

**La carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli (Tirreno meridionale):
discussione dei dati magnetici e considerazioni stratigrafiche a quindici anni di
distanza**

Gemma Aiello (1)

(1) Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC), Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), Calata Porta di Massa, Porto di Napoli, 80133, Napoli, Italy.

RAPPORTO TECNICO

Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC)
Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR)
Napoli, Maggio 2018

INDICE

1. Informazioni generali

- 1.1 Finalità del lavoro
- 1.2 Area di indagine
- 1.3 Calendario dei lavori
- 1.4 Personale tecnico e scientifico
- 1.5 Caratteristiche tecniche della N/O Urania

2. Acquisizione e processing dei dati magnetici

- 2.1 Acquisizione dei dati magnetici
 - 2.1.1 Generalità
 - 2.1.2 Interazione tra sistemi di navigazione ed acquisizione
 - 2.1.3 Caratteristiche tecniche del magnetometro

2.2 Processing dei dati magnetici

- 2.2.1 Correzione dei dati per la variazione diurna
- 2.2.2 Correzione dei dati di *offset*
- 2.2.3 *Levelling* dei dati in funzione della correzione sugli incroci

3. Inquadramento geologico del Golfo di Napoli

- 3.1 Settore terrestre
- 3.2 Settore marino
- 3.3. Geomorfologia della piattaforma continentale e della scarpata del Golfo di Napoli
- 3.4 Stratigrafia sismica delle unità vulcaniche e sedimentarie

4. La nuova carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli

- 4.1 La carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli
- 4.2 Alcuni dettagli selezionati delle anomalie magnetiche sulla piattaforma continentale e la scarpata del Golfo di Napoli
 - 4.2.1 La piattaforma continentale al largo del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio: il campo di anomalia di Torre del Greco
 - 4.2.2 La piattaforma continentale del Golfo di Pozzuoli ed il campo di anomalia magnetica collegato
 - 4.2.3 I banchi vulcanici di Miseno e Pentapalumbo e le anomalie magnetiche collegate
 - 4.2.4 Il banco vulcanico Gaia sulla scarpata continentale del Golfo di Napoli
 - 4.2.5 La scarpata continentale del canyon Magnaghi ed il campo di anomalia magnetica sul braccio occidentale del canyon
 - 4.2.6 La scarpata continentale del canyon Dohrn ed il campo di anomalia magnetica alla testata del canyon
 - 4.2.7 La morfostruttura regionale del Banco di Fuori (Banco di Bocca Grande) e l'anomalia magnetica dell'asse del canyon Magnaghi

5. Considerazioni conclusive

1. Informazioni generali

1.1 Finalità del lavoro

Lo scopo principale del seguente lavoro consiste nella stesura di una carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli, finalizzata a fornire un nuovo contributo alle conoscenze sulla geofisica e la vulcanologia di quest'area del margine tirrenico orientale, caratterizzata da un assetto geologico complesso, in funzione dell'interferenza tra i processi vulcanici e sedimentari durante il Quaternario superiore.

Il rilievo magnetometrico del Golfo di Napoli acquisito dall'Istituto di Ricerca "Geomare Sud" del CNR di Napoli (da poco formalizzato come nuovo Istituto per l'Ambiente Marino Costiero o IAMC, CNR, Calata Porta di Massa, Porto di Napoli) a bordo della nave oceanografica Urania del CNR, durante le crociere GMS98-01 (Maggio-Giugno 1998) e GMS00-05 (Ottobre-Novembre 2000) presenta una copertura spaziale molto fitta, a differenza dei rilievi aeromagnetici, acquisiti precedentemente nell'area (Agip, 1981).. Questo ha reso possibile la costruzione di una carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli di alta risoluzione, che ha evidenziato la presenza di complessi campi di anomalie, precedentemente non noti, associati a strutture geologiche di natura vulcanica, come dimostrato dall'analisi dei profili sismici a riflessione e/o ad alti morfostrutturali vulcanici, evidenti dalla batimetria del Golfo (Aiello et al., 2001; Siniscalchi et al., 2002; Marsella et al., 2002; Aiello et al., 2002).

Va sottolineata la precedente assenza di dati nel settore marino del Golfo di Napoli sia sul rilievo aeromagnetico dell'Agip (1981) che sulla nuova carta magnetica d'Italia recentemente prodotta dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma (Chiappini et al., 2000). La nuova carta delle anomalie magnetiche d'Italia recentemente prodotta da Chiappini et al., 2000 si basa su misure magnetiche a terra effettuate all'interno del Progetto Finalizzato Geodinamica del CNR (PGF-CNR) tra il 1977 e il 1981, mentre i dati magnetici a mare sono stati acquisiti tra il 1965 ed il 1972 dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste. Il risultato più visibile della mappa magnetica di Chiappini et al. (2000) rispetto alla carta aeromagnetica d'Italia (Agip, 1981) consiste in una nuova visione della **signature** magnetica associata alle principali strutture tettoniche regionali nell'ambito del loro inquadramento geologico. La mappa magnetica d'Italia ha inoltre evidenziato una buona correlazione tra la geologia strutturale di superficie e le anomalie magnetiche e ora che le **signatures** magnetiche di lunghezza d'onda elevata sono state corrette, sono possibili interpretazioni strutturali più profonde. La nostra carta magnetica integra quindi tali elaborati, considerando la fittezza del grigliato magnetico utilizzato e l'accuratezza del *pre-processing* e del *post-processing* dei dati magnetici, che ha consentito di produrre un elaborato di elevata qualità e risoluzione.

La carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli presentata in questa nota rappresenta una prima stesura. Il post-processing avanzato dei dati magnetici consisterà nell'applicazione di metodologie geofisiche quantitative di tipo numerico, finalizzate alla ricostruzione della forma delle anomalie ed alla

loro conseguente interpretazione geologica attraverso l'analisi integrata dei dati magnetici, sismici e batimetrici. Tale interpretazione consentirà di vincolare la forma dei campi di anomalie evidenziati dalla carta delle anomalie magnetiche e di collegarle con i corpi vulcanici presenti nel sottofondo del Golfo di Napoli, identificati attraverso l'analisi di profili sismici a riflessione multicanale acquisiti sulle stesse linee di navigazione della magnetometria (Marsella et al., 2002; Aiello et al., 2002). Analogamente, le anomalie individuate all'interno dei vari campi potranno essere correlate con la batimetria del Golfo di Napoli, ricostruita attraverso l'analisi di profili batimetrici a fascio singolo (*single-beam*) acquisiti lungo le stesse linee di navigazione della magnetometria e della sismica. Un primo esempio di tale analisi integrata di dati magnetici, sismici e batimetrici, applicato ad una grossa anomalia dipolare, ubicata nell' offshore del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio e presumibilmente correlata ad una bocca laterale del vulcano sviluppata in mare nella piattaforma continentale antistante la città di Torre del Greco è riportato in Aiello et al., 2002.

Il *post-processing* avanzato dei dati magnetici verrà effettuato in uno stadio successivo di approfondimento di questo lavoro. Infatti, questo è tuttora in corso di svolgimento in collaborazione con il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Napoli "Federico II" (gruppo coordinato dal Prof. Antonio Rapolla e e dal Prof. Maurizio Fedi) anche attraverso tesi di laurea e tesi di Dottorato in Scienze ed Ingegneria del Mare (Consorzio tra il CNR-IAMC di Napoli, la Stazione Zoologica "Anton Dohrn" di Napoli, l'Università "Parthenope" di Napoli e la Seconda Università degli Studi di Napoli).

Lo strumento che ci permette di risalire alla forma dell'anomalia magnetica è la *boundary analysis*, una metodologia analitica di tipo numerico che consente la localizzazione dei margini laterali che delimitano il corpo sorgente dell'anomalia. Le tecniche applicate si basano sull'esaltazione del segnale e i metodi più utilizzati sono il "segnale analitico" e la "derivata orizzontale" del campo magnetico; entrambi i metodi si basano sull'assunzione che i contrasti tra corpo sorgente e rocce incassanti siano bruschi e quasi verticali. Il segnale analitico è una funzione complessa costituita dai gradienti orizzontali e verticali del campo potenziale: l'ampiezza del segnale analitico è una funzione a forma di campana localizzata sopra il margine della struttura: ad un massimo di ampiezza del segnale corrisponde generalmente un margine del corpo sorgente. Questa tecnica risulta quindi indipendente dalla direzione del vettore di magnetizzazione e dal vettore del campo magnetico terrestre, oltre che dalla variazione di forma dell'anomalia con la latitudine (Fedi e Rapolla, 1990).

Per ovviare al problema inverso dell'interpretazione dei campi di potenziale, che non permette di determinare in modo univoco la distribuzione delle sorgenti che hanno prodotto il campo, recentemente è stata introdotta una nuova metodologia chiamata *wavelet analysis* (Fedi e Quarta, 1998), che può essere efficacemente usata per la separazione del campo regionale da quello residuale, per discriminare gli effetti di sorgenti differenti che si sovrappongono in un'unica anomalia, ma anche per eliminare gli effetti del disturbo che rimangono dopo il *leveling* dei dati magnetici.

La "trasformata continua di Wavelet" (CWT; Fedi e Quarta, 1998; Fedi et al., 2002) permette di decomporre il segnale nel dominio spazio-scala (scalogramma) ed è particolarmente indicata per visualizzare le singolarità del segnale. Lo scalogramma fornisce una rappresentazione delle caratteristiche delle derivate del campo prolungato a diverse quote. In particolare, le linee dei coefficienti di Wavelet di massima ampiezza, nel caso di sorgenti isolate, sono

delle rette che convergono alla profondità della sorgente. Nel caso di sorgenti estese rappresentate da corpi omogenei di sezione verticale regolare, il campo di potenziale dipende dalle coordinate dei vertici della sorgente. Selezionando opportunamente il range di scale, in cui i vertici si comportano come singolarità isolate, si possono ottenere informazioni corrette sulla profondità. La trasformata di Wavelet è quindi una tecnica flessibile per studiare segnali non stazionari, in cui si ha la sovrapposizione di segnali ad alta e bassa frequenza (Fedi e Quarta, 1998; Fedi et al., 2002).

1.2 Area di indagine

L'area interessata dal presente progetto di ricerca comprende il Golfo di Napoli, un bacino sedimentario ubicato lungo il margine tirrenico orientale e caratterizzato da elevati tassi di subsidenza durante il Quaternario superiore, anche in funzione degli sprofondamenti vulcano-tettonici dell'area. Eventi vulcanici principali hanno infatti interessato quest'area in tale intervallo temporale, controllando la messa in posto di corpi vulcanici arealmente diffusi nel sottosuolo del Golfo (vedi ad esempio l'unità sismica correlabile con i depositi di flusso piroclastico dell'Ignimbrite Campana *Auct.*, eruttati dal distretto vulcanico dei Campi Flegrei tra i 35.000 ed i 40.000 anni; Rosi and Sbrana, 1987).

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

L'area di indagine, all'interno della quale ricade la copertura dei dati magnetici utilizzati per costruire la mappa, è delimitata verso la costa vesuviana dall'isobata dei - 50 m; verso l'allineamento Penisola Sorrentina – Isola di Capri il limite batimetrico inferiore oscilla tra l'isobata dei - 100 m (verso Capri-Punta Campanella) e l'isobata dei - 70 m (verso il settore interno della Penisola Sorrentina). Verso la costa della città di Napoli, dove la piattaforma continentale si amplia notevolmente, il limite batimetrico coincide circa con l'isobata dei - 30 m; verso il Golfo di Pozzuoli esso coincide invece circa con l'isobata dei - 70 m. Al largo delle isole di Ischia e Procida il limite dell'area indagata coincide con l'isobata dei - 100 m. Procedendo verso il centro del golfo, in corrispondenza della scarpata continentale del Golfo di Napoli, i dati magnetici sono stati acquisiti con un'interlinea fitta di - 250 m fino all'isobata dei - 300 m circa, in

corrispondenza dell'inizio del canyon Dohrn. La restante parte della scarpata continentale del golfo è stata coperta da un grigliato a maglia più larga (interlinea di circa 2.5 km). Allo stesso modo, la zona antistante le isole di Ischia e Procida è coperta da un grigliato ad interlinea fitta tra le isobate dei - 100 m e dei - 400 m.

1.3 Calendario dei lavori

Le operazioni di rilievo in mare si sono svolte nel corso di due crociere oceanografiche, entrambe svolte a bordo della nave oceanografica Urania del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Nel corso della prima crociera (GMS98-01), che si è svolta tra Maggio e Giugno 1998 i rilievi magnetici sono stati eseguiti nelle ore notturne contemporaneamente con la registrazione di profili sismici monocanale analogici Sparker 1 kJ e 4 kJ. La crociera, svolta dal Geomare Sud nell'ambito del progetto CARG (Accordo di Programma CNR-SGN) di realizzazione ed informatizzazione di cartografia geologica tematica in scala 1: 50.000 dei Golfi di Napoli e di Salerno (responsabile scientifico Prof. Bruno D'Argenio; direttore del rilevamento dott. Marco Sacchi) ha avuto come obiettivo scientifico la realizzazione di campionature del fondo mare e di prospezioni geofisiche nell'area dei Golfi di Napoli e Salerno (Aiello et al., 1999; Istituto di Ricerca "Geomare Sud"; Rapporto Tecnico n. 9).

L'interlinea della maglia di profili magnetici acquisita nel corso della crociera GMS98-01 corrisponde a 2.5 km (in alto in Fig. 1).

Nel corso della seconda crociera (GMS00-05), che si è svolta tra il 26 Ottobre ed il 15 Novembre 2000 sono stati acquisiti circa 950 km di profili magnetici, acquisiti contemporaneamente con una maglia di profili sismoacustici (profili Subbottom Chirp e Watergun) con una fitta interlinea, per la gran parte del grigliato (in basso in Fig. 1).

Lungo la suddetta maglia di acquisizione dei dati sono stati acquisiti anche profili batimetrici con ecoscandaglio. Questo grigliato ha consentito, grazie alla sua fittezza ed alla accuratezza del posizionamento utilizzato (sistema di posizionamento differenziale GPS in dotazione alla N/O Urania) la costruzione della nuova carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli.

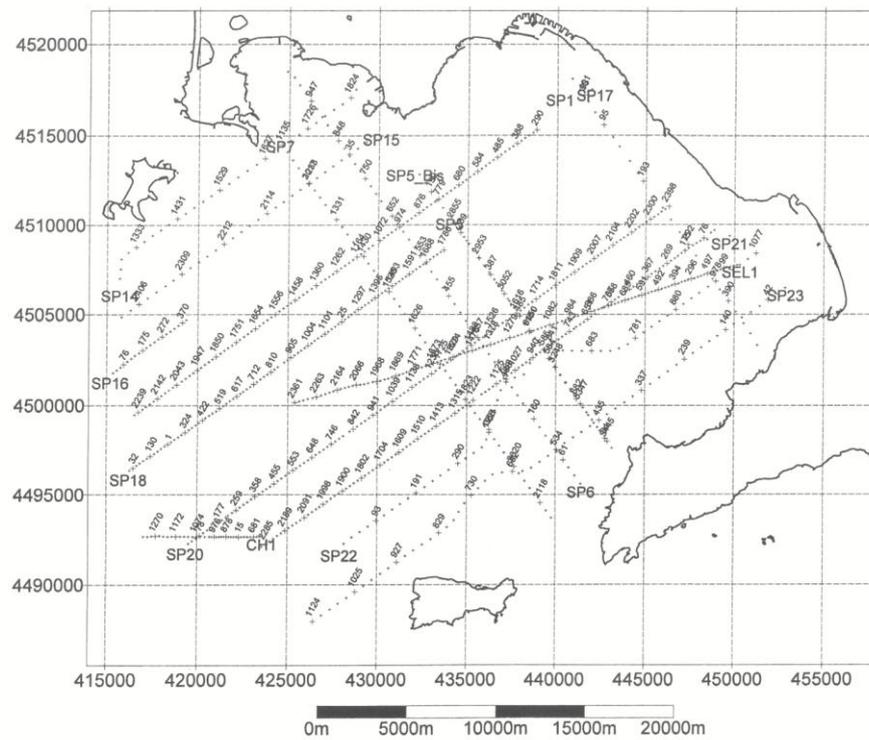
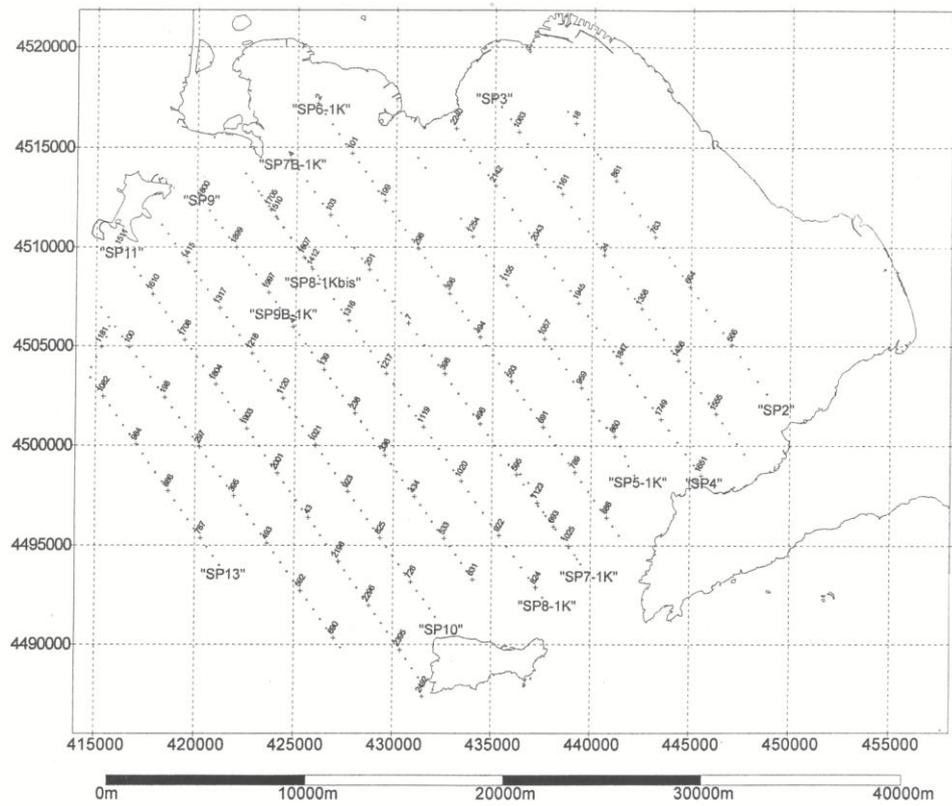


Fig. 1: Mappe di navigazione dei profili magnetici acquisiti nella crociera GMS98-01 (in alto nella figura) e GMS00-05 (in basso nella figura).

Viene qui di seguito riportato il calendario delle operazioni relativo alla seconda crociera:

Giorno	Ora	Descrizione delle attività	Condizioni meteorologiche
26/10		Installazione degli strumenti. Porto di Napoli	
27/10	09:00	Installazione degli strumenti. Partenza dal Porto di Napoli. Acquisizione di profili sismici a riflessione, magnetometrici e Subbottom Chirp. Ecoscandaglio Acquisition of seismic, magnetometric and Chirp profiles–Echosounder.	Mare calmo
28/10		Acquisizione di profili sismici a riflessione, magnetometrici e Subbottom Chirp. Ecoscandaglio (Linee GR85, GR57, GR55) . Installazione di un GPS Trimble 4000 come secondo sistema di navigazione per coprire la mancanza di segnale nell'area di indagine in prossimità del Porto di Napoli.	Mare calmo
29/10		Acquisizione di profili sismici a riflessione, magnetometrici e Subbottom Chirp. Ecoscandaglio (Linee GR51, GR49, GR45, GR43)	Mare calmo
30/10		Acquisizione di profili sismici a riflessione, magnetometrici e Subbottom Chirp. Ecoscandaglio (Linee GR43, GR41, GR39, GR37, GR35, GR33, GR31)	Mare calmo
31/10		Acquisizione di profili sismici a riflessione, magnetometrici e Subbottom Chirp. Ecoscandaglio (Linee GR31, GR29, GR27, GR25, GR23, GP49, GP47, GR21)	Mare leggermente mosso
01/11		Acquisizione di profili sismici a riflessione, magnetometrici e Subbottom Chirp. Ecoscandaglio (Linee GR21, GP01, GP03, GP07, GR01, GR03, GR05, GR07, GR09, GR11)	Mare leggermente mosso
02/11		Acquisizione di profili sismici a riflessione, magnetometrici e Subbottom Chirp. Ecoscandaglio (Linee GR11, GR15, GR17, GR19, GP11, GP15, GP19)	Mare leggermente mosso
03/11		Acquisizione di profili sismici a riflessione, magnetometrici e Subbottom Chirp. Ecoscandaglio (Linee GP23, GP27, GP31, GP35, GP39). Dalle 16.30 partenza verso Ischia causata da mare mosso e stand-by meteo	Mare mosso
04/11		Standby; Dalle 16.30 di profili sismici a riflessione, magnetometrici e Subbottom Chirp. Ecoscandaglio (Linea GP58)	Mare mosso
05/11		Acquisizione di profili magnetometrici. Ecoscandaglio (Linee GP56, GP54, GP52, GP50)	Mare mosso

Vengono qui di seguito riportate le coordinate delle linee sismiche e magnetiche acquisite nel corso della crociera GMS00-05:

Line	Lat.	Lon.
GP01	40°42.87	14°26.78
GP01	40°40.73	14°23.35
GP03	40°43.23	14°26.46
GP03	40°36.79	14°16.17
GP06	40°43.76	14°25.97
GP06	40°35.98	14°13.55
GP07	40°43.94	14°25.80
GP07	40°36.15	14°13.37
GP11	40°44.61	14°25.08
GP11	40°36.82	14°12.64
GP15	40°45.01	14°23.93
GP15	40°37.48	14°11.92
GP19	40°45.62	14°23.12
GP19	40°38.15	14°11.20
GP23	40°46.23	14°22.31
GP23	40°38.82	14°10.48
GP27	40°46.85	14°21.50
GP27	40°39.49	14°09.75
GP31	40°47.46	14°20.68
GP31	40°40.15	14°09.03
GP35	40°48.07	14°19.87
GP35	40°40.82	14°08.31
GPb39	40°48.67	14°19.05
GPb39	40°41.49	14°07.58
GP43	40°49.17	14°18.16
GP43	40°37.98	14°00.35
GP47	40°49.87	14°17.38
GP47	40°42.82	14°06.14
GP50	40°46.70	14°10.98
GP50	40°43.32	14°05.59
GP52	40°46.84	14°10.42
GP52	40°39.48	13°58.72
GP54	40°47.08	14°09.91
GP54	40°39.81	13°58.36
GP56	40°47.33	14°09.41
GP56	40°40.14	13°57.99
GPb58	40°47.57	14°08.90
GPb58	40°40.47	13°57.63
GP60	40°44.81	14°03.61
GP60	40°40.81	13°57.27

Line	Lon.	Lat.
GR01	14°24.73	40°44.54
GR01	14°26.85	40°42.57
GR03	14°22.36	40°46.05
GR03	14°26.39	40°42.32
GR05	14°18.58	40°48.87
GR05	14°25.93	40°42.06
GR07	14°16.88	40°49.75
GR07	14°25.47	40°41.81
GR09	14°16.41	40°49.50
GR09	14°25.00	40°41.56
GR11	14°15.94	40°49.25
GR11	14°24.54	40°41.31
GR15	14°15.01	40°48.76
GR15	14°23.62	40°40.80
GR17	14°14.54	40°48.51
GR17	14°23.16	40°40.55
GR19	14°14.07	40°48.26
GR19	14°22.69	40°40.29
GR21	14°13.61	40°48.01
GR21	14°22.23	40°40.04
GR23	14°13.14	40°47.76
GR23	14°21.77	40°39.79
GR25	14°12.67	40°47.51
GR25	14°21.31	40°39.53
GR27	14°12.20	40°47.26
GR27	14°20.85	40°39.28
GR29	14°11.74	40°47.01
GR29	14°20.38	40°39.03
GR31	14°11.27	40°46.77
GR31	14°19.92	40°38.77
GR33	14°10.48	40°46.81
GR33	14°19.46	40°38.52
GR35	14°08.95	40°47.54
GR35	14°19.00	40°38.27
GR37	14°08.41	40°47.36
GR37	14°18.54	40°38.01
GR39	14°07.94	40°47.11
GR39	14°18.08	40°37.76
GR41	14°07.47	40°46.86
GR41	14°17.61	40°37.51
GR43	14°07.01	40°46.61
GR43	14°17.15	40°37.25
GR45	14°06.54	40°46.37
GR45	14°16.69	40°37.00
GR47	14°06.07	40°46.12
GR47	14°16.23	40°36.75
GR49	14°05.61	40°45.87
GR49	14°15.77	40°36.49

GR51	14°05.14	40°45.62
GR51	14°15.31	40°36.24
GR53	14°04.67	40°45.37
GR53	14°14.85	40°35.99
GR55	14°04.20	40°45.12
GR55	14°14.39	40°35.73
GR57	14°03.74	40°44.87
GR57	14°13.93	40°35.48
GR67	14°01.25	40°43.81
GR67	14°05.92	40°39.65
GR73	14°00.00	40°42.88
GR73	14°02.48	40°40.78
GR79	13°58.60	40°42.13
GR79	14°00.79	40°40.27
GR85	13°57.20	40°41.38
GR85	14°07.48	40°31.93

1.4 Personale tecnico e scientifico

Personale imbarcato nel 1° Leg della crociera GMS98-01 (16-23 Maggio 1998)

Marco Sacchi	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Ricercatore di ruolo III livello Capo missione
Gemma Aiello	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Ricercatore di ruolo III livello Acquisizione Subbottom Chirp e Sparker
Antimo Angelino	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Tecnico laureato Acquisizione e processing dati magnetici; navigazione; campionature
Francesca Budillon	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Ricercatore di ruolo III livello Acquisizione Subbottom Chirp e Sparker
Alessandro Conforti	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Dottorando Navigazione e campionature
Giancarlo Cristofalo	Univ. di Roma "La Sapienza"	Dottorando Acquisizione Subbottom Chirp e Sparker - campionature
Massimo De Lauro	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Tecnologo Navigazione; cartografia ed assistenza informatica
Luciana Ferraro	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR –	Ricercatore di ruolo III livello

	Napoli	Campionature
Donatella Insinga	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Dottorando Campionature
Stefania Musella	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Tecnico Campionature
Nicola Pelosi	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Ricercatore di ruolo III livello Navigazione ed informatizzazione dei dati
Salvatore Rapisarda	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Assistenza elettronica
Gennaro Ricci	Dip. Sc. Terra Univ. di Napoli "Federico II"	Dottorando Campionature
Luigi Russo	Univ. "Parthenope" Napoli	Tecnico Navigazione
Tanya Santoro	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Tecnico Campionature
Gennaro Sarnacchiaro	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Laureando Campionature
Renato Tonielli	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Tecnologo Navigazione; cartografia ed assistenza informatica
Francesco Toscano	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Contrattista Campionature
Flavia Molisso	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Tecnologo Campionature

Personale imbarcato nel 1° Leg della crociera GMS00_05 (26 Ottobre – 6 Novembre 2000)

Ennio Marsella	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Dirigente di ricerca Capo missione
Gemma Aiello	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Ricercatore di ruolo III livello Capo missione
Antimo Angelino	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Tecnico laureato Acquisizione e processing dati magnetici; navigazione

Nicola Pelosi	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Ricercatore di ruolo III livello Acquisizione e processing dati sismici; navigazione
Tanya Santoro	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Tecnico Acquisizione dati magnetici
Fabrizio Pepe	Dipartimento di Geologia e Geodesia – Università degli Studi di Palermo	Contrattista Acquisizione dati sismici
Vittorio Capodanno	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Contrattista Manutenzione della strumentazione
Luigi Russo	Università Parthenope - Napoli	Tecnico Navigazione NAVPRO
Ferdinando Sposito	Università Parthenope - Napoli	Tecnico Navigazione NAVPRO
Vincenzo Di Fiore	Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Napoli "Federico II"	Dottore di ricerca Acquisizione e processing dati sismici
Claudio D'Isanto	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Dottorando Acquisizione e processing dati sismici; navigazione
Stefano Ruggieri	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Dottorando Acquisizione e processing dati sismici; navigazione
Daniela Di Maio	Dipartimento di Geologia e Geodesia – Università degli Studi di Palermo	Contrattista Acquisizione dati sismici
Cinzia Albanese	Dipartimento di Geologia e Geodesia – Università degli Studi di Palermo	Laureanda Acquisizione dati sismici
Gregorio Palumbo	Istituto di Ricerca "Geomare Sud" – CNR – Napoli	Collaboratore esterno Acquisizione dati magnetometrici
Angela Lamberti	Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Napoli "Federico II"	Laureanda Acquisizione dati sismici
Annalisa Palma	Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Napoli "Federico II"	Laureanda Acquisizione dati sismici
Beata Swiechwicz	Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Napoli "Federico II"	Laureanda Acquisizione dati sismici

Manuela Secomandi	Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Napoli “Federico II”	Laureanda Acquisizione dati sismici
Tommaso Moscato	Istituto di Ricerca “Geomare Sud” – CNR – Napoli	Contrattista Acquisizione dati sismici

1.5 Caratteristiche tecniche della N/O Urania

L’Urania è una nave oceanografica dotata di strumentazione scientifica per indagini geologiche, biologiche ed oceanografiche, sia superficiali che profonde. Le sue caratteristiche dimensionali sono riassunte nella tabella sottostante.

Lunghezza fuori tutto	61.3 m
Lunghezza fra perpendicolari	52.5 m
Larghezza fuori ossatura	11.1 m
Altezza di costruzione	5.3 m
Altezza al tetto timoniera	14.9 m
Pescaggio min.-max.	3.1-3.6 m
Stazza lorda	1000 tonnellate

L’Urania è una nave bielicca con due motori principali da 1000 kW cadauno, due timoni Schilling ed un’elica trasversale prodiera a pale orientabili. Sia le eliche principali a passo variabile che quelle dei timoni Schilling e quella trasversale prodiera possono essere usate contemporaneamente mediante comando unico, attraverso il sistema di posizionamento dinamico (Simrad) di cui la nave è dotata.

Le comunicazioni bordo-terra sono assicurate da un impianto INMARSAT completo. La nave è dotata di vari laboratori ed è in grado di accogliere 20 persone tra ricercatori e tecnici. In particolare sul ponte di coperta sono ubicati: il *laboratorio asciutto*, collegato ad un locale di elaborazione dati tramite scala interna, dove sono sistemati i calcolatori e gli strumenti di elaborazione dei segnali acustici; il *laboratorio umido* comprendente un’area per il trattamento campioni con porta d’accesso sul lato dritto e due finestre per il passaggio campioni con porta d’accesso sul lato dritto e due finestre per il passaggio campioni di poppa e di lato (a quest’ultima fa capo un montacarichi per trasferire i campioni nel deposito sottostante) e il *ponte di lavoro*.

La nave Urania è dotata inoltre di: un verricello idrologico con 6000 m di cavo conduttore per il maneggio di multicampionatori fino a 24 bottiglie da 12 litri e della sonda multiparametrica; un verricello geologico per la messa in acqua del box-corer, con caratteristiche uguali a quello idrologico ma dotato di cavo non conduttore; un verricello per rimorchio del Side Scan Sonar, con cavo conduttore telecomandabile del laboratorio asciutto ed un verricello di dragaggio con un cavo di 7000 m e diametro di 12 mm.

Le strumentazioni in dotazione alla N/0 Urania sono le seguenti (in grassetto quelle utilizzate durante i due leg di acquisizione dei dati magnetici:

Laboratorio fisico
Sistema di posizionamento differenziale DGPS
Registratori grafici EPC 9800
Subbottom profiler DATASONICS CHIRP
Magnetometro portatile
Laboratorio chimico
Sistema di posizionamento automatico
Sparker 1000-4000 Joule
Pinger 12 kHz
Verricello per magnetometro
Laboratorio sedimentologico
Carte elettroniche
Sistema di penetrazione Boomer
Magnetometro
Side Scan Sonar
Sistema di posizionamento acustico
Sistema di navigazione NAVIGATOR PROFESSIONAL
Uniboom
Side Scan Sonar 100/500 Khz con verricello
Fish finder

Vengono qui di seguito riportate le strumentazioni fornite dall'Istituto di Ricerca Geomare sud per lo svolgimento del secondo leg della crociera GMS00-05:

Compressore sismico BAUER – 1500 l/m 350 bar
<i>Air buffer</i> per il compressore sismico
Watergun 10 c.i. SSI/Sodera con accessori
Cavo sismico a 24 canali a distanza di 6.25 m con accessori
Sistema di acquisizione <i>Geometrics Stratavisor NX</i> a 24 canali
Sistema di navigazione HYDRO-TRIMBLE
Personal Computers per il processing dei dati
Sistema di trigger control e di shooting del Watergun (cortesemente fornito dall'IGM di Bologna)
Sistemi di controllo della profondità dello <i>streamer (birds)</i> (cortesemente fornito dall'IGM di Bologna)

2. Acquisizione e processing dei dati magnetici

2.1 Acquisizione dei dati magnetici

2.1.1 Generalità

Come già specificato in parte nel primo capitolo, l'acquisizione dei dati magnetici è stata realizzata nel corso di due crociere oceanografiche, che si sono svolte entrambe a bordo della N/O Urania del CNR

Nel corso della prima crociera (GMS98-01), che si è svolta tra Maggio e Giugno 1998 i rilievi magnetici sono stati eseguiti nelle ore notturne contemporaneamente con la registrazione di profili sismici monocanale analogici Sparker 1 kJ e 4 kJ. La crociera, svolta dal Geomare Sud nell'ambito del progetto CARG (Accordo di Programma CNR-SGN) di realizzazione ed informatizzazione di cartografia geologica tematica in scala 1: 50.000 dei Golfi di Napoli e di Salerno (responsabile scientifico Prof. Bruno D'Argenio; direttore del rilevamento dott. Marco Sacchi) ha avuto come obiettivo scientifico la realizzazione di campionature del fondo mare e di prospezioni geofisiche nell'area dei Golfi di Napoli e Salerno (Aiello et al., 1999).

L'interlinea della maglia di profili magnetici acquisita nel corso della crociera GMS98-01 corrisponde a 2.5 km (in alto in Fig. 1).

Nel corso della seconda crociera (GMS00-05), che si è svolta tra il 26 Ottobre ed il 15 Novembre 2000 sono stati acquisiti circa 950 km di profili magnetici, acquisiti contemporaneamente con una maglia di profili sismoacustici (profili Subbottom Chirp e Watergun) con una fitta interlinea, per la gran parte del grigliato (in basso in Fig. 1).

Lungo la suddetta maglia di acquisizione dei dati sono stati acquisiti anche profili batimetrici con ecoscandaglio. Questo grigliato ha consentito, grazie alla sua fittezza ed alla accuratezza del posizionamento utilizzato (sistema di posizionamento differenziale GPS in dotazione alla N/O Urania) la costruzione della nuova carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli.

L'acquisizione dei dati magnetici è stata realizzata utilizzando il magnetometro a protoni G-811 in dotazione alla nave oceanografica Urania, che produce dati magnetici di elevata accuratezza.

Il posizionamento dei dati magnetici è stato estremamente accurato ed è stato realizzato utilizzando sia il sistema di navigazione *Navigator Professional* in dotazione alla N/O Urania, che il sistema di navigazione *Hydro* in dotazione all'Istituto di Ricerca "Geomare Sud". Il sistema di navigazione *Hydro* ha consentito di gestire anche l'acquisizione di profili sismici multicanale Watergun, che durante la crociera GMS00-05 venivano acquisiti contemporaneamente alla magnetometria utilizzando il sistema di acquisizione sismica multicanale *Stratavisor (Geometrics Inc.)*, in dotazione all'Istituto di Ricerca "Geomare Sud".

Durante l'acquisizione della magnetometria il sensore era ubicato in un *towed fish* posto generalmente a 200 m di distanza dalla nave ed a 15 m al di sotto del livello del mare. La profondità del magnetometro è stata regolarmente controllata e registrata nel corso dell'acquisizione. Le misure magnetiche presso la costa sono state effettuate utilizzando un cavo più corto. La velocità di

crociera non superava i 6 nodi durante l'acquisizione. I dati erano campionati a 3 secondi, corrispondenti ad un intervallo spaziale medio di 6.25 m.

Nel caso di indagini marine come quelle effettuate nel corso della crociera GMS00-05 l'acquisizione dei dati magnetici viene frequentemente realizzata contemporaneamente con l'acquisizione di altri tipi di dati geofisici, qualora la strumentazione utilizzata sia compatibile. Infatti, la magnetometria marina è compatibile con l'acquisizione di profili sismici a riflessione, sia monocanale che multicanale. Infatti, la griglia di profili magnetici acquisita nel corso della campagna GMS98-01 (Fig. 1) corrisponde anche ad una griglia di profili sismici monocanale analogici Sparker 1 kJ e 4 kJ e Subbottom Chirp.

Analogamente, la griglia di profili magnetici acquisiti nel corso della crociera GMS00-05 corrisponde ad una griglia di profili sismici multicanale Watergun e di profili Subbottom Chirp (fig.), finalizzati ad indagare la stratigrafia sismica e la natura litologica del sottofondo marino ad altissima risoluzione (Subbottom Chirp) ed a media (Sparker 1 kJ e 4 kJ) ed elevata risoluzione (Watergun). La configurazione geometrica per l'acquisizione sismica multicanale utilizzata nella crociera GMS00-05 è stata realizzata in modo tale che il cavo sismico ed il cannone non disturbavano il magnetometro. I dati magnetici misurati sono stati registrati rispetto al sistema di navigazione GPS ubicato a bordo. I dati magnetici sono stati quindi pre-processati per eliminare i salti del GPS causati dal sistema di navigazione.

I dettagli tecnici dell'acquisizione magnetica sono forniti qui di seguito:

Intervallo di misura: 6.25 m

Sensibilità del magnetometro: 0.5 γ

Distanza magnetometro-poppa: 200 m

2.1.2 Interazione tra sistemi di navigazione ed acquisizione dei dati

I due software utilizzati per la navigazione durante la crociera GMS00-05 sono stati il *NavPro v. 5* in dotazione a bordo della N/O Urania e l'*HydroNav v. 6* di proprietà dell'Istituto Geomare Sud. I due sistemi permettono di compiere le stesse operazioni; quindi entrambi i dati immagazzinavano i dati provenienti dagli strumenti collegati: un sistema di posizionamento GPS, una girobussola per la lettura della rotta da seguire, un ecoscandaglio per le misurazioni di profondità ed il magnetometro.

La scelta di utilizzare anche l'*HydroNav* è stata dettata dal bisogno di controllare non solo il rilievo magnetometrico, ma anche quello sismico; infatti questo sistema permette di gestire la registrazione (campionamento) del segnale sismico con intervalli spaziali piuttosto che temporali, per seguire la spaziatura tra gli idrofoni del cavo sismico.

I *files* di *output* del sistema di navigazione sono organizzati in modo tale da fornire i dati sincronizzati, registrati dai vari strumenti e sensori. In questo modo è possibile, avendo dei riferimenti spaziali e temporali, confrontare ad esempio le tracce magnetiche e quelle sismiche.

2.1.3 Caratteristiche tecniche del magnetometro

Le indagini geomagnetiche sono state effettuate utilizzando il magnetometro modello G821 (*EG&G Geometrics*). Si tratta di un magnetometro a protoni, costituito dal sensore, che viene trainato a poppa e dal registratore a bordo. Il sensore consiste in un contenitore che viene riempito da un liquido ricco di protoni, come ad esempio acqua distillata o kerosene; esso è avvolto da una bobina di filo conduttore (ferro) e viene trainato dietro la nave da un cavo coassiale armato. Attraverso il filo conduttore si fa passare una corrente elettrica che genera un campo magnetico assiale di almeno due ordini di grandezza superiore rispetto a quella terrestre: in questa maniera approssimativamente 1 protone su 10 milioni si allineerà nella direzione dell'avvolgimento. Dopo essere fluita per alcuni secondi, in modo da consentire il raggiungimento dell'equilibrio termico, la corrente viene disattivata lasciando che i protoni si riportino nella direzione del campo terrestre attraverso il movimento di precessione. I protoni che ruotano generano una corrente sinusoidale decadente, inizialmente di pochi microampere (μA), la cui tensione è proporzionale all'intensità del campo F . La corrente viene preamplificata prima di attraversare il cavo coassiale, allo scopo di eliminare il rumore a bassa frequenza presente a bordo. La frequenza del segnale viene quindi misurata nei suoi primi 0.5 sec, quando il rapporto segnale-rumore è alto: questo al fine di evitare cadute di tensione dovute alla perdita di coerenza precessionale conseguente all'agitazione termica. La rapida caduta di tensione avviene in presenza di ampi gradienti del campo, quando il contributo precessionale varia all'interno del fluido. La tensione iniziale, derivante dalla precessione, ha ampiezza massima quando l'angolo tra l'asse della bobina e la direzione del campo terrestre è di 90° : per assicurarsi quindi un angolo sempre ampio, è opportuno considerare due avvolgimenti ortogonali tra di loro. Il campo totale viene calcolato dalla seguente equazione:

$$F = f \cdot 2\pi / \gamma_p$$

dove f = frequenza di precessione

γ_p = rapporto giromagnetico del protone non corretto per l'effetto diamagnetico

Da misure di laboratorio deriva che:

$$F = 23.4866 \cdot f$$

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

Tra le caratteristiche tecniche del registratore G821 è da citare l'elevata sensibilità, fino a valori di 0.1 nT, dovuta principalmente al posizionamento del

preamplificatore; quest'ultimo è sistemato vicino al sensore, isolando, come già accennato in precedenza, i segnali di disturbo presenti a bordo. La grossa sensibilità permette di identificare corpi poco estesi a profondità elevate e di evitare l'utilizzo di particolari e costosi cavi schermati.

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

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

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

2.2 Processing dei dati magnetici

2.2.1 Correzione dei dati magnetici per la variazione diurna

Le variazioni di origine esterna possono essere divise in base al periodo del fenomeno:

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

Vengono denominati "giorni quieti" quelli in cui le sole variazioni sono quelle diurne, mentre le altre sono alquanto irregolari, ma, se di forte intensità, possono deformare quella più regolare.

La variazione diurna è dunque dovuta a cariche elettriche circolanti nella bassa ionosfera e più precisamente alla presenza di due vortici di corrente elettrica nell'emisfero illuminato dal Sole, uno per ciascun emisfero con versi opposti (antiorario per l'emisfero Nord, orario nell'emisfero Sud).

I centri di questi vortici si trovano alle latitudini di 40° e non sono i soli, visto che nell'emisfero notturno sono presenti due vortici, in rotazione opposta ai precedenti, di intensità molto più debole.

All'altezza dell'equatore inoltre è segnalato un addensamento della corrente in direzione ovest-est che porta ad un valore di variazione diurna che può raggiungere i 200 nT.

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

$$E_s^t = E_{os}^{00} + (E_s^t - E_{os}^t)$$

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

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

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

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

I dati qui riportati sono stati ottenuti nel seguente modo:

E_{os}^{00} facendo una media di tutti i valori del campo totale registrati dall'Osservatorio nello stesso periodo di svolgimento della campagna, essendo i dati del 2000 non ancora disponibili

E_s^t sono i dati registrati durante la campagna

E_{os}^t digitalizzando, ad intervalli di 10 minuti, i grafici scaricati dal sito dell'istituto nazionale di Geofisica e Vulcanologia <http://www.ingv.it/homita.htm>

Non è necessario applicare la variazione d'altezza, dal momento che le misurazioni sono state tutte eseguite a mare con il magnetometro ad una profondità costante di 17-18 metri.

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

$$F(\phi, \lambda) = a_{00} + a_{10}\Delta\phi + a_{01}\Delta\lambda + a_{20}\Delta\phi^2 + a_{02}\Delta\lambda^2 + a_{11}\Delta\phi\Delta\lambda$$

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

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

Tabella dei coefficienti utilizzati per calcolare il campo ItGRF

Per applicare la formula di correzione al nostro dataset è stato utilizzato il programma in linguaggio fortran 'aquila.for' generato dalla prof.ssa Agata Siniscalchi, docente di Geofisica Applicata alla Facoltà di Scienze Ambientali di Bari.

Il programma, riportato in Appendice, legge i file contenenti i dati raccolti in nave e quelli digitalizzati relativi all'Osservatorio dell'Aquila; successivamente completa l'operazione tramite un valore costante ($a_{qm}=46168.84$) ricavato dalla media dei valori dell'Osservatorio relativi al periodo di interesse (27/10-6/11 2000). In realtà bisogna utilizzare un valore mediato sull'intero anno inerente la misura (quindi il 2000 nel nostro caso), ma i dati necessari non sono ancora disponibili.

Nel programma è presente anche una sezione che esegue una trasformazione delle colonne relative all'orario, restituendo una colonna che visualizza il tempo come somma dei minuti. Questa operazione è stata resa indispensabile poiché i dati dell'Osservatorio dell'Aquila, relativi al periodo della campagna, non erano ancora disponibili digitalmente: si è ricorso quindi ai grafici esposti sul sito <http://www.ingv.it/homita.htm> che, una volta visualizzati con il software 'Surfer', sono stati campionati ad intervalli di dieci minuti.

Un esempio di linea corretta è riportato in fig. 3, in cui è possibile apprezzare come lo scarto tra i valori sia mediamente proprio uguale ai 30 nT.

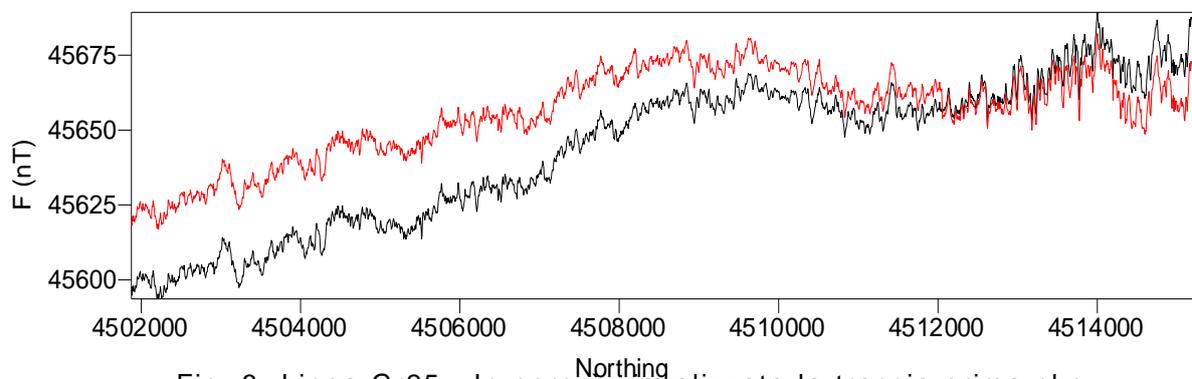


Fig. 3: Linea Gr25 . In nero è visualizzata la traccia prima che venisse effettuata la correzione della variazione diurna, la quale viene poi riportata in rosso nel grafico in oggetto.

2.2.2 Correzione di offset

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

I dati di posizionamento, registrati dai programmi HYDRONav e NavPro, sono riferiti al punto in cui si trova l'antenna per la ricezione del segnale GPS: dalle coordinate metriche che abbiamo a disposizione bisogna dunque sottrarre i metri di cavo filato più i metri che dividono il verricello dall'antenna GPS. La configurazione descritta viene schematizzata in Fig. 4.

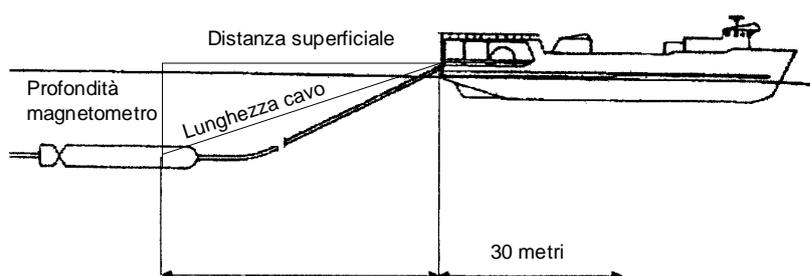


Fig 4: Geometria del sistema di acquisizione

La distanza che separa l'antenna dal verricello è costante e pari a 30 metri; ad essa si aggiunge quella che in figura è visualizzata come 'distanza superficiale' molto simile alla 'lunghezza cavo' vera e propria: difatti, come detto in precedenza, la profondità del magnetometro è di circa 17-18 metri, di conseguenza, siccome la maggioranza delle linee sono

state eseguite con 200 metri di cavo filato, lo scarto tra la 'distanza superficiale' e la 'lunghezza cavo' è irrisorio (circa 1 metro). Facendo questa operazione si riporta il dato magnetico in corrispondenza del punto preciso nel quale è stato veramente registrato.

Il programma in linguaggio fortran geof.for, riportato in Appendice 4.II, è stato dunque utilizzato per correggere gli errori dovuti all'offset del cavo cui è collegato il sensore.

Assegnati il numero di righe presenti nel file e il numero di metri da sottrarre, il programma prende in considerazione i punti a coppie (primo e secondo, secondo e terzo, e così via) e trasla il punto all'indietro sulla retta congiungente i due punti di cui sopra. E' necessario operare in questo modo dato che la nave non segue mai una traiettoria retta, ma il suo andamento viene corretto di continuo, a causa di correnti o altro, al fine di seguire la rotta stabilita. A questo scopo la correzione viene effettuata entro certi limiti di errore in modo tale che la nuova traiettoria sia quanto più possibile fedele a quella registrata; l'errore viene calcolato sul coefficiente angolare delle rette, ossia, se uno di essi è maggiore del 10% rispetto al precedente, il nuovo segmento viene scartato, e i metri vengono sottratti sulla retta precedente.

Da menzionare anche la presenza di un *loop* per riconoscere l'inizio linea; il passaggio da una linea all'altra viene calcolato da una struttura 'if' che calcola lo scarto quadratico medio tra i valori di easting e northing di due punti successivi: se questo scarto è maggiore di un certo valore (100 metri) allora viene considerato il cambiamento del profilo.

2.2.3 Leveling dei dati in funzione della correzione sugli incroci

I giorni ai quali si riferiscono le misure sono detti quieti e sono quelli in cui le sole variazioni considerate sono quelle diurne, ossia quelle ionosferiche, in assenza dunque di altre più irregolari ed intense quali le tempeste magnetiche che vanno a deformare il segnale più regolare.

L'operatore quindi deve rimuovere la variazione diurna sottraendo dai dati la curva di deriva diurna, tuttavia questo non è sufficiente per salvaguardarci da questi disturbi temporali, in particolar modo se la stazione base, dalla quale vengono attinti i dati, è lontana dal luogo di misura o quest'ultimo sia particolarmente vasto.

Per ovviare a questo inconveniente si passa al cosiddetto 'leveling' che consiste nel rimuovere dai dati le variazioni magnetiche a corto periodo. Considerando dunque un dataset con linee di navigazione ortogonali scegliamo una direzione che consideriamo principale; le linee relative a quella rotta sono dette 'survey lines', mentre quelle ortogonali 'tie lines'. I valori del campo misurato agli incroci saranno diversi e detti 'miss ties'. Queste differenze sono legate al fatto che le misurazioni vengono effettuate in giorni diversi, quindi sono dipendenti proprio dalla variazione diurna oltre che dalla deriva del magnetometro e dal rumore casuale ad esempio. Per livellare le linee prima di tutto bisogna spostare le linee

in alto e in basso in modo da minimizzare i 'miss ties', dopodichè vengono utilizzate varie tecniche, sia di tipo manuale che automatico, per trovare una funzione che approssimi meglio possibile i 'miss ties', funzione che andrà sottratta poi dai valori delle 'tie lines' per livellare le linee principali rispetto alle ortogonali corrette.

Abbiamo osservato un miglioramento statistico significativo della distribuzione dei mis-ties; in particolare il loro valore assoluto è stato ridotto da 19.4 nT a 12.8 nT. Molti fattori contribuiscono a livellare gli scostamenti del campo magnetico tra le linee di acquisizione adiacenti. Questi includono differenze di elevazione tra le linee di navigazione oppure un'inadeguata rimozione della variazione della diurna. E' stato quindi effettuato uno "zero-order network adjustment" che ha avuto lo scopo di portare le linee approssimativamente allo stesso livello. La procedura ha ridotto ulteriormente i mis-ties, senza distorsione dei dati originali, ed il loro valore assoluto è stato ridotto fino a 7.2 nT.

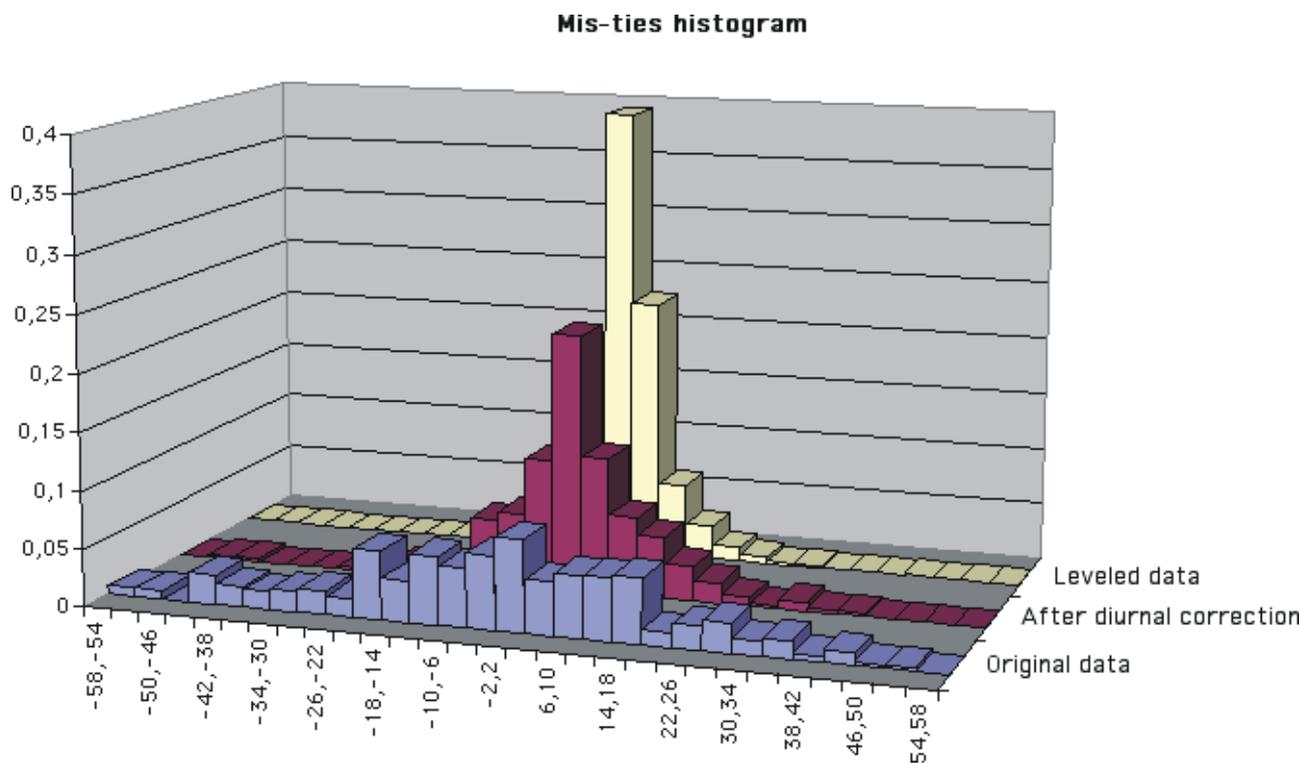


Fig. 5: Istogramma dei mis-ties dopo varie fasi di *processing* differenziate dai colori e didascalie alla destra del grafico stesso. Dopo la correzione diurna l'istogramma assume una forma gaussiana.

3. Inquadramento geologico del Golfo di Napoli

3.1 Settore terrestre

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

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

Durante il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore importanti fasi di sollevamento e *block-faulting* hanno caratterizzato i rilievi carbonatici che delimitano la Piana Campana. Dopo tali fasi, alcuni settori hanno smesso di sollevarsi ed il loro fondo valle è stato riempito da spessi depositi alluvionali e lacustri (es. Valle del Volturno e Valle del Solofrana). Altri settori, invece, hanno continuato a sollevarsi, anche se con tassi minori, durante il Pleistocene medio (Monti di Caserta, di Nola e di Sarno; Penisola Sorrentina). A partire dall'ultimo interglaciale, una sostanziale stabilità tettonica ha caratterizzato gli alti strutturali che delimitano la Piana Campana. Quest'ultima, invece, ha continuato a sprofondare, per gli elevati tassi di subsidenza, anche durante il Quaternario superiore, tanto che l'intera Piana Campana è stata inondata dal mare durante l'ultimo *highstand* interglaciale. Infatti, depositi di spiaggia di età tirreniana sono stati perforati anche alla base delle montagne che delimitano la

piana a NE (Cinque et al., 1997). Il primo picco regressivo dell'ultima fase glaciale ha prodotto un avanzamento della linea di costa verso NE di circa 30 km, circa nella posizione attuale del margine della piattaforma continentale. L'effetto di questa emersione è stato rinforzato dalla crescita dei primi edifici vulcanici nell'area napoletana e dalla conseguente aggradazione piroclastica della piana circostante.

3.2 Settore marino e precedenti conoscenze sull'area

L'origine dei bacini sedimentari e la loro subsidenza lungo il settore campano del margine tirrenico orientale sono state l'oggetto di vari studi basati su osservazioni geologiche di terreno e su dati sismici e di pozzo nel sottosuolo a terra ed a mare (Ippolito et al., 1973; D'Argenio et al., 1973; Ortolani e Aprile, 1978; Fabbri et al., 1981; Bartole, 1984; Bartole et al., 1983; Finetti e Del Ben, 1986; Trincardi e Zitellini, 1987; Mariani e Prato, 1988). Nonostante ciò, la relativa scarsità di dati sismici recenti e l'assenza di dati litostratigrafici di pozzi profondi nel Golfo di Napoli, rende difficile la ricostruzione dell'età di formazione del bacino e la calibrazione, anche qualitativa, delle sequenze sismiche che lo caratterizzano.

Il Golfo di Napoli rappresenta un eccellente laboratorio naturale, in cui il riempimento sedimentario ha registrato le interazioni tra processi tettonici, vulcanici e deposizionali/erosionali, unitamente con il sollevamento tettonico e la deformazione delle retrostanti aree emerse durante il Pleistocene. La peculiarità del Golfo di Napoli rispetto ai bacini peritirrenici adiacenti (cioè i bacini di Terracina e di Gaeta a nord ed il bacino di Policastro a sud) è dovuta sia alla presenza di un alto strutturale del basamento carbonatico (alto Penisola Sorrentina-Isola di Capri), che ha giocato un ruolo fondamentale nell'individuazione e nell'evoluzione tettonica recente del bacino stesso, che alla forte attività vulcanica durante il Pleistocene superiore (centri vulcanici dei Campi Flegrei, del Somma-Vesuvio e delle isole di Ischia e Procida), che ha creato una notevole complessità nella distribuzione delle unità sismiche sedimentarie e vulcaniche. Infatti, come già in parte noto dai dati di letteratura, il settore occidentale del Golfo di Napoli è caratterizzato dalla prevalenza di unità sismiche di natura vulcanica, frequentemente associate con anomalie magnetiche positive, mentre quello orientale è caratterizzato dalla presenza di unità sedimentarie (Fusi et al., 1991).

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

3.3 Geomorfologia della piattaforma continentale e della scarpata del Golfo di Napoli

La piattaforma continentale del Golfo di Napoli ha un'ampiezza variabile, compresa tra 2.5 km (al largo del settore occidentale dell'Isola di Capri) e circa 10-15 km (al largo della costa di Sorrento). Una tale fisiografia é controllata dalle interazioni tra il vulcanismo subaereo e sottomarino, che ha fortemente interessato il Golfo di Napoli durante il Pleistocene superiore e l'erosione lineare operata dai canyon Dohrn e Magnaghi e dai loro canali tributari. La quasi totalità della piattaforma continentale del Golfo di Napoli é drappeggiata da sedimenti olocenici relativi all'ultimo stazionamento alto del livello marino.

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

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

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

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

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

asimmetrici. Nella sua parte terminale il canale dell'Ammontatura, caratterizzato da una forma curva in planimetria, curva verso nord-ovest e termina bruscamente in corrispondenza del Banco di Nisida. Il braccio meridionale, ad andamento circa E, é alimentato da una densa rete di canali tributari e termina pochi km ad ovest dello *shelf break*, posto ad una profondit  di 135-140 m.

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

A nord della zona dei banchi vulcanici   presente la depressione del Golfo di Pozzuoli (Segre, 1970), caratterizzata da una piattaforma costiera, il cui ciglio, posto a circa 50 m di profondit  passa, attraverso una scarpata a bassa pendenza, ad un bacino centrale che si sviluppa a circa 100 m di profondit  ed   circoscritto verso il largo dai banchi vulcanici flegrei (Banchi di Pentapalumbo, Nisida e Miseno). Vari autori sono concordi nel ritenere che il Golfo di Pozzuoli, caratterizzato da elevati tassi di subsidenza durante l'Olocene e sollevamenti vulcano-tettonici databili a circa 5000-6000 anni fa (terrazzo marino della Starza), rappresenti un settore sommerso della caldera flegrea (Finetti e Morelli, 1974; La Torre e Nannini, 1980; Rosi et al., 1983; Pescatore et al., 1984), anche alla luce degli studi recenti sui movimenti bradisismici (Dvorak and Mastrolorenzo, 1991; Morhange et al., 1999; Aiello et al., 2016).

3.4 Stratigrafia sismica delle unit  vulcaniche e sedimentarie

Le principali facies sismiche identificate nel bacino di Napoli in base all'interpretazione dei profili sismici e le loro caratteristiche sono riassunte in tab. 1. Sono state distinte cinque principali *unconformities* che separano le unit  sismiche e delineano l'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino.

Il basamento acustico   rappresentato da carbonati di piattaforma mesozoici (*unit  sismica 1* in tab. 1), estesamente affioranti nella Penisola Sorrentina e nell'Isola di Capri, organizzati come una struttura monoclinale inclinata verso NW (fig. basamento acustico carbonatico, possibilmente dove sono visibili i riflettori). L'inclinazione misurata dei riflettori sismici all'interno della sequenza carbonatica   di circa 6°-7°; tali valori sono simili a quelli mostrati in affioramento dai carbonati mesozoici della Penisola Sorrentina (Perrone, 1988; Fusi, 1996; Milia e Torrente, 1997).

Il riempimento del bacino di Napoli consiste essenzialmente di due principali cunei sedimentari, ciascuno caratterizzato da particolari patterns delle riflessioni e facies acustiche. La datazione delle sequenze sismiche nel bacino di Napoli   tentativa, dato che non sono stati perforati pozzi profondi a mare. Una calibrazione indiretta pu  essere tentata in base ai dati del pozzo geotermico "Trecase 1" (Balducci et al., 1985; Brocchini et al., 2001), solo per l'offshore del Vesuvio.

Il pozzo geotermico "Trecase 1" è stato perforato tra il 1980 ed il 1981 a 220 m di quota sulle pendici meridionali dell'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio per una profondità complessiva di 2068 m. Il pozzo Trecase ha perforato le lave subaeree ed i prodotti piroclastici di età posteriore a 35 ky del Somma-Vesuvio (0-252 m), che ricoprono alternanze di prodotti pomicei, cineritici, brecce e sabbie vulcaniche (252-510 m), geneticamente collegati all'attività vulcanica dei Campi Flegrei ("Ignimbrite Campana", 37 Ky B.P.; Di Vito et al., 1999). Una successione vulcano-sedimentaria pleistocenica composta da vulcaniti sottomarine dell'antico vulcano del M.te Somma con sedimenti marini è stata attraversata fino a 1490 m di profondità. Il top del basamento acustico carbonatico è stato rinvenuto alla profondità di 1885 m, testimoniando il forte ribassamento dei carbonati mesozoici di piattaforma nell'area del Somma-Vesuvio. I dati litostratigrafici del pozzo Trecase 1 confermano pienamente la struttura del basamento del Somma-Vesuvio dedotta dalle indagini geofisiche (Cassano e La Torre, 1987; Aiello e Marsella, 2016) ed indicano forti tassi di subsidenza della Piana Campana a partire da circa 1 milione di anni fa. L'alternarsi di lave basiche e di prodotti piroclastici all'interno della sequenza eruttiva perforata suggerisce l'esistenza di vari cicli eruttivi nella storia del Somma-Vesuvio (Delibrias et al., 1979).

Denominazione	Facies sismica	Descrizione	Origine
6	Riflettori paralleli di ampiezza e continuità elevate	Unità sommitale, ampiamente presente al fondo e nel sottofondo in tutto il Golfo di Napoli	Depositi marini olocenici
5c	Trasparente	Unità con geometria esterna cuneiforme, presente nel settore nord-occidentale del bacino	Depositi vulcanici e vulcanoclastici del Tufo Giallo Napoletano, eruttato dai Campi Flegrei circa 12.000 anni fa
5b	Trasparente	Unità con geometria esterna irregolare, presente nella parte occidentale del bacino (offshore delle Isole di Ischia e Procida e dei Campi Flegrei)	Depositi vulcanici e vulcanoclastici eruttati dai complessi vulcanici di Ischia e Procida (55.000-18.000 anni); Unità vulcaniche dei banchi di PentaPalummo, Nisida e Miseno
5	Trasparente	Unità con geometria esterna cuneiforme, che si assottiglia verso mare e ricopre, paleomorfologie inclinate; si rinviene nel settore orientale del bacino	Depositi vulcanici e vulcanoclastici eruttati dai complessi vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio; include l'unità della "Ignimbrite Campana" eruttata circa 35.000 anni fa

4	Clinoformi con configurazioni sigmoidi di elevata ampiezza e continuità, che ricoprono in downlap l'unconformity C	Terza unità sedimentaria all'interno del riempimento del bacino; cuneo progradante con paleocigli ben preservati, che diventa più spesso nelle aree di scarpata; passa lateralmente alle unità vulcaniche 5a, 5b, 5c e/o a locali duomi	Cuneo progradante del Pleistocene superiore alimentato dalla foce del fiume Sarno, ampiamente presente nel settore occidentale del bacino
		vulcanici ; profondamente incisa da <i>canyoning</i> lungo gli assi dei canyons Dohrn e Magnaghi; da origine a morfologie relitte nella parte centrale del bacino	
3	Clinoformi con configurazioni sigmoidi-oblique di elevata continuità ed ampiezza, che ricoprono in onlap l'unconformity B	Seconda unità sedimentaria all'interno del riempimento del bacino; unità trasgressiva con geometria esterna cuneiforme, sviluppata nelle aree di scarpata e di piattaforma; presenza di locali duomi e/o camini vulcanici	Depositi marini silicoclastici di età pleistocenica posti nella parte centrale del bacino
2	Alternanza di intervalli caratterizzati da riflettori obliquo-paralleli di alta ampiezza e continuità e da intervalli trasparenti	Prima unità sedimentaria all'interno del riempimento del bacino; cuneo progradante inclinato verso NW con <i>topsets</i> erosi e cliniformi preservati	Depositi marini silicoclastici del Pleistocene inferiore (alternanza di cicli deposizionali di sabbie e argille) ubicati nell'area circostante la Penisola Sorrentina e l'isola di Capri; coinvolti da tilting tettonico insieme con i carbonati mesozoici
1	Caotica	Unità basale; basamento acustico del bacino sedimentario; struttura monoclinale inclinata verso NW	Carbonati meso-cenozoici affioranti nella Penisola Sorrentina e nell'Isola di Capri

La più antica sequenza marina pleistocenica (*unità sismica 2* in tab. 1) appare nel settore sud-orientale del golfo, nell'offshore dell'Isola di Capri e della Penisola Sorrentina, dove é caratterizzata da riflettori inclinati verso NW con configurazioni da obliquo-parallele a leggermente sigmoidali e giace in paraconcordanza al di sopra del basamento acustico meso-cenozoico. L'unità sismica 2 raggiunge uno spessore massimo di circa 500 msec nell'offshore di Bocca Piccola (Isola di Capri); qui appare caratterizzata da alternanze di intervalli caratterizzati da riflettori obliquo-paralleli di alta ampiezza e continuità e di intervalli acusticamente trasparenti. In quest'area i riflettori sono particolarmente marcati e paralleli con una pendenza reale di 6°-7° verso NW. Tali configurazioni tendono a diventare divergenti o subparallele in prossimità delle zone emerse.

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

In piattaforma continentale i riflettori dell'unità sismica 2 sono coinvolti da una troncatura erosiva subaerea, la cui estensione areale varia da 2-3 km a poche centinaia di metri spostandosi verso le zone emerse. La discordanza regionale B sembra indicare un abbassamento relativo principale del livello marino, con un'esposizione subaerea della piattaforma continentale (***Type 1 unconformity*** secondo Posamentier et al., 1992), un forte spostamento verso mare della sedimentazione e *bypass* sedimentario sulla piattaforma. Va sottolineato che l'unconformity B é localmente coinvolta dalla formazione di un paleo-canale nell'offshore dell'Isola di Capri, testimoniando l'attività di processi erosionali e di forti correnti erosive di fondo lungo la scarpata. I clinoforni dell'unità sismica 3 ricoprono progressivamente in onlap le zone di scarpata-bacino, fino ad arrivare alla piattaforma continentale.

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

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

progradante del Pleistocene superiore, alimentato dalla foce del fiume Sarno, ampiamente presente nel settore occidentale del Golfo di Napoli.

Al di sopra dell'unità sismica del Sarno e/o in rapporti di eteropia di facies con la suddetta unità si rinviene un'estesa unità sismica di origine vulcanica, caratterizzata da una facies sismica trasparente e con geometria esterna cuneiforme, che si assottiglia da terra verso mare e ricopre paleomorfologie inclinate. Tale unità è stata chiaramente riconosciuta nel sottosuolo del settore orientale del Golfo di Napoli; in particolare, questa è stata ben identificata nell'offshore della Penisola Sorrentina, dove ricopre direttamente il basamento acustico carbonatico e l'unità sismica 2. La stessa unità è stata identificata nell'offshore del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio. Il top di questa unità viene deformato da alcuni corpi domiformi, con facies acustica trasparente e geometria esterna di tipo *mound*, che presentano dimensioni anche chilometriche. Tali corpi, che sono frequentemente la sede di anomalie magnetiche principali (come verrà meglio specificato nei capitoli successivi) sono stati interpretati come bocche laterali del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio.

Nell'offshore antistante la foce del fiume Sarno, nel settore sud-orientale del Golfo di Napoli, è presente una tipica sedimentazione deltizia fin dal Pleistocene medio-superiore, che ha prodotto uno spesso cuneo progradante caratterizzato da clinoforni con configurazioni sigmoidali, ampiezza e continuità elevate e da *offlap breaks* ben preservati. Tale unità sismica riveste particolare importanza nell'architettura stratigrafica del Golfo di Napoli, in quanto è interstratificata nella sua porzione sommitale con le unità sismiche vulcaniche dell'Ignimbrite Campana e del Tufo Giallo Napoletano (Aiello et al., 2001; Aiello et al., 2016). Durante le fasi di stazionamento basso del livello del mare del Pleistocene medio-superiore il sistema deltizio del Sarno ha direttamente alimentato le zone di scarpata, dando così origine ad uno sviluppato cuneo progradante sul quale si è impostato il canyon Dohrn; in particolare, il braccio destro del canyon potrebbe essere stato in diretto collegamento con la foce del Sarno durante fasi di *lowstand* del livello marino.

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

Il canyon Dohrn presenta due bracci principali con planimetria curva. Il braccio settentrionale si unisce con la piattaforma continentale attraverso il canale dell'Ammontatura. L'origine del canale dell'Ammontatura può essere tentativamente correlata con il regime idrodinamico innescato dal braccio settentrionale del canyon Dohrn. La sua attività sembra post-datare gli ultimi stadi di erosione e di trasporto nel canyon e pre-datare la messa in posto dei banchi vulcanici più recenti nel Golfo di Pozzuoli, come suggerito dalla brusca terminazione del canale dell'Ammontatura in corrispondenza del Banco di Nisida.

Va sottolineato che non sono disponibili, allo stato attuale delle conoscenze, datazioni precise dei banchi flegrei, soprattutto perché è difficile dragare le rocce vulcaniche che li costituiscono, in quanto è sempre presente una copertura più o meno spessa di sedimenti olocenici. In base ad evidenze di stratigrafia sismica, gli autori precedenti hanno collocato l'attività vulcanica del Banco di Nisida a circa 5000-6000 anni fa, quando, in un *trend* di generale subsidenza del Golfo di Pozzuoli e delle zone esterne, la zona settentrionale del Golfo di Pozzuoli è stata interessata da un forte

sollevamento vulcano-tettonico, che ha portato alla formazione del terrazzo marino de "La Starza" (Pescatore et al., 1984; Cinque et al., 1997; Aiello et al., 2016).

Il braccio meridionale del canyon Dohrn é alimentato lateralmente da numerosi canali tributari, il cui andamento sembra in parte controllato tettonicamente. L'ubicazione di questo braccio ed alcune evidenze basate sulla stratigrafia sismica suggeriscono l'esistenza di un collegamento genetico tra l'attività del canyon Dohrn ed il sistema di paleo-drenaggio del fiume Sarno durante periodi di abbassamento relativo del livello marino.

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

4. La nuova carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli

4.1 Generalità

La nuova carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli, mostrata in fig. 6, è stata generata usando un *grid cell size* di 200 m. In particolare, si tratta di una *image map* plottata utilizzando il software *Surfer v. 7*, cioè di una *raster map* generata partendo da *grid files*. Una scala a colori espressa in nT è stata riportata sulla destra della mappa con lo scopo di quantificare l'intensità relativa delle anomalie magnetiche misurate.

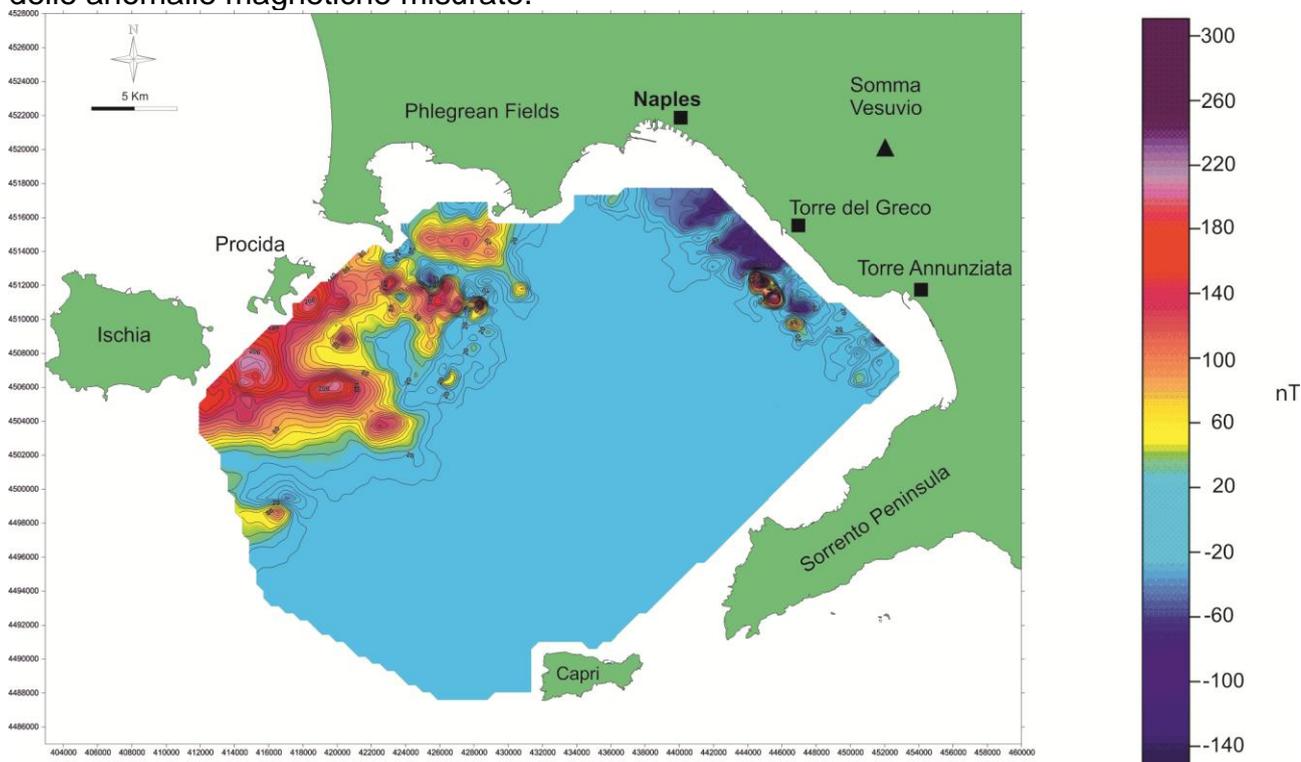


Fig. 6: Carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli

La fig. 7 mostra i principali campi di anomalie magnetiche riconosciuti nel Golfo di Napoli in base all'interpretazione geologica ed alla correlazione con le principali strutture topografiche riconosciute nel Golfo di Napoli dalla batimetria Multibeam (Aiello et al., 2001; Siniscalchi et al., 2002).

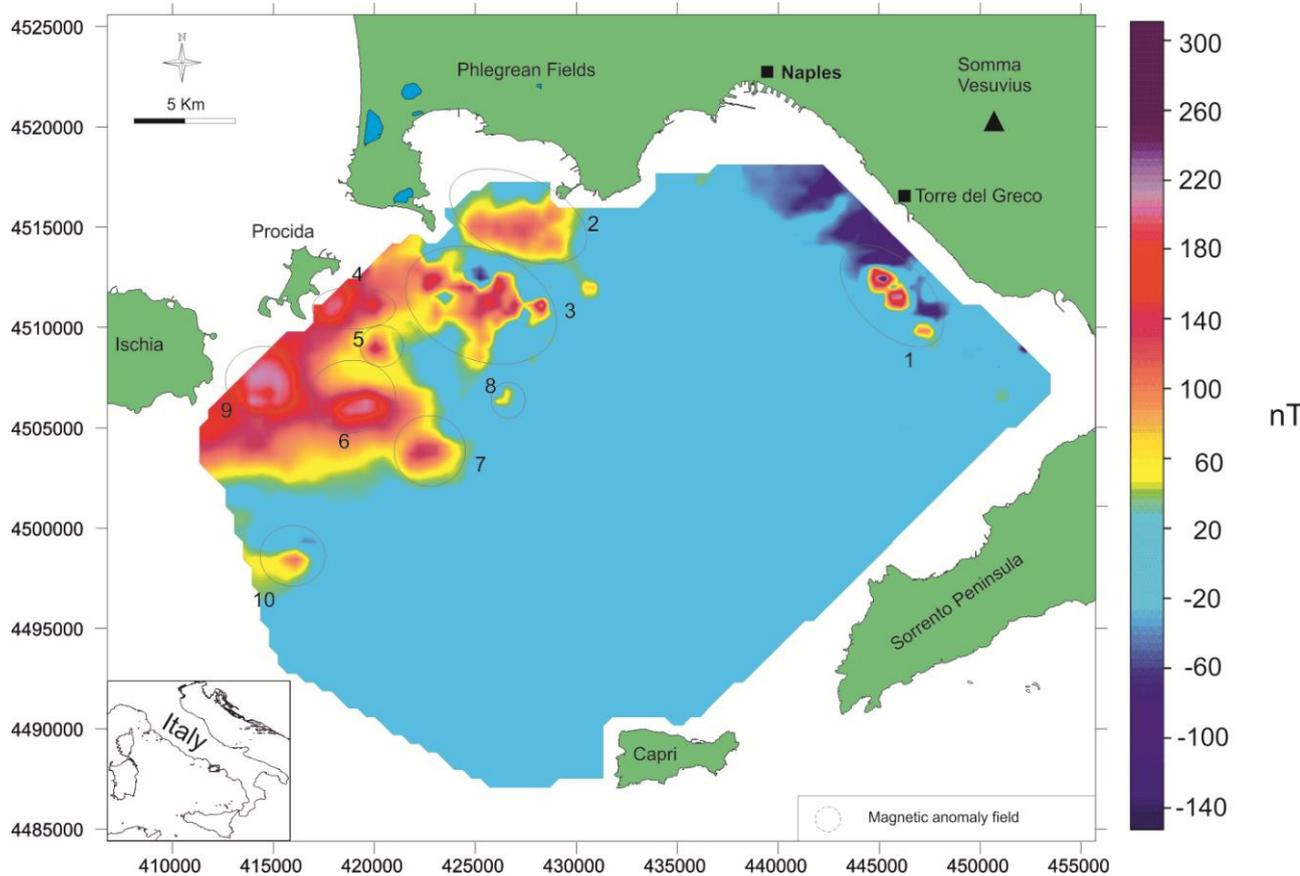


Fig. 7: Carta delle anomalie del campo magnetico totale e principali campi di anomalie magnetiche riconosciuti nel Golfo di Napoli.

- 1: Campo di anomalia magnetica generato da coni laterali geneticamente collegati con l'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio;
- 2: Campo di anomalia magnetica collegato alla piattaforma continentale esterna del Golfo di Pozzuoli;
- 3: Campo di anomalia magnetica collegato ai banchi vulcanici sottomarini della zona flegrea (Banco di Pentapalummo, Banco di Nisida e Banco Miseno)
- 4: Campo di anomalia magnetica collegato alla piattaforma continentale dell'Isola di Procida;
- 5: Campo di anomalia magnetica collegato al banco vulcanico sottomarino "Gaia", ubicato presso il ciglio della piattaforma continentale dei Campi Flegrei;
- 6: Campo di anomalia magnetica collegato alla testata del canyon Magnaghi;
- 7: Campo di anomalia magnetica collegato ad un edificio vulcanico precedentemente non noto, ubicato sulla scarpata continentale tra i canyons Dohrn e Magnaghi;
- 8: Campo di anomalia magnetica collegato a tre piccoli edifici vulcanici, precedentemente non noti, ubicati presso il ciglio della piattaforma continentale dei Campi Flegrei;
- 9: Campo di anomalia magnetica collegato al banco vulcanico sottomarino di Ischia (nell'offshore dell'isola di Ischia);

10: Campo di anomalia magnetica collegato all'asse del canyon Magnaghi.

La Fig. 8, che rappresenta la carta magnetica con campi di anomalie ed elementi morfostrutturali sono state riportate le principali morfostrutture del Golfo desunte dall'analisi della batimetria Multibeam del Golfo di Napoli acquisita dall'IAMC-CNR di Napoli nell'ambito di progetti di cartografia geologica sottomarina, cioè i canyons Dohrn e Magnaghi, l'alto morfostrutturale del Banco di Fuori e l'ubicazione del margine della piattaforma continentale del Golfo di Napoli, come riportato nella carta geomorfologica del Golfo di Napoli di Aiello et al. (2001).

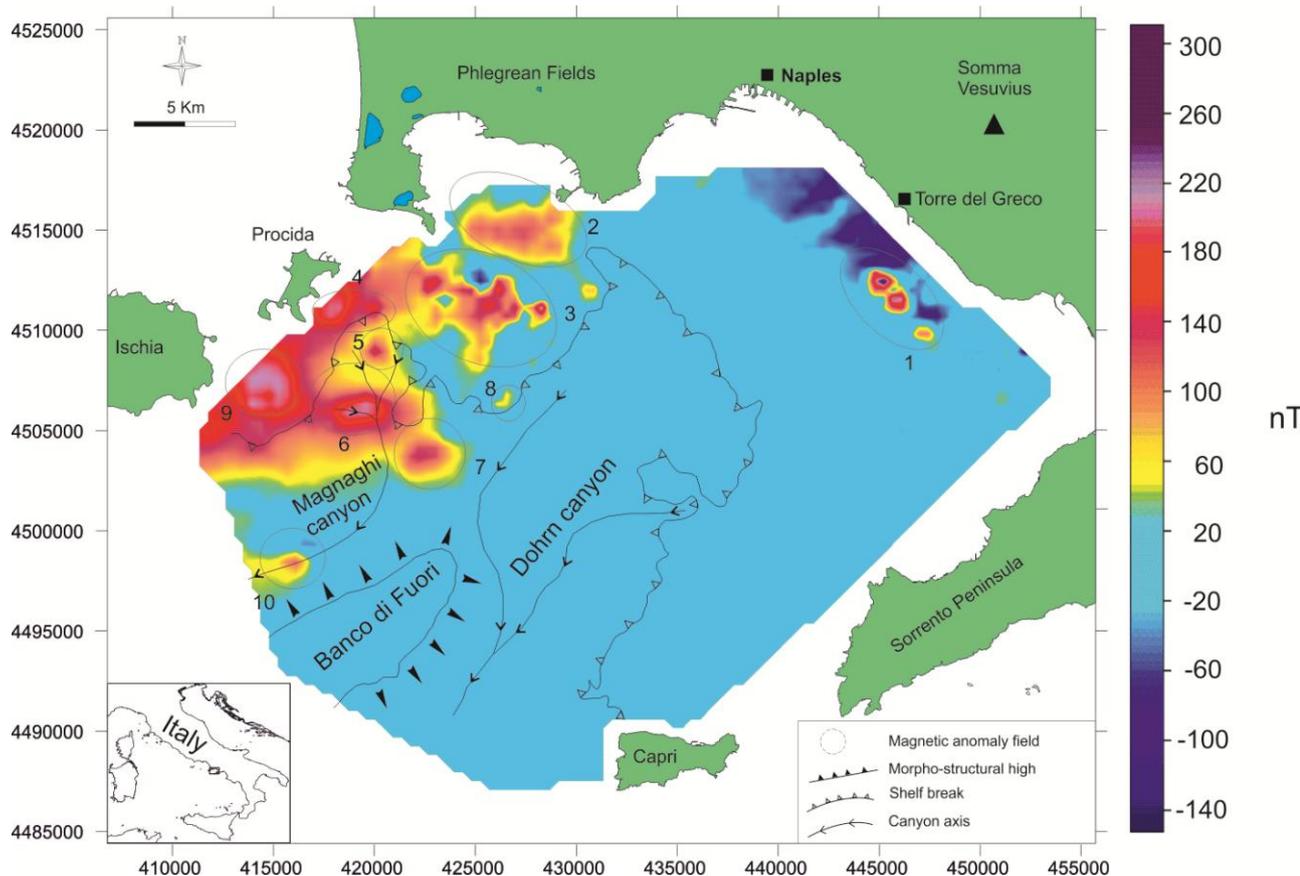


Fig. 8: Carta delle anomalie del campo magnetico totale, principali campi di anomalie magnetiche ed elementi morfo-strutturali primari nel Golfo di Napoli.

L'interpretazione geologica preliminare e qualitativa della carta delle anomalie magnetiche del Golfo mostra due fasce principali caratterizzate da anomalie significative, la prima ubicata nell'offshore del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio e la seconda ubicata nell'offshore del complesso vulcanico dei Campi Flegrei, in corrispondenza dei banchi vulcanici sottomarini di Pentapalumbo, Nisida e Miseno.

Anomalie magnetiche forti e delineate sono state riconosciute nel settore orientale del Golfo di Napoli, nell'offshore del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio, dove è presente una piattaforma continentale estesa ed a bassa pendenza. L'interpretazione di profili sismici multicanale Watergun ubicati lungo

le stesse linee di navigazione della magnetometria ed acquisiti durante la crociera GMS00-05 (Aiello et al., 2002; Marsella et al., 2002) ha consentito di identificare, in corrispondenza del campo di anomalia 1, alcuni coni laterali parassiti e/o sommersi, ubicati nell'offshore della città di Torre del Greco e geneticamente collegati con l'attività eruttiva del vulcano in tempi recenti. Queste strutture erano già state precedentemente segnalate da Milia et al. (1998) in base all'analisi di profili sismici monocanale di alta ed altissima risoluzione sulla piattaforma continentale del Golfo di Napoli e da Aiello et al. (2001) in base all'analisi di profili sismoacustici di altissima risoluzione *Subbottom Chirp*.

Una di queste strutture vulcaniche, sicuramente la più ampia di quelle riconosciute nel campo di anomalia 1, si estende per circa 2 km nell'offshore della città di Torre del Greco e corrisponde ad un'anomalia magnetica principale, dell'ordine di circa 400 nT. Le bocche sottomarine riconosciute nell'area di Torre del Greco sono ascrivibili alle fasi recenti di attività eruttiva del vulcano. Queste strutture vulcaniche, che presentano un allineamento NNE-SSW potrebbero essere inoltre collegate alla presenza di una fascia di coni eruttivi, probabilmente impostati su un sistema di faglie dirette ad andamento NE-SW ("Faglia vesuviana" di Finetti e Morelli, 1973; Bernabini et al., 1973; Cassano and La Torre, 1987).

Nella parte occidentale del Golfo anomalie magnetiche significative sono state riconosciute in corrispondenza di una fascia di banchi vulcanici sottomarini ubicati nella piattaforma continentale esterna del Golfo di Pozzuoli (Banchi di Pentapalumbo, Nisida e Miseno). L'individuazione e l'attività dei banchi vulcanici di Miseno e di Pentapalumbo sono probabilmente correlati con la prima fase di attività del complesso vulcanico dei Campi Flegrei (fase precedente ai 35-40 ky, cioè precedente alla messa in posto dei depositi di flusso piroclastico dell'ignimbrite Campana). Un complesso campo di anomalia magnetica è stato inoltre individuato in corrispondenza della piattaforma continentale esterna del Golfo di Pozzuoli, che rappresenta un'area di calderizzazione recente con alti tassi di subsidenza vulcano-tettonica e che mostra un'architettura stratigrafica complessa di unità sismiche vulcaniche.

Anomalie magnetiche significative sono state inoltre identificate in corrispondenza del banco vulcanico sottomarino di Ischia, un ampio banco terrazzato ubicato a sud-est dell'isola di Ischia e geneticamente collegato alle fasi di attività del complesso vulcanico dell'isola di Ischia, che presentano un'età compresa da circa 147 ky fino a tempi storici (Vezzoli, 1988). Un altro campo di anomalia magnetica è stato riconosciuto a sud-est dell'isola di Procida, caratterizzata da vari complessi vulcanici eruttati durante il Quaternario superiore, che oscillano in età tra 55 fino a 18 ky B.P.

Interessanti anomalie magnetiche sono state inoltre identificate in corrispondenza della testata del canyon Magnaghi, che rappresenta un sistema di drenaggio principale che erode profondamente i depositi vulcanici della scarpata continentale dell'isola di Procida. L'asse del canyon Magnaghi, a nord-ovest dell'alto strutturale del Banco di Fuori, appare inoltre caratterizzato da un complesso campo di anomalia magnetica. La presenza dei campi di anomalia precedentemente menzionati conferma l'ipotesi che il canyon Magnaghi sia interamente inciso nei depositi vulcanici. Al contrario, la scarpata del Golfo di Napoli in corrispondenza del canyon Dohrn, un lineamento chilometrico caratterizzato da due bracci che si uniscono in un asse principale in profondità d'acqua superiori a 1000-1200 m non mostra anomalie magnetiche

significative, confermando che questo canyon incide profondamente unità sedimentarie alimentate dalla paleo-foce del fiume Sarno, fatta eccezione per un edificio vulcanico localizzato tra i due canyons e geneticamente correlabile alla Secca del Pampano. Anomalie magnetiche significative sono anche associate a tre piccoli banchi vulcanici, precedentemente non noti, ubicati in corrispondenza della piattaforma continentale dei Campi Flegrei ed a un banco vulcanico principale (“Banco Gaia”; Milia, 1996) ubicato nella stessa area, a pochi chilometri di distanza dai piccoli banchi vulcanici. Un’importante anomalia magnetica, di forma subcircolare, è stata identificata sulla scarpata continentale in corrispondenza del settore ubicato tra i due canyons Dohrn e Magnaghi. Questa evidenza potrebbe suggerire la presenza di un edificio vulcanico, precedentemente non noto, ubicato tra i due canyons. Tale edificio è stato identificato in base all’analisi di linee sismiche multicanale profonde acquisite nel Golfo di Napoli (Aiello et al., 2011).

Nessuna anomalia magnetica è stata riconosciuta in corrispondenza del “Banco di Fuori”, un’alto morfostrutturale principale che separa i canyons Dohrn e Magnaghi e che delimita il Golfo di Napoli verso sud. Pertanto, questa evidenza conferma che quest’ultimo può rappresentare un blocco di basamento acustico carbonatico meso-cenozoico, ubicato lungo l’allineamento strutturale Capri-Penisola Sorrentina, risultante dal sollevamento e dalla rotazione a scala regionale del basamento acustico carbonatico meso-cenozoico.

4.2 Alcuni dettagli selezionati delle anomalie magnetiche sulla piattaforma continentale e la scarpata del Golfo di Napoli

4.2.1 La piattaforma continentale al largo del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio: il campo di anomalia di Torre del Greco

Nell’offshore di Torre del Greco si rinviene un’ampia e delineata anomalia magnetica, che si correla geneticamente con l’attività eruttiva del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio in tempi recenti (Fig. 9).

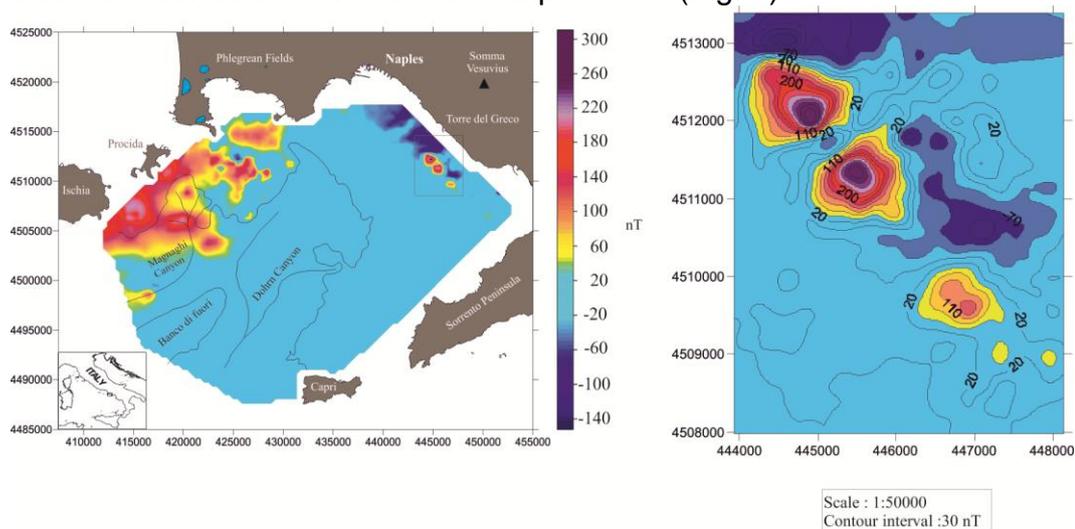


Fig. 9: Dettaglio del campo di anomalie magnetiche presente nell’offshore del Somma-Vesuvio.

Per la correlazione dei dati sismici e magnetici si rimanda al lavoro di Aiello et al. (2005). Il profilo sismico e magnetico GRNA09 decorre parallelamente alla linea di costa da Torre del Greco alla Penisola Sorrentina attraverso la Piana

del Sarno. La linea è localizzata nella piattaforma interna, in cui le profondità d'acqua sono minori di 100 m. La conseguenza negativa per l'acquisizione sismica è una penetrazione non eccellente del segnale sorgente ed una restituzione cartografica del profilo sismico che mostra alcune multiple. Analizzando il tracciato della linea sismica, è possibile vedere che la prima unità sismica è caratterizzata da riflettori sismici paralleli e continui, interpretati come sedimenti marino-costieri depositi dal fiume Sarno, di età compresa tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. I sedimenti ricoprono un'unità sismica acusticamente trasparente, caratterizzata da un limite inferiore sub-pianeggiante, mentre il limite superiore si presenta fortemente irregolare e descrive l'andamento della parte sommitale di strutture vulcaniche domiformi. L'ultima unità sismica riconosciuta, che si rinviene solo nella parte sud-orientale del profilo sismico, è stata interpretata come i depositi da flusso piroclastico dell'Ignimbrite Campana.

L'Ignimbrite Campana rappresenta un'unità stratigrafica estesamente affiorante a terra in Penisola Sorrentina e riconosciuta nei profili sismici come sub-affiorante nel settore orientale del Golfo di Napoli (Aiello et al., 2016). Le strutture vulcaniche domiformi che deformano l'unità sismica dell'Ignimbrite Campana sono state interpretate come coni laterali sommersi o fossili del Somma-Vesuvio (Bruno et al., 1998; Aiello et al., 2010). La più ampia di queste strutture vulcaniche si estende per circa 7.5 chilometri nell'offshore di Torre del Greco. La sua parte sommitale mostra tre culminazioni principali, allineate lungo un sistema di faglie dirette con andamento NNW-SSE, che si correlano con i massimi magnetici presenti sulla linea magnetica corrispondente.

Il campo di anomalia magnetica di dettaglio è rappresentato in Fig. 9 ed è caratterizzato da tre principali picchi magnetici. Due di questi picchi hanno una forma dipolare, mentre il picco centrale è stato riconosciuto con un massimo di + 350 nT collegato ad un minimo di - 160 nT. Il dipolo magnetico localizzato più verso sud mostra valori assoluti più bassi, con un massimo di + 160 nT collegato ad un minimo di - 120 nT.

Lo spessore dell'unità sismica riconosciuta come l'Ignimbrite Campana è di circa 100 m in base ai profili sismici precedentemente descritti ed è comparabile con lo spessore dell'Ignimbrite Campana al pozzo Trecase 1 (Brocchini et al., 2001). Durante la deposizione questa unità ha ricoperto una paleo-morfologia inclinata, come evidenziato dall'immersione verso terra dell'unità erosionale localizzata alla sua base o alternativamente, l'unità è stata coinvolta da una deformazione tettonica della piattaforma continentale.

La correlazione tra i dati sismici e magnetici ha confermato la natura vulcanica delle strutture domiformi che deformano l'unità dell'Ignimbrite Campana. La variazione massima delle anomalie magnetiche è di circa 120 nT. L'andamento delle anomalie magnetiche e delle strutture sismiche a queste collegate, circa NNW-SSE, suggerisce che un tale andamento strutturale è presente nell'offshore del Vesuvio. Questo modifica le interpretazioni strutturali suggerite dagli autori precedenti, che hanno evidenziato sistemi di faglie dirette con andamento anti-Appenninico (NE-SW; Bernabini et al., 1973; Finetti e Morelli, 1973; Delibrias et al., 1979; Simini et al., 2003; Judenherc and Zollo, 2004).

4.2.2 La piattaforma continentale del Golfo di Pozzuoli ed il campo di anomalia magnetica collegato

I profili sismici precedentemente interpretati (Aiello et al., 2005; 2010) hanno consentito di studiare il campo di anomalia magnetica del Golfo di Pozzuoli, rappresentato in Fig. 10.

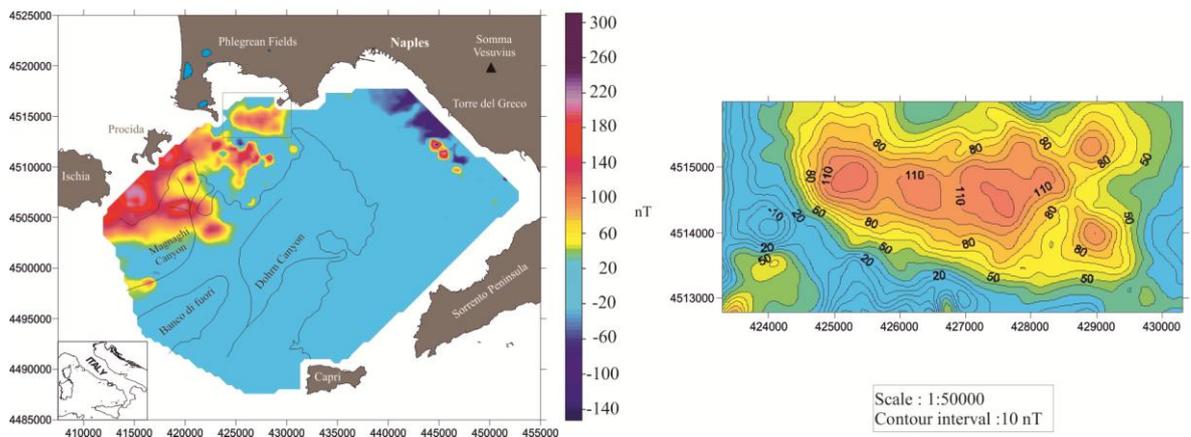


Fig. 10: Campo di anomalia magnetica localizzato sulla piattaforma esterna del Golfo di Pozzuoli.

Questo è composto da un insieme di anomalie magnetiche minori allineate con un andamento E-W (Fig. 10). Queste anomalie non si rinvengono in forma dipolare e formano una successione di massimi magnetici che hanno valori nell'ordine delle centinaia di nanotesla.

Tali massimi magnetici sono geneticamente collegati con gli edifici vulcanici sepolti localizzati nella zona del Banco di Nisida ed ai coni di tufo a questi collegati. L'interpretazione della mappa magnetica suggerisce la possibile localizzazione in quest'area del margine sommerso della caldera flegrea.

4.2.3 I banchi vulcanici di Miseno e Pentapalumbo e le anomalie magnetiche collegate

Alcuni dipoli magnetici sono stati interpretati nella carta magnetica di dettaglio localizzata nell'offshore del complesso vulcanico dei Campi Flegrei (Fig. 11). Due dipoli magnetici sono particolarmente importanti.

Il primo dipolo magnetico è localizzato nella parte superiore dell'area in studio (si veda la Fig. 11) ed è caratterizzato da un minimo magnetico di -200 nT, collegato ad un massimo magnetico di $+185$ nT e presenta un andamento E-W.

Il secondo dipolo magnetico, orientato NW-SE, si rinviene nel settore orientale dell'area in studio e mostra valori di magnetizzazione dello stesso ordine di quelli precedentemente menzionati.

Le sezioni sismiche interpretate hanno mostrato l'architettura stratigrafica di quest'area, caratterizzata dalla presenza di unità sismiche vulcaniche e sedimentarie.

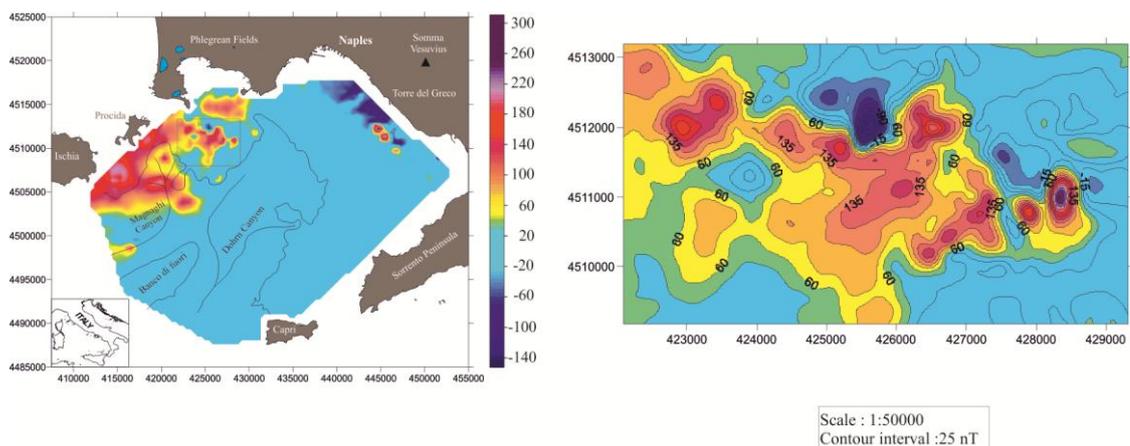


Fig. 11: Carta magnetica di dettaglio dei banchi vulcanici di Miseno e Pentapalumbo (a destra nella figura) e localizzazione della mappa magnetica (a sinistra in figura).

4.2.4 Il banco vulcanico Gaia sulla scarpata continentale del Golfo di Napoli

Il campo di anomalia magnetica indicato come 5 (Fig. 12) è collegato con il banco vulcanico sottomarino di Gaia localizzato presso il margine della piattaforma continentale sull'isobata dei 140 m di profondità. E' stata riscontrata una discreta correlazione tra la forma dell'anomalia magnetica e la morfologia del fondale marino.

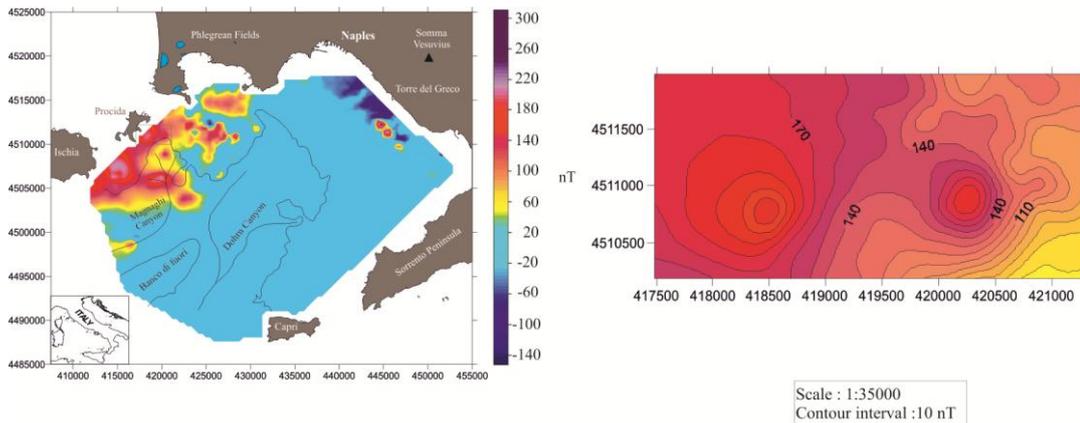


Fig. 12: Carta magnetica di dettaglio del banco vulcanico di Gaia (a destra nella figura) e relativa localizzazione (a sinistra nella figura).

4.2.5 La scarpata continentale del canyon Magnaghi ed il campo di anomalia magnetica sul braccio occidentale del canyon

In corrispondenza della testata del canyon Magnaghi è stata riscontrata un'anomalia magnetica non dipolare (Fig. 13). Questa è caratterizzata da un massimo magnetico di + 170 nT, che erode in modo significativo i depositi vulcanici della scarpata continentale dell'isola di Procida.

Questa evidenza ha confermato che il canyon Magnaghi, che si sviluppa sul Golfo di Napoli al largo dell'Isola di Procida, è completamente inciso nei depositi vulcanici, come suggerito dalle anomalie magnetiche presenti sia sul braccio del canyon che nell'asse del canyon stesso.

Al contrario, il canyon Dohrn, caratterizzato da due bracci che si uniscono in un'asse fino a 1000 m di profondità, non mostra significative anomalie magnetiche. Questo conferma che il Dohrn erode unità sedimentarie, la cui deposizione è stata alimentata dalla foce del paleo-Sarno. I dati stratigrafici sui canyons del Golfo di Napoli sono stati analizzati nei lavori precedenti, a cui si rimanda (D'Argenio et al., 2004; Di Fiore et al., 2011, Aiello e Marsella, 2015).

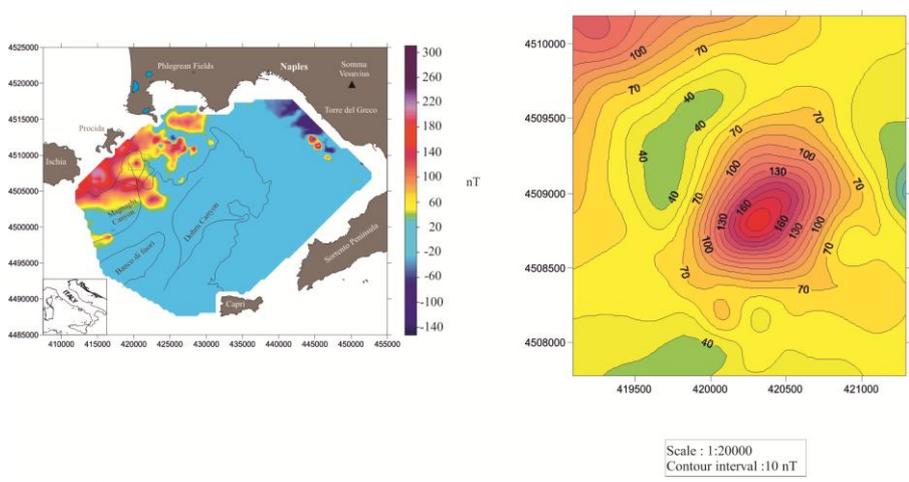


Fig. 13: Anomalie magnetiche presenti in corrispondenza del canyon Magnaghi (Isola di Procida, Golfo di Napoli).

4.2.6 La scarpata continentale del canyon Dohrn ed il campo di anomalia magnetica alla testata del canyon

Un'altra importante anomalia magnetica, di forma circolare, è stata identificata sulla scarpata continentale del Golfo di Napoli nel settore localizzato tra i due canyons (Fig. 14).

Tale anomalia è rappresentata da un singolo massimo magnetico sul valore di + 145 nT, indicato come campo di anomalia magnetica n. 7. Questo suggerisce la presenza di un edificio vulcanico, precedentemente non noto, sul fianco del canyon Dohrn (Fig. 14).

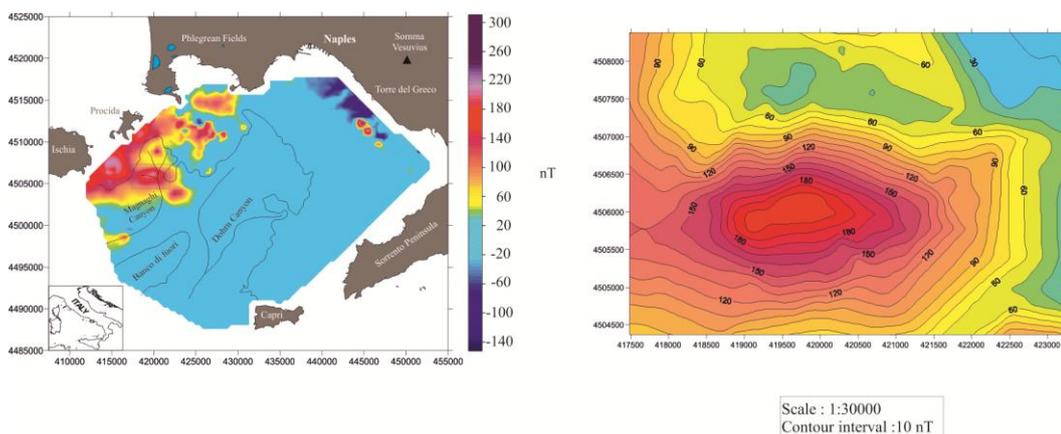


Fig. 14: Campo di anomalia magnetica sulla scarpata continentale del Golfo di Napoli tra i due canyons e relativa localizzazione.

Una possibile interpretazione è che tale anomalia sia correlata con la Secca del Pampano o Banco del Pampano, relativamente poco noto ed esplorato, se non da esperti subacquei (<http://www.centrosubpozzuoli.it/21-immersione-banco-pampano/>).

La Secca del Pampano è localizzata tra i Golfi di Napoli e Pozzuoli e rappresenta un sito di accesso a subacquei esperti, data la sua profondità e le sue caratteristiche tecniche. La secca è rappresentata da una grande guglia di origine vulcanica proveniente da fondali profondi, risalenti fino a - 90 m di profondità. Le profondità d'acqua sono comprese tra - 95 e - 150 m.

4.2.7 La morfostruttura regionale del Banco di Fuori (Banco di Bocca Grande) e l'anomalia magnetica dell'asse del canyon Magnaghi

Un alto morfostrutturale principale è stato attraversato dal profilo sismico e magnetico (Banco di Fuori o Banco di Bocca Grande). Tale alto separa il canyon Dohrn dal canyon Magnaghi e delimita verso sud il Golfo di Napoli. Si tratta presumibilmente di un blocco carbonatico mesozoico, che risulta dal sollevamento tettonico regionale e dall'inclinazione del basamento acustico carbonatico a scala regionale (Aiello et al., 2001; Simini et al., 2003; Aiello et al., 2011).

Il Banco di Fuori è ricoperto alla sommità da sedimenti pleistocenico-olocenici. Il suo fianco meridionale è più acclive di quello settentrionale, suggerendo un possibile controllo tettonico in corrispondenza di una faglia diretta.

L'asse del canyon Magnaghi è caratterizzato dalla presenza del campo di anomalie magnetiche indicato come 10 e rappresentato in Fig. 15. Il campo di anomalia presenta un dipolo magnetico con un massimo magnetico di circa +110 nT collegato ad un minimo magnetico di -50 nT. L'andamento del dipolo massimo-minimo è NNE-SSW (Fig. 15).

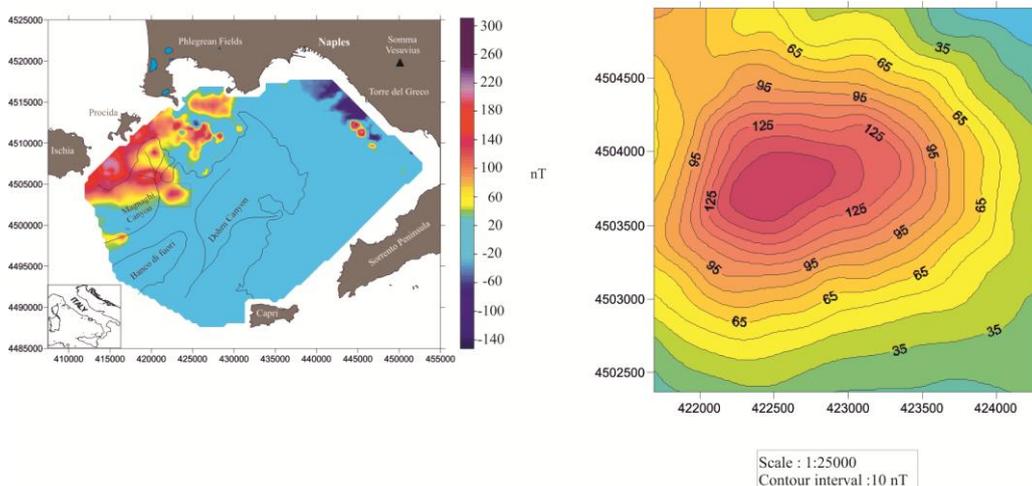


Fig. 15: Anomalie magnetiche all'asse del canyon Magnaghi ed al limite del Banco di Fuori.

5. Considerazioni conclusive

In questo rapporto tecnico sono state costruite e discusse mappe magnetiche di dettaglio del Golfo di Napoli, costruite in base ai dati magnetici precedentemente pubblicati (Aiello et al., 2004; 2005). Alcuni di questi dettagli mostrano campi di anomalia precedentemente non noti e mai discussi da un punto di vista geologico, tenendo in considerazione il bagaglio geologico interpretativo sulla sismo stratigrafia del Golfo di Napoli. Le relazioni qualitative tra i campi magnetici di dettaglio e la topografia sottomarina sono state anche discusse.

Pertanto, questo lavoro rappresenta un contributo alla conoscenza delle applicazioni della teoria magnetica e di relativi esempi selezionati in aree vulcaniche attive, in cui lo sviluppo delle anomalie magnetiche è comune per le strette relazioni stratigrafiche esistenti tra unità sismiche vulcaniche e sedimentarie. A questo scopo, il Golfo di Napoli rappresenta un sito importante per sviluppare e discutere le tematiche di ricerca sulla geofisica e sulla geologia delle aree vulcaniche.

Bibliografia

- Agip S.p.a. (1981) **Carta magnetica – Anomalie del campo magnetico residuo – scala 1: 500.000**. S. Donato Milanese – Italy.
- Aiello G., Marsella E. (2015) **Interactions between Late Quaternary volcanic and sedimentary processes in the Naples Bay, Southern Tyrrhenian sea**. Italian Journal of Geosciences, 134 (2), 367-382.
- Aiello G., Marsella E. (2016) **Marine Geophysics of the Naples Bay (Southern Tyrrhenian sea, Italy): Principles, Applications and Emerging Technologies**. In: Aiello G. (Ed.) Geophysics, Chapter 3, pp. 61-122.
- Aiello G., Angelino A., Budillon F., Cappelletti P., Conforti A., Cristofalo G., De Lauro M., Ferraro L., Insinga D., Marsella E., Molisso F., Montella E., Morra V., Musella S., Nicotra G., Pelosi N., Pinto C., Rapisarda S., Ricci G., Russo L., Sacchi M., Santoro G., Sarnacchiaro G., Sclafani P., Tonielli R., Toscano F., 1999. **Campionature del fondo mare e prospezioni geofisiche nell'area dei Golfi di Napoli e Salerno**. Istituto di Ricerca "Geomare Sud", Rapporto Tecnico n. 9, Crociera Oceanografica GMS98-01, Napoli, Dicembre 1999.
- Aiello G., Budillon F., Cristofalo G., de Alteriis G., De Lauro M., Ferraro L., Marsella E., Pelosi N., Sacchi M., Tonielli R., 2001. **Marine geology and morphobathymetry in the Bay of Naples**. In: Faranda F.M., Guglielmo L., Spezie G. (Eds.) **"Structures and processes of the Mediterranean ecosystems"** (Chapter 1), Springer-Verlag Italia, 1-8.
- Aiello G., Angelino A., Bruno P., Di Fiore V., Fedi M., Florio G., Marsella E., Paoletti V., Pelosi N., Rapolla A., Ruggieri S., Siniscalchi A., 2002. **Newly detected magnetic anomalies offshore the Somma-Vesuvius volcanic complex (Italy) and related seismic structures**. Atti del 21° Congresso Nazionale sulla Geofisica della Terra Solida, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, 19-21 novembre 2002, p. 413-414.
- Aiello G., Angelino A., Marsella E., Ruggieri S., Siniscalchi A. (2004) **Carta magnetica di alta risoluzione del Golfo di Napoli**. Bollettino della Società Geologica Italiana, 123, 333-342.
- Aiello G., Angelino A., D'Argenio B., Marsella E., Pelosi N., Ruggieri S., Siniscalchi A. (2005) **Buried volcanic structures in the Gulf of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy) resulting from high resolution magnetic survey and seismic profiling**. Annals of Geophysics, 48 (6), 1-15.
- Aiello G., Marsella E., Ruggieri S. (2010) **Three-dimensional magneto-seismic reconstruction of the Torre del Greco submerged volcanic structure (Naples Bay, Southern Tyrrhenian sea, Italy): implications for Vesuvius' marine geophysics and volcanology**. Near Surface Geophysics, 8 (1), 17-31.
- Aiello G., Marsella E., Cicchella A.G., Di Fiore V. (2011) **New insights on morpho-structures and seismic stratigraphy of the Campania continental margin based on deep multichannel profiles**. Rendiconti Lincei, 22 (4), 349-373.
- Aiello G., Giordano L., Giordano F. (2016) **High resolution seismic stratigraphy of the Gulf of Pozzuoli (Naples Bay) and relationships with submarine volcanic setting of the Phlegrean Fields volcanic complex**. Rendiconti Lincei, 27 (4), 775-801.
- Balducci A., Vaselli M., Verdiani G. (1985) **Exploration well in the Ottaviano permit, Italy**. European Geothermal Update, Proceedings 3rd International Seminar on the Results of the EC Geothermal Energy Research, Reidel, Dordrecht.

- Bartole R. (1983) **Tectonic structure of the Latian-Campanian shelf**. Bollettino di Oceanologia Teorica Applicata, 2.
- Bartole R., Savelli D., Tramontana M., Wezel F.C. (1984) **Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, Southern Italy**. Marine Geology, 55, 3–4, 163-180
- Bernabini, M., Latmiral, G., Mirabile, L., Segre, A., 1973, **Alcune prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli**. Rapp. CIESM, 2, 11 pp. (Monaco, 1973).
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N. (1995) **L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: Geomorfologia e Neotettonica**. Memorie della Società Geografica Italiana, 53, 313-336.
- Brocchini F., Principe C., Castradori D., Laurenzi M.A., Gorla L. (2001) **Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from the Trecase well**. Mineralogy and Petrology, 73, 67-91.
- Bruno P. P. G., Cippitelli G., Rapolla A. (1998) **Seismic study of Mesozoic carbonate basement around Mt. Somma-Vesuvius, Italy**. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 84, 311-322.
- Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., De Capoa P., Miconnet P., Perrone V. (1988) **Il Complesso Liguride Auct: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro**. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 17-35.
- Calligaris D., Morelli C., Pisani M. (1972) **Rilievo gravimetrico e magnetico**. CNR, Quaderni De La Ricerca Scientifica, Roma, Italy.
- Capaldi G., Civetta L., Gillot P.Y. (1986) **Geochronology of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Southern Italy**. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 4.
- Cary P. and Upham W., 1993. **Noise attenuation with 3D FXY deconvolution**. CSEG Convention Abstracts, pp. 22-23.
- Cassano, E. , La Torre, P. 1987. **Geophysics**. In: Santacroce, R., (Ed.) **Somma-Vesuvius**. Quaderni De La Ricerca Scientifica, CNR, Roma.
- Chiappini M., Meloni A., Boschi E., Faggioni O., Beverini N., Carmisciano C., Marson I., 2000. **Shaded relief magnetic anomaly map of Italy and surrounding marine areas**. Annali di Geofisica, 43 (5), Roma, Italy.
- Cinque A., Aucelli P.P.C., Brancaccio L., Mele R., Milia A., Robustelli G., Romano P., Russo F., Russo M., Santangelo N., Sgambati D. (1997) **Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the Bay of Napoli**. Supplementi Geografia Fisica Dinamica Quaternaria, 3, 123-141.
- Coticchia A., De Santis, A., Di Ponzio, A., Dominici G., Meloni A., Pierozzi M., Sperti M., 2001. **La Rete Magnetica italiana e la Carta Magnetica d'Italia al 2000**. Boll. Geod. E Sc. Affini, Rivista dell'Istituto Geografico Militare, n.4.
- D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1973) **Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)**. Atti del Convegno "Moderne Vedute sulla Geologia dell'Appennino", Roma, Accademia Nazionale dei Lincei, p. 183.
- D'Argenio B., Aiello G. et al. (2004) **Digital Elevation Model of the Naples Bay and adjacent area (Eastern Tyrrhenian sea, Italy)**. Atlante di Cartografia Geologica, Mapping Geology in Italy, Rome, Italy.
- Delibrias G., Di Paola G.M., Santacroce R. (1979) **La storia eruttiva del complesso vulcanico Somma-Vesuvio ricostruita dalle successioni piroclastiche del**

- Monte Somma.** Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 35 (1), 411-438.
- Di Vito M.A., Isaia R., Orsi G., Southon J., De Vita S., D'Antonio M., Pappalardo L., Piochi M. (1999) **Volcanism and deformation since 12.000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy).** Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91, 221-246.
- Dvorak J.J., Mastrolorenzo G. (1991) **The mechanism of recent vertical crustal movements in Campi Flegrei caldera (Italy).** Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91, 221-246.
- Di Fiore V., Aiello G., D'Argenio B. (2011) **Gravity instabilities in the Dohrn Canyon (Bay of Naples, Southern Tyrrhenian sea): potential wave and run-up (tsunami) reconstruction from a fossil submarine landslide.** Geologica Carpathica, 62, 55-63.
- Di Girolamo P., Rolandi G. (1975) **Vulcanismo sottomarino latite basaltico-latitico (Serie potassica) nel Canale d'Ischia (Campania).** Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. - Napoli Serie IV, vol. XLII.
- Emery D., Myers H.D. (1996) **Sequence Stratigraphy.** Blackwell Science.
- Fabbi et al., 1981
- Fabbi A., Galignani P., Zitellini N. (1981) **Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins.** In: F.C. Wezel (Ed.), Sedimentary Basins of Mediterranean Margins, Tecnoprint, Bologna(1981), pp. 101-126.
- Fedi M. e Quarta T., 1998. **Wavelet analysis for the regional-residual and local separation of potential field anomalies.** Geophysical Prospecting, 46, 507-525.
- Fedi M. e Rapolla A., **I metodi gravimetrico e magnetico nella geofisica applicata.** Liguori Editore, Napoli.
- Fedi M., Primiceri R., Quarta T., Villani A.V., 2002. **Potere risolutivo della trasformata continua di wavelet applicata a campi di potenziale generati da sorgenti estese.** Atti del 21° Congresso Nazionale sulla Geofisica della Terra Solida, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, 19-21 novembre 2002, p. 429-430.
- Finetti I., Morelli C., 1973. **Esplorazione sismica a riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli.** Boll. Geof. Teor. Appl., 16 (62-63), 175-222.
- Finetti I., Del Ben A. (1986) **Geophysical study of the Tyrrhenian opening.** Bollettino di Geofisica Teorica Applicata, 28, 75-156.
- Fusi N., Mirabile L., Camerlenghi A., Ranieri G. (1991) **Marine geophysical survey of the Gulf of Naples (Italy): relationships between submarine volcanic activity and sedimentation.** Memorie della Società Geologica Italiana, 47, 95-114.
- Fusi N. (1996) **Structural setting of the carbonatic basement and its relationships with the magma uprising in the Gulf of Naples (Italy).** Annals of Geophysics, 39 (3), 493-509.
- <http://www.centrosubpozzuoli.it/21-immersione-banco-pampano/>
- Ippolito F., D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1973) **Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino meridionale.** Istituto di Geologia e Geofisica, Università di Napoli, Pubblicazione n. 15.
- Judenherc S., Zollo A. (2004) **The Bay of Naples (southern Italy): Constraints on the volcanic structures inferred from a dense seismic survey.** Journal of Geophysical Research, 109, B10312, doi:10.1029/2003JB002876, 2004.
- Latmiral G., Segre A., Bernabini M., Mirabile L. (1971) **Prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli ed alcuni risultati geologici.** Bollettino della Società Geologica Italiana, 90, 163-172.

- Mariani M., Prato R. (1988) ***I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico.*** Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 519-531.
- Marsella E., Aiello G., Angelino A., Bruno P., Di Fiore V., Giordano F., Pelosi N., Siniscalchi A., D'Isanto C., Ruggieri S., 2002. ***Shallow geological structures and magnetic anomalies in the Gulf of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy). An integrated analysis of seismic and magnetometric profiles.*** Boll. Geof. Teor. Appl., 42 (1/2), 292-297.
- Milia A. (1996) Tesi di Dottorato di Ricerca, Università degli Studi di Napoli "Federico II".
- Milia A., Torrente M.M. (1997) ***Evoluzione tettonica della Penisola Sorrentina (Margine Peritirrenico Campano).*** Bollettino della Società Geologica Italiana, 116, 487-502.
- Milia, A., Mirabile, L., Torrente, M.M., Dvorak, J.J., 1998. ***Volcanism offshore of Vesuvius volcano in Naples bay.*** Bulletin of Volcanology, 59, 404-413.
- Molina F., De Santis A. (1987) ***Considerations and proposal for a best utilization of IGRF over areas including a geomagnetic observatory.*** Phys. Earth Planet. Interior, 48, 379-385.
- Morhange C., Bourcier M., Laborel J., Gialanella C., Goiran J.P., Crimaco L., Vecchi L. (1999) ***New data on historical relative sea level movements in Pozzuoli, Phlegrean Fields, Southern Italy.*** Phys. Earth Planet. Interior, 24 (4), 349-354.
- Napoleone G., M. Ripepe, and E. Ruggiero (1984), ***Contributi allo studio del golfo di Pozzuoli: Strutture episuperficiali dedotte dal rilievo magnetico,*** Mem. Soc. Geol. Ital., 27, 205–211.
- Ortolani F., Aprile F. (1978) ***Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a sud-est del fiume Volturno.*** Bollettino della Società Geologica Italiana, 97, 591-608.
- Peacock K. L., Treitel S., 1969. ***Predictive deconvolution: theory and practice.*** Geophysics, 34, 155-169.
- Perrone V. (1988) ***Carta geologica della Penisola Sorrentina.*** Inedito, dai rilevamenti geologici, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli Federico II.
- Pescatore T.S., Diplomatico G., Senatore M.R., Tramutoli M., Mirabile L. (1984) ***Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: aspetti stratigrafici e strutturali.*** Memorie della Società Geologica Italiana, 27, 133-149.
- Posamentier H.W., Allen G.P., James, D.P., Tesson M. (1992) ***Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: Concepts, examples, and exploration significance.*** American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 76, 1687-1709.
- Pratson and Coakley, 1996
- Pratson L. , Coakley J. (1996) ***A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows.*** Geological Society of America Bulletin, 108. 225-234.
- Rosi M., Sbrana A., 1987, ***Phlegrean Fields.*** CNR, Quaderni de La Ricerca Scientifica, Roma, Italy.
- Segre (1970) ***La carta batimetrica del Golfo di Pozzuoli.***
- Siniscalchi A., Angelino A., Ruggieri S., Aiello G., Marsella E., Sacchi M., 2002. ***High resolution magnetic anomaly map of the Bay of Naples (Southeastern Tyrrhenian sea, Italy).*** Boll. Geof. Teor. Appl., 42 (1/2), 99-104.
- Talling P. (1998) ***How and where do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge?*** Geology, 26 10.1130/0091-7613(1998)026<0087:HAWDIV>2.3.CO;2.

Trincardi F., Zitellini N. (1987) ***The rifting of the Tyrrhenian Basin.*** Geomarine Letters, 7, 1-6.
Vezzoli (1988) ***Island of Ischia.*** CNR, Quaderni De La Ricerca Scientifica, Roma, Italy.

Appendice 1: Programma in linguaggio fortran aquila.for per la correzione della variazione diurna (compilato da Prof. A. Siniscalchi – Dip. di Geologia e Geodesia dell'Università degli Studi di Bari)

```
dimension zaq(10000),T(10000)
character*80 nome
aqm=46168.84
print*, 'file ingresso aquila?'
  read(*, '(a)') nome
open (12, status='old', file=nome)
print*, 'file ingresso dati napoli?'
  read(*, '(a)') nome
open (13, status='old', file=nome)
print*, 'file uscita dati napoli?'
  read(*, '(a)') nome
open (15, status='new', file=nome)
ma=144
do 6 j=1, ma
read(12, *) t(j), zaq(j)
zaq(j)=zaq(j)-aqm
6  continue
print*, 'quanti dati napoli?'
read(*, *) mn
j=1
do 1 i=1, mn
read(13, *) x, y, M1, m2, valore
mora=INT(m1/10)
ora=(m1/10.)
omin=(ora-mora)*60.+(m2/10.)
hm=mora*60.+omin
if(hm.ge.t(j)) j=j+1
valore1=valore-zaq(j)
write(15, *) x, y, valore1
1  continue
close(12)
close(13)
close(15)
stop
end
```

**Appendice 2: Programma in linguaggio fortran
geof.for per la correzione dell'offset
(compilato da Prof. A. Siniscalchi – Dip. di
Geologia e Geodesia dell'Università degli
Studi di Bari)**

```
double precision
X(1000000),Y(1000000),Z(1000000),XV(1000000)
double precision yv(1000000),gkost,a(1000000),b,c,d,ldif
integer ik
character*2 an
character*80 nomed,nomen,nomeu,nomet
print*, 'nome del file di dati di ingresso'
read (*, '(A)') nomed
print*, 'nome del file di dati di uscita'
read (*, '(A)') nomeu
open (15,status='old',file=nomed)
open (16,status='new',file=nomeu)
read (*, *) itot,gkost
do 58 l=1,itot
58 read(15,*) x(i),y(i),Z(l)
continue
close(15)
i0=1
ico=0
do 777 j=1,itot-1
if(j.eq.itot-1) then
ico =ico+1
goto 777
endif
ldif=sqrt (abs(x(j+1)-x(j))**2.+abs(y(j+1)-y(j))**2.)
if (ldif.gt.100) then
ico=ico+1
goto 777
endif
777 continue
write(*,*) ico
do 76 jp=1,ico
do 56 J=i0,itot-1
```

```

    if (j.eq.itot-1) then
    iv=itot-1
    goto 57
    endif
    ldif=sqrt (abs(x(j+1)-x(j))**2.+abs(y(j+1)-y(j)) **2.)
    if (ldif.gt.100) then
    iv=j
    goto 57
    endif
56   continue
57   ik=1
    write(*,*) i0,iv
    b=0
    c=0.1
    do 160 l=i0,iv-1
    if(y(i+1).eq.y(i)) then
    a(i)=a(i-1)
    goto 161
    endif
    a(i)=(x(l+1)-x(l))/(y(l+1)-y(l))
161   b=a(i)+b
160   continue
    write(*,*) iv-i0
    b=b/float(iv-i0)
    d=0
    do 66 i=i0,iv-1
    c=abs((a(i)-b)/b)
    if (c.gt.0.1) a(i)=b
    d=d+a(i)
66   continue
    write(*,*) iv-i0
    d=d/float(iv-i0)
    do 170 i=i0,iv-2
    c=abs((a(i)-d)/d)
    if(c.gt.0.1) a(i)=d
    if (y(i+1).gt.y(i)) ik=-1
    if (y(i+1).lt.y(i)) ik=1
    yv(i)=y(i)+ik*dsqrt((gkost*gkost)/(1+a(i)*a(i)))
    xv(i)=x(i)+A(i)*(yv(i)-y(i))
    write (16,40) xv(i),yv(i),z(i)
170   continue
    i0=iv+1
76   continue
    close (16)

```

```
40    format (f10.2,',',f10.2,',',f10.2)
      stop
      end
```