

RELAZIONE DEL LAVORO DI TEAM PROJECT



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI
FEDERICO II



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II
SCUOLA POLITECNICA E DELLE SCIENZE DI BASE

SEG GEOPHYSICS FIELD CAMP IN SOUTHERN ITALY 2024



ln/ja: unina.seg@gmail.com



Anno accademico: 2024-2025

Tutor: Prof. Giovanni Florio

Studenti:

Calella Mirko (P73/042)

Ciccone Gabriella (P73/033)

Dell'Anno Luca (P73/036)

Marfella Davide Emanuele (P73/038)

INDICE:

1. Introduzione	4
2. Contesto geologico	4
3. Dati e metodi	6
3.1. Acquisizioni gravimetriche	6
3.2. Acquisizioni geoelettriche	8
3.3. Acquisizioni magnetometriche	9
3.4. Confronto tra Magnetometri: MagArrow e G-864	9
3.4.1. Misurazioni con Magnetometro MagArrow	10
3.4.2. Misurazioni con Magnetometro ai vapori di cesio G-864 – GEOMETRICS	11
3.5. Acquisizioni radar	11
4. Interpretazione dei dati	13
4.1. Dati gravimetrici	13
4.2. Dati geoelettrici	23
4.3. Dati magnetici	24
4.4. Dati radar	25
5. Conclusioni	28
6. Bibliografia	29
7. Appendici (Codice MATLAB per l'elaborazione dei dati gravimetrici)	29

1. Introduzione

Il Team Project ha come obiettivo l'individuazione e la caratterizzazione di una faglia, la cui presenza è ipotizzata da Iorio et al. (2024), nell'area termale di Agnano (comune di Napoli), facente parte della caldera dei Campi Flegrei. Per la caratterizzazione della faglia e la definizione della sua geometria è stata condotta una campagna geofisica, durante la quale sono stati acquisiti dati relativi ai campi di potenziale, GPR e geoelettrici (questi ultimi secondo due profili). Nei mesi successivi, i dati raccolti sono stati sottoposti ad un processo di elaborazione e interpretazione, con l'obiettivo di ottenere una visione d'insieme delle geometrie delle strutture geologiche del sottosuolo per cercare di identificare e parametrizzare la faglia. Nell'area oggetto di studio sono presenti sorgenti termali conosciute sin dall'epoca romana, oltre che diverse strutture termali moderne, che continuano ad essere frequentate dalla popolazione, costituendo non solo un punto di riferimento per i cittadini, ma anche un'importante attrazione turistica. La complessità geologica della zona, unita alla presenza storica di fluidi termali che risalgono in superficie, rende indispensabile lo studio e la comprensione delle strutture sotterranee. In particolare, l'area è caratterizzata da una significativa attività geotermica, con temperature superficiali che superano i 100°C e gradienti geotermici superiori a 200°C/km (Iorio et al. 2024).

2. Contesto geologico



Figura 1: Immagine satellitare dei Campi Flegrei (Google Earth). L'area di studio (Terme di Agnano) ricade nel riquadro rosso.

I Campi Flegrei costituiscono un complesso vulcanico formato da una vasta caldera di circa 15-18 km di diametro, situata nell'area metropolitana di Napoli (fig. 1). I confini sono delimitati dalle Colline di Posillipo e dei Camaldoli, dal Monte di Cuma e da quello di Procida, estendendosi parzialmente anche nel mare. La morfologia dell'area è fondamentalmente influenzata da due eruzioni vulcaniche, ovvero l'Ignimbrite Campana (avvenuta 39 mila anni fa) ed il Tufo Giallo Napoletano (avvenuta circa 15 mila anni fa), in grado di produrre due collassi calderici distinti. I sedimenti marini e continentali del Plio-Quaternario hanno riempito la caldera con uno spessore che varia tra i 2000 e i 3000 m (Iorio et al. 2024). La depressione morfologica attuale dei Campi Flegrei è principalmente dovuta al collasso della caldera più giovane, la quale si è parzialmente sovrapposta alla precedente. L'ultima eruzione è avvenuta nel 1538, generando Monte Nuovo.

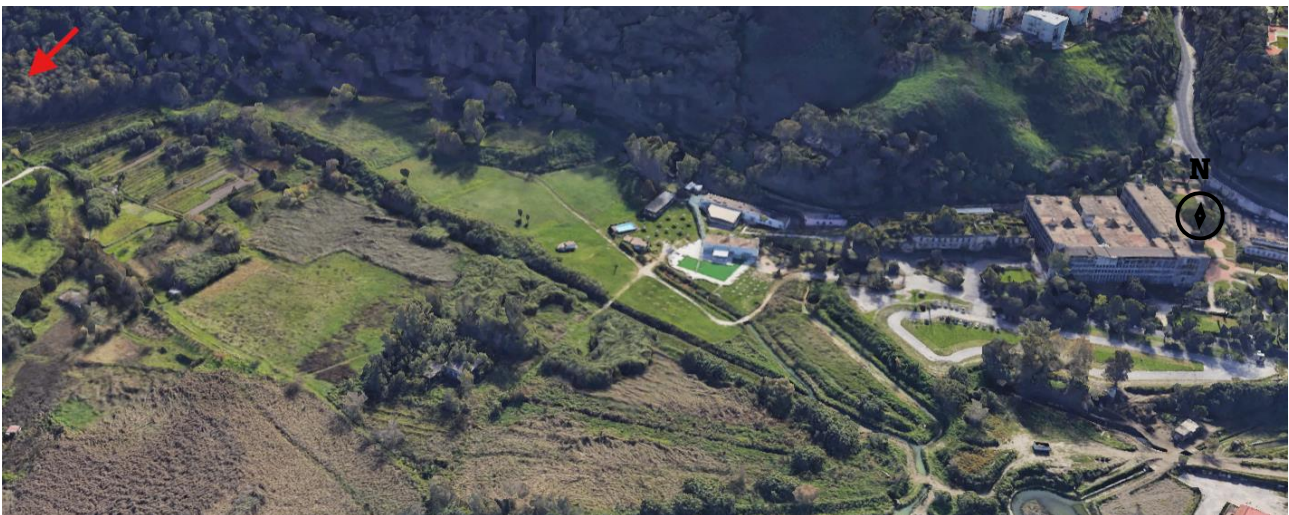


Figura 2: Dettaglio dell'area di studio (la freccia in rosso indica il Nord).

Da allora, la caldera si trova in uno stato di quiescenza, ma continua a manifestare segni di attività vulcanica, tra cui il fenomeno del bradisismo, cioè il sollevamento e l'abbassamento periodico del suolo. Dopo un lungo periodo di abbassamento, oggi la zona mostra segni di riattivazione, con episodi di sollevamento del suolo, sismicità superficiale, oltre che un notevole aumento nella degassificazione idrotermale e significativi cambiamenti nella geochimica dei fluidi. La piana di Agnano (fig. 2), situata nel settore Nord-Orientale dei Campi Flegrei, si è formata durante il terzo periodo di attività dei Campi Flegrei, a seguito di un collasso vulcano-tettonico che ha interessato un'area di circa 6 km², legato all'eruzione di Agnano-Monte Spina avvenuta circa 4400 anni fa (De Vita et al., 1999).

3. Dati e metodi

Sono state impiegate diverse metodologie di indagine geofisica, al fine di ottenere un'analisi approfondita del sito in questione. In particolare, sono stati realizzati due profili gravimetrici e due profili geoelettrici, con l'obiettivo di ottenere informazioni dettagliate sulla distribuzione della densità e delle proprietà elettriche del sottosuolo. Inoltre, sono state effettuate misurazioni magnetometriche in differenti aree del sito, permettendo di acquisire dati relativi alle anomalie magnetiche presenti. Infine, per ciascuna delle aree indagate, sono stati acquisiti dati tramite georadar (GPR).

3.1. Acquisizioni gravimetriche

Sono stati realizzati quattro profili gravimetrici, lunghi rispettivamente 300 m, 55 m, 20 m e 170 m (fig. 3). Per ciascuno di essi, le misurazioni sono state effettuate con un passo di 5 m, per un totale, rispettivamente, di 60, 11, 4 e 34 misure di gravità. Il metodo gravimetrico si basa sulla misurazione delle variazioni del campo gravitazionale terrestre dovute alla distribuzione di masse nel sottosuolo. Le anomalie gravitazionali possono indicare la presenza di strutture sotterranee come cavità, oltre che variazioni di densità e cambiamenti litologici. La raccolta dei dati è avvenuta mediante l'uso di un microgravimetro di precisione (come il modello Scintrex CG-5 AUTOGRAV), che permette di misurare con elevata precisione le variazioni del campo gravitazionale. Sono state selezionate due stazioni base, una per ogni profilo, in cui sono state eseguite misurazioni ad intervalli prestabiliti, al fine di correggere l'effetto di deriva del gravimetro.



Figura 3: I due profili gravimetrici acquisiti nell'area oggetto di studio sono indicati dalle linee rosse mentre le stelle rosse (una per ciascun profilo) indicano le rispettive stazioni base.

3.2. Acquisizioni geoelettriche



Figura 4: I tre profili geoelettrici acquisiti nell'area oggetto di studio sono indicati dalle linee gialle mentre la freccia in rosso indica il Nord.

Inoltre, sono stati acquisiti tre profili geoelettrici (fig. 4), con lunghezze rispettivamente di 300 m (i primi due) e 150 m (il terzo). La metodologia utilizzata è quella della misura della resistività elettrica del terreno in corrente continua con la configurazione polo-dipolo, che è particolarmente efficace per indagini di resistività superficiale. In questo metodo, gli elettrodi di corrente e di potenziale vengono disposti lungo il profilo di indagine, con una configurazione simmetrica. Gli elettrodi di corrente sono separati da una distanza costante (ad esempio, 5 m), mentre gli elettrodi di potenziale vengono collocati a metà strada tra quelli di corrente. Per l'indagine, l'anodo lontano è stato disposto a una distanza di 400 m rispetto ai profili, permettendo così una maggiore penetrazione del segnale nel sottosuolo e una risoluzione più dettagliata delle variazioni di resistività a differenti profondità. La corrente elettrica viene iniettata nel terreno tramite gli elettrodi di corrente e la differenza di potenziale misurata tra gli elettrodi di potenziale viene utilizzata per calcolare la resistività del sottosuolo a quella specifica profondità. Il processo è ripetuto lungo tutto il profilo per ottenere un profilo continuo della resistività. Questa metodologia consente di ottenere informazioni dettagliate sulle caratteristiche elettriche del terreno, utile per la caratterizzazione geofisica e la valutazione di strutture sotterranee come falde acquifere o zone di diversa composizione litologica.

3.3. Acquisizioni magnetometriche

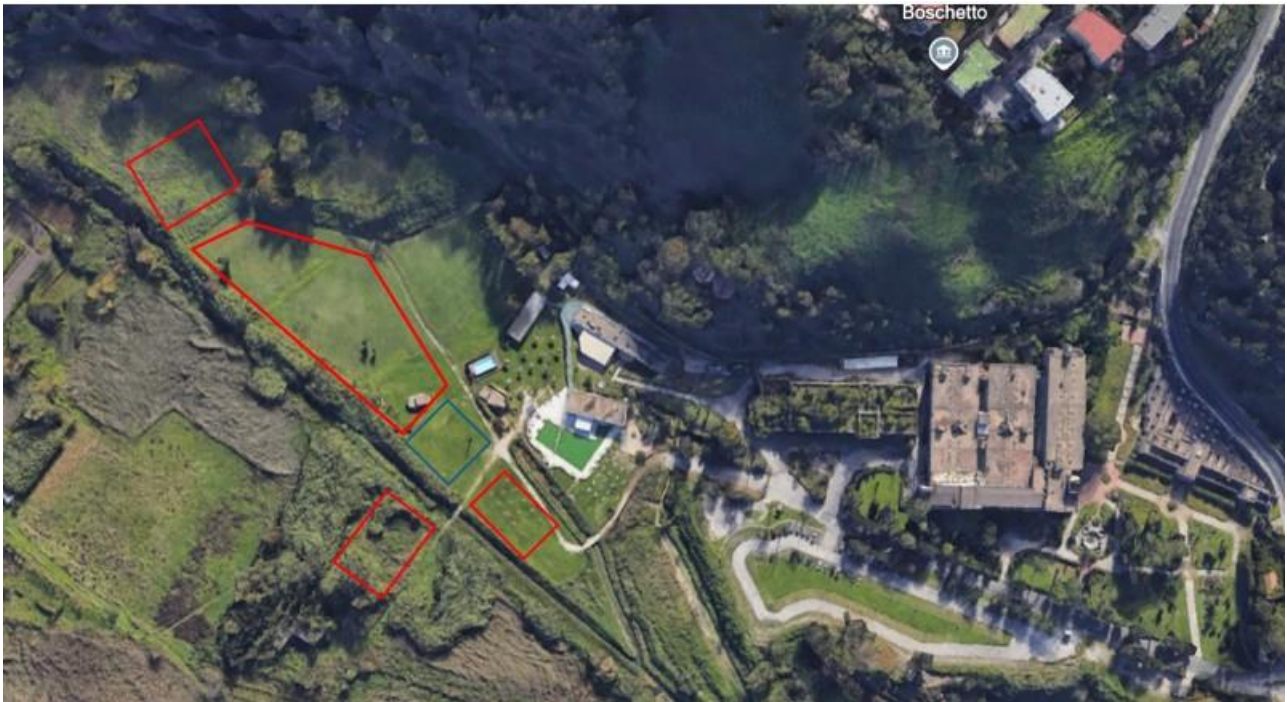


Figura 5: Panoramica dell'area di studio. Le aree analizzate esclusivamente in termini magnetometrici sono evidenziate in rosso. In blu, invece, sono indicate le zone oggetto di analisi sia magnetometrica che con l'uso del GPR. Metterei anche l'ubicazione mag e GPR nella stessa figura 3

Sono state studiate diverse aree mediante magnetometria, al fine di caratterizzare l'area in studio anche dal punto di vista delle proprietà magnetiche delle rocce sepolte, e di definire la geometria della faglia in esame (fig. 5). Gli strumenti impiegati comprendono il magnetometro MagArrow ed il magnetometro ai vapori di cesio G-864 della GEOMETRICS, ognuno dei quali ha caratteristiche e modalità d'uso specifiche, adatte a differenti esigenze di misura. Nel nostro caso, entrambi assolvono adeguatamente ai nostri scopi. I motivi del loro impiego simultaneo risiedono nella volontà di confrontare misure condotte con strumenti diversi, oltre che per la loro applicabilità in termini didattici.

3.4. Confronto tra Magnetometri: MagArrow e G-864

La principale differenza tra i due magnetometri impiegati nello studio risiede nella frequenza di campionamento, determinata dalla loro specifica destinazione d'uso: infatti, il MagArrow è

progettato per rilievi aerei (airborne) mentre il G-864 è destinato all'acquisizione terrestre con trasporto a spalla. Questa distinzione giustifica sia la differenza di frequenza di campionamento, sia quella di peso, con quest'ultimo pari rispettivamente a 1 kg per il MagArrow e 11 kg per il G-864.

L'impiego del G-864 è stato motivato dalla sua elevata sensibilità e dalla sua frequenza di campionamento, ritenute adeguate agli obiettivi dell'indagine. Al contrario, il MagArrow, sviluppato per l'utilizzo su veicoli aerei senza pilota (UAV), richiede una maggiore frequenza di campionamento per compensare l'alta velocità del sistema in volo, ottimizzando così i tempi di acquisizione.

Nel presente studio, il MagArrow è stato utilizzato manualmente, mantenendo una distanza costante di 90 cm dal suolo. L'analisi dei dati attesi non evidenzia differenze significative tra i due strumenti, fatta eccezione per la minore densità dei dati acquisiti con il G-864, una condizione che tuttavia non compromette la qualità complessiva del rilievo.

3.4.1. Misurazioni con Magnetometro MagArrow



Figura 6: MagArrow utilizzato durante la campagna di acquisizione.

Le misure sono state condotte all'interno di tre griglie rettangolari di dimensioni, rispettivamente 30 m x 34 m (la prima), 34 m x 22 m (la seconda), e 32 m x 100 m (la terza), lungo profili con passo 2 m. Un quarto rilievo è stato condotto secondo due profili paralleli lunghi 50 m e distanziati di 10 m, con passo fra le misure di 3 m.

3.4.2. Misurazioni con Magnetometro ai vapori di cesio G-864 – GEOMETRICS



Figura 7: G-864 utilizzato durante la campagna di acquisizione.

Le misure sono state condotte all'interno di tre griglie rettangolari di dimensioni, rispettivamente 30 m x 34 m (la prima), 34 m x 22 m (la seconda), e 32 m x 100 m (la terza), lungo profili con passo 2 m. Un quarto rilievo è stato condotto secondo profili con lunghezza 100 m, con passo 3 m, stabilendo la posizione dei punti di misurazione attraverso il metodo della triangolazione.

3.5. Acquisizioni radar

Nelle aree in cui è stato impiegato il magnetometro è stato utilizzato anche il georadar (GPR, Ground Penetrating Radar), una tecnica geofisica non invasiva che permette di ottenere informazioni dettagliate sulle strutture sotterranee, nel nostro caso della faglia oggetto di ricerca. Il georadar (GPR) è uno strumento che utilizza onde elettromagnetiche ad alta frequenza per sondare il sottosuolo. Durante l'acquisizione dei dati, il GPR invia un impulso radar nel terreno attraverso una sonda (antenna) e misura il tempo che il segnale impiega per riflettersi contro le diverse strutture sotterranee, come cambiamenti litologici, falde acquifere, cavità o materiali di diversa densità. Questi impulsi vengono riflessi all'antenna, che riceve il segnale di ritorno, permettendo di creare un'immagine delle strutture sotterranee. La velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche nel terreno dipende dalla sua composizione e dalla sua umidità e viene utilizzata per determinare la profondità delle

anomalie. Il GPR viene utilizzato spostando l'antenna lungo il terreno, sia in direzione lineare che lungo percorsi predefiniti, a seconda della configurazione dell'area da esaminare. A seconda della frequenza dell'antenna, il GPR è in grado di penetrare diverse profondità nel terreno. Frequenze elevate (es. 1 GHz) sono ideali per indagini superficiali, mentre frequenze più basse (es. 100 MHz) consentono di esplorare profondità maggiori, sebbene con una risoluzione inferiore. Nel nostro caso, però, l'applicazione di detto metodo ha avuto unicamente uno scopo dimostrativo e didattico.

4. Interpretazione dei dati

4.1. Dati gravimetrici

Le analisi gravimetriche si riferiscono unicamente alle misure condotte nell'ambito del primo e quarto profilo, ovvero quelli di maggiore lunghezza (rispettivamente 300 m e 170 m). Il dataset gravimetrico è stato inizialmente elaborato per ottenere le anomalie di Bouguer semplici. Per ogni stazione di misura abbiamo stimato l'accelerazione gravitazionale mediando tre misurazioni consecutive al fine di garantire una precisione della misura (entro 5 microgal. L'effetto di deriva strumentale è stato stimato e rimosso dai dati ripetendo la misurazione presso una stazione base con un intervallo di tempo di 1 ora e 30 minuti. Le anomalie in aria libera sono state ottenute utilizzando la formula classica della riduzione in aria libera $g_{fac} = 0,3086 h$, dove h è la distanza altimetrica dall'ellissoide di riferimento. Successivamente, sono state ottenute le anomalie di Bouguer semplici utilizzando la formula della piastra di Bouguer: $g_{bgc} = 2\pi G\rho T$, dove T è lo spessore della piastra di Bouguer; $G = 6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}\text{s}^2$ è la costante gravitazionale; ρ è la densità della piastra (in g/cm^3).

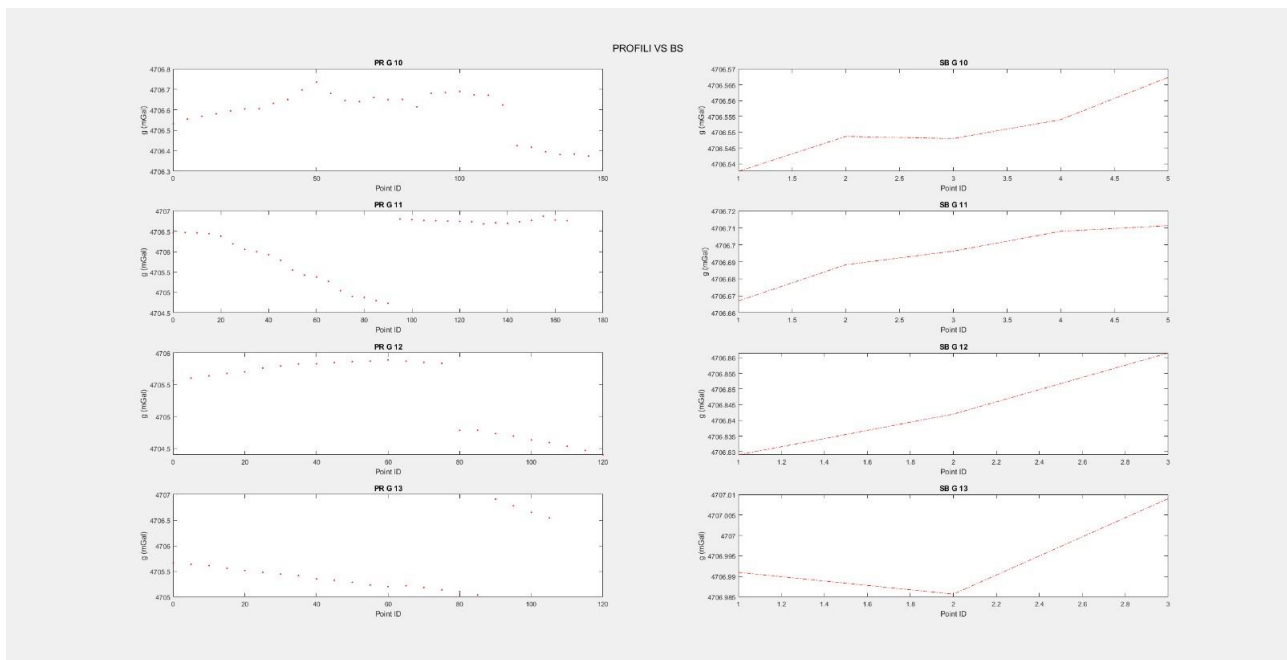


Figura 8: Profili giornalieri (a sx) & Stazione base (a dx).

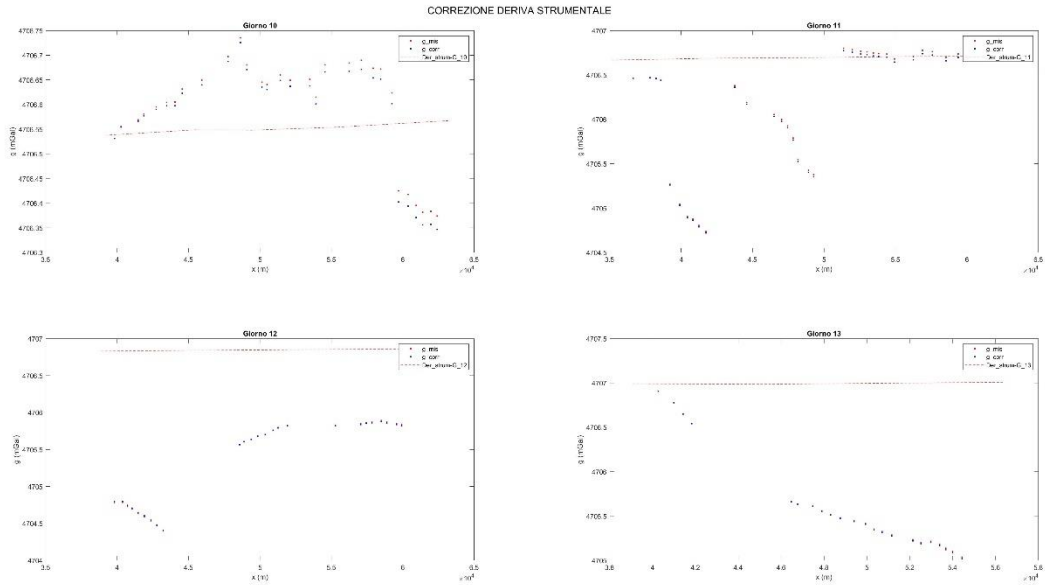


Figura 9: Correzione della deriva strumentale per ciascun giorno di acquisizione.

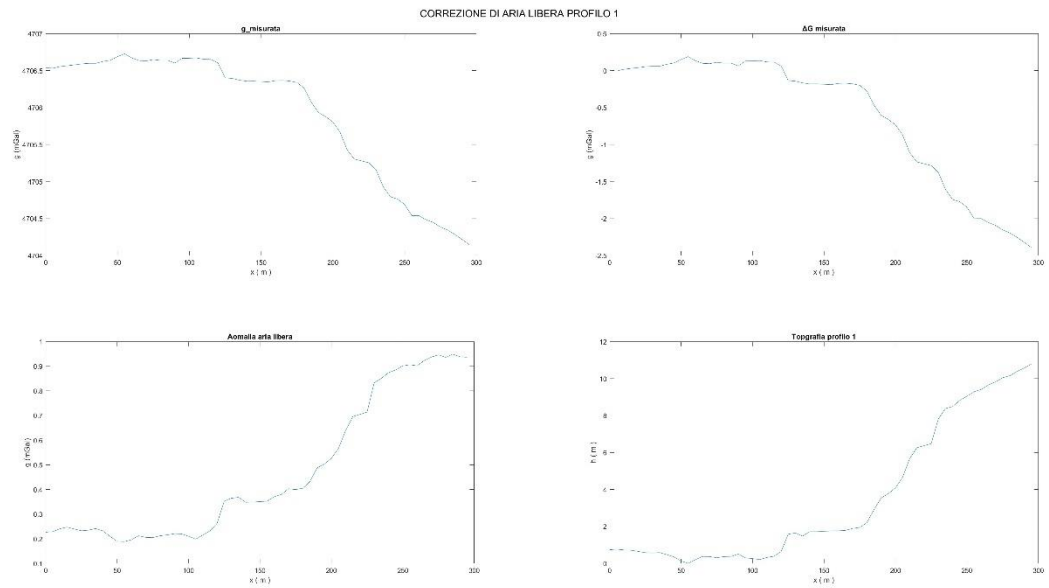


Figura 10: Correzione di aria libera realizzata per il primo profilo gravimetrico.

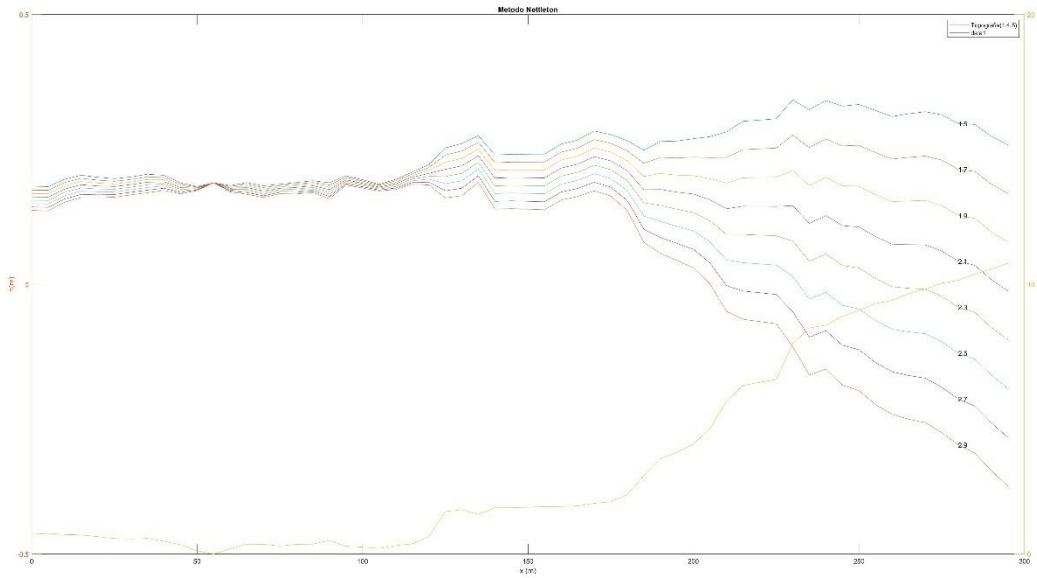


Figura 11: Metodo di Nettleton applicato al primo profilo gravimetrico (con annessa topografia).

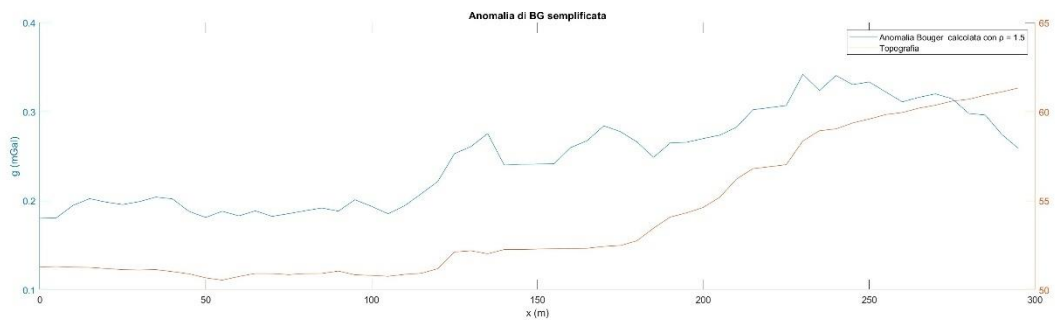


Figura 12: Anomalia di Bouguer semplice per il primo profilo gravimetrico e topografia.

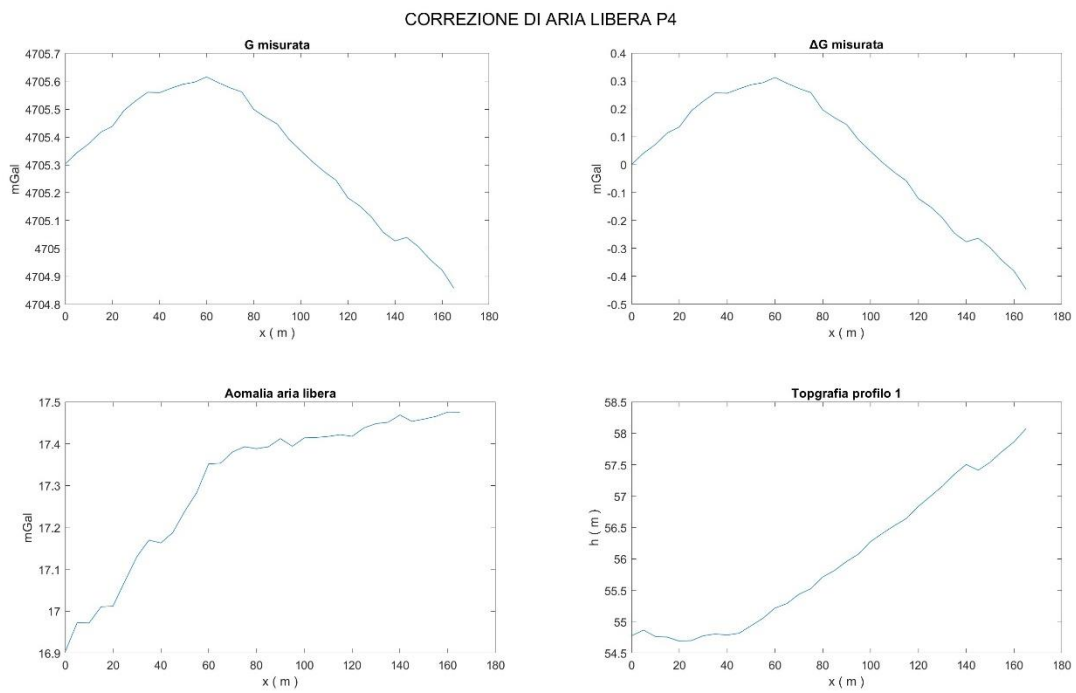


Figura 13: Correzione in aria libera realizzata per il quarto profilo gravimetrico.

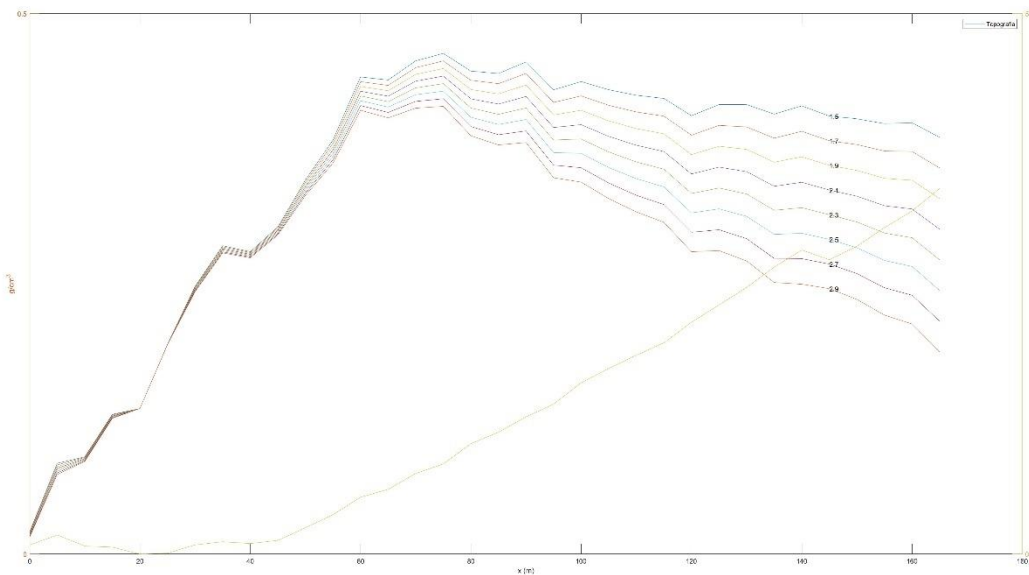


Figura 14: Metodo di Nettleton applicato al quarto profilo gravimetrico e topografia.

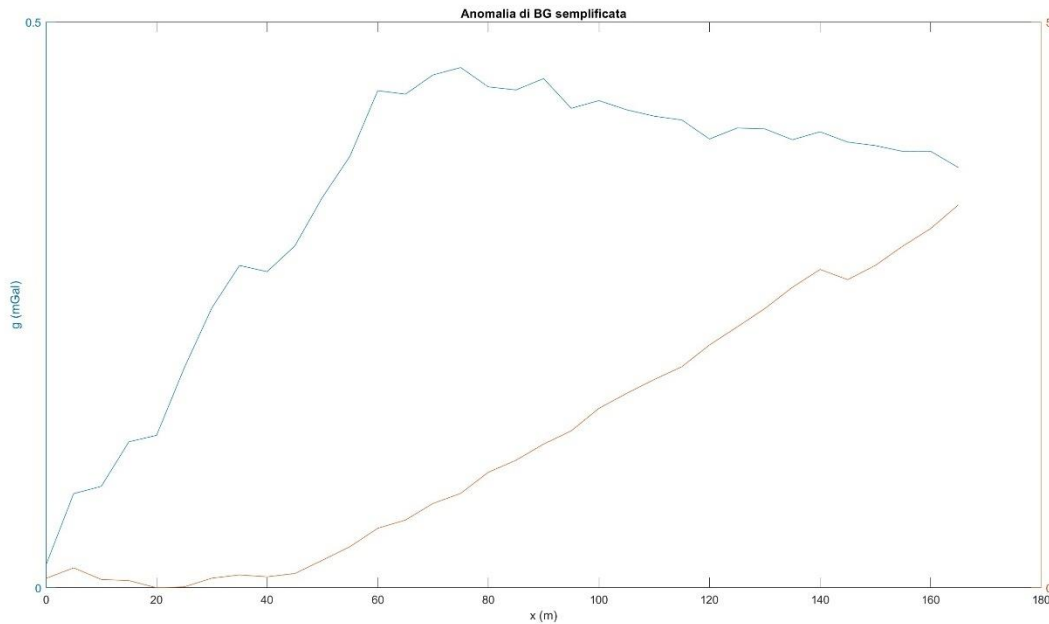


Figura 15: Anomalia di Bouguer semplice per il quarto profilo gravimetrico e topografia.

Il Metodo di Nettleton applicato ai dati gravimetrici (figg. 11 e 14) ha evidenziato una densità di 2.1 g/cm^3 . Esso, però, non è rappresentativo, poiché si tratta di un'area a topografia sostanzialmente piatta. Dunque, più correttamente, sulla base dei materiali maggiormente presenti (materiali tufacei e depositi alluvionali e marini), abbiamo adottato un valore di densità pari a 1.5 g/cm^3 . Una volta rimosso il significativo contributo della topografia dall'anomalia in aria libera (figg. 10 e 13), analizzando l'anomalia di Bouguer semplice (figg. 12 e 15) possiamo affermare che, sia nel primo che nel secondo profilo, il valore di campo gravitazionale muta solo leggermente, per effetto della presenza di blandi contrasti di densità laterali nel sottosuolo. Per comprendere questi ultimi, si riportano le colonne stratigrafiche e le relative correlazioni proposte da Piochi et al. (2013). Inoltre, per semplicità, data l'assenza di pozzi più vicini all'area di studio, si assume come stratigrafia rappresentativa quella associata al pozzo CF23 (figg. 16 e 17).

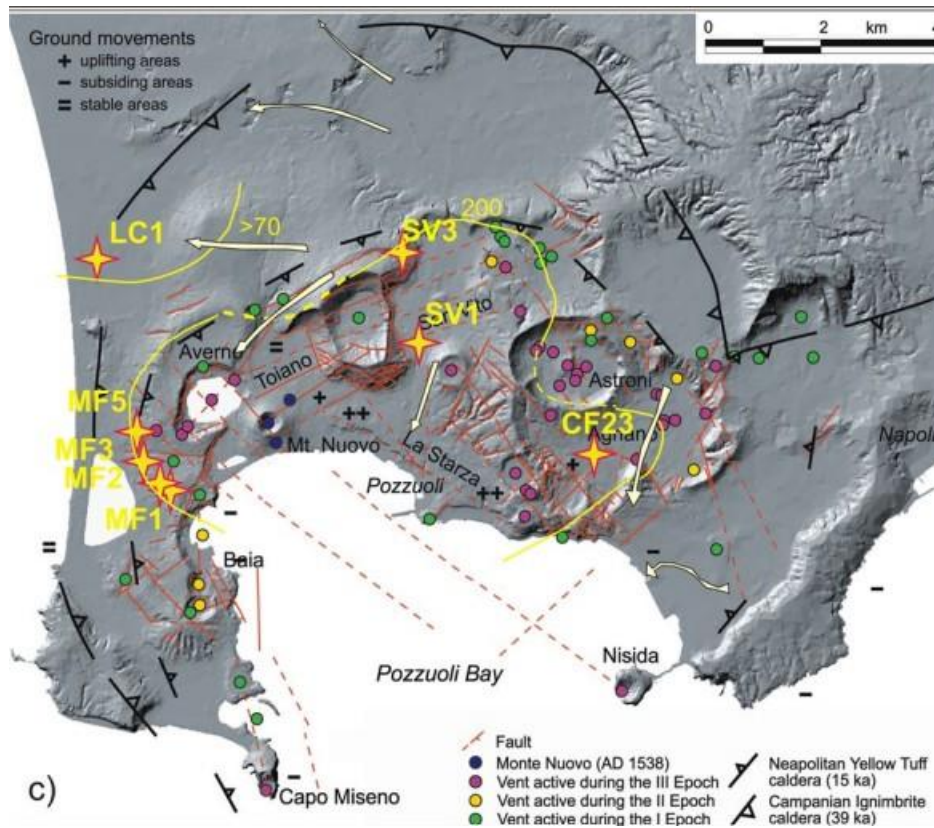


Figura 16: Mappa strutturale dei Campi Flegrei caldera con la localizzazione dei vent degli ultimi 14.9 ka (da Di Renzo et al. 2011), la distribuzione delle temperature >100 °C a – 1000 m slm. (modificata da Corrado et al. 1998), l’area di stabilità e dei movimenti del terreno (da Di Renzo et al. 2011), la circolazione idrica sotterranea negli acquiferi principali (da De Vita 1990; Celico et al. 1992; Albanese et al. 2010, indicata dalle frecce bianche) e la localizzazione dei pozzi AGIP (1987) e SAFEN (indicati dalle stelle gialle).

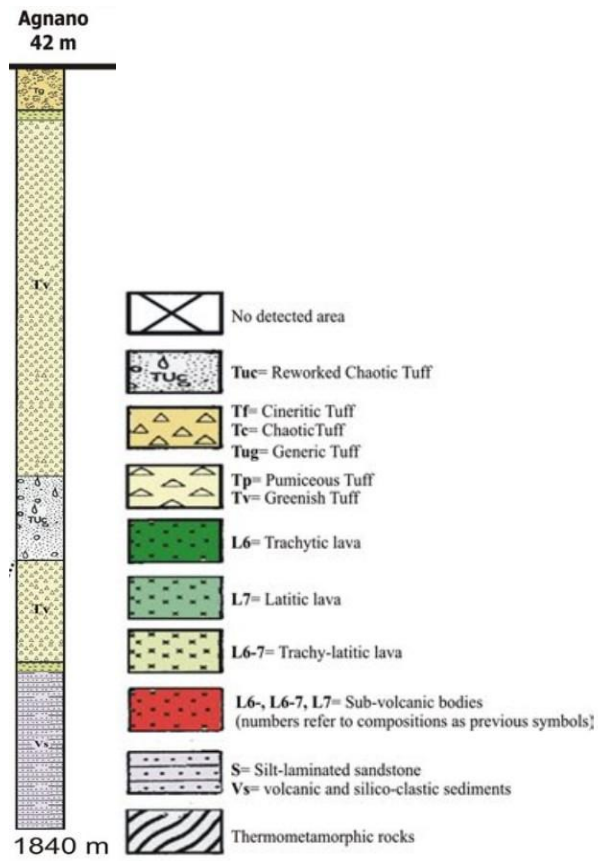


Figura 17: Pozzo di Agnano (CF23) con la relativa stratigrafia (da Piochi et al. 2013).

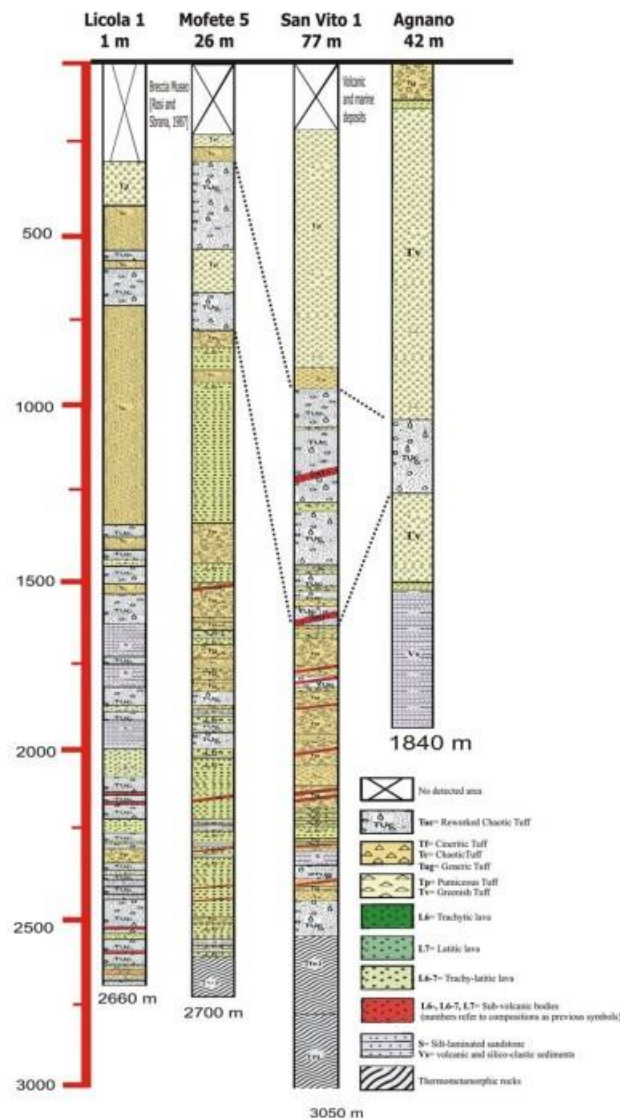


Figura 18: Correlazioni tra le stratigrafie dei pozzi Licola 1, Mofete 5, San Vito 1 ed Agnano (da Piochi et al. 2013).

Possiamo affermare che le anomalie gravimetriche registrate risentono dei contrasti di densità (abbastanza contenuti) tra il tufo generico, le lave trachitiche ed il tufo grigiastro (presenti nel pozzo di Agnano) ed i depositi vulcanici e marini delle zone circostanti (fig. 18). Detti materiali hanno le seguenti densità (Barberi et al. 1991):

- Il tufo tra 1.3 e 2 g/cm³;
- La trachite tra 2.4 e 2.7 g/cm³;
- I depositi marini tra 1.5 e 2 g/cm³.

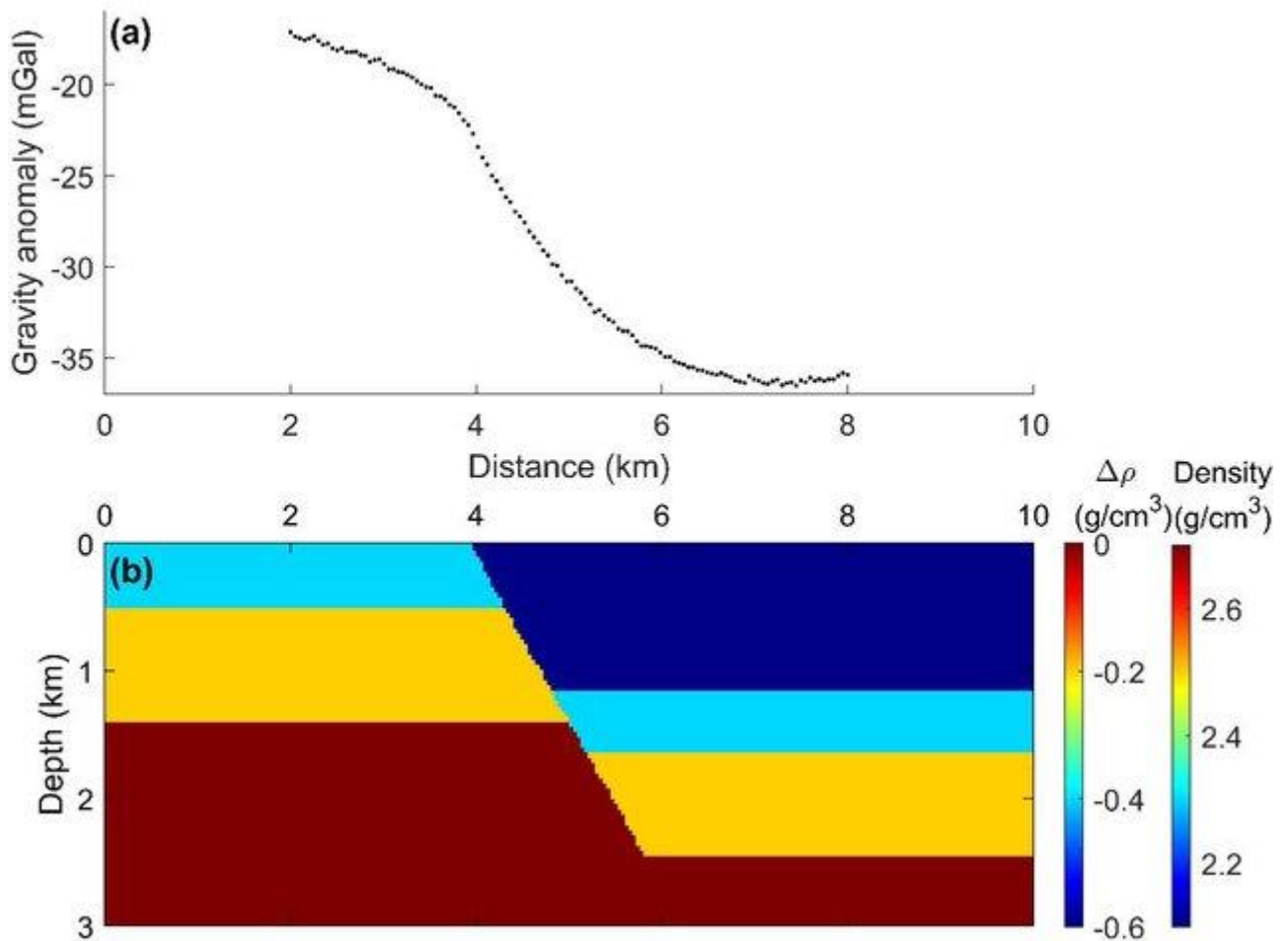


Figura 19: Esempio di modello di faglia in presenza di rumore gaussiano casuale.

In alternativa, le anomalie gravimetriche di Bouguer semplici riscontrate nei due profili investigati potrebbero indicare la presenza della faglia, che pone in contatto laterale materiali di differente densità (fig. 19). La scarsa risoluzione dell'indagine e l'intensità molto contenuta di dette anomalie, però, non ci fanno propendere per questa interpretazione. Per apprezzare il contributo della faglia sicuramente è necessario condurre indagini gravimetriche più approfondite.

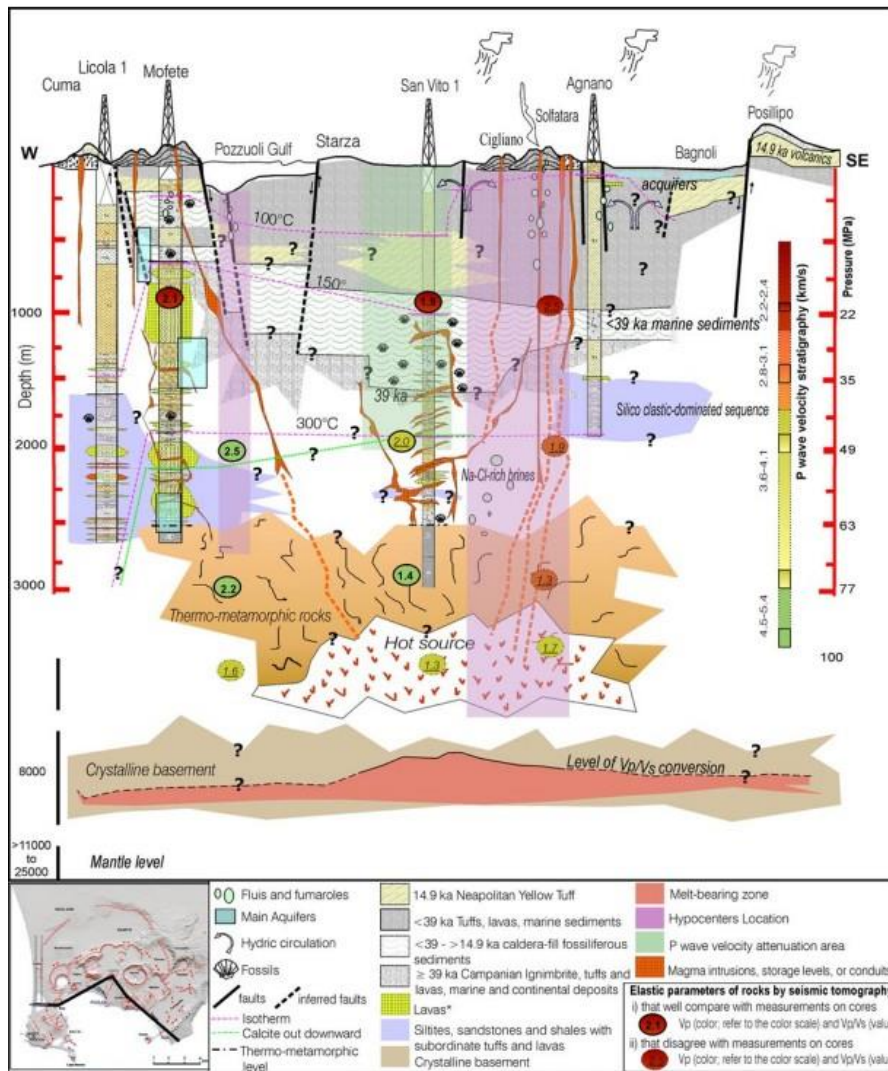


Figura 20: Modello geologico bidimensionale dei Campi Flegrei (da Piochi et al. 2013).

4.2. Dati geoelettrici

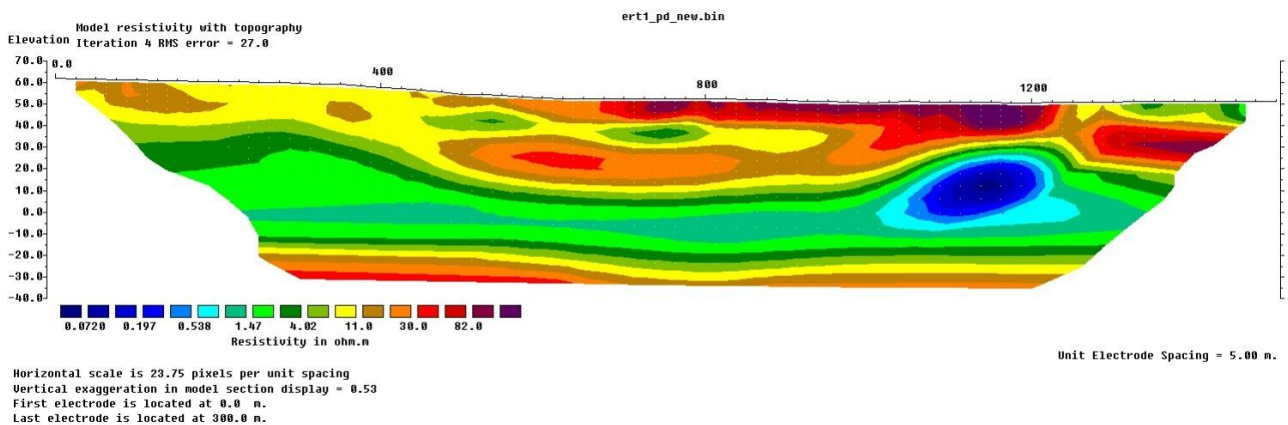


Figura 21: Sezione di resistività frutto dell'elaborazione del primo profilo geoelettrico.

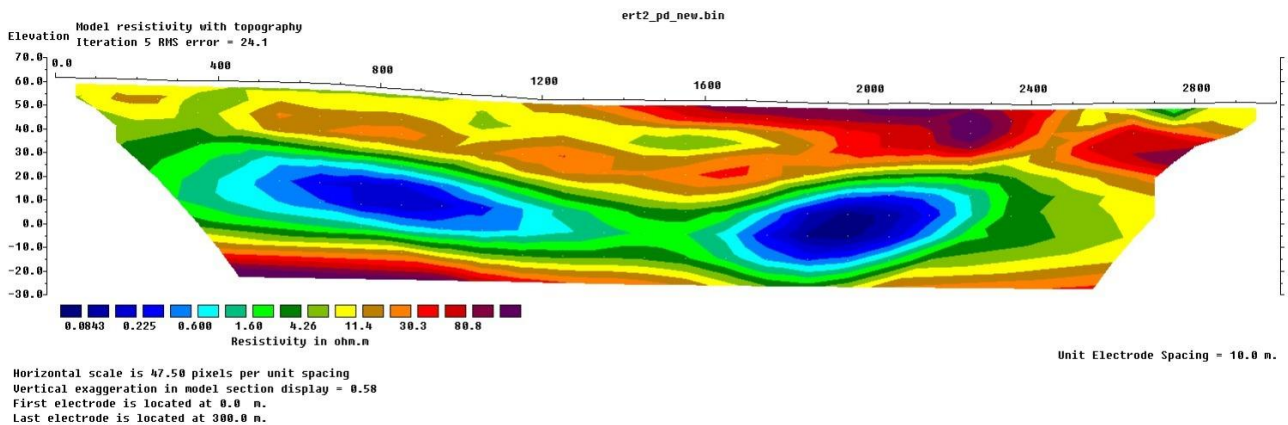


Figura 22: Sezione di resistività frutto dell'elaborazione del terzo profilo geoelettrico.

L'elaborazione delle misure del primo profilo geoelettrico (molto simile al secondo, per cui d'ora in avanti considereremo solo il primo, fig. 21) rivela, seppur blandamente, la presenza di una struttura particolarmente resistiva a circa 80 m di profondità con andamento obliquo dai metri 0.0 a 1200, ancor più evidente nella sezione ottenuta dal terzo profilo geoelettrico (fig. 22). A bassa profondità riscontriamo due sacche di materiale molto resistivo dai metri 1600 fino a metri 2400, mentre a partire dai 30-40 m di profondità osserviamo due mezzi estremamente conduttivi. In generale, per entrambe le sezioni, il modello ricavato dall'inversione non riproduce accuratamente i dati osservati (RMS pari al 25%) e l'interpretazione di piccole variazioni della resistività non risulta attendibile. Si è comunque cercato di dare una interpretazione parziale alle sacche di materiale resistivo a bassa profondità, dovute probabilmente alla presenza di sottoservizi di natura isolante, mentre le zone conduttive a 30 – 40 m di profondità sono state interpretate come legate alla presenza di fluidi idrotermali salini.

4.3. Dati magnetici

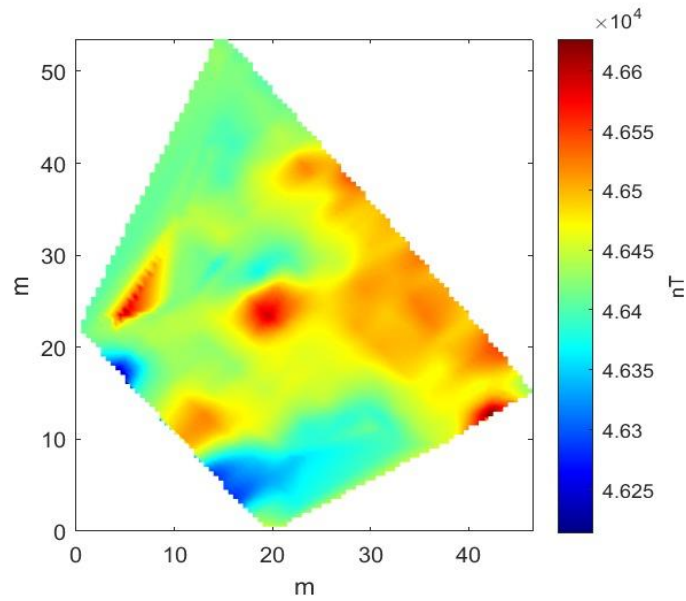


Figura 23: Dati magnetici elaborati.

L'elaborazione dei dati magnetici riportata in fig. 23 non mostra alcuna anomalia associabile a strutture geologiche. Le anomalie in particolare sono dovute a differenti oggetti superficiali, tra cui spiccano tombini e sottoservizi di natura metallica (come quella presente nella parte centrale dell'area).

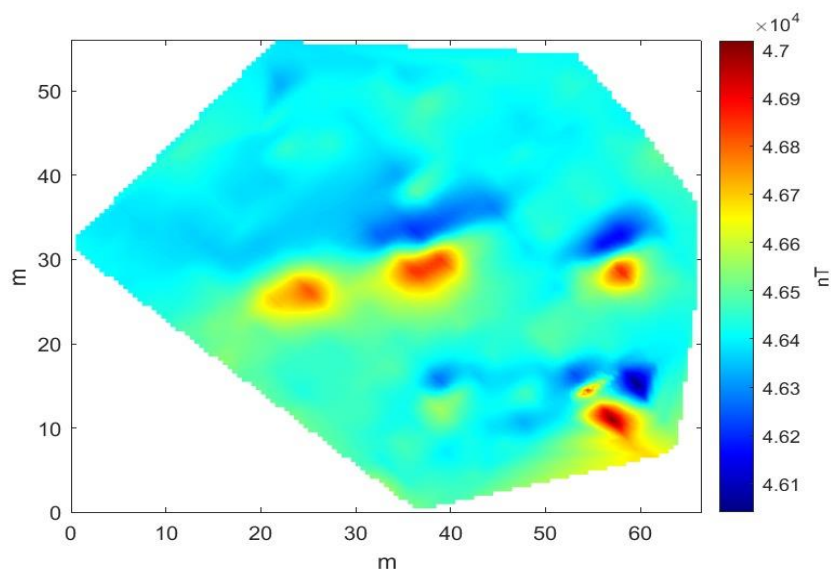


Figura 24: Dati magnetici elaborati.

In fig. 24 osserviamo delle anomalie magnetiche dipolari con il massimo a S ed il minimo a N (tipiche delle nostre latitudini). Le anomalie rappresentate in mappa sono dipolari, non monopolari, perché non è stata effettuata la riduzione al polo. Nello specifico, apprezziamo un allineamento di anomalie, che potrebbe essere dovuto alla presenza di una lunga tubazione metallica.

In conclusione, possiamo supporre che, per riconoscere la faglia con i metodi magnetometrici, sarebbe opportuno condurre stendimenti di maggiore lunghezza.

4.4. Dati radar

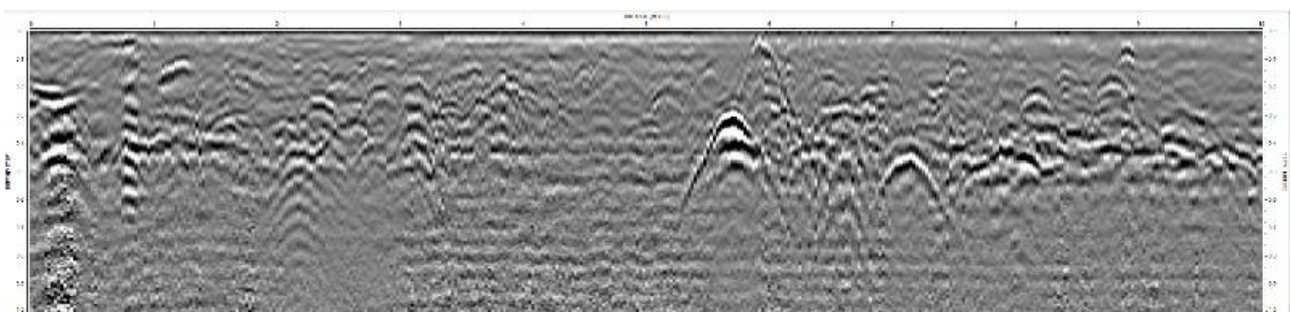


Figura 25: Radargramma di lunghezza 10 m acquisito con radar GSSI a 400MHz, a cui è stato applicato, come processo di elaborazione, la trace interpolation, le correzioni statiche, il background removal e la time-depth conversion.

A causa delle condizioni geologiche e legate alla geometria di acquisizione, la skin depth (indicativa della massima profondità investigabile) dell'indagine GPR è di 1 m (come testimoniato dai calcoli presentati successivamente), pertanto non è diagnostica ai fini della nostra ricerca.

Una guida comune per la profondità di penetrazione, infatti, è nota come “profondità pelle” (*skin depth*), definita come la profondità alla quale l'ampiezza di un'onda piana è diminuita a 1/e o al 37% rispetto alla sua ampiezza iniziale A_0 (Reynolds, 2011).

A valle del calcolo del *fattore perdita* P (*power loss*) (EM GeoSci, 2015-2018, GeoSci Developers) e in relazione alle condizioni del contesto geologico, va definito lo stato di *buon conduttore* ($P \gg 1$) o di *buon dielettrico* ($P \ll 1$) derivato dalle quantità $\omega = 2\pi \times$ frequenza di acquisizione dello strumento (Hz), $\sigma =$ conducibilità del mezzo (Sm^{-1}), $\epsilon =$ costante dielettrica del mezzo.

$$P = \frac{\sigma}{\omega \epsilon}$$

Nel caso del sito in esame sono stati definiti i seguenti parametri (Milsom, 2011; Reynolds, 2011):

	σ (S/m)	ϵ_r
Topsoil	1/250	5-20

con una frequenza di campionamento dello strumento di 400MHz.

Il calcolo del valore P ha restituito un risultato significativamente inferiore a 1, confermando che il mezzo è un *buon dielettrico*.

Il calcolo della *skin depth* (δ_s) (EM GeoSci, 2015-2018, GeoSci Developers) nel caso di un buon dielettrico necessita di un valore di permeabilità magnetica μ , pari a 10^{-7} Hm⁻¹ (Milsom, 2011):

$$\delta_s = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}}$$

$$\delta_s = \sqrt{\frac{2}{(4 \times \pi \times 400 \times 10^6) \times (10^{-7}) \times (1/250)}} = 0.997 \text{ metri}$$

che definisce una profondità massima investigata di un metro.

Un metodo alternativo per validare la bontà del calcolo precedente è un approccio grafico. Il primo passo è validare la velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche del mezzo, tramite la tecnica dell'adattamento delle iperboli di diffrazione del radargramma con le iperboli sintetiche generate con valori di velocità scelti dall'utente. Sono stati scelti, in particolare, valori pari a 0.04 m/ns, coerenti con i valori di 43-47mm/ns del terreno a grana fine in situ, suggeriti dalla letteratura (Reynolds, 2011).

Il radargramma presenta lungo le ordinate dei valori temporali, noti come *two way time (TWT)*, che rappresentano il tempo impiegato dall'onda a percorrere due volte il tragitto tra la sorgente e il riflettore.

Per determinare la profondità raggiunta dall'onda, è necessario dividere il Two-Way Time (TWT) per due, ottenendo così il tempo impiegato dall'onda per viaggiare dalla sorgente al riflettore.

La profondità si calcola utilizzando la seguente formula:

$$v \times t = z$$

Ovvero, il prodotto tra tempo (t) e velocità (v) definisce lo spazio (z).

Essendo il TWT del radargramma pari a 50 ns e la velocità pari a 0.04 m/ns, il valore di profondità massima raggiunta sarà pari a:

$$0.04 \frac{m}{ns} \times 25 ns = 1 m$$

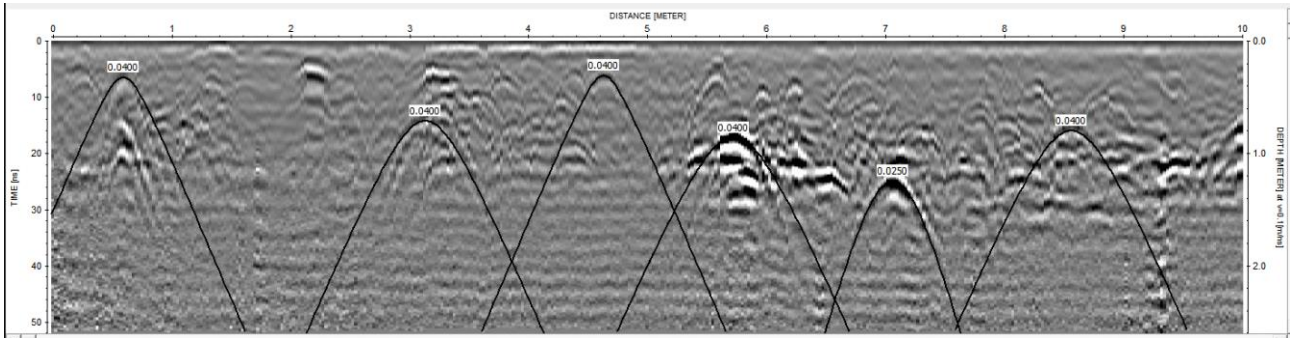


Figura 26: Radargramma non migrato in profondità.

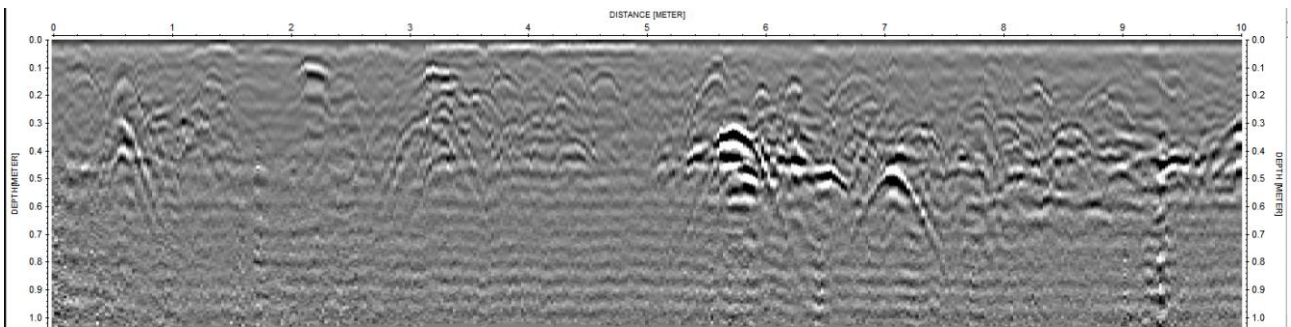


Figura 127: Radargramma migrato in profondità.

La concordanza tra i due metodi indica la coerenza dei risultati, confermando l'affidabilità della stima ottenuta, questo suggerisce che il calcolo è corretto e privo di errori significativi, rafforzando la validità del metodo adottato per determinare il valore di profondità con sufficiente precisione.

Detta indagine, in definitiva, è stata in grado di riconoscere unicamente i sottoservizi presenti a bassissima profondità, testimoniati, per esempio, dalle iperboli visibili in fig. 25.

5. Conclusioni

Le indagini geofisiche condotte, che includono misurazioni gravimetriche, geoelettriche, magnetiche e GPR, nonostante i vari approcci utilizzati, non hanno fornito evidenze chiare in merito alla presenza della faglia, oggetto di ricerca. Iorio et al. (2024) sostengono che quest'ultima sia collocata entro i 150 m di profondità e la realizzazione di stendimenti gravimetrici e geoelettrici maggiormente lunghi, oltre che su terreni secchi, potrebbe eventualmente permetterci di riconoscerne la geometria.

Le indagini gravimetriche, tramite l'interpretazione delle anomalie di Bouguer, rivelano poche variazioni significative del campo gravitazionale, potenzialmente indicative di strutture sotterranee, come una faglia. Tuttavia, i risultati ottenuti non sono sufficienti per identificare con certezza la presenza della faglia. Infatti, in prima istanza, le anomalie gravitazionali sono attribuite a deboli contrasti di densità laterali nel sottosuolo.

Le misurazioni geoelettriche, hanno rivelato alcune anomalie positive di resistività a bassa profondità, probabilmente legate alla presenza di sottoservizi isolanti. Queste non sono collegate alla faglia in ricerca, che si trova a profondità molto maggiori. Inoltre, tra i 30 e i 40 metri, sono stati riscontrati mezzi conduttivi quali fluidi idrotermali salini. Infine, un contrasto di resistività significativo è stato osservato a circa 80 metri di profondità (potenzialmente rappresentativo della faglia), ma la risoluzione delle misure condotte non è stata abbastanza alta.

Le indagini magnetometriche, che hanno avuto sostanzialmente un significativo dimostrativo, non hanno evidenziato chiaramente la faglia. Le anomalie magnetiche osservate sono principalmente causate da fonti di rumore, come tombini e sottoservizi metallici, mascherando eventuali segnali geologici rilevanti.

Il GPR ha avuto un'applicazione unicamente dimostrativa, avendo evidenziato esclusivamente i sottoservizi presenti a bassissima profondità (entro 1 m dal piano campagna).

In definitiva, mentre ciascun metodo ha fornito informazioni utili su alcune caratteristiche del sottosuolo, nessuno di essi ha fornito informazioni utili sulla presenza della faglia. Le indagini gravimetriche e geoelettriche hanno evidenziato alcune anomalie potenzialmente rilevanti, ma la loro risoluzione non è sufficiente per confermare la presenza della faglia.

Per identificarla correttamente, dunque, sono essere necessarie indagini più approfondite, con tecniche geofisiche più avanzate o estendendo le aree di indagine.

6. Bibliografia

Barberi, F., Cassano, E., La Torre, P., Sbrana, A. (1991), *Structural evolution of Campi Flegrei caldera in light of volcanological and geophysical data*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume 48, Issues 1–2, Pages 33-49, ISSN 0377-0273, DOI: 10.1016/0377-0273(91)90031-T.

Cheyney, S. (2012). *FIELD GEOPHYSICS John Milsom and Asger Eriksen, John Wiley and Sons*, 2011, 4th edn, 304 pp. Price: £22.50. ISBN: 978-0-47074-984-5 and 0-47074-984-9. Archaeological Prospection. 19. 10.1002/arp.427.

Di Vito, M.A., Isaia, R., Orsi, G., Southon, J., de Vita, S., D'Antonio, M., Pappalardo, L., Piochi, M. (1999), 221, 246, *Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy)*, 91, Journal of Volcanology and Geothermal Research. DOI: 10.1016/S0377-0273(99)00037-2

Iorio, M., Punzo, M., Carotenuto, A., Cavuoto, G., Corniello, A., Di Fiore, V., Donnarumma, G., Fedi, M., Massarotti, N., Pelosi, N., Tarallo, D., Milano, M. (2024), *Shallow geothermal field multidisciplinary exploration: New data from Campi Flegrei caldera (CFc) for low—middle enthalpy resource exploitation*, Geothermics, Volume 121, 103049, ISSN 0375-6505, DOI: 10.1016/j.geothermics.2024.103049.

Piochi, M., Kilburn, C., Di Vito, M.A., Mormone, A., Tramelli, A., Troise, C., De Natale, G. (2013). The volcanic and geothermally active Campi Flegrei caldera: An integrated multidisciplinary image of its buried structure. International Journal of Earth Sciences. DOI: 10.1007/s00531-013-0972-7.

Reynolds, J. M. (2011), *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Preview*, 2011, 33-40, DOI: 10.1071/PVv2011n155other

7. Appendici (Codice MATLAB per l'elaborazione dei dati gravimetrici)

```
clc; close all; clear
```

```
load dati_perfettissimi.txt
```

```
dati=dati_perfettissimi;
```

```
clear dati_perfettissimi
```

```
time = dati(:,12)*3600 + dati(:,13)*60 + dati(:,14); % Converto HH:MM:SS in sec
```

```
dati(:,20) = time; % Aggiungo alla 20a colonna il valore in sec
```

```
SB = find(dati(:,2) == 0);
```

```
SB=dati(SB,:);
```

```
for day=10:13
```

```
SBG=find(SB(:,19)==day);%%<--- qui scelgo il giorno
```

```
SBG=SB(SBG,:);
```

```
a=unique(SBG(:,12));
```

```
sb_mean=zeros(size(a,1),size(SBG,2));
```

```
for i=1:length(a)
```

```
    b=find(SBG(:,12)==a(i));
```

```
    sbb=SBG(b,:);
```

```
    dG=mean(sbb(:,4));dT=mean(sbb(:,20));
```

```
    sb_mean(i,:)=sbb(2,:);
```

```
    sb_mean(i,4)=dG; sbb(i,20)=dT;
```

```
end
```

```

SB_cell{day-9}=sb_mean;

clear SBG a sb_mean day i b sbb dG dT

end

PR = find(dati(:,2) ~= 0 & dati(:,2) ~= 100);

PR=dati(PR,:);

for day=10:13

    PRG=find(PR(:,19)==day);%% <--- qui scelgo il giorno

    PRG=PR(PRG,:);

    a=unique(PRG(:,2));

    pr_mean=zeros(size(a,1),size(PRG,2));

    for i=1:length(a)

        b=find(PRG(:,2)==a(i));

        prr=PRG(b,:);

        dG=mean(prr(:,4));dT=mean(prr(:,20));

        pr_mean(i,:)=prr(2,:);

        pr_mean(i,4)=dG; prr(i,20)=dT;

```

```
end  
  
PR_cell{day-9}=pr_mean;  
  
clear PRG a pr_mean day i b prr dG dT  
end
```

```
for i=1:4  
  
if i==1  
  
SB_10=SB_cell{1};  
  
PR_10=PR_cell{1};  
  
elseif i==2  
  
SB_11=SB_cell{2};  
  
PR_11=PR_cell{2};  
  
  
  
elseif i==3  
  
SB_12=SB_cell{3};  
  
PR_12=PR_cell{3};  
  
elseif i==4  
  
SB_13=SB_cell{4};  
  
PR_13=PR_cell{4};  
  
end
```

```
end
```

```
clearvars -except profilo PR_13 PR_12 PR_11 PR_10 dati SB_10 SB_11 SB_12 SB_13 SB_cell
```

```

subplot(4,2,1);
plot((0:5:(size(PR_10,1)*5)-5),PR_10(:,4),'r. ');title 'PR G 10';xlabel('Point ID'); ylabel('g (mGal)')
subplot(4,2,2);
plot(SB_10(:,4),'r. ');title 'SB G 10';xlabel('Point ID'); ylabel('g (mGal)')
subplot(4,2,3);
plot((0:5:(size(PR_11,1)*5)-5),PR_11(:,4),'r. ');title 'PR G 11';xlabel('Point ID'); ylabel('g (mGal)')
subplot(4,2,4);
plot(SB_11(:,4),'r. ');title 'SB G 11';xlabel('Point ID'); ylabel('g (mGal)')
subplot(4,2,5);
plot((0:5:(size(PR_12,1)*5)-5),PR_12(:,4),'r. ');title 'PR G 12';xlabel('Point ID'); ylabel('g (mGal)')
subplot(4,2,6);
plot(SB_12(:,4),'r. ');title 'SB G 12';xlabel('Point ID'); ylabel('g (mGal)')
subplot(4,2,7);
plot((0:5:(size(PR_13,1)*5)-5),PR_13(:,4),'r. ');title 'PR G 13';xlabel('Point ID'); ylabel('g (mGal)')
subplot(4,2,8);
plot(SB_13(:,4),'r. ');title 'SB G 13'; xlabel('Point ID'); ylabel('g (mGal)')
sgtitle('PROFILI VS BS');xlabel('Point ID'); ylabel('g (mGal)')

```

```
%% correzione deriva strumentale
```

```
% G_10
```

```
int10=interp1(SB_10(:,20),SB_10(:,4)-SB_10(1,4),PR_10(:,20),"linear");
```

```

int10=int10-int10(1,1);

P10_corr=PR_10;

P10_corr(:,4)=PR_10(:,4)-int10;

figure;

subplot(2,2,1)

plot(PR_10(:,20),PR_10(:,4),'.r');hold on;plot(P10_corr(:,20),P10_corr(:,4),'.b'); hold
on;plot(SB_10(:,20),SB_10(:,4),'--r'); title('Giorno 10')

legend ( 'g\mis', 'g\corr', 'Der\strum-G\10 ' )

% G_11

int11=interp1(SB_11(:,20),SB_11(:,4)-SB_11(1,4),PR_11(:,20),"linear");

int11=int11-int11(1,1);

P11_corr=PR_11;

P11_corr(:,4)=PR_11(:,4)-int11;

subplot(2,2,2)

plot(PR_11(:,20),PR_11(:,4),'.r');hold on;plot(P11_corr(:,20),P11_corr(:,4),'.b'); hold
on;plot(SB_11(:,20),SB_11(:,4),'--r'); title('Giorno 11')

legend ( 'g\mis', 'g\corr', 'Der\strum-G\11 ' )

D11=SB_11(1,4)-SB_10(end,4);

```

```
P11_corr(:,4)=P11_corr(:,4)-D11;
```

```
% G_12
```

```
int12=interp1(SB_12(:,20),SB_12(:,4)-SB_12(1,4),PR_12(:,20),"linear");
```

```
int12=int12-int12(1,1);
```

```
P12_corr=PR_12;
```

```
P12_corr(:,4)=PR_12(:,4)-int12;
```

```
subplot(2,2,3)
```

```
plot(PR_12(:,20),PR_12(:,4),'.r');hold on;plot(P12_corr(:,20),P12_corr(:,4),'.b'); hold  
on;plot(SB_12(:,20),SB_12(:,4),'-r'); title('Giorno 12')
```

```
legend ( 'g\_mis', 'g\_corr', 'Der\_strum-G\_12 ' )
```

```
D12=SB_12(1,4)-SB_10(end,4);
```

```
P12_corr(:,4)=P12_corr(:,4)-D12;
```

```
% G_13
```

```
int13=interp1(SB_13(:,20),SB_13(:,4)-SB_13(1,4),PR_13(:,20),"linear");
```

```
int13=int13-int13(1,1);
```

```
P13_corr=PR_13;
```

```
P13_corr(:,4)=PR_13(:,4)-int13;
```

```

subplot(2,2,4)

plot(PR_13(:,20),PR_13(:,4),'.r');hold on;plot(P13_corr(:,20),P13_corr(:,4),'.b'); hold
on;plot(SB_13(:,20),SB_13(:,4),'-r'); title('Giorno 13')

legend ( 'g\_mis' , 'g\_corr', 'Der\_strum-G\_13 ' )

D13=SB_13(1,4)-SB_10(end,4);

P13_corr(:,4)=P13_corr(:,4)-D13;

sgtitle('CORREZIONE DERIVA STURMENTALE');

%%          PROFILO UNO (330M)

P1=[SB_10(1,:); P10_corr; P11_corr(1:18,:); P12_corr(17:end,:)];

%correggo sottraendo la differenza tra le stazioni base dei due giorni

% dG11=SB_10(end,4)-SB_11(1,4);

% P1(32:49,4)=P1(32:49,4)-dG11;

% dG12=SB_10(end,4)-SB_12(1,4);

% P1(50:end,4)=P1(50:end,4)-dG12;

% dG10=P1(50,4)-P1(49,4);

% P1(50:end,4)=P1(50:end,4)-dG10;

```

```

x10=[0:5:295]; %vettore dei punti di acquisizione

x10=[x10(1:30) x10(32:44) x10(46:end)];

%figure; plot(x10,P1(:,4));title('Profilo 1\ 330m'); xlabel('x ( m )'); ylabel('g (mGal)')

figure;

subplot(2,3,1)

plot(x10,P1(:,4));title('g\ misurata'); xlabel('x ( m )'); ylabel('g (mGal)')

%%                importa il GPS1

load GPS1.txt

% P1(:,end+1)=GPS1(:,2);

% P1(:,end+1)=x10;

% P1(:,end+1)=P1(:,4)-P1(1,4);

GPS1=sortrows(GPS1,1);

GPS1=[GPS1(:,1) GPS1(:,4)]; GPS1(32,:)=[];GPS1(45,:)=[];

gps1=GPS1(:,2)-min(GPS1(:,2));

%figure;plot(GPS1(:,1),GPS1(:,2)); title('topgrafia profilo 1');xlabel('x ( m )');ylabel('h ( m )')

P_1=[x10' P1(:,4) gps1];

P_1(:,2)=P_1(:,2)-P_1(1,2);

%                FA CORRECTION

FA_corr=P_1(:,end)*0.3086;

```

```

fa_an=P_1(:,2)+FA_corr;

subplot(2,2,2); plot(x10,P_1(:,2));title('ΔG misurata');xlabel('x ( m )');ylabel('g (mGal)')
subplot(2,2,3) ;plot(x10,fa_an);title('Aomalia aria libera');xlabel('x ( m )');ylabel('g (mGal)')
subplot(2,2,4) ;plot(x10,P_1(:,3));title('Topografia profilo 1');xlabel('x ( m )');ylabel('h ( m )')
sgtitle('CORREZIONE DI ARIA LIBERA PROFILO 1');

```

```

%                Nettleton

% gps1=GPS1(:,2)-min(GPS1(:,2));

rho=[1.5:.2:3];

clear b

for i=1:length(rho)

    b(:,i)=0.0419*gps1*rho(i);%correzione

end

```

```

figure;

for i=1:size(b,2)

    hold on; bb=fa_an-b(:,i);

    plot(x10,bb);

    text(x10(55),flipud(bb(55)),num2str(rho(i)))

    hold on

    title('Metodo Nettleton');xlabel('x (m)'); ylabel('h(m)'); legend('Topografia(1:4.5)')

end

plotyy(x10,bb,x10,gps1);

```

```

%          CORREZIONE BOUGUER SEMPLICE

%si propone come valore di densità  $\rho=1,7 \text{ g/cm}^3$ 

clear rho

rho=1.8;

BG1=fa_an-(0.0419*gps1*rho);

figure;

plot(x10,BG1,'-r'); title('Anomalia di BG semplificata');xlabel('x (m)'); ylabel('g (mGal)');

hold on

plot(x10, GPS1(:,2)/5,'b')

xline(32*5);xline(51*5)

hold on

% continuazione

fBG1 = (fft(BG1));

N=size(BG1,1); P=5;  h=-100;

f=((1/(N*P))*(-N/2:N/2-1));

cont=exp(-abs(f)*h);

BGC1=fBG1.*(cont);

```

```

BGr1=ifft(BGC1,'symmetric');

plot(x10,abs(BGr1),'m');xlabel('x (m)'); ylabel('g (mGal)')

legend( ['A. Bouger   calcolata con  $\rho =$ ', num2str(rho)], 'Topografia(1:5)',Fine G1',Fine
G2',['Continuazione = ', num2str(5*h),' metri '])

```

```

zi1=(BG1-abs(BGr1))/h*5;

figure;plot(x10,zi1,'m'); hold on ; plot(x10, GPS1(:,2)/10,'b');xlabel('x (m)'); ylabel('g (mGal)')

title('PROFILO 1-Gradiente verticale,con passo di metri ', num2str(h*5));

legend({'GRAD VERTICALE( $\Delta$  ', num2str(h*5), 'metri)'], 'Topografia(1:10)'});

```

```

%%                PROFILO 2

```

```

P2=[P11_corr(20:28,:)];

x2=[0:5:55]; X2=[x2(1),x2(4:10), x2(12)]; clear x2

```

```

P2=[P2(9,4);P2(1:8,4)];P2=[X2,P2];

```

```

figure;

subplot(2,3,1)

plot(P2(:,1),P2(:,2));title('G misurata'); xlabel('x ( m )'); ylabel('g (mGal)')

```

```

load GPS2.txt

```

```

GPS2=sortrows(GPS2,1);
GPS2=[GPS2(1:9,:)];
GPS2(end,1)=0; GPS2=sortrows(GPS2,1);
GPS2(:,4)=GPS2(:,4)-min(GPS2(:,4));
P2=[P2, GPS2(:,4)];

P2(:,2)=P2(:,2)-P2(1,2);

FA_corr2=P2(:,end)*0.3086;
fa_an2=P2(:,2)+FA_corr2;

subplot(2,2,2); plot(P2(:,1),P2(:,2));title('ΔG misurata');xlabel('x ( m )');ylabel('g (mGal)')
subplot(2,2,3) ;plot(P2(:,1),fa_an2);title('Aomalia aria libera');xlabel('x ( m )');ylabel('g (mGal)')
subplot(2,2,4) ;plot(P2(:,1),P2(:,3));title('Topgrafia profilo 2');xlabel('x ( m )');ylabel('h ( m )')
sgtitle('CORREZIONE DI ARIA LIBERA PROFILO 2');

%                               Nettleton

rho=[1.5:.2:3];

clear b

for i=1:length(rho)

    b2(:,i)=0.0419*GPS2(:,4)*rho(i);%correzione

end

figure;

for i=1:size(b2,2)

```

```

hold on; bb2=fa_an2-b2(:,i);
plot(X2,bb2);
text(X2(5),flipud(bb2(8)),num2str(rho(i)))
hold on
title('Metodo Nettleton P2');xlabel('x (m)'); ylabel('h(m)'); legend('Topografia')
end
plotyy(X2,bb2,X2,GPS2(:,4))
clear rho
rho=2.1;

BG2=fa_an2-0.0419*GPS2(:,4)*rho;
figure;
plot(X2,BG2,'-r'); title('Anomalia di BG semplificata P2');xlabel('x (m)'); ylabel('g (mGal)');

hold on
plot(X2, GPS2(:,4)/5,'b')

hold on
fBG2 = (fft(BG2));

N=size(BG2,1); P=5; h=1;

f=((1/(N*P))*(-N/2:N/2-1));
cont=exp(-abs(f)*h);

```

```

BGC2=fBG2.*(cont);

BGr2=ifft(BGC2,'symmetric');

plot(X2,abs(BGr2),'m');xlabel('x (m)'); ylabel('g(mGal)');

legend( ['Bouger   calcolata con  $\rho =$ ', num2str(rho)], 'Topografia(1:5)',['Continuazione = ',
num2str(5*h),' metri '])

title ('Profilo 2')

zi2=(BG2-abs(BGr2))/h*5;

figure;plot(X2,zi2,'m'); hold on ; plot(X2, GPS2(:,4)/10,'b');xlabel('x (m)'); ylabel('g(mGal)');

title('gradiente evrticale,con passo di metri ', num2str(h*5));

legend({'[GRAD VERTICALE( $\Delta$ ', num2str(h*5), 'metri)'], 'Topografia(1:10)'})

title('Profilo 2')

%%          PROFILO 4

%correggo sottraendo la differenza tra le stazioni base dei due giorni

dG12=SB_10(end,4)-SB_12(1,4);

P4(1:16,4)=P1(1:16,4)-dG12;

dG13=SB_10(end,4)-SB_13(1,4);

P4(17:end,4)=P4(17:end,4)-dG13;

sb12=find(dati(:,2)==100 & dati(:,19)==12 );

```

```
sb12=dati(sb12,:);  
sb12mean(1,1)=mean(sb12(1:3,4));sb12mean(1,2)=sb12(2,12);  
sb12mean(2,1)=mean(sb12(4:end,4));sb12mean(2,2)=sb12(5,12);
```

```
sb12=sb12mean; clear sb12mean
```

```
sb13=find(dati(:,2)==100 & dati(:,19)==13 );  
sb13=dati(sb13,:);  
sb13mean(1,1)=mean(sb13(1:3,4));sb13mean(1,2)=sb13(2,12);  
sb13mean(2,1)=mean(sb13(4:6,4));sb13mean(2,2)=sb13(5,12);  
sb13mean(3,1)=mean(sb13(7:end,4));sb13mean(3,2)=sb13(7,12);
```

```
sb13=sb13mean; clear sb13mean
```

```
sb=sb12(2,1)-sb13(1,1);
```

```
sb2=dati(316,4)-dati(318,4);
```

```
sb=sb+sb2;
```

```
P4=[P12_corr(1:16,:); P13_corr(1:18,)-sb];
```

```
x4=[0:5:(size(P4,1)*5)-5]; %vettore dei punti di acquisizione
```

```

%figure; plot(x10,P1(:,4));title('Profilo 1\ 330m'); xlabel('x ( m )'); ylabel('g (mGal)')

figure;

subplot(2,3,1)

plot(x4,P4(:,4));title('G misurata'); xlabel('x ( m )'); ylabel('g (mGal)')

%%                importa il GPS4

load GPS4.txt

GPS4(1:16,1)=linspace(16,1,16);

GPS4=sortrows(GPS4,1);

GPS4(:,4)=GPS4(:,4)-min(GPS4(:,4));

%figure;plot(GPS1(:,1),GPS1(:,2)); title('topgrafia profilo 1');xlabel('x ( m )');ylabel('h ( m )')

P_4=[x4' P4(:,4) GPS4(:,4)];

P_4(:,2)=P_4(:,2)-P_4(1,2);

%                FA CORRECTION

FA_corr=P_4(:,end)*0.3086;

fa_an=P_4(:,2)+FA_corr;

subplot(2,2,2); plot(x4,P_4(:,2));title('ΔG misurata');xlabel('x ( m )');ylabel('g (mGal)')

subplot(2,2,3) ;plot(x4,fa_an);title('Aomalia aria libera');xlabel('x ( m )');ylabel('g (mGal)')

subplot(2,2,4) ;plot(x4,P_4(:,3));title('Topgrafia profilo 4');xlabel('x ( m )');ylabel('h ( m )')

sgtitle('CORREZIONE DI ARIA LIBERA PROFILO 4');

```

```

%                               Nettleton

rho=[1.5:2:3];

clear b

for i=1:length(rho)

    b(:,i)=0.0419*GPS4(:,4)*rho(i);%correzione

end

figure;

for i=1:size(b,2)

    hold on; bb=fa_an-b(:,i);

    plot(x4,bb);

    text(x4(30),flipud(bb(30)),num2str(rho(i)))

    hold on

    % plot(P_4(:,1),P_4(:,3)/4.5,'-b');title('Metodo Nettleton');xlabel('x (m)'); ylabel('(h(m)')

end

plotyy(x4,bb,x4,GPS4(:,4))

%           CORREZIONE BOUGER SEMPLICE

%si propone come valore di densità  $\rho=1,7 \text{ g/cm}^3$ 

clear rho

rho=1.6;

BG4=fa_an-0.0419*GPS4(:,4)*rho;

figure;

plot(x4,BG4,'-r'); title('Anomalia di BG semplificata');xlabel('x (m)'); ylabel('g (mGal)');

```

```
hold on
```

```
plot(x4, GPS4(:,4)/5,'b')
```

```
xline(16*5);
```

```
hold on
```

```
% continuazione
```

```
fBG4 = (fft(BG4));
```

```
N=size(BG4,1); P=5; h=2;
```

```
f=((1/(N*P))*(-N/2:N/2-1));
```

```
cont=exp(-abs(f)*h);
```

```
BGC4=fBG4.*(cont);
```

```
BGr4=ifft(BGC4,'symmetric');
```

```
plot(x4,abs(BGr4),'m')
```

```
legend( ['Bouger calcolata con  $\rho =$ ', num2str(rho)], 'Topografia(1:5)', 'Fine G1', ['Continuazione = ',  
num2str(5*h), ' metri '])
```

```
zi4=(BG4-abs(BGr4))/h*5;
```

```
figure;plot(x4,zi4,'m'); hold on ; plot(x4, GPS4(:,4)/10,'b'); xlabel('x (m)'); ylabel('g(mGal)');
```

```
title('gradiente evrticale,con passo di metri ', num2str(h*5));
```

```
legend({'GRAD VERTICALE( $\Delta$ ', num2str(h*5), 'metri)'], 'Topografia(1:10)')
```