

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

Sismostratigrafia e neotettonica
del Golfo di Gemlik (Turchia settentrionale)

Candidato:
Matteo Meli

Relatore:
Prof. Luca Gasperini

Correlatore:
Dott.ssa Alina Polonia
Dott. Stefano Claudio Vaiani

RIASSUNTO	Pag. 1
CAPITOLO 1: INTRODUZIONE	2
CAPITOLO 2: INQUADRAMENTO GEOLOGICO	5
2.1 Inquadramento strutturale	6
2.2 Inquadramento Stratigrafico	11
CAPITOLO 3: MATERIALI E METODI	18
3.1 La campagna oceanografica MARMARA2005	18
3.2 Strumenti e procedure per l'analisi dei dati	21
CAPITOLO 4: ANALISI DEI DATI	33
4.1 Mappa morfobatimetrica	33
4.2 Riflettività del fondo	37
4.3 Morfologia dell' <i>Orizzonte-H</i>	39
4.4 Riflettività dell' <i>Orizzonte-H</i>	43
4.5 Spessore e distribuzione dei depositi sedimentari	45
4.6 Stratigrafia	47
4.7 Analisi micropaleontologiche	55
CAPITOLO 5: DISCUSSIONE	58
5.1 Variazioni paleoambientali	58
5.2 Correlazione stratigrafica	60
5.3 Stratigrafia sismica	63
5.4 Neotettonica	80
CAPITOLO 6: CONCLUSIONI	83
BIBLIOGRAFIA	I
APPENDICE	

RIASSUNTO

L'analisi sismostratigrafica del Golfo di Gemlik, all'estremità sud-orientale del Mar di Marmara, ha permesso di ricostruire la paleogeografia tardoquaternaria di questa depressione di origine tettonica sviluppatasi lungo il ramo centrale della Faglia Nord-Anatolica, e cartografare gli elementi strutturali più attivi.

Tramite la compilazione di mappe tematiche, che hanno incluso: -topografia del fondale e di un orizzonte posto alla base della successione marina olocenica; -riflettività acustica di entrambi i livelli; -spessore sedimentario dell'unità sismica interposta, è stato possibile formulare uno scenario interpretativo riguardo l'evoluzione paleoambientale e neotettonica del golfo negli ultimi 10 ka. Per questo, sono state elaborate e interpretate oltre 200 sezioni sismiche a riflessione ad altissima risoluzione acquisite durante la campagna oceanografica MARMARA2005, che sono state integrate da dati stratigrafici relativi allo studio di due carote di sedimento e da analisi micropaleontologiche.

Grazie all'analisi combinata dei dati, si è riusciti a stabilire l'estensione e la forma della porzione di territorio sommerso nel Golfo di Gemlik durante il periodo glaciale, riconoscendo e cartografando corpi sedimentari associati a questa fase. E' stato possibile osservare una sequenza di oscillazioni e di stasi del livello dell'acqua marcate dalla presenza di numerosi corpi progradazionali, avvenute durante la transizione tra glaciale e interglaciale, quando il golfo risultava essere ancora isolato dal resto del Mar di Marmara, a causa di una soglia morfologica posta alla profondità di 50 m. Sono stati infine osservati, alcuni effetti di erosione/risedimentazione riconducibili alla rapida ingressione d'acqua marina nel golfo a seguito del superamento della soglia morfologica, avvenuto circa 11000 a BP.

Tra le numerose forme cartografate è stata riconosciuta un'ampia area, circa 31 km² interessata da intensa deformazione, che è stata interpretata come l'effetto dello scuotimento da parte di eventi sismici su livelli sedimentari ricchi di fluidi e sigillati al tetto da una superficie pedogenizzata. E' stato riconosciuto e cartografato un evento infra-Olocenico che potrebbe essere il risultato di una estesa risedimentazione alla scala dell'intero Golfo di Gemlik probabilmente causato da un evento sismico di particolare intensità, che merita ulteriori approfondimenti.

Infine, il rapporto tra i lineamenti di faglia mappati ed i corpi sedimentari riconosciuti potrebbe consentire di risalire a stime più precise nei tassi di deformazione relativi al ramo centrale della Faglia Nord-Anatolica, a una scala di tempo in grado di integrare diversi eventi di grande magnitudo.

CAPITOLO 1 – Introduzione

Tra Agosto e Novembre del 1999, la Turchia settentrionale è stata colpita da una serie di terremoti disastrosi, culminati con gli eventi di Duzce e Izmit, rispettivamente di magnitudo 7.2 e 7.4, che hanno causato la morte di circa 18000 persone e danni ingentissimi all'economia di una delle regioni più industrializzate della Turchia. Questa crisi sismica, causata dalla rottura di due segmenti contigui della Faglia Nord-Anatolica (FNA), in parte localizzati al di sotto delle acque del Mar di Marmara, ha dato impulso ad un'intensa attività di studio da parte di numerosi gruppi di ricerca internazionali, che hanno permesso di ottenere una serie di dati nuovi di grande dettaglio ad integrazione di studi sismologici e paleosismologici precedenti, per ricostruire la storia di deformazione di uno dei sistemi di faglie più attivo e pericoloso al mondo.

L'elemento particolarmente critico è l'alta densità di popolazione presente in tutta l'area del Mar di Marmara e l'estrema vicinanza della città di Istanbul, con oltre 14 milioni di abitanti, a uno dei segmenti attivi della FNA (Figura 1.1).

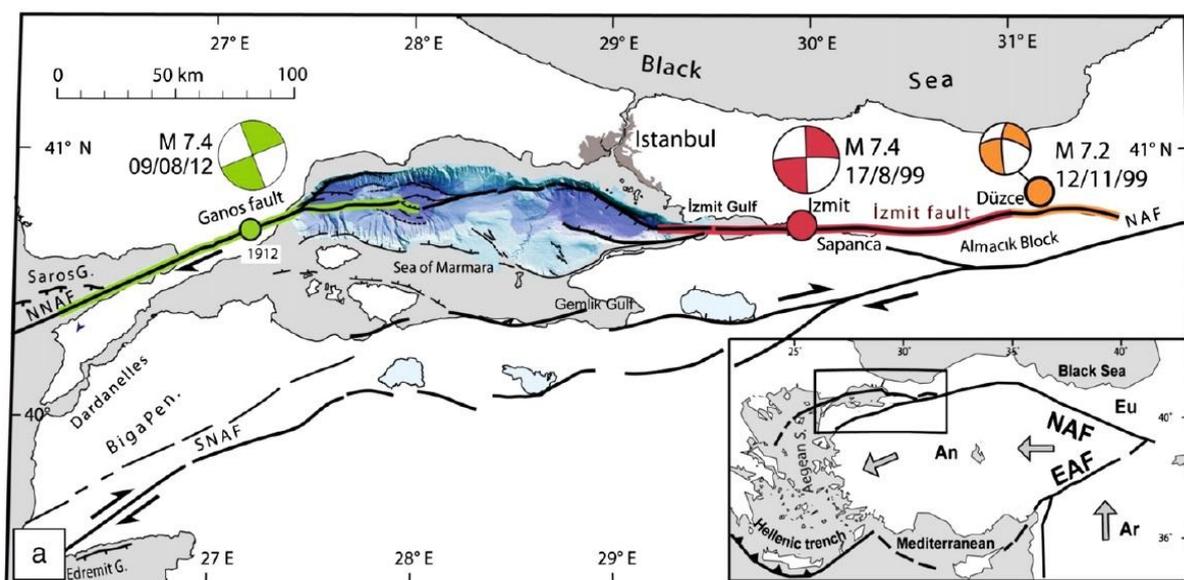


Fig. 1.1. Mappa tettonica della regione di Marmara (Cagatay et al., 2012 modificata da Ucarkus et al., 2011) con inclusa la batimetria della porzione settentrionale del Mar di Marmara (Le Pichon et al., 2001). Si notano i tre rami attivi (Armijo et al., 2002) e gli epicentri degli ultimi eventi distruttivi (Barka et al., 2002) con i relativi meccanismi focali: Izmit 1999 (rosso), Duzce 1999 (arancione) e Ganos 1912 (verde). La mappa in basso a destra mostra la tettonica generale del Mediterraneo orientale, le frecce stanno ad indicare il movimento delle placche Arabia (Ar) e Anatolia (An) rispetto ad Eurasia (Eu). Sempre nella piccola mappa si notano la giunzione tripla di Karliova (all'estremità est) e l'Arco di subduzione Ellenico (nell'angolo sud-ovest).

Tuttavia, a seguito di una conferenza promossa dalla NATO nel maggio del 2000, sono state messe in evidenza le enormi lacune dovute all'insufficienza di dati geologici e geofisici disponibili all'epoca per il Mar di Marmara, che non permettevano una adeguata conoscenza di geometria, posizione e cinematica dei principali rami di faglia associati al sistema della FNA, e favoriva diverse interpretazioni che si riflettevano in una incertezza sulla stima del rischio sismico associato a questa struttura. Infatti, la FNA, pur essendo caratterizzata da una certa semplicità strutturale nel settore orientale (dalla giunzione tripla di Karliova, verso ovest) prima di entrare nel sistema di bacini di *pull apart* costituito dal Mar di Marmara, si separa in tre rami, un ramo settentrionale, uno centrale e uno

meridionale, che accomodano il movimento relativo tra la placca Anatolica e l'Euroasiatica (Fig. 1.1).

A partire dal 2000, l'Istituto di Scienze Marine (ISMAR) del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) di Bologna (all'epoca Istituto di Geologia Marina) ha organizzato, in collaborazione con l'Istanbul Technical University (Turchia) e il Lamont-Doherty Earth Observatory della Columbia University di New York (USA), numerose campagne oceanografiche nel Mar di Marmara che si proponevano lo studio paleosismologico, geologico-strutturale e stratigrafico di questa interessante regione, tramite l'acquisizione di campioni geologici del fondo e sottofondo marino e di dati geofisici ad alta risoluzione, tra cui batimetrie *multibeam*, *side scan sonar*, magnetometria e sismica a riflessione. Il primo passo di queste ricerche è stato definire dettagliatamente geometrie, posizioni e cinematica dei singoli rami di faglia del sistema FNA in settori chiave del Mar di Marmara, quali i golfi di Izmit e Saros, i bacini di Tekirdag e Cinarcik e le piattaforme continentali a sud e nord del Mar di Marmara.

Il Mar di Marmara costituisce un contesto ideale per studi di paleosismologia sottomarina grazie alle peculiarità che lo contraddistinguono: 1) un accurato ed esteso nel tempo (oltre 2000 anni) catalogo storico dei terremoti, i quali possono essere correlati a depositi sedimentari ad alta energia; 2) un tasso di sedimentazione relativamente alto nei bacini più profondi, che permette una registrazione espansa degli eventi (sismici, gravitativi, paleo-oceanografici); 3) un elevato tasso di deformazione, associato ad emissioni gassose, geometrie da deformazione quali *mounds* carbonatici e sedimenti neri sulfurei lungo i lineamenti attivi (Armijo et al., 2005; Geli et al., 2008; Zitter et al., 2008; Bourry et al., 2009; Cagatay, 2010; Tryon et al., 2010; Gasperini et al., 2012; Embriaco et al., 2014). Tutto ciò ha permesso di effettuare interpretazioni sismostratigrafiche calibrate con analisi su carote di sedimento in punti chiave del bacino, al fine di ricostruire i *pattern* neotettonici relativi al tardo Pleistocene-Olocene, e stimare i tassi di movimento che integrassero diversi cicli sismici lungo i rami principali del sistema della FNA al di sotto del Mar di Marmara e nel Mar Egeo settentrionale (Polonia et al., 2004; Gasperini et al., 2011). Tali interpretazioni sono state infine inserite in un quadro cronostatigrafico molto accurato, con la costruzione di *age models* basati su analisi sedimentologiche e datazioni assolute (radiocarbonio e radionuclidi), separando le fasi di sedimentazione normale da quelle originate da eventi sismici. Il risultato di queste osservazioni ha permesso di verificare una certa regolarità nella frequenza degli eventi sismici principali alla scala dei 10 ka, e tempi di ritorno dei terremoti compresi tra i 200 ed i 300 anni per i vari segmenti del settore settentrionale a differenza dei circa 1000 anni per il settore sud del Mar di Marmara (Ambraseys & Finkel, 1991; 1995).

Mentre il ramo settentrionale della FNA, il più attivo sulla base delle misure geodetiche e secondo i cataloghi storici, è stato ampiamente studiato in questi anni, meno attenzione è stata dedicata al ramo meridionale, e soprattutto al ramo centrale, che entra nel bacino di Marmara attraverso il Golfo di Gemlik (Fig. 1.1). L'area di Gemlik ha continuato nel tempo ad essere rappresentata da un'insufficiente quantità di informazioni geologiche e geofisiche con, dunque, scarse conoscenze riguardo geometrie e cinematica delle faglie presenti, che non hanno permesso un'adeguata valutazione del rischio sismico. Dati storici indicano che gli ultimi forti terremoti in questo settore siano avvenuti: il 15 Marzo 1419, con una magnitudo stimata di 7.2 (Ambraseys, 2006); il 28 Febbraio 1855 con $M_s > 7$; il 10 Novembre 1863 con $M_s 6.7$ (Ergin et al., 1967; Ambraseys & Finkel, 1991). Numerosi e differenti modelli morfostrutturali sono stati proposti nel tempo da vari autori riguardo l'evoluzione del bacino del Golfo di Gemlik (Kurtulus, 1985; Barka & Kadinsky-Cade, 1988; Barka & Kuscu, 1996; Yaltirak & Alpar, 2002a; b; Kuscu et al., 2009; Gasperini et al., 2011) ma rimangono per quest'area numerose incognite.

In questo lavoro si è cercato di analizzare l'evoluzione geologica recente del Golfo di Gemlik, tenendo conto delle interpretazioni pregresse, ma soprattutto alla luce di una

nuova analisi di dati geofisici e stratigrafici acquisiti durante la campagna oceanografica MARMARA05. Il lavoro si è posto come obiettivo principale lo studio in dettaglio della stratigrafia superficiale e della neotettonica del golfo, attraverso la mappatura di due riflettori chiave presenti nelle sezioni sismiche, per tentare di risalire a cinematiche e tassi di deformazione dei singoli lineamenti e ricostruire con l'ausilio dei carotaggi la successione di eventi paleoceanografici del tardoquaternario registrati in questo bacino relativamente confinato.

CAPITOLO 2 - Inquadramento geologico

Il Mar di Marmara (Fig. 2.1), anticamente noto come Propontide, è una massa d'acqua interposta tra il Mar Egeo ed il Mar Nero ai quali è collegato, rispettivamente, tramite lo stretto dei Dardanelli e lo stretto del Bosforo sulle cui rive sorge la città di Istanbul. Estendendosi a nord-ovest della Penisola Anatolica, esso si interpone tra l'Asia mediorientale e l'Europa, coprendo una superficie di circa 11470 km². Prevalentemente esteso in direzione ovest-est per circa 252 km, tra gli estremi Gallipoli ed Izmit, il Mar di Marmara presenta per lo più coste alte rocciose ad eccezione di qualche limitata spiaggia. Esso, è alimentato da vari immissari ma il maggior scambio d'acqua avviene tramite la comunicazione diretta con il Mar Nero e con l'Egeo (Schmidt, 1912).

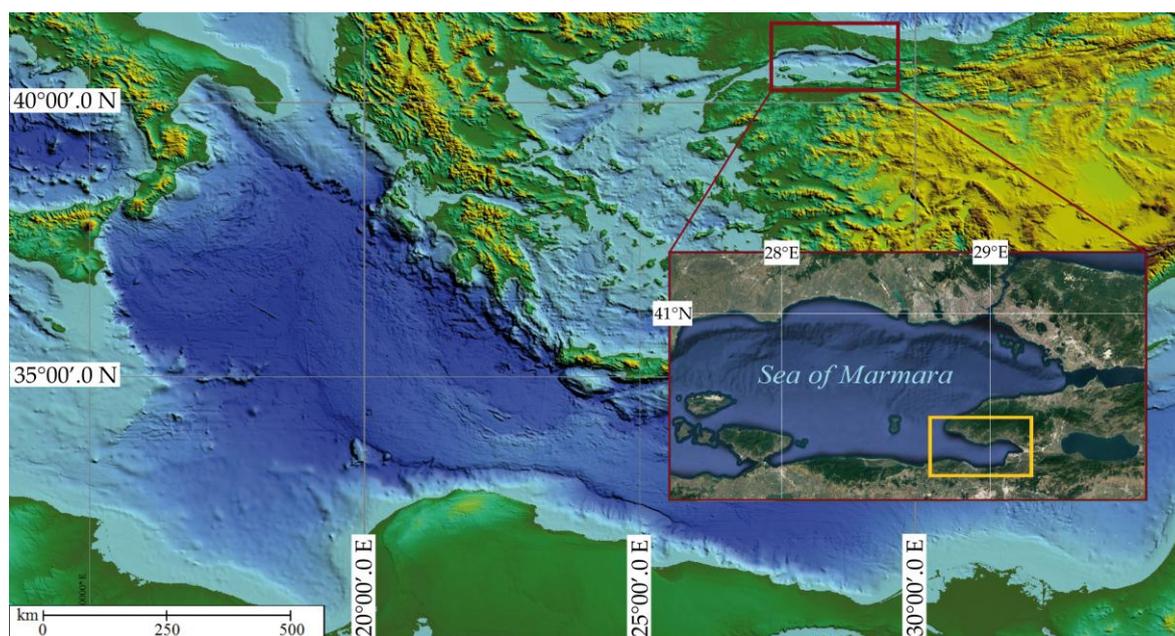


Fig. 2.1. Il riquadro rosso evidenzia la posizione ed il Mar di Marmara in dettaglio, nel contesto del Mediterraneo orientale, a nord-ovest della Penisola Anatolica (immagine raster da Global Mapper). Nel riquadro giallo viene mostrata la posizione del Golfo di Gemlik, area di studio in questo lavoro (immagine Landsat).

L'area di studio di questo lavoro (Fig. 2.1), il Golfo di Gemlik, è situata nell'estremità sud-orientale del Mar di Marmara. Questa insenatura, approssimativamente rettangolare, copre un'area di circa 450 km² (lunga 35 km in direzione E-W e dai 10 ai 15 km in direzione N-S) caratterizzata da una colonna d'acqua relativamente poco profonda, raggiungendo massimi di 112 m. Nel settore ovest, il golfo è separato dai bacini settentrionali del Mar di Marmara da un gradino morfologico posto a 50 m di profondità (Yaltirak & Alpar, 2002a), che ha profondamente condizionato la connessione con il resto del bacino durante l'ultima fase glaciale e la successiva risalita del livello del mare. La baia di Gemlik è bordata a nord dalla penisola di Armutlu e a sud dalla costa settentrionale della provincia di Bursa su cui sorgono città come Mudanya e Gencali, da cui sfocia il fiume Kocadere. All'estremità est, infine, sorge la città di Gemlik nella quale scorre il fiume Karsak che sfocia direttamente nel golfo e nasce nel limitrofo Lago Iznik posto a circa 50 km più ad est.

2.1 Inquadramento strutturale

Il Golfo di Gemlik si forma in corrispondenza del ramo centrale della FNA (Fig. 2.2). La FNA è una trasforme continentale che, estendendosi da est verso ovest per oltre 1600 km attraverso la Turchia, separa la placca Anatolica da quella Euroasiatica. Essa, come tutti i grandi sistemi di faglie trasformi, costituisce un confine geologico che attraversa l'intera litosfera, ed è marcata da intensa sismicità e flusso di calore elevato, seppur solamente in corrispondenza di settori a cinematica transtensionale, a differenza di tutti i sistemi trascorrenti di minor entità caratterizzati da strutture per lo più superficiali con interesse limitato alla sola crosta superiore (McKenzie, 1978; Crowell & Link, 1982). Il sistema tettonico confinato e con cinematica quasi puramente trascorrente (*strike-slip*) destra, che caratterizza la FNA in tutta la porzione orientale sin dalla giunzione tripla di Karliova, si espande in corrispondenza del Mar di Marmara, dove si separa in tre rami principali, un ramo settentrionale, uno centrale e uno meridionale dove viene accomodata una importante componente transtensiva (Barka, 1992). Il Mar di Marmara è bordato da due di questi rami, il settentrionale e il centrale, distanziati di circa 50 km (Fig. 2.2). La zona principale di deformazione della FNA è molto focalizzata, con una larghezza generalmente inferiore ai 5 km, in tutto il settore orientale, ma raggiunge un'estensione di circa 100 km nella regione di Marmara, proprio per l'apertura areale dei tre rami.

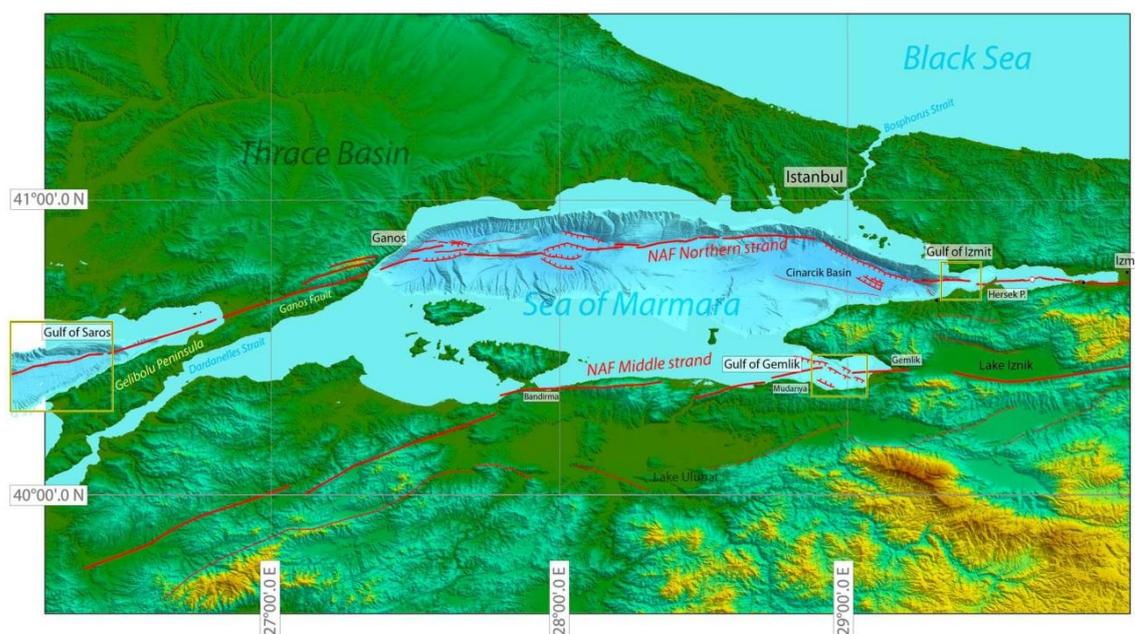


Fig. 2.2. LA Faglia Nord-Anatolica nella regione di Marmara. Sono indicati i rami settentrionale e centrale che bordano il bacino costituente il Mar di Marmara. Poco più a sud si nota il ramo meridionale che, fino alla zona di subduzione ellenica, percorre il proprio tracciato in contesto continentale. (Gasparini et al., 2011).

Negli anni, al fine di descrivere l'assetto tettonico dell'intera regione di Marmara, sono stati proposti numerosi modelli cinematici, che si possono raggruppare in due termini estremi. Il primo di essi, proposto da Armijo et al. (2002) descrive la depressione di Marmara come una sequenza di bacini di *pull-apart* (Fig. 2.3), caratterizzati da relativa stazionarietà, controllata sin dai primi stadi della formazione da segmentazione dalla FNA. Il termine opposto, sono i modelli di evoluzione che prevedono la formazione di una singola faglia principale, strutturatasi in tempi relativamente recenti in risposta al progredire della deformazione *strike-slip* del bacino (Le Pichon et al., 2001). Entrambe le categorie di modelli cinematici, nonostante la rilevante differenza, si basano sullo stesso

set di dati; questo sta a sottolineare la generale complessità geologica delle zone di deformazione da *strike-slip* ed in particolare della regione di Marmara.

E' opinione diffusa che la FNA abbia avuto origine nel Miocene a seguito della formazione della sutura di Bitlis lungo la zona di collisione Arabia-Eurasia (Sengor et al., 1985). Secondo questa interpretazione, la propagazione verso ovest della FNA avrebbe guidato la progressiva estrusione tettonica del blocco anatolico dal fronte collisionale e avrebbe raggiunto la regione di Marmara e del Mar Egeo nel Pliocene (Armijo et al., 1996; Reilinger et al., 1997). Jolivet (2001) ha proposto invece che il movimento verso occidente dell'Anatolia possa essere stato guidato dai processi estensionali diffusi nella regione egea, probabilmente guidati in larga misura dal *roll-back* lungo la zona di subduzione egea a sud (Fig. 2.4). Tutta la regione egea e peri-egea è stata, infatti, sottoposta ad un regime di diffusa estensione crostale a partire dall'Oligocene a nord e dal Miocene a sud (Jolivet, 2001).

Un bacino di *pull-apart* consiste in una depressione strutturale formata da *overstep* o *bending* del piano di una faglia in un contesto trascorrente, che crea un'area di estensione crostale sottoposta a sforzi tensionali (Burchfiel & Stewart, 1966). Frequentemente, questa tipologia di bacino, si presenta geometricamente rombico o sigmoidale (es. il Mar di Marmara). Il volume di questi bacini è strettamente limitato dalla distanza interposta tra le faglie che li hanno generati, mentre la loro lunghezza può essere diagnostica del tasso di deformazione (Frisch et al., 2010). La disomogeneità e la complessità strutturale della crosta continentale causano deviazioni del percorso di faglia dall'ipotetico tracciato rettilineo teorico, questo favorisce regimi di stress compressivi o estensionali che, con la componente *strike-slip* ed un moto di taglio obliquo, si traducono in regimi transpressivi o transtensionali, a seconda del moto relativo tra i due lembi di crosta, ed è proprio in quest'ultimo caso che si ha la formazione di bacini di *pull-apart* (Frisch et al., 2010).

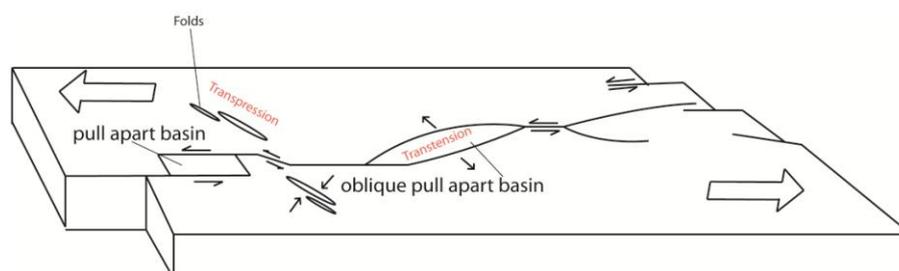


Fig. 2.3. Esempio di formazione di un bacino di *pull-apart* (Frisch et al., 2010). Nell'esempio si nota la tipologia di bacino in contesto esclusivamente estensionale (a sinistra) ed in contesto transtensionale (al centro) dovuto ad una deviazione del tracciato di faglia. Nel caso in cui la curvatura fosse stata opposta, oppure fosse stato opposto il movimento delle placche (in questo caso moto sinistro) avremmo avuto contesti compressivi e/o transpressivi con conseguenti orogenesi.

Originariamente, i bacini di *pull-apart* furono riconosciuti in tutto il mondo nei segmenti estensionali/transtensionali lungo i maggiori sistemi *strike-slip*. Quennell (1958) fu il primo a riconoscere questo tipo di struttura nella zona di deformazione del Mar Morto, ma soltanto più tardi il termine *pull-apart* fu introdotto da Burchfiel & Stewart (1966), sempre in riferimento alla stessa zona di faglia.

Il Mar di Marmara è considerato un classico bacino di *pull-apart*, formato in corrispondenza di uno o più *overstep* o *bending* (a seconda dei modelli interpretativi) della zona di deformazione principale lungo la FNA (Le Pichon et al., 2001; Armijo et al. 2002). Il ramo settentrionale della FNA entra nel Golfo di Izmit all'estremità orientale del Mar di Marmara, borda la base della piattaforma continentale a nord (passando poco a sud di Istanbul) e forma tre bacini principali, le cui profondità arrivano a toccare i 1200 m (v. Cap. 2.2), per poi riemergere in contesto continentale nei pressi di Ganos (Fig 2.2); da qui verso ovest la discontinuità è riconosciuta come Faglia di Ganos (Le Pichon et al., 2001).

In questo tratto, il ramo settentrionale appare decisamente rettilineo, rimanendo parallelo agli *small circles* che descrivono il moto relativo tra le placche Anatolica ed Eurasiatca, per poi entrare nel Mar Egeo, dove una significativa estensione trova accomodamento nella depressione del Golfo di Saros (Kurt et al., 2000; Gasperini et al., 2011). Il ramo centrale della FNA entra nel Mar di Marmara attraverso il Golfo di Gemlik, emerge a terra a nord di Mudanya andando a formare il contorno della pianura alluvionale che circonda il Lago di Ulubat posto più a sud (Kavukcu, 1990). Proseguendo verso ovest, il ramo curva verso nord, tornando nel contesto marino, correndo parallelo alla linea di costa meridionale del Mar di Marmara per poi riemergere nuovamente nella Baia di Bandirma (Saroglu et al., 1987; 1992). Infine, curva verso sud e va ad unirsi alle faglie presenti nella regione anatolica del Nord Egeo.

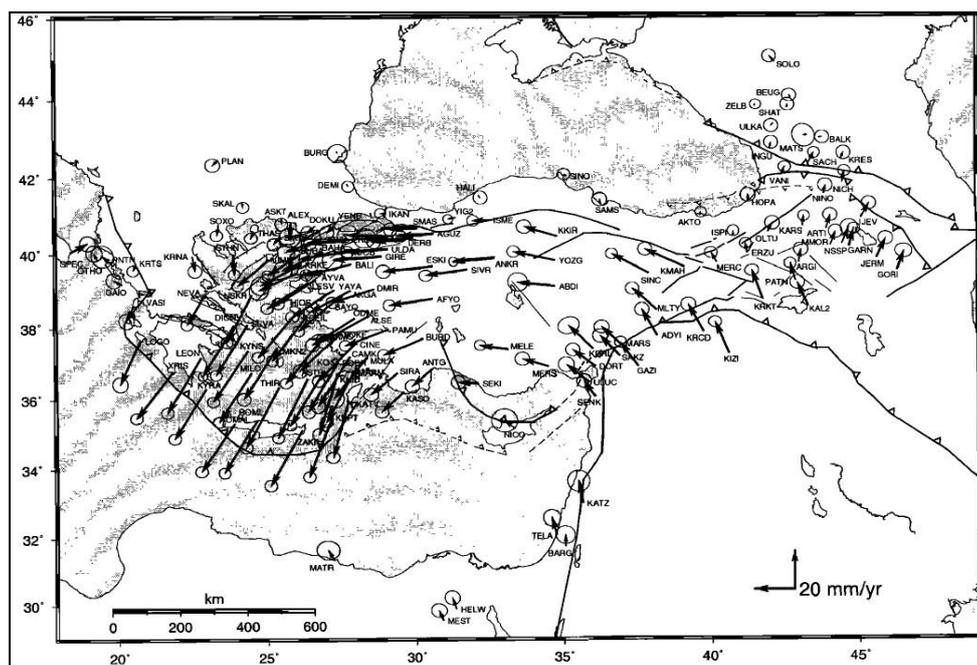


Fig. 2.4. Velocità orizzontali ottenute tramite misure GPS nel periodo 1988-1997 rispetto ad un datum fisso posto in Eurasia. I cerchi nelle frecce stanno ad indicare l'errore. (McClusky et al., 2000).

Le misure geodetiche (McClusky et al., 2000) suggeriscono un movimento laterale destro nella regione di Marmara tra Anatolia ed Eurasia di circa 24 mm/a (Fig. 2.4) l'80% dei quali sono accomodati dal ramo settentrionale (Armijo et al., 2002; Meade et al., 2002). Tuttavia, le misure geodetiche coprono solo poche decadi, un intervallo di tempo molto breve se comparato ai periodi di ritorno dei maggiori terremoti registrati o documentati in tutta la regione, che supera i 200 anni (Ambraseys & Finkel, 1991). Tassi di scorrimento su scale temporali più ampie sono stati ricostruiti attraverso l'analisi di dislocazione geomorfologica di alcune strutture sedimentarie riconosciute nella regione di Ganos (Armijo et al., 1999), nel Golfo di Izmit (Polonia et al., 2004) e per l'intero bacino di Marmara (Gasperini et al., 2011), e suggeriscono valori inferiori rispetto alle stime geodetiche.

2.1.1 La Faglia Nord-Anatolica nel Golfo di Gemlik

Il Golfo di Gemlik si imposta lungo il ramo centrale della FNA il quale, passando per il bordo meridionale del Lago di Iznik, entra nel Mar di Marmara in corrispondenza della città di Gemlik (Fig. 2.5). Sebbene, in accordo con i dati GPS (Straub et al., 1997; McClusky et al., 2000; Meade et al., 2002), il tasso di movimento del ramo centrale risulti

decisamente inferiore rispetto al ramo settentrionale (1-2 mm/a), dati morfologici e batimetrici mostrano chiaramente una rilevante attività tettonica in quest'area, con sistemi di faglie e fratture visibili sul fondale che controllano la formazione della depressione costituente il depocentro del golfo. Questa attività è inoltre confermata dai dati sismologici e da un recente terremoto, avvenuto il 24 ottobre 2005 con una magnitudo di 5.2, il cui epicentro è stato rilevato nell'estremità orientale del golfo (Serkan et al., 2007; Pondrelli et al., 2011).

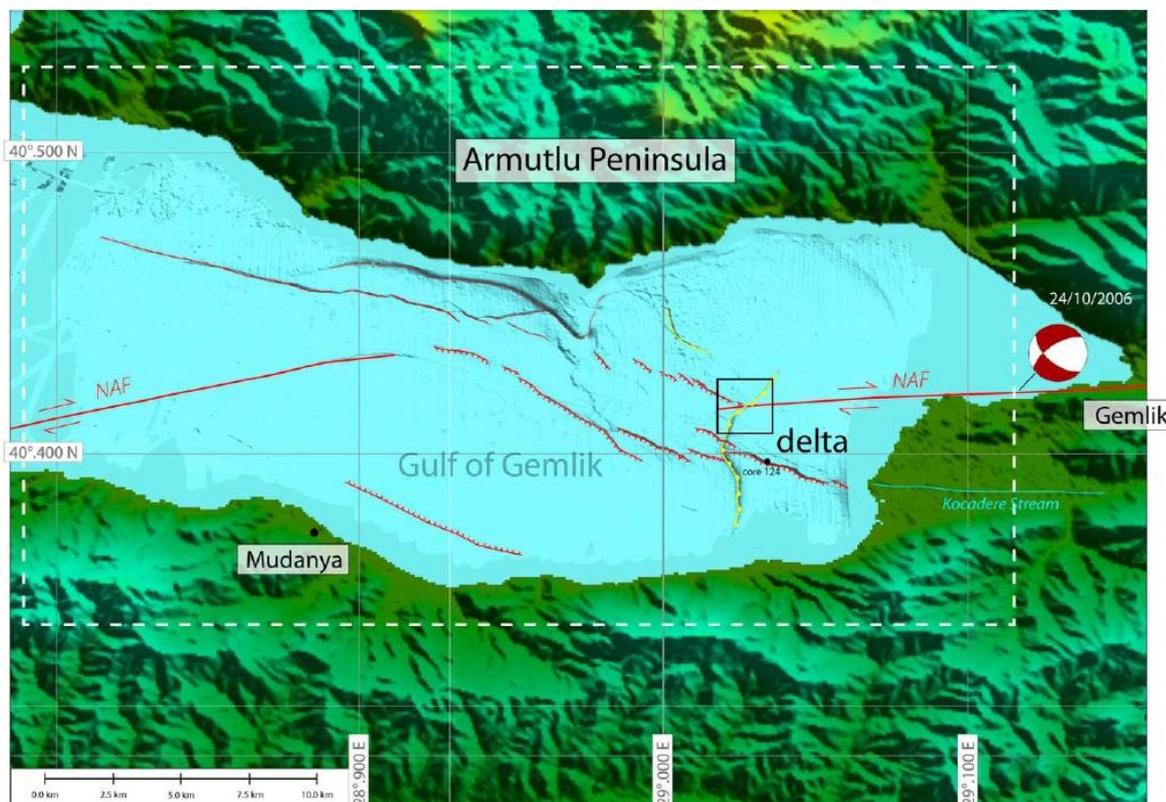


Fig. 2.5. Mappa morfostrutturale del Golfo di Gemlik (Gasperini et al., 2011). Si notano i tratti di faglia puramente strike-slip in prevalenza orientati SSW-NNE e le faglie normali NW-SE che immergono verso il depocentro. La linea gialla contorna il lobo topografico interpretato come un delta lacustre sommerso a seguito dell'ultima risalita del livello del mare (v. Cap. 2.2). Il punto nero indica l'ubicazione del carotaggio GE124.

Utilizzando dati di sismica a riflessione e morfobatimetria (Bortoluzzi et al., 2005) è stato possibile tracciare, posizionare e riconoscere i lineamenti strutturali principali, e fare ipotesi sull'evoluzione neotettonica del golfo (Fig. 2.5; Gasperini et al., 2011). Le faglie osservate sono caratterizzate da geometrie ad alto angolo, ben distinguibili e raggruppabili in due categorie: la prima, con prevalente orientazione $N71^{\circ}-85^{\circ}$, con cinematica quasi puramente *strike-slip*; una seconda, in cui prevalgono deformazioni di tipo estensionale e/o transtensivo caratterizzata da direzione $N120^{\circ}$; nessuna di esse sembra esser compatibile con regimi o contesti transpressivi e compressivi. Nel centro del bacino si osservano principalmente faglie orientate NW-SE, che favoriscono la deformazione transtensiva e la conseguente formazione della depressione principale, mentre una componente principalmente *strike-slip* è osservabile nella estremità orientale e occidentale del golfo (Fig. 2.5). Utilizzando dati di sismica a riflessione, morfobatimetria e stratigrafia, lo studio di Gasperini et al. (2011) ha permesso di stimare un tasso di deformazione del ramo centrale alla scala dei 10 ka su una struttura sedimentaria, interpretata come un delta lacustre, dislocata da un segmento rettilineo e focalizzato della FNA (Fig. 2.6).

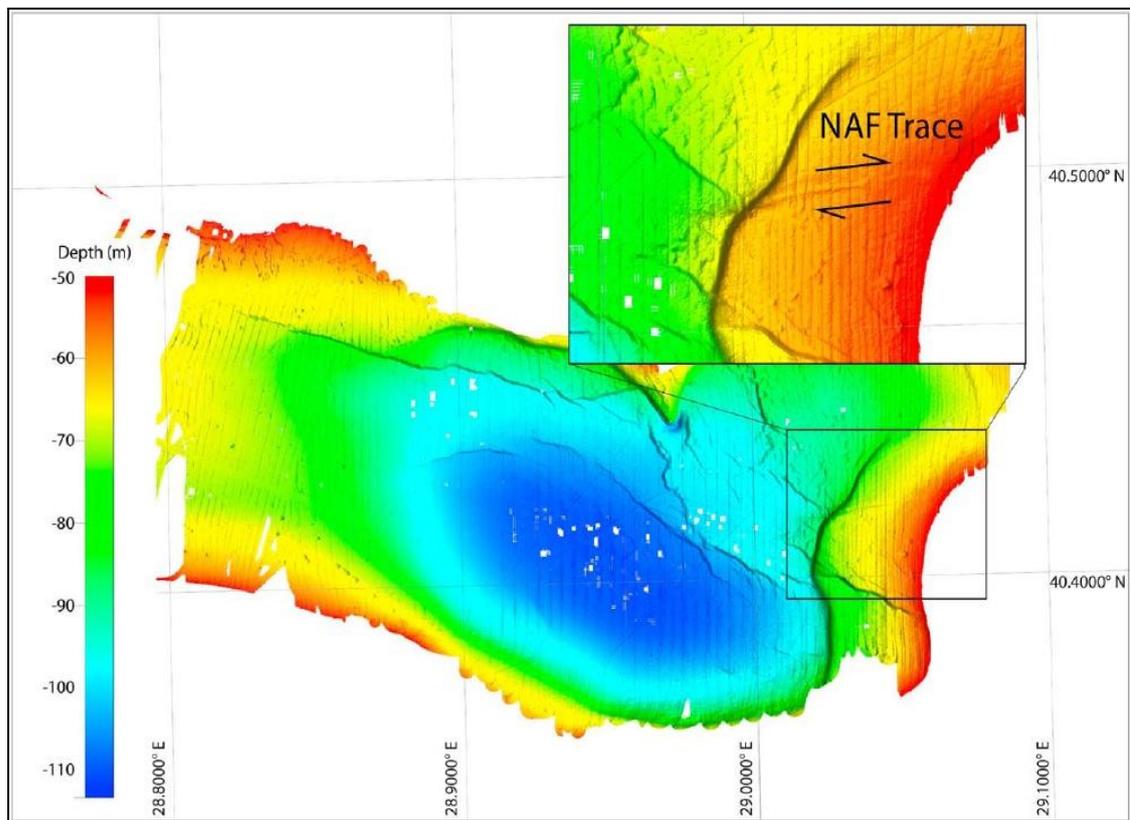


Fig. 2.6. Mapa morfobatimetrica (Gasperini et al., 2011) ottenuta tramite acquisizione di dati multibeam durante la spedizione MARMARA2005 (Bortoluzzi et al., 2005). Si nota nel riquadro in alto la traccia di faglia che disloca il fronte deltizio reso inattivo dall'ultima risalita del livello del mare.

Il metodo per la stima del tasso di deformazione ottenuta per il Golfo di Gemlik è del tutto simile a quello utilizzato per il Golfo di Izmit (Polonia et al., 2004). Tuttavia, in Gemlik sono stati usati solo parzialmente i dati sismostratigrafici, privilegiando l'analisi morfobatimetrica, che ha consentito di rilevare una dislocazione di circa 42 m. Se si considera l'errore relativo all'*offset* stimato si deve quindi far riferimento alla sola impronta del multibeam con la sua incertezza di $\pm 0,5$ m a cui non si può, tuttavia, sommare l'incertezza dovuta alla presenza del drappaggio di fango, con un suo relativo spessore (ed eventuali disomogeneità) depositato durante la deformazione tettonica, a causa della difficoltà di valutazione dello stesso. All'errore stimato viene sommato infine un ulteriore $\pm 0,5$ m dovuto all'effetto dell'errore orizzontale; in questo modo si ottiene la stima dell'*offset* affetto da un errore di oltre il 20% (42 ± 4 m). Riguardo la stima dell'età, come momento di inizio della dislocazione passiva del fronte deltizio, essa viene fissata a 11250 ± 60 anni BP, in coincidenza con la prima ingressione marina del golfo (v. Cap. 2.2) che avrebbe causato la disattivazione del fronte deltizio. Se dunque combiniamo i dati relativi al tempo ed alla misura dell'*offset* si ottiene un tasso di movimento di circa 4 ± 0.4 mm/a durante l'Olocene. Il tasso di deformazione ottenuto nel Golfo di Gemlik è quindi decisamente interessante dal punto di vista del potenziale sismogenetico delle strutture, sviluppandosi lungo il ramo centrale del sistema della FNA, anche se quest'area è relativamente distante da Istanbul e dalle zone costiere densamente popolate del settore settentrionale del Mar di Marmara. Questa è probabilmente la ragione per la quale tutta l'area non ha ricevuto la stessa attenzione in termini di valutazione del rischio sismico.

I tassi di deformazione stimati su base geodetica (McClusky et al., 2000) sono dunque in disaccordo con le recenti stime ottenute alla scala dei 10 ka in diversi settori del sistema FNA da studi paleosismologici (Armijo et al., 1999; Polonia et al., 2004; Gasperini et al., 2011). I lavori di Polonia et al. (2004) e Gasperini et al. (2011) riportano per il ramo settentrionale un tasso di circa la metà (10 mm/a) rispetto alle stime geodetiche. Se si

considerano i 4 mm/a stimati per Gemlik (Gasperini et al., 2011) ci rendiamo conto che, solamente per il ramo centrale, otteniamo un movimento pari a circa il 20% del totale. Questo dato suggerisce che una considerevole quantità dello stress lungo il sistema della FNA viene accomodato lungo il ramo centrale o almeno questa sembra essere la situazione cinematica durante tutto l'Olocene. Viene posta dunque l'attenzione a questo segmento della FNA, già sede di importanti eventi sismici in passato, probabilmente pronto per un nuovo forte terremoto. Questo aspetto suggerisce inoltre importanti implicazioni per entrambe le ricostruzioni effettuate riguardo la neotettonica delle porzioni sommerse dell'intero sistema; esse suggeriscono difatti che il totale dello stress generato dal movimento Anatolia/Eurasia viene distribuito molto di più di quanto precedentemente riportato da altre analisi oppure, in altra ipotesi, che le misure geodetiche non siano perfettamente rappresentative della deformazione a scala geologica.

2.2 Inquadramento Stratigrafico

2.2.1 Il bacino di Marmara

La particolare configurazione del Mar di Marmara a cavallo tra Mediterraneo e Mar Nero è un importante fattore di controllo della sedimentazione, influenzata dall'incontro di acque a salinità e temperatura differenti. La presenza di soglie morfologiche (-85 m ai dardanelli e -65 m al bosforo) ha inoltre costituito un fattore di controllo importante per l'evoluzione oceanografica e paleoceanografica della regione. Essendo caratterizzato da alti tassi di subsidenza, concentrata principalmente nelle depressioni settentrionali, il bacino di Marmara raccoglie una quantità significativa di sedimenti (spessore medio 1-2 km) che raggiunge i 6 km nei depocentri (Parke et al., 1999).

La morfologia del Mar di Marmara appare controllata dal regime tettonico attivo della FNA, con una zona di deformazione principale nel settore settentrionale marcata da una successione di bacini profondi e rilievi che collegano le estremità occidentale e orientale di Ganos e Izmit (Fig. 2.2). Questa struttura sottomarina è stata denominata NMFS (North Marmara Fault Systems) e comprende rilievi alle profondità di 700 e 900 m che separano i tre bacini transtensionali (Fig. 2.7) profondi fino a circa 1200 m, che prendono il nome di Cinarcik, Central e Tekirtag, rispettivamente da est verso ovest (Wong et al., 1995; Le Pichon et al., 2001; Armijo et al., 2005). Nel settore sud, invece, si sviluppa un'ampia zona di piattaforma costituente il 55% della superficie complessiva del Mar di Marmara, caratterizzata da basse profondità e morfologia piatta. Infine, sono presenti aree di minor estensione i cui bacini sono relativamente poco profondi, per lo più golfi e baie elongate in direzione E-W, come i golfi di Izmit (220 m) e Gemlik (112 m).

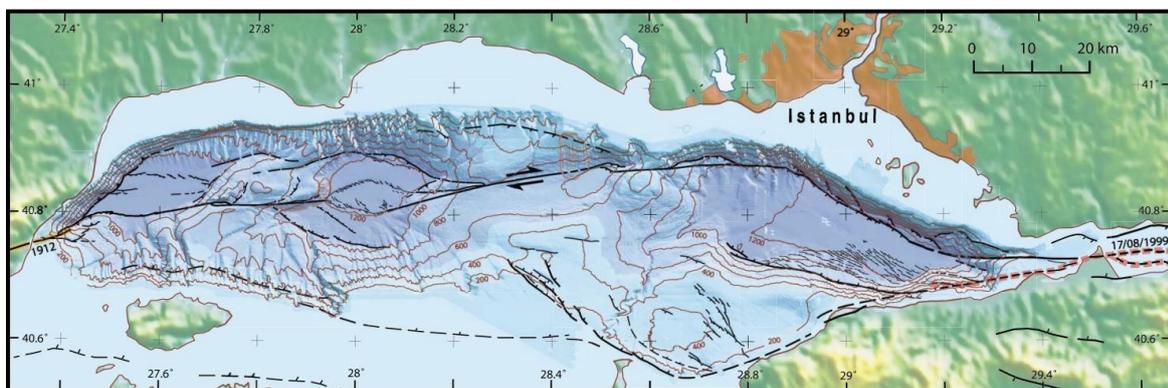


Fig. 2.7. Mapa batimetrica del North Marmara Fault System (NMFS) (immagine da Armijo et al., 2002).

Il riempimento sedimentario nel bacino è costituito da circa il 75% da unità torbiditiche e per il 25% da emipelagiti (Beck et al., 2007), e un tasso di deposizione variabile da 1 a 3 m/10³ anni (Cagatay, 2002). La testimonianza dei terremoti, con innesco causato dall'attività sismo-tettonica, è rappresentata dalle *Turbidite-Homogenite mass-flow Units* (THU), descritte per la prima volta nel Mediterraneo (Kastens & Cita, 1981; Cita et al., 1984; Cita & Aloisi, 2000) ed usate come *proxy*, anche in relazione agli tsunami, in numerosi e differenti bacini marini e lacustri (Inouchi et al., 1996; Gorsline et al., 2000; Ken-Tor et al., 2001; Goldfinger et al., 2003; Migowsky et al., 2004; Nomade et al., 2005; Nelson et al., 2009; Polonia et al., 2013 a; b).

Le THU (Fig. 2.8) sono comunemente composte da un livello basale grossolano, un livello intermedio di silt laminato, ed un sovrastante livello argilloso omogeneo.

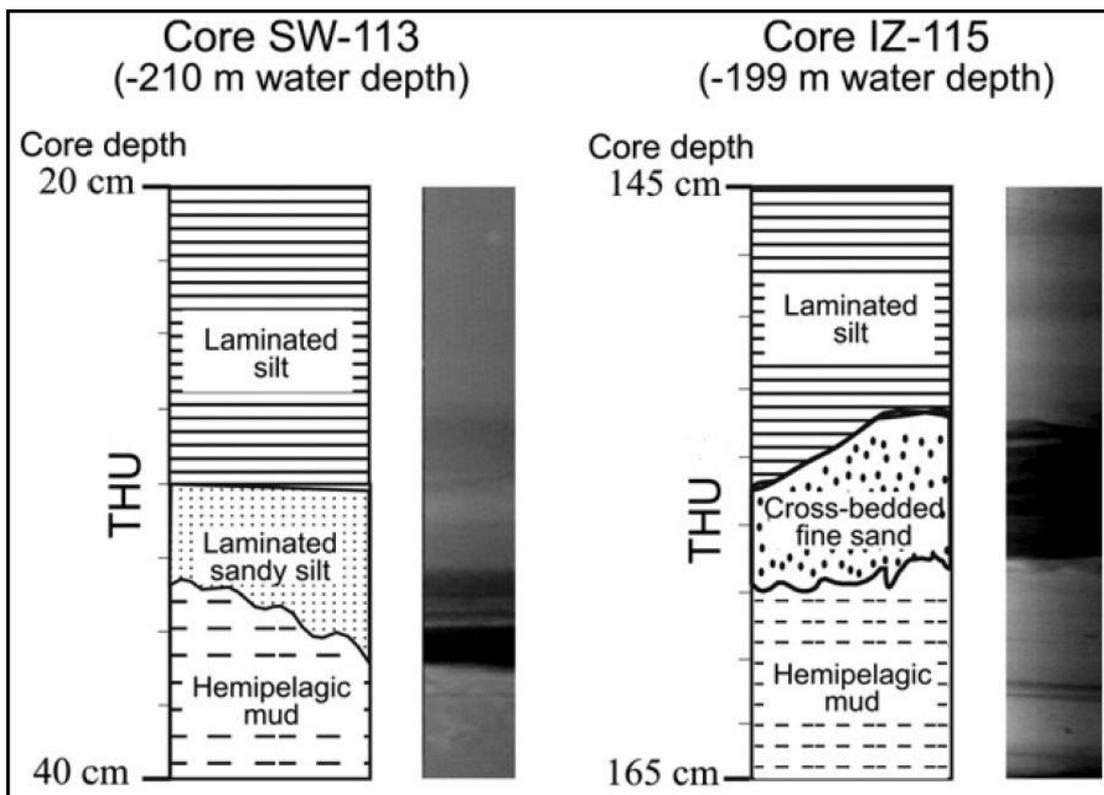


Fig. 2.8. Immagini digitali in dettaglio attraverso radiografie a raggi X e le relative rappresentazioni stratigrafiche. A sinistra si nota la laminazione in sabbia/silt basale e il sovrastante livello composto da silt laminato; a destra invece la porzione grossolana è composta da sabbia fine con una leggera stratificazione incrociata bidirezionale. Entrambe le basi delle THU sono erosive sulle sottostanti emipelagiti. (immagine da Cagatay et al., 2012).

La porzione basale grossolana è costituita da un limite erosivo, talvolta netto, ed include livelli multipli più o meno grossolani (sabbia/silt) o lamine, mostrando genericamente una gradazione *fining-up*. I livelli grossolani multipli, ed occasionalmente la stratificazione incrociata bidirezionale, suggeriscono un contesto deposizionale in cui si ha oscillazione della colonna d'acqua o l'effetto dovuto alle sesse. Le caratteristiche granulometriche delle unità sovrastanti, comunemente silt laminato e fango omogeneo, indicano rispettivamente una deposizione dovuta a correnti più deboli ed infine sedimento in sospensione omogeneo.

Un'altra tipologia di sedimentazione osservata e studiata per lo più nella piattaforma nel settore meridionale, sono le *sapropeliti* (Cagatay et al., 1999; 2000). I livelli di sedimento marino con spessore maggiore di 1 cm caratterizzati da contenuto in materia organica superiore al 2% sono chiamati *sapropel*; qualora un livello abbia uno spessore simile ma contenuto organico compreso tra 0.5 e 2% si definisce *sapropelite* (Kidd et al., 1978). Lo

studio di questi livelli, seppur rappresentando un'infinitesima parte della sedimentazione generale (a differenza delle THU), trova importantissime applicazioni in ambito climatico e paleoceanografico; la formazione di tali livelli, difatti, richiede alcune condizioni critiche combinate tra loro, quali l'incremento della produttività biologica nelle acque superficiali, limitata circolazione di acque profonde e condizioni anossiche sul fondale (Demaison & Moore, 1980; Schrader & Maderne, 1981; Calvert, 1983; Thunel & Williams, 1989; Pederson & Calvert, 1990; Calvert et al., 1992; Emeis et al., 1996). Lo studio sulle *sapropeliti* nel Mar di Marmara ha permesso di chiarire come nel tempo abbiano agito alcuni fattori di controllo, riguardanti le condizioni oceanografiche nel tardoquaternario di quest'area, quali le connessioni con il Mar Mediterraneo ed il Mar Nero attraverso i rispettivi stretti (Dardanelli e Bosforo). Considerando la profondità delle soglie morfologiche, -85 m nello stretto dei Dardanelli e -65 m nello stretto del Bosforo, e la posizione delle paleo-linee di costa, ovvero dai -115 ai -118 m nel Mar Egeo (Aksu & Piper, 1983; Van Andel & Lianos, 1984), circa -100 m nel Mar di Marmara (Smith et al., 1995) e dai -100 ai -125 m nel Mar Nero (Wall & Dale, 1974; Ryan et al., 1997a; b), è stato da sempre stimato con alta probabilità e successivamente dimostrato, che il Mar di Marmara fosse isolato durante l'ultima glaciazione, per poi riconnettersi agli inizi dell'Olocene (Stanley & Blanpied, 1980). Attualmente, il Mar di Marmara, essendo connesso con il salmastro Mar Nero (salinità 18‰) ed il salato Mar Egeo (salinità 37-38‰), è caratterizzato da una permanente stratificazione in due livelli della massa d'acqua, con l'alocline posto alla profondità di 20-25 m (Unluata et al., 1990) variabile stagionalmente in base alla quantità di acqua dolce apportata, soprattutto in tarda primavera ed inizio estate, dagli importanti fiumi che sfociano nel Mar Nero (Algan et al., 1999; Balkis, 2003). Questa stratificazione della colonna d'acqua, con le restrizioni topografiche dei due stretti, impedisce un'efficiente circolazione della massa d'acqua inferiore rispetto all'alocline. Come risultato, si ottiene che il contenuto in ossigeno delle acque profonde decresca a causa dell'ossidazione microbiologica della materia organica (Unluata & Ozsoy, 1986). I maggiori fiumi confluenti nel Mar di Marmara, quali Biga, Gonen e Kocasu, alimentano la piattaforma meridionale, e sono i principali responsabili di apporto di nutrienti e materia organica alloctona all'interno del bacino, per un totale di 2.2×10^6 t/anno di sedimento in sospensione (EIE, 1993). Basandosi su analisi stratigrafiche e paleontologiche effettuate su numerosi carotaggi (Stanley & Blanpied, 1980; Evans et al., 1989; Ergin et al., 1997; Gorur et al., 1997), oltre che sugli studi delle *sapropeliti*, è stato possibile stabilire con certezza che il Mar di Marmara era un vasto lago d'acqua dolce durante l'ultimo glaciale, fino a circa 12000 anni BP. Durante il periodo che va da 15000 a 12000 a BP si è inoltre visto che questo lago era connesso con il Mar Nero, completamente costituito da acqua dolce, come testimoniato dalla presenza di una tipica fauna denominata *Pontocaspica* (Islamoglu & Chepalyga, 1998; Hiscott et al., 2007; McHugh et al., 2008). Nel passaggio glaciale-interglaciale, il Mar Caspio ed il Mar Nero hanno ricevuto un'enorme quantità d'acqua di fusione dalla calotta di Barents e Scandinava in ritiro che, confluendo nel lago di Marmara e nel Mar Egeo (Ryan et al., 1997a), avrebbe convogliato la fauna *Pontocaspica* attraverso il Bosforo. La messa in posto di tale fauna viene rimandata, in accordo con Taviani et al. (2014), a circa 15000 a BP. Questa età risulta essere in accordo con il periodo relativo alla *Early Hvalynian floods* ovvero una sequenza di tre *overspills* avvenuti tra i 14000 ed i 17000 a BP dal Mar Caspio e Mar Nero (Svitoch, 1999; Chepalyga, 2007) verso il Bacino di Marmara. L'acqua marina proveniente dall'Egeo non sarebbe potuta entrare nel lago prima di 12000 a BP, in accordo con la curva eustatica globale (Chapell & Shackleton, 1986; Fairbanks, 1989; Bard et al., 1990; 1996; 2010; Stanford et al., 2011), trovandosi al di sotto della soglia morfologica dei Dardanelli. Infatti i livelli "transizionali" analizzati nella piattaforma esterna meridionale sono risultati essere sedimenti rimaneggiati depositi durante l'inondazione del lago da parte delle acque mediterranee tra i 12000 ed i 10900 a BP (Cagatay et al., 2000). In questo periodo si è

instaurato un regime salmastro bilanciato tra le acque dell'Egeo salate e quelle dolci del Mar Nero. Le prime evidenze di fauna mediterranea che rimpiazzava quella del lago Mar Nero è stata datata intorno ai 5300 a BP nella zona centrale del Bosforo (Cagatay et al., 2000). Tuttavia, il primo record sedimentario ben preservato e completamente marino rinvenuto nel Bosforo ha iniziato ad accumularsi intorno al 4000 BP, molto probabilmente quando si è stabilizzato l'attuale regime di flusso duale delle acque a differente salinità (Cagatay et al., 2015).

2.2.2 Affioramenti a terra

I terreni affioranti a sud di Marmara (Fig. 2.9), coprono un *range* di età che va dal Miocene all'Olocene, mentre il basamento pre-miocenico è costituito da rocce metamorfiche cretache e da unità sedimentarie del Paleogene. Il basamento è distribuito su un'ampia area lungo la regione costiera: l'isola di Marmara, le penisole Kapidag e Armutlu, i promontori Karabiga e Karadag e le cittadine di Mudanya e Gemlik.

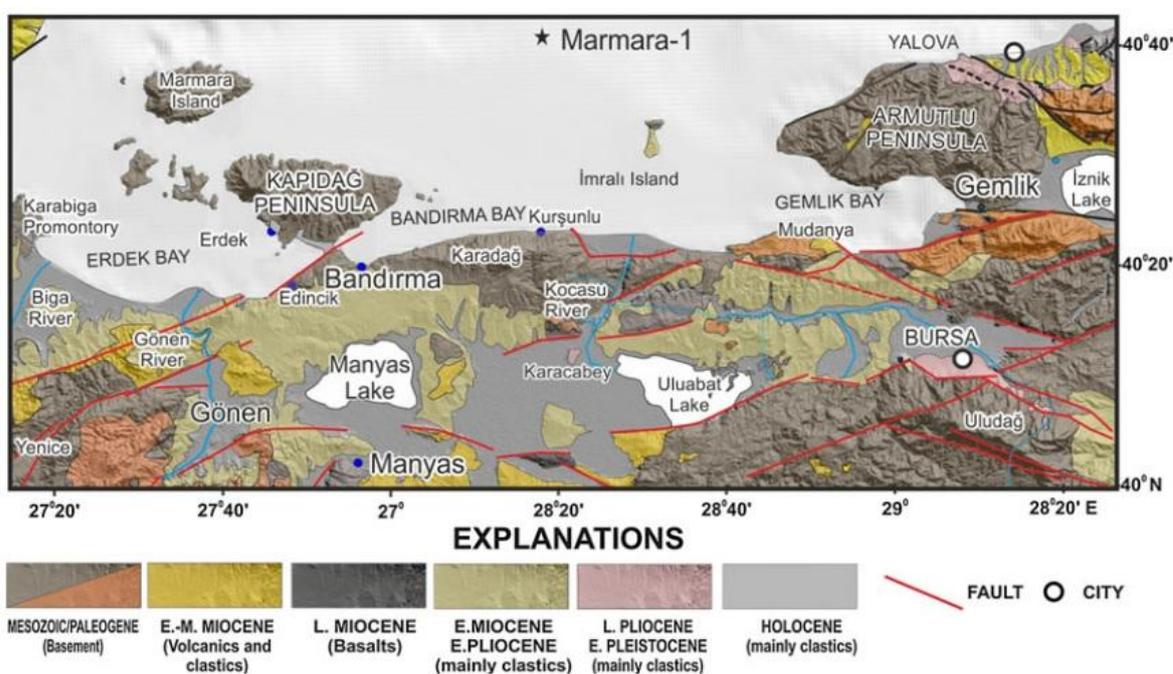


Fig. 2.9. Carta geologica semplificata raffigurante la porzione meridionale costiera del Mar di Marmara. I dati di maggior dettaglio sono rappresentati dalle unità sedimentarie in contesto offshore ottenute grazie al carotaggio Marmara-1 effettuato nel 1976 dalla Marathon Petroleum Turkey. (immagine da Vardar et al., 2014).

Le rocce del basamento sono ricoperte da unità vulcaniche (Basso e Medio Miocene) e sedimentarie (tardo Miocene-Pliocene) sul retro dei rilievi costieri, mentre le unità alluvionali oloceniche sono dominanti lungo le valli fluviali ed intorno ai laghi Manyas, Uluabat e Iznik (Ergul et al., 1986). La serie mio-pliocenica, penetrata dai carotaggi profondi, tra cui anche il pozzo Marmara-1 (Fig. 2.9), nella piattaforma meridionale è costituita da unità lacustri intercalate a rocce vulcaniche nella porzione basale (Marathon Petroleum Turkey, 1976). Spostandosi verso sud, le unità dominanti sono arenitiche, intercalate a ceneri vulcaniche ed occasionalmente livelli di carbone. Lo spessore di queste unità è piuttosto variabile e, localmente, le arenarie mostrano pieghe e discontinuità interne, con età comprese tra il Miocene Medio ed il Basso Pliocene (Emre et al., 1998). Per quanto riguarda la piattaforma settentrionale, le unità neogeniche sono state

completamente erose, ad eccezione di un'area ristretta posta poco a sud di Istanbul; lo spessore totale della serie, circa 1000 m, è stato rilevato soltanto nella porzione sud-ovest del Mar di Marmara, in due carotaggi effettuati presso Doluca (Marathon Petroleum Turkey, 1976).

In conclusione, il Mar di Marmara può essere suddiviso in otto bacini, divisi da soglie morfologiche di differenti dimensioni e profondità; cinque di essi sono situati lungo il ramo settentrionale della FNA mentre i restanti tre, lungo il centrale, sono caratterizzati da dimensioni e profondità molto inferiori.

2.2.3 Il Golfo di Gemlik

La mappa morfobatimetrica del Golfo di Gemlik (Fig. 2.6), compilata utilizzando i dati della spedizione MARMARA05 (Bortoluzzi et al., 2005), mostra alcune caratteristiche morfologiche del bacino: una depressione ellittica, costituente il depocentro, con profondità massima di circa 112 m, e un alto topografico lobato nell'estremità est del golfo, che rappresenta una protrusione della piattaforma verso il centro del bacino. I profili sismici a riflessione, acquisiti in questo settore, mostrano che il corpo lobato (Fig. 2.10) è delimitato da tetto erosivo sub-orizzontale con riflettori interni a geometria *offlap*, drappeggiato da un'unità ben stratificata e acusticamente trasparente verosimilmente rappresentata da depositi a granulometria fine.

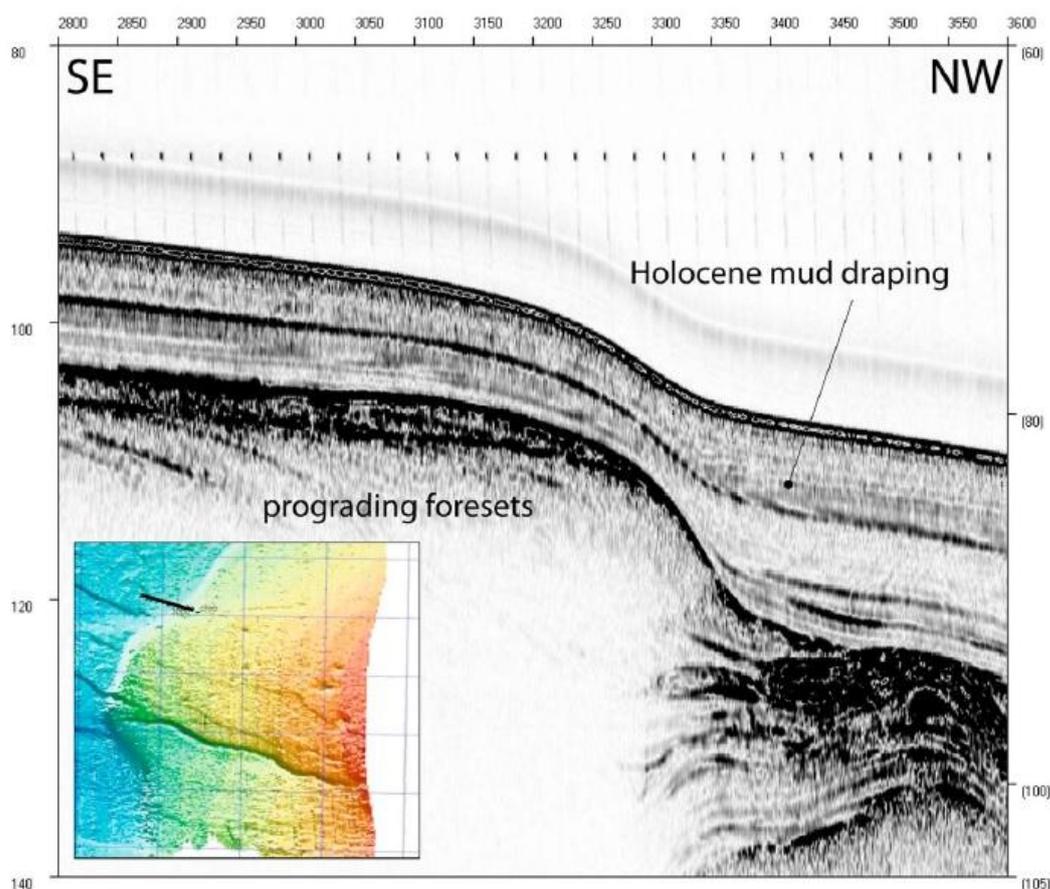


Fig. 2.10. Tratto del profilo Chirp ged_20 in cui attraversa il fronte del delta lacustre nel Golfo di Gemlik. Si nota che l'unità inferiore è caratterizzata da unconformity erosionale a tetto e geometrie interne in *offlap* sovrastate dal drappaggio fangoso olocenico (da Gasperini et al., 2011).

Questa struttura fu inizialmente interpretata da Kusu et al. (2009) come un *push-up* tettonico; tuttavia, nei dati acquisiti nelle campagne effettuate in quest'area, non è mai stato osservato un contesto di deformazione compressiva. Sulla base dei nuovi dati acquisiti nel corso di MARMARA05, che hanno mostrato l'architettura interna e la geometria di questo corpo sedimentario lobato situato in corrispondenza alla foce del fiume Kocadere (Fig. 2.5), è stato possibile interpretare questa unità morfologica come il cuneo progradazionale di un delta fluviale (Gasperini et al., 2011).

Le carote GE123 e GE124 (Fig. 2.11), acquisite sul tetto del delta di Gemlik sono state studiate da Gasperini et al. (2011) e Taviani et al., (2014). La GE124 (Fig. 2.11) consiste in una sequenza di 146 cm di argilla rossastra, senza contenuto fossilifero, con locali intercalazioni di sabbia fine, anch'essa rossastra, spesse da 0.5 a 1.5 cm; questa unità basale è stata interpretata come deposito di piattaforma deltizia subaerea e subacquea, sopra la quale è presente un livello fangoso spesso circa 40 cm, contenente rari gusci di *Dreissena rostriformis*, indicatori di ambiente lacustre/salmastro.

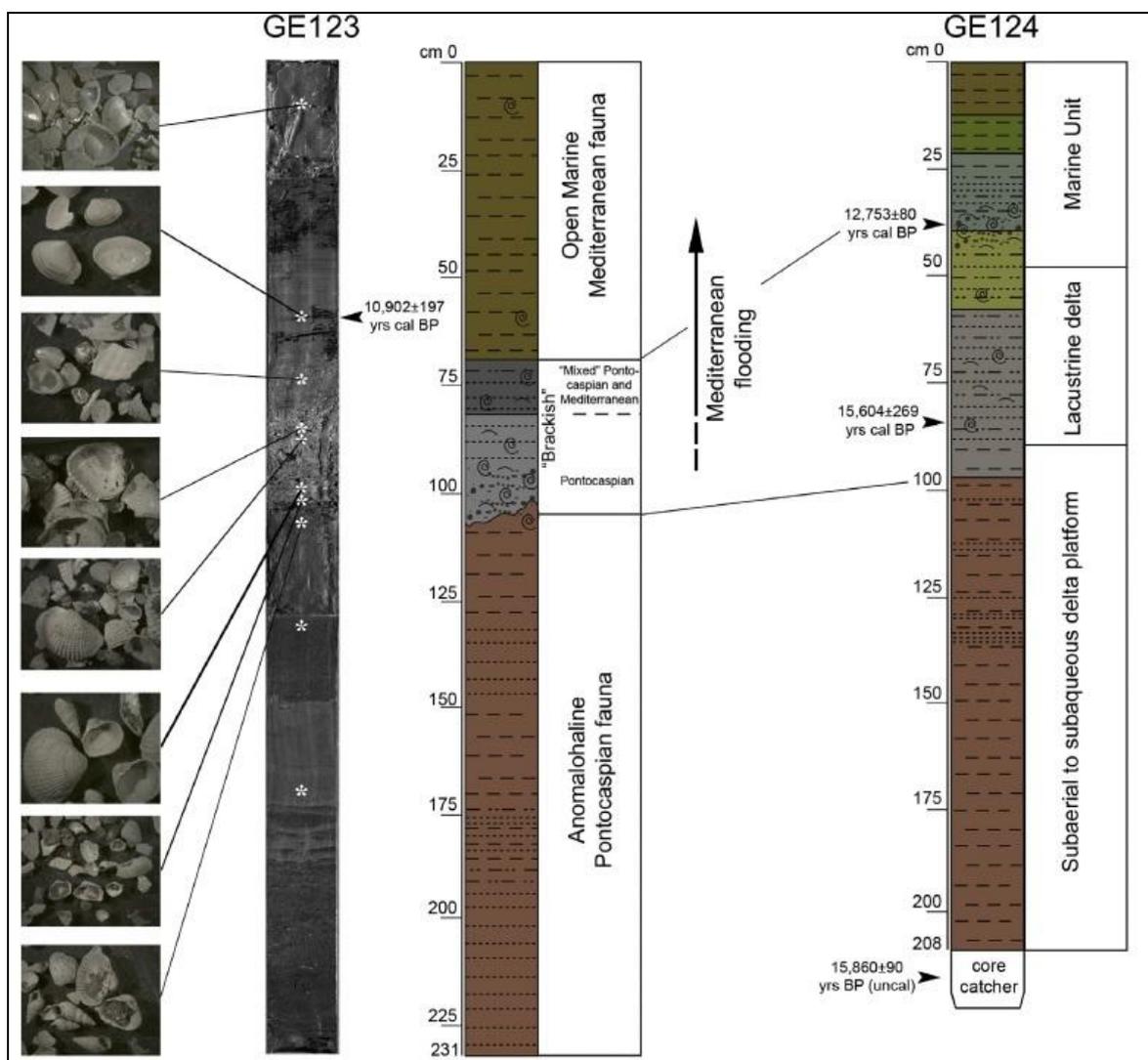


Fig. 2.11. Stratigrafia dei carotaggi GE123 e GE124 acquisiti sul delta lacustre nel Golfo di Gemlik, con posizione dei campioni e datazioni (da Taviani et al., 2014).

Datazioni AMS ^{14}C di questa unità effettuate su un guscio reperito alla profondità di 85 cm rispetto al fondale, hanno rivelato un'età di 15604 ± 269 a BP (cal.). L'unità al di sopra di questo deposito consiste in una sequenza trasgressiva *fining-up* contenente conchiglie marine; alla base di quest'ultima, è stata effettuata una seconda datazione, utilizzando un

guscio di *Macra*, la quale ha dato come risultato 12753 ± 80 a BP (cal.). Questa prima documentazione stratigrafica, effettuata in Gasperini et al. (2011), ha consentito di stabilire che il Golfo di Gemlik è stato un dominio non-marino, all'incirca fino alla base dell'Olocene. In questo periodo, collocato nella fase terminale dell'ultimo glaciale, si sviluppavano clinotemi lacustri e condizioni di esposizione subaerea. Il delta progradante relativo al fiume Kocadere è stato dunque sommerso e disattivato a seguito dell'ingressione marina. L'analisi della carota GE123 (Fig. 2.11; Taviani et al., 2014) conferma questa analisi. Anche questo sondaggio, relativamente vicino al GE124, intercetta le unità tardoquaternarie relative ai sedimenti lacustri/salmastri drappeggiati dai depositi francamente marini. La porzione basale è costituita da 125 cm di alternanze fango-sabbia fine rossastre seguita, dopo un'interfaccia erosiva, dai sovrastanti depositi lacustri e marini. Stabilire la paleosalinità del lago Gemlik tuttavia non è semplice: molte delle specie presenti in questa fase si trovano attualmente in ristrette aree nel nord del Mar Nero, la cui salinità oscilla tra 1 e 6 ‰. Tuttavia si deve tener conto che questo limite superiore della salinità può variare molto in base al contesto ed alla competizione dei vari *taxa*; Islamoglu & Chepalyga (1998) hanno stimato una paleosalinità tra 2 e 8 ‰ per l'ultima fauna prima del contesto marino. Le condizioni lacustri terminano a causa dell'annegamento definitivo dell'intero golfo da parte della massa d'acqua salata, proveniente dall'adiacente Mar di Marmara, il cui deposito è indicato in carota da fango infralitorale dominato da *Corbula gibba* e *Turritella communis*. In questo modo, l'età di ingressione marina può essere determinata datando il guscio del bivalve *Corbula*, il quale indica, come prima apparizione della fauna marina, 10902 ± 197 a BP (cal.), tenendo però in considerazione che tale datazione non è stata effettuata esattamente all'interfaccia bensì circa 10 cm sopra (Taviani et al., 2014). Le tre datazioni al ^{14}C -AMS, ottenute tramite gusci aragonitici di molluschi fossili nelle carote GE123 e GE124, sono state effettuate rispettivamente presso il Poznań Radiometric Laboratory (Polonia) ed il Woods Hole Oceanographic Institution's Nosams facility; è stato utilizzato il *software* Calib7.0 adottando la curva di calibrazione IntCal13.14c (Reimer et al., 2013). L'effetto riserva in bacini circoscritti può essere leggermente variabile rispetto al mare aperto (Walker, 2005), per questo la stima relativa all'effetto riserva dei depositi marini non è stata utilizzabile per calibrare e correggere questa tipologia di materiale fossile; pertanto sono state ritenute idonee ed utilizzate la *global marine reservoir* (Kwiecien et al., 2008) e la *marine reservoir* (Soulet et al., 2011). Rispetto alla stima della risalita del livello del mare (Siddall et al., 2003; Liu et al., 2004; Lambeck et al., 2007; Deschamps et al., 2012) l'annegamento definitivo del lago Gemlik può essere avvenuto solamente quando il livello eustatico è salito oltre il gradino morfologico che divide il golfo dal Mar di Marmara (-50 m circa). Le evidenze paleontologiche e sedimentologiche, ottenute tramite i carotaggi, evidenziano che questo settore del Mar di Marmara era disconnesso dal Mar Mediterraneo e dal contesto marino fino all'ingressione marina avvenuta circa 11000 a BP.

CAPITOLO 3: Materiali e metodi

3.1 La campagna oceanografica MARMARA2005

Questo lavoro di tesi è basato interamente su dati acquisiti nel corso della campagna oceanografica MARMARA2005, organizzata dall'ISMAR CNR di Bologna a bordo della Nave Oceanografica Urania (Fig. 3.1), con i seguenti obiettivi:

- identificare i principali segmenti di faglia attualmente attivi lungo il sistema della FNA nel Mar di Marmara;
- cartografare e datare le recenti rotture a scale temporali simili agli studi paleosismologici a terra;
- misurare i tassi di deformazione delle faglie tramite indicatori cinematici, morfologici e sedimentari a una scala di 10 k anni.

Basandosi sui lavori già effettuati fu pianificato di acquisire un nuovo set di dati geofisici (sismica a riflessione e morfobatimetria) con differenti risoluzioni (da qualche cm a qualche m di risoluzione con penetrazione del segnale variabile dai 20 m ai 2 km) in alcuni settori caratterizzati da poca profondità, che includevano il Golfo di Gemlik.



Fig. 3.1. La Nave Oceanografica Urania (foto ISMAR-CNR). Lunga 61 m veniva principalmente impiegata per studi geologici, geofisici ed oceanografici nel Mar Mediterraneo, Mar Nero, Mar Rosso ed Oceano Atlantico.

La campagna prevedeva un totale di 26 giorni di navigazione, inclusi 5 giorni di transito, ebbe inizio a Rodi in data 8 Settembre 2005 e si concluse a Bari il 5 Ottobre 2005. Vennero acquisiti un totale di: -1300 km^2 di multibeam a profondità comprese tra i 10 ed i 2500 m, per ricavare mappe batimetriche ad alta risoluzione (v. Cap. 2.2, Fig. 2.6); -274 km di profili sismici a riflessione multicanale; -27 carotaggi; -7 campionamenti tramite benna dei sedimenti di fondo; e, infine $-circa 4900 \text{ km}$ di profili sismici ad alta risoluzione ottenuti tramite CHIRP SBP. La N/O Urania era equipaggiata, con il sistema di posizionamento DGPS (fornito dalla FUGRO); fu scelto WGS84 come datum per la navigazione con proiezione UTM, zona 35, per le tre aree investigate ovvero i golfi di Saros, Izmit e Gemlik (Bortoluzzi et al., 2005).

3.1.1 CHIRP Sub Bottom Profiler

Il *Sub-Bottom Profiler* (SBP) rappresenta un caso un po' atipico rispetto alle sorgenti sismiche convenzionali. Esso, difatti, può essere considerato un termine intermedio fra gli ecoscandagli e le sorgenti sismiche vere e proprie, e consente di ottenere "immagini acustiche" di altissimo dettaglio del substrato (Fig. 3.2) a scapito però della penetrazione, che risulta limitata a qualche decina di metri.

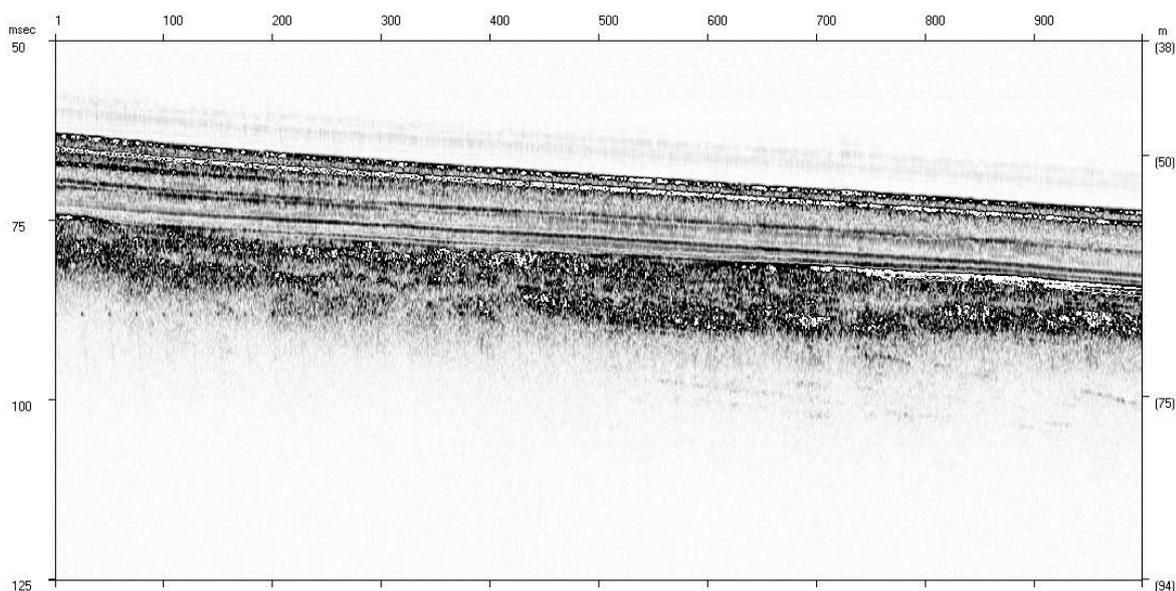


Fig. 3.2. Esempio di profilo sismico ad alta risoluzione acquisito tramite CHIRP SBP nel Golfo di Gemlik (una parte della sezione ge_59). La scala verticale è, a sinistra, riferita ai millisecondi TWT del segnale mentre a destra, il software, stima i metri di profondità basandosi sulla velocità media di propagazione delle onde acustiche in acqua. Si nota che, grazie a questo tipo di tecnica, i riflettori (cambio di impedenza acustica) superficiali risultano ben visibili e mappabili.

I sistemi SBP sono composti da una serie di trasduttori acustici che possono emettere un'onda di pressione in un *range* limitato di frequenza, e ricevere le riflessioni prodotte dal fondale marino e dalle varie interfacce acustiche all'interno del substrato. Generalmente, come nel caso di Urania, i trasduttori sono montati in posizione fissa sotto la chiglia delle navi oceanografiche o, talvolta, all'interno di veicoli al traino. La frequenza di emissione degli impulsi acustici è tipicamente nell'ordine delle migliaia di Hz (da 1 kHz a 10 kHz) e consente mediamente una risoluzione verticale di alcuni decimetri. La penetrazione in profondità varia entro un campo che va approssimativamente da pochi metri a qualche decina di metri, controllata principalmente dal tipo di substrato e dalla presenza di gas o fluidi all'interno del sedimento. Date le sue prerogative, questo tipo di sorgente trova applicazioni nello studio delle strutture sedimentarie più superficiali e nell'ingegneria *offshore*. I profili SBP costituiscono inoltre un ausilio fondamentale per la scelta riguardo i punti di esecuzione di carotaggi ad alta precisione.

L'ultima generazione dei SBP si avvale di una tecnologia particolare detta CHIRP, questa consiste nel generare impulsi calibrati, modulati in frequenza, che consentono risoluzioni elevatissime. Il segnale, generato da trasduttori simili a quelli usati nei SBP tradizionali, è campionato da convertitori analogico-digitali molto veloci ed elaborati in *real time* da Digital Signal Processors (DSP). Questa tecnologia ha una serie di vantaggi rispetto a quella tradizionale: l'aumento del rapporto segnale/rumore ottenuto generando una potenza di picco minore; l'incremento della risoluzione verticale ottimizzando la banda di emissione; la rimozione dell'effetto bolla nel trasduttore; la forte attenuazione delle multiple di corto periodo.

Durante la campagna MARMARA2005 i dati SBP vennero acquisiti tramite il sistema BENTHOS (DATASONICS) Mod. CAP-6600 CHIRP-II, con 15 trasduttori montati fissi sotto la chiglia della nave, utilizzando uno *sweep* di frequenza tra 2 e 7 kHz; la lunghezza dell'impulso utilizzato fu mantenuto fisso a 20 ms a differenza del *trigger rate* che venne fatto variare in un *range* compreso tra 0.25 e 2 secondi in base alla profondità dell'acqua. L'acquisizione digitale dei dati avvenne tramite il *software* SWANPRO della Communication Technology, che registra in formato XTF. I dati XTF, infine, furono convertiti nel formato SEG-Y attraverso l'ausilio del *software* Xtf2Seg della Triton-Elics. Il SEG-Y (Barry et al., 1975) è uno dei numerosi formati standard distribuiti dalla Society of Exploration Geophysicist utili per l'acquisizione di dati geofisici; questa tipologia di file è *open standard* ed è controllata dalla organizzazione no-profit SEG Technical Standard Committee. I dati SEG-Y possono essere visualizzati ed elaborati tramite vari *software* tra cui il sistema “open” SeisPrho (Gasperini & Stanghellini, 2009) sviluppato da ISMAR-CNR.

3.1.2 Campionamento del fondale

Le stazioni di carotaggio furono realizzate utilizzando un carotiere a gravità da 2.3 tonnellate e un carotiere acqua/sedimento Mod.SW-104 (Fig. 3.3) sviluppato a ISMAR (Magagnoli & Mengoli, 1995), fondamentale per numerose analisi di dettaglio dell'interfaccia sul fondale.

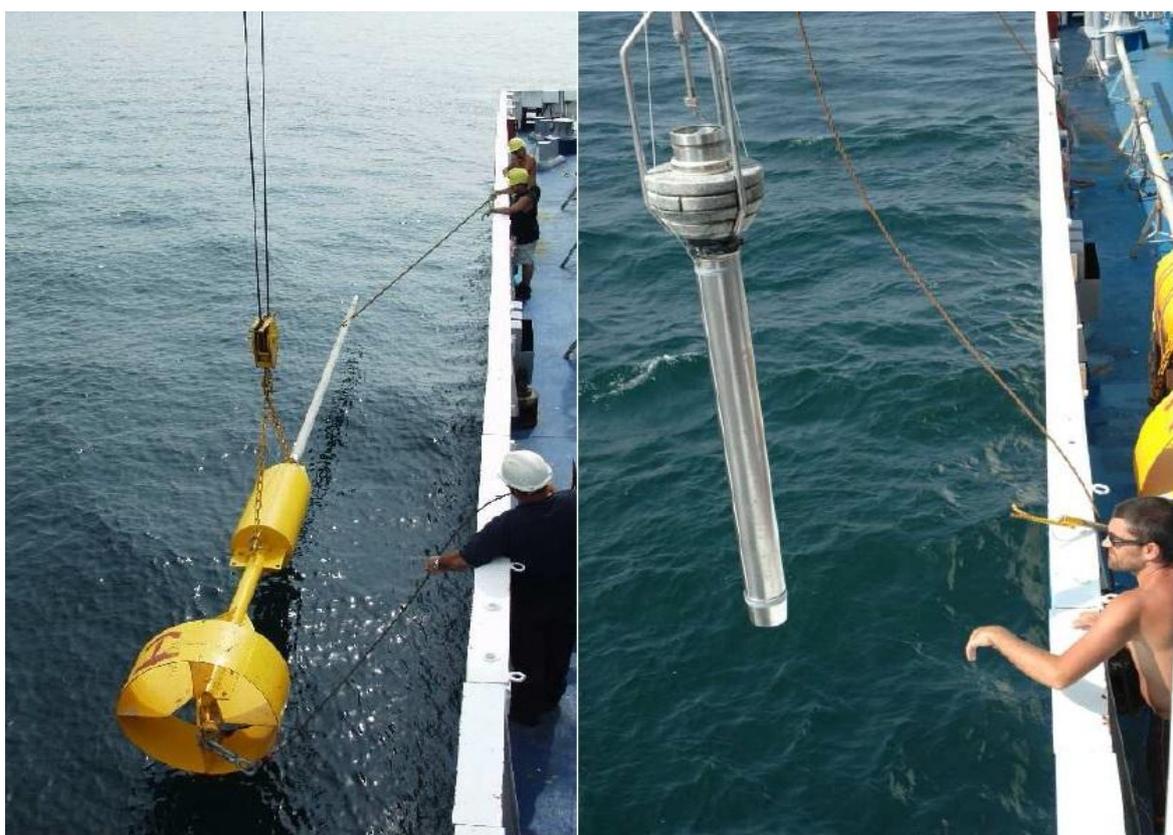


Fig. 3.3. La messa a mare del Carotiere a gravità (sinistra) ed del Carotiere acqua/sedimento (destra).

La scelta dei siti da campionare, solitamente, viene effettuata sulla base dell'analisi preliminare dei dati sismici a riflessione cercando di carotare in sedimenti abbastanza soffici da permettere l'infissione del tubo nella successione. I carotieri, calati e recuperati tramite un verricello, sono attrezzati con un governale, di peso variabile, sulla cui testa è

posta una valvola che assicura il recupero del sedimento; l'apertura della valvola, in fase di discesa, permette all'acqua di fluire all'interno del *liner* (un tubo in pvc che raccoglie i sedimenti) mantenendo così il carotiere in posizione verticale all'interno della colonna d'acqua mentre, la sua chiusura, in fase di risalita evita perdite di sedimento. Recuperato il carotiere a bordo si procede con l'estrazione del *liner* che, pieno di sedimento, viene sezionato in spezzoni da un metro, opportunamente sigillato, siglato ed infine stoccato nell'apposito container nel quale viene costantemente tenuta una temperatura ambientale di circa 4 gradi al fine di evitare la disidratazione dei campioni recuperati.

Alcuni dei sondaggi recuperati furono aperti e descritti direttamente a bordo tramite analisi litologiche e di *facies*, foto ad alta risoluzione e suscettività magnetica (v. Cap. 3.2); le misure di suscettività magnetica vennero effettuate utilizzando un sensore Bartington MSC2. I carotaggi, ed i numerosi dati, acquisiti durante la spedizione, consentirono di effettuare dettagliate analisi stratigrafiche corredate inoltre da datazioni assolute; furono difatti ben selezionati gusci di molluschi, opportunamente puliti ed esaminati al microscopio per assicurarsi che non vi fossero alterazioni dovute alla diagenesi, ed inviati presso l'Isotope Geochemistry Laboratory of the University of Arizona dove, tramite l'AMS (*accelerator mass spectrometry*) vennero ottenute le datazioni al ^{14}C .

3.2 Strumenti e procedure per l'analisi dei dati

Per questo lavoro è stata elaborata e interpretata la serie di dati acquisita durante la campagna MARMARA2005 nel Golfo di Gemlik.

I dati geofisici sono stati trattati utilizzando una procedura standard tramite vari *software* di interpretazione ed elaborazione:

- Global Mapper 10.00
- SeisPrho_LCL 2.0
- Generic Mapping Tool 3.4

Per quanto riguarda le analisi stratigrafiche sulle carote, invece, sono stati acquisiti log di suscettività con il Bartington M2S equipaggiato con la sonda a contatto M2SE Bartington, immagini a raggi X, fotografia digitale e campionamento che ha permesso di effettuare analisi dei lavati al microscopio ottico.

In una prima fase del lavoro si è effettuata l'elaborazione dei dati geofisici, e in particolare delle sezioni sismiche ad alta risoluzione ottenute tramite l'utilizzo del CHIRP SBP. Solo in una seconda fase si è passati allo studio delle carote disponibili per l'area d'interesse, da associare a quelle già analizzate in lavori precedenti, il cui scopo è stato integrare analisi dirette con quelle indirette costituite dalle sezioni sismiche.

3.2.1 Global Mapper e le linee di navigazione

Global Mapper (Fig. 3.4) è un *software* GIS (*geographic information system*) sviluppato dalla Blue Marble Geographics per la piattaforma Microsoft Windows con il quale è possibile lavorare simultaneamente su dati areali georeferenziati (nel nostro caso con datum WGS84 e sistema di riferimento geografico UTM, Zona 35) in oltre 250 formati differenti caricando *layer*, come in altri sistemi GIS, sotto forma di *shapefile*, *raster*, DEM, LiDAR e molti altri, tutti liberamente convertibili nelle varie estensioni.

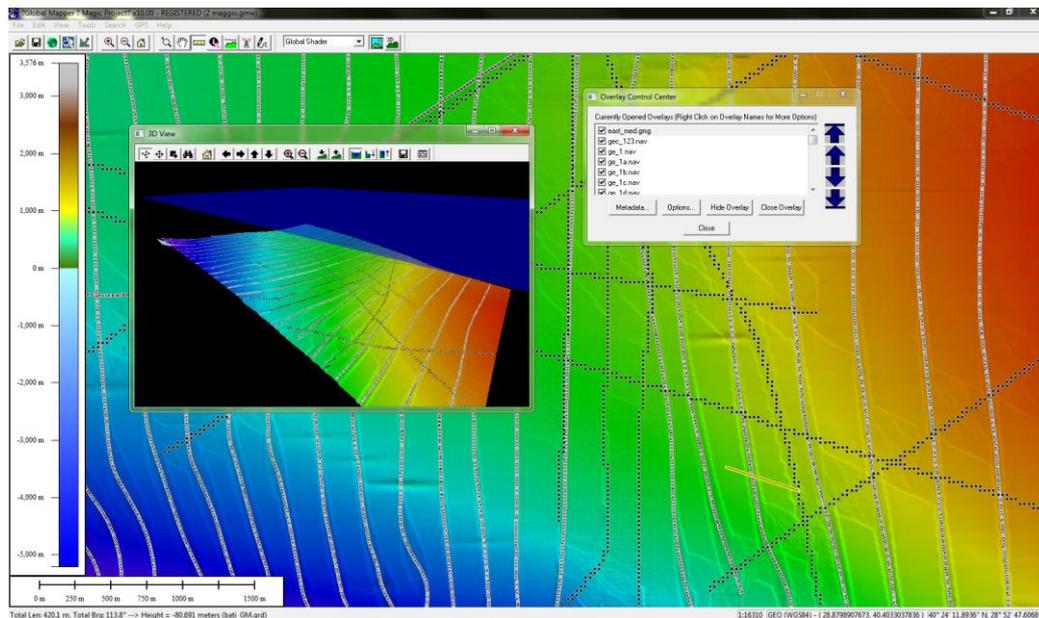


Fig. 3.4. Utilizzo di alcune funzioni tramite il software Global Mapper. Si nota, sullo sfondo, un dettaglio della mappatura del fondale su cui sono plottate le linee di navigazione in formato NAV.

Dopo aver inserito a sistema il DTM relativo al Mar Mediterraneo Orientale (v. Cap. 2) è stato possibile, focalizzandoci sul Golfo di Gemlik, plottare le linee di navigazione (Fig. 3.4) relative alle sezioni sismiche; esse, rappresentate in formato .NAV, sono file ASCII nel quale sono contenute le coordinate per ogni punto di misura ed i metadati ad esso associati tra cui gli *shots*. In totale, per questo studio, sono state utilizzate le 218 linee sismiche (Fig. 3.5) acquisite durante MARMARA2005 in questo settore del Mar di Marmara.

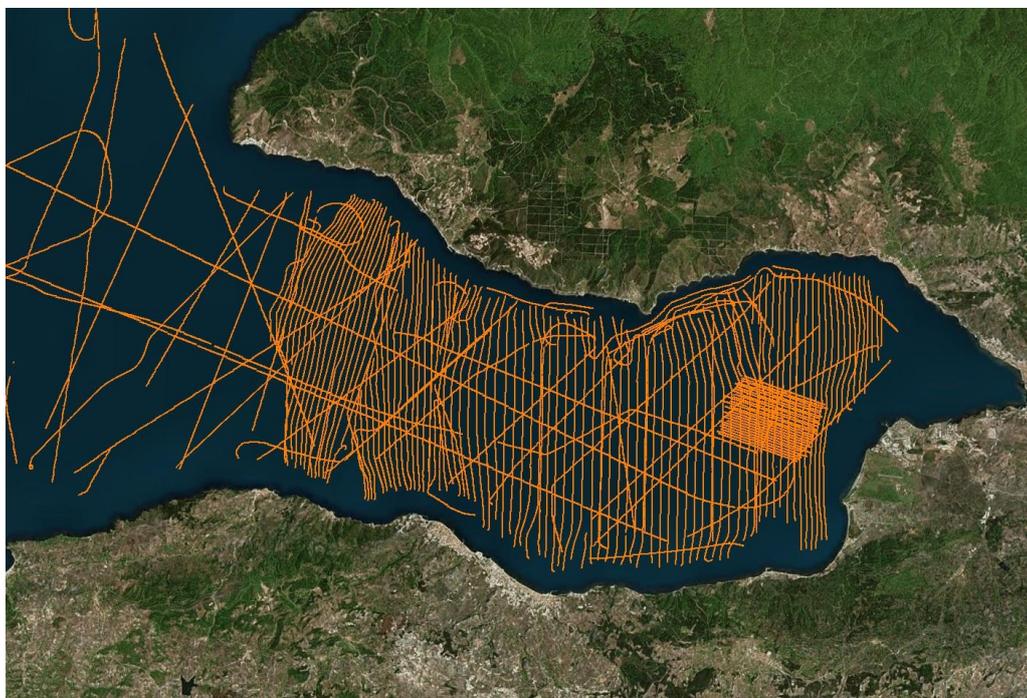


Fig. 3.5. Le 218 linee sismiche acquisite nel Golfo di Gemlik durante la campagna oceanografica MARMARA2005 plottate su immagine satellitare (Google Earth).

La maggior parte di esse è stata acquisita in direzione N-S/S-N, ad eccezione del settore occidentale del golfo nel quale sono prevalenti andamenti NNW-SSE/SSE-NNW. Sono

state acquisite un totale di 148 linee, nominate ge_* dove l'asterisco indica un numero progressivo. Per quanto riguarda le sezioni nominate gem_* esse sono rappresentate dalle linee decisamente più lunghe; ne sono state acquisite 31 e tendono, per lo più, a ricoprire il golfo con andamenti NW-SE/SE-NW oppure SW-NE/NE-SW. Peculiari invece sono le sezioni denominate ged_* che sono in totale 27, spaziate a una distanza estremamente ravvicinata (100 m) a differenza delle altre (in media 350 m per le ge_*); queste, che ricoprono un'area di circa 9 km^2 nel settore centro-orientale del golfo, hanno lo scopo di fornire un dettaglio elevato del fronte deltizio sommerso (v. Cap. 2), già osservato con le sezioni sismiche a spaziatura maggiore. Infine, di minor rilievo, sono presenti 4 brevi linee, effettuate nelle aree in cui sono stati fatti i sondaggi, denominate gec_* , un totale di 7 linee acquisite durante vari spostamenti ($transi_to_mcs_*$) ed 1 linea utilizzata come test iniziale (testone) utile comunque per la mappatura completa. Le 218 linee utilizzate hanno consentito una copertura areale di circa 240 km^2 e, con l'ausilio di Global Mapper, la visione d'insieme della zona, fondamentale per le scelte di organizzazione del lavoro nelle fasi seguenti.

3.2.2 Mappatura dei riflettori tramite SeisPrho LCL

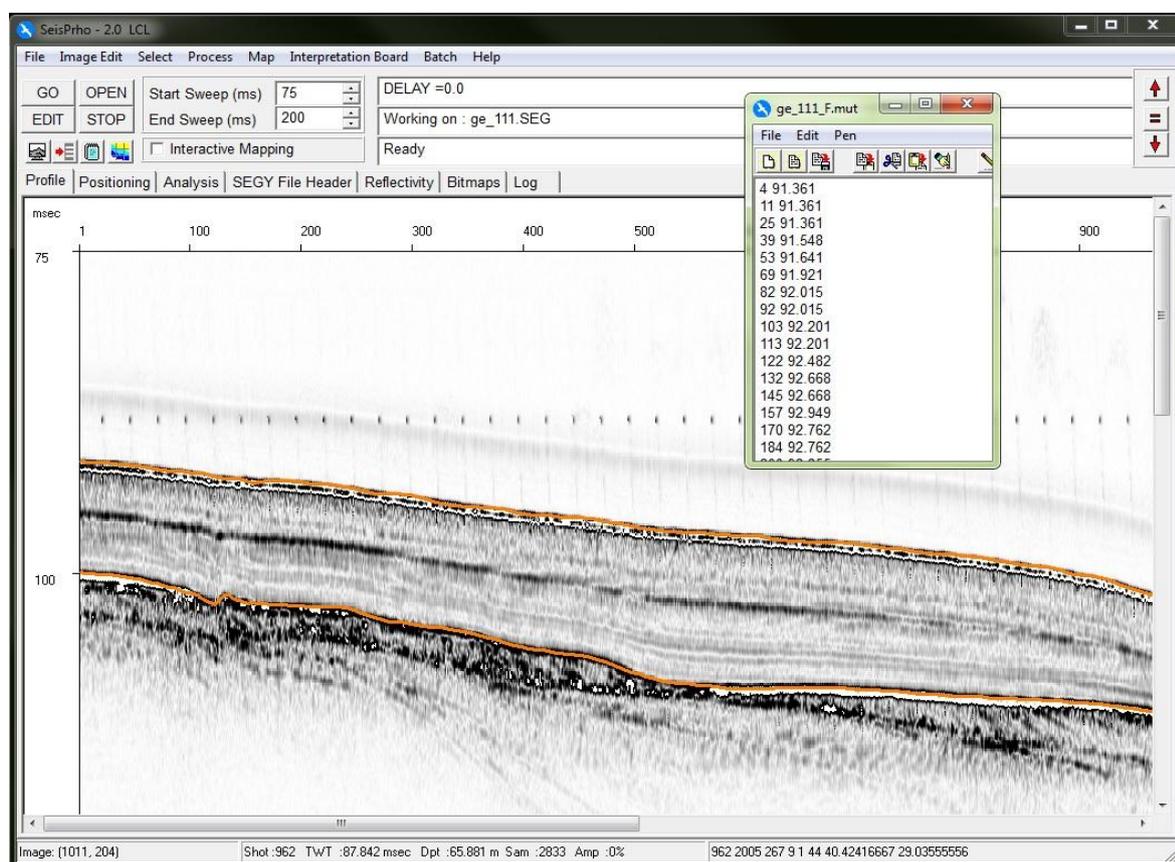


Fig. 3.6. Il software SeisPrho con una parte della sezione ge_111 mostrata. Si nota che ogni informazione relativa alla traccia sismica è disponibile, in basso, muovendo il mouse lungo la sezione. Nell'esempio è mostrata la finestra relativa al picking dei riflettori che, nel caso di questo studio, sono due (in arancione).

SeisPrho (Gasperini & Stanghellini, 2009) è un *software* “open” sviluppato e distribuito dalla UOS di Bologna di ISMAR-CNR. Questo programma risulta estremamente utile per l'elaborazione ed interpretazione di profili sismici ad alta risoluzione. Per la compilazione è stata utilizzata la piattaforma di programmazione Delphi/Kylix, ragione per il cui è disponibile esclusivamente per Windows e Linux. Il programma (Fig. 3.6) permette di utilizzare dati sismici in formato SEG-Y, ed altri formati non standard, per ottenere come

prodotto finale immagini bitmap relative alle sezioni sismiche completamente georeferenziate. Alcuni algoritmi di base consentono di applicare filtri del segnale, ma l'uso principale del programma, si basa sull'interfaccia grafica interattiva che rende disponibili funzioni utili all'interpretazione dei profili, tra cui il *picking* dei riflettori (Fig. 3.6) e la digitalizzazione di mappe. L'analisi traccia-per-traccia delle sezioni sismiche viene infine implementata, oltre all'interpolazione dei dati ed alla mappatura, con l'analisi di riflettività del segnale sismico, per ogni orizzonte considerato.

La prima fase del lavoro è stata quella di digitalizzare il fondale tramite il *picking* del riflettore costituente l'interfaccia acqua sedimenti. Nonostante che, durante la campagna MARMARA2005, fosse stata compilata una mappa del fondale con dati multibeam, si è deciso di mappare il fondo per varie ragioni, ma soprattutto per poter calcolare la riflettività in condizioni di incidenza normale, e per ottenere una superficie di riferimento per la compilazione della mappa di spessore dei sedimenti. Ognuna delle 218 sezioni è stata dunque caricata sul *software* SeisPrho ed elaborata secondo una procedura standard:

- creazione di un'immagine in formato BMP, per ogni sezione, così da poter essere consultata ad ogni evenienza e su qualunque piattaforma;
- generazione dei file di posizione delle linee, *file* (NAV), indispensabili per la georeferenziazione delle immagini;
- generare dei *file* BND, anch'essi per la georeferenziazione dei profili;

Una volta eseguita l'elaborazione standard è stato fatto il *picking* vero e proprio del fondale andando a creare così, sempre per ogni sezione, un *file* di tipo MUT, in formato ASCII e costituito da due colonne di dati contenenti numero di *shot* e TWT per ogni punto selezionato. Questa è di gran lunga l'operazione più lunga, laboriosa e delicata di tutto il processo a cui è direttamente legata la buona riuscita delle mappe successivamente. Come ultima operazione si è proceduto alla creazione dei *file* REF, anche questi di tipo ASCII contenenti il coefficiente di riflessione di ogni punto del *picking* e la profondità in metri, calcolata assumendo una funzione costante di velocità di propagazione delle onde P in acqua (1500 m/s). In una seconda fase, dopo aver analizzato più volte le BMP delle sezioni sismiche, si è passati al *picking* di una seconda superficie. Essa è stata scelta in ragione delle sue caratteristiche peculiari di forte contrasto di impedenza acustica (diagnostica di un cambio drastico nel tipo di sedimentazione e quindi di ambiente), l'effettiva variazione dell'architettura deposizionale al di sopra e sotto di esso ed infine, estremamente importante, per la sua continuità in tutta l'area. La mappatura di questo secondo orizzonte, denominato *Orizzonte-H*, è stata decisamente più complessa data la presenza di artefatti sismici e gas, che in molti casi lo ha reso invisibile, oppure, inoltre per la presenza di riflettori molto simili i quali hanno richiesto di riconoscere terminazioni e geometrie dei corpi sedimentari. Specialmente la zona più profonda è costituita da sedimenti impregnati di gas e fluidi che limitano molto la penetrazione del segnale sismico.

3.2.3 La creazione delle mappe tramite GMT

L'elaborazione dei dati spaziali e delle mappe è stata fatta utilizzando il *software* Generic Mapping Tools, o GMT (Wessel & Smith, 1998). Si tratta di un *software* "open" funzionante tramite l'utilizzo di stringhe di programmazione con le quali è possibile elaborare dati spaziali in formato geografico o proiezione, e renderli in forma grafica tramite immagini 2-D e 3-D. Tali immagini, per lo più mappe o diagrammi, vengono restituite dal *software* in formato PostScript (PS) o Encapsulated PostScript (EPS). Il programma fu creato nel 1988 presso il Lamont-Doherty Earth Observatory ed ufficializzato nel 1991, sin da allora la crescente comunità scientifica utilizzatrice di GMT ha contribuito allo sviluppo ed al miglioramento delle funzionalità tramite la modifica e l'aggiunta di nuove funzioni.

Dopo aver creato e raggruppato i *file* in formato REF tramite l'utilizzo di SeisPrho, sia per il fondale marino (orizzonte F), che per l'orizzonte stratigraficamente significativo (*Orizzonte-H*), è cominciata l'elaborazione per mezzo di una finestra MS-DOS (Fig.3.7) tramite la costruzione di una sequenza di comandi GMT contenuta in *file* "batch" (Fig.3.8).

```

C:\WINDOWS\system32\cmd.exe

C:\SeisPrho_LCL>ECHO OFF
GMT 3.4 Environment initialized
SeisPrho LCL 2.0 Environment initialized
Microsoft Windows [Versione 10.0.10586]
(c) 2015 Microsoft Corporation. Tutti i diritti sono riservati.

C:\SeisPrho_LCL>cd 2005

C:\SeisPrho_LCL\2005>cd FONDO

C:\SeisPrho_LCL\2005\FONDO>copy *_F.REF alldata_F.txt

```

Fig. 3.7. CMD di Windows nonché interfaccia di GMT aperta tramite SeisPrho. Esempio di copia file REF in file di testo.

I *file* BAT di programmazione delle mappe di superficie, sia per l'orizzonte -F che -H, che abbiamo compilato sono composti da una sequenza di funzioni GMT (Fig. 3.8):

- nella prima stringa viene indicato quali dati saranno impiegati per comporre la mappa, si impone difatti di considerare tutti i valori (dei REF presenti nel file alldata_F.txt) costituenti le colonne 8 (coordinate X), 7 (coordinate Y) e 9 (profondità moltiplicata per -1 così da creare valori negativi); dopodiché vengono definite le coordinate massime e minime dell'areale da mostrare in mappa (con il comando -R), la risoluzione con -I, il raggio d'azione da ogni linea sismica con -S ed infine la griglia di dati risultante da tutte queste informazioni di base (con -G).

```

griglia - Blocco note
File Modifica Formato Visualizza ?
gawk "{print $8,$7,$9*-1}" alldata_F.txt | nearneighbor -R28.76/29.16/40.35/40.52 -Gbati.grd -I0.0001 -V -S0.007
grdfilter bati.grd -D0 -Fb0.0015 -V -Gbati_f.grd
grd2cpt bati_f.grd -Crainbow -Z > col.cpt
grdgradient bati_f.grd -A35 -Gint.grd -Nt1.1 -V
grdimage bati_f.grd -Iint.grd -R -JM8.0i -Ccol.cpt -K > bati.ps
grdcontour bati_f.grd -R -JM -0 -K -C5 -A20f7t >> bati.ps
pscoast -Df -G128 -R -JM -B0.1 -0 -K >> bati.ps
psscale -D6.8i/1i/2.8c/0.5c -0 -Ccol.cpt -I -B10::/:m: >> bati.ps
grdreformat bati_f.grd bati_GM.grd=cf

```

Fig. 3.8. Il file BAT relativo alla griglia di programmazione del fondale (F). Ogni riga all'interno dello script è associata ad una stringa di programmazione.

- `grdfilter` permette di filtrare i dati al fine di correggere gli artefatti dovuti, per esempio nel nostro caso, alle "strisciate" sismiche d'acquisizione che creano marcate fasce non reali a causa dell'interpolazione dei dati.
- `grd2cpt` viene impiegato per selezionare la palette di colori che andrà a costituire la mappa; nel nostro caso abbiamo utilizzato, per entrambe le mappe batimetriche, la palette Rainbow (con il comando `-C`), che conferisce colori simili a quelli delle mappe multibeam, seguito dal comando `-Z` grazie al quale viene creata una palette continua.
- la stringa `grdgradient` consente di definire l'illuminazione della mappa tramite la funzione `-A` impostando, nel nostro caso, la provenienza di luce a 35° rispetto al nord così da definire con maggior contrasto le strutture e gli andamenti morfobatimetrici.
- tramite `grdimage`, a questo punto, è possibile far convergere tutte le informazioni impostate precedentemente e generare le immagini relative alle mappe.
- `grdcontour` consente di aggiungere alle mappe le curve di livello; tramite il comando `-C` si è deciso di plottarle ogni 5 m mentre tramite `-A` di far visualizzare il numero relativo alla batimetria (ogni 20 m).
- con `pscoast` è stato possibile disegnare la linea di costa relativa al Golfo di Gemlik impostando la piena risoluzione (f) tramite il comando `-D` ed a cui abbiamo associato il colore grigio tramite `-G`.
- `psscale` permette di visualizzare contestualmente con la mappa la scala di profondità associando ad ogni colore della palette la batimetria; si è deciso di impostare, tramite il comando `-B`, la scala ogni 10 m.
- infine, con `grdreformat`, è stato possibile convertire le griglie delle mappe in formato Global Mapper così da poterle plottare nel *software* insieme alle linee di navigazione già presenti.

Una volta impostato il *file batch* è stato sufficiente salvare ed avviare il calcolo tramite CMD semplicemente digitando il nome del *file*; il tempo necessario per il calcolo e la creazione delle mappe è strettamente dipeso della risoluzione inserita nella prima stringa; al termine di esso le mappe (v. Cap. 4) sono visualizzabili tramite un *file PostScript* generato automaticamente nella cartella in cui si trova la griglia.

La fase successiva ha previsto la realizzazione delle mappe relative alla riflettività dei due livelli mappati. La procedura è stata sostanzialmente la stessa ad eccezione di 5 modifiche apportate alle stringhe descritte in precedenza:

1- Nella prima stringa viene imposto l'utilizzo dei dati REF relativi alle coordinate X (colonna 8), coordinate Y (colonna 7) e, a differenza di prima, la colonna 10 relativa ai dati di riflettività.

2- A seguito del filtraggio viene aggiunta un'ulteriore stringa (`grdmath`) con la quale è possibile, secondo vari algoritmi, correggere i valori di riflettività mappati così da averne una migliore restituzione grafica.

3- Cambiando tipologia di mappe è opportuno cambiare, onde evitare confusione, tipologia di palette di colori; al posto di Rainbow abbiamo inserito Seis, caratteristica per restituire forti colori e dunque utile in questo contesto.

4- Non trattandosi di mappe batimetriche è stata disabilitata la stringa relativa alle linee di livello.

5- La scala di riferimento è stata impostata su intervalli di 0.2 togliendo l'unità di misura.

Di seguito la procedura per la realizzazione di queste ulteriori due mappe è la stessa già descritta in precedenza per le batimetriche.

L'ultima fase di utilizzo di GMT è stata quella riguardante la realizzazione della mappa degli spessori dei sedimenti nel golfo. Questo è stato possibile utilizzando una delle molte funzioni esistenti consentite dalla stringa `grdmath`, già utilizzata per la correzione delle

riflettività, ovvero la sottrazione delle due mappe batimetriche: sottraendo la batimetrica del fondale per quella relativa all'*Orizzonte-H*, difatti, si ottiene una mappa raffigurante il cuneo sedimentario interposto tra i due livelli, con tutte le relative variazioni nello spazio, permettendo di fare importanti considerazioni su sedimentazione, neotettonica e correnti oceaniche. Anche ad essa è stata associata una palette di colori differente (Haxby), le linee di livello sono state disabilitate e la scala di rappresentazione è stata reimpostata, ovviamente, come per le batimetriche ovvero in *step* da 10 m.

3.2.4 Analisi non distruttive dei sedimenti e campionamento

Dei 27 sondaggi effettuati, tramite carotiere a gravità, durante la campagna MARMARA2005 ve ne sono 4 (Fig. 3.9) relativi al Golfo di Gemlik ovvero il GE123, GE124, GE125 e GE126; tuttavia il carotaggio GE125, vicino e simile al 126, è conservato presso la Istanbul Technical University. Le tre carote conservate presso ISMAR-CNR di Bologna sono state sezionate longitudinalmente con una sega circolare, fotografate ed analizzate. Lo studio sulla GE124 (lunga 208 cm) è stato pubblicato nel lavoro di Gasperini et al. (2011) mentre quello relativo alla GE123 (lunga 231 cm) nell'articolo di Taviani et al. (2014); in quest'ultima pubblicazione le due carote, recuperate a breve distanza nella porzione meridionale del delta, sono state messe a confronto associando ambienti e datazioni (v. Cap. 2.2, Fig. 2.11).

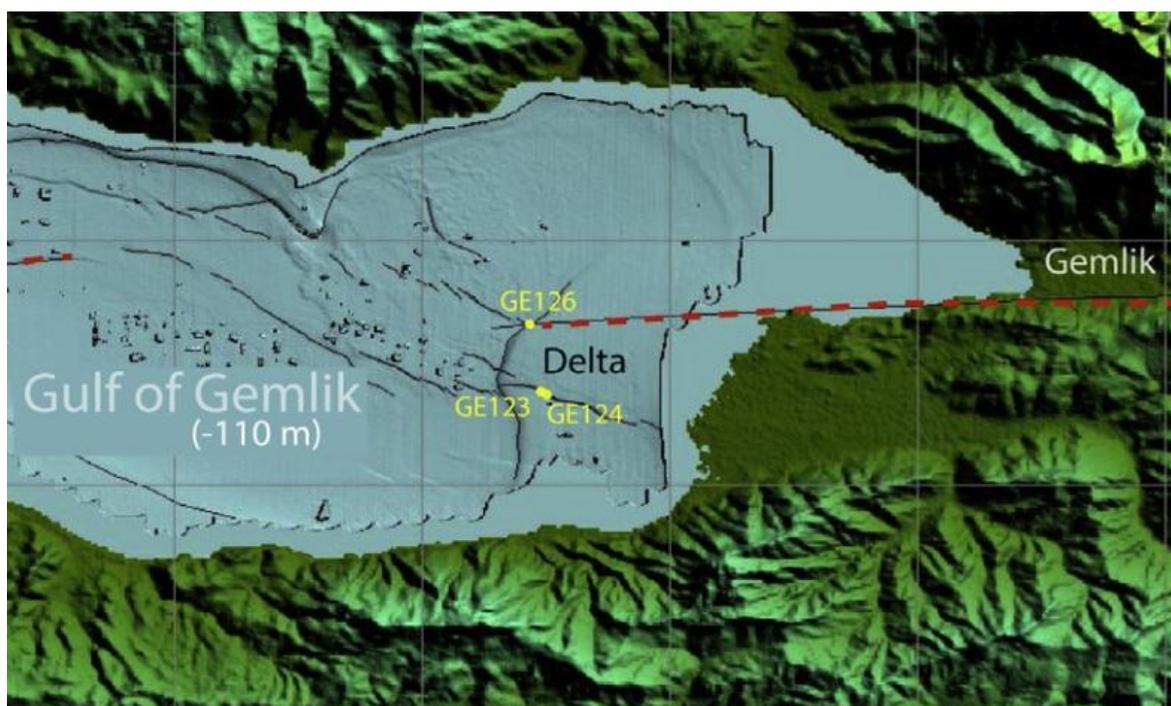


Fig. 3.9. In giallo è mostrata l'ubicazione di 3 dei 4 sondaggi effettuati nel Golfo di Gemlik durante MARMARA2005 (modificata da Taviani et al., 2014).

In questo lavoro si è deciso di studiare la carota GE126 (lunga 266 cm) per tentare di correlare la porzione settentrionale del delta con quella meridionale, integrando le osservazioni sulla nuova carota con alcune analisi di maggior dettaglio realizzate sulla carota GE123. In entrambe le carote sono state effettuate analisi radiografiche, grazie alle quali è possibile notare discontinuità ed eventuali peculiarità altrimenti invisibili ad occhio nudo, ed un log di dettaglio di suscettività magnetica (Fig. 3.10).

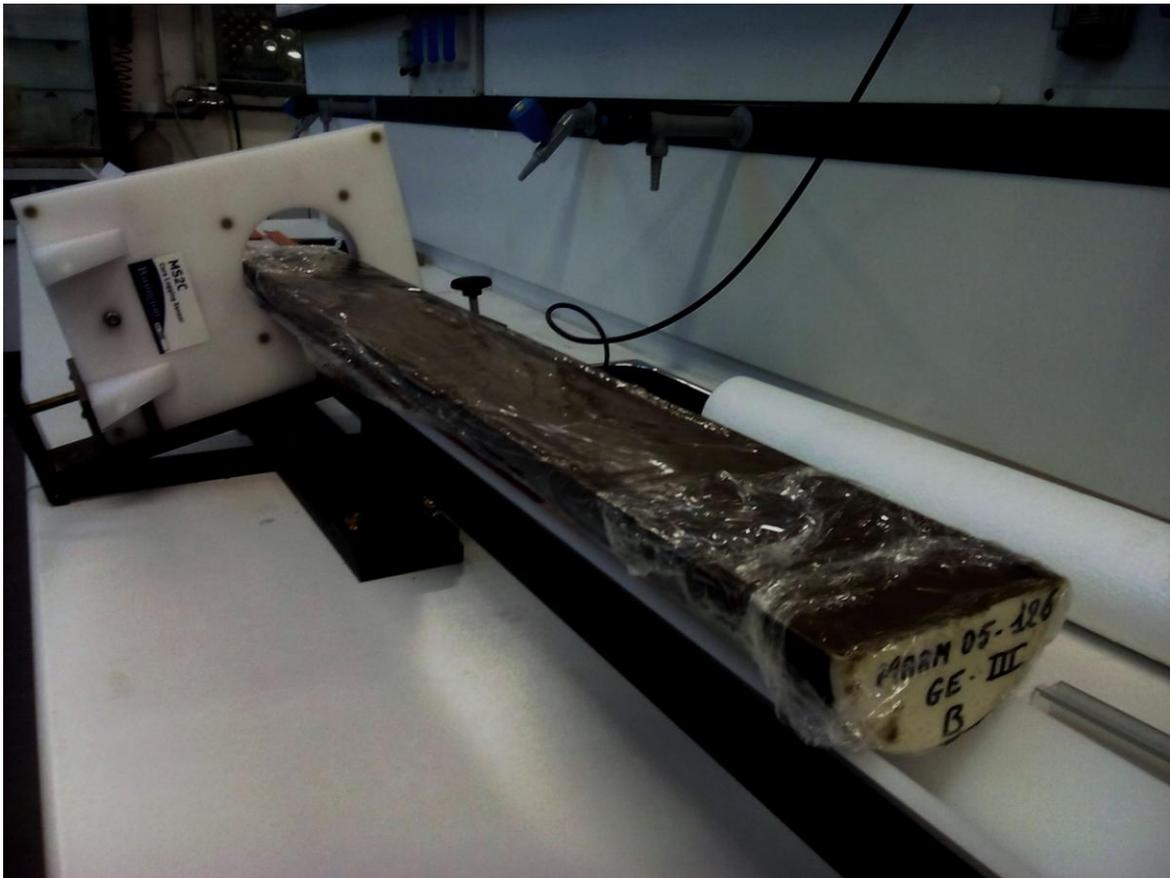


Fig. 3.10. Analisi di suscettività magnetica del sondaggio GE126 tramite lo strumento MS2 (Magnetic Susceptibility Meter) con sensore MS2E (Core Logging Sensor) entrambi della Bartington.

La suscettività magnetica misura la capacità di magnetizzarsi di un determinato materiale ed è rappresentata come un numero puro.

I minerali possono essere:

- diamagnetici ($\ll 0$)
- paramagnetici ($\gg 0$) come ferro e nickel
- ferromagnetici ($\gg \gg \gg 0$) come ossidi di ferro (Magnetite, Ematite, Ilmenite), idrossidi di ferro (Limonite, Goethite) e solfuri tipo la Pirite.

I valori elevati di suscettività magnetica possono essere diagnostici di particolari livelli arricchiti in minerali ferromagnetici, come ad esempio le ceneri vulcaniche, ma anche sensibili alla granulometria dei sedimenti terrigeni, quindi particolarmente efficaci nel riconoscere eventi di risedimentazione, o in generale di “alta energia”. Infatti, essendo i minerali ferromagnetici mediamente più o meno pesanti, si accumulano preferenzialmente nei sedimenti a grana grossolana. Per ogni carota sono state fatte delle misurazioni di suscettività ogni centimetro, con il sensore orientato parallelamente alla stratificazione, ottenendo in tal modo dei profili di suscettività (tramite l’uso del software Excel) con un buon dettaglio. Tali profili infine sono stati associati alle immagini a raggi X e alle foto di dettaglio delle carote (v. Cap. 4); questo ha permesso di avere una visione d’insieme e decidere quali livelli o discontinuità fossero interessanti da campionare per analisi successive.

Le analisi sulla carota GE126 sono state eseguite su 41 campioni di 1 cm di spessore (Fig. 3.11) il cui materiale prelevato ha permesso di effettuare analisi micropaleontologiche. I campioni sono stati pesati, posti in un becher ed essiccati in forno a 45 gradi, presso il laboratorio Argille di ISMAR-CNR.

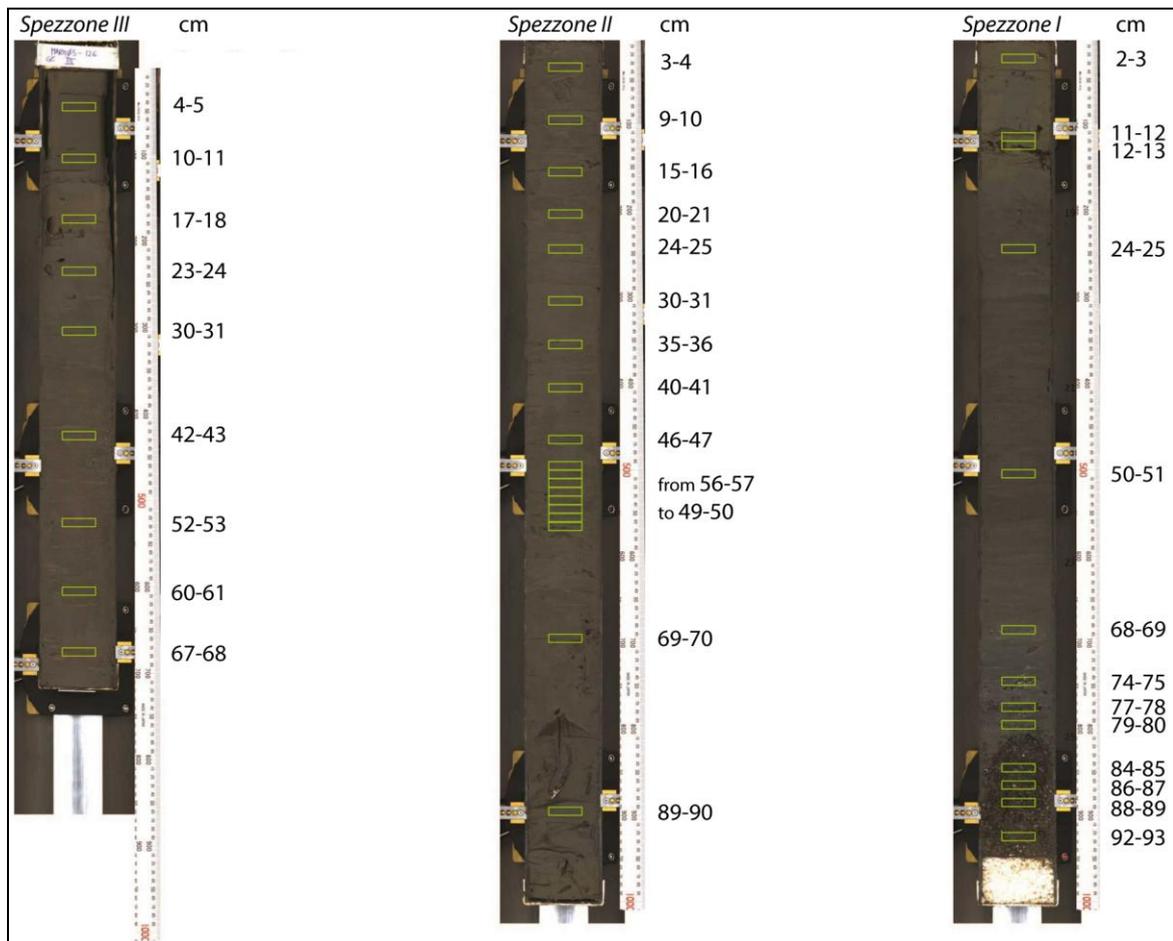


Fig. 3.11. I tre spezzoni della carota GE126, dal più superficiale(III) al più profondo (I), associati ai 41 campionamenti distribuiti in modo eterogeneo. La base ed il tetto di ogni spezzone rappresentano rispettivamente il basso e l'alto stratigrafico.

Successivamente ogni becher, contenente i campioni essiccati, è stato prima pesato nuovamente ed in seguito riempito d'acqua (Fig. 3.12) in modo che il sedimento si disgregasse (operazione che richiede qualche ora); il materiale è stato poi versato in un recipiente alla cui base era presente un filtro con maglie da $63 \mu\text{m}$ e sottoposto ad un getto d'acqua, in modo da trattenere solo le particelle di sedimento superiore, per poi essere ulteriormente filtrato (tramite appositi filtri di carta) così da ottenere solo la frazione solida e messo in forno ad asciugare per almeno 2 ore (Fig. 3.12).



Fig. 3.12. A sx i becher pieni d'acqua nel quale il sedimento va disgregandosi mentre a dx i campioni nei filtri si essiccano in forno presso il laboratorio Argille di ISMAR-CNR.

Il residuo secco del trattamento è stato ulteriormente pesato e posto in una busta siglata (Fig. 3.13). Grazie alla pesatura del campione essiccato e del residuo del trattamento è stato possibile ottenere la percentuale di frazione granulometrica maggiore di 63 micron. Questi dati sono stati infine plottati su una curva (Excel) in forma logaritmica così da poterne apprezzare meglio le variazioni (Fig. 4.17).



Fig. 3.13. Alcune delle buste cartacee siglate utilizzate in questo lavoro.

Come ultima analisi, associata alle due carote, si è deciso di integrare le precedenti informazioni con il sismogramma relativo alla stazione di campionatura acquisito in fase di carotaggio, utilizzando la funzione Oscilloscopio (Fig. 3.14) presente nel software SeisPrho.

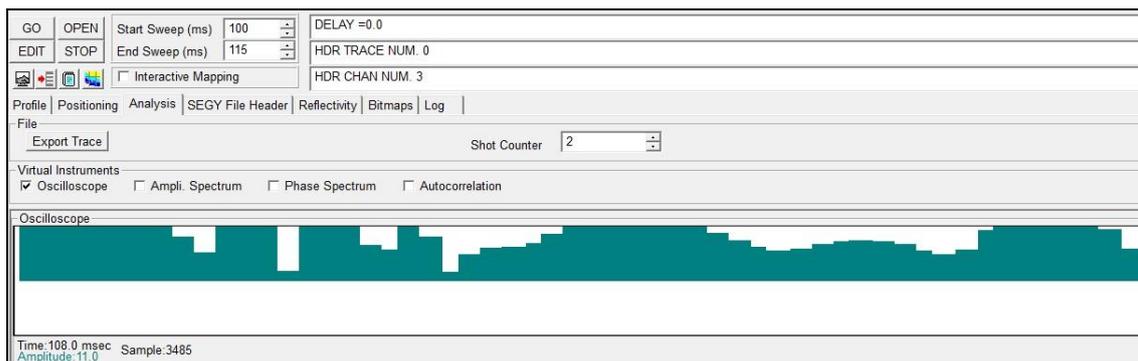


Fig. 3.14. La funzione di ampiezza del segnale ottenuta tramite SeisPrho.

Per ottenere questo tipo di informazione è necessario caricare su SeisPrho le sezioni sismiche relative alla procedura di carotaggio: durante tutta la fase operativa, infatti, viene tenuto attivo il sistema CHIRP che permette di registrare in dettaglio il sismogramma sulla verticale della stazione. Nel nostro caso sono state utilizzate le sezioni sismiche gec_123 e gec_126 rispettivamente associate ai sondaggi GE123 e GE126.

Dopo aver caricato le sezioni sul software è necessario delimitare la scala di profondità alla lunghezza della penetrazione del tubo carotiere nel sedimento seguendo una determinata procedura:

- Per delimitare orizzontalmente è fondamentale posizionarsi sullo *shot* relativo al momento della penetrazione del carotiere, così da eliminare tutto il resto della sezione. Per conoscere il punto esatto è sufficiente osservare all'interno della colonna d'acqua, sempre nella sezione sismica, dove il disturbo causato dalla discesa del carotiere intercetta il fondo (Fig. 3.15).
- Per quanto riguarda la scala verticale è invece fondamentale settare il sistema con velocità di propagazione delle onde acustiche in modo appropriato così che il sistema possa stimare la profondità di interesse, trattandosi di sedimenti fini incoerenti ed estremamente recenti si è deciso di considerare la velocità dell'acqua, o poco più, come valore accettabile inserendo dunque 1550 m/s. Una volta inserito il valore è sufficiente fare doppio click all'interfaccia acqua sedimenti e scorrere verso il basso finché il *software* non indica la profondità di interesse: viene considerata la profondità di penetrazione del carotiere, valore ottenuto durante l'operazione di carotaggio, disponibile in ogni report di fine campagna oceanografica (Bortoluzzi et al., 2005). Nel nostro caso sono stati utilizzati i valori 435 cm per la GE126 e 355 cm per la GE123.

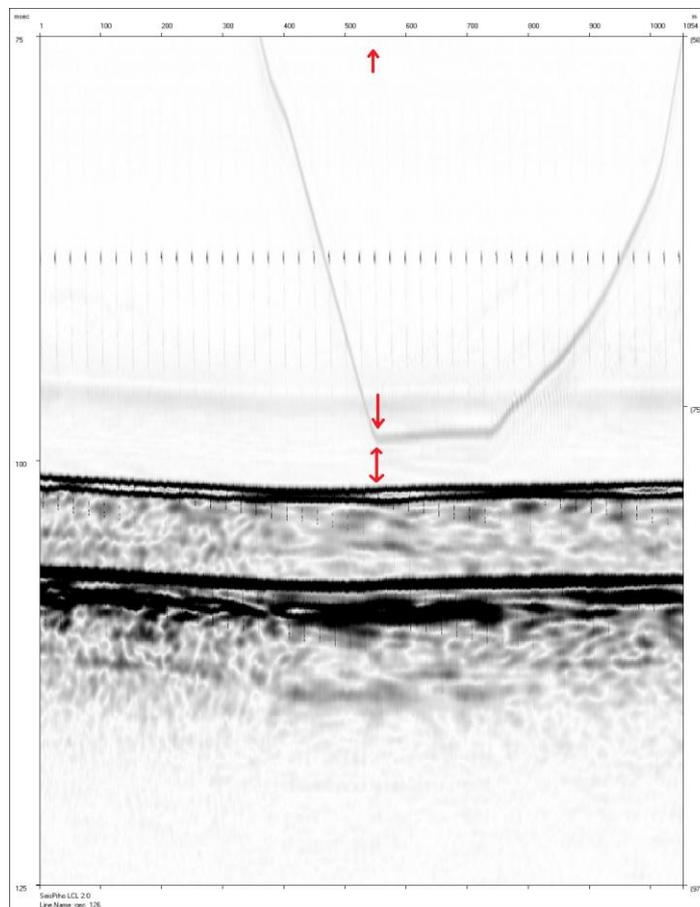


Fig. 3.15. Dettaglio della sezione gec_126, le frecce rosse indicano il punto in cui il carotiere penetra il fondo ed il relativo shot proiettando questo punto verso l'alto.

Una volta delimitata con cura la porzione di sezione relativa a ciascun sondaggio, il software genera tramite la funzione Oscilloscopio (Fig. 3.14) una curva che, tramite il comando *Export Trace*, può essere lavorata successivamente con Excel. Questo consente di ottenere informazioni relative ad eventuali variazioni di ampiezza, registrate dal segnale, altrimenti invisibili ad occhio nudo riuscendo così a delimitare zone all'interno delle carote rappresentate da differenti impedenze acustiche (non registrate come riflettori sismici a causa dei bassi valori) e quindi differenti proprietà fisiche.

3.2.5 Analisi al microscopio ottico

Come per la carota GE123, nella quale erano state utilizzate principalmente le malacofaune come *proxy* per la ricostruzione paleoambientale (Taviani et al., 2014), anche nella GE126 si è ricorsi all'utilizzo di analisi paleontologiche al fine riconoscere i paleoambienti registrati nella successione esaminata. In questo caso, vista l'estrema scarsità di macrofossili, ci si è basati sull'analisi di microfossili, soprattutto foraminiferi, le cui associazioni bentoniche presenti sono strettamente legate alle condizioni chimico-fisiche dell'ambiente di sedimentazione, quali salinità, ossigeno, profondità, apporto sedimentario e quantità di materia organica presente.

In una prima fase i campioni sono stati analizzati, uno alla volta, presso il laboratorio di microscopia ottica di ISMAR-CNR (Fig. 3.16) secondo la procedura standard: una porzione di materiale per ogni campione viene messa in una vaschetta metallica nel quale, con l'ausilio del microscopio, è possibile analizzarne il contenuto fossile in dettaglio (interazione possibile solo tramite l'utilizzo di un pennello a punta molto fine). Ogni volta che l'analisi si conclude il residuo utilizzato viene re-immesso nella busta campionatrice, così da consentirne ulteriori analisi future, mentre la vaschetta metallica viene attentamente pulita tramite aria compressa così da evitare contaminazioni tra i vari campioni.



Fig. 3.16. Laboratorio di microscopia ottica presso ISMAR-CNR.

Un'analisi più dettagliata è stata effettuata presso il Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali (BIGEA), dell'Università di Bologna dal Dott. Stefano Vaiani. In questa fase sono state definite con maggiore precisione le variazioni delle associazioni bentoniche per permettere un confronto con l'evoluzione paleoambientale registrata nella carota GE123 (Taviani et al., 2014).

L'identificazione dei foraminiferi bentonici e l'interpretazione paleoambientale delle associazioni si sono basate su alcuni lavori di riferimento, quali AGIP (1982), Cimerman & Langer (1991), Kaminski et al. (2002) e Rasmussen (2005). Inoltre, per l'interpretazione paleoambientale è stato considerato anche lo stato di conservazione degli esemplari per evidenziare fossili trasportati o rimaneggiati.

CAPITOLO 4 – Analisi dei dati

4.1 Mappa morfobatimetrica

L'elaborazione dei dati ottenuti tramite il *picking* del riflettore costituente l'interfaccia acqua sedimento, ha permesso di compilare una nuova mappa morfobatimetrica ad alta risoluzione del Golfo di Gemlik. La mappa, mostrata in figura 4.1, copre un'area di circa 240 km², caratterizzata da una profondità massima di 112 m nel centro del bacino, ed una minima di 32 m nell'estremità nord-ovest, come evidenziato nella scala a colori in alto a destra e tramite le curve di livello. La profondità è stata calcolata dal *software* SeisPrho convertendo il tempo di percorso doppio del segnale acustico (ms) in profondità (m), tenendo in considerazione la velocità media di propagazione delle onde acustiche in acqua (1500 m/s). L'immagine, inizialmente ottenuta in formato PostScript utilizzando il *software* GMT, è stata esportata in formato BMP, così da mantenerne la massima risoluzione e consentirne la georeferenziazione in ambiente SeisPrho. Essa è stata plottata sovrapposta ad un'immagine satellitare Google Earth, appositamente filtrata in toni di grigio, così da esaltare le variazioni batimetriche; in questo modo sono chiari i rapporti con la linea di costa e l'individuazione immediata della porzione di mare non coperta dalle linee sismiche per motivi di sicurezza della navigazione. L'area di studio è compresa tra le longitudini 28°45'36" E, 29°09'37" E e le latitudini 40°21'0.7" N, 40°31'13" N, le quali vengono mostrate dal grigliato posto a cornice delle immagini. Questi limiti geografici sono stati scelti nella fase iniziale del lavoro così da ottimizzare il campo di visualizzazione dell'area di studio. Infine, nell'angolo in basso a sinistra di ognuna delle immagini, è possibile apprezzare la barra chilometrica relativa alle distanze in pianta.

Dalla mappa di figura 4.1, si nota che la forma del bacino è strettamente correlata alla morfologia costiera. Il depocentro, delimitato ad ovest da una soglia posta a circa -50 m che separa il golfo dal resto del Mar di Marmara (v. Cap. 2), ha la forma di una ellisse allungata in direzione NW-SE. Oltre alla zona depocentrale, e all'assetto generale morfologico del bacino, risalta in modo evidente la forma lobata rialzata nel settore centro-orientale, che rappresenta il delta sommerso del fiume Kocadere (Fig. 4.1), disattivato a seguito dell'ultima risalita del livello eustatico globale (v. Cap. 2.2). Questo corpo sedimentario segue l'ampio arco dalla costa meridionale collegandosi alla porzione più profonda del bacino a partire dalla costa orientale del golfo, di fronte alla città di Gemlik (Fig. 4.1). Tutto il resto della porzione sommersa del golfo è rappresentato da piattaforme costituenti le naturali protrusioni delle zone costiere; esse si configurano notevolmente differenti sia arealmente che morfologicamente, denotando l'effettiva diversità dei tratti costieri e dell'evoluzione ambientale. Nel settore centro settentrionale della mappa, infine, si nota una morfologia ben definita che sembra essere la naturale continuazione sommersa di un promontorio costiero, ben visibile anche da satellite, adiacente la città di Kapakli (Fig. 4.1).

Grazie alla mappa morfobatimetrica, che permette la visione d'insieme del fondale, è stato possibile effettuare l'analisi morfologica del fondo mare. Questo ha consentito di individuare 7 aree principali (Fig. 4.2) che si differenziano per profondità media, geomorfologia, differenti processi sedimentari e strutture tettoniche, con limiti spesso bruschi e netti, da est a ovest: 1) *Delta*; 2) *Piattaforma Orientale*; 3) *Depocentro*; 4) *Promontorio*, 5) *Piattaforma Meridionale*; 6) *Piattaforma Settentrionale*; 7) *Piattaforma Occidentale*.

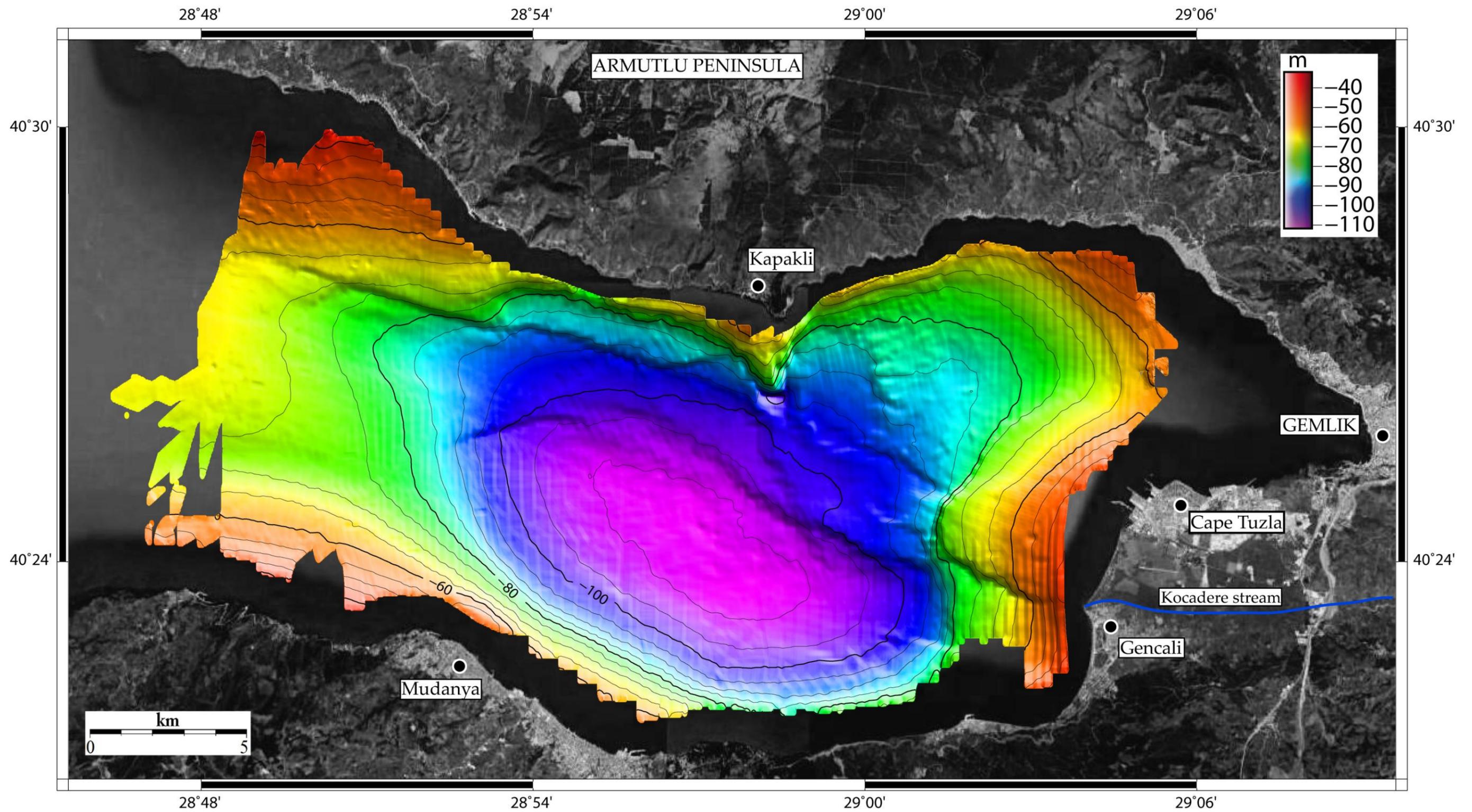


Fig. 4.1. Mappa morfobatimetrica a rilievo ombreggiato (shaded relief) del Golfo di Gemlik, con profondità in scala a colori e isobate ogni 5 metri; immagine satellitare da Google Earth per la parte emersa del golfo.

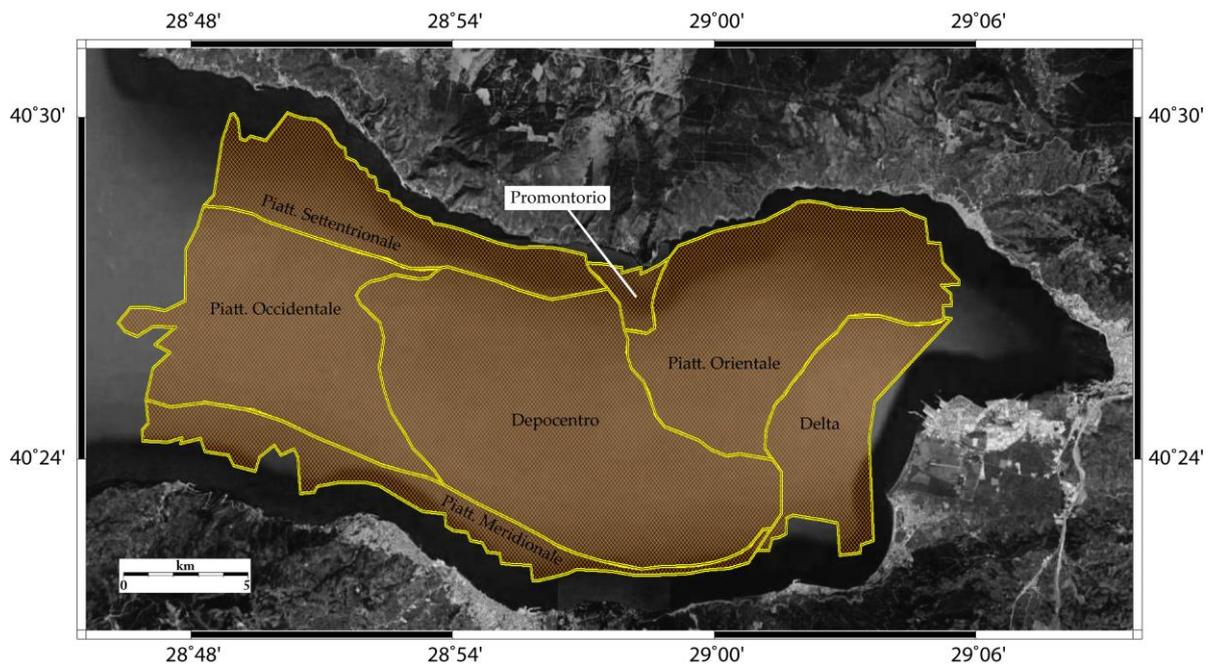


Fig. 4.2. Classificazione del Golfo di Gemlik in settori caratterizzati da morfologie caratteristiche e distintive.

L'area maggiormente estesa è costituita dai 78 km² del *Depocentro*, mentre la minore dai 3 km² del *Promontorio*; il *Delta* mostra un'area complessiva di circa 22 km²; le piattaforme, *Orientale*, *Meridionale*, *Occidentale* e *Settentrionale* rispettivamente 50, 19, 44 e 26 km². Grazie all'ausilio di Global Mapper, è stato possibile realizzare profili batimetrici (Fig. 4.3) di settori chiave del fondale potendo così apprezzarne le variazioni in dettaglio.

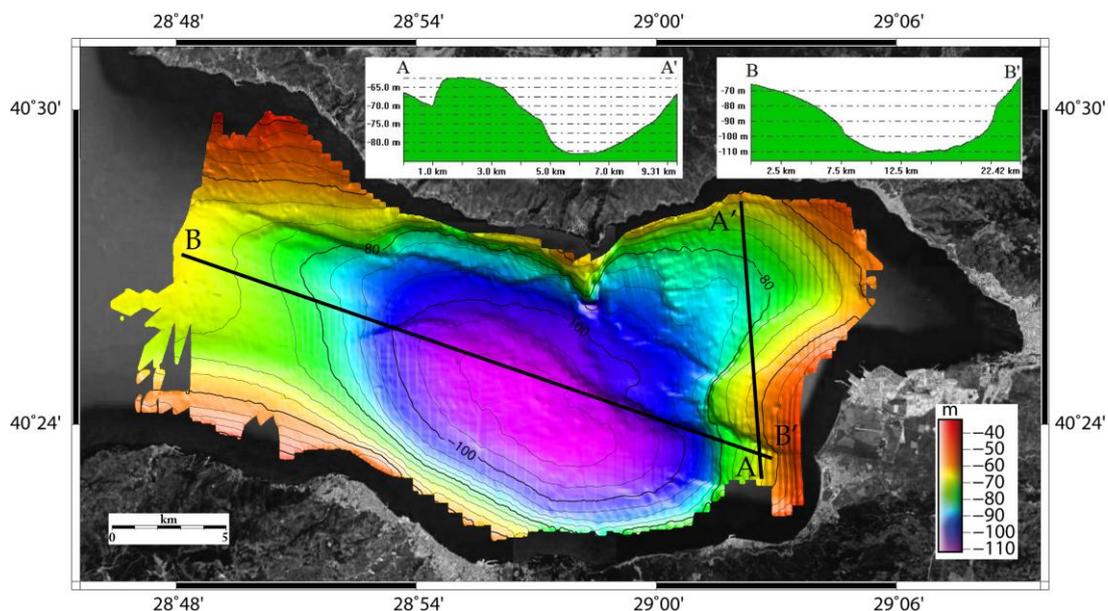


Fig. 4.3. Profili batimetrici lungo la zona del *Delta* (A-A'), in direzione N-S, e lungo l'asse principale del bacino (B-B') con direzione NW-SE.

Analizzando il profilo batimetrico A-A' (Fig. 4.3), orientato approssimativamente nord-sud attraverso l'area del *Delta*, è possibile notare che la profondità tende inizialmente ad aumentare verso nord fino a circa -70 m, per poi tornare bruscamente, tramite un gradino morfologico, a quote negative inferiori, delineando così il profilo del *Delta* per circa 4 km. Proseguendo verso nord, si vede che, intorno al quinto km di sezione, la batimetria

sprofonda oltre i -80 m, mostrando una forma ad U che dal fianco del *Delta* si raccorda rapidamente alla costa nord-orientale del golfo. Il profilo B-B' è orientato parallelamente all'asse principale del bacino (NW-SE) e attraversa il *Depocentro*. La *Piattaforma Occidentale* del golfo, che da circa -65 m va a raccordarsi al *Depocentro* del bacino, è piuttosto ampia. Il *Depocentro* raggiunge una estensione di oltre 15 km e la profondità massima di circa -112 m. Infine, il profilo batimetrico B-B' mostra che la transizione tra la zona depressa e la porzione sud del *Delta* è più acclive rispetto al raccordo con la *Piattaforma Occidentale* nella parte opposta del golfo.

Nella porzione centrale del bacino, i profili batimetrici C-C' e D-D' (Fig. 4.4) attraversano il *Depocentro* in direzione NE-SW e quindi trasversalmente rispetto al profilo B-B'.

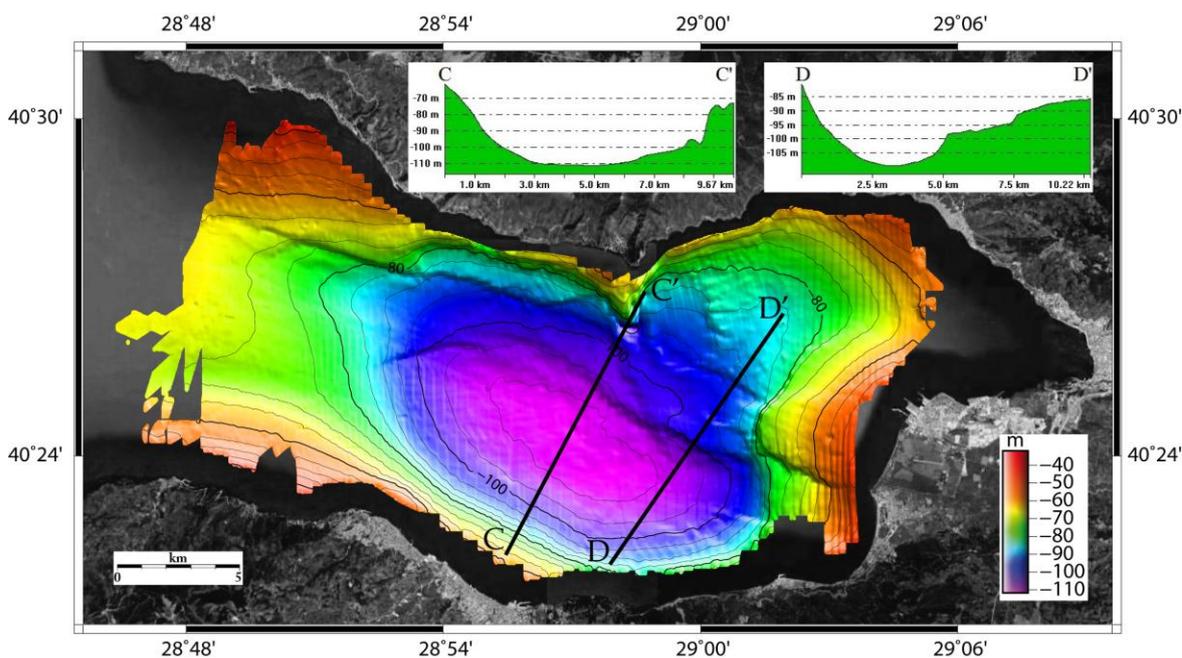


Fig. 4.4. Profilo batimetrico ortogonale al *Depocentro* (C-C') e lungo l'asse minore del bacino (D-D').

Partendo da sud, il profilo D-D' mostra la notevole acclività della *Piattaforma Meridionale*, che molto rapidamente si raccorda al *Depocentro* largo circa 3 km in quest'area. In questo caso la depressione è delimitata verso N-E da due scalini morfologici, localizzati al quinto e al settimo km di sezione, che delimitano due aree più pianeggianti poste sulla *Piattaforma Orientale*. I due scalini morfologici sono rappresentati sulla mappa morfobatimetrica dai lineamenti strutturali orientati WNW-ESE, che delimitano lo sviluppo del *Depocentro* stesso. La *Piattaforma Orientale* inoltre si presenta irregolare e mostra un fondo mare ondulato. Anche nel profilo C-C' si nota la morfologia della zona depocentrale del bacino, qui largo fino ad 8 km. La parte nord-orientale del profilo C-C' mostra una fossa delimitata a S-W dai lineamenti strutturali descritti precedentemente e a nord dalla parte sommersa del *Promontorio*, associato ad elevati gradienti batimetrici.

La sezione E-E' (Fig. 4.5), spostandoci verso l'estremità occidentale della mappa, mostra che la *Piattaforma Meridionale* nella parte più profonda, intorno al km 2.5 della sezione, è delimitata da un lieve affossamento, che la divide dalla adiacente *Piattaforma Occidentale*; quest'ultima, mostra una forma tondeggiante, ed è bordata verso nord da una seconda leggera depressione che la delimita dalla *Piattaforma Settentrionale*. Al km 7 del profilo, si nota che la *Piattaforma Settentrionale* in quest'area acquista una notevole e regolare acclività, fino a un minimo assoluto di profondità di -32 m, raccordandosi infine alle coste alte e rocciose della penisola di Armutlu. In questo settore della *Piattaforma Settentrionale* inoltre si notano forme particolari allungate, evidenziate tramite il riquadro azzurro in figura 4.5. La sezione F-F' (Fig. 4.5) mostra per la *Piattaforma Meridionale* una minore

acclività rispetto alla sezione E-E', andando a raccordarsi alla *Piattaforma Occidentale* in maniera graduale. In questo caso, la morfologia risulta asimmetrica, con un minimo batimetrico nel settore nord, la cui terminazione è costituita da un brusco scalino, lineamento morfologico ben visibile in mappa (v. Cap. 2), che immette infine nella *Piattaforma Settentrionale*.

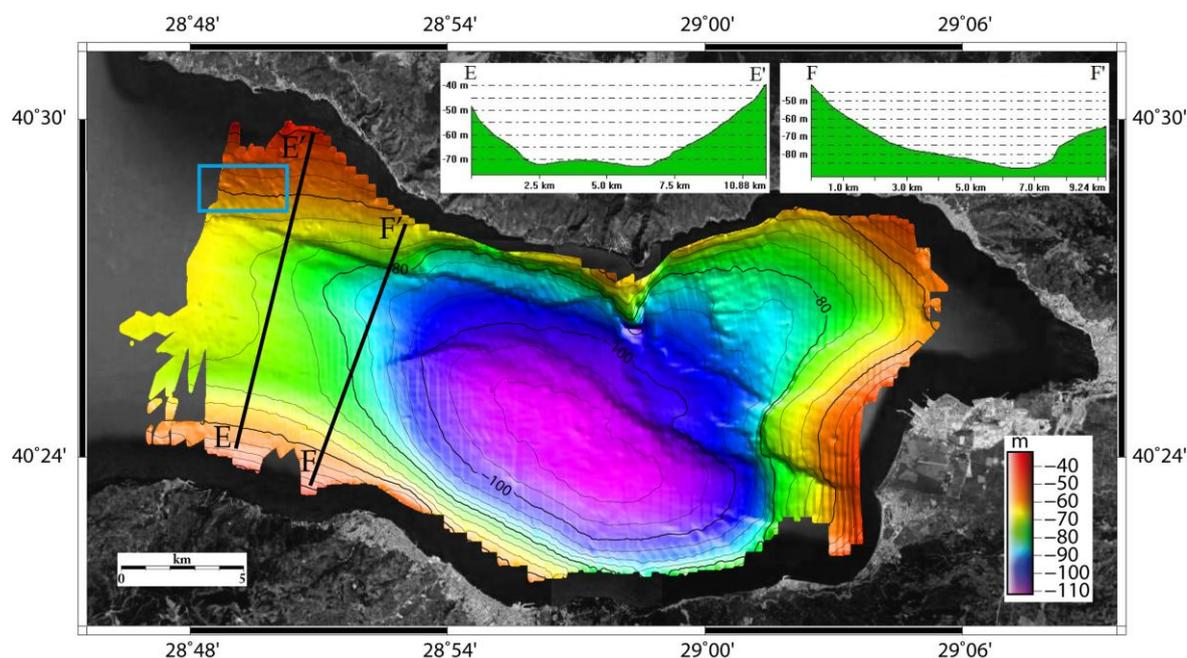


Fig. 4.5. Profili batimetrici E-E' e F-F' nella porzione occidentale del golfo. Il riquadro azzurro evidenzia la posizione delle forme allungate presenti sulla *Piattaforma Settentrionale*.

4.2 Riflettività del fondo

La mappa di riflettività del fondale di figura 4.6 è stata compilata per consentire l'analisi delle differenze nelle proprietà acustiche dell'interfaccia acqua-sedimento nel Golfo di Gemlik che possono essere riferite alla distribuzione dei depositi sedimentari e dunque ai processi geologici attuali o recenti che agiscono nell'area in esame. Assumendo che la riflettività sia funzione delle caratteristiche fisiche dei sedimenti analizzati, e in particolare della granulometria media (Shumway, 1960; McCann & McCann, 1969; 1985; Dunlop, 1992; Gasperini, 2004), si è in grado di correlare la distribuzione spaziale di questo parametro a quella dei sedimenti, potendo fare ipotesi sulla provenienza degli apporti e sulle modalità di messa in posto.

La relazione tra riflettività e granulometria media dei sedimenti è tuttavia significativa solamente a parità di altre condizioni. Infatti, essa è fortemente condizionata da fattori quali l'alto gradiente topografico o eventuali irregolarità nella batimetria che agiscono come "diffrattori" dell'energia sismica e possono diminuire il valore della riflettività anche in assenza di differenti caratteristiche dei sedimenti.

La mappa di figura 4.6 mette in evidenza alti valori di riflettività (colore rosso) in corrispondenza dell'intera fascia prossima alla costa che potrebbero essere associati alla presenza di sedimenti a granulometrie relativamente maggiori. Al contrario, il minimo di riflettività (colore blu) si registra nelle zone più distali, ovvero in corrispondenza del *Depocentro* e nell'asse lungo la parte profonda della *Piattaforma Orientale*. Il *Promontorio* risulta essere caratterizzato dai valori in assoluto più alti all'interno del golfo, mentre la fossa che ne borda l'estremità sud, ben visibile nella mappa batimetrica di Fig. 4.1, non ha nessuna espressione in termini di riflettività.

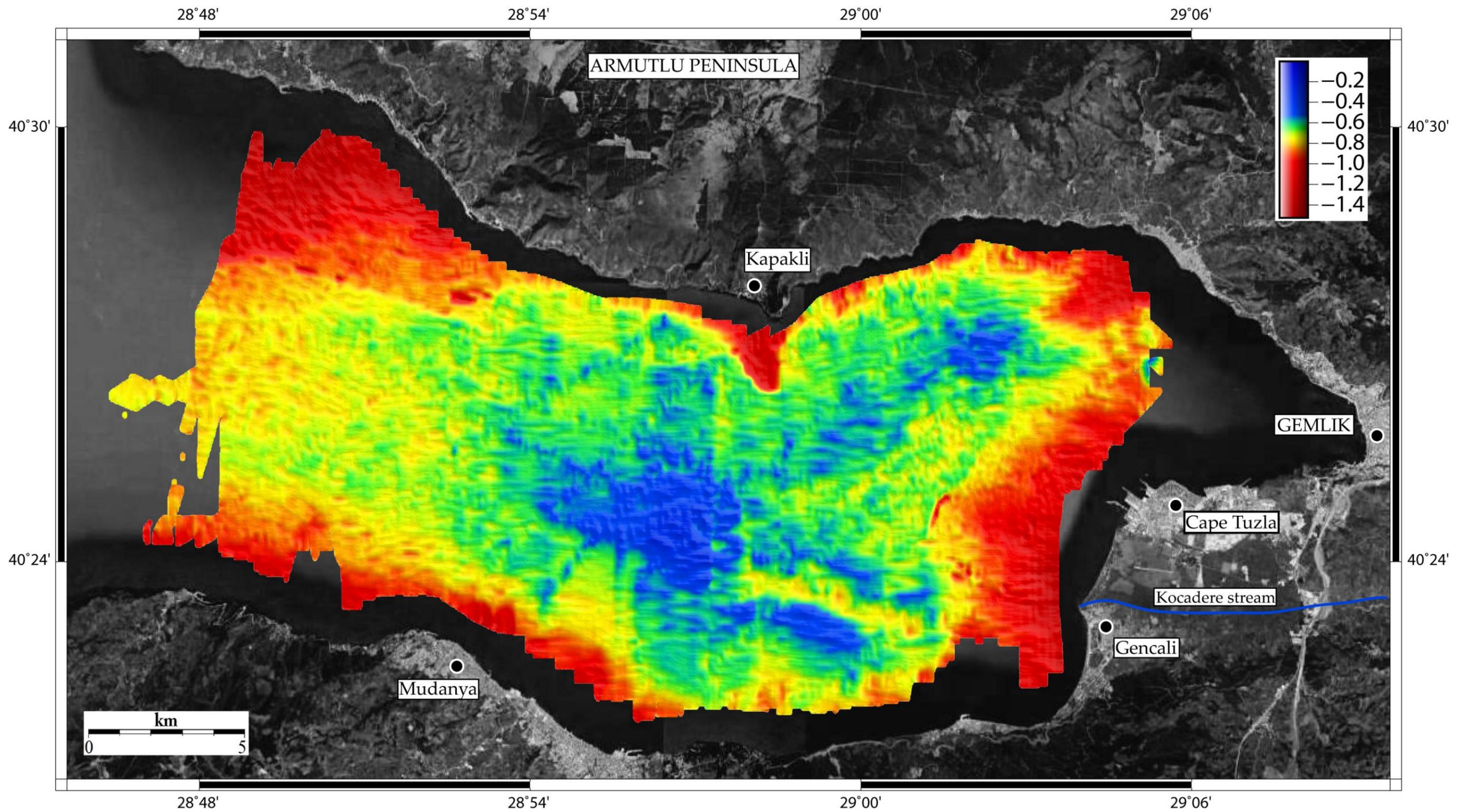


Fig. 4.6. Mappa di riflettività relativa del fondale del Golfo di Gemlik in scala a colori.

Anche le piattaforme *Settentrionale* e *Meridionale* mostrano elevati valori di riflettività, che con l'aumentare di profondità e distanza dalla costa vanno diminuendo. Più bassi sono i valori restituiti dai sedimenti della *Piattaforma Occidentale* che, in accordo con il profilo batimetrico E-E' (Fig. 4.5), mostra riflettività maggiori in corrispondenza del rigonfiamento centrale rispetto ai due lievi affossamenti che ne segnano i confini meridionale e settentrionale.

Le principali anomalie che si osservano nella mappa di riflettività del fondale sono in due settori (riquadri neri in Fig. 4.7): 1) in corrispondenza dell'estremità sud-orientale del *Depocentro*, dove è visibile una sorta di "dorsale" leggermente incurvata che spicca rispetto al *pattern* di riflettività circostante; 2) sul fronte deltizio sommerso dove si osserva una anomalia positiva di riflettività di forma semicircolare.

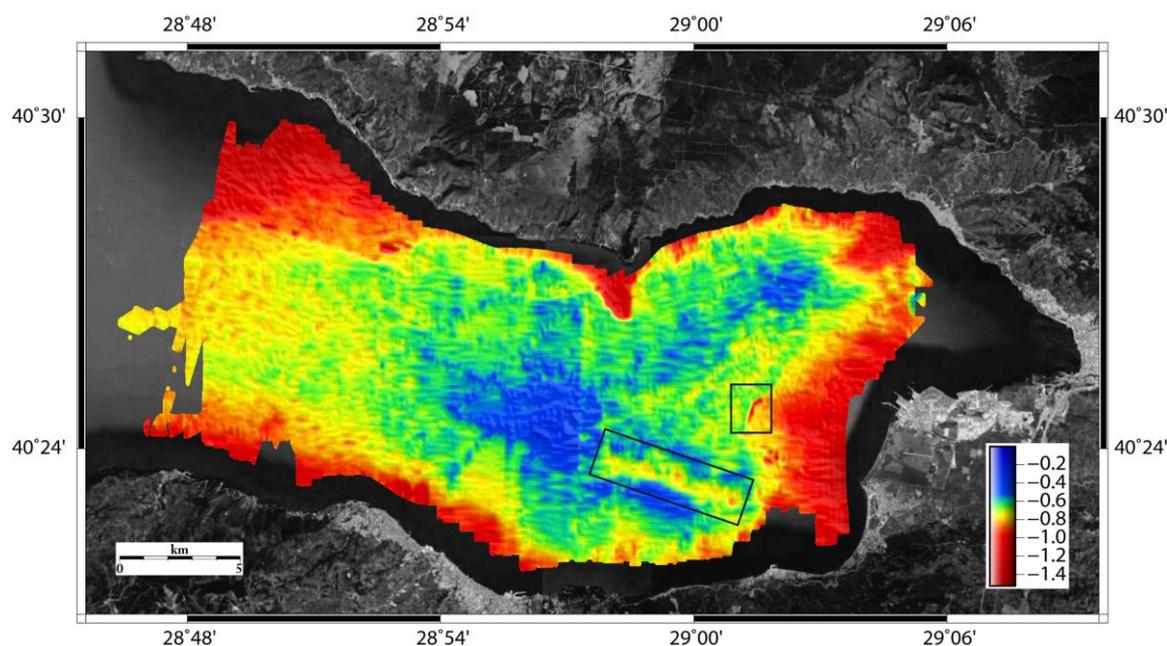


Fig. 4.7. Mappa di riflettività del fondale marino del Golfo di Gemlik con evidenziate due principali anomalie di riflettività (riquadri neri).

4.3 Morfologia dell'Orizzonte-H

La mappa morfologica di figura 4.8 mostra l'andamento del riflettore di grande ampiezza e continuità laterale denominato *Orizzonte-H* poiché ipotizzato come base della successione olocenica. Questa mappa (Fig. 4.8) ha la stessa estensione areale della mappa del fondale, essendo stata compilata utilizzando lo stesso *set* di dati. Le linee di livello in questo caso rappresentano la profondità dell'*Orizzonte-H* rispetto alla superficie, calcolata assumendo una velocità costante di propagazione del segnale sismico nell'acqua e nei sedimenti superficiali (v. Cap. 3). La profondità massima raggiunta è intorno ai -132 m, circa 20 m in più rispetto al fondale, mentre la minima viene stimata a -32 ovvero identica alla minima batimetrica. Se trascuriamo le deformazioni successive per effetto della tettonica, del carico e della compattazione differenziale dei sedimenti, la mappa di figura 4.8 rappresenta la morfobatimetria del Golfo di Gemlik in un tempo, per il momento imprecisato, corrispondente a una fase paleoambientale molto diversa del Mar di Marmara.

Dal confronto tra le mappe di figura 4.8 e 4.1 si nota che la zona del *Promontorio*, ad eccezione delle differenti profondità, è rimasta pressoché invariata rispetto al fondale, con la base frontale contornata dalla linea dei -100 m che immette nel medesimo piccolo sprofondamento che in questo caso è di oltre 15 m.

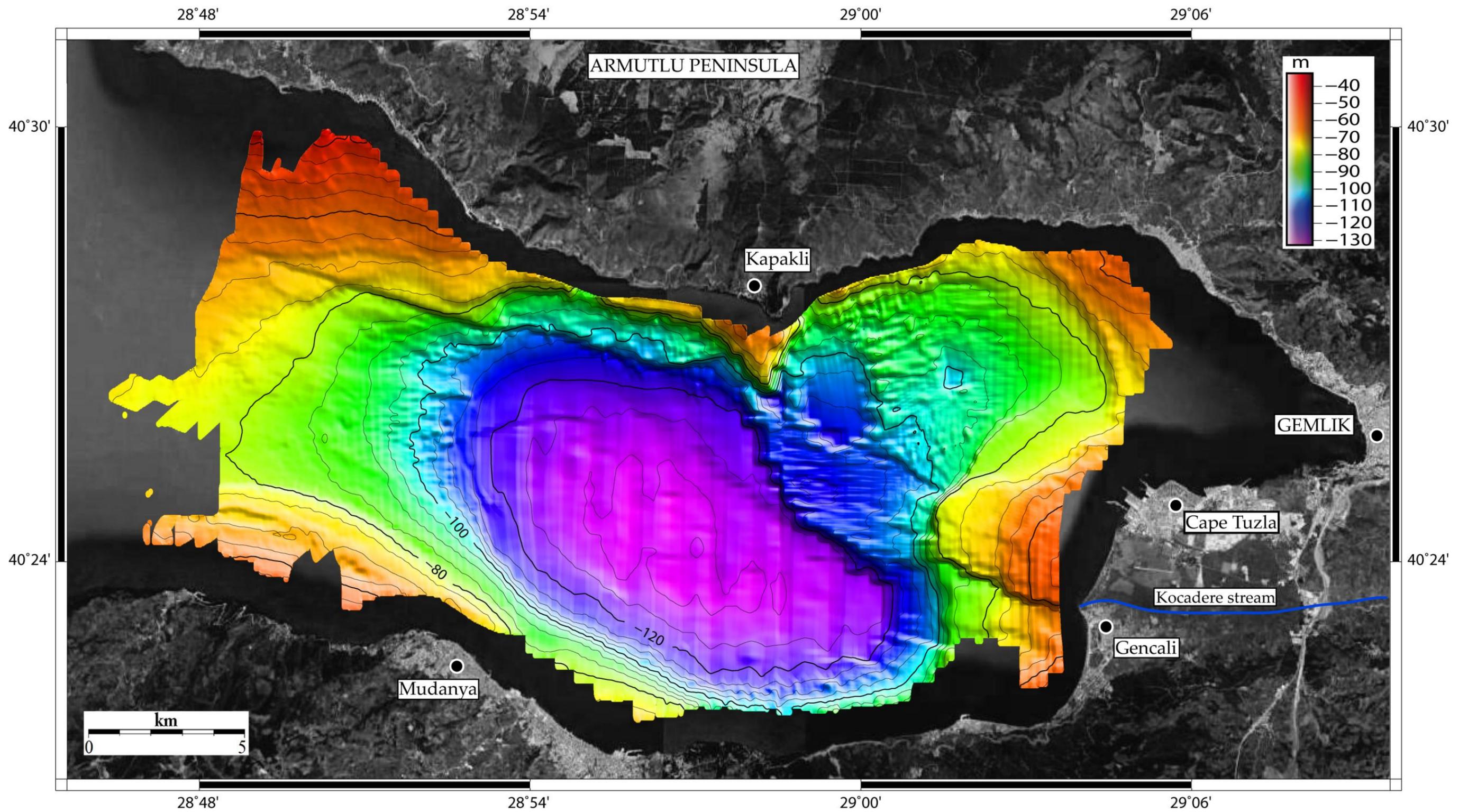


Fig. 4.8. Mappa morfologica a rilievo ombreggiato (shaded relief) dell'Orizzonte-H con profondità in scala a colori e isobate ogni 5 metri; immagine satellitare da Google Earth per la parte emersa del golfo.

All'interno della *Piattaforma Orientale*, si notano due depressioni circolari (Fig. 4.9) che non hanno espressione nella mappa batimetrica. Entrambe le depressioni sono caratterizzate da una profondità di circa 10 m rispetto al territorio circostante, ma la depressione ad ovest ha un'estensione notevolmente maggiore. Sempre all'interno della *Piattaforma Orientale* si nota che i due gradini morfologici descritti nel profilo C-C' (Fig. 4.4) risultano maggiormente definiti ed accentuati in questo livello più profondo.

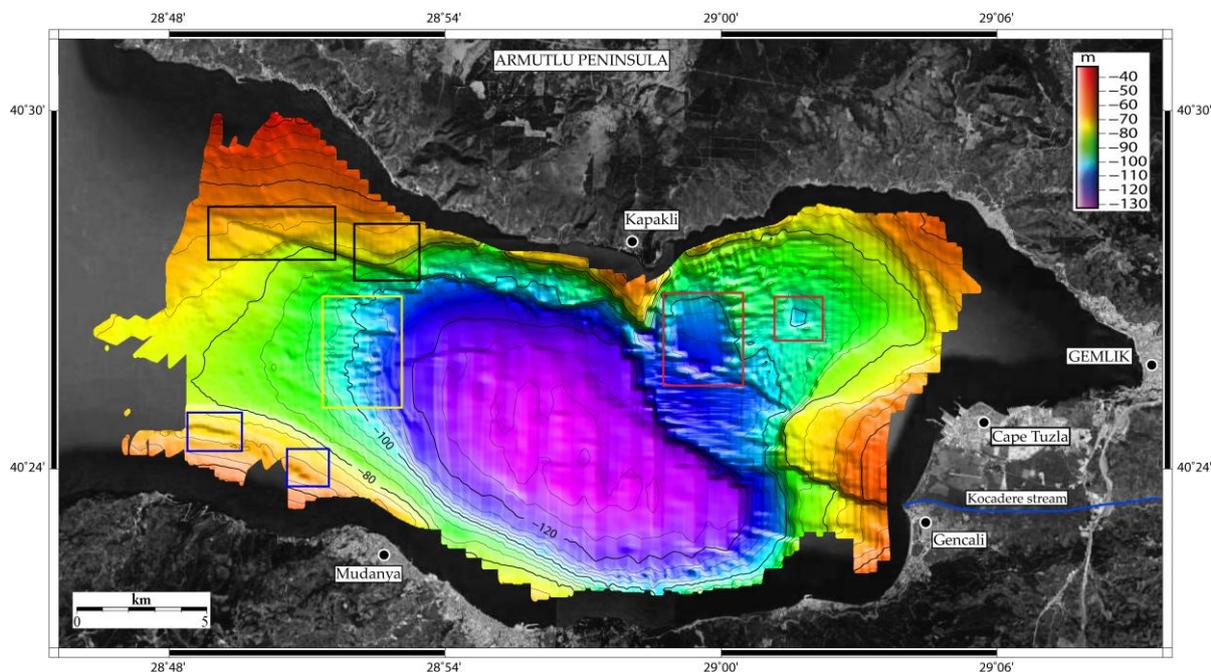


Fig. 4.9. Mappa morfologica a rilievo ombreggiato dell'Orizzonte-H con evidenziate alcune delle principali differenze rispetto alla mappa morfobatimetrica di Fig. 4.1. Nei riquadri rossi si notano le due depressioni nella Piattaforma Orientale; i riquadri neri indicano i corpi lobati presenti nella Piattaforma Settentrionale ed infine, nei riquadri blu, si notano le "cicatrici" erosive sul corpo posto ad ovest della Piattaforma Meridionale. Nel riquadro giallo vengono evidenziate le particolari forme allungate nella Piattaforma Occidentale al confine con il Depocentro.

Spostandoci verso il settore ovest del Golfo di Gemlik, si notano morfologie dell'Orizzonte-H che non mostrano una espressione morfobatimetrica, che delineano la presenza di unità progradanti sepolte: nella *Piattaforma Settentrionale*, si osservano dei corpi lobati compresi tra le linee di livello dei -75 e -65 (riquadri neri, Fig. 4.9) i cui riflettori interni, visibili nelle sezioni sismiche, hanno aspetto di cliniformi. Nell'estremità ovest della *Piattaforma Meridionale*, invece, ben contornato dalla curva dei -80 m, è visibile un corpo che in pianta presenta un andamento a semicerchio i cui riflettori interni suggeriscono anch'essi geometrie a *foreset*. Nella mappa morfobatimetrica (Fig. 4.1), la forma di questo corpo con andamento a semicerchio viene abbastanza preservata dal drappeggio marino attuale, ad eccezione di alcune lievi depressioni, simili a "cicatrici" erosive (riquadri blu, Fig. 4.9) presenti sul corpo stesso. La *Piattaforma Occidentale* nella mappa batimetrica (Fig. 4.1) mostrava un rigonfiamento centrale delimitato da due lievi depressioni a sud e a nord, che ne segnavano i confini; nella mappa dell'Orizzonte-H non vi è traccia né di tale rigonfiamento né della depressione a nord; si riconosce solo un affossamento nel settore sud (Fig. 4.9) ed una serie di forme particolari allungate situate al confine con l'area depocentrale (riquadro giallo, Fig. 4.9). L'andamento dell'Orizzonte-H al di sotto del *Depocentro*, la cui profondità massima viene stimata intorno ai -132 m, è stato in gran parte interpolato durante la fase di *picking* poiché al di sotto della curva relativa ai -115 m l'intera area risulta acusticamente sorda a causa della presenza di gas nei sedimenti. Infatti, l'Orizzonte-H, giunti intorno a tale profondità, viene completamente

obliterato divenendo invisibile (Fig. 4.10). A causa di questo, la profondità massima stimata è con assoluta certezza differente rispetto a quella reale, seppur non possa differire di molto. Si vengono quindi a formare degli artefatti visibili in mappa, quali le strisciate di interpolazione tra differenti TWT, lungo la direzione N-S delle sezioni sismiche, non potendo essere precisi con i millisecondi mappati in assenza di una linea guida quale un riflettore ben visibile.

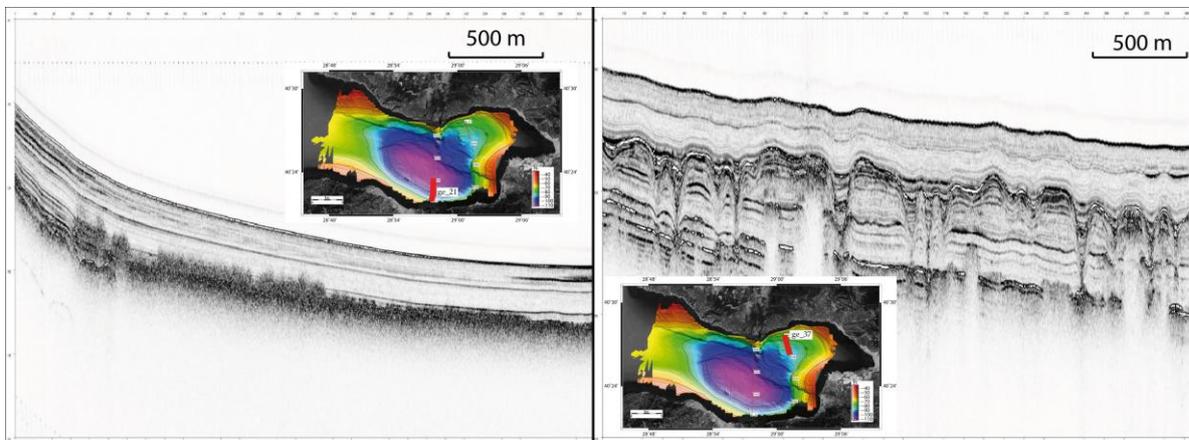


Fig. 4.10. Nel riquadro di sinistra si nota, lungo la sezione GE_21, l'Orizzonte-H che, dalla Piattaforma Meridionale, immerge verso il Depocentro fino a diventare invisibile a causa del gas intorno alla linea dei -115 m; a destra invece viene mostrato un dettaglio della sezione GE_37 nel quale, sempre l'Orizzonte-H, assume un andamento deformato peculiare a tumuli e fosse.

Un'altra caratteristica peculiare che assume l'Orizzonte-H è l'andamento deformativo a tumuli (*mounds*) e fosse (Fig. 4.10). Tale andamento lo si ritrova all'interno del golfo in un'area estesa per circa 31 km² ricoprendo un'ampia porzione della Piattaforma Orientale (Fig. 4.11). Queste forme vanno ad interferire e disturbare in modo incisivo le stratigrafie e la sedimentazione preesistente, specialmente in corrispondenza delle fosse, andando talvolta ad intaccare livelli molto più antichi propagandosi lungo la verticale.

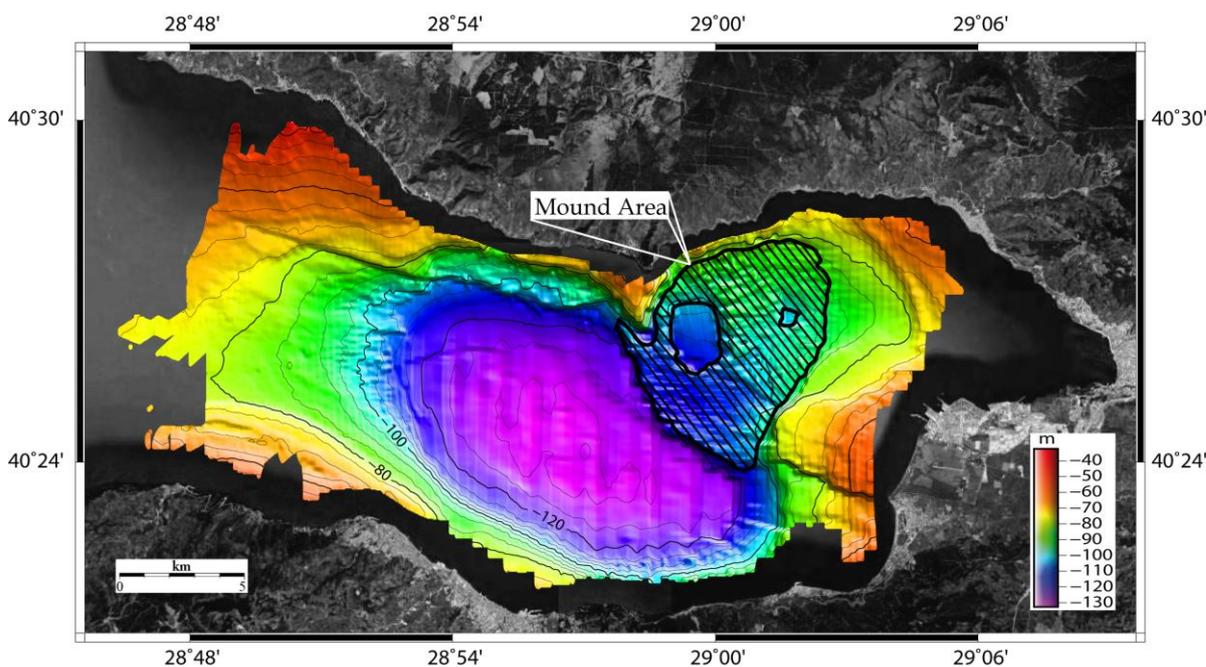


Fig. 4.11. Distribuzione areale della fascia di deformazione denominata Mound Area estesa per buona parte della Piattaforma Orientale.

Tuttavia è possibile vedere tra una fossa e l'altra, in corrispondenza dei tumuli, l'assetto originario dei riflettori più o meno indisturbato, qualora non risultino già cancellati acusticamente dal gas proveniente dai livelli più profondi (come ad esempio in alcuni punti in figura 4.10). Questa zona di deformazione particolare, che potremmo definire come *Mound Area* (Fig. 4.11), è compresa nelle curve di livello relative alla mappa dell'*Orizzonte-H* che vanno dai -115 ai -85 m. Essa inoltre, nella *Piattaforma Orientale* non presenta lo stile deformativo esclusivamente in corrispondenza delle due depressioni descritte in precedenza (riquadri rossi, Fig. 4.9).

4.4 Riflettività dell'Orizzonte-H

La mappa di riflettività dell'*Orizzonte-H* (Fig. 4.12), a differenza della mappa di riflettività del fondale (Fig. 4.6) che mostrava una discreta eterogeneità nella distribuzione dei valori, risulta avere un'impronta generalmente omogenea. Si nota il forte contrasto di riflettività tra la parte profonda del *Depocentro*, nei toni del blu, e tutto il resto del golfo caratterizzato da alti valori associati ad intensi colori dal giallo al rosso. Oltre a questa porzione del *Depocentro*, con un areale di 56 km² (circa il 70% della sua estensione totale attuale) e compresa tra le curve di livello -115 e -132 m, si nota un'altra zona, seppur con estensione molto minore, in cui i valori di riflettività tendono ad essere medio-bassi ovvero in corrispondenza della maggiore delle depressioni presenti nella *Piattaforma Orientale* (Fig. 4.9). Come già definito per la mappa di riflettività del fondale (Fig. 4.6) anche nel caso della mappa di figura 4.12 troviamo tendenzialmente valori di riflettività maggiori in corrispondenza di aree prossime alla costa, caratterizzate da minori profondità come il settore ovest della *Piattaforma Settentrionale*, il settore est della *Orientale* ed il *Promontorio*; in quest'ultima zona tuttavia non si ha nessun tipo di risposta particolare in corrispondenza della fossa che ne segna il confine sud.

Peculiare è il settore prossimale del *Delta* (riquadro bianco, Fig. 4.13) nel quale, in corrispondenza della parte meno profonda, i valori di riflettività diminuiscono ed indicano la presenza di forme sinuose.

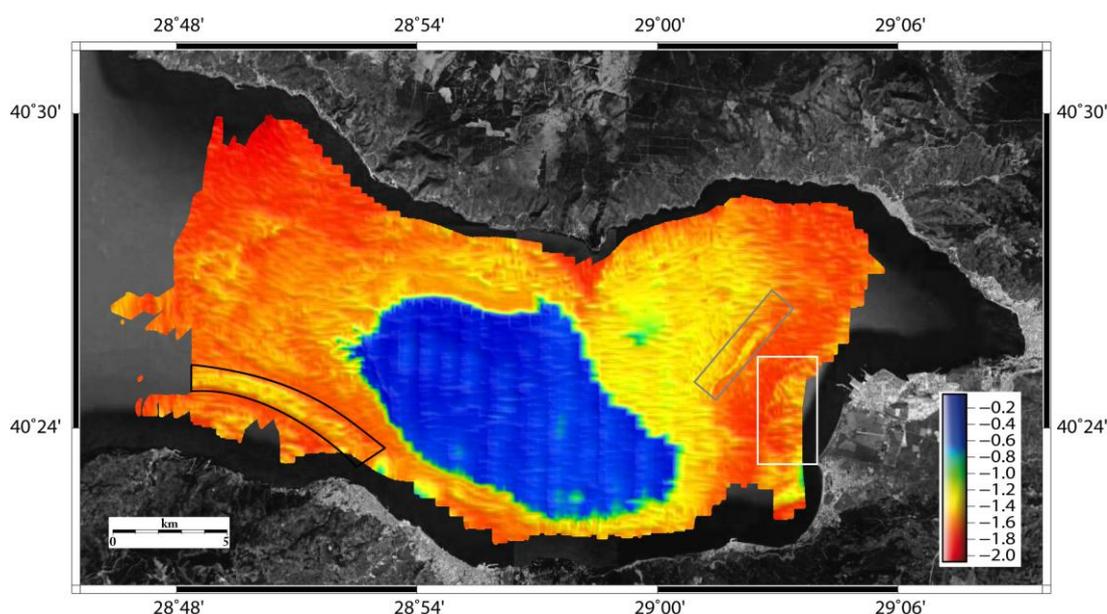


Fig. 4.13. Particolarità nella mappa di riflettività dell'*Orizzonte-H*. Nel riquadro nero è evidenziata la lunga fascia, con bassi valori di riflettività, sul fronte del clinotema nella *Piattaforma Meridionale*; in grigio è contornata la forma sinuosa allungata sul fronte del *Delta* mentre in bianco la zona più alta e prossimale del *Delta* con le forme sinuose a riflettività minore.

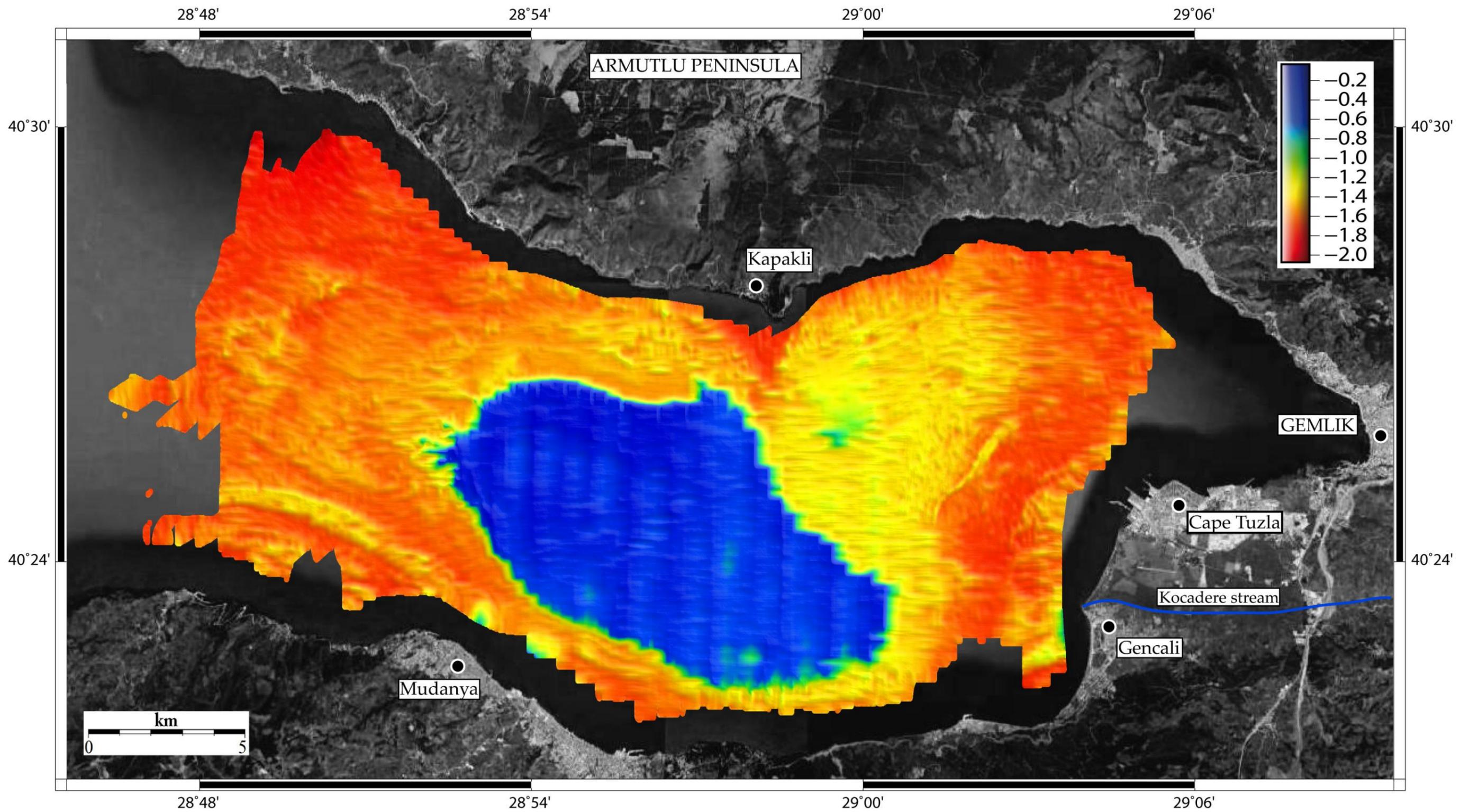


Fig. 4.12. Mappa di riflettività relativa all'Orizzonte-H.

Sempre nella zona del *Delta* si nota sul fronte qualcosa di simile alla particolarità vista nella mappa di riflettività del fondale (Fig. 4.7) ovvero una forma sinuosa allungata che tende a spanciare verso N-E per una lunghezza totale di circa 4 km (riquadro grigio, Fig. 4.13). Un'ulteriore peculiarità riguarda il fronte del corpo progradante ad ovest della *Piattaforma Meridionale*: come si nota in figura 4.13 (riquadro nero) la porzione frontale del corpo con andamento a semicerchio è costituita da una fascia ben definita con valori di riflettività inferiori rispetto al resto. Tuttavia non si hanno informazioni sul limite ovest di tale struttura essendo al di fuori dalla mappatura.

4.5 Spessore e distribuzione dei depositi sedimentari

La mappa di spessore dei sedimenti relativa all'*Orizzonte-H* (Fig. 4.14) consente di avere una visione quantitativa del volume di sedimento all'interno del bacino depositato a partire da una "linea-tempo" per il momento imprecisata.

Come nella mappa di riflettività relativa all'*Orizzonte-H*, si nota che la peculiarità preponderante è in relazione al *Depocentro*, nel quale si concentra il maggior spessore di sedimenti dell'intero Golfo di Gemlik. Questo notevole volume di sedimento indica variazioni locali di spessore da un minimo di 15 ad un massimo di 25 m, in stretta relazione con la batimetria (maggior profondità si traduce in maggior spessore) e si estende per tutta la zona depocentrale chiudendo, con forma triangolare, nella porzione centrale profonda della *Piattaforma Occidentale*. L'area totale di questo corpo a maggior spessore è circa 80 km², e tenendo in considerazione lo spessore medio, intorno a 20 m, si può stimare un volume di circa 1.6 x10⁶ m³ di sedimento. Al contrario, la *Piattaforma Settentrionale* mostra i minimi valori di sedimentazione, in funzione della distanza dalla costa e della profondità, raggiungendo addirittura un valore prossimo a zero nelle porzioni all'estremità nord nel quale l'*Orizzonte-H* viene a trovarsi coincidente con il fondale stesso. Anche il *Promontorio* mostra valori minimi di sedimentazione, ad eccezione della piccola fossa che ne delimita l'estremità sud nel quale, si riesce a stimare un volume di 4.5 x10³ m³. Nell'adiacente *Piattaforma Orientale* si riescono a definire due elementi di controllo della sedimentazione nella zona: 1) la *Mound Area* sembra favorire la variazione dello spazio di ricettività specialmente in corrispondenza degli affossamenti, caratterizzati da maggior deformazione, in cui il sedimento resta intrappolato e si accumula nel tempo; 2) si nota come le depressioni descritte nelle mappe precedenti accumulino una grande quantità di materiale che potremmo tradurre in stime di volume pari a 39 x10³ m³, per quella maggiore posta ad ovest, e 1.8 x10³ m³ per la minore posta ad est (riquadri rossi, Fig. 4.9). Spostandoci verso est, nell'area del *Delta*, si nota che la quantità di sedimento è caratterizzata da una notevole differenza tra i fianchi sud e nord dell'intera area rispetto alla porzione centrale. Tra le zone ad alto tasso di sedimentazione si notano i settori prossimi alla costa deltizia, sia nella porzione nord che in quella sud, con valori di spessore che gradualmente si abbassano con l'aumentare della profondità (e con la distanza dalla costa). Infine nella *Piattaforma Meridionale* si nota che il basso tasso di sedimentazione al di sopra del corpo progradante viene bilanciato dal notevole volume di sedimento di fronte alla città di Mudanya in corrispondenza di quello che, nella mappa morfologica dell'*Orizzonte-H* (Fig. 4.8), sembra essere un avvallamento. Questa ingente massa sedimentaria potrebbe essere dunque la causa del riempimento di quest'ultimo il quale, difatti, non ha nessuna espressione nella mappa morfobatimetrica.

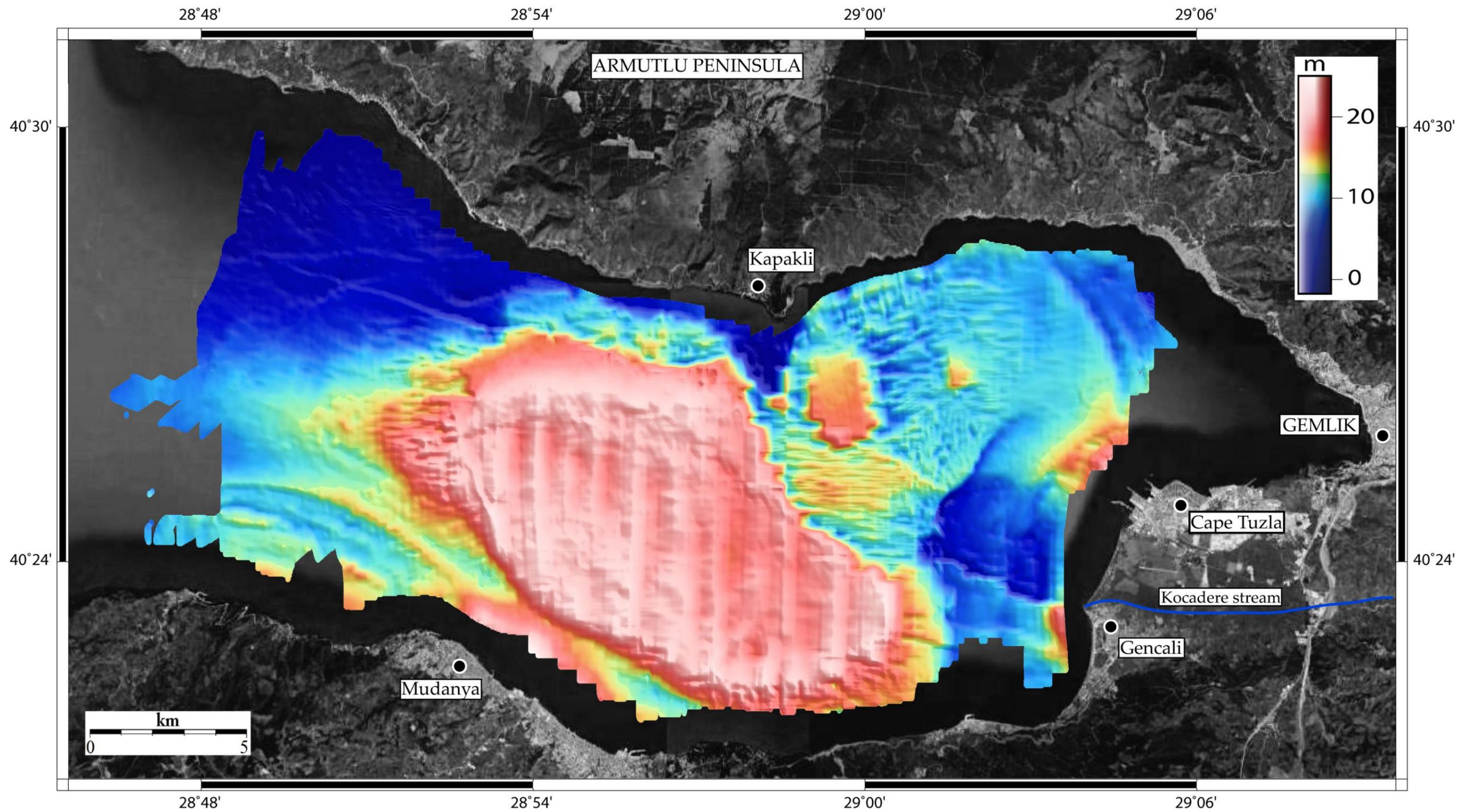


Fig. 4.14. Mappa di spessore dei sedimenti al di sopra dell'Orizzonte-H.

4.6 Stratigrafia

Come già accennato nel capitolo 3.2 in questo lavoro ci siamo concentrati sullo studio della carota GE126 applicando varie tipologie di analisi al fine di tentare una correlazione stratigrafica con la vicina GE123 posta a circa 2 km a sud-est (Fig. 4.15).

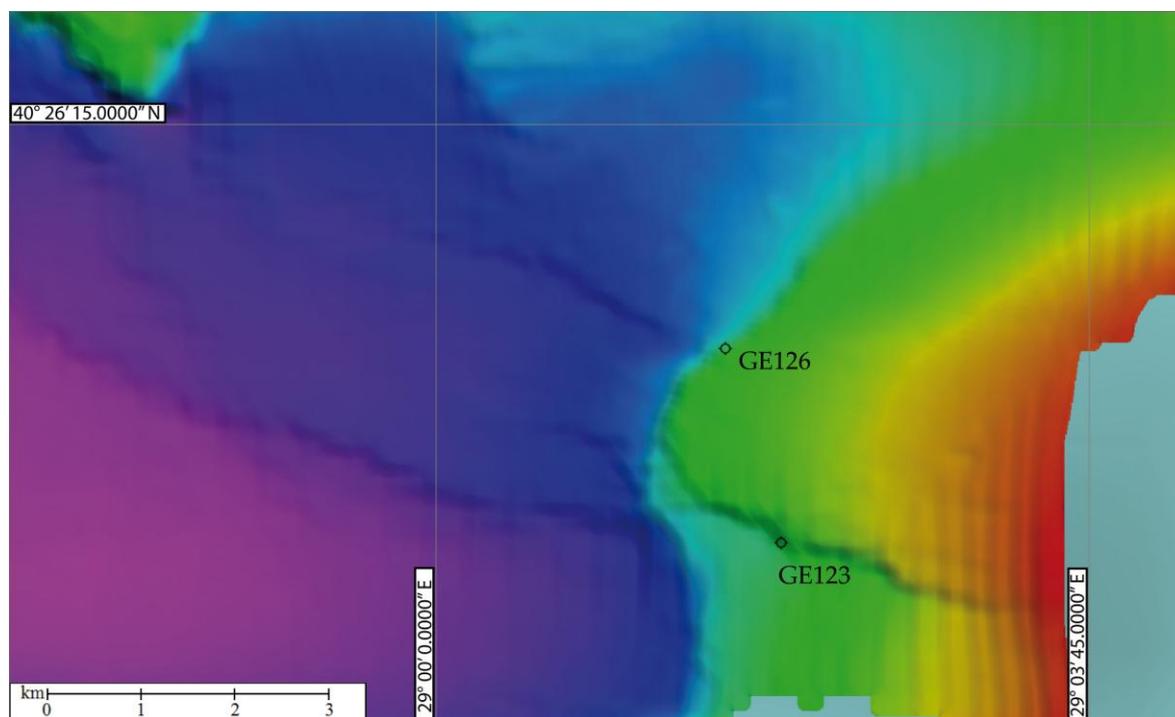


Fig. 4.15. Posizione dei sondaggi GE123 e GE126.

In figura 4.15 è mostrata la posizione dei due sondaggi GE123 e GE126 situati nell'area del *Delta*, in corrispondenza di un gradino morfologico e del fronte sommerso della struttura deltizia, rispettivamente. Il sondaggio GE123 (Lat N 40°23.83'; Long E 29°01.98'), effettuato ad una profondità di -76 m, è penetrato nel sedimento per una lunghezza totale di 355 cm, di cui però solamente 231 cm di sedimento sono stati recuperati. Per quanto riguarda il sondaggio GE126 invece (Lat. N 40°24.95' ; Long. E 29°01.66') il divario tra penetrazione e recupero risulta decisamente maggiore dato che dei 435 cm, che risultano essere stati attraversati, solamente 266 sono stati effettivamente recuperati.

Il sondaggio GE123, nonostante la limitata lunghezza (231 cm), ha consentito di ricostruire in larga misura la recente evoluzione ambientale, della porzione del *Delta* nel Golfo di Gemlik, tramite lo studio delle differenti *facies* sedimentarie intercettate dal carotaggio (Fig. 4.16). La base della carota GE123, per uno spessore totale di 120 cm, è stata interpretata come una *facies* di piattaforma deltizia, da subaerea a subacquea, associata a fauna per lo più assente (Fig. 4.16). Questa porzione basale è costituita da sabbie fini ed argille, entrambe decisamente sovraconsolidate, caratterizzate da un colore rossastro acceso, chiaro indicatore di processi ossidativi da esposizione subaerea. I primi 35 cm, costituiti interamente da sabbia, mostrano al loro interno tre sottili paleosuoli (uno lievemente visibile nel riquadro f1 di figura 4.16), che si susseguono sistematicamente nel tempo, ciascuno con i caratteristici orizzonti scuri di decarbonatazione, seguiti dai rispettivi livelli di riprecipitazione contenenti piccoli calcinelli. I successivi 20 cm, sono caratterizzati da alternanze sabbia/argilla (riquadro e1, Fig. 4.16) il cui rapporto diminuisce gradualmente per poi passare ad argilla omogenea nei 25 cm successivi. Gli ultimi 40 cm

dell'unità di piattaforma deltizia sono costituiti da un leggero e costante *fining-up*, da sabbia fine a silt argilloso, con superficie erosiva al tetto.

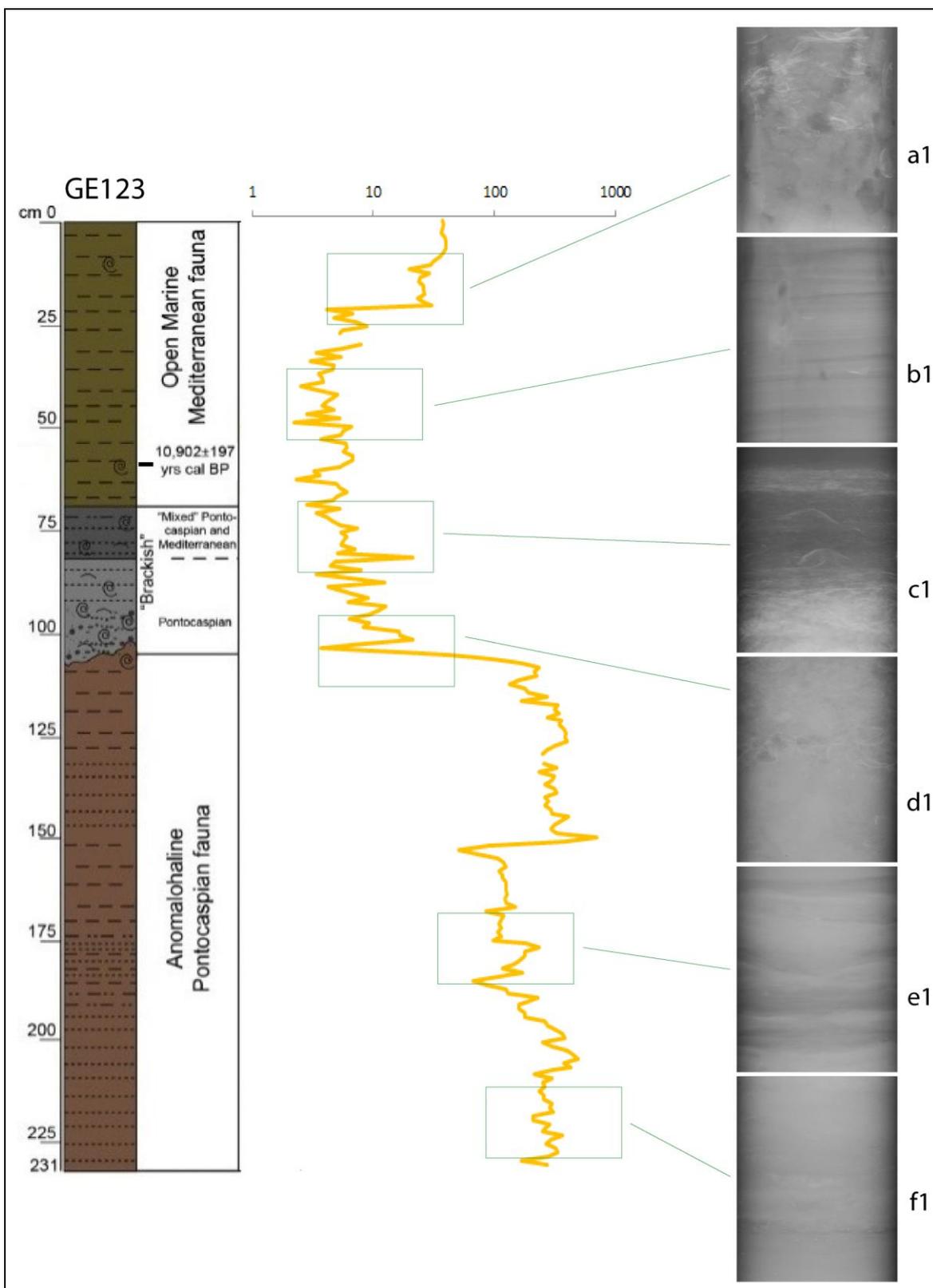


Fig. 4.16. Il sondaggio GE123, analizzato da Taviani et al. (2014), con la relativa analisi di facies realizzata attraverso lo studio delle associazioni fossili; al centro si nota la curva di suscettività ad esso associata (in scala logaritmica) le cui variazioni principali sono visibili anche nelle relative immagini a raggi X.

L'intera porzione basale è costituita da valori di suscettività magnetica molto alti, in media circa 240, con minimi che oscillano intorno al centinaio e picchi massimi che raggiungono quasi i 700. Il contatto erosivo al tetto della porzione subaerea (riquadro d1, Fig. 4.16) segna il passaggio all'unità delizia contenente specie salmastre; per uno spessore totale di circa 40 cm essa si distingue per l'alta concentrazione di fossili, per lo più bivalvi di grandi dimensioni, e frammenti conchigliari di varia natura. L'unità salmastra è stata ulteriormente suddivisa da Taviani *et al.* (2014) in 25 cm contenenti solamente specie associate a fauna *Pontocaspica*, caratteristica di Mar Caspio, Mar Nero e Mar di Marmara in questa breve fase post glaciale, ed ulteriori 15 cm al tetto dell'unità, in cui la particolare fauna risulta essere mista con quella mediterranea. In carota si nota che questo passaggio è segnato principalmente dalla leggera diminuzione del contenuto fossilifero. Tale contatto si nota più chiaramente nell'immagine a raggi X (riquadro c1, Fig. 4.16) grazie al contrasto chiaro/scuro che si viene a creare a causa della differente abbondanza del contenuto conchigliare. La suscettività magnetica presenta valori molto più bassi rispetto all'unità inferiore, che oscillano mediamente da 5 a 10 con un picco massimo di 21 esattamente nel punto in cui è stata definita la comparsa della fauna mediterranea. Il top della carota, infine, è costituito da 70 cm di fango marino grigiastro, contenente la sola fauna mediterranea. Gran parte di questa unità è a basso contenuto conchigliare associata a valori di suscettività inferiori a 10 e con picco minimo di 2. Le immagini a raggi X relative a quest'ultima porzione di carota mostrano (riquadro b1, Fig. 4.16) una chiara e definita laminazione, che nelle parti alte va ad essere sempre meno presente e definita fino a scomparire a seguito del ritorno di un alto contenuto fossilifero (riquadro a1, Fig. 4.16). Questa variazione di facies sedimentaria, correlata all'aumento di concentrazione del contenuto fossilifero, viene ben evidenziata anche nella curva di suscettività magnetica, nella quale è presente un brusco e istantaneo scalino che segna il passaggio da bassi ad alti valori.

Il sondaggio GE126 (Fig. 4.17), a differenza del GE123, è costituito per più del 90% da argilla grigiastra, poco consolidata, con associate poche strutture sedimentarie e contenuto fossilifero variabile. Per una lunghezza totale di 266 cm, questa carota possiede l'unica peculiarità, ben visibile anche ad occhio nudo, nella parte basale, nella quale si denota chiaramente una differente *facies* rispetto al resto: per uno spessore di circa 15 cm, difatti, si nota un livello sabbioso grossolano costituito da un'alta concentrazione di frammenti conchigliari di varia natura e una notevole abbondanza di gusci mal preservati di bivalvi e gasteropodi. Al tetto di questo livello caotico, seguono ulteriori 12 cm di alternanze tra sedimenti più fini, per lo più argilla, e sottili livelli conchigliari, del tutto simili ai depositi sottostanti; questo denota la natura transizionale tra le due tipologie di deposito, definendo un sottile, seppur visibile, contatto graduale. La curva di suscettività magnetica in relazione a questo deposito basale definisce i valori più alti dell'intera carota, oscillando mediamente intorno a 150 e raggiungendo il picco massimo di 225 (Fig. 4.17). La curva di suscettività magnetica (Fig. 4.17), per quanto riguarda la sottile porzione di transizione, mostra chiaramente un brusco calo dagli alti valori sopra citati fino ad un picco minimo di 6. Durante questo calo, si nota inoltre un chiaro e definito picco in aumento relativo ad uno dei sottili livelli presenti nel contatto graduale. Anche l'immagine a raggi X, relativa al *bottom* del sondaggio (riquadro f2, Fig. 4.17), mostra la variazione litologica dei depositi tramite un forte contrasto di colore chiaro e scuro; questo risulta essere l'unico vero contrasto presente in carota visibile tramite i raggi X. Proseguendo verso l'alto, si può notare circa mezzo metro di argilla grigia fittamente laminata, strutture ben visibili anche ai raggi X (riquadro e2, Fig. 4.17), i cui valori di suscettività oscillando tra 5 e 15 si definiscono come i più bassi di tutta la carota. Intorno al cm 190, ovvero al tetto delle argille grigie fittamente laminate, la curva di suscettività mostra un ulteriore ed ultimo minimo in corrispondenza di una forma caotica non ben definita ma ben visibile sia in carota che nella rispettiva immagine a raggi X (riquadro d2, Fig. 4.17). A partire da questo

punto i valori tendono ad essere in costante ascesa, seppur lieve, passando gradualmente da 15 a 30 nei successivi 50 cm; questa porzione di sondaggio, costituita da argilla di un colore tendenzialmente più ocra, mostra al suo interno un'alta concentrazione fossilifera e numerose forme da rimaneggiamento soprattutto alla base di questo spezzone.

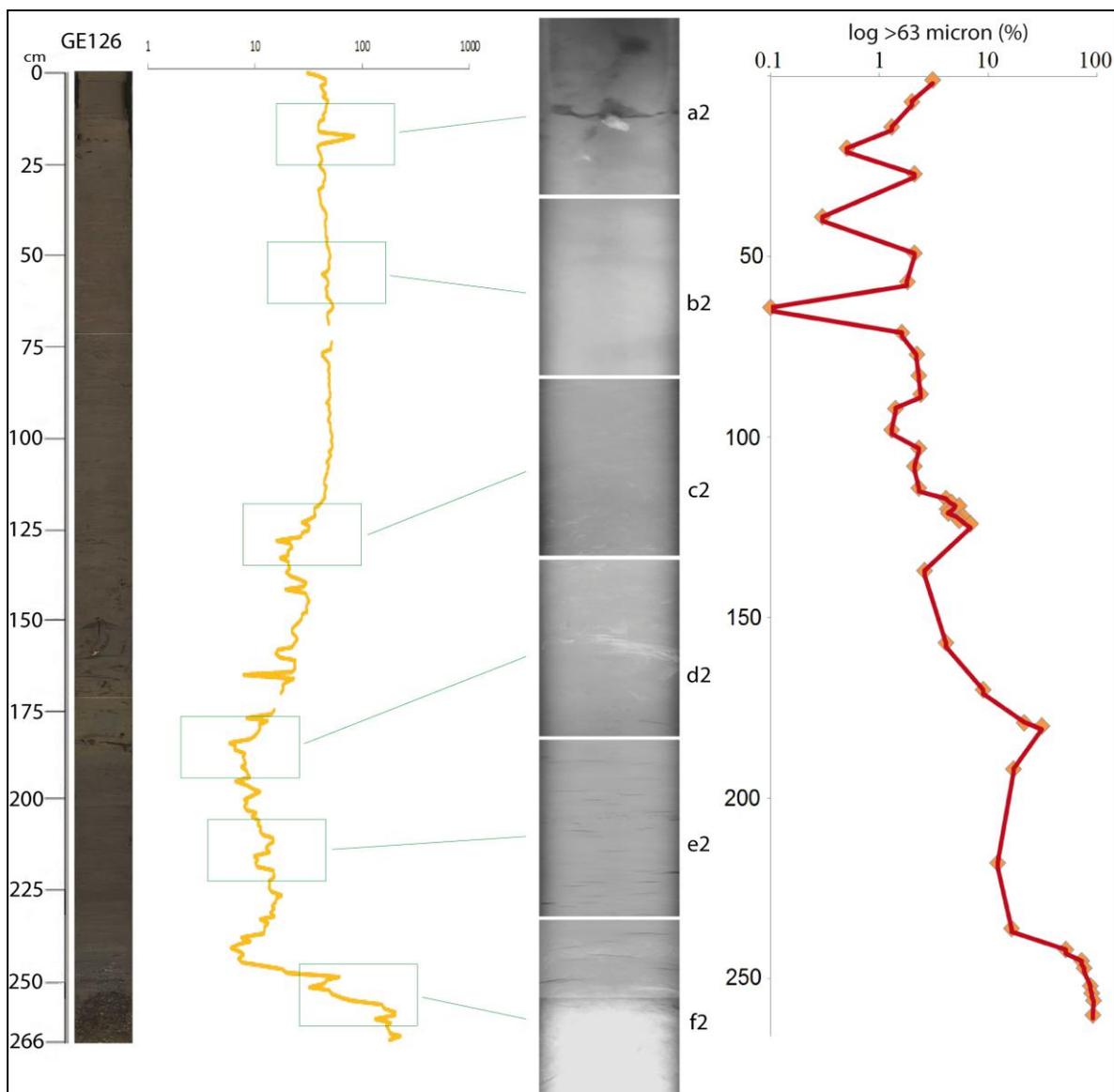


Fig. 4.17. Foto di dettaglio (a sx) del sondaggio GE126 con la curva di suscettività magnetica, in giallo, affiancata (valori in scala logaritmica). Anche in questo caso si vedono in dettaglio, posizionate tramite i riquadri, le relative immagini a raggi X contenenti le peculiarità più evidenti riscontrate durante l'analisi. A dx si può notare, in rosso, la curva relativa alla percentuale di sedimento residuo > di 63 μm (in scala logaritmica); la curva non è stata interpolata su tutta la lunghezza della carota bensì sui valori dei soli 41 campioni prelevati (rombi arancioni).

Intorno al cm 125 la curva modifica decisamente la propria tendenza impennandosi bruscamente per poi stabilizzarsi intorno a valori di 50/60 per tutto il resto della carota; tuttavia in tale punto non si notano né variazioni litologiche né variazioni di eventuali strutture sedimentarie che possano giustificare tale *trend*, ad eccezione di un'unica peculiarità che ci è possibile notare tramite i raggi X (riquadro c2, Fig. 4.17): questa variazione avviene contemporaneamente alla scomparsa dell'alto contenuto fossilifero. Tutto il *top* della carota dunque, per oltre un metro, si presenta con valori di suscettività stabili, litologicamente omogeneo, privo di strutture sedimentarie ben evidenti e di grandi forme fossilifere. I raggi X (riquadro b2, Fig. 4.17) confermano tutte queste osservazioni,

mettendo in mostra un contesto totalmente omogeneo e monotono. Quest'ultima porzione di sondaggio trova tuttavia una sola eccezione intorno al ventesimo centimetro, nel quale la curva mostra un anomalo picco di valori intorno al 90; in carota, nonostante l'anomalia, non si nota niente di particolare che differisca dal resto. Decisamente diverso è ciò che viene mostrato nell'immagine a raggi X, dove in modo ben definito è possibile vedere una seconda forma caotica molto mal definita (riquadro a2, Fig. 4.17) e marcata da toni molto scuri. E' possibile inoltre notare, sempre in figura 4.17, la curva relativa alla granulometria del sedimento e come varia lungo tutta la carota, in relazione alla percentuale di materiale residuo a seguito del filtraggio a $63\ \mu\text{m}$ (mostrata in forma logaritmica così da evidenziare anche variazioni minime). Questa serie di dati è stata ottenuta a seguito delle pesature effettuate durante il campionamento (v. Cap. 3.2) le quali, accuratamente trascritte per ogni campione, hanno consentito di calcolare e stimare le frazioni solide nette finali. Tuttavia, essendo costruita interpolando analisi su solo 41 campioni di sedimento, mostra una risoluzione inferiore rispetto alle immagini a raggi X e alla curva di suscettività magnetica. La curva granulometrica, in ogni caso, mostra una buona approssimazione dell'andamento "generale" dell'intera carota, e permette quindi di focalizzare l'attenzione sulle variazioni principali. L'evidenza più grande è la perfetta linearità e correlabilità della curva granulometrica con quella di suscettività magnetica in relazione al livello conchigliare basale (Fig. 4.17); i sette campioni prelevati, sia dal livello caotico che dalla porzione di transizione, indicano una percentuale di residuo che va da un massimo di 96% ad un minimo di 55%. Ben differente è la risposta dei 3 campioni prelevati dalla porzione argillosa fittamente laminata che, in modo pressoché omogeneo, danno tutti valori intorno al 20%. Questa breve serie viene interrotta da un picco di materiale residuo con valori in percentuale di 35% e 30%: questi due campionamenti sono stati effettuati in corrispondenza della forma caotica non ben definita già descritta in relazione al cm 190. Infine, per quanto riguarda i restanti 26 campioni prelevati per tutta la lunghezza della rimanente porzione argillosa oca e massiva, si nota che la curva di sedimento residuo tende gradualmente a zero impostandosi su valori che oscillano intorno al 5% e raramente poco sotto al 10%.

Utilizzando Global Mapper, è stato possibile mettere in relazione il punto esatto dei due carotaggi GE123 e GE126 con lo *shot* delle sezioni sismiche più vicine ad essi, così da ricostruire il contesto sismostratigrafico dei punti di campionatura. La sezione sismica ged_18 è risultata essere la più vicina per il sondaggio GE126 in corrispondenza dello *shot* 3440. Il *software* Seisprho ha consentito di stabilire la profondità raggiunta dal carotiere in corrispondenza dello *shot* così da proiettare il sondaggio sulla sezione sismica (riquadro A, Fig. 4.19). Secondo la stima, il carotiere sembra aver attraversato tutta la serie di sedimenti più superficiali, sul fronte deltizio sommerso fino ad intercettare l'*Orizzonte-H*. La stima della penetrazione restituisce la medesima informazione, con maggior dettaglio, anche nella sezione gec_126 (riquadro B, Fig. 4.19), realizzata durante tutta la procedura di carotaggio della stazione GE126 il cui impatto con il fondo è avvenuto in corrispondenza dello *shot* 600; quest'ultima sezione deve essere immaginata come la rappresentazione approssimativa di un unico punto sulla verticale che si ripete nel tempo poiché la nave è pressoché ferma (le piccole variazioni dei riflettori sono dovute difatti ai lievi spostamenti della nave poiché è impossibile mantenerla in totale immobilità). E' stato possibile tramite la funzione Oscilloscopio (v. Cap. 3.2), presente nel *software* SeisPrho, ottenere una curva (Fig. 4.19) relativa alle variazioni nelle proprietà acustiche dovute a differenti caratteristiche litologiche del sedimento, lungo la porzione carotata. Questa curva, rispetto alle precedenti informazioni, non è rappresentata in verticale da una scala metrica, poiché estratta direttamente dalle sezioni sismiche, bensì da valori in millisecondi relativi al tempo di attraversamento del segnale acustico nel sedimento. Si deve tenere in considerazione che tali valori sono linearmente associati alla velocità di propagazione media di 1550 m/s (scelta nella fase iniziale).

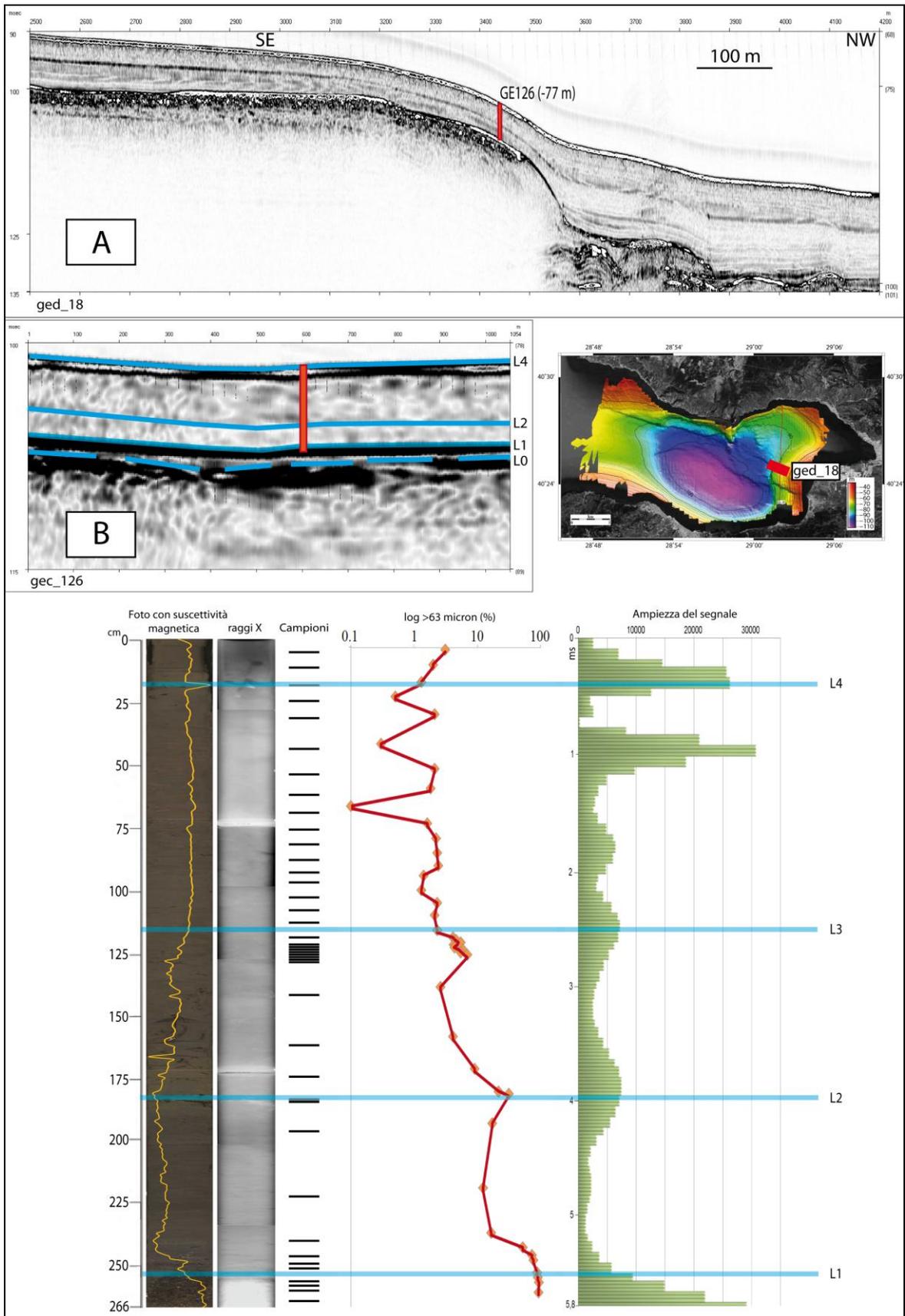


Fig. 4.18. Porzione della sezione ged_18 (posizione indicata nella mappa batimetrica) e gec_126 (con il carotaggio GE126 raffigurato in rosso). In basso (da sx a dx): fotografia del sondaggio con relativa curva logaritmica di suscettività magnetica; immagini a raggi X; 41 punti di campionamento; log con litologie e unità stratigrafiche; curva logaritmica di percentuale di materiale residuo a 63 micron; curva di variazione di ampiezza del segnale sismico dalla sezione gec_126 sulla verticale del sondaggio. In celeste sono presenti le quattro linee principali che correlano i dati acquisiti con i riflettori sismici.

Le linee celesti in figura 4.18 correlano i dati precedentemente descritti (susceptività magnetica, curva granulometrica e raggi X) con le principali variazioni d'ampiezza del segnale sismico, relative ai riflettori in sezione gec_126 (riquadro B, Fig. 4.18). La linea L1 (Fig. 4.18), posta alla base del sondaggio, correla gli alti valori di susceptività magnetica e granulometrici con il picco basale d'ampiezza del segnale, relativo all'*Orizzonte-H* nella sezione gec_126. Questa correlazione risulta inoltre associata al forte contrasto di colore chiaro/scuro visibile nelle immagini a raggi X (riquadro f2, Fig. 4.17). Il secondo picco, segnalato dalla linea L2 (Fig. 4.18) risulta essere in corrispondenza della forma caotica, descritta in figura 4.17, ben visibile sia nei raggi X (riquadro d2, Fig. 4.17) sia in carota. Questo livello tuttavia è rappresentato da un riflettore molto meno definito rispetto all'*Orizzonte-H*. La linea L3 (Fig. 4.18) nonostante correli perfettamente un picco di ampiezza del segnale sismico con l'ultima variazione registrata dalla susceptività magnetica, non risulta associabile ad alcun riflettore. La linea L4 (Fig. 4.18) infine è relativa dell'interfaccia acqua/sedimento la cui forte impronta si propaga per tutto il primo millisecondo (mostrando due picchi poiché la parte intermedia è andata in saturazione), e impedendo così di definire eventuali particolarità all'interno di questa porzione di carota. Nella sezione gec_126 (riquadro B, Fig. 4.18) viene evidenziata inoltre la linea L0 (tratteggiata) associata ad un riflettore ben marcato, posto poco oltre la profondità massima di penetrazione del carotiere, relativo dunque di materiale differente non raggiunto in fase di carotaggio.

Lo stesso approccio analitico è stato utilizzato sul sondaggio GE123. In questo caso la sezione sismica più vicina al sondaggio è risultata essere la ge_40 (*shot* 1620) mentre quella da cui sono stati ottenuti i valori d'ampiezza del segnale è, ovviamente, la sezione gec_123 (anch'essa in corrispondenza dello *shot* 600 poiché la profondità è circa la stessa in entrambe le carote). Dalla sezione ge_40 si nota (riquadro A, Fig. 4.19) che il carotaggio è stato eseguito esattamente tra il lembo sud e quello nord del *Delta* in corrispondenza della base del gradino morfologico generato da quella che è stata riconosciuta come una faglia transtensiva (Gasperini et al., 2011). Questo ha permesso di penetrare e recuperare livelli più profondi ed antichi andandosi a posizionare però in un contesto sismostratigrafico decisamente complesso e di difficile interpretazione. Si vede difatti in dettaglio, tramite la sezione gec_123 (riquadro B, Fig. 4.19), che la perforazione ha interessato una complessa serie di riflettori ad ampiezza variabile lungo tutto lo spessore della carota. Questa complessità si riflette anche sulla curva d'ampiezza del segnale sismico la quale, rispetto alla precedente analizzata, presenta molte parti caratterizzate da alti valori e andamento più frastagliato. Grazie al riconoscimento dei limiti di variazione paleoambientale (Taviani et al., 2014) è possibile correlare direttamente le unità stratigrafiche alle sezioni sismiche di riferimento (Fig. 4.19). La linea R1, in figura 4.19, marca il tetto erosivo della piattaforma subaerea, correlando un picco del segnale sismico sia con una netta variazione nei parametri di susceptività magnetica che con le immagini a raggi X (riquadro d1, Fig. 4.16). Successivamente la linea R2, posta poco sopra, segna l'inizio dell'ingressione mediterranea. Il segnale sismico, caratterizzato da un picco minore rispetto al precedente, si correla perfettamente con la forte variazione di colore chiaro/scuro visibile nei raggi X (riquadro c1, Fig. 4.16). Infine la linea R3 corrisponde all'interfaccia acqua/sedimento che, come per la GE126, copre l'andamento del segnale nella parte alta della carota. Oltre a questi limiti è possibile notare la correlabilità tra le variazioni d'ampiezza del segnale sismico e la curva di susceptività magnetica all'interno della piattaforma subaerea, dovute alle variazioni litologiche presenti in questo deposito; la complessità dei riflettori di riferimento tuttavia non ne consentono l'associazione diretta sulle sezioni sismiche. Infine, poiché lo spessore del deposito salmastro risulta essere eccessivamente esiguo, per lo meno in questa area, risulta impossibile differenziarlo dalla piattaforma subaerea nella sezione sismica ge_40 (riquadro A, Fig. 4.19).

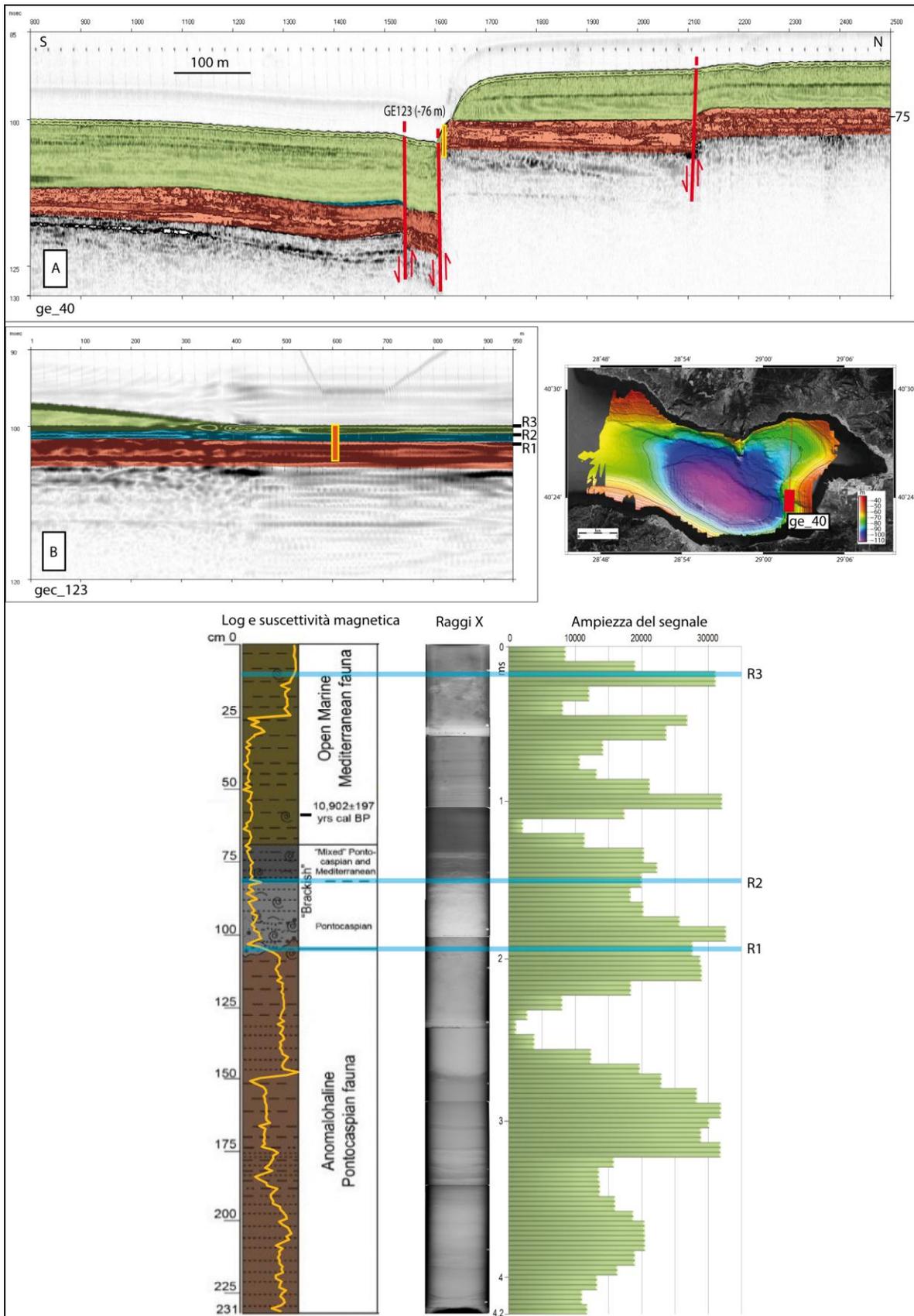


Fig. 4.19. La sezione ge_40 (la cui posizione è indicata nella mappa batimetrica) e la gec_123 con il carotaggio GE123 (raffigurato in giallo) associate al contesto marino (verde), salmastro (blu) e subaereo (rosso). In basso il log relativo alle litologie con i colori associati ai differenti contesti paleoambientali (Taviani et al., 2014) e la relativa curva (logaritmica) di suscettività magnetica, le immagini a raggi X complete e la curva di variazione di ampiezza del segnale sismico ottenuto dalla sezione gec_123 tramite SeisPrho.

4.7 Analisi micropaleontologiche

Sono state complessivamente distinte 11 associazioni paleontologiche:

- Associazione A

I primi quattro campioni (I 92-93; I 88-89; I 86-87; I 84-85), prelevati dalla base della carota, mostrano un sedimento con un'elevata frazione sabbiosa; sono visibili anche molti clasti quarzosi e silicoclasti generalmente piuttosto arrotondati accompagnati dall'assenza totale di minerali lamellari, quali le miche. L'associazione fossile è caratterizzata da una notevole concentrazione di molluschi, per lo più frammentati e mal conservati; si osservano anche esemplari di *Dreissena*. In generale risultano essere meglio conservati i gasteropodi rispetto ai bivalvi e le forme lisce rispetto alle costate. Sono inoltre presenti molti ostracodi, spesso mal conservati, localmente a valve chiuse, e qualche probabile foraminifero non determinabile a causa del pessimo stato di conservazione.

Le caratteristiche litologiche del campione e il contenuto in fossili indicano un ambiente ad alta energia, in cui gli esemplari sono essenzialmente trasportati. I taxa osservati sono ritenuti indicativi di condizioni salmastre molto sottosalate.

- Associazione B

I tre campioni successivi (I 79-80; I 77-78; I 74-75) mostrano un sedimento sabbioso; si notano clasti più piccoli rispetto a quelli presenti nei campioni sottostanti e sono presenti minerali micacei e rari frammenti gessosi. L'associazione fossile presenta rari foraminiferi attribuibili al genere *Ammonia*, generalmente ben conservati e caratterizzati da molte camere. Si osservano inoltre rari ostracodi e molti frammenti di molluschi, seppur di dimensioni nettamente inferiori rispetto all'associazione precedente, con qualche *Dreissena* mal conservata.

Le caratteristiche litologiche del campione e il contenuto in fossili indicano probabilmente un ambiente di energia meno elevata rispetto all'associazione precedente. Lo stato di conservazione dei foraminiferi suggerisce una deposizione in posto, o soggetta a modesto trasporto. Nel complesso questa associazione è riferibile ad un ambiente con maggiore salinità e influenza marina rispetto a quello dell'associazione precedente.

- Associazione C

Questa associazione è stata osservata unicamente nel campione I 68-69. La parte inorganica del residuo del lavaggio è caratterizzata da sedimento più fine rispetto a quello dell'Associazione-B (seppur ancora sabbioso), con molti minerali fibrosi, probabilmente gesso. La microfauna è costituita da una massiccia presenza di *Ammonia* di varie dimensioni, ottimamente preservata. Questi foraminiferi sono associati a rari ostracodi e abbondanti frammenti conchigliari.

Le caratteristiche litologiche e paleontologiche del campione suggeriscono un ambiente ad energia moderata, inferiore a quello osservato nei campioni precedenti, e una certa prossimità alla costa. L'associazione a foraminiferi è ritenuta indicativa di un ambiente paralico o marino marginale, influenzato da consistenti apporti di acqua dolce.

- Associazione D

Questa associazione è stata osservata unicamente nel campione I 50-51. Il residuo è caratterizzato da un sedimento fine molto scuro con abbondante materia organica e resti vegetali. Si osservano unicamente alcuni frammenti mal conservati di gusci di molluschi, non sono stati rinvenuti foraminiferi.

Le caratteristiche litologiche e paleontologiche del campione indicano un ambiente a bassa energia idrodinamica fortemente stressante, non adatto alla vita bentonica, in cui i resti di malacofaune sono ritenuti trasportati. Considerati anche i rapporti con le associazioni

sottostanti e soprastanti, si ritiene che questa associazione rifletta condizioni di elevata materia organica e sotto-ossigenazione al fondo di un bacino marino marginale.

- Associazione E

Questa associazione è stata osservata unicamente nel campione I 24-25. Il residuo è simile a quello che caratterizza l'associazione precedente, sebbene con una minore quantità di materia organica e resti vegetali. Si osservano alcuni frammenti mal conservati di gusci di molluschi a alcuni foraminiferi ben conservati appartenenti al genere *Brizalina*.

Le caratteristiche litologiche e paleontologiche del campione indicano un ambiente a bassa energia idrodinamica fortemente stressante, in cui sopravvivono solo i foraminiferi attribuibili al genere *Brizalina*, tipicamente tolleranti condizioni di elevata materia organica e scarso ossigeno al fondo. I foraminiferi osservati sono inoltre probabilmente indicativi di una deposizione entro una piattaforma di profondità non inferiore ai 30 metri.

- Associazione F

Questa associazione è stata osservata negli ultimi tre campioni (I 12-13; I 11-12; I 2-3) dello spezzone I. Il residuo di lavaggio del campione è scarso, e localmente sono presenti frammenti di legno ben visibili ad occhio nudo e nelle immagini a raggi X (riquadro d2, Fig. 4.17). L'associazione a foraminiferi è dominata da *Brizalina* con subordinati *Hyalinea*, *Cassidulina* e *Bulimina*. Si osservano anche rari esemplari, spesso mal conservati, di Miliolidae, in particolare *Quinqueloculina*. Sono inoltre presenti rarissimi foraminiferi planctonici.

Le caratteristiche litologiche e paleontologiche del campione indicano un ambiente a bassa energia idrodinamica riferibile ad una piattaforma di profondità non inferiore ai 30-40 m, caratterizzata da condizioni meno stressanti rispetto a quelle dell'Associazione-E (foraminiferi più diversificati) ma sempre con elevata materia organica e scarsa ossigenazione al fondo (abbondanza di *Brizalina*).

- Associazione G

Questa associazione è stata osservata unicamente nel campione II 89-90. Da un punto di vista litologico il campione è confrontabile a quelli dell'associazione precedente, mentre l'associazione a foraminiferi appare leggermente differente: domina *Brizalina* e *Bulimina* con subordinate *Cassidulina* e *Adelosina*, molto rara *Rectuvigerina*. Sono inoltre presenti rarissimi foraminiferi planctonici.

Questa associazione è ritenuta indicativa di condizioni sensibilmente più aperte e profonde rispetto a quelle dell'Associazione-F.

- Associazione H

Questa associazione è stata osservata unicamente nel campione II 69-70. Da un punto di vista litologico il campione è confrontabile a quello dell'associazione precedente, mentre l'associazione a foraminiferi è dominata da *Miliolinella* con subordinate *Rectuvigerina*, *Adelosina* e *Spiroloculina*. I planctonici invece sono più comuni rispetto all'associazione precedente.

Questa associazione è ritenuta indicativa di condizioni batimetriche ulteriormente più profonde (considerando la quantità di foraminiferi planctonici), e con minore materia organica e maggiore ossigeno rispetto a quelle dell'associazione precedente.

- Associazione I

Questa associazione è stata osservata nei campioni II 56-57; II 55-56; II 54-55; II 53-54; II 52-53; II 51-52; II 50-51; II 49-50; II 46-47. Da un punto di vista litologico i campioni sono confrontabili a quello dell'associazione precedente. L'associazione a foraminiferi è più diversificata e abbondante ed è dominata da *Brizalina*, *Bulimina*, *Cassidulina* e

Textularia con subordinate *Rectuvigerina*, *Valvulineria* e scarsa presenza di Miliolidae e *Globobulimina*. La quantità di planctonici è del tutto simile all'associazione precedente mentre localmente sono presenti anche rari resti frammentati di molluschi.

Questa associazione è ritenuta indicativa delle condizioni di massimo approfondimento fra quelle osservate nel sondaggio, come indicherebbero la concentrazione di foraminiferi nel residuo, la comune presenza di *Rectuvigerina*, *Globobulimina* e l'abbondanza di foraminiferi planctonici. L'ambiente di sedimentazione è comunque di piattaforma aperta. Il contenuto in materia organica tuttavia è sempre elevato, come documenta l'abbondanza di *Brizalina*, *Bulimina*, *Valvulineria*, *Rectuvigerina* e *Globobulimina*.

- Associazione J

Questa associazione è stata osservata nei nove campioni successivi (II 40-41; II 35-36; II 30-31; II 24-25; II 20-21; II 15- 16; II 9-10; II 3-4; III 67-68). Da un punto di vista litologico i campioni sono confrontabili a quelli dell'associazione precedente. L'associazione a foraminiferi è simile a quella precedente, ma caratterizzata da un minor numero di individui ed è leggermente meno diversificata. Domina la *Brizalina*, con subordinate *Globobulimina*, *Valvulineria*, Miliolidae, *Hyalinea*, *Rectuvigerina*. La quantità di planctonici è leggermente inferiore.

Questa associazione riflette un ambiente di piattaforma con elevata materia organica al fondo e probabilmente di profondità leggermente inferiore rispetto a quello dell'associazione precedente.

- Associazione K

Questa associazione è stata osservata negli otto campioni rimanenti (III 60-61; III 52-53; III 42-43; III 30-31; III 23-24; III 17-18; III 10-11; III 4-5), fino al *top* della carota. Da un punto di vista litologico i campioni sono confrontabili a quelli dell'associazione precedente. Anche l'associazione a foraminiferi è simile a quella dell'associazione precedente, ma mostra un progressivo, sebbene irregolare, calo nel numero di esemplari. Domina *Brizalina* mentre appaiono subordinate *Cassidulina*, *Globobulimina* e *Bulimina*; si osservano inoltre rare *Rectuvigerina* e Miliolidae. Alcuni campioni hanno caratteristiche peculiari, come quello al cm 42-43, in cui si notano pochi esemplari, mentre ai cm 23-24 e 17-18 si osservano forme mal conservate di *Ammonia* e di alcune altre specie non determinabili.

Questa associazione, che include i campioni prelevati in prossimità dell'interfaccia acqua/sedimento, riflette le condizioni ambientali attualmente presenti nell'area, e corrispondono a una piattaforma con elevata materia organica al fondo. Gli esemplari mal conservati, relativi ai campioni III 42-43, III 23-24 e III 17-18, sono ritenuti trasportati da zone costiere in prossimità di una foce fluviale.

5.1 Variazioni paleoambientali

La parte inferiore del sondaggio GE126 (Fig. 5.1), caratterizzata dall'Associazione-A è ritenuta indicativa della zona marginale di un bacino lacustre fortemente sottosalato presente nel Golfo di Gemlik e nel Mar di Marmara, prima dell'ingressione mediterranea (v. Cap. 2). E' possibile che questo intervallo rifletta la risposta all'ingressione della massa d'acqua proveniente dal Mar Caspio intorno ai 15000 a BP, come indicato per associazioni simili in altre aree del Golfo di Gemlik da Taviani et al. (2014).

Il passaggio a sedimenti caratterizzati dalle associazioni B e C è ritenuto indicativo di un graduale aumento di salinità in ambiente paralico o marino marginale, legato all'ingressione di acqua marina dal Mediterraneo entro un ambiente fortemente influenzato da apporti di acque dolci. Si deve difatti considerare che il sondaggio è ubicato in un'area situata nei pressi della foce del fiume Kocadere. In questo quadro, le associazioni osservate corrisponderebbero alla *mixed Pontocaspian and Mediterranean fauna* osservata da Taviani et al. (2014) nello stesso bacino sulla base del contenuto malacologico del sondaggio GE123 (Fig. 4.16).

Successivamente, in corrispondenza dell'Associazione-D, si osserva il passaggio ad un ambiente a bassa energia in cui l'assenza di microfossili potrebbe indicare una piattaforma eusinica. L'assenza di un'accurata analisi riguardo al contenuto totale in carbonio organico, affiancato da datazioni assolute, rende impossibile stabilire se la natura di questo livello sia associabile ad un sapropel e, nel caso, se sia coevo o meno rispetto ai depositi anossici presenti nel Mar di Marmara (v. Cap. 2).

Le successive associazioni E ed F denotano un passaggio rapido a condizioni via via più ossigenate. L'elevato contenuto di materia organica è forse legato alla prossimità della foce fluviale che ha portato alla deposizione nella zona del sondaggio anche i resti di legno caratteristici dei campioni I 12-13 e I 11-12. L'apporto di acqua dolce difatti, seppur minimo, continua ad interferire con il sistema.

La seguenti associazioni G, H, I sono indicatrici di condizioni progressivamente più profonde. Le condizioni di massimo approfondimento sono quindi tentativamente individuate nell'intervallo caratterizzato dall'Associazione-I, che dovrebbe includere la *maximum flooding surface* (Posamentier & Allen, 1999) ovvero la superficie di deposizione relativa al momento in cui la linea di costa è situata nella massima posizione nell'entroterra sancendo la fine della trasgressione marina (TST). Si può definire dunque che dal contesto eusinico (Associazione-D) segue un passaggio rapido a condizioni via via più ossigenate (associazioni E, F) e profonde (successione delle associazioni F, G, H, I).

Superiormente, le ultime due associazioni a foraminiferi (J, K), suggeriscono infine un leggero abbassamento della profondità probabilmente legato ad un incremento dell'apporto sedimentario, come indicherebbe il progressivo calo di esemplari di foraminiferi e, come osservato in alcuni campioni, la presenza di taxa deltizi mal conservati. In questo quadro dunque, il passaggio all'Associazione-J è considerato indicativo dell'instaurarsi di un sistema di stazionamento alto del livello del mare (HST).

Sulla base principalmente dell'analisi paleontologica, la carota GE126 (Fig. 5.1) registrerebbe quattro unità stratigrafiche: un ambiente salmastro basale spesso circa 30 cm, caratterizzato da un progressivo aumento della salinità per l'ingressione di acqua dal Mediterraneo, il quale passa superiormente a un ambiente di piattaforma, in cui i foraminiferi indicherebbero una seppur modesta evoluzione "trasgressivo-regressiva".

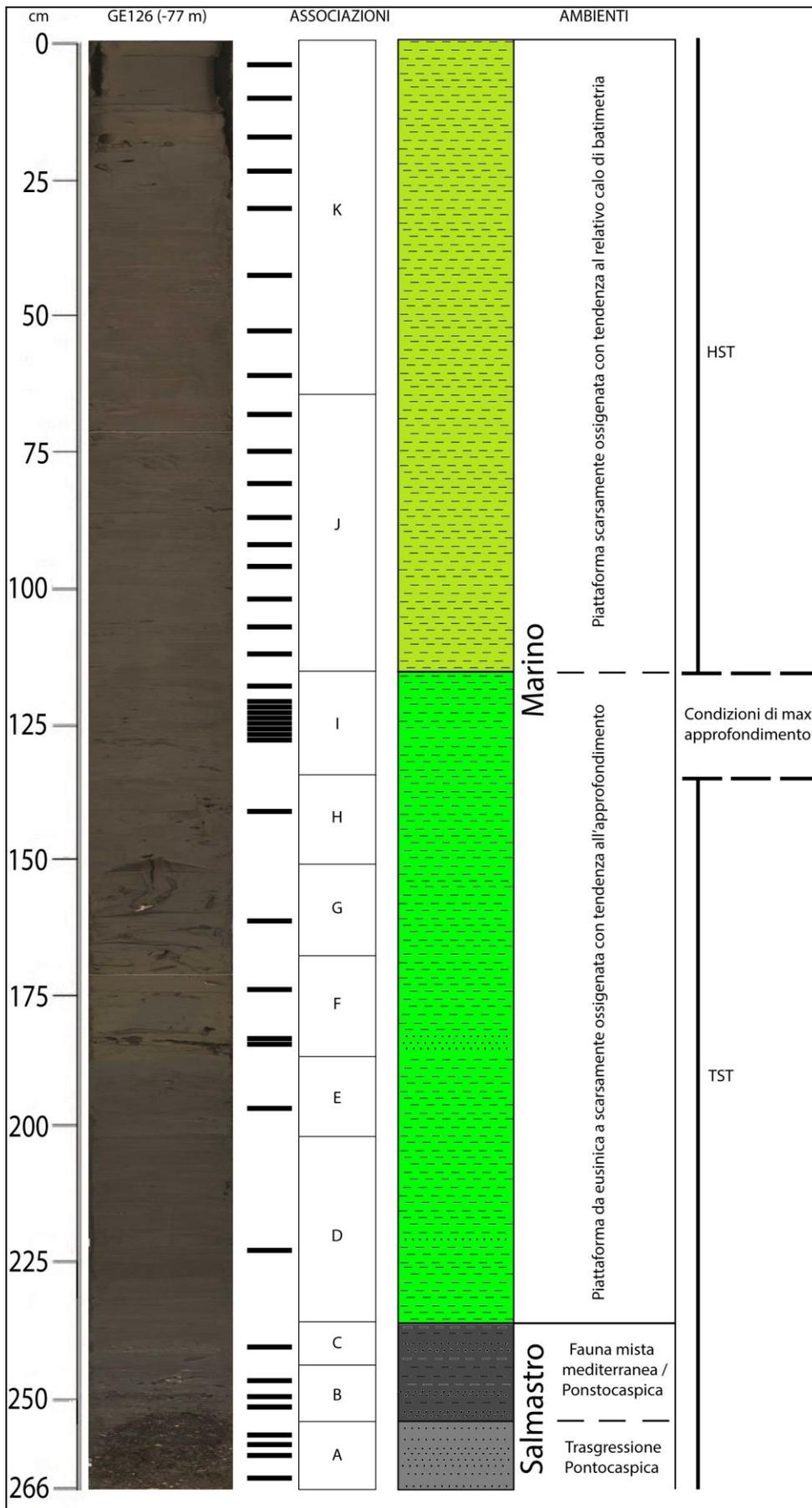


Fig. 5.1. La foto del sondaggio GE126 affiancata ai campionamenti e le relative associazioni fossili. Il log stratigrafico è associato a litologie, variazioni ambientali e ai relativi systems tract secondo i modelli di stratigrafia sequenziale (Van Wagoner et al., 1988).

5.2 Correlazione stratigrafica

A seguito dell'analisi paleontologica ed al tracciamento dei limiti paleoambientali è stato possibile correlare le unità stratigrafiche riconosciute nelle due carote GE126 e GE123 (Fig. 5.2). La base dell'intervallo contenente fauna *Pontocaspica* poggerebbe sulla superficie erosiva costituente il tetto della piattaforma subaerea che però, visibile nel sondaggio GE123, non è stata raggiunta nel GE126. In assenza di dati diretti risulta impossibile fare un'associazione precisa di questa transizione tra le due carote.

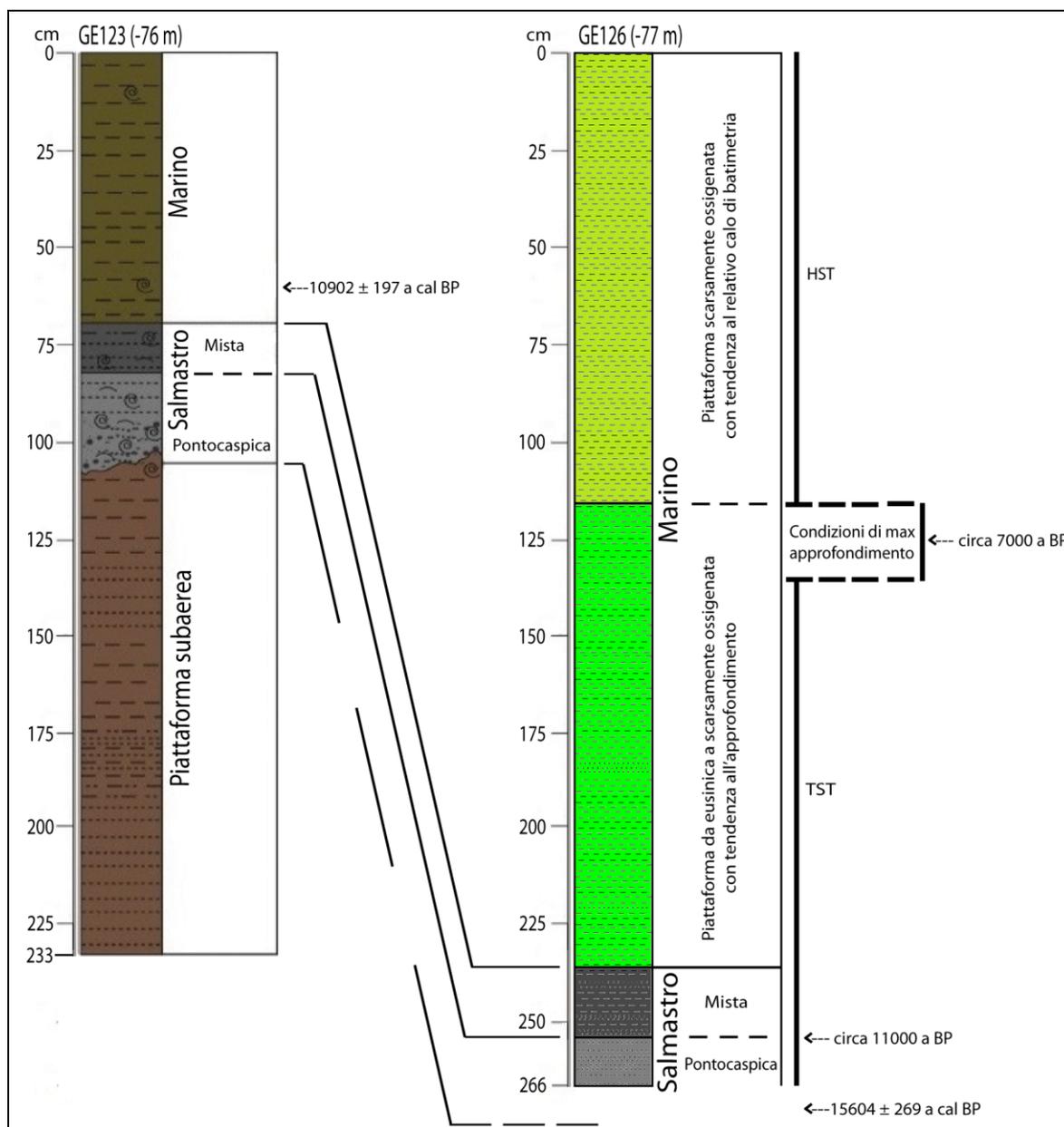


Fig. 5.2. Il sondaggio GE123 modificato da Taviani et al., (2014) associato al sondaggio GE126 tramite i limiti delle relative unità stratigrafiche. Nel quadro cronologico sono inserite due datazioni calibrate effettuate nei precedenti lavori (Gasperini et al., 2011; Taviani et al., 2014) e due datazioni basate sulla stima di risalita del livello del mare (Siddall et al., 2003; Liu et al., 2004; Lambeck et al., 2007; Deschamps et al., 2012).

Si tiene in considerazione che alla base del dominio salmastro, pochi cm sopra la superficie subaerea, è presente una datazione effettuata da Gasperini et al., (2011) con il sondaggio GE124 (v. Cap. 2.2) ed in seguito calibrata da Taviani et al., (2014) indicante un'età di 15604 ± 269 a cal BP. Successivamente, la correlazione, risulta possibile grazie al

riconoscimento di due superfici (Fig. 5.2) ben definite in entrambi i carotaggi ovvero l'inizio e la fine della fauna mista mediterranea e *Pontocaspica*. L'intervallo basale lacustre/salmastro della GE126, essendo stato interpretato come una zona marginale di un bacino fortemente sottosalato, implica che le condizioni ambientali rispetto alla tavola d'acqua fossero già sommerse. Questo significherebbe che il momento dell'invasione marina, avvenuta al superamento della soglia dei -50 m intorno agli 11000 a BP secondo la stima di risalita del livello del mare (Siddall et al., 2003; Liu et al., 2004; Lambeck et al., 2007; Deschamps et al., 2012), sarebbe stato da subito registrato a tetto di questa unità basale causandone anche il probabile rimaneggiamento descritto in precedenza. E' impossibile allo stato attuale stabilire la data d'inizio del dominio marino non conoscendo le dinamiche in dettaglio del sistema; è presente tuttavia una datazione, effettuata e calibrata da Taviani et al., (2014) nel sondaggio GE123 (Fig. 5.2), posta circa dieci cm al di sopra dell'interfaccia salmastro/marino indicante la data 10902 ± 197 a cal BP. Sempre tramite la stima di risalita del livello del mare è possibile attribuire all'intervallo con le condizioni di massimo approfondimento la data dei 7000 a BP, limite tra la trasgressione marina e lo stazionamento alto del livello del mare. Nonostante il livello con fauna mista abbia circa il medesimo spessore in entrambe le carote, l'unità marina differisce in maniera apprezzabile. Nella GE126, relativamente indisturbata effettuata sul fronte sommerso del *Delta*, lo spessore del sedimento marino è complessivamente di 235 cm a differenza di quello della GE123 che, disturbato dalla transtensione della faglia, ammonta a soli 70 cm. Definendo le unità stratigrafiche del sondaggio GE126 e correlandolo alla limitrofa GE123, è stato possibile effettuare l'interpretazione della sezione sismica ged_18, avendo così la diretta corrispondenza tra variazioni ambientali e riflettori sismici (Fig. 5.3). La linea L1 (Fig. 5.3) segnala quindi la base dell'ingressione marina, il riflettore di riferimento è dunque posto a tetto dell'unità stratigrafica contenente fauna *Pontocaspica*. Grazie alla correlazione con la carota GE123 è possibile ipotizzare che il riflettore sottostante non raggiunto con la penetrazione della carota, e segnalato precedentemente tramite la linea L0, sia da attribuire alla superficie di erosione relativa alla piattaforma subaerea. Superiormente la linea L2 cade in corrispondenza di un riflettore (tratteggio marrone, Fig. 5.3) relativo all'evento di messa in posto dei frammenti legnosi, analizzati nei campioni I 11-12 e I 12-13. Questo riflettore risulta essere presente in quasi tutte le sezioni sismiche analizzate per il Golfo di Gemlik. Posto all'interno dell'unità marina esso rappresenterebbe dunque un evento deposizionale di alta energia, il cui spessore risulta maggiore in prossimità della costa, associato ad un momento imprecisato successivo all'ingressione marina. E' impossibile attribuire una causa certa per la messa in posto di tale evento con le informazioni attuali, non è da escludere tuttavia che, a causa dell'intensa attività sismica che caratterizza l'intera area, esso sia da attribuire ad un forte terremoto. Trovandosi all'interno dell'Associazione-F questo livello può essere momentaneamente battezzato come *Evento-F*. La linea L3 (Fig. 5.3), non attribuibile ad alcun riflettore sismico, risulta correlarsi perfettamente con la zona di massimo approfondimento. L'aumento definitivo registrato dai valori di suscettività magnetica, a cui la linea L3 si correla perfettamente, può essere stato causato dalla variazione di apporto sedimentario proveniente dalla costa: l'instaurarsi del regime di alto stazionamento del livello del mare deve aver consentito al sistema del fiume Kocadere di progredire verso mare apportando una maggior quantità di minerali ferromagnetici. La linea L4 segna infine l'interfaccia acqua/sedimento tramite due picchi nel segnale sismico. Questi ultimi impediscono di vedere se gli eventi di trasporto presenti nella porzione alta della carota, (campioni III 42-43, III 23-24 e III 17-18) abbiano lasciato o meno impronte nel segnale sismico.

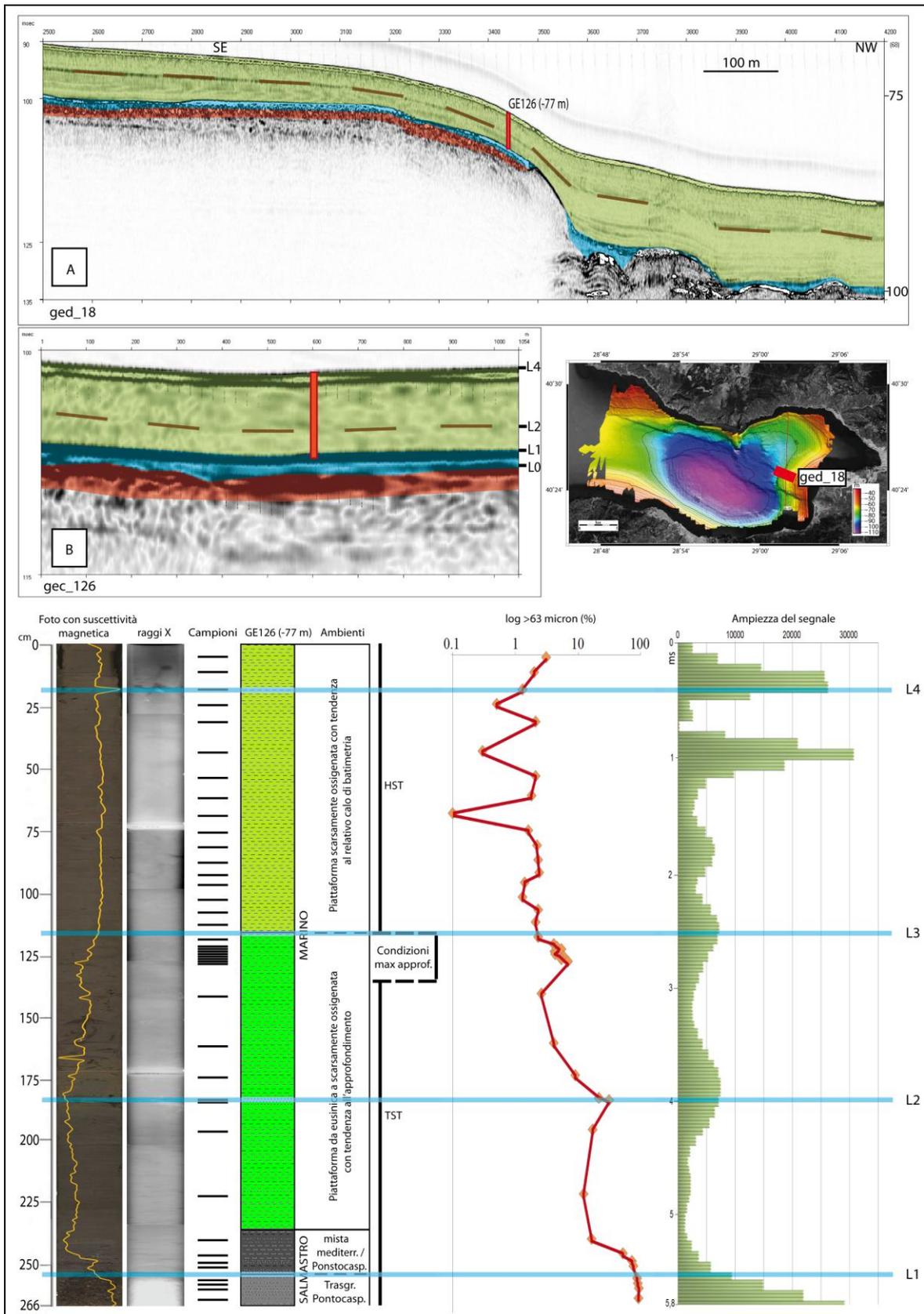


Fig. 5.3. Porzione della sezione *ged_18* (posizione indicata nella mappa batimetrica) e *gec_126* (con il carotaggio GE126 raffigurato in rosso) associate ai contesti marino (verde), salmastro (blu) e subaereo (rosso); la linea marrone segnala L'Evento-F. In basso (da sx a dx): fotografia del sondaggio con relativa curva logaritmica di suscettività magnetica; immagini a raggi X; 41 punti di campionamento; log con litologie e unità stratigrafiche; curva logaritmica di percentuale di materiale residuo a 63 micron; curva di variazione di ampiezza del segnale sismico dalla sezione *gec_126* sulla verticale del sondaggio. In celeste sono presenti le quattro linee principali che correlano i dati acquisiti con i riflettori sismici.

5.3 Stratigrafia sismica

Le evidenze fornite dalle cinque mappe realizzate in questo lavoro (v. Cap. 4), congiuntamente alle sezioni sismiche, hanno permesso di ricostruire l'evoluzione geologica e paleoambientale del Golfo di Gemlik nell'ultimo ciclo glaciale-interglaciale.

5.3.1 Fase Glaciale

A seguito della precedente fase interglaciale, il livello eustatico globale è sceso gradualmente fino a -120 m (Fig. 5.4), rispetto all'attuale, nel corso di circa 80 ka; in accordo con la curva eustatica globale (Chapell & Shackleton, 1986; Fairbanks, 1989; Bard et al., 1990; 1996; 2010; Stanford et al., 2011) il Golfo di Gemlik si sarebbe trovato isolato dal Bacino di Marmara, e quindi dal sistema globale, intorno ai 60 ka BP. Questa lunga fase di isolamento sarebbe durata fino all'inizio della trasgressione marina, a seguito della fine dell'ultimo massimo glaciale (LGM) circa 20 ka BP, quando la fusione delle calotte glaciali avrebbero nuovamente cambiato gli equilibri interni al sistema.

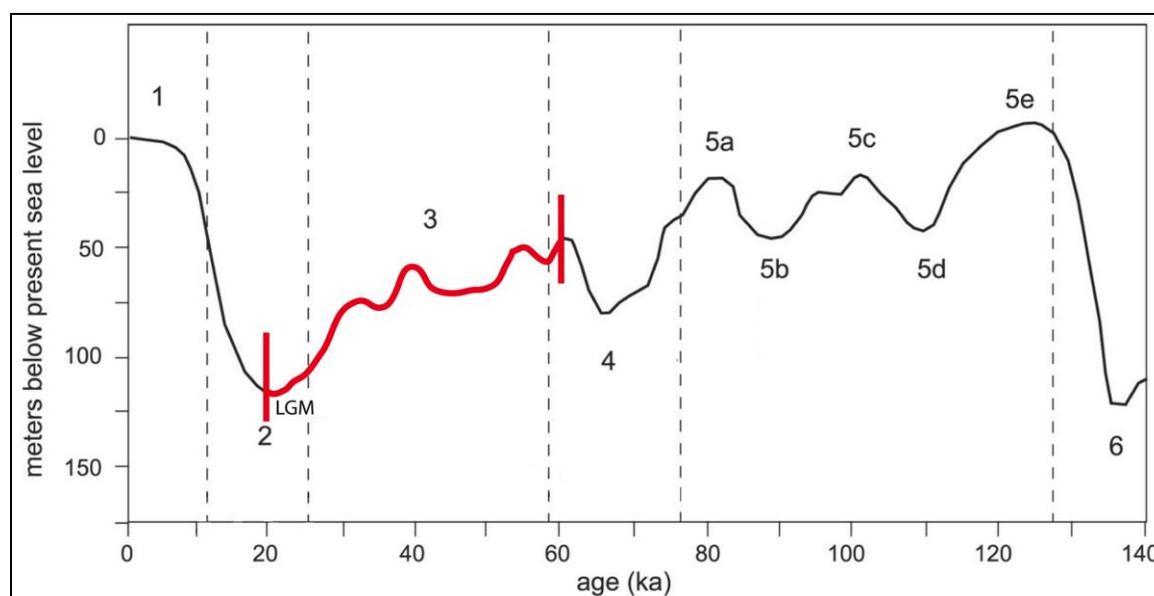


Fig. 5.4. La curva eustatica globale dell'ultimo ciclo glaciale-interglaciale. La porzione rossa rappresenta il periodo di isolamento totale del Golfo di Gemlik. (Modificata da Waelbroeck et al., 2002).

Se consideriamo le curve eustatiche disponibili in letteratura, il golfo si sarebbe trovato isolato dal contesto marino già a partire dai 75 ka BP, a causa dell'abbassamento registrato in corrispondenza dello Stadio Isotopico Marino (MIS) 4 (Ruddiman et al., 1989; Lisiecki & Raymo, 2005). Non avendo dati a sufficienza per determinare se questo primo isolamento abbia o meno influito sull'evoluzione del golfo, facciamo coincidere l'inizio del MIS 3 (Fig. 5.4) con la fase di isolamento del golfo.

In questi 40 ka circa (Fig. 5.4), il livello sarebbe sceso a causa di un probabile bilancio idrico negativo, sino a trovare una sorta di stabilità fra evaporazione ed apporti fluviali e piovani. E' probabile che la quota di tale equilibrio sia evidenziata dalle due aree con forte contrasto presente nella mappa di riflettività dell'*Orizzonte-H* (Fig. 5.5). Come accennato nel Cap. 4, la porzione del *Depocentro*, con un areale di 56 km², risulta essere compresa tra le curve di livello -115 e -132. Questo indicherebbe che la parte profonda del golfo sarebbe stata caratterizzata da uno specchio d'acqua relativamente persistente profondo poco più di 15 m, che non sarebbe mai stato esposto a condizioni subaeree. Anche la maggiore delle depressioni presenti nella *Piattaforma Orientale* (Fig. 5.5) è costituita da valori di riflettività medio-bassi.

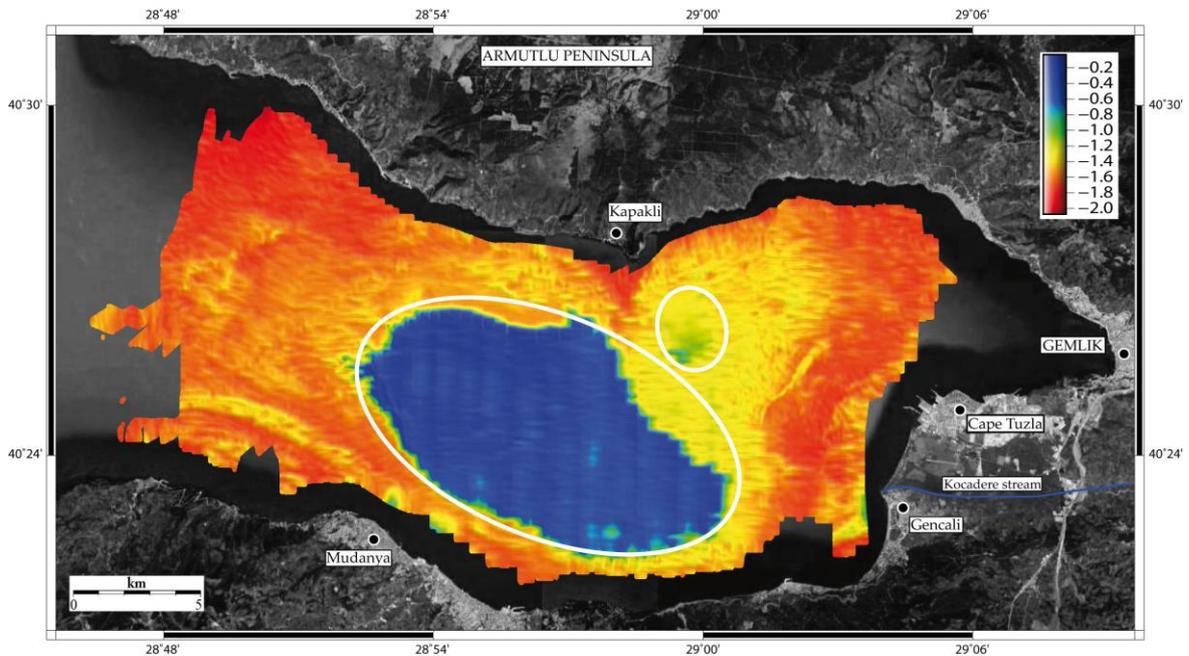


Fig. 5.5. Mappa di riflettività dell'Orizzonte-H. In azzurro-verde (bassi valori di riflettività) le due aree che probabilmente non hanno mai subito esposizione subaerea (ellissi bianche).

Questo permette di ipotizzare che nella fase di minima estensione del "Lago di Gemlik" non vi era solamente uno specchio d'acqua in corrispondenza del *Depocentro*, ma anche un bacino nella *Piattaforma Orientale* costituito da due depressioni (Fig. 4.9). E' impossibile tuttavia, in assenza di dati stratigrafici più approfonditi, stabilire a quale periodo possa corrispondere questa fase di minima estensione del bacino di Gemlik all'interno dei 40 ka di isolamento, e soprattutto quanto tempo sia durata. Con l'ausilio di Global Mapper, è possibile applicare al DTM relativo all'*Orizzonte-H* un livello dell'acqua arbitrario per ipotizzare forma e dimensioni del bacino in questa fase di minima estensione. Posizionando il datum batimetrico alla quota di -115 m rispetto all'attuale (Fig. 5.6), viene evidenziato come la forma dello specchio d'acqua nella parte depocentrale appaia del tutto simile a quella con bassi valori di riflettività evidenziata in figura 5.5.

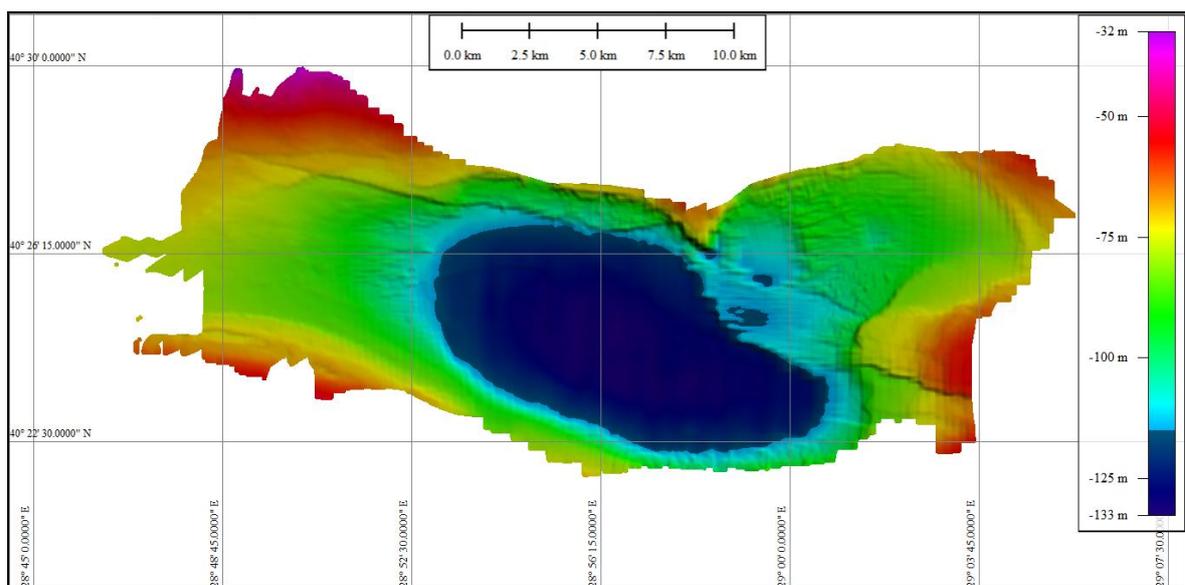


Fig. 5.6. Mappa relativa all'Orizzonte-H in Global Mapper. Nei toni del blu scuro viene evidenziata la colonna d'acqua posizionata a -115 m rispetto allo zero attuale segnalata anche nella barra batimetrica posta a cornice a dx.

Si nota anche, come la parte profonda della maggiore delle depressioni presenti nella *Piattaforma Orientale* (Fig. 5.5) contenga un piccolo specchio d'acqua. Si deve sempre tenere in considerazione che tali simulazioni vengono applicate alla morfologia attuale di questo livello profondo, che possono aver subito modifiche e deformazioni a causa di carico litostatico, idrostatico e per effetto di deformazioni tettoniche. Il livello dell'acqua, inoltre può essere valutato solo in riferimento al livello del mare, senza poter per questo considerare eventuali pozze o laghi pensili sicuramente esistenti a quote maggiori (come ad esempio l'intera superficie delle due depressioni nella *Piattaforma Orientale*).

Le sezioni sismiche passanti per l'area del *Depocentro* evidenziano un'altissima concentrazione di gas nei sedimenti, che rende sordi i riflettori acustici più profondi. Questo effetto è riscontrabile in gran parte in corrispondenza delle aree che non hanno mai subito esposizione subaerea, e dove la successione sedimentaria appare continua (riquadro A, Fig. 5.7). La parte sud della sezione ge_21 (riquadro A, Fig. 5.7) mette in evidenza il confine tra la zona depocentrale, perennemente in condizioni subacquee, e la zona esposta a condizioni subaeree, con la superficie erosiva della *Piattaforma Meridionale* che immerge verso nord. Si nota come il gas disturbi solamente la porzione al di sotto dei -115 m, i cui riflettori, talvolta visibili, vanno a chiudere con geometria *onlap* sulla superficie costiera esposta (riquadro A, Fig. 5.7). Tali terminazioni potrebbero corrispondere ai sedimenti lacustri depositati ai bordi del lago durante lievi aumenti della colonna d'acqua. Originariamente orizzontali, questi riflettori devono aver subito una deformazione a causa della pressione litostatica dovuta al carico dei sedimenti soprastanti, in media 20 m per il *Depocentro* (Fig. 4.14), sommata alla pressione idrostatica della colonna d'acqua attuale. Tuttavia, per giungere a questa fase di minima estensione del "Lago di Gemlik", la colonna d'acqua si è abbassata molto lentamente nel corso dei millenni. Questa progressiva modifica del contesto ambientale è stata registrata dai riflettori cliniformi delle due strutture deltizie più importanti presenti nel golfo: la prima è il *Delta* del fiume Kocadere descritto nel Cap. 4 ed in altri lavori (Gasparini et al., 2011); la seconda, è stata evidenziata da corpi progradanti osservati nella *Piattaforma Settentrionale* (Fig. 4.9). Quest'ultima struttura, non visibile nella mappa morfobatimetrica del fondale, è risultata essere un piccolo delta formato dai fiumi drenanti la costa nord del Golfo di Gemlik e denominato *Delta Armutlu* (Filicki et al., 2017).

La sezione ged_02, interpretata in figura 5.7 (riquadro B), consente di analizzare l'assetto dei *foreset* relativi alla progradazione deltizia del fiume Kocadere sulla *Piattaforma Orientale*. Interpolando i punti costituenti i limiti tra *foreset* e *topset* di ciascun riflettore, denominati *rollover-point* (Helland-Hansen & Martinsen, 1996), si riesce a ricostruire la traiettoria della linea di costa in questo intervallo. Come segnalato in sezione ged_02 (riquadro B, Fig. 5.7) dalla linea arancione lo *stacking pattern* (Van Wagoner et al., 1990) assunto dal fronte deltizio sembra avere un andamento progradazionale verso il basso; questo avviene quando la colonna d'acqua tende ad abbassarsi, costringendo la deposizione costiera a progradare. Questo andamento indica anche che l'apporto sedimentario da parte dei fiumi è piuttosto limitato, e che la combinazione tra subsidenza e apporti non ha consentito di mantenere la linea di costa al pari livello della superficie d'acqua in caduta. Anche nella sezione ge_129 (riquadro C, Fig. 5.7), in cui si evidenziano le forme progradanti del *Delta Armutlu*, si nota la stessa traiettoria dei *rollover-point* all'interno della successione sedimentaria lacustre/salmastra relativa al periodo glaciale.

In entrambe le sezioni si nota come al tetto dei corpi progradanti sia presente la superficie erosiva da esposizione subaerea, sul quale poggiano i successivi sedimenti lacustri/salmastri post-glaciali e marini. La formazione di questo livello erosivo è avvenuta durante tutta la fase in cui lo specchio d'acqua era limitato alle porzioni profonde del *Depocentro* (Fig. 5.6).

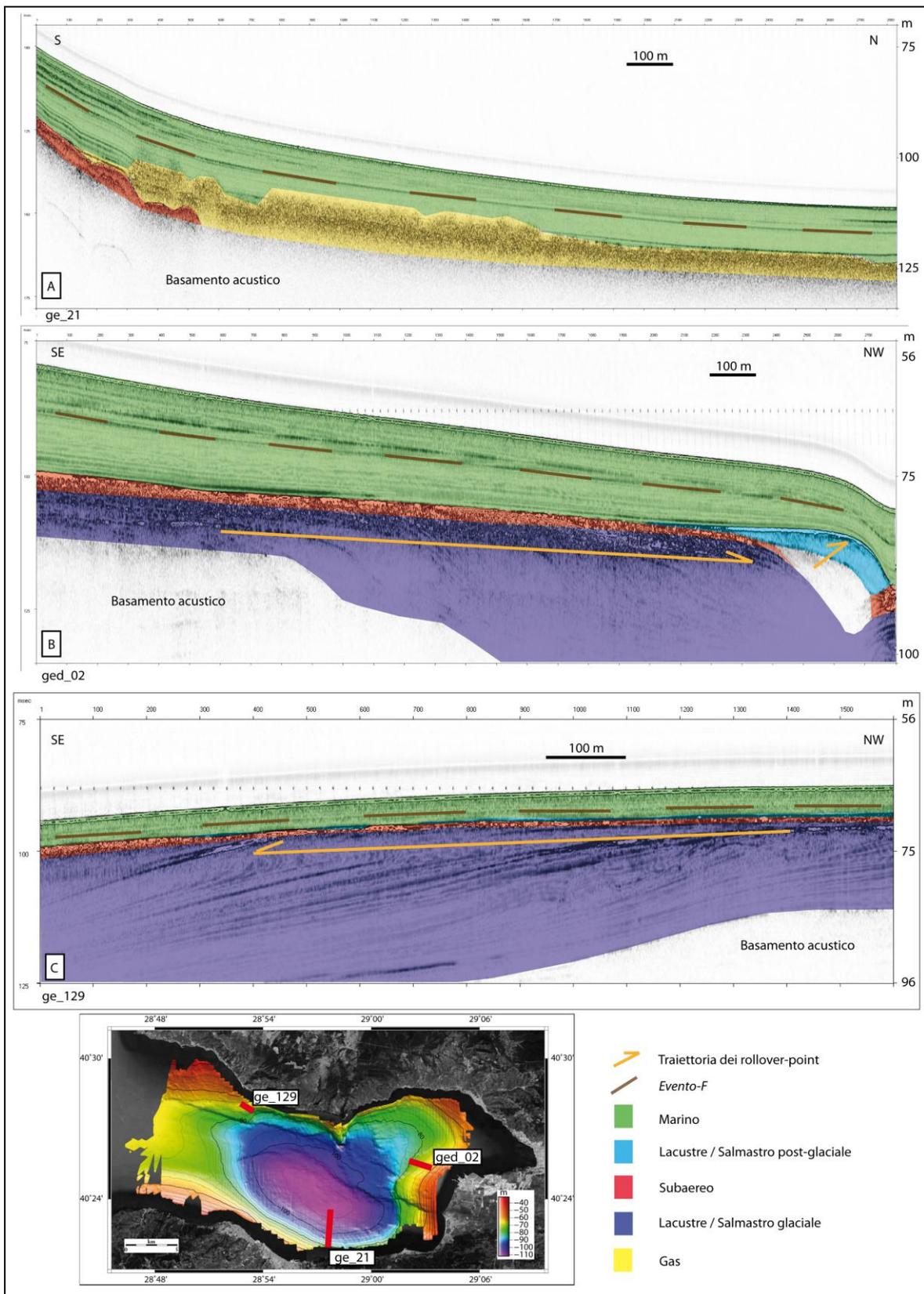


Fig. 5.7. Sezioni sismiche interpretate del bordo del Depocentro (riquadro A, sezione ge_21), di un fianco del Delta (riquadro B, sezione ged_02) e del piccolo delta posto sulla Piattaforma Settentrionale. In basso sono visibili le posizioni delle sezioni nella mappa morfobatimetrica del fondale.

5.3.2 Fase trasgressiva lacustre/salmastra

A seguito dell'ultimo picco massivo glaciale (LGM) avvenuto intorno a 20 ka BP (Fig. 5.8) il progressivo scioglimento delle calotte glaciali ha riportato il livello eustatico alle condizioni interglaciali in meno di 15 ky, in accordo con la curva globale di risalita del livello marino (Siddall et al., 2003; Liu et al., 2004; Lambeck et al., 2007; Deschamps et al., 2012).

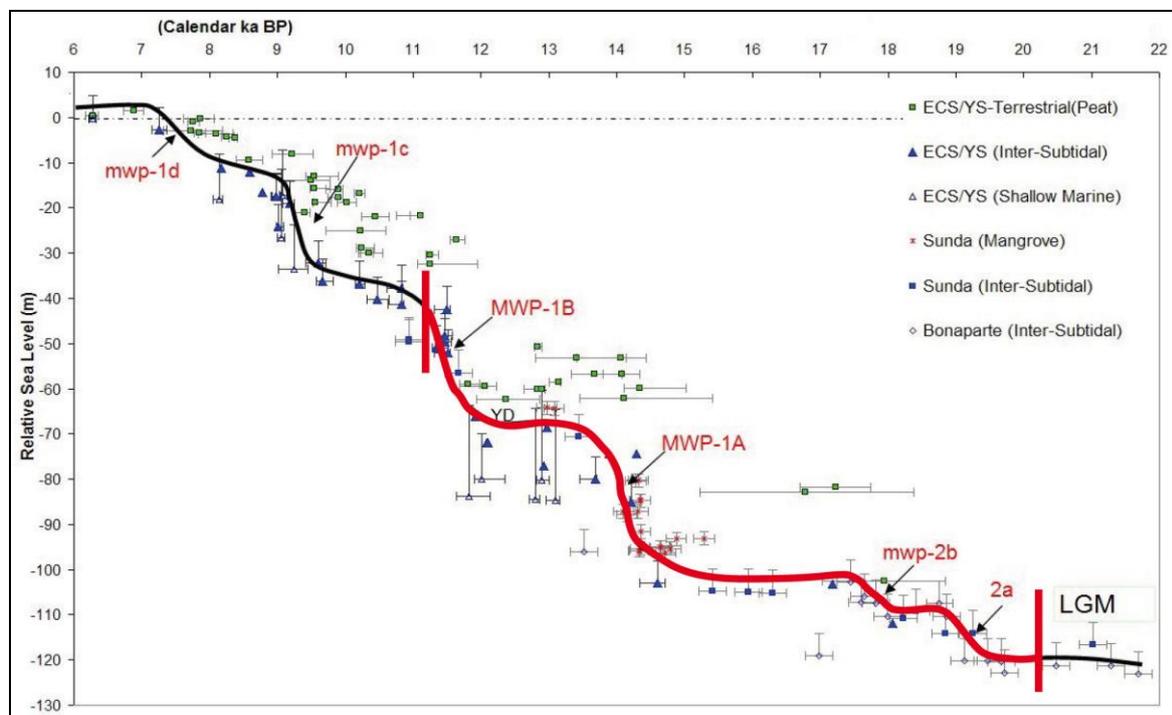


Fig. 5.8. La curva di risalita del livello marino di Liu et al. (2004) interpolata tramite una serie di proxy differenti, mostrati a legenda in alto a dx, con gli errori associati. In rosso è evidenziato il periodo nel quale il Golfo di Gemlik avrebbe subito la trasgressione lacustre/salmastra, tra il picco massimo glaciale LGM e l'invasione marina avvenuta circa 11000 a BP a seguito del superamento della soglia morfologica dei -50 m.

Come evidenziato in dettaglio dalla curva di Liu et al. (2004), mostrata in figura 5.8, la veloce risalita è stata scandita da brevi ed intense accelerazioni conosciute come *Melt Water Pulses* (Liu et al., 2004), eventi già documentati e denominati *Catastrophic Rise Events* (Blanchon & Shaw, 1995). Sulla base della curva in figura 5.8, il Golfo di Gemlik sarebbe rimasto isolato fino al superamento della soglia morfologica dei -50 m, avvenuta approssimativamente intorno a 11000 a BP ovvero verso la fine del *Melt Water Pulse* 1B. Probabilmente, in questi circa 8 ky, lo scioglimento dei ghiacciai ed il passaggio ad un regime climatico più caldo ed umido ha fatto sì che la massa d'acqua del "Lago di Gemlik" tornasse ciclicamente ad aumentare, grazie ad un bilancio idrico positivo. Questo aumento di massa d'acqua in condizioni lacustri/salmastre potrebbe essere avvenuto anche in seguito alle sequenze di trasgressioni provenienti dal Mar Caspio (v. Cap. 2.2), ma in assenza di evidenze dirette questa teoria rimane tutt'ora dibattuta.

In questa breve fase, la risalita del livello dell'acqua è stata registrata da alcune forme costiere progradanti. Un primo impulso di risalita della colonna d'acqua, ipoteticamente da -115 a -80 m, ha fatto sì che gli ambienti marginali di questo bacino lacustre arretrassero verso terra, per poi ricominciare a progradare durante un nuovo, breve, ciclo di evaporazione.

La peculiarità notata sul fronte sepolto del *Delta* in figura 4.13 (mappa di riflettività dell'*Orizzonte-H*), evidenziata nel riquadro grigio come una forma sinuosa allungata che tende a spanciare verso N-E per una lunghezza totale di circa 4 km, è risultata essere una di queste forme. Impostando la colonna d'acqua alla profondità di -80 m (Fig. 5.9) si vedono chiaramente i rapporti tra questa forma evidenziata dalla riflettività e il nuovo margine del lago. I valori di riflettività di questa forma sinuosa, sempre alti ma inferiori rispetto all'ambiente circostante (riquadro in Fig. 5.9), potrebbero essere interpretati come dovuti all'apporto di sedimento grossolano al di sopra del livello di erosione subaerea, caratteristico del *topset* del *Delta* formatosi nella precedente fase glaciale.

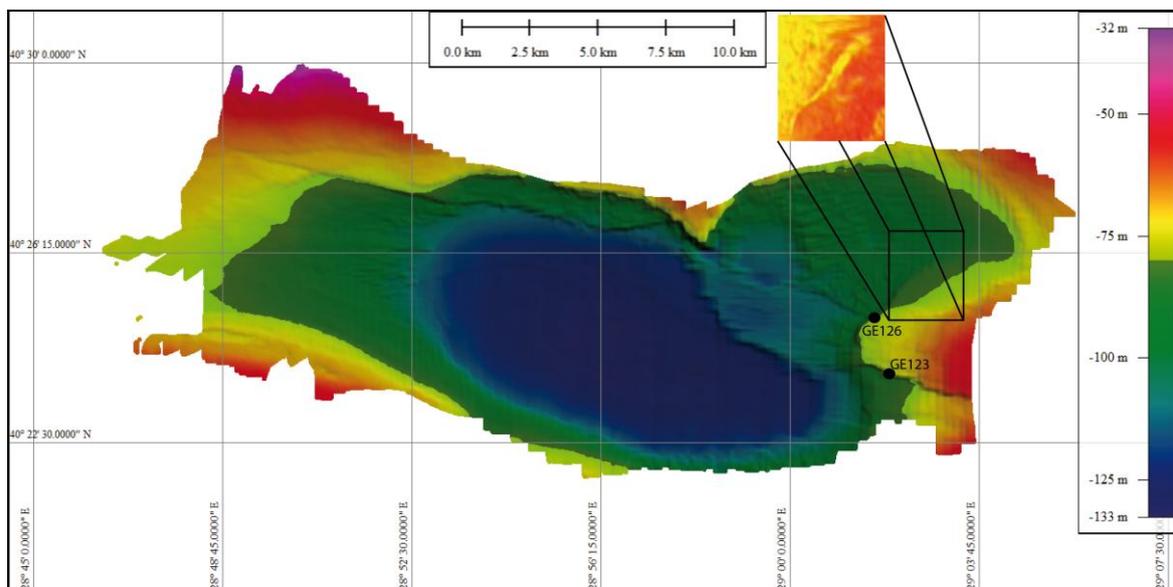


Fig. 5.9. Mappa relativa all'*Orizzonte-H* in Global Mapper. Nei toni del blu/verde scuro viene evidenziata la colonna d'acqua posizionata a -80 m rispetto allo zero attuale. Nel riquadro viene evidenziata la posizione della forma sinuosa notata nella mappa di riflettività dell'*Orizzonte-H*. Sul *Delta* sono inoltre presenti le posizioni delle carote GE123 e GE126.

In figura 5.7 (riquadro B) si nota come i riflettori di questo deposito lacustre/salmastro post-glaciale tendano a chiudere in *onlap* verso il livello subaereo costiero, indicando un progressivo aumento della colonna d'acqua verso l'alto. Questa tendenza trasgressiva è marcata dalla traiettoria ascendente dei *rollover-point* interni a questo corpo (esempio, *ged_24* riquadro A, Fig. 5.10). La traiettoria ascendente potrebbe essere stata causata, oltre che dalla veloce risalita della colonna d'acqua, da una veloce, locale ed anomala subsidenza del nuovo corpo progradante; si nota difatti che i riflettori sottostanti, relativi ai depositi più antichi, appaiono piegati. L'apporto sedimentario da parte del fiume Kocadere, infine, sembra essere notevolmente aumentato in questa fase, come segnalato da una significativa componente aggradazionale. In figura 5.9 viene inoltre indicata la posizione dei due sondaggi GE123 e GE126, che si trovavano in questa fase paleo-oceanografica verosimilmente vicini alla linea di costa. Se si considerano le profondità di battente d'acqua in corrispondenza della stazione GE126 (-77 m) e la penetrazione del carotiere (4,35 m), otteniamo che il deposito conchigliare basale, costituente l'Associazione-A, si sarebbe messo in posto ad una quota di -81 m, probabilmente durante questa prima fase di trasgressione lacustre/salmastra.

Questa fase di risalita della colonna d'acqua all'interno del golfo sembra essere registrata solamente da questo corpo progradante, con una marcata componente aggradazionale (riquadro A, Fig. 5.10 e riquadro B in Fig. 5.7), sul fronte sepolto del *Delta* in una profondità variabile tra i -90 e -80 m. Differente è invece la risposta del sistema al successivo stazionamento della colonna d'acqua. In gran parte delle aree situate intorno alla batimetrica dei -75 m, infatti, risultano essere sistematicamente presenti corpi progradanti, costituiti da spessori limitati (circa 5 m) ed estensioni areali chilometriche.

Nella sezione ge_54 (riquadro B, Fig. 5.10), situata all'estremità est della *Piattaforma Orientale*, è presente un corpo allungato, i cui *foreset* interni chiudono in *downlap* sulla superficie di erosione subaerea. La traiettoria dei *rollover-point* risulta essere, come i sottostanti e più antichi riflettori del periodo glaciale, discendente, indicando quindi un nuovo abbassamento della colonna d'acqua. Nonostante sia difficile stabilire a quale quota sia arrivato il lago in questa fase è probabile che, a seguito di questo secondo impulso, la salita debba essersi arrestata per dare nuovamente il via ad un periodo di bilancio idrico negativo. Anche sul *topset* del *Delta* eroso da esposizione subaerea, intorno ai -75 (riquadro A, Fig. 5.10) si osservano geometrie simili.

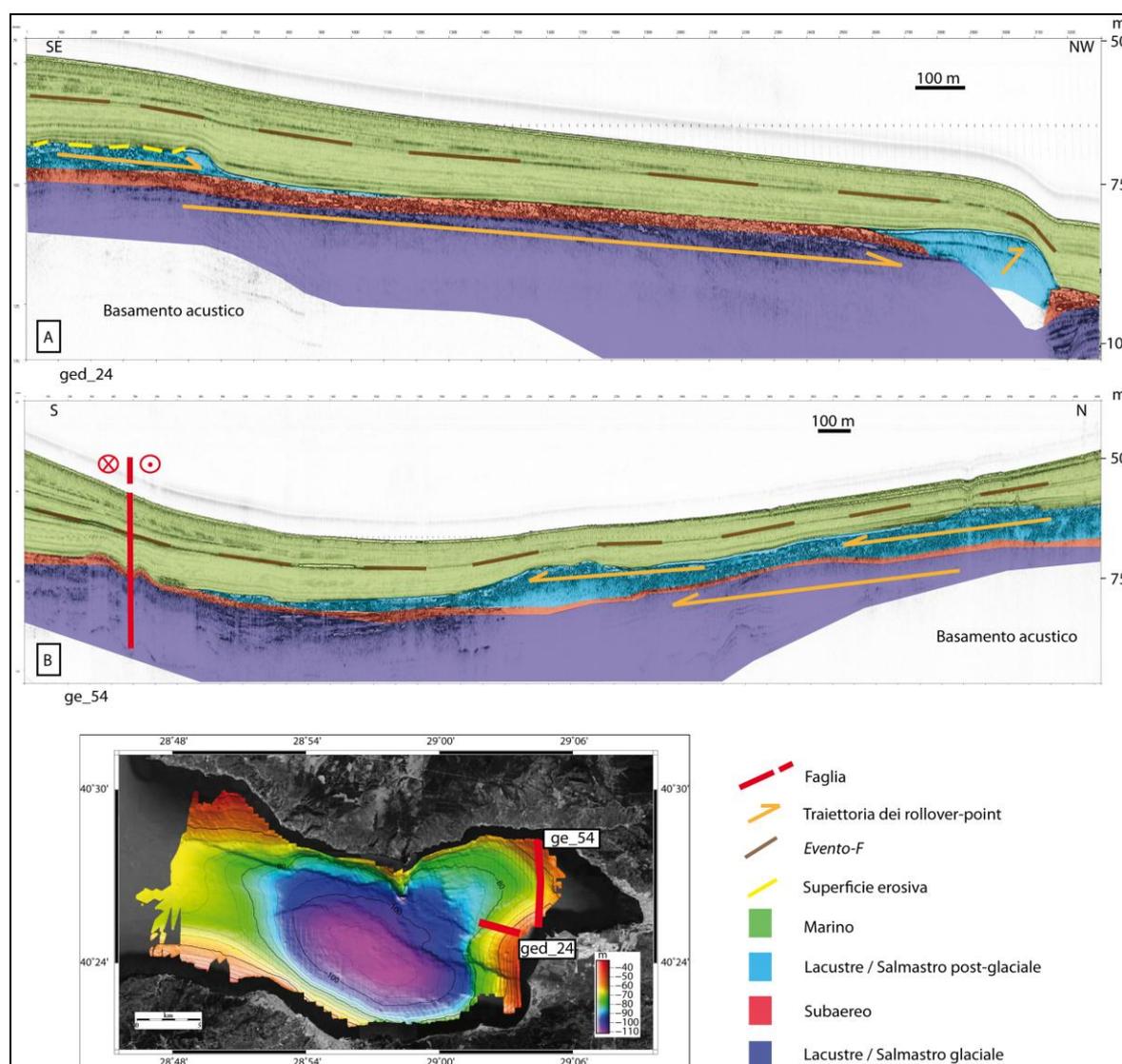


Fig. 5.10. Le sezioni sismiche interpretate ged_24 (riquadro A) sul fianco del Delta e ge_54 (riquadro B) nell'estremità est della Piattaforma Orientale. In basso sono visibili le posizioni delle sezioni nella mappa morfobatimetrica del fondale.

Questa unità, messa in posto sulla parte alta del *Delta* mostra sul proprio *topset* evidenti segni da erosione che, a differenza della semplice esposizione subaerea, si presentano come lievi affossamenti ed incisioni (Fig. 5.10, riquadro A). Queste forme erosive potrebbero essere collegate all'anomalia di riflettività segnalata in figura 4.13 (riquadro bianco), e riportata nell'immagine Global Mapper con la colonna d'acqua impostata a -70 m (Fig. 5.11).

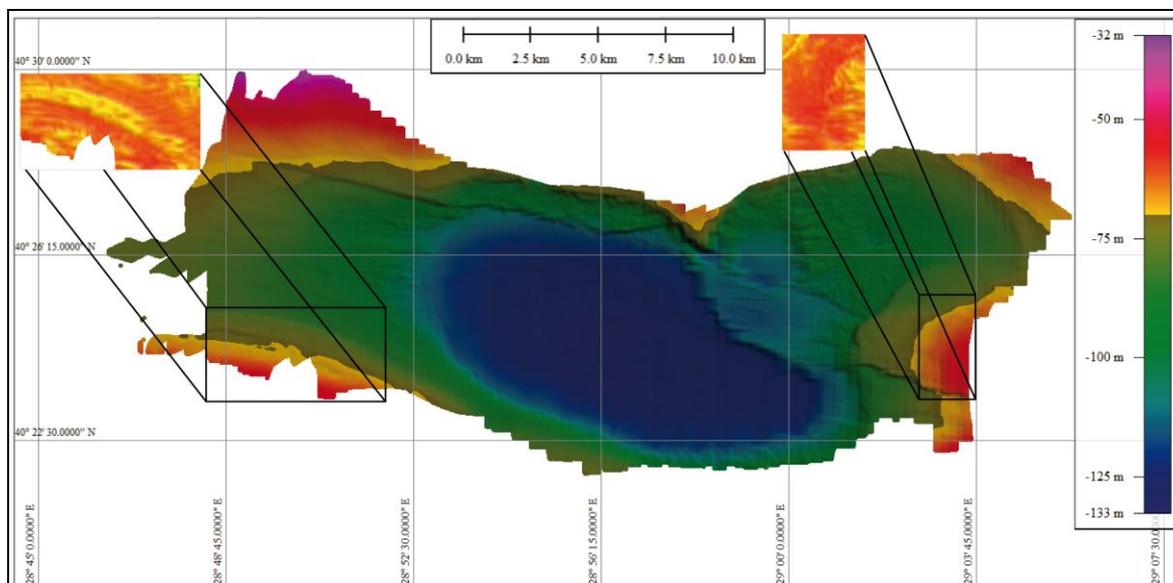


Fig. 5.11. Mappa relativa all'Orizzonte-H in Global Mapper. Nei toni del blu/verde scuro viene evidenziata la colonna d'acqua posizionata a -70 m rispetto allo zero attuale segnalata anche nella barra batimetrica posta a cornice a dx. Nel riquadro a dx viene evidenziata la posizione delle forme erosive nel settore prossimale del Delta, notata nella mappa di riflettività dell'Orizzonte-H, mentre a sx la posizione della particolare fascia sul fronte del corpo progradante nella Piattaforma Meridionale.

E' ipotizzabile che tali forme siano la cannibalizzazione del corpo progradante ad opera dello stesso fiume Kocadere. La costante progradazione potrebbe aver creato una piana deltizia, preservata dalla veloce ingressione marina a differenza di quelle formatesi durante LGM, rimaste esposte per millenni alle condizioni subaeree. Sempre in Figura 5.11, viene messa in evidenza un'ulteriore peculiarità, segnalata con il riquadro nero in figura 4.13, riguardante la *Piattaforma Meridionale*. Questa fascia con valori di riflettività differenti dai dintorni mostra la presenza di *foreset* interni visibili in sezione ge_99 (riquadro C, Fig. 5.13), che identificano un corpo progradante di stessa forma, tipologia e verosimilmente coevo a quelli appena descritti nella parte alta del *Delta* e nell'estremità est della *Piattaforma Orientale*. Anche nel settore della *Piattaforma Settentrionale* risultano infine essere presenti corpi progradanti relativi alla medesima fase di stazionamento del livello del "Lago di Gemlik". Nella sezione ge_76 (riquadro A, Fig. 5.12) viene evidenziato, sopra la superficie subaerea formata sul *topset* del *Delta Armutlu*, un corpo progradante costituito dai sedimenti lacustri/salmastri appartenenti alla fase post-glaciale. Spostandoci a ovest della *Piattaforma Settentrionale*, è possibile seguire il medesimo corpo progradante che viene dislocato da una faglia (riquadri B e C, Fig. 5.12) la quale marca il limite con la *Piattaforma Occidentale* e mostra caratteri transtensivi (riquadro B, Fig. 5.12).

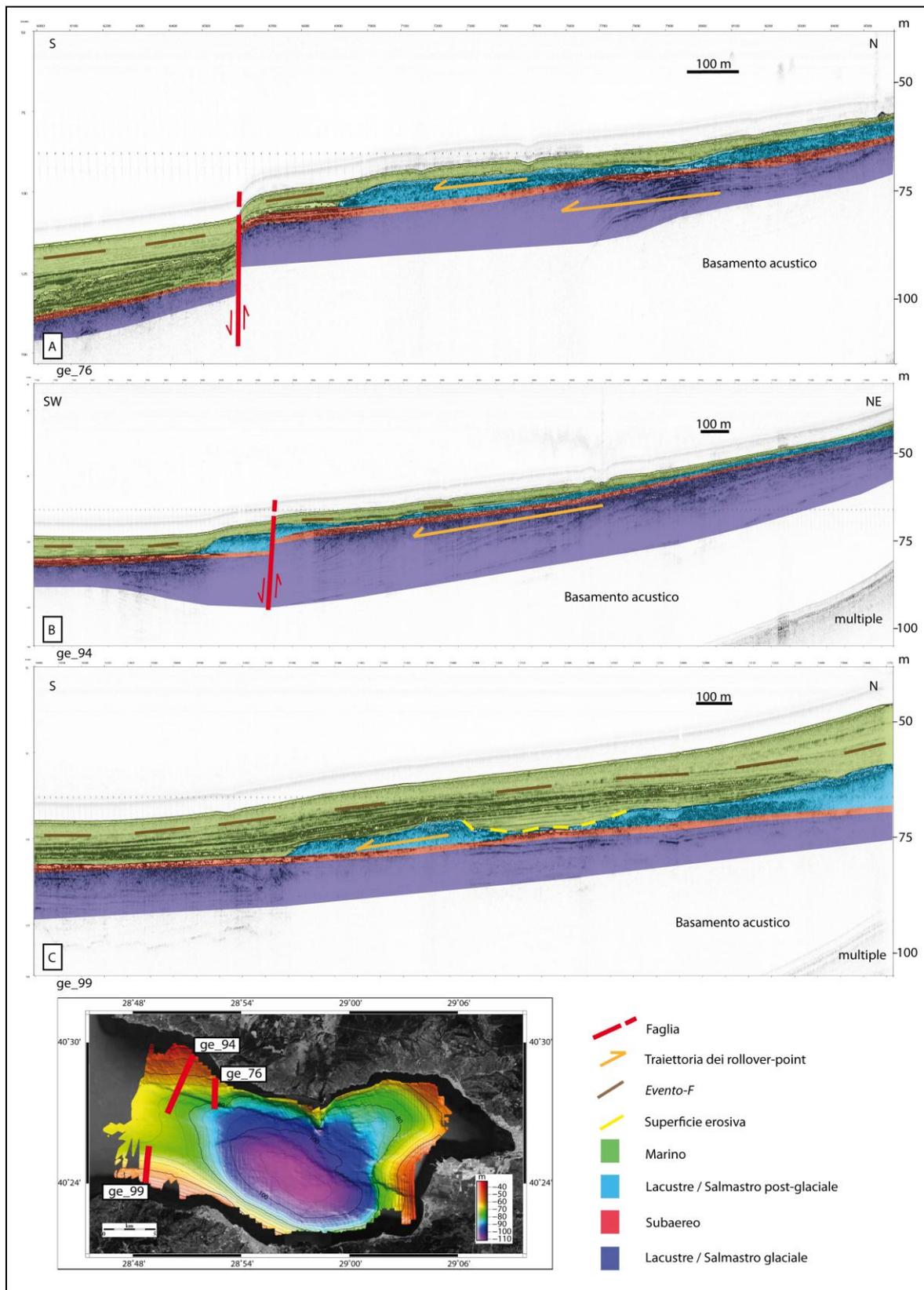


Fig. 5.12. Le sezioni sismiche interpretate ge_76 (riquadro A) sul Delta Armutlu, ge_94 (riquadro B) nella Piattaforma Settentrionale e la ge_99 (riquadro C) nella Piattaforma Meridionale. In basso sono visibili le posizioni delle sezioni nella mappa morfobatimetrica del fondale.

5.3.3 Fase trasgressiva marina

Approssimativamente intorno a 11000 a BP, il superamento del livello eustatico della soglia morfologica dei -50 m avrebbe connesso nuovamente il Golfo di Gemlik con il dominio marino. In gran parte delle aree del golfo sarebbe dunque iniziata la messa in posto dei primi sedimenti marini e della fauna relativa a questo inizio di ingressione mediterranea. Questo momento sarebbe stato registrato nella carota GE126 dalle associazioni B e C (Fig. 5.1) relative a questa fase costituita da fauna mista. In altre aree del golfo, tuttavia, questo processo di invasione della massa d'acqua dal Mar di Marmara, già a salinità normale a seguito del superamento della soglia dei Dardanelli avvenuta circa 12000 a BP (Cagatay et al., 2000), avrebbe instaurato una breve serie di fenomeni di forte rimaneggiamento ed erosione dei sedimenti lacustri/salmastri preesistenti. Le porzioni profonde della *Piattaforma Occidentale* e *Settentrionale*, indicativamente comprese tra -95 e -110 m, evidenziano corpi sedimentari da alta energia (Fig. 5.13), mentre le porzioni più superficiali (nella sola *Piattaforma Occidentale*) indicano forme da erosione sovrainposte al corpo progredente lacustre/salmastro descritto in figura 5.12 (riquadro B).

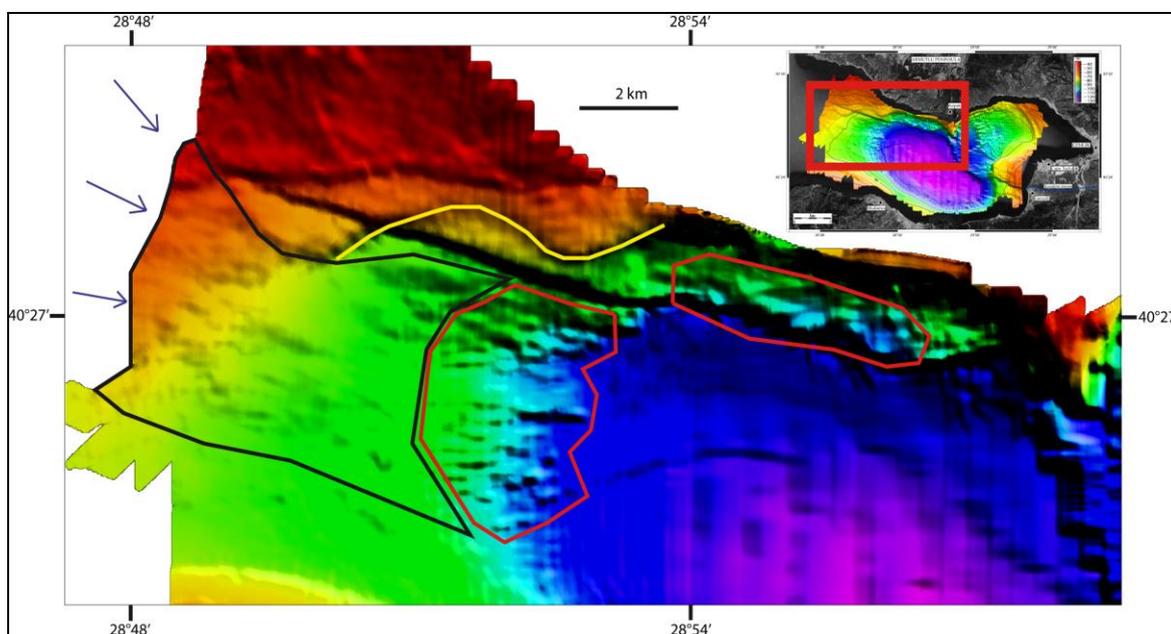


Fig. 5.13. Dettaglio della mappa morfologica dell'Orizzonte-H. Le frecce indicano la provenienza del flusso marino che va ad erodere l'area più superficiale (contornata di nero) e depositare rimaneggiando i sedimenti nella zona profonda (contorni rossi). La linea gialla segue il fronte dei corpi progredenti lacustri dei -70 m interrotto bruscamente verso ovest per erosione.

La *Piattaforma Occidentale*, adiacente alla soglia morfologica dei -50 m e più depressa rispetto alla *Settentrionale* e *Meridionale*, ha quindi probabilmente subito le conseguenze più evidenti dell'impatto con la massa d'acqua marina proveniente da nord ovest (frecce blu in Fig. 5.13). All'interno dell'area contornata di nero di figura 5.13, si notano forme caotiche allineate in direzione N-O/S-E, che potrebbero essere l'effetto di questo evento altamente energetico, probabilmente responsabile della parziale cannibalizzazione del corpo progredente nella *Piattaforma Occidentale* (interruzione della linea gialla in Fig. 5.13). La causa di questo potrebbe essere legata alla differente densità delle masse d'acqua interagenti. Le evidenze paleontologiche ottenute per i livelli lacustri/salmastri, nelle carote GE123 e GE126, indicano chiaramente ambienti fortemente sottosalati; la massa d'acqua proveniente dal Bacino di Marmara, a salinità normale, sarebbe dunque sprofondata comportandosi come una corrente di acqua densa in un bacino salmastro. Le forme che sono andate a mettersi in posto dunque (aree contornate di rosso in Fig. 5.13) potrebbero

essere interpretate come una variante delle *Sediment waves* (Verdicchio et al., 2007; Foglini et al., 2015) documentate nel Mediterraneo, tutt'ora in fase di formazione, come depositi dovuti all'azione di correnti di fondo da parte di acque dense (in questo caso per temperatura). Queste forme attuali, tuttavia, si mettono in posto a seguito di processi lenti, che ne consentono il progressivo accrescimento; questo non sarebbe avvenuto nel nostro caso, poiché l'invasione marina si ipotizza sia stata un processo veloce ed impulsivo, il cui termine sarebbe definito dall'instaurarsi dell'equilibrio di salinità con il resto del Bacino di Marmara. Nella sezione ge_81a (riquadro A, Fig. 5.14) passante per la *Piattaforma Occidentale* ortogonalmente alle *Sediment waves*, si nota come questi corpi siano caratterizzati da un *pattern* particolare. Essi, rispetto ai sedimenti più antichi e più giovani, caratterizzati da riflettori piano paralleli, risultano essere piano convessi, con riflettori interni a geometria *downlap* bidirezionale, poggianti sulla superficie piana di esposizione subaerea. Il flusso di corrente densa ha probabilmente preso in carico e rimaneggiato il sedimento messo in posto durante la fase trasgressiva lacustre/salmastro, presente in tutta la parte alta della *Piattaforma Occidentale*, fino ad intaccare il livello sovraconsolidato subaereo, il quale avrebbe impedito il rimaneggiamento anche dei livelli più antichi.

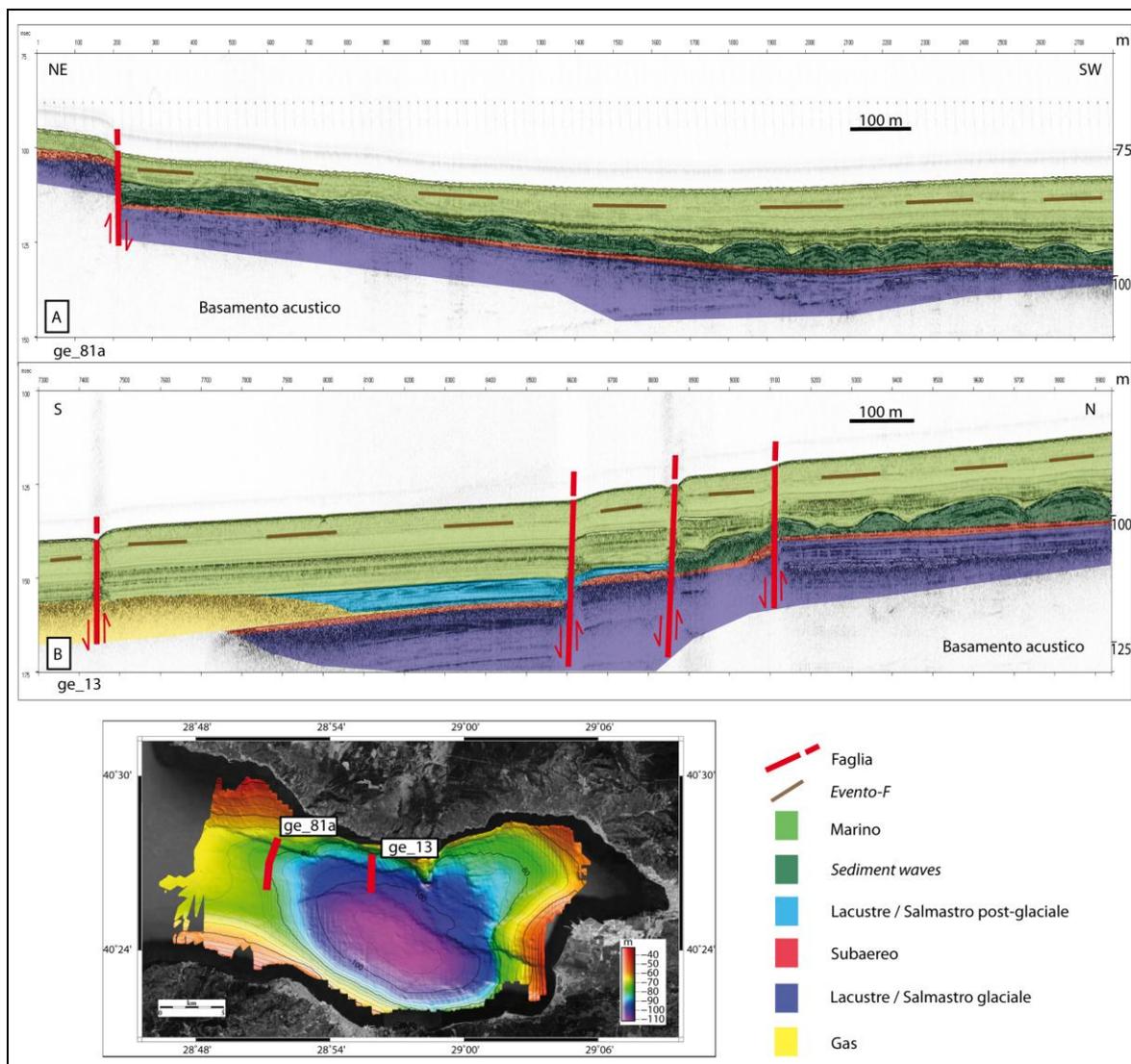


Fig. 5.14. Sezioni sismiche interpretate ge_81a (riquadro A) nella Piattaforma Occidentale e ge_13 (riquadro B) in quella Settentrionale. In basso sono visibili le posizioni delle sezioni nella mappa morfobatimetrica del fondale.

Anche la sezione ge_13 (riquadro B, Fig. 5.14) consente di vedere lo stesso assetto anche nella *Piattaforma Settentrionale*. La sezione, in questo caso, taglia le forme in maniera non perfettamente perpendicolare; questo consente di vedere che il *downlap* bidirezionale è asimmetrico, e costituito da *foreset* più allungati nel lato sottocorrente, in questo caso verso il *Depocentro*, caratteristica del tutto analoga alle forme originate dalle acque dense nel Mediterraneo.

Successivamente a questa fase ad alta energia, in seguito alla stabilizzazione della salinità rispetto al resto di Marmara, ha avuto inizio la fase di drappeggio marino, che con spessori talvolta molto variabili, ha coperto, preservandole, la maggior parte delle forme precedentemente descritte. Questa seconda ed ultima fase della trasgressione marina, la cui base è costituita dall'*Orizzonte-H*, è visibile in ogni sezione sismica al tetto dell'intera successione sedimentaria. Si è visto tuttavia in carota GE126, tramite l'analisi micropaleontologica, che in questa successione vi sono molte variazioni nel contenuto di ossigeno e di apporto sedimentario; è impossibile però, senza riflettori continui, riportare tali variazioni dalla carota alla sismica. L'unica cosa che rimane invariata all'interno dell'intero golfo è la costante presenza dell'*Evento-F* all'interno della successione olocenica. Visibile (e tracciato) in ognuna delle sezioni interpretate, all'interno del drappeggio marino, esso sembra più marcato nei pressi della costa e delle foci fluviali. Solamente nelle estremità ovest dell'area di studio esso sembra non lasciare traccia. E' impossibile risalire con certezza alla causa di tale evento, avendo a disposizione solamente il sedimento legnoso dell'Associazione-E; è ipotizzabile, tuttavia, che la notevole estensione di tale riflettore sia proporzionale all'energia che lo avrebbe generato. Non è da escludere dunque che la causa scatenante sia da rimandare a processi di risedimentazione innescati da un sisma molto forte.

La fase ad alta energia precedente al drappeggio marino deve aver causato anche la cannibalizzazione del corpo progradante lacustre/salmastro nella *Piattaforma Meridionale*. Le "cicatrici" erosive evidenziate in figura 4.9 (riquadri blu) sul corpo semicircolare devono essersi formate in questa fase, poiché il successivo drappeggio va a colmarne la depressione erosiva. In sezione ge_99 (riquadro C, Fig. 5.12) si nota la profonda escavazione che il corpo progradante avrebbe subito a causa delle acque dense marine. Tuttavia le "cicatrici" appaiono ben definite, larghe e profonde rispetto al contesto prima descritto sulla *Piattaforma Occidentale*.

5.3.4 Fase attuale

A seguito della riconnessione del Golfo di Gemlik con il Bacino di Marmara in un contesto marino si è impostato il sistema di circolazione tuttora osservabile. Per gran parte dell'anno nel Mar di Marmara dominano i venti provenienti da NW e NE (de Filippi et al., 1986) i quali instaurano il movimento in senso orario delle acque superficiali nel Golfo di Gemlik. E' stato documentato che nel periodo invernale compreso tra novembre e maggio, la massa d'acqua più superficiale può divenire più fredda di circa 4 gradi di quella profonda (Unluata et al., 1990). Questo fenomeno potrebbe instaurare periodicamente una forte circolazione profonda dovuta alla formazione di queste acque dense per bassa temperatura. La mappa di spessore dei sedimenti al di sopra dell'*Orizzonte-H* (Fig. 4.14) rappresenta il volume totale di sedimento appartenente alla successione marina, la cui deposizione è all'incirca iniziata alla base dell'Olocene. In essa è possibile notare come le correnti abbiano agito sulla redistribuzione e sedimentazione all'interno del golfo. Il flusso proveniente da NW interagisce inizialmente su tutta la porzione alta della *Piattaforma Settentrionale* (Fig. 5.15), asportando gran parte della sedimentazione e giustificando i valori di spessore prossimi allo zero dei sedimenti olocenici. Il movimento delle correnti, procedendo verso est, va ad influire in modo analogo anche sulla sedimentazione del

Promontorio (Fig. 5.15) il quale, ad eccezione della fossa posta alla base, è caratterizzato da spessori sedimentari prossimi allo zero. Le correnti, costrette a deviare verso sud all'estremità della *Piattaforma Orientale*, sono probabilmente la causa del notevole accumulo di sedimento presente di fronte a Cape Tuzla (Fig. 5.15); questo è probabilmente dovuto alla successiva interazione di queste con l'alto morfologico del *Delta*, il quale, almeno in parte, le costringe a deviare sul fronte profondo in corrispondenza della sottile fascia di spessore sedimentario.

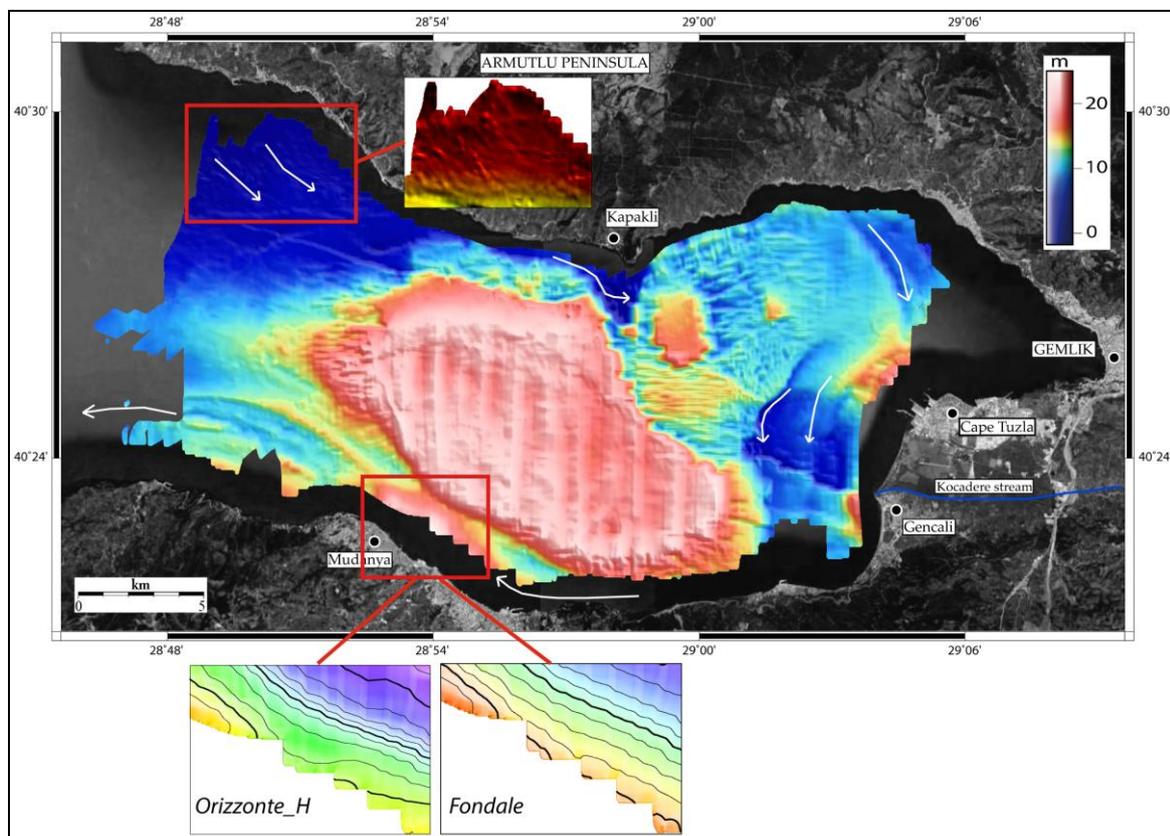


Fig. 5.15. Mappa di spessore dei sedimenti al di sopra dell'Orizzonte-H. Le frecce bianche mimano indicativamente il movimento delle correnti agenti nel golfo. Nel riquadro rosso in alto sono evidenziate le forme allungate presenti sulla Piattaforma Settentrionale notate nella mappa morfobatimetrica del fondale; nel riquadro rosso in basso è evidenziata l'anomala quantità di sedimento, presente di fronte la città di Mudanya, la quale deve aver riempito l'avvallamento, presente nella mappa relativa all'Orizzonte-H, non più visibile nella mappa del fondale.

Non essendo disponibili sezioni sismiche adiacenti la costa sud del Golfo di Gemlik, risulta difficile stabilire il comportamento delle correnti in questa porzione della baia. Tuttavia si può ipotizzare che l'anomalo spessore di sedimento presente di fronte alla città di Mudanya (Fig. 5.15) vi sia stato convogliato nel tempo dalle correnti, dirette verso ovest, fino a colmare l'avvallamento presente nella mappa relativa all'Orizzonte-H, non visibile nell'attuale morfologia del fondale (Fig. 5.15).

L'azione delle correnti, oltre a condizionare profondamente il tasso di sedimentazione, sembra generare forme particolari specialmente nella parte alta della *Piattaforma Settentrionale* (Fig. 5.15). In questo settore si osservano, infatti, forme allungate in direzione delle correnti, che formano una serie di *Sediment waves*, del tutto analoghe a quelle profonde dovute alla prima invasione marina. Un esempio è indicato nella sezione sismica ge_102 (riquadro A, Fig. 5.16). Rispetto ai sistemi più antichi e profondi (riquadri A e B, Fig. 5.14) questi ultimi appaiono più piccoli, distribuiti caoticamente per l'intera area, e con riflettori interni geometricamente al di sotto della risoluzione dei profili sismici.

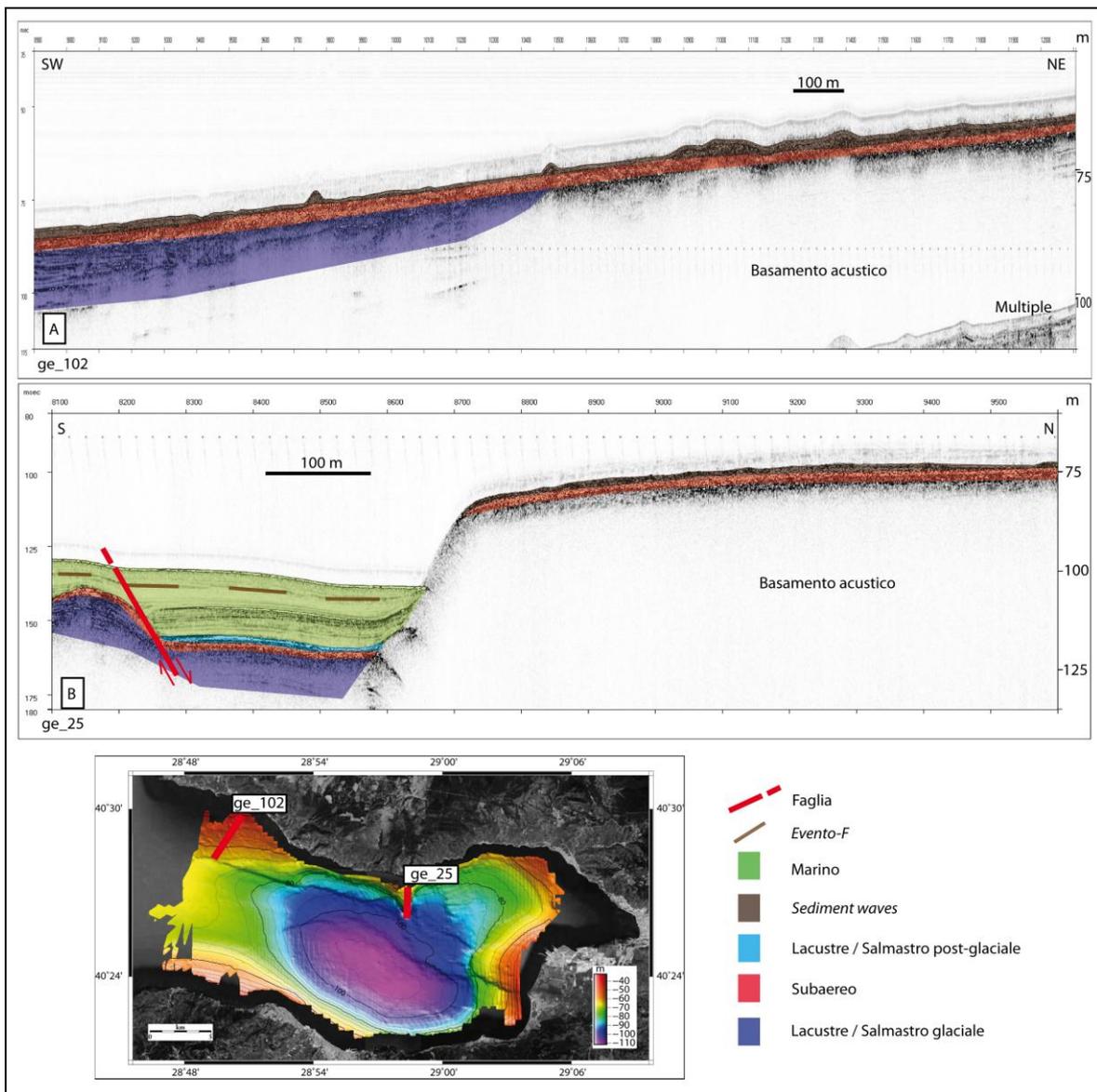


Fig. 5.16. Le sezioni sismiche interpretate ge_102 (riquadro A) nella Piattaforma Settentrionale e la ge_25 (riquadro B) sul Promontorio. In basso sono visibili le posizioni delle sezioni nella mappa morfobatimetrica del fondale.

Questa serie di piccole *Sediment waves*, generate probabilmente dall'azione delle acque dense fredde invernali, poggiano sul livello di esposizione subaerea. In sezione ge_25 (riquadro B, Fig. 5.16) si nota come anche sulla porzione alta del *Promontorio* l'azione delle correnti assottigli la successione di sedimento marino, asportandolo costantemente nel tempo. Sempre tramite la sezione ge_25 si vede come la fossa, posta alla base del *Promontorio*, sia una depressione generata dalla dislocazione transtensiva di una faglia attiva, nel quale il sedimento marino viene ben preservato e accumulato in misura maggiore rispetto alle aree precedentemente analizzate.

L'azione di redistribuzione e cernita dei sedimenti da parte delle correnti trova perfetta corrispondenza nella distribuzione dei valori di riflettività del fondale (Fig. 5.17). I valori più alti di riflettività si notano in corrispondenza delle zone acclivi a minor profondità, dove le correnti, asportando le frazioni granulometriche minori, lasciando in posto i sedimenti più grossolani.

Una delle principali anomalie, precedentemente discusse per la mappa di riflettività del fondale (Fig. 4.7), è situata in corrispondenza dell'estremità sud-orientale del *Depocentro*, visibile come una sorta di "dorsale" leggermente incurvata che spicca rispetto al *pattern* di

riflettività circostante. In realtà, a questa risoluzione sismica, non si nota nessun tipo di morfologia, o rigonfiamento, nelle sezioni sismiche passanti al di sopra di questa forma. Tuttavia il riflettore del fondale, in corrispondenza di essa, varia sistematicamente in ampiezza, suggerendo la presenza di sedimento a granulometria maggiore.

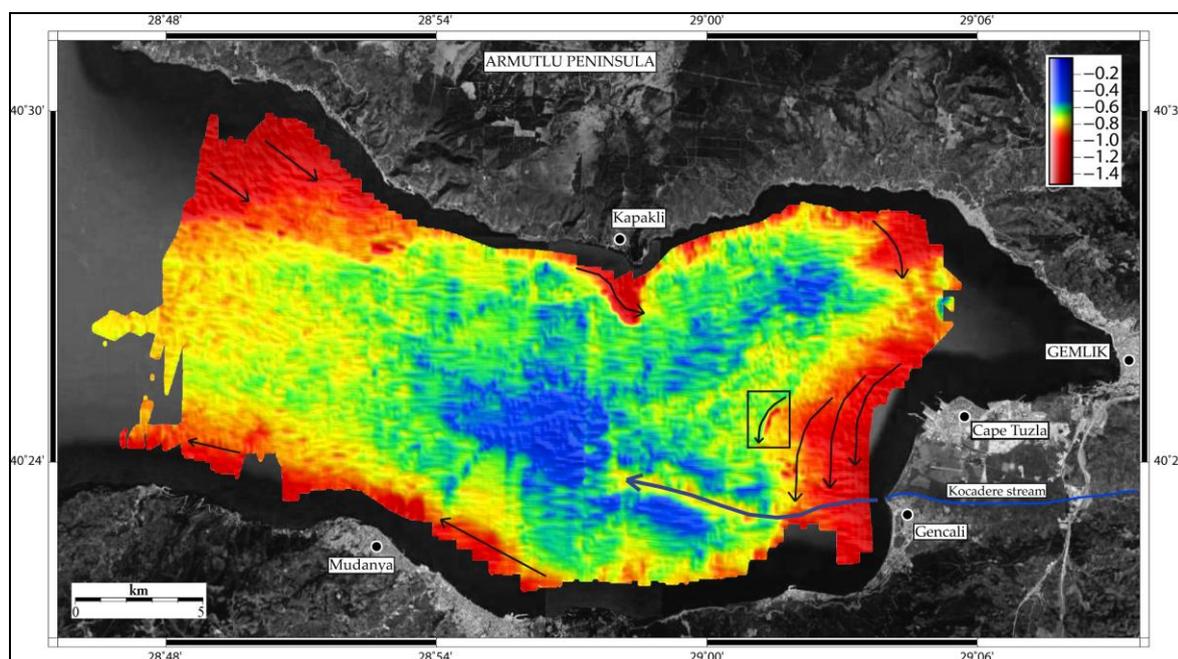


Fig. 5.17. Mappa di riflettività del fondale marino del Golfo di Gemlik. Le frecce nere indicano l'andamento delle correnti marine mentre la freccia blu il percorso dei flussi iperpicnali del Fiume Kocadere. Nel riquadro nero l'anomalia di riflettività sul fronte deltizio sommerso.

Si può ipotizzare che, vista la posizione di tale anomalia rispetto alla foce del fiume Kocadere (Fig. 5.17), il sedimento possa provenire da piene fluviali occasionali che generando flussi iperpicnali (per i quali è sufficiente una densità superiore ai 22 g/l vista la bassa salinità del Mar di Marmara) causi la sedimentazione nelle aree profonde; questi flussi sarebbero a loro volta incurvati dall'azione delle correnti. La seconda anomalia, è situata sul fronte deltizio sommerso, dove si osserva un pattern di riflettività positiva di forma semicircolare (Fig. 5.17). Come descritto anche per la mappa di spessore dei sedimenti, in questa zona le correnti marine, a causa dell'ostacolo morfologico costituito dalla struttura deltizia, sono costrette ad aggirarlo, scorrendo sul fronte sommerso. Come documentato nel Mare Adriatico (Foglini et al., 2015), può succedere che i flussi di acqua densa, in corrispondenza di ostacoli morfologici accelerino andando ad aumentare notevolmente la potenzialità erosiva. Questo fenomeno è visibile nelle sezioni sismiche passanti per il fronte sommerso. La sezione ged_17 (Fig. 5.18) mette in evidenza come sul fronte deltizio l'intera sedimentazione marina argillosa sia stata costantemente asportata nel tempo, ad opera della trazione delle correnti, lasciando esposta sul fondale la superficie conchigliare relativa alla fase trasgressiva lacustre/salmastra. Nella stessa sezione si nota un pennacchio verticale di gas e fluidi provenienti dal fondo, fenomeno osservato frequentemente nel Mar di Marmara (Gasperini et al., 2012) che potrebbe aver giocato un ruolo nella asportazione del sedimento a granulometria più fine.

E' opportuno considerare che le ipotesi relative al comportamento del flusso di corrente profonda si basano esclusivamente su evidenze sismostratigrafiche con il supporto delle mappe morfologiche. In assenza di dati diretti riguardo velocità e comportamento di tali correnti non si può con certezza definirne il comportamento idraulico e le modalità di erosione e deposizione dei sedimenti.

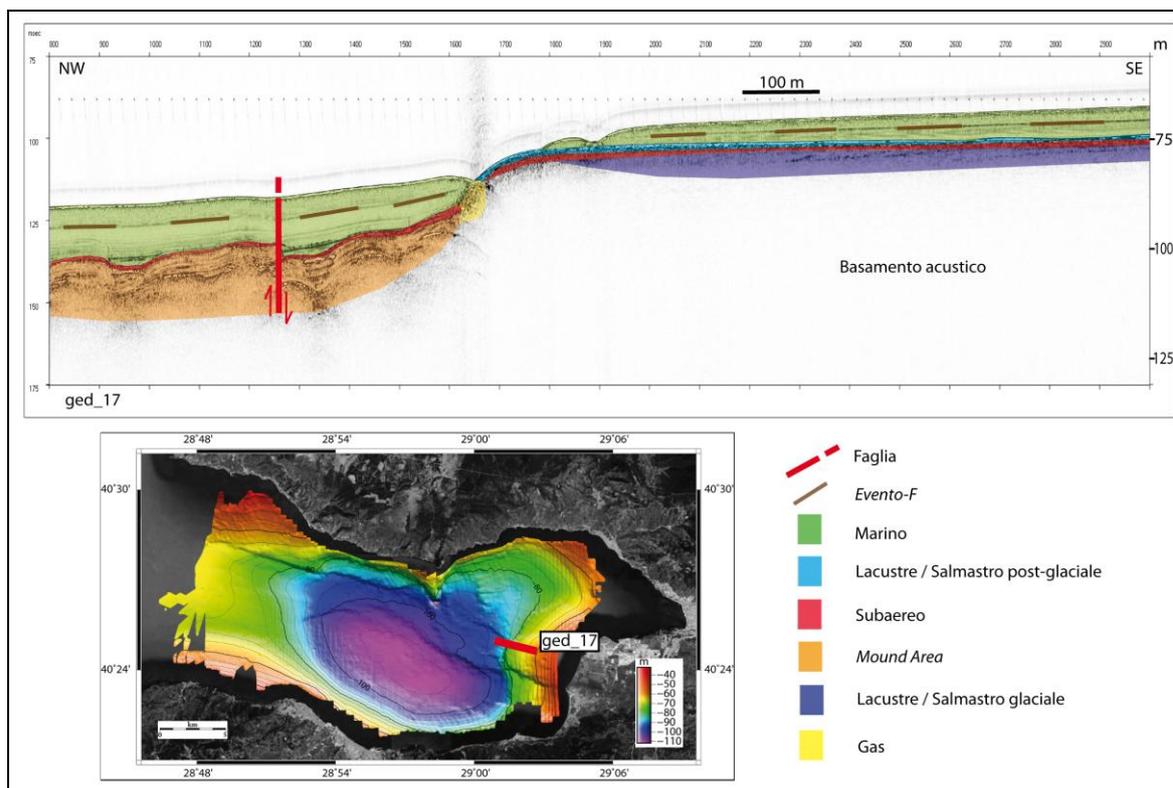
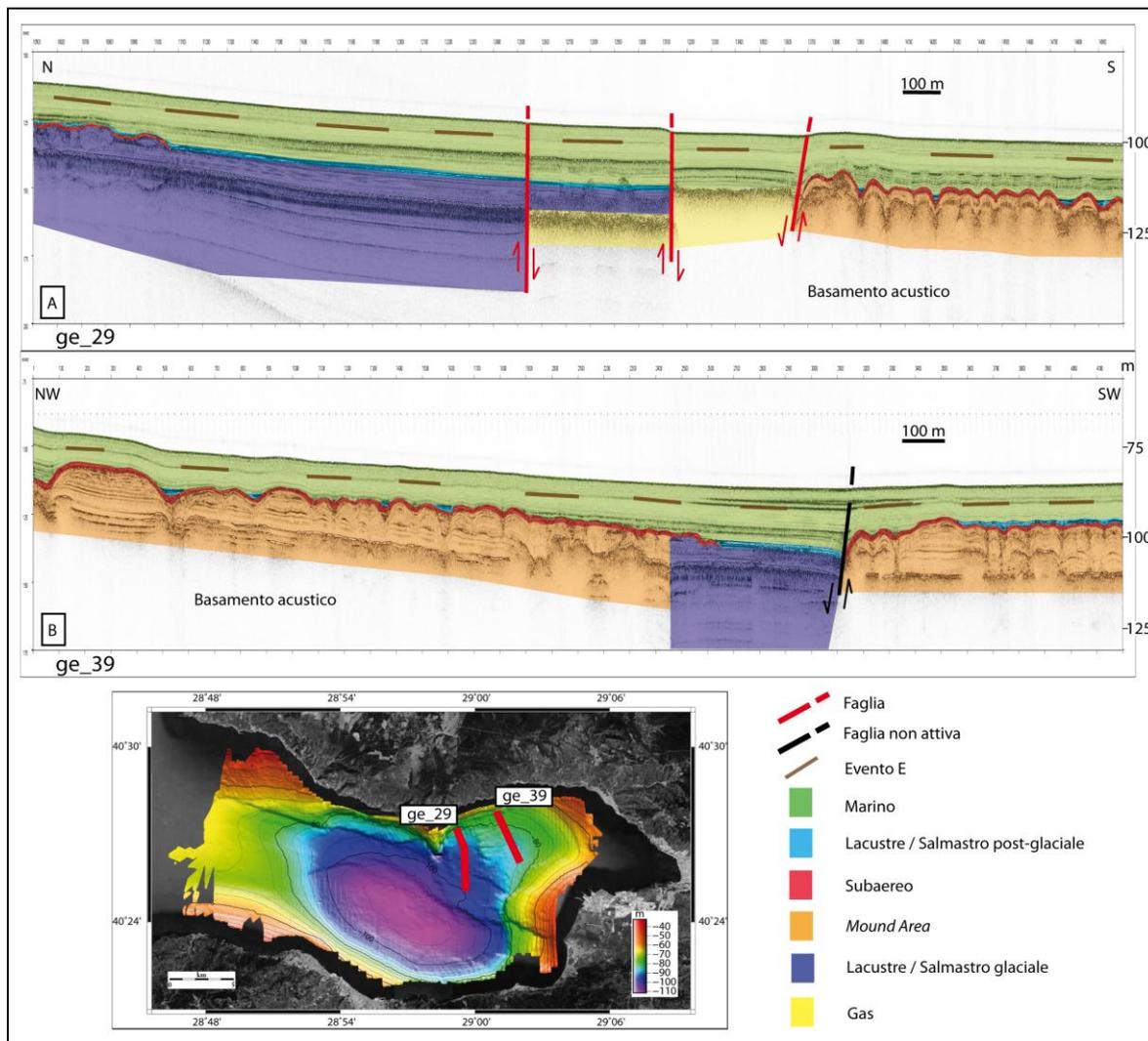


Fig. 5.18. La sezione sismica interpretata ged_17 sul fronte sommerso del Delta. In basso è visibile la posizione della sezione nella mappa morfobatimetrica del fondale.

5.3.5 Mound Area

La caratteristica peculiare che maggiormente spicca a seguito della mappatura completa del Golfo di Gemlik è l'andamento deformativo a tumuli e fosse che assume l'*Orizzonte-H* nei 31 km² (Fig. 4.11) denominati *Mound Area*. Delimitata alla sola *Piattaforma Orientale*, la *Mound Area* si sviluppa dalle quote più profonde di questo settore (-115 m) fino a minimi di -85 m. Le *Sediment waves*, anch'esse con aspetto *mounded*, sono caratteristiche per la presenza di riflettori interni, a geometria *downlap* bidirezionale, poggianti sul livello d'esposizione subaerea; quest'ultime, definibili forme deposizionali, nonostante la somiglianza si differenziano dai *mound* della *Piattaforma Orientale* la cui genesi è di origine deformativa. La sezione ge_29 (riquadro A, Fig. 5.19) attraversa la maggiore delle depressioni presenti in *Piattaforma Orientale*, per poi entrare nella *Mound Area*. Si nota come una serie di faglie attive transtensive ribassino la porzione centrale della sezione andando a formare una depressione nel quale, con molta probabilità, i sedimenti non avrebbero mai subito esposizione subaerea. Si nota come il riflettore corrispondente all'erosione subaerea si interrompa nel settore centrale della sezione e di come i sedimenti più antichi, contemporaneamente, non risultino più deformati lasciando intravedere anche riflettori più profondi. Avvicinandosi alla *Mound Area*, si ha un progressivo aumento della presenza di gas, fino ad ottenere lo stesso *pattern* sordo osservato nel *Depocentro*. Proseguendo verso sud ed entrando nella *Mound Area*, oltre questa zona acusticamente sorda a causa del gas, si osserva nuovamente il riflettore corrispondente all'erosione subaerea, e il gas tende a rimanere confinato nei livelli sottostanti (Fig. 5.19). I *mounds* della sezione ge_39 (riquadro B, Fig. 5.19) sono rappresentativi di profondità minori, rispetto alla sezione precedente, di circa 20 m. Essi risultano essere più grandi e meglio preservati, in quanto i riflettori interni permettono individuare l'assetto piano-parallelo originario della stratificazione.



5.19. Le sezioni sismiche interpretate ge_29 (riquadro A) e ge_39 (riquadro B) entrambe sulla Piattaforma Orientale. Le zone arancioni sono indicative del pattern deformativo i cui sedimenti sarebbero da attribuire alle unità lacustri/salmastre glaciali.

La sezione ge_39 (riquadro B, Fig. 5.19) passa per la minore delle depressioni presenti nella *Piattaforma Orientale* mostrando il medesimo *pattern* analizzato nella ge_29 per la depressione maggiore. Il livello subaereo risulta interrompersi in corrispondenza di sedimenti non deformati, e visibili lungo la verticale, al cui tetto risulta essere presente un riflettore con forte ampiezza che, chiudendo in *onlap* sul livello subaereo, viene interpretato come sedimento lacustre/salmastro post-glaciale. Anche questa depressione dunque, data la continuità di sedimentazione e la mancanza dell'orizzonte di esposizione subaerea, viene ipotizzata come indicativa di un ambiente di paleo lago durante il periodo glaciale, sviluppato in una depressione dovuta a deformazione transtensiva (Fig. 5.20).

Le evidenze indicano che le peculiari deformazioni nella *Mound Area* si generano solamente al di sotto del livello di esposizione subaerea il quale, presumibilmente, ha la funzione di sigillare i fluidi intrappolati nei sedimenti. Come per il *Depocentro* le due depressioni presenti nella *Piattaforma Orientale* sembrano essere stati ambienti sommersi anche durante l'LGM.

Il *pattern* deformativo descritto nell'area dei *mounds* farebbe quindi pensare agli effetti dello scuotimento in un livello di sedimenti molto ricchi di fluidi e confinati da un livello pedogenetico che ne abbia impedito la fuoriuscita; la zona del *Depocentro*, così come i paleo-laghi pensili della *Piattaforma Orientale* non avrebbero subito tali deformazioni per la mancanza di un livello di esposizione subaerea al tetto.

5.4 Neotettonica

L'analisi in dettaglio delle sezioni sismiche e delle morfologie ottenute grazie alle mappe elaborate tramite *picking*, ha consentito di compilare una nuova dettagliata mappa morfostrutturale del Golfo di Gemlik (Fig. 5.20). In essa vengono mostrati i principali contesti morfologici interpretati tramite l'analisi dell'*Orizzonte-H*, successivamente coperti dal drappaggio marino, e del fondo attuale, costantemente modificato dall'azione delle correnti. Considerando le 218 sezioni sismiche è stato possibile tracciare ed effettuare la mappatura completa dei tratti di faglia presenti all'interno del golfo. Come documentato da Gasperini et al. (2011), e discusso nel Cap. 2, le faglie osservate risultano essere caratterizzate da geometrie ad alto angolo raggruppabili in due famiglie: la prima, con prevalente orientazione N71°-85°, con cinematica quasi puramente *strike-slip*; una seconda, in cui prevalgono deformazioni di tipo estensionale e/o transtensivo caratterizzata da direzione N120°. Nella mappa (Fig. 5.20) è stata fatta inoltre la distinzione tra faglie attive (colore rosso) e non più attive (colore nero). Secondo la nomenclatura presente in letteratura (Kuscu et al., 2009; Gasperini et al., 2011; Vardar et al., 2014; Filikci et al., 2017) le faglie più importanti presenti nel golfo sono denominate *Gencali Fault* e *Gemlik Fault*, con regime *strike-slip* destro, e *Kocadere Fault* ed *Armutlu Fault* per quello transtensivo. Le faglie con regime *strike-slip* sono quelle di maggior interesse, poiché la FNA vi accomoda gran parte dello stress; storicamente esse rappresentano i tratti sismogenetici più attivi e pericolosi, non solamente nel ramo centrale bensì nell'intero sistema. Tuttavia le faglie appartenenti a questa famiglia risultano essere poche, impedendo quindi di acquisire un maggior numero di informazioni riguardo ai tassi di movimento nel corso del tempo. La *Gencali Fault* è genericamente considerata la faglia con maggior importanza e attività. Essa ricade al di fuori del dominio marino mappato e l'esatta posizione è tutt'ora dibattuta (lineamento tratteggiato in Fig. 5.20 poiché la posizione è incerta). La *Gemlik Fault* (Fig. 5.20), documentata da Gasperini et al., 2011, passa per l'omonima città, fiancheggia Cape Tuzla e prosegue fino ad intercettare il fronte deltizio sommerso del fiume Kocadere, il quale, secondo le stime, sarebbe stato dislocato di circa 42 m negli ultimi 10 ka. Essa, visibile in Fig. 5.10 (riquadro B), va ad intercettare e dislocare anche il corpo progradante posto sul fronte profondo del *Delta* (riquadro B, Fig. 5.7), relativo all'inizio della trasgressione lacustre post-glaciale, causandone l'andamento sinuoso. Trattandosi di un corpo sedimentario messo in posto in tempi relativamente brevi, un'eventuale datazione ed inquadramento temporale consentirebbero di ottenere una nuova e più precisa stima sul tasso di movimento di questa faglia. Un terzo tratto *strike-slip* ben visibile nelle mappe è situato in corrispondenza del settore NW del *Depocentro*. Esso risulta visibile solamente per un breve tratto fino a scomparire al contatto con la *Piattaforma Occidentale*. Non vi sono tuttavia indicatori morfologici o sedimentari che diano la possibilità di ottenere stime sul tasso di movimento.

Gran parte dello stress viene accomodato dal regime transtensivo delle molte faglie presenti all'interno del golfo, le quali nel tempo causano la progressiva apertura di questo bacino ristretto. La *Kocadere Fault* (Fig. 5.20) disloca in modo pronunciato la porzione sud del *Delta*, visibile in sezione *ge_40* (riquadro A, Fig. 4.19), causando un rigetto verticale di circa 10 m. Questa forte dislocazione avviene anche grazie al contributo di una serie di faglie attive presenti sul *Delta* (Fig. 5.20), generalmente con cinematica identica a quella principale, con la tendenza a ribassare il lembo sud. Anche la lunga *Armutlu Fault* (circa 14 km) tende fortemente a ribassare il lembo sud. Essa costituisce il gradino morfologico utilizzato nella fase iniziale di questo lavoro come confine tra *Piattaforma Settentrionale* ed *Occidentale* e *Piattaforma Settentrionale* e *Depocentro*. Tendenzialmente essa mostra dislocazioni maggiori in corrispondenza delle zone profonde diminuendo via via con il calare della batimetria verso ovest. Il rigetto in corrispondenza del confine tra *Piattaforma Settentrionale* e *Depocentro* risulta essere poco meno di 10 m. In questa zona,

la transtensione lungo la *Armutlu Fault* risulta essere accentuata anche dalla presenza di altre faglie con medesimo andamento, visibili in sezione ge_13 (riquadro B, Fig. 5.14). Il rigetto cala leggermente intorno agli 8 m, diminuendo di profondità, al confine tra le due piattaforme come raffigurato nella sezione ge_76 (riquadro A, Fig. 5.12) e sezione ge_81a (riquadro A, Fig. 5.14). Infine, nelle aree poste più ad ovest, il rigetto risulta essere intorno ai 4 m, visibile in sezione ge_94 (riquadro B, Fig. 5.12) nel quale disloca completamente uno dei corpi progradanti relativi alla trasgressione lacustre/salmastra. Oltre a questi risultano essere presenti altri importanti segmenti di faglia che contribuiscono alla apertura del bacino, ribassando lembi di territorio verso sud, tra i quali il tratto che segna il confine tra *Depocentro* e *Mound Area* ed altre all'interno di quest'ultima. Vi sono infine alcune rare faglie transtensive che ribassano i lembi posti a nord. Tra queste vi sono la faglia che ha generato la fossa alla base del *Promontorio* (riquadro A, Fig. 5.19), con un rigetto di circa 8 m, e le faglie responsabili delle due depressioni presenti nella *Piattaforma Orientale*. Nella depressione maggiore tutt'ora agiscono una serie di faglie attive le quali, visibili in sezione ge_29 (riquadro A, Fig. 5.19), con rigetto di circa 10 m hanno fatto sì che questa porzione di territorio divenisse un laghetto pensile per tutta la durata del periodo glaciale. La depressione minore invece risulta essere stata generata da una singola faglia, non più attiva (riquadro B, Fig. 5.19), il cui rigetto è stimato intorno ai 5 m.

I numerosi segmenti di faglia a cinematica transtensiva, mappati nel Golfo di Gemlik, contribuiscono enormemente alla redistribuzione dello stress complessivo del sistema, attraverso la progressiva apertura del bacino. La mappatura in dettaglio, infine, non ha rilevato la presenza di nuovi tratti di faglia *strike-slip* oltre a quelli già noti in lavori precedenti.

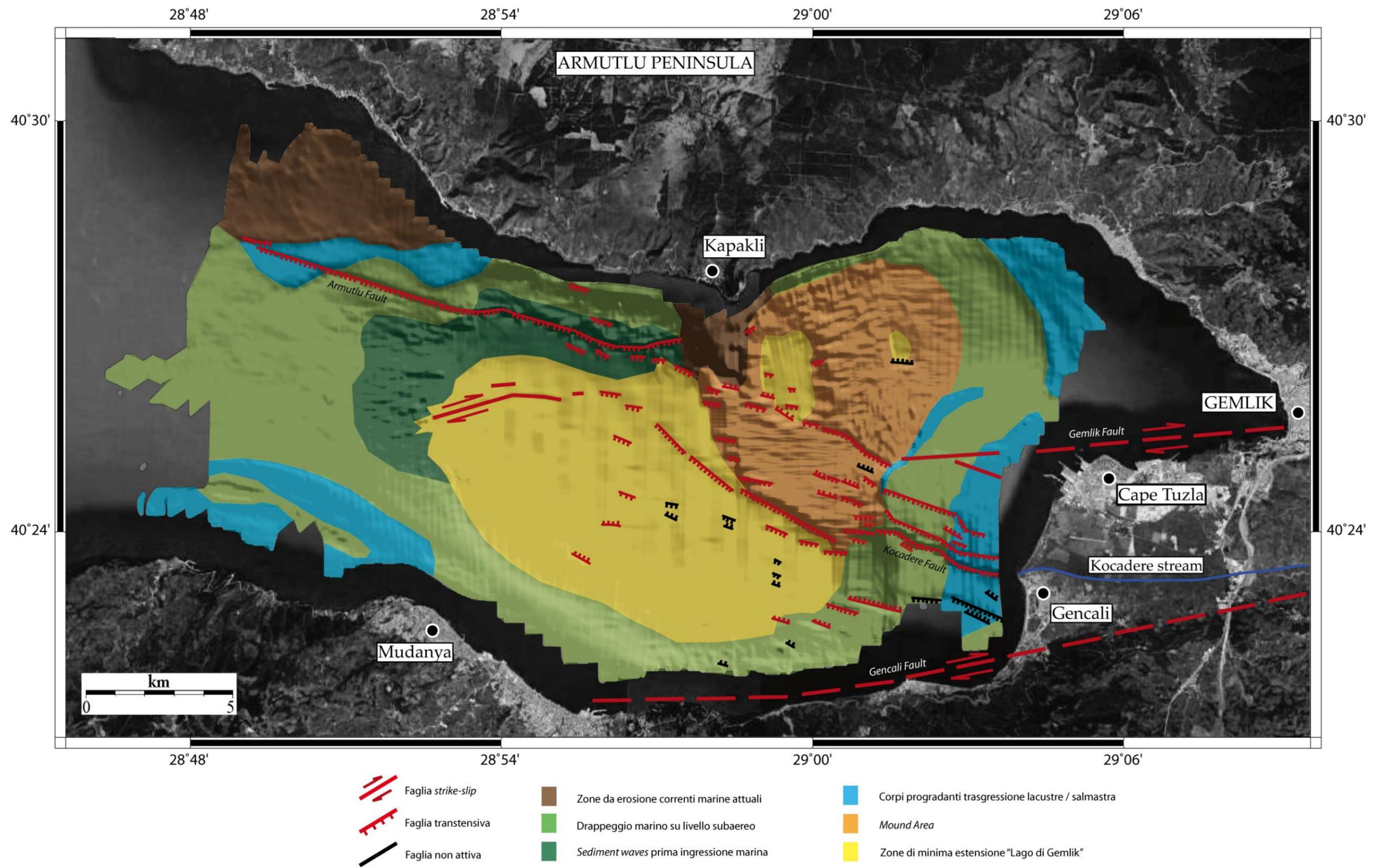


Fig. 5.20. Mappa morfostrutturale in dettaglio del Golfo di Gemlik.

CAPITOLO 6 – Conclusioni

In questo lavoro ci siamo occupati dell'analisi sismostratigrafica e neotettonica di dettaglio del Golfo di Gemlik, all'estremità sud-orientale del Mar di Marmara, una depressione di origine tettonica generata da deformazione transtensiva lungo il ramo centrale della Faglia Nord-Anatolica. Lo studio è stato effettuato attraverso la compilazione di mappe morfostrutturali che hanno incluso: topografia del fondale e di un orizzonte posto alla base della successione marina olocenica; riflettività acustica di entrambi i livelli; spessore sedimentario dell'unità sismica interposta.

Ciò è stato possibile mediante l'analisi ed il *picking* effettuato sulle 218 sezioni sismiche CHIRP SBP acquisite durante la campagna oceanografica MARMARA2005, integrando anche dati stratigrafici, tramite lo studio delle carote GE126 e GE123, ed analisi micropaleontologiche. L'analisi combinata dei dati ci ha permesso di formulare uno scenario plausibile riguardo l'evoluzione paleogeografica del Golfo di Gemlik durante le fasi tardive dell'ultimo ciclo glaciale-interglaciale, e di delineare la neotettonica del bacino.

Quanto segue schematizza i principali risultati di questo lavoro:

- 1) L'analisi sismostratigrafica ha permesso di riconoscere una serie di corpi sedimentari e morfologie peculiari, sia del fondale che della base dell'Olocene, che hanno condotto ad una ricostruzione paleoambientale e paleoceanografica del Golfo di Gemlik relativa all'ultimo ciclo glaciale-interglaciale. In particolare è stato possibile definire la minima estensione del "Lago di Gemlik" ed i corpi progradanti glaciali ad essa associata, due successive fasi di risalita e stazionamento del livello del lago ed infine mappare le "impronte" lasciate dall'ingressione marina avvenuta circa 11000 a BP.
- 2) Tramite le mappe di riflettività e di spessore del sedimento è stato possibile fare numerose considerazioni riguardo l'attuale interazione delle correnti marine con i sedimenti del fondale. E' stato possibile definire zone in prevalente erosione, causata dalla continua asportazione dei sedimenti marini, ed aree caratterizzate da notevole accumulo. Si è visto inoltre che in aree particolarmente soggette all'accelerazione di queste correnti vanno formandosi nel tempo strutture sedimentarie dovute al rimaneggiamento del sedimento preesistente.
- 3) E' stato riconosciuto e mappato un particolare *pattern* deformativo presente in un'ampia area del golfo denominata *Mound area*. La genesi di questa intensa deformazione sembra essere attribuibile agli effetti dello scuotimento da parte di eventi sismici di livelli sedimentari ricchi di fluidi e sigillati da un orizzonte pedogenetico.
- 4) All'interno dell'unità fangosa marina, relativa agli ultimi 11000 anni, è stato notato un riflettore la cui estensione laterale copre la quasi totalità del Golfo di Gemlik. Esso, denominato *Evento-F*, potrebbe essere attribuito ad un evento sismico di notevole intensità avvenuto nell'Olocene e causato dal movimento del ramo centrale della FNA. Questo livello sembra avere spessore maggiore in prossimità della costa e delle foci fluviali, ed è stato anche intercettato ed analizzato in questo lavoro tramite il carotaggio GE126. Tramite ulteriori analisi ed eventuali datazioni sarà possibile attribuire tale livello ad un qualche importante, e catastrofico, sisma storico avvenuto in questa regione.

- 5) E' stata infine compilata una nuova e dettagliata mappa morfostrutturale del Golfo di Gemlik. In essa vengono tenute in considerazione tutte le morfologie riconosciute in questo lavoro e le loro relazioni con i rami di faglia attivi e non. Si è potuto stabilire, inoltre, che non vi sono all'interno del golfo ulteriori segmenti *strike-slip*, maggiormente sismogenetici, rispetto a quelli già noti in lavori precedenti. Si è visto infine che la *Gemlik Fault*, dislocando il fronte sommerso del delta del fiume Kocadere, va ad interessare anche una delle morfologie progradanti messa in posto in un breve periodo tra l'LGM e l'Olocene. Qualche futura datazione, ed il relativo inquadramento temporale di tale forma, consentirebbe di risalire ad una stima precisa del tasso di deformazione relativo al ramo centrale della Faglia Nord-Anatolica a una scala di tempo in grado di integrare diversi eventi di grande magnitudo.

- AGIP, 1982. *Foraminiferi Padani* (Terziario e Quaternario). Milan: pls. I-LII.
- Aksu A.E., Piper D.J.W., 1983. Progradation of the late Quaternary Gediz delta, Turkey. *Mar. Geol.* 54: 1-25.
- Algan O., Altiok H., Yüce H., 1999. Seasonal variation of suspended particulate matter in two-layered İzmit Bay, Turkey. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 49: 235-250.
- Ambraseys N.N., 2006. Comparison of frequency of occurrence of earthquakes with slip rates from long-term seismicity data: The cases of Gulf of Corinth, Sea of Marmara and Dead Sea fault zone. *Geophys. J. Int.* 165: 516-526.
- Ambraseys N.N., Finkel C.F., 1991. Long term seismicity of the Istanbul and of the Marmara Sea region. *Terra Nova* 3: 527-539.
- Ambraseys N.N., Finkel C.F., 1995. The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas-A Historical Review, 1500-1800. EREN, Istanbul, 240 p.
- Armijo R., Meyer B., King G.C.P., Rigo A., Papanastassiou D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implication for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International* 126(1): 11-53.
- Armijo R., Meyer B., Hubert A., Barka A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology* 27: 267-270.
- Armijo R., Meyer B., Navarro S., King G., Barka A., 2002. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault. *Terra Nova* 14 (2): 80-86.
- Armijo R., Pondard N., Meyer B., Mercier de Lapinay B., Uçarkus G., 2005. Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6: 1-29.
- Balkıs N., 2003. The effect of Marmara (İzmit) earthquake on the chemical oceanography of İzmit Bay, Turkey. *Marine Pollution Bulletin* 46: 865-878.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G., 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130000 years. *Nature* 346: 456-458.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G., Rougerie F., 1996. Deglacial sea level record from Tahiti corals and the timing of meltwater discharge. *Nature* 382: 241-244.
- Bard E., Hamelin B., Sabatien D.D., 2010. Deglacial meltwater pulse 1B and Younger Dryas sea levels revisited with boreholes at Tahiti. *Science* 327(5970): 1235-1237.
- Barka A., (1992). The North Anatolian fault zone. *Ann. Tectonicae* 6: 164-195.
- Barka A., Kadinsky-Cade K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics* 7: 663-684.
- Barka A., Kuscu I., 1996. Extents of the North Anatolian Fault in the Izmit, Gemlik and Bandirma Bays, Turkish. *J. Mar. Sci.* 2: 93-106.
- Barka A., Akyuz H.S., Altunel E., Sunal G., Cakir Z., Dikbas A., Yerli B., Armijo R., Meyer B., de Chabalier J.B., Rockwell T., Dolan J.R., Hartleb R., Dawson T., Christofferson S., Tucker A., Fumal T., Langridge R., Stenner H., Lettis W., Bachhuber J., Page W., 2002. The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 Izmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92: 43-60.
- Barry K.M., Cavers D.A., Kneale C.W., 1975. Recommended standards for digital tape formats. Special Report, *Geophysics* 40 (2): 344-352.
- Beck C., Mercier de Lapinay B., Schneider J.L., Cremer M., Cagatay M.N., Wendenbaum E., Boutareaoud S., Menot G., Schmidt S., Webe O., Eris K., Armijo R., Meyer B., Pondard N., Gutcher M.A., Turon J.L., Labeyrie L., Cortijo E., Gallet Y., Bouquerel H., Gorur N., Geravis A., Castera M.H., Londeix L., de Resseguier A.,

- Jaouen A., 2007. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology* 199: 65-89.
- Blanchon P., Shaw J., 1995. Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic seal-level rise and ice-sheet collapse. *Geology*, 23 (1), pp. 4-8.
- Bortoluzzi G., Gasperini L., Çağatay M.N., Görür N., Angeletti L., Bellucci L.G., Drago F., Ferrante V., Marozzi G., Colautti W., Sukan M., Akçer S., Caner I., Damci E., Eris K., Kurt H., Öcal F., Sarikavak K., Basmacı A.H., Kaskati M.T., Şimşek B., Gitto D., Raggiri F., 2005. Geophysical and geological studies in the Sea of Marmara, Report on the morphobathymetric, geophysical, coring and oceanographic investigation during cruise MARM2005 aboard R/V Urania. Tech. Rep. 98, Ist. di Sci. Mar., Bologna, Italy.
- Bourry C., Chazallon B., Charlou J.L., Donval J.P., Ruffine L., Henry P., Géli L., Çağatay M.N., İnan S., Moreau M., 2009. Free gas and gas hydrates from the Sea of Marmara, Turkey: chemical and structural characterization. *Chemical Geology* 264: 197-206.
- Burchfiel B.C., Stewart J.C., 1966. "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley. *California: Geological Society of America Bulletin* 77: 439-442.
- Çağatay M.N., 2002. Chronostratigraphy and sedimentology of the Marmara Sea over the last 40 kyrs. EGS-AUG-EUG General Assembly, EAE03-A-01883, Nice, France.
- Çağatay M.N., 2010. Origin of the black sulphidic sediments and carbonate crusts associated with the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara and their relation with the earthquake activity. In: Öztürk, B. (Eds), *Proceedings of the Symposium "The Marmara Sea 2010"*. Türk Deniz Araştırmaları Vakfı (TUDAV) publications, İstanbul, pp. 150-161.
- Çağatay M.N., Algan O., Sakıncı M., Eastoe C.J., Egesel L., Balkis N., Ongan D., Caner H., 1999. A mid-late Holocene sapropelic sediment unit from the southern Marmara Sea shelf and its palaeoceanographic significance. *Quat. Sci. Rev.* 18: 531-540.
- Çağatay M.N., Gorur N., Algan A., Eastoe C.J., Tchapylyga A., Ongan D., Kuhn T., Kusu I., 2000. Late Glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: Timing of connections with the Mediterranean and the Black Sea. *Mar. Geol.* 167: 191-206.
- Çağatay M.N., Erel L., Bellucci L.G., Polonia A., Gasperini L., Eris K.K., Sancar U., Biltekin D., Uçarkus G., Ulgen U.B., Damci E., 2012. Sedimentary earthquake records in the Izmit Gulf, Sea of Marmara, Turkey. *Sedimentary Geology* 282: 347-359.
- Çağatay M.N., Wulf S., Sancar Ü., Özmaral A., Vidal L., Henry H., Appelt O., Gasperini L., 2015. The tephra record from the Sea of Marmara for the last ca. 70 ka and its palaeoceanographic implications. *Marine Geology* 361: 96-110.
- Calvert S.E., 1983. Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean. *Oceanologica Acta* 6: 255-267.
- Calvert S.E., Nielsen B., Fontugne M.R., 1992. Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels. *Nature* 359: 223-225.
- Chapell J., Shackleton N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324: 137-140.
- Chepalyga A.L., 2007. The Late Glacial great flood in the Ponto-Caspian basin. In: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N., Dolukhanov, P.M. (Eds.), *The Black Sea Flood Question*. Springer, Dordrecht, pp. 119-148.
- Cimernan, F., Langer, M. R., 1991. Mediterranean Foraminifera. *Academia Scientiarum et Artium Slovenica*, 30: 1-118.
- Cita M.B., Aloisi G., 2000. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 a BP), Eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology* 135: 181-203.
- Cita M.B., Beghi C., Camerlenghi A., Kastens K.A., McKoy F.W., Noretto A., Parisi E., Scolari F., Tomadin L., 1984. Turbidites and megaturbidites from the Herodotus

- Abyssal Plain (Eastern Mediterranean) unrelated to seismic events. *Marine Geology* 55: 79-101.
- Crowell J.C., Link M.H., 1982. Geologic History of Ridge Basin, Southern California: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 304 p.
- De Filippi G.L., Lovenetti L., Akyarlı A., 1986. Current analysis in the Marmara Sea–Bosphorus junction. 1st AIOM (Associazione di Ingegneria Offshore e Marina) Congress, Venice, Italy, pp. 5-25.
- Demaison G.J., Moore G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *Organic Geochemistry* 2: 9-31.
- Deschamps P., Durand N., Bard E., Hamelin B., Camoin G., Thomas A.L., Henderson G.M., Okuno J., Yokoyama Y., 2012. Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14.600 years ago. *Nature* 483: 559-564.
- Dunlop J.I., 1992. Measurement of acoustic attenuation in marine sediments by impedance tube. *J. Acoust. Soc. Am.* 91: 460-469.
- EIE (Elektrik İşleri Erud İdaresi Genel Müdürlüğü), 1993. Türkiye akarsularında sediment gözlemlerine sediment tasınım miktarları. Publication No. 93-59, 615p.
- Embriaco D., Marinaro G., Frugoni F., Monna S., Etiopie G., Gasperini L., Polonia A., Del Bianco F., Cagatay M. N., Ülgen U. B., Favali P., 2014. Monitoring of gas and seismic energy release by multiparametric benthic observatory along the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara (NW Turkey). *Geophysical Journal International* 196: 850-866.
- Emeis K.C., Zhan R., ODP legs 160 and 161 shipboard scientific party, 1996. Sapropels, Mediterranean climate, and oceanography since the Miocene. ODP First Colloquium, Oldenburg, 2 p.
- Emre Ö., Erkal T., Tchepalyga A., Kazancı N., Kecer M., Ünay E., 1998. Neogene-Quaternary evolution of the Eastern Marmara region, Northwest Turkey. *Mineral Res. Expl. Bull.*, 120: 119-120.
- Ergin K., Güçlü U., Uz Z., 1967. Türkiye ve civarının Deprem Katloğu (A catalog of earthquakes for Turkey and surrounding area: 11 A.D. to 1964 A.D.). İstanbul Tek. Üniv., İstanbul, Turkey.
- Ergin M., Kazancı N., Varol B., İleri O., Karadenizli L., 1997. Sea-level changes and related depositional environments on the southern Marmara shelf. *Mar. Geol.* 140: 391-403.
- Ergül E., Gözler Z., Akcagören F., Öztürk Z., 1986. Geology map of Turkey, Bandırma E6 section, scale 1:100000. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara.
- Evans G., Erten H., Alavi S.N., Von Gunten H.R., Ergin M., 1989. Superficial deep-water sediments of the eastern Marmara basin. *Geo-Mar. Lett.* 9: 27-36.
- Fairbanks R.G., 1989. A 17,000-year Glacio-Eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342: 637-642.
- Filikci B., Eris K.K., Cagatay N., Sabuncu A., Polonia A., 2017. Late glacial to Holocene water level and climate changes in the Gulf of Gemlik, Sea of Marmara: evidence from multi-proxy data. *Geo-Marine Letters*, 2017, pp. 1-13.
- Foglini F., Campiani E., Trincardi F., 2015. The reshaping of the South West Adriatic Margin by cascading of dense shelf waters. *Marine Geology*, 375, pp. 64-81.
- Frisch W., Meschede M., Blakey R.C., 2010. Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building. (Eds) Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Gasperini L., 2004. Extremely shallow-water morphobathymetric surveys: the Valle Fattibello (Comacchio, Italy) test case. *Marine Geophysical Researches* 26 (2): 97-107.

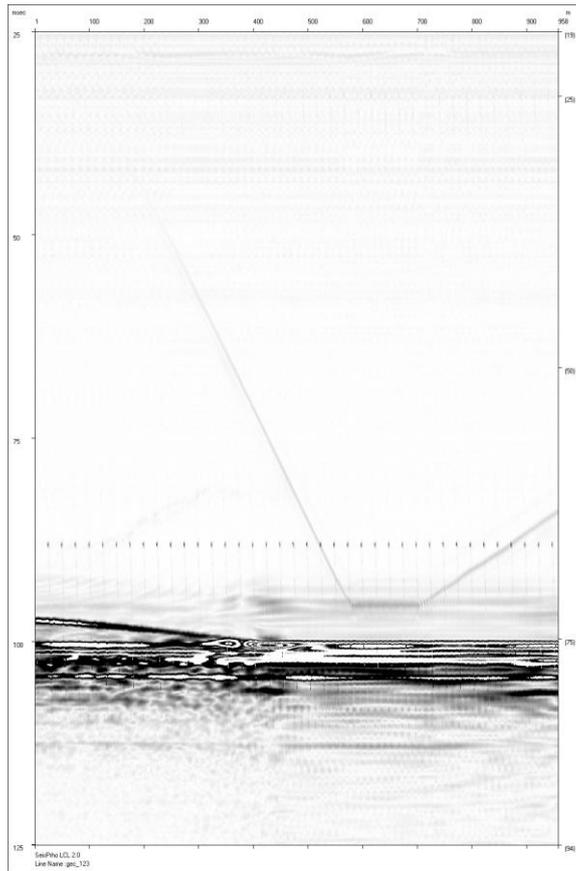
- Gasperini L., Stanghellini G., 2009. SeisPrho: An interactive computer program for processing and interpretation of high-resolution seismic reflection profiles. *Comput. Geosci.* 35: 1497-1507.
- Gasperini L., Polonia A., Çağatay M.N., Bortoluzzi G., Ferrante , 2011 Geological slip rates along the North Anatolian Fault in the Marmara region. *Tectonics*, 30:TC 6001.
- Gasperini L., Polonia A., Del Bianco F., Etiope G., Marinaro G., Favali P., Italiano F., Çağatay M.M., 2012. Gas seepage and seismogenic structures along the North Anatolian Fault in the eastern Sea of Marmara. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 13.
- Géli L., Henry P., Zitter T., Dupré S., Tryon M., Çağatay M.N., de Lépinay B., Le Pichon X., Sengör A.M.C., Görür N., Natalin B., Uçarkus G., Özeren S., Volker D., Gasperini L., Burnard P., Bourlange S., 2008. Gas emissions and active tectonics within the submerged section of the North Anatolian Fault zone in the Sea of Marmara. *Earth and Planetary Science, Letters* 274 (1-2): 34-39.
- Goldfinger C., Nelson C.H., Johnson J.E., 2003. Deep-water turbidities as Holocene earthquake proxies: the Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault systems. *Annals of Geophysics* 46 (5): 1169-1193.
- Gorsline D.S., Diego T.D., Nava-Sanchez E.H., 2000. Seismically triggered turbidities in small margin basins: Alfonso Basin, Western Gulf of California and Santa Monica Basin, California Borderland. *Sedimentary Geology* 135: 342-352.
- Görür N., Çağatay M.N., Sakinc M., Sümengen M., Sentürk K., Yaltirak C., Tchpalyga A., 1997. Origin of the Sea of Marmara from Neogene to Quaternary paleogeographic evolution of its frame. *Int. Geol. Rev.* 39: 342-352.
- Helland-Hansen W., Martinsen O.J. 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, 66(4), pp. 670-688.
- Hiscott R.N., Aksu A.E., Mudie P.J., Kaminski M.A., Abrajano T., Yas ar, D., Rochon N., 2007. The Marmara Sea gateway since ~16 Ky BP: non-catastrophic causes of palaeoceanographic events in the Black Sea at 8.4 and 7.15 Ky BP. In: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N., Dolukhanov, P.M. (Eds), *The Black Sea Flood Question*. Springer, Dordrecht, pp. 89-117.
- Inouchi Y., Kinugasa Y., Kumon F., Nakano S., Yasumatsu S., Shiki T., 1996. Turbidites as records of intense palaeoearthquakes in Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology* 104: 117-125.
- İslamoğlu Y., Chepalyga A.L., 1998. The environmental changes determined with Molluscan assemblages during the Neoeuxinian-Holocene stages in the Sea of Marmara. *Geological Bulletin of Turkey* 41: 55-62.
- Jolivet L., 2001. A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean: Geodinami implications. *Earth and Planetary Science Letters* 187: 95-104.
- Kaminski M.A., Aksu A., Box M., Hiscott R.N., Filipescu S., Al-Salameen M., 2002. Late Glacial to Holocene benthic foraminifera in the Marmara Sea: implications for Black Sea - Mediterranean Sea connections following the last deglaciation. *Marine Geology* 190:162-202.
- Kastens K., Cita M.B., 1981. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geological Society of America Bulletin* 119: 151-165.
- Kavukcu S., 1990. Active fault investigation in İzmit Bay, Bandırma Bay and Erdek Bay of the Marmara Sea. Paper presented at Workshop on Historical Seismicity and Seismotectonics of the Mediterranean Region, Turkish At. Energy Auth., Ankara.
- Ken-Tor R., Agnon A., Enzel Y., Stein M., Marco S., Negendank J.F.W., 2001. High-resolution geological record of historic earthquakes in the Dead Sea basin. *Journal of Geophysical Research* 106: 2221-2234.

- Kidd R.B., Cita M.B., Ryan W.B.F., 1978. Stratigraphy of eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during DSDP leg'42A and their peleoenviromental significance. In Hsu K.J., Montadert L. (Eds), Initial Reports, DSDP Vol. 42: 421-443.
- Kurt H., Demirbag E., Kuscu I., 2000. Active submarine tectonism and formation of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea, inferred from multi channel seismic reflection data. *Mar. Geol.*, 165: 13-26.
- Kurtulus C., 1985. Report on high resolution seismic study in the Gemlik Bay (in Turkish). Dep. of Geophys. Res., Miner. Res. and Explor., Ankara, Turkey. Report 735, 5 p.
- Kuscu I., Okamura M., Matsuoka H., Yamamori K., Awata Y., Ozalp S., 2009. Recognition of active faults and stepover geometry in Gemlik Bay, Sea of Marmara. *Mar. Geol.* 260: 90-101.
- Kwiecien O., Arz H.W., Lamy F., Wulf S., Bahr A., Röhl U., Haug G.H., 2008. Estimated reservoir ages of the Black Sea since the Last Glacial. *Radiocarbon* 50: 1-20.
- Lambeck K., Sivan D., Purcell A., 2007. Timing of the last Mediterranean Sea e Black Sea connection from isostatic models and regional sea-level data. In: Yanko-Hombach V., Gilbert A.S., Panin N., Dolukhanov P.M. (Eds), *The Black Sea Flood Question*. Springer, Dordrecht, pp. 797-808.
- Le Pichon X., Şengör A.M.C., Demirbağ E., Rangin C., Imren C., Armijo R., Görür N., Çağatay M.N., de Lepinay B.M., Meyer B., Saatçılar R., Tok B., 2001. The active main Marmara fault: comparative anatomy of a continental transform fault in a marine setting. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 595-616.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, p. PA1003.
- Liu J.P., Milliman J.D., Gao S., Cheng P., 2004. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. *Marine Geology* 209: 45-67.
- Marathon Petroleum Turkey, 1976. Marmara-1. Final well report, 26 p.
- Magagnoli A., Mengoli M., 1995. CAROTIERE A GRAVITA' SW-104 per carote di sedimento e acqua di fondo di grande diametro e minimo disturbo. Rapporto Tecnico IGM N.27.
- McCann C., McCann D.M., 1969. The attenuation of compressional waves in marine sediments. *Geophysics* 34: 882-892.
- McCann C., McCann D.M., 1985. A theory of compressional wave attenuation in non-cohesive sediments. *Geophysics* 50: 1311-1317.
- McClusky S., Bassalanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan Hamburger O.M., Hurst K., Hans-Gert H.G., Karstens K., Kekelidze G., King R., Kotzev Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Relinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksoz M.N., Veis G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research* 105 (B3): 5695-5719.
- McHugh C.M.G., Gurung D., Giosan L., Ryan W.B.F., Mart Y., Sancar U., Burkle L., Çağatay M.N., 2008. The last reconnection of the Marmara Sea (Turkey) to the World Ocean: a paleoceanographic and paleoclimatic perspective. *Marine Geology* 255, 64-82.
- McKenzie D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 25-32.
- Meade B.J., Hager B.H., Reilinger R.E., 2002. Estimates of seismic potential in the Marmara region from block models of secular deformation constrained by GPS measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92: 208-215.
- Migowski C., Agnon A., Bookman R., Negendank J.F.W., Stein M., 2004. Recurrence pattern of Holocene earthquakes along the Dead Sea transform revealed by varve-

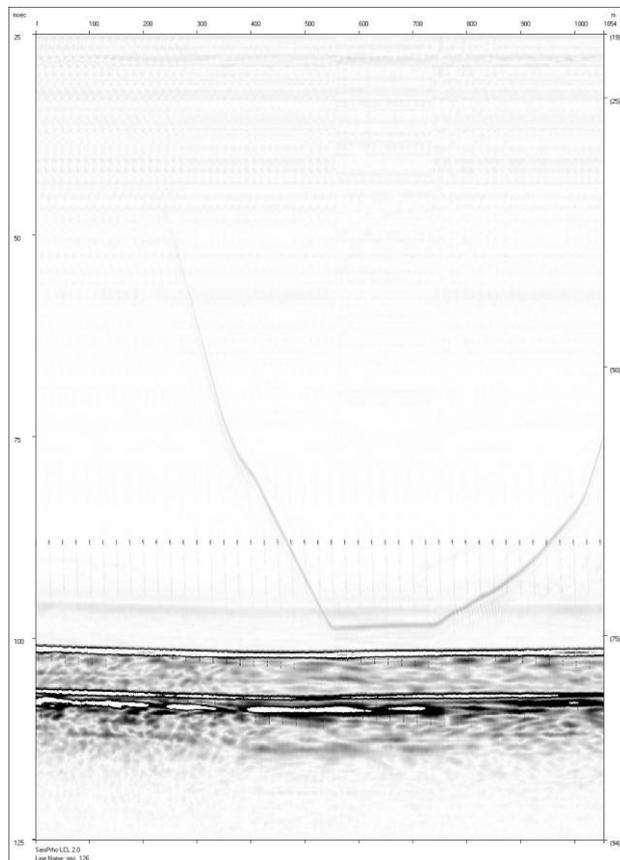
- counting and radiocarbon dating of lacustrine sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 222: 301-314.
- Nelson C.H., Escutia C., Damuth J.E., Twichell D.C., 2009. Different active tectonic and passive continental margin settings: external and local controlling factors. *Mass Transport Deposits in Deep Water Settings*. SEPM Special Publication No. 95, SEPM. Society for Sedimentary Geology.
- Nomade J., Chapron E., Desmet M., Reyss J.L., Arnaud F., Lignier V., 2005. Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). *Terra Nova* 17: 350-357.
- Parke J.R., Minshull T.A., Anderson G., White R.S., McKenzie D., Kusko I., Bull J.M., Gorur N., Sengor C., 1999. Active faults in the Sea of Marmara, western Turkey, imaged by seismic reflection profiles. *Terra Nova* 11: 223-227.
- Pederson T.F., Calvert S.E., 1990. Anoxia vs. Productivity: What controls the formation of organic carbon-rich sediments and sedimentary rocks. *American Geologist Bulletin* 74: 454-466.
- Polonia A., Gasperini L., Amorosi A., Bonatti E., Çağatay M.N., Capotondi L., Cormier M.H., Görür N., McHugh C., Seeber L., 2004. Holocene slip rate of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara. *Earth and Planetary Science Letters* 227: 411-426.
- Polonia A., Bonatti E., Camerlenghi A., Lucchi R.G., Panieri G., Gasperini L., 2013a. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. *Scientific Reports* 3, pp. 1285.
- Polonia A., Panieri G., Gasperini L., Gasparotto G., Bellucci L.G., Torelli L., 2013b. Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc subduction complex (Ionian Sea). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14: 112-140.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Morelli A., Ekström G., Postpischl L., Vannucci G., Boschi E., 2011. European-Mediterranean regional centroid moment tensor catalog: Solutions for 2005-2008. *Phys. Earth Planet. Inter.* 185: 74-81.
- Posamentier H.W., Allen G.P., 1999. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: concepts and applications*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 7, 210 p.
- Quennell A.M. 1958. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift. *Q. J. geol. Soc. London* 114: 1-24.
- Rasmussen T. L., 2005. Systematic paleontology and ecology of benthic foraminifera from the Plio–Pleistocene Kallithea Bay Section, Rhodes, Greece. In: Thomsen, E. (Eds), *Lagoon to deep–water foraminifera and ostracods from the Plio–Pleistocene Kallithea bay section, Rhodes, Greece*. Cushman Foundation Special Publication, vol. 39, 53–157, Washington DC.
- Reilinger R., McCluskys S., Oral B., King R., Toksoz N., Barka A., Kinik I., Lenk O., Sanli I., 1997. Global Position System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research* 102.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliðason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50.000 years cal BP. *Radiocarbon* 54 (4): 1869-1887.
- Ruddiman W.F., Raymo M.E., Martinson D.G., Clement B.M., Backman J., 1989. Pleistocene evolution: Northern Hemisphere ice sheets and north Atlantic Ocean, *Paleoceanography* 4, 435-412.

- Ryan W.B.F., Pitman W.C., Major C.O., Shimkus K., Moskalenko V., Jones J.A., Dimitrov P., Görür N., Sakinc M., Yüce H., 1997a. An abrupt drowning of Black Sea shelf at 7.5 kyr BP, *Geo-Eco-Marina*, 2, Proc. Int. Workshop on Fluvial-Marine Interactions, Mainas, Romania, 1-7 October, 1997: 115-125.
- Ryan W.B.F., Pitman W.C., Major C.O., Shimkus K., Moskalenko V., Jones J.A., Dimitrov P., Görür N., Sakinc M., Yüce H., 1997b. An abrupt drowning of Black Sea shelf. *Mar. Geol.* 138: 119-126.
- Saroglu F., Emre O., Boray A., 1987. Active faults and seismicity of Turkey. Report 8643, Gen. Dir. of Miner. Res. and Explor., Ankara, Turkey. 394 p.
- Saroglu F., Emre Ö., Kuşcu I., 1992. Active fault map of Turkey, scale 1:1,000,000, 3 sheets, Miner. Res. and Explor., Ankara, Turkey.
- Schmidt J., 1912. Report on the Danish oceanographical expeditions 1908-10 to the Mediterranean and adjacent seas. Vol 1. (Eds) Host and Sons, Copenhagen. 269 p.
- Schrader H., Maderne A., 1981. Sapropel formation in the eastern Mediterranean: evidence from preserved opal assemblages. *Micropaleontology* 27: 191-203.
- Sengor A.M.C., Gorur N., Saroglu F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In Biddle K.T. and Christie-Blick N. (Eds), *Strike-slip faulting and basin formation: Society of Economical Paleontologists and Mineralogist Special Publication* 37: 193-230.
- Serkan T.I., Grosser H., Firat Özer M., Woith H., Baris S., 2007. The 24 October 2006 Gemlik (Turkey) earthquake (M = 5.2). Paper presented at International Earthquake Symposium Kocaeli 2007, Kocaeli Univ., Kocaeli, Turkey.
- Shumway G., 1960. Sound speed and absorption studies of marine sediments by a resonance method. *Geophysics* 25: 451-467.
- Siddall M., Rohling E.J., Almogi-Labin A., Hemleben C., Meischner D., Schmelzer L.S., Smeed D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423: 853-858.
- Smith A.D., Taymaz T., Oktay F., Yüce H., Alpar B., Basaran H., Jackson J.A., Kara S., Simsek M., 1995. High resolution seismic reflection profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes. *Bull. Geol. Soc. Am.* 107: 923-936.
- Soulet G., Ménot G., Lericolais G., Bard E., 2011. A revised calendar age for the last reconnection of the Black Sea to the global ocean. *Quaternary Science Reviews* 30: 1019-1026.
- Stanford J.D., Hemingway R., Rohling E.J., Challenor P.G., Medina-Elizalde M., Lester A.J., 2011. Sea-level probability for the last deglaciation: a statistical analysis of far-field records. *Global Planet Change* 79(3-4):193-203.
- Stanley D.J., Blanpied C., 1980. Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black sea. *Nature* 265: 537-541.
- Straub C., Kahle H.G., Schindler C., 1997. GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia. *J. Geophys. Res.* 102: 27587-27601.
- Svitoch A.A., 1999. Caspian Sea level in the Pleistocene: hierarchy and position in the paleogeographic and chronological records. *Oceanology* 39, 94-101.
- Taviani M., Angeletti L., Çağatay M.N., Gasperini L., Polonia A., Wesselingh F.P., 2014. Sedimentary and faunal signatures of the post-glacial marine drowning of the Pontocaspian Gemlik lake (Sea of Marmara). *Quat. Int.* 30: 1-7.
- Thunell R.C., Williams D.F., 1989. Glacial-Holocene salinity changes in the Mediterranean Sea: hydrographic and depositional effects. *Nature* 338: 493-496.
- Tryon M.D., Henry P., Çağatay M.N., Zitter T.A.C., Géli L., Gasperini L., Burnard P., Bourlange S., Grall C., 2010. Pore fluid chemistry of the North Anatolian Fault

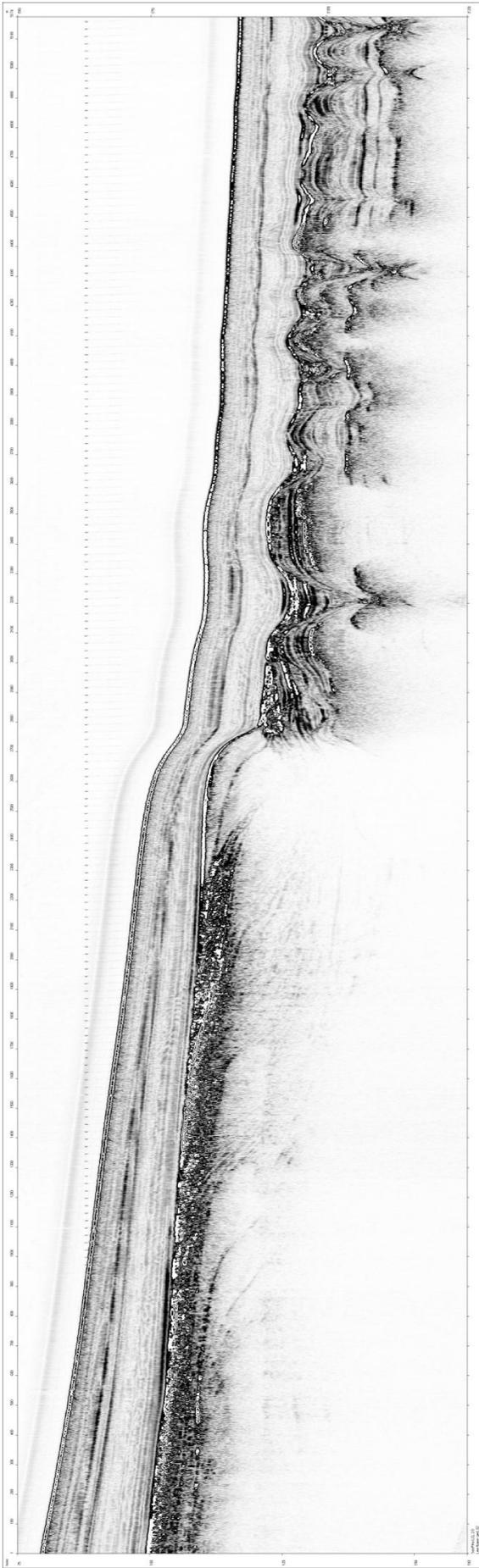
- Zone in the Sea of Marmara: a diversity of sources and processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11.
- Uçarkuş G., Çakır Z., Armijo R., 2011. Western termination of the Mw 7.4, 1999 Izmit earthquake rupture: implications for the expected large earthquake in the Sea of Marmara. *Turkish Journal of Earth Sciences*.
- Ünlüata Ü., Özsoy E., 1986. Oceanography of Turkish Straits, Health of Turkish Straits. In: Oxygen deficiency of Sea of Marmara, METU—Institute of Marine Sciences Report, Erdemli-Icel, Turkey, 78 p.
- Ünlüata Ü., Oguz T., Latif M.A., Özsoy E., 1990. On the physical oceanography of the Turkish Straits. In: Pratt L. J. (Eds), *The Physical Oceanography of Sea Straits*, NATO/ASI Series Kluwer, Dordrecht, pp. 25-60.
- Van Andel T.H., Lianos N., 1984. High resolution seismic reflection profiles for the reconstruction of postglacial transgressive shorelines: an example from Greece. *Quat. Res.* 22: 31-45.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol J., 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (Eds), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 39–45.
- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series* 7, 55 pp.
- Vardar D., Öztürk K., Yaltırak C., Alpar B., 2014. Late Pleistocene–Holocene evolution of the southern Marmara shelf and sub-basins: middle strand of the North Anatolian fault, southern Marmara Sea, Turkey. *Mar Geophys Res* 35(1): 69–85.
- Verdicchio G., Trincardi F., Asioli A., 2007. Mediterranean bottom-current deposits: an example from the Southwestern Adriatic Margin. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 276 (1): 199–224.
- Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthonic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.* 21, pp. 295-305.
- Walker M.J.C., 2005. *Quaternary Dating Methods*. John Wiley and Son, Chichester, UK. 324 p.
- Wall D., Dale B., 1974. Dinoflagellates in the late quaternary deep-water sediment of the Black Sea. In Degens E. T., Ross D. A. (Eds), *The black Sea-geology, chemistry and biology*. Vol. 20: 264-380.
- Wessel P., Smith W.H.F., 1998. New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Transaction AGU (American Geophysical Union)* 79: 579.
- Wong H.K., Lüdmann T., Ulug A., Görür N., 1995. The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics* 244: 231-250.
- Yaltırak, C., Alpar B., 2002a. Evolution of the NAF Middle segment and shallow seismic investigation of the Southeastern Sea of Marmara (Gemlik Bay). *Mar. Geol.*, 190: 307-327.
- Yaltırak, C., Alpar B., 2002b. Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. *Mar. Geol.*, 190: 351-366.
- Zitter T.A.C., Henry P., Aloisi G., Delaygue G., Çağatay M.N., de Lepinay B., Al-Samir M., Fornacciari F., Tesmer M., Pekdeger A., Wallmann K., Lericolais G., 2008. Cold seeps along the main Marmara fault in the Sea of Marmara (Turkey). *Deep Sea Research Part I* 55: 552-570.



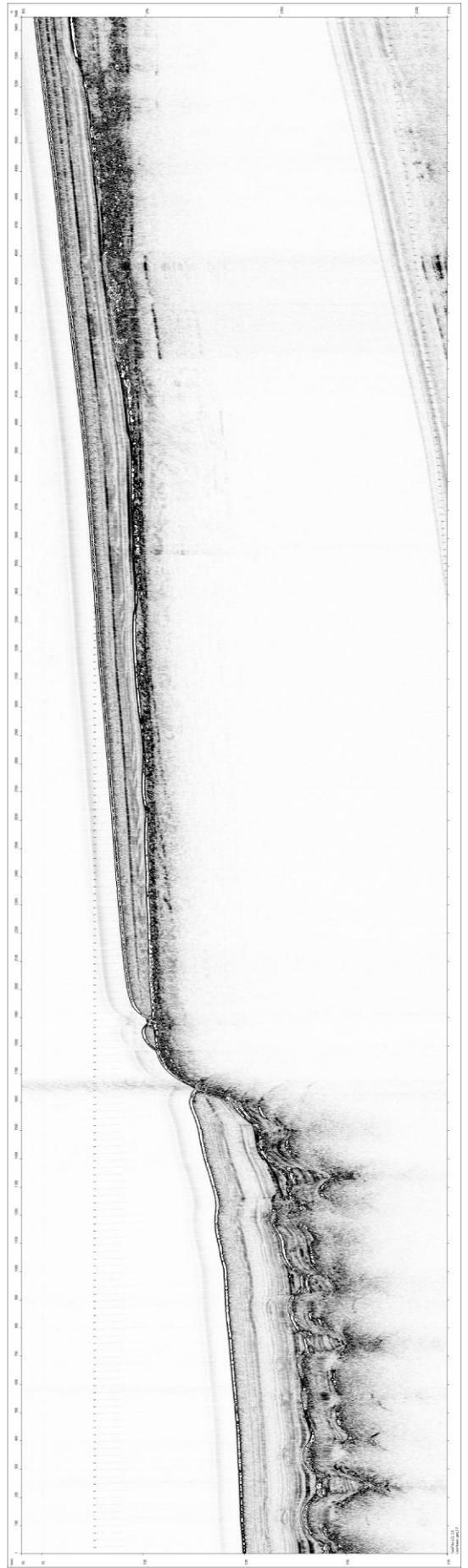
gec_123



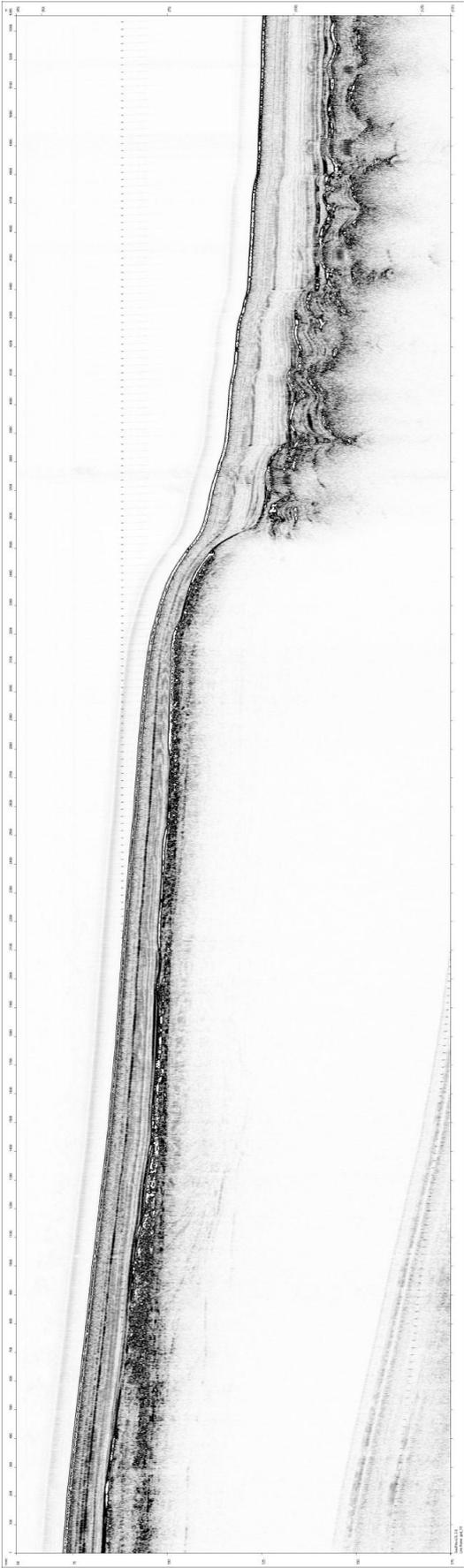
gec_126



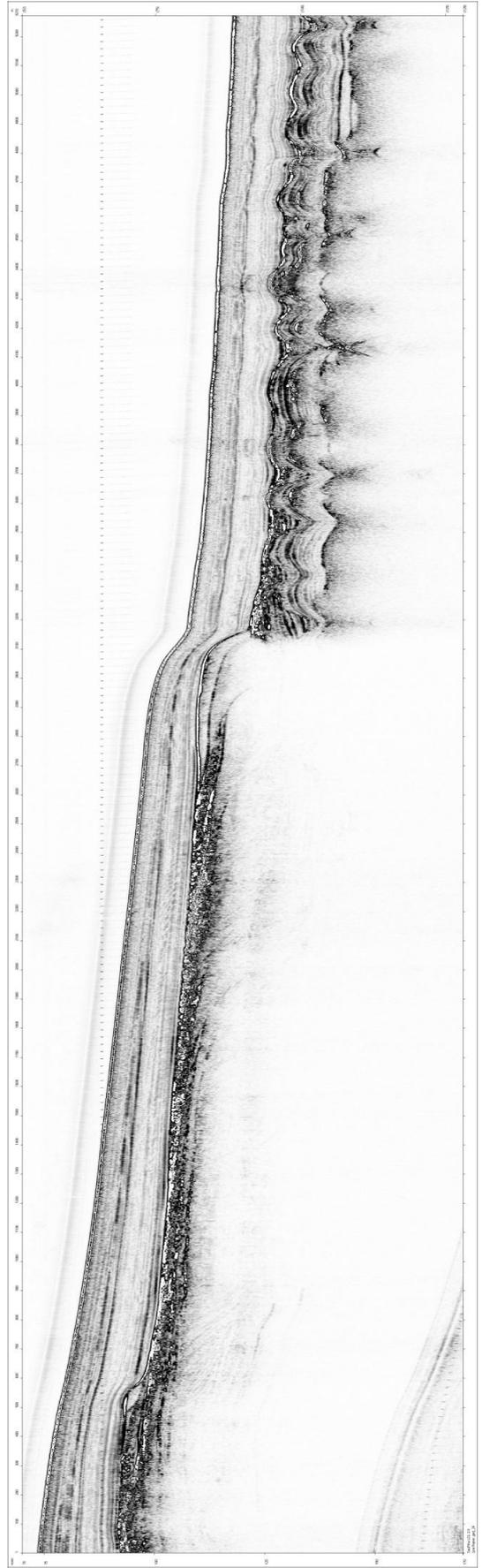
ged_02



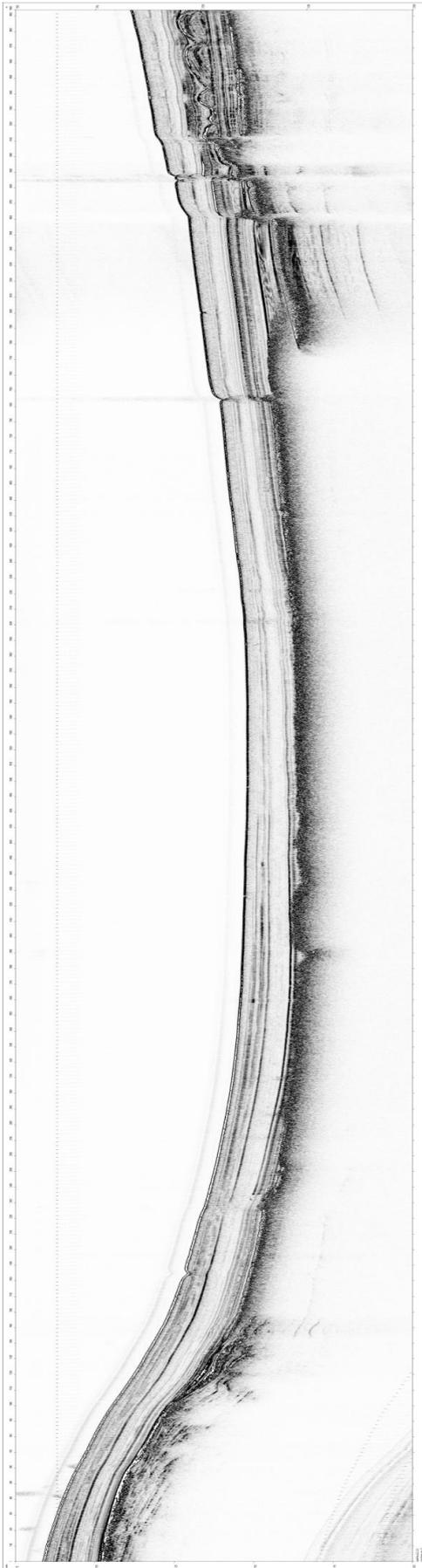
ged_17



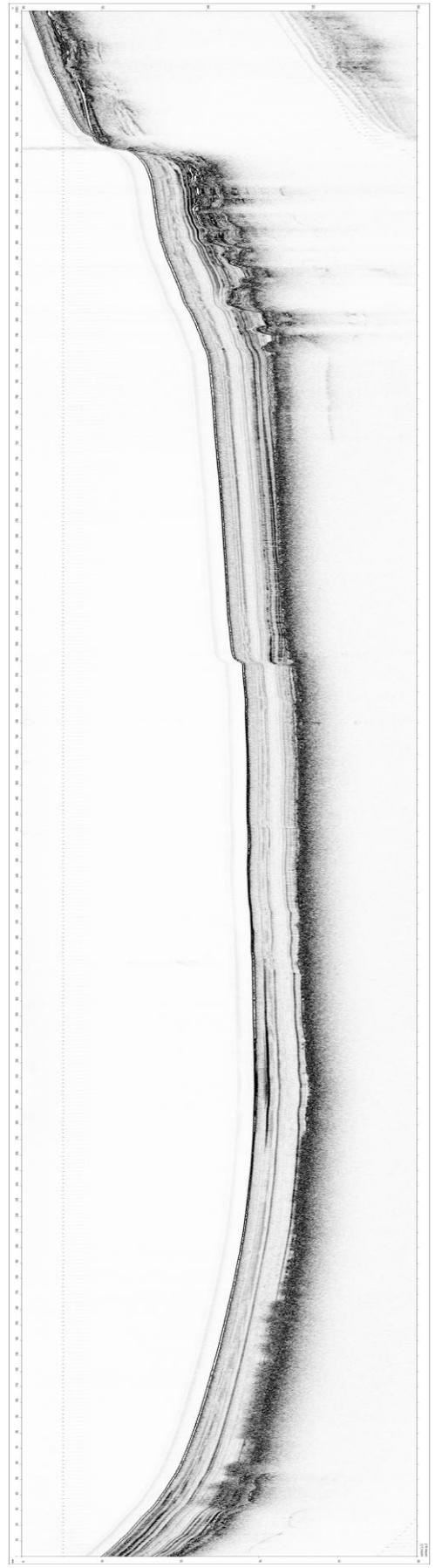
ged_18



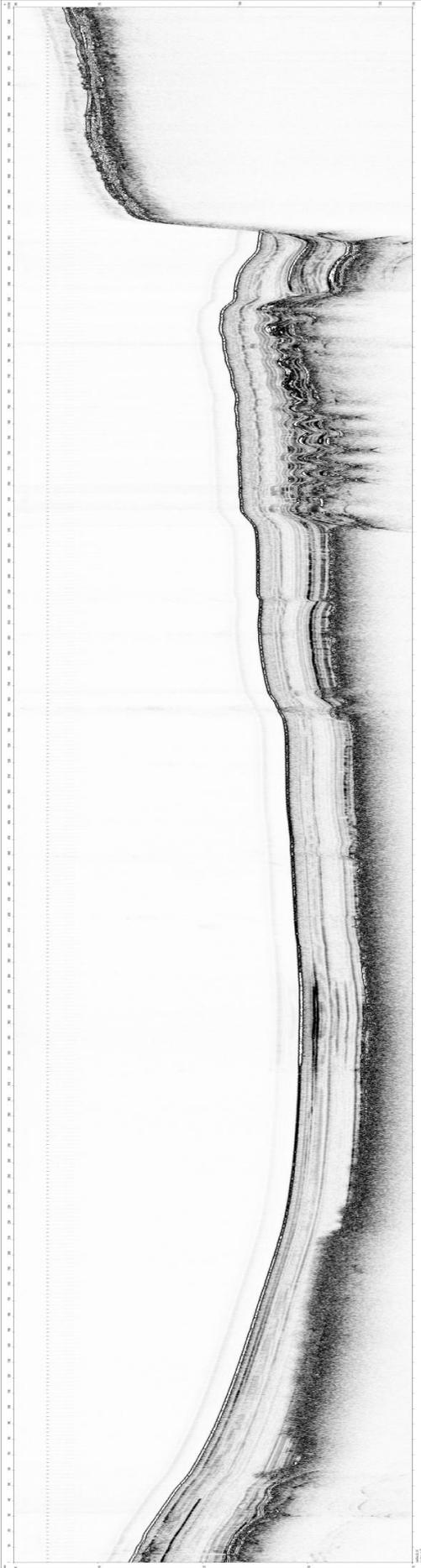
ged_24



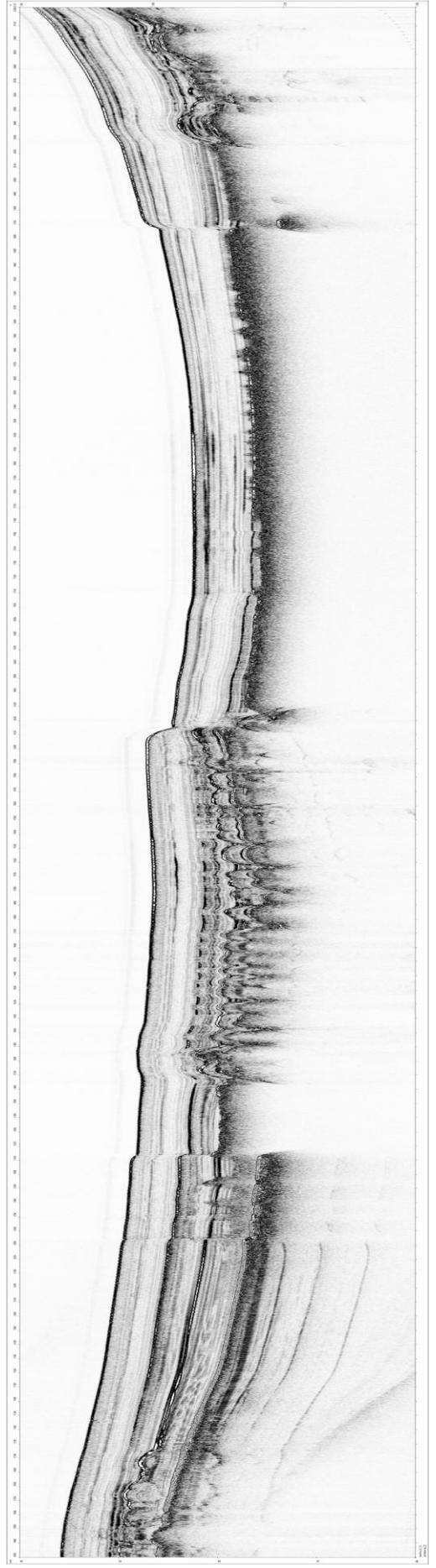
ge_13



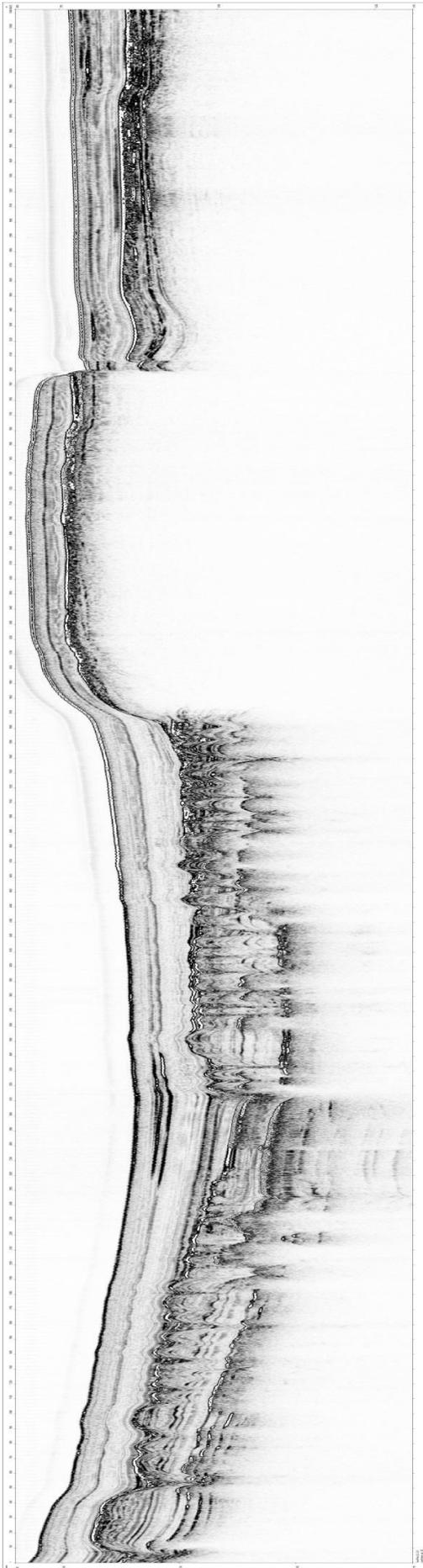
ge_21



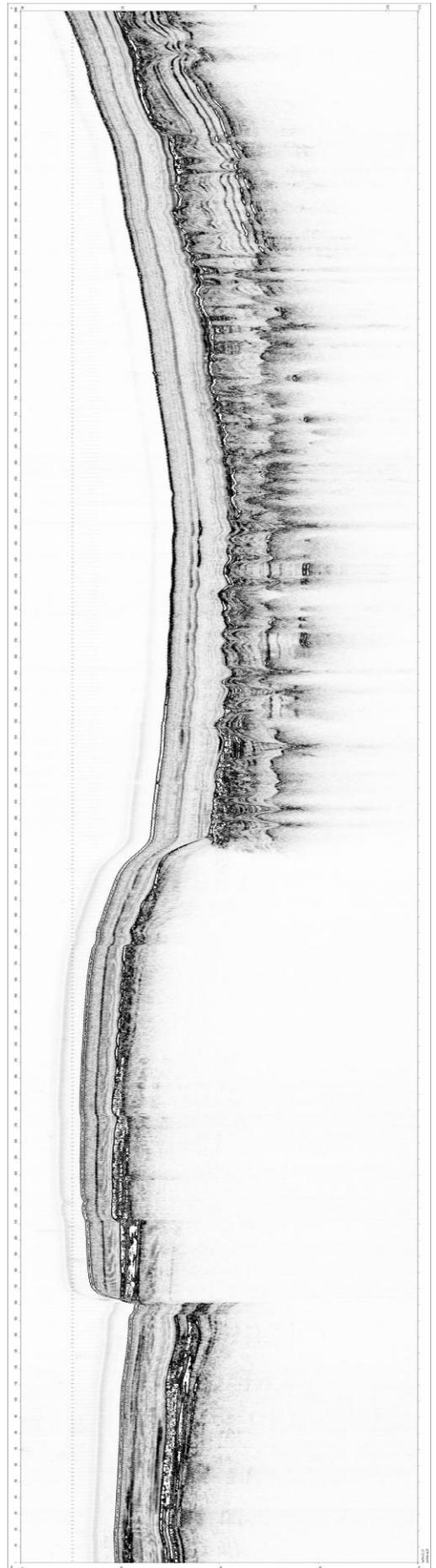
ge_25



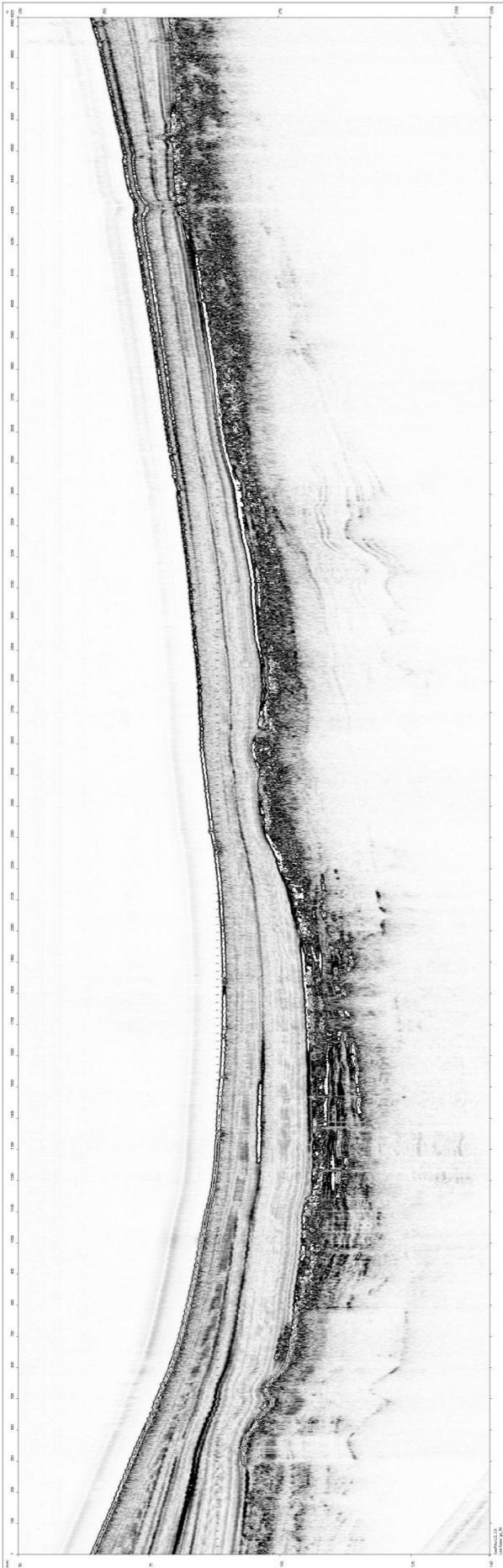
ge_29



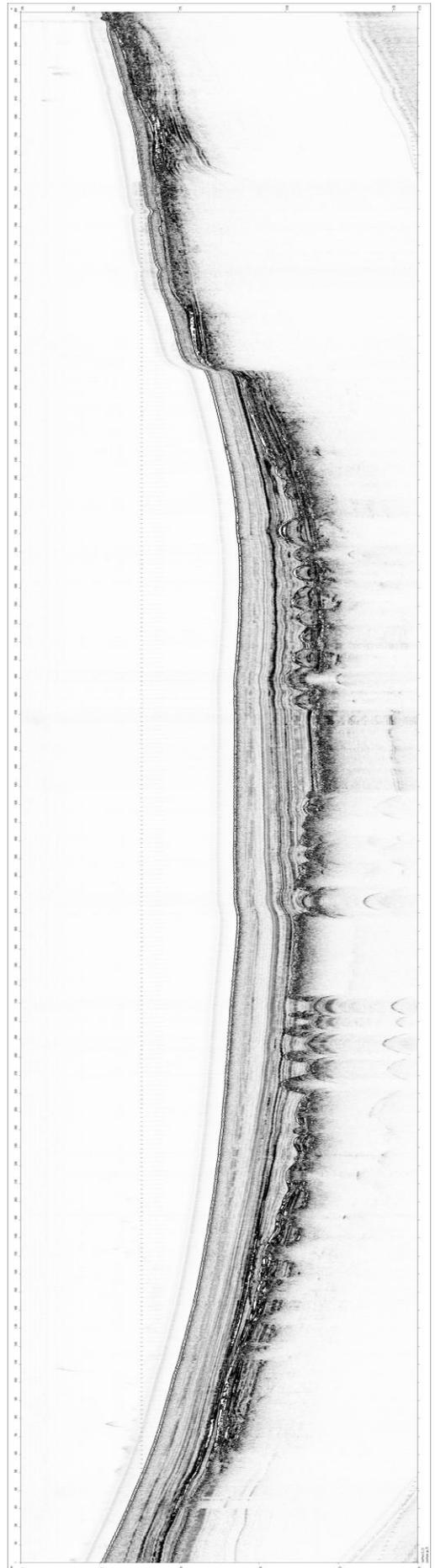
ge_39



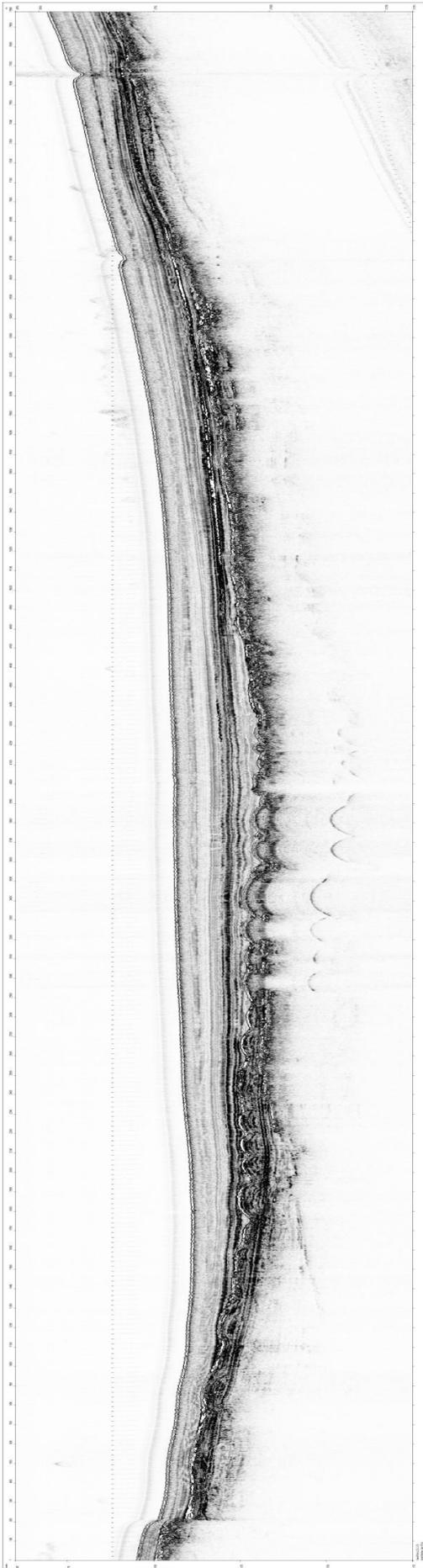
ge_40



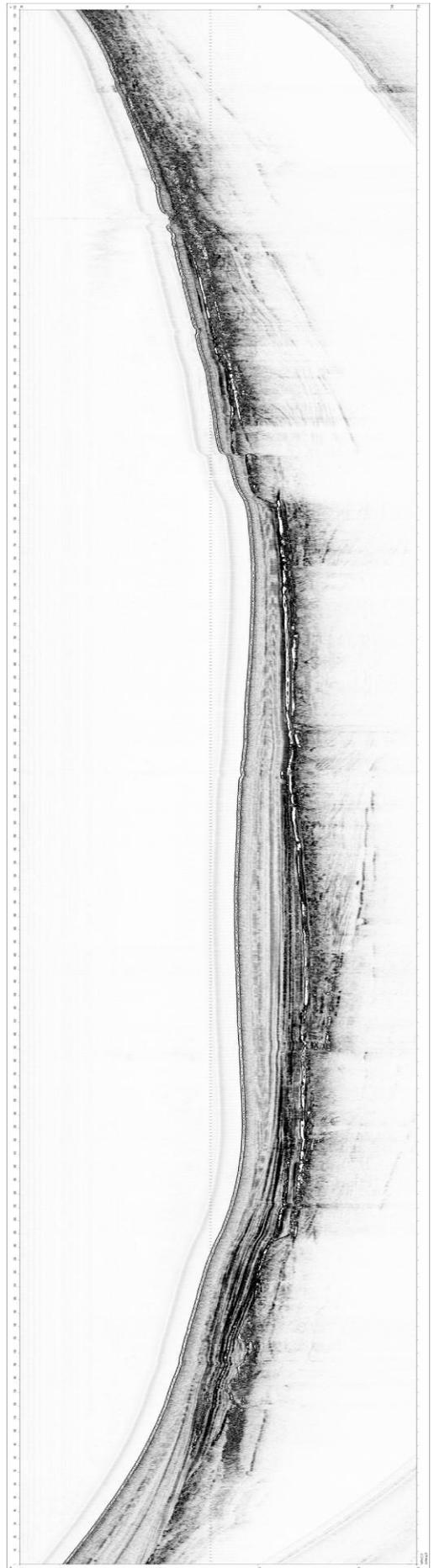
ge_54



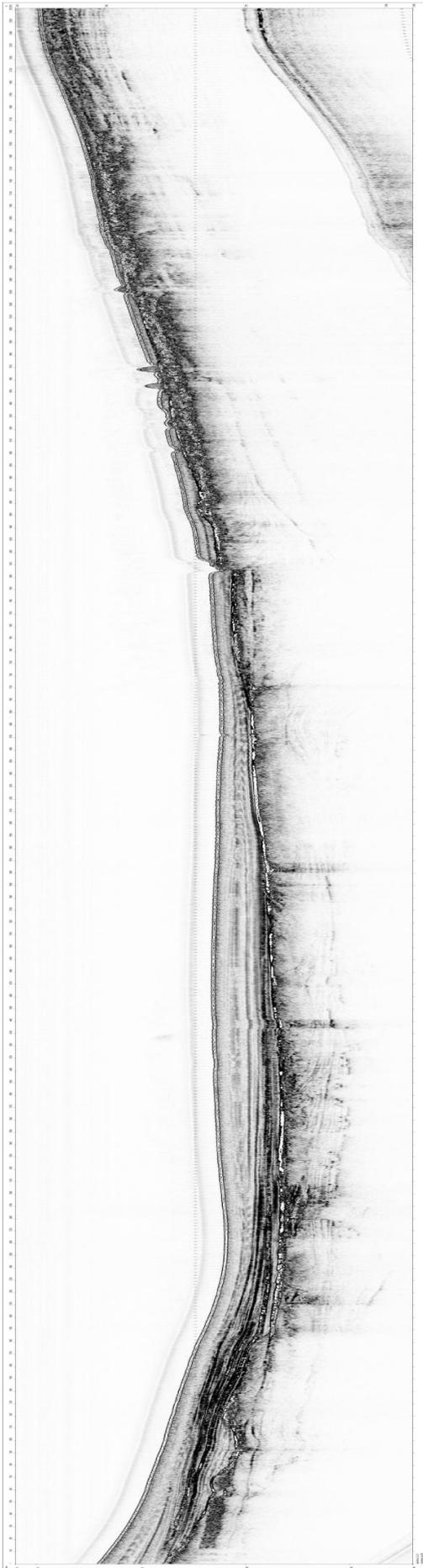
ge_76



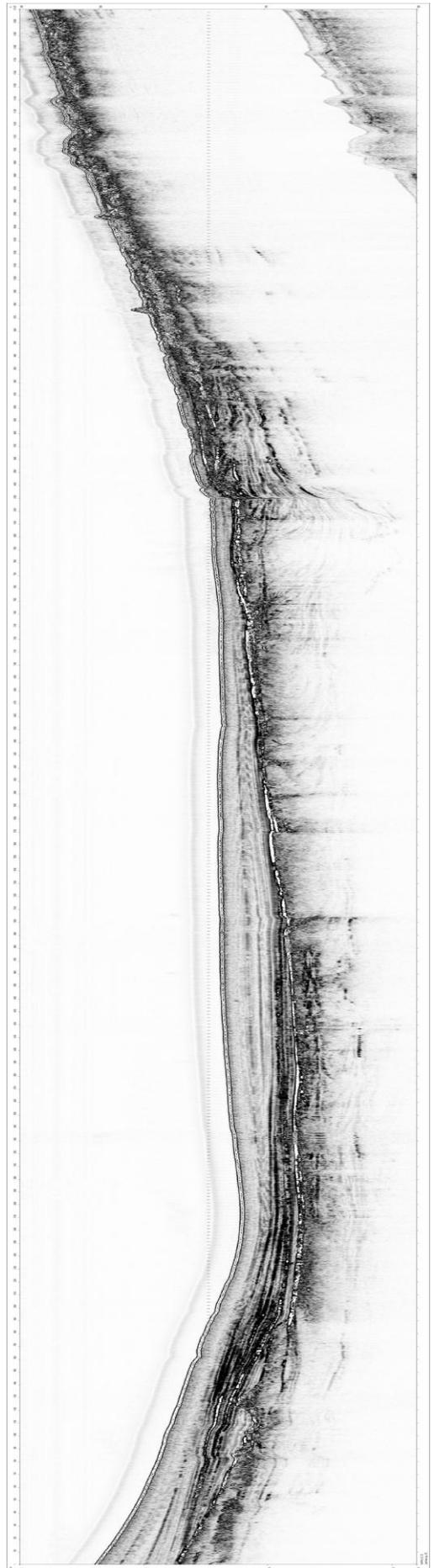
ge_81a



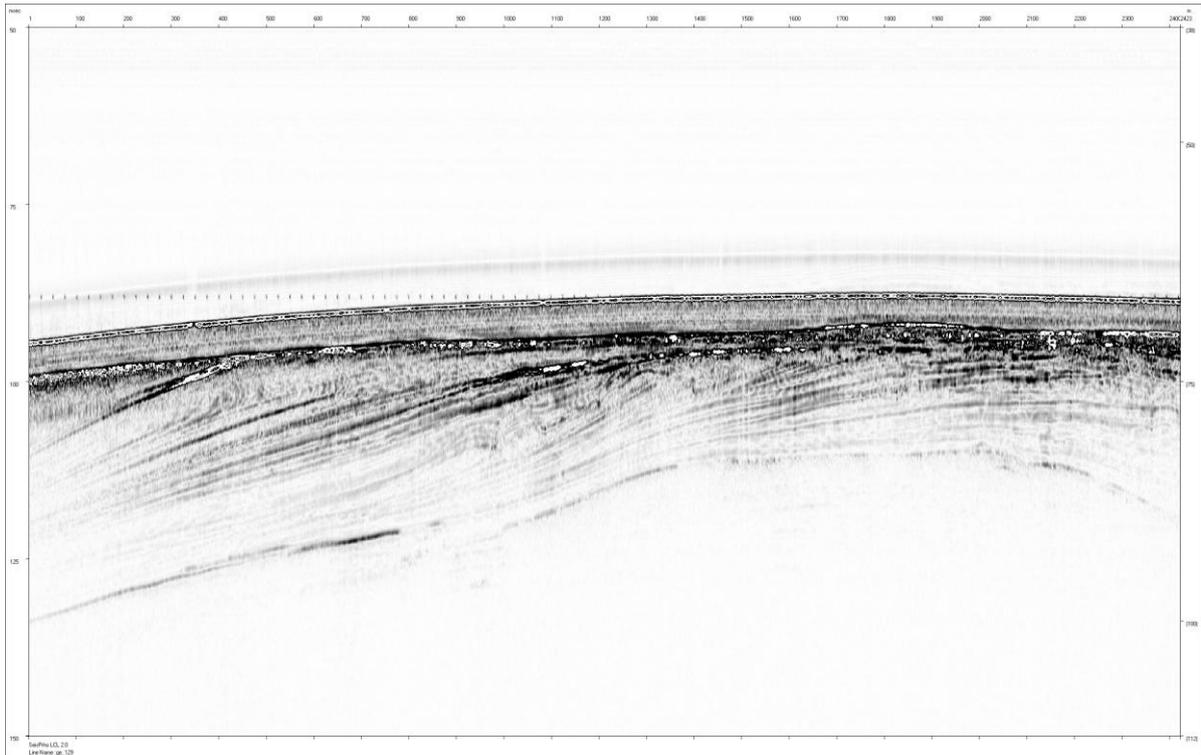
ge_94



ge_98



ge_102



ge_129

CAROTA	SPEZZONE	livello	tara becker	peso fresco tot	peso secco tot	peso filtro	residuo totale	peso netto residuo	COD. lab.
GE_126	I	92-93	54,63	80,53	74,76	2,73	20,88	18,15	26858
		88-89	53,58	82,25	75,23	2,64	22,4	19,76	26859
		86-87	54,55	78,31	72,58	2,78	18,54	15,76	26860
		84-85	54,59	84,24	77,05	2,85	22,04	19,19	26861
		79-80	54,61	86,07	76,68	2,79	19,18	16,39	26862
		77-78	54,62	84,73	75,6	2,77	17,52	14,75	26863
		74-75	54,6	84,06	76,89	2,82	13,82	11	26864
		68-69	53,55	72,13	63,28	2,85	4,22	1,37	26865
		50-51	54,52	76,72	65,46	2,81	3,9	1,09	26866
		24-25	54,63	74,02	64,37	2,79	4,23	1,44	26867
		12-13	54,66	72,1	64,82	2,78	5,7	2,92	26868
		11-12	54,61	68,02	62,14	2,79	4,23	1,44	26869
		2-3	53,58	69	61,89	2,8	3,36	0,56	26870
	II	89-90	54,59	70,15	62,8	2,81	2,96	0,15	26871
		69-70	54,61	69,38	62,48	2,99	3,01	0,02	26872
		56-57	53,56	73,11	63,28	2,85	3,3	0,45	26902
		55-56	54,61	72,7	63,92	2,89	3,18	0,29	26873
		54-55	53,6	74,88	64,22	2,82	3,2	0,38	26903
		53-54	53,56	74,69	64,1	2,82	3,03	0,21	26904
		52-53	53,58	82,4	68,15	2,83	3,1	0,27	26905
		51-52	54,61	75,03	65,08	1,62	1,94	0,32	26906
		50-51	54,59	76,67	66,16	1,63	1,9	0,27	26907
		49-50	54,61	78,02	66,51	1,61	1,83	0,22	26908
		46-47	54,58	75,67	65,36	2,81	2,81	0	26909
		40-41	54,61	77,26	66,1	2,84	2,82	-0,02	26910
		35-36	54,65	79,07	67,26	2,8	2,8	0	26911
		30-31	53,56	66,5	60,42	2,95	2,88	-0,07	26874
		24-25	54,61	74,69	65,02	2,84	2,75	-0,09	26912
		20-21	54,62	74,6	64,97	1,6	1,61	0,01	26913
		15-16	53,57	76,23	65,37	1,62	1,62	0	26914
		9-10	54,6	74,2	64,36	1,6	1,59	-0,01	26915
		3-4	54,63	69,13	62,15	2,92	2,87	-0,05	26875
	III	67-68	53,59	66,58	60,32	2,97	2,82	-0,15	26876
		60-61	54,62	72,98	63,89	1,61	1,56	-0,05	26916
		52-53	54,55	72,02	63,48	1,62	1,6	-0,02	26917
		42-43	54,59	67,89	61,6	2,92	2,78	-0,14	26877
		30-31	54,31	71,58	62,82	1,61	1,59	-0,02	26918
		23-24	54,58	67,02	60,82	2,93	2,82	-0,11	26878
		17-18	54,61	67,73	60,5	2,94	2,88	-0,06	26879
		10-11	53,54	67,4	59,86	1,61	1,59	-0,02	26919
		4-5	54,63	62,36	58,27	2,86	2,89	0,03	26880

tabella pesature dei 41 campioni