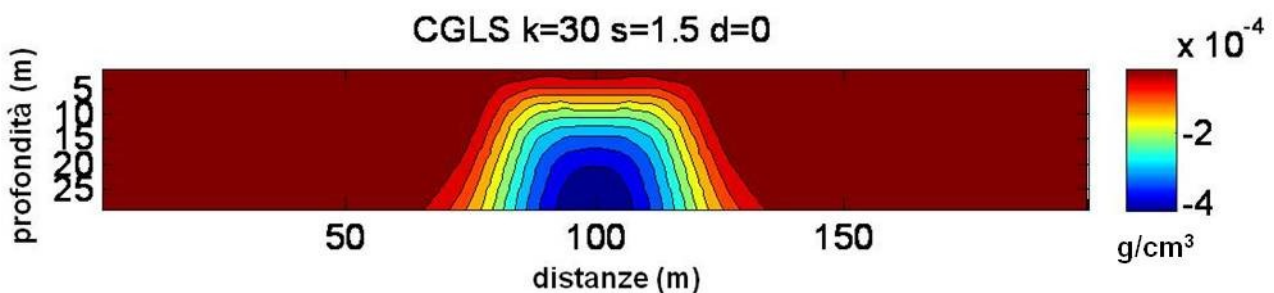


Figura 5.8. Modello stimato con $s = 1.5$ e d nulla. La soluzione fornisce un modello di densità in cui la cavità è più profonda del modello di partenza.

L'indice strutturale imposto non è relativo a un corpo di forma cilindrica, ma a una sorgente d'anomalia di forma sferica.

Al momento, in tutti gli esempi mostrati, l'impossibilità di introdurre informazioni a priori di tipo "focusing" non permette una perfetta ricostruzione della distribuzione di densità.

5.5.2) Caso reale

Interpretiamo ora i dati reali acquisiti a Cardito lungo il profilo trasversale alla cavità (Figura 5.9) e descritto nel paragrafo 4.2.

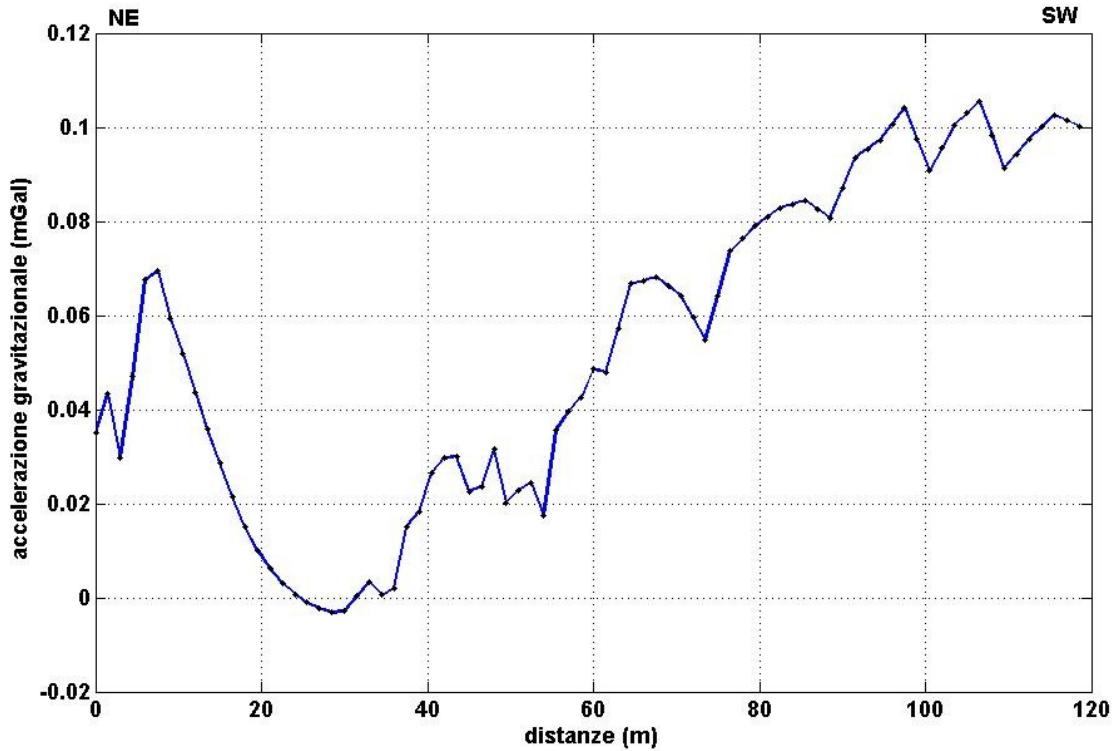


Figura 5.9. Profilo delle anomalie di Bouguer scelto per l'interpretazione.

Consideriamo il volume della sorgente di dimensioni $[L_x, L_z] = [90 \text{ m}, 30 \text{ m}]$ suddiviso in $[N_x, N_z] = [45, 15]$ celle di uguali dimensioni.

La dimensione del profilo di misura è $B_x = 90 \text{ m}$ con un numero di dati $P_x = 60$ misurati ad $h = 0 \text{ m}$, ovvero alla quota del piano di calpestio.

Utilizzando la discretizzazione di *Galerkin* si ottiene un sistema di equazioni lineari con la matrice dei coefficienti di dimensione 675×60 (sistema sottodeterminato).

In figura 5.10 mostriamo i risultati della ricostruzione eseguita con il metodo iterativo CGLS, con numero di iterazioni $k = 20$, aggiungendo informazione a priori sia sottoforma di funzione peso, $s = 1$, sia attraverso la derivative smoothing norm, $d = \mathbf{L}^{0,2z}$.

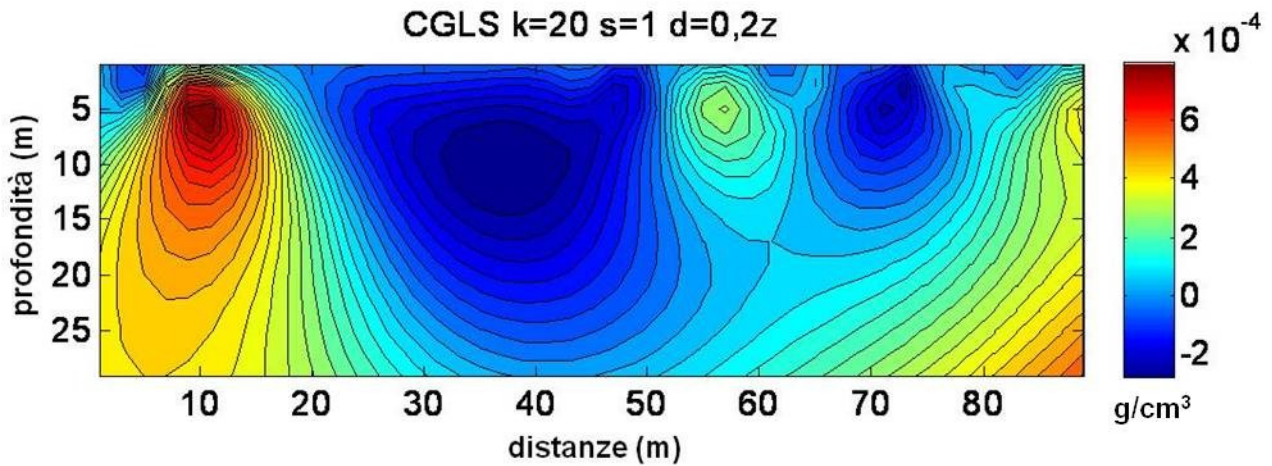


Figura 5.10. Interpretazione dei dati reali. $s = 1$, $d = \mathbf{L}^{0,2z}$ e $k = 20$. Il minimo compreso tra 25 m e 45 m lungo l'asse delle ascisse risulta abbastanza ben posizionato rispetto alla reale posizione della cavità.

Il modello stimato è sufficientemente in accordo con la vera posizione della cavità di Piazza Giovanni XXIII. Infatti, la soluzione presenta il centro della sorgente d'anomalia (a $x = 37$ m) a circa 11 m di profondità dal piano di calpestio, una stima non troppo lontana dalla reale posizione.

In corrispondenza di $x = 47$ m, inoltre, le isolinee di densità si discostano da un andamento sub-circolare, relativo alla cavità nota, per generare un'anomalia leggermente allungata verso NE (verso $x = 50$ m). Questo andamento, con il minimo centrato a circa 5 m di profondità, è relativo al probabile vuoto riscontrato in prossimità della chiesa.

Inoltre, a $x = 73$ m la ricostruzione del modello mette in evidenza un ulteriore minimo abbastanza superficiale; è possibile che esso sia generato da una rarefazione di densità.

Lasciando inalterati i valori di s e di d , aumentiamo il numero di iterazioni da 20 a 300 (Figura 5.11).

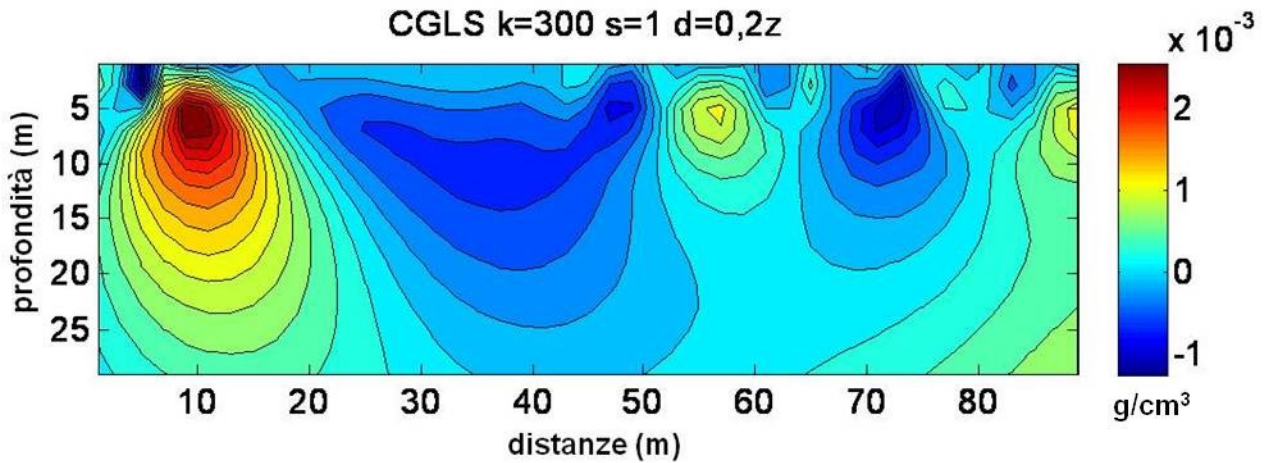


Figura 5.11. Interpretazione dei dati reali. $s = 1$, $d = L^{0,2z}$ e $k = 300$. Con un numero di iterazioni elevato la soluzione risulta molto più rumorosa e meno lisciata.

La soluzione risulta molto simile al caso di figura 5.10, ma più rumorosa e meno lisciata. I contrasti di densità risultano sottostimati, ma più vicini alla realtà rispetto al caso precedente (anche in questo caso, comunque, il valore di -1.7 g/cm^3 non è mai raggiunto).

Ritornando alla scelta di $k = 20$ per avere una soluzione meno rumorosa e ponendo $s = 1.2$ otteniamo la ricostruzione del modello di figura 5.12.

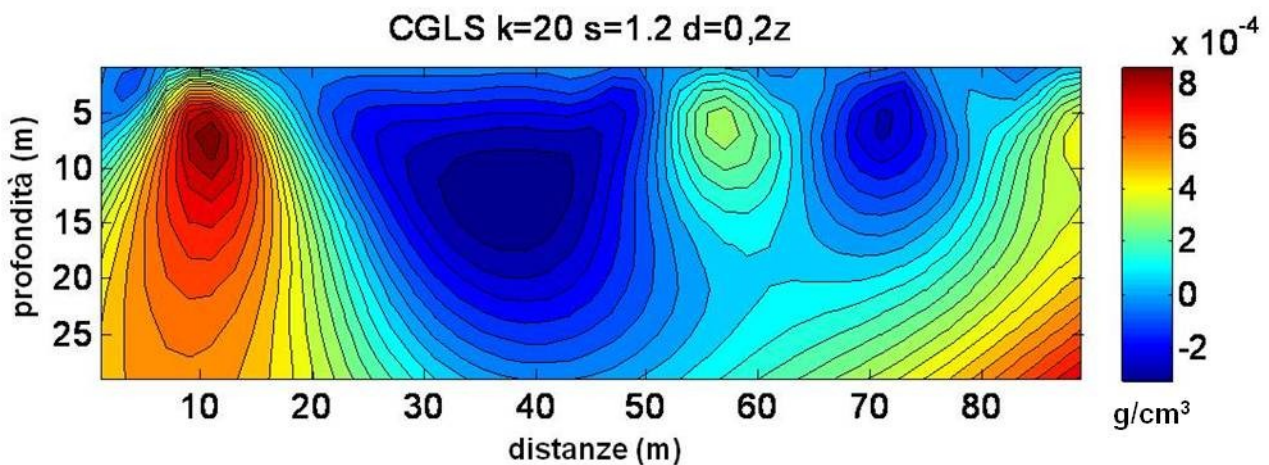


Figura 5.12. Interpretazione dei dati reali. $s = 1.2$, $d = L^{0,2z}$ e $k=20$. La profondità del minimo gravimetrico compreso tra 25 m e 45 m lungo l'asse delle ascisse è ricostruita abbastanza fedelmente; il centro del corpo si trova, infatti, a circa 15 m di profondità.

Focalizzando l'attenzione sul minimo gravimetrico più intenso (a $x = 37 \text{ m}$) si nota che con la scelta di $s = 1.2$ si ottiene una migliore stima della profondità della sorgente: 15 m a partire dal piano campagna.

Il valore risultante dell'indice strutturale, $N = 2.4$, intermedio tra quello di un punto massa e quello di una linea di massa, testimonia lo scostamento della reale forma della cavità da una semplice forma geometrica idealizzata. Questo valore frazionario potrebbe indicare che i valori di gravità osservati risentono delle dimensioni finite della cavità perpendicolarmente al profilo, nonostante una sia notevolmente maggiore delle altre due.

CONCLUSIONI

In questo lavoro di tesi è stata valutata l'applicabilità del metodo microgravimetrico per la ricerca di cavità sotterranee nelle aree urbane del comune di Cardito (NA), Lesina Marina (FG) e Napoli (via San Carlo alle Mortelle).

Le soddisfacenti stime di profondità e forma delle sorgenti d'anomalia, ottenute sia con i metodi di interpretazione già affermati (Multiridges Euler Deconvolution e DEXP) sia con l'algoritmo di recente sviluppo proposto nell'ambito di questo lavoro di tesi, attestano l'efficacia delle procedure utilizzate per l'acquisizione e la residuazione dei segnali gravimetrici.

I risultati descritti nei capitoli 4 e 5 mettono in evidenza che:

l'individuazione di anomalie di modesta estensione e intensità legate alla presenza di cavità in aree antropizzate necessita di un'elevata precisione sia nelle misure gravimetriche (ripetibilità = 5 μ Gal) che in quelle topografiche (ordine di precisione = 3 mm);

il raggiungimento di un corretto profilo o mappa delle anomalie di Bouguer dipende da un'accurata procedura di residuazione del segnale, con particolare cura verso il calcolo dell'effetto gravimetrico dei principali disturbi topografici delle aree urbane: palazzi, cantine, chiese ed edifici storici e/o monumentali.

Come dimostrato nel caso di Cardito, infatti, questo effetto potrebbe avere ampiezze paragonabili a quelle delle anomalie di interesse, mascherando il segnale utile. Un'errata correzione condurrebbe, quindi, a errate anomalie di Bouguer. Per ovviare a tale problema, i casi illustrati nella presente tesi spiegano che è fondamentale modellizzare con estrema precisione i manufatti disposti nell'intorno delle aree esplorate, approssimando le principali strutture murarie a corpi prismatici, cui attribuire un appropriato valore di densità;

per le indagini microgravimetriche descritte nel capitolo IV l'innovativo approccio di calcolare l'effetto gravimetrico delle masse interposte tra un livello di riferimento e la superficie di misura attraverso un forward modelling, che include informazioni stratigrafiche provenienti da pozzi e la possibilità di variare la densità orizzontalmente, è una valida alternativa alle classiche correzioni di piastra e topografica, calcolabili separatamente e per le quali solitamente viene assegnato un singolo valore di densità.

L'unione di: precisione durante la fase di misura, accuratezza durante il processing del segnale e innovazione nel calcolo dell'effetto gravimetrico delle masse interposte ha condotto ai seguenti risultati:

la prospezione lungo profilo presso il comune di Cardito (NA) ha delineato le caratteristiche della cavità già nota. L'interpretazione dei dati con i metodi multiscala restituisce le seguenti stime di forma e profondità: l'indice strutturale $N = 1$ suggerisce una sorgente d'anomalia approssimabile a un cilindro orizzontale; la profondità del centro $z = 16$ m è in ottimo accordo con la reale profondità del vuoto.

Le stime ottenute dall'interpretazione svolta con il nuovo algoritmo proposto nell'ambito di questo lavoro di ricerca non sono dissimili dalle precedenti: la profondità del centro $z = 15$ m è molto prossima alla reale di 16 m; l'indice strutturale della derivata verticale del campo gravimetrico osservato $N = 2.4$, intermedio tra quello di un punto massa e quello di una linea di massa, testimonia lo scostamento della reale forma della cavità da una semplice forma geometrica idealizzata. Questo valore frazionario potrebbe indicare che i valori di gravità misurati risentono delle dimensioni finite della cavità perpendicolarmente al profilo;

la prospezione areale condotta presso il comune di Cardito (NA) non solo riconferma i risultati dell'interpretazione dei dati acquisiti lungo il profilo, ma mette in evidenza un ulteriore minimo gravimetrico molto probabilmente ascrivibile a una cavità sconosciuta al di sotto della navata centrale della chiesa di San Giuseppe e Santa Eufemia;

la prospezione presso il comune di Lesina Marina (FG) individua dei minimi gravimetrici relativi alla presenza nel sottosuolo di cavità molto superficiali tra 1 e 4 m di profondità; tali stime possono ritenersi abbastanza rappresentative della reale posizione dei vuoti in quanto confermate, successivamente alla fase di acquisizione, dallo sprofondamento di un'area corrispondente a un minimo gravimetrico.

la prospezione eseguita in via San Carlo alle Mortelle (NA) non ha evidenziato alcuna anomalia riconducibile alla presenza di voragini non ancora bonificate dopo quelle apertesesi il 23 Settembre 2009.

I buoni risultati raggiunti confermano, quindi, l'importanza dell'indagine microgravimetrica come ottimo strumento di prospezione non invasivo in aree urbane.

BIBLIOGRAFIA

- Aalders Larsen E.** [2010] Depth Resolution in 3D Imaging [M. Sc. Thesis]. *DTU, Kongens Lyngby, IMM-M. Sc-2010-36*.
- Alberico I., Petrosino P., Zeni G., D'Andrea F., Lirer L.** [2005] GEOCITY: a drill-hole database as a tool to assess geological hazard in Napoli urban area. *Environ. Geol.*, **47**, 751-762.
- Al-Rawi F. R., Al-Badri A. S., Rezkalla J. S.** [1989] Application of microgravimetric survey in Samawa salt deposit, Iraq. *Geophysics*, **54**, 4, 440-444.
- Arzi A. A.** [1975] Microgravimetry for engineering applications. *Geophysical prospecting*, **23**, 408-425.
- Baldi P., Cameli G. M., D'Argenio B., Olivieri Del Castillo A., Pescatore T., Puxeddu L., Rossi A., Toro B.** [1976] Geothermal research in western Campania Southern Italy: a revised interpretation of the Qualiano-Parete structure. *Proc. Congr. Thermal Waters Geotherm. Energy Volc. Medit. Area, Athens*.
- Baranov W.** [1976] Potential fields and their transformation in applied geophysics. *Gebrüder Borntraeger*.
- Barberi F., Innocenti F., Lirer L., Munno R., Pescatore T., Santacroce R.** [1978] The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy). *Bull. Volcanol.*, **4**, 110-31.
- Barberi F., Cassano E., La Torre P., Sbrana A.** [1990] Structural evolution of Campi Flegrei caldera in light of volcanological and geophysical data. *G. Luongo and R. Scandone (Editors), Campi Flegrei. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **48**, 33-49.
- Barberi F., Cassano E., La Torre P., Sbrana A.** [1991] Structural evolution of Campi Flegrei in light of volcanological and geophysical data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **48**, 33-50.

- Barbieri M., Di Girolamo P., Locardi E., Lombardi G., Stanzione D.** [1976] Geothermal research in western Campania (Southern Italy): stratigraphy of the Parete 2 exploratory well and new data on the volcanic sequence. *Proc. Int. Congr. On Thermal Waters, Geothermal En. And Volc. In the Mediterranean Area*, **1**, 100-114.
- Barbosa V. C. F., Silva J. B. C., Medeiros W. E.** [1999] Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution. *Geophysics*, **64**, 48-60.
- Beres M., Luetscher M., Olivier R.** [2001] Integration of ground penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. *Journal of Applied Geophysics*, **46**, 249–262.
- Berrino G., Capuozzo F., Miraglino P., Luongo G.** [1982] Individuazione di cavità sotterranee con metodi gravimetrici. *Rivista italiana di geotecnica*, XVI, **4**.
- Berrino G., d’Errico V., Ricciardi G.** [28 Gennaio 2009] Rendiconto sull’attività di sorveglianza svolta nel 2008 (1 Gennaio – 31 Dicembre 2008) – Misure gravimetriche ai Campi Flegrei.
- Bianco F., Castellano M., Milano G., Ventura G., Vilardo G.** [1998] The Somma-Vesuvius stress field induced by regional tectonics: evidences from seismological and mesostructural data. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **82**, 199–218.
- Bigazzi G., Laurenzi A., Principe C., Bocchini D.** [1996] New geochronological data on igneous rocks and evaporites of the Pietre Nere Point Gargano Peninsula, Southern Italy. *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**, 439-448.
- Bishop I., Styles P., Emsley S. J., Ferguson N. S.** [1997] The detection of cavities using the microgravity technique: case histories from mining and karstic environments. *Modern Geophysics in Engineering Geology, Geological Society, Engineering Geology Special Publication*, **12**, 153–166.
- Blakely R. J.** [1996] Potential theory in gravity and magnetic applications. *Cambridge University Press*.

Blais J. A. R., Ferland R. [1984] Optimization in gravimetric terrain corrections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**, 505–515.

Blizkovsky M. [1979] Processing and applications in microgravity surveys. *Geophysical prospecting*, **27**, 848-861.

Boni A., Casnedi R., Centamore E., Colantoni P., Cremonini G., Elmi C., Monesi A., Selli R., Valletta M. [1969] Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 155 San Severo. *Servizio Geologico d'Italia*.

Butler D. K. [1984] Microgravity and gravity gradient technique for detection of subsurface cavities. *Geophysics*, **49**, 1084-1096.

Butler D. K. [2001] Potential field methods to location of unexploded ordnance. *The Leading Edge*, 890-895.

CG-5 Scintrex Autograv System, Operation Manual [2006]. *Scintrex Limited*.

Canny J. [1986] A computational approach to edge detection. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, **8**, 679-698.

Canora F., Caporale F., Fidelibus M. D., Gutierrez F., Leandro G., Spilotro G. [2009] Variazioni idrogeologiche e riattivazione del carsismo nei gessi di Lesina Marina (Puglia). *Atti del convegno "I sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale e in quello antropizzato"*, 435-452.

Cappelletti P., Cerri G., Colella A., de Gennaro M., Langella A., Perrotta A., Scarpati C. [2003] Post-eruptive processes in the Campanian Ignimbrite. *Mineral Petrol*, **79**, 79-97.

Cassano E., La Torre P. [1987] Geophysics. *M. Rosi and A. Sbrana (Editors), Phlegrean Fields, CNR Quad. Ric. Sci.*, **114**, 1103-133.

Cotecchia V., Magri G. [1966] Idrogeologia del Gargano. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, **I**, Bari.

Daubechies I., Paul T. [1987] Wavelets - some applications. *Proceedings of the International Conference on Mathematical Physics*, 675-686, in eds. M. Mebkhout and R. Seneor, World Scientific, Marseille, France.

Debeglia N., Dupont F. [2002] Some critical factors for engineering and environmental microgravity investigations. *Journal of Applied Geophysics*, **50**, 435-454.

De Vivo B., Rolandi G., Gans P. B., Calvert A., Bohrsen W. A., Spera F. J., Belkin H. E. [2001] New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). *B. De Vivo and G. Rolandi (Editors), Mt Somma Vesuvius and Volcanism of the Campanian Plain, Spec. Issue, Mineral Petrol*, **73**, 47-65.

Di Girolamo P. [1968] Petrografia dei Tufi Campani: Il Processo di Pipernizzazione (tufo - tufo piperno ide -piperno). *Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., Napoli*, **4**, 1-5.

Di Girolamo P. [1970] Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nell'Ignimbrite Campana. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **26**, 547-588.

Di Girolamo P., Downey W. S., Incoronato A., Nardi G. [1984] First data on emplacement temperatures of the Campanian Ignimbrite (Southern Italy). D.S.T., Napoli, unpublished report.

Fajkiewicz Z. [1963] Detection of faults in the BD coal mine by the means of microgravità measurements. *Bullettin de I' Academie Polonaise de Sciences. Series des Sciences Geologique et Geographique*.

Fajkiewicz Z. [1976] Gravity vertical gradient measurements for the detection of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics*, **31**, 748-765.

Fajkiewicz Z. [1983] Rock-burst forecasting and genetic research in coal mines by microgravity method, *Geophysical prospecting*, **31**, 5, 748-765.

Fedele L., Scarpati C., Lanphere M., Melluso L., Morra V., Perrotta A., Ricci G. [2008] The Breccia Museo formation, Campi Flegrei, southern Italy: geochronology, chemostratigraphy and relationship whit thw Campanian Ignimbrite eruption. *Bull. Volcanol.*, **70**, 1189-1219.

- Fedi M., Rapolla A.** [1993] I metodi gravimetrico e magnetico nella Geofisica della Terra Solida. *Liguori Editore*.
- Fedi M., Quarta T.** [1998] Wavelet analysis for the regional-residual and local separation of potential field anomalies. *Geophysical Prospecting*, **46**, 507-525.
- Fedi M., Florio G.** [2002] Euler Deconvolution with no a priori definition of Structural Index. *Geophysical Research Abstracts*, **4**. *European Geophys. Soc. 27th General Assembly, Nice*.
- Fedi M., Hansen P. C., Paoletti V.** [2005] Analysis of depth resolutions in potential field. *Geophysics*, **70**, 6 A1-A11.
- Fedi M., Florio G.** [2006] SCALFUN: 3D analysis of potential field scaling function to determine independently or simultaneously Structural Index and depth to source. *76th SEG Annual Meeting, New Orleans*, 963-967.
- Fedi M.** [2007] DEXP: A fast method to determine the depth and the structural index of potential fields structures. *Geophysics*, **72**, 2, I1-I10.
- Fedi M., Florio G., Quarta T.** [2009] Multiridge Analysis of Potential Fields: Geometrical Method and Reduced Euler Deconvolution. *Geophysics*, **74**, 4, L53-L65.
- Florio G., Fedi M.** [2006] Euler deconvolution of vertical profiles of potential field data. *76th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, 958-962.
- Florio G., Fedi M., Pasteka R.** [2006] On the application of Euler deconvolution to the analytic signal. *Geophysics*, **71**, 6, L87-L93.
- Foufoula G. E., Kumar P.** [1994] Wavelets in Geophysics. *Academic Press, Inc.*
- Hammer S.** [1939] Terrain corrections for gravimeter stations, *Geophysics*, **4**, 962-971.
- Hansen P. C.** [2010] Discrete Inverse Problems – Insight and algorithms. *SIAM*.

- Hsu S.** [2002] Imaging magnetic sources using Euler's equation. *Geophysical Prospecting*, **50**, 15-25.
- Keating P., Pilkington M.** [2004] Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Geophysical Prospecting*, **52**, 165-182.
- Ketelaar A. C. R.** [1976] A system for computer calculation of the terrain correction in gravity surveying. *Geoexploration*, **14**, 1, 57-65.
- Ippolito F., Ortolani F., Russo M.** [1973] Struttura marginale tirrenica dell' Appennino campano lucano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi.
- Leucci G., De Giorgi L.** [2010] Microgravity and ground penetrating radar geophysical methods to map shallow karstic cavities network in a coastal area (Marina di Capilungo, Lecce, Italy). *Exploration Geophysics*, **41**, 178-188.
- Li Y., Oldenburg D. W.** [1996] 3 D inversion of magnetic data, *Geophysics*, **61**, 2, 394-408.
- Li Y., Oldenburg D. W.** [1998] 3 D inversion of gravity data. *Geophysics*, **63**, 1, 109-119.
- Liard J., Carey G., Hearty D.B., Salib P., Flint T.R.** [1993] Evaluation of the Scintrex CG-3 gravity meter. *Geological Survey of Canada*, Open File Report 2696.
- Linford N. D.** [1998] Geophysical survey at Boden Vean, Cornwall, including an assessment of microgravity technique for the location of suspected archaeological void features. *Archaeometry*, **40**, 1, 187-216.
- Linnington R. E.** [1966] Test use of a gravimeter on Etruscan chamber tombs at Cerveteri. *Prospezioni Archeologiche*, **1**, 37-41.
- Lirer L., Luongo G., Scandone R.** [1987] On the volcanological evolution of Campi Flegrei. *EOS*, **68**, 16, 226-233.

- Longman I. M.** [1959] Formulas for computing the tidal acceleration due to the moon and the sun. *Journal of geophysical research*, **64**, 12, 2351-2355.
- Mallat S.** [1989] A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, **11**, 674-693.
- Martinis B., Pieri M.** [1964] Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale.
- Melidoro G., Panaro V.** [2000] Sprofondamenti carsici nei gessi costieri di Marina di Lesina (Gargano) e mitigazione del rischio. *Geologia Tecnica e Ambiente*, **3**, 13-24.
- Merriam J. B.** [1992] Atmospheric pressure and gravity. *Geoph. J. Int.* , **109**, 488–500.
- Milson J.** [2003] Field geophysics. *John Wiley and Sons Ltd.*
- Morelli C.** [1968] Gravimetria. *Udine: Del Bianco.*
- Nabighian M. N., Hansen R. O.** [2001] Unification of Euler and Werner deconvolution in three dimension via the generalized Hilbert transform. *Geophysics*, **66**, 1805-1810.
- Nettleton L. L.** [1971] Elementary Gravity and Magnetics for Geologists and Seismologists. *Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.*
- Nettleton L.L.** [1976] Gravity and magnetic in oil prospecting. *McGraw-Hill, New York.*
- Neuman R.** [1977] Microgravity method applied to the detection of cavities. *Symposium on Detection of Subsurface Cavities*. U. S. Army Engineer Waterways Experimental Station, Vicksburg, MS.
- Nowell D. A. G.** [1999] Gravity terrain corrections - an overview. *Journal of Applied Geophysics*, **42**, 117–134.

- Olivier R. J., Simard, R. G.** [1981] Improvement of the conic prism model for terrain correction in rugged topography. *Geophysics*, **46**, 1054–1056.
- Oppenheim A.V., Schafer R.W.** [1975] Digital signal processing. *Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall*.
- Ortolani F., Aprile F.** [1978] Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana. *Boll. Soc. Geol. It.*, **97**, 13, 591-608.
- Owen T. E.** [1983] Detection and mapping of tunnels and caves. *Fitch A. A., (Ed.), Development in Geophysical Exploration methods*, **5**, 161258, Wiley, 209–221.
- Panisova J., Pasteka R.** [2009] The use of microgravity technique in archaeology: a case study from the St. Nicolas Church in Pukanec, Slovakia. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, **39**, 3, 237-254.
- Parker R. L.** [1973] The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **31**, 447-455.
- Pescatore T., Sgrosso I.** [1973] I rapporti tra la piattaforma campano-lucana e la piattaforma abruzzese-campana nel Casertano. *Boll. Soc. Geol. It.*, **92**.
- Posenato E., De Fino M., La Volpe L., Piccarreta G.** [1994] L'affioramento del Trias superiore delle Pietre Nere (calcarei e gessi) e i prodotti del vulcanesimo basico paleogenico. Geologia delle aree di avampaese. *77esimo Congresso della Società Geologica Italiana. Guida all'escursione pre-congressuale*, 19-23.
- Qianshen W., Chijun Z., Funzhen J., Wenhui Z.** [1996] Microgravimetry. *Science Press, China*.
- Radhakrishna Murthy I. V., Swamy K. V.** [1996] Gravity anomalies of a vertical cylinder of polygonal cross-section and their inversion. *Computers and Geosciences*, **22**, 625–630.
- Rapp R.H.**[1983] Tidal gravity computations based on recommendations of the Standard Earth Tide Committee. *Marées Terrestres*, **89**, 5814 – 5819.

Reid A. B., Allsop J., Granser H., Millett A. J., Somerton I. W. [1990] Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, **55**, 80-89.

Reynolds J. M. [1997] An introduction to applied and environmental geophysics. *John Wiley and Sons Ltd*, 31-115.

Ridsmill-Smith T. A. [2000] The application of the wavelet transform to the processing of aeromagnetic data [Ph.D. Thesis]. *Perth, University of Western Australia*.

de Riso R., Lirer L. [1999] Piano Territoriale di Coordinamento PTCP 99 Provincia di Napoli, 63–70.

Rittman A. [1950] Rilevamento geologico della collina dei Camaldoli nei Campi Flegrei. *Boll. Soc. Geol. It.*, **69**, 129-177.

Rolandi G., Bellucci F., Heitzler M. T., Belkin H. E., De Vivo B. [2003] Tectonic controls on the genesis of the Ignimbrites from the Campanian volcanic Zone, southern Italy. *B. De Vivo and R. Scandone (Editors), Ignimbrites of the Campanian Plain, Spec. Issue, Mineral Petrol*, **79**, 3-31.

Rosi M., Sbrana A., Principe C. [1983] The Phlegraean Fields; Structural Evolution, Volcanic History and Eruptive Mechanisms. *Journ. Volc. Geoth. Res.*, **17**, 273-288.

Rosi M., Sbrana A. [1987] Chapters 2,3,4,5. *M. rosi and A. Sbrana (Editors), Quad. Ric. Sci.*, **114**, 9, 9-103.

Russo F., Calderoni G., Lombardo M. [1998] Evoluzione geomorfologica della depressione Bagnoli-Fuorigrotta: periferia urbana della citta' di Napoli. *Boll. Soc. Geol. It.*, **117**, 21–33.

Russo M. [2008] I minerali delle vulcaniti di Punta Pietre Nere nel Gargano (Lesina, FG, Puglia). *Micro*, 227-244.

Scandone R., Bellucci F., Lirer L., Rolandi G. [1991] The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan Volcanoes (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **48**, 1-32.

Seigel H.O., Hill H.L., Baird J.G. [1968] Discovery case history of the Pyramid ore bodies, Pine Point, Northwest Territories, Canada. *Geophysics*, **33**, 4, 645–655.

Seigel H. O. [1995] A guide to high precision land gravimeter surveys. *Scintrex Limited*.

Sindacato Agricolo Industriale Meridionale (S.A.I.M.) [1930] Bonifica del lago di Lesina. Roma, *Stab. Tipolitografico del Genio Civile*.

Stavrev P. Y. [1997] Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity and magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, **45**, 207-246.

Styles P., Toon S., Thomas E., Skittrall M. [2006] Microgravity as a tool for the detection, characterization and prediction of geohazard posed by abandoned and mining cavities. *First Break*, **24**, 51-60.

Talwani M., Worzel J. L., Landisman M. [1959] Rapid Gravity Computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocine Submarine Fracture Zone. *J. Geophysical Research*, **64**, 49-61.

Tamura Y. [1982] Publications of the International Latitude Observatory. *Misuzawa, Japan*, 16, 200.

Thompson D. T. [1982] EULDPH: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, **47**, 31-37.

Vilardo G., De Natale G., Milano G., Coppa U. [1996] The seismicity of Mt. Vesuvius. *Tectonophysics*, **261**, 127-138.

Wright J. V., Smith A. L., Self S. [1980] A working terminology of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**, 315-336.

Xia J., Miller R. D. [2007] Integrated geophysical survey in defining subsidence features on a golf course. *Journal of geophysics and engineering*, **4**, 443-451.

Yule D. E., Sharp M. K., Butler D. K. [1998] Microgravity investigations of foundation conditions. *Geophysics*, **63**, 1, 95-103.

Zhdanov M. S. [2002] Geophysical Inverse Theory and Regularization Problems, *Elsevier*.

www.napoliunderground.org

RINGRAZIAMENTI

Questa tesi non rappresenta la chiusura di un ciclo di studi, ma solo il punto di partenza di un lungo percorso caratterizzato per sempre dall'amore verso la scienza, la cultura e la ricerca.

Senza il fondamentale aiuto di alcune persone non sarebbe stato possibile portare a compimento questo dottorato di ricerca. Pertanto i miei sinceri ringraziamenti vanno:

al mio Tutore e Professore Giovanni Florio, per il vivo interesse mostrato verso il mio lavoro e per la disponibilità al confronto e alla discussione;

al Professore Maurizio Fedi, al Professore Marino Grimaldi, al Professore Per Christian Hansen, alla Dottoressa Elin Aalders Larsen, al Professore Roman Pasteka;

ai colleghi e amici Valeria Paoletti, Mauro La Manna, Simone Ialongo, Luca Speranza, Raffaele Castaldo, Davide De Lerma, Valentina Armiero, Bartolomeo Garofalo, Tiziana Bellomo, Antonino Caruso, Domenico Di Massa, Fabrizio Esposito;

alla mia famiglia e al mio Aldo, alla famiglia Campana, alla famiglia Ausiello;

ai miei amici Ilaria e Samuel, Peppe e Antonella, Virginia, Mina, Antonella, Carla e Checca, Gianni e Giulia;

ai Lega Leggera.