

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

Processi morfo-sedimentari attivi alla
foce del Po di Pila da rilievi batimetrici
multi-temporali

Candidato:

Riccardo Zubalich

Relatore:

Prof.ssa Claudia Romagnoli

Correlatore:

Dott. Alessandro Bosman

Sessione Luglio 2017
Anno Accademico 2017-2018

ABSTRACT

In questo studio, i dati batimetrici ad altissima risoluzione utilizzati hanno permesso di condurre un'analisi bati-morfologica di dettaglio sui fondali del Po della Pila, con approccio multi-temporale a scala delle variazioni inter-annuali recenti (2013-2016). La tesi è focalizzata sull'interazione dinamica di diversi processi morfo-sedimentari, sia fluviali sia marini, che interessano i fondali del delta sommerso in tempi recenti. Attraverso il confronto con cartografie storiche e dati batimetrici del XIX e XX secolo, la dinamica evolutiva osservata è stata inquadrata in un più ampio contesto temporale. Infine, sono stati considerati qualitativamente i possibili aspetti d'interazione fra l'impatto delle attività umane sul bacino idrografico e le dinamiche evolutive osservate, che sono risultate essere strettamente connesse a eventi impulsivi dettati dai trend climatici attuali e dominate dai processi marini.

Indice

	Pagina
Introduzione	1
01 Inquadramento geologico	
1.1 Il fiume Po ed il suo delta	2
1.2 Il Delta del Po nel contesto geologico del Mare Adriatico	4
1.3 Evoluzione storica del delta del Po	5
1.3.1 <i>Il Delta Antico</i>	5
1.3.2 <i>Il Delta Moderno</i>	7
1.4 La foce del Po di Pila	9
02 Dati e metodi	
2.1 Cartografia storica	13
2.2 Acquisizione e processing di batimetrie multibeam	16
2.3 Dati di backscatter	19
2.4 Campionamenti	20
03 Analisi dei dati	
3.1 Variazioni morfologiche del delta nel lungo e medio termine	23
3.2 Assetto morfologico del delta sommerso (dal DEM 2016)	27
3.2.1 <i>Settore settentrionale</i>	28
3.2.2 <i>Settore orientale</i>	32
3.2.3 <i>Settore meridionale</i>	36
3.3 Comparazione multitemporale DEM 2013-2014-2016	38
3.4 Analisi dei dati di backscatter (2016) e campionamenti dei fondali	44
04 Discussione	
4.1 Processi geomorfologici e sedimentari attivi nel prodelta del Po di Pila	48
4.2 Tendenza evolutiva a breve e medio termine del delta sommerso ed impatto delle attività umane	53
05 Conclusioni	57
Bibliografia	

Introduzione

I delta sono sistemi geologici complessi che si collocano in ambienti di transizione dal dominio continentale a quello marino.

Il Delta del Po è sicuramente uno dei sistemi deltizi più singolari, grazie anche alla sua particolare storia in merito all'impatto delle attività umane e per il contesto geografico in cui è posizionato, nel mare Adriatico. La sua elevata rapidità evolutiva lo distingue da molti altri sistemi deltizi. L'alta velocità di risposta del sistema ai cambiamenti esterni, lo rende da un lato un ambiente di notevole interesse per la ricerca, dall'altro rende più difficile monitorare queste rapide variazioni. D'altra parte gli avanzamenti tecnologici degli ultimi anni hanno apportato grandi miglioramenti nello studio dei fondali marini, che possono oggi essere rilevati con maggiore accuratezza di quanto non si potesse fare nei decenni scorsi. Le tecnologie per l'acquisizione batimetrica multibeam hanno infatti raggiunto elevatissime risoluzioni di campionamento del fondale, sia geometriche (orizzontali) sia verticali, consentendo così di analizzare le sue caratteristiche morfologiche e risolvere oggetti diversi anche a scala centimetrica (nei rilievi a basse profondità).

L'attività descritta nel presente lavoro è basata su dati finanziati dal Progetto Bandiera RITMARE - La Ricerca ITALiana per il Mare - Coordinato dal Consiglio Nazionale delle Ricerche e finanziato dal Ministero dell'Istruzione, dell'Università e della Ricerca nell'ambito del Programma Nazionale della Ricerca. I dati storici sul XIX e XX secolo utilizzati nella tesi sono stati prodotti e messi a disposizione del progetto dall'Istituto Idrografico della Marina Militare.

I dati batimetrici ad altissima risoluzione utilizzati in questo lavoro di tesi sono stati campionati con metodologie all'avanguardia, sono stati rilevati in parte con la collaborazione diretta del candidato nel 2016, e sempre nell'ambito del progetto RITMARE nel 2013 e nel 2014.

Lo scopo di questa tesi è analizzare, attraverso uno studio bati-morfologico del Po di Pila, l'interazione fra i diversi processi morfo-sedimentari, sia fluviali sia marini, che interessano i fondali del delta sommerso in tempi recenti. L'analisi multi-temporale a breve termine (scala delle variazioni inter-annuali, 2013-2016) ha permesso di ampliare le conoscenze sulla dinamica dell'area di foce; queste sono state inserite nel contesto a medio (decennale) e lungo termine (ultimo secolo). Infine, sono stati considerati qualitativamente i possibili aspetti d'interazione fra l'impatto delle attività umane sul bacino idrografico e le dinamiche evolutive del delta sommerso.

Capitolo 1

Inquadramento geologico

1.1 Il fiume Po ed il suo delta

Il fiume Po nasce sul Monviso (3841 m) nella provincia piemontese di Cuneo e costituisce il più importante fiume italiano per lunghezza, estensione del bacino e portata. Il Po vanta un bacino di 74.500 km² (dei quali circa 30.790 km² si trovano a quote superiori di 200 m s.l.m.; Nelson, 1970) che si estende alle Alpi Cozie attraverso tutta la pianura Padana (Fig. 1.1). Il bacino si sviluppa dunque su un allineamento O-E ed è confinato a Nord dalle Alpi ed a Sud dagli Appennini. Dopo un percorso di 691 km (Correggiari et al., 2005b; Simeoni & Corbau, 2009) sfocia nell'Adriatico

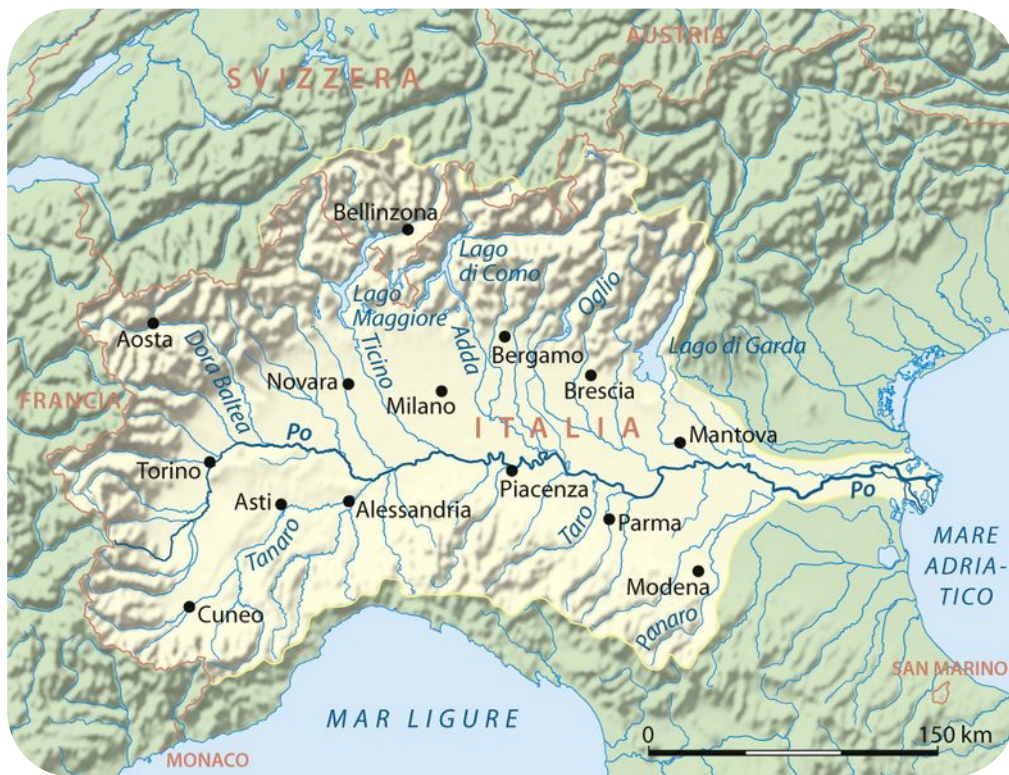


Figura 1.1: Bacino idrografico del fiume Po dalla sorgente alla foce (fonte: Wikipedia)

setentrionale creando il più grande sistema deltizio della penisola, il Delta del Po, che si estende attualmente su una superficie emersa di 380 km² e circa 120 km di costa. La piana deltizia si sviluppa su un'area di circa 1550 km² e si trova perlopiù al di sotto del livello medio mare, oltre il 50% della sua superficie ha infatti quote inferiori a -2 m s.l.m. (Bondesan et al., 1995a), fanno eccezione alcuni alti morfologici associati ad antichi cordoni litorali (Correggiari et al., 2005b). Il delta del Po è il sistema costiero più studiato dell'Adriatico settentrionale a causa del ruolo di primaria importanza che ha rivestito in epoca storica ed al giorno d'oggi. I delta, per propria natura, sono

ambienti in cui l'uomo ha sempre trovato condizioni ottimali per la coltivazione di cibo ed il reperimento di acqua sia ad uso domestico prima che industriale poi, oltre a costituire un ecosistema ricco di innumerevoli risorse. Lo sfruttamento umano dell'ambiente deltizio ha sempre lasciato però un'impronta importante. Nel caso del delta del Po questo concetto è riscontrabile in modo molto evidente. L'attività antropica non si è qui limitata allo sfruttamento agricolo o commerciale, si è allargata fino ad impattare sulle portate solide e liquide del sistema, determinando così importantissimi cambiamenti morfologici.

Il delta del Po si evolve come sistema dominato dal moto ondoso con morfologia cuspidata ed è attualmente in stato di sottoalimentazione a causa della massiccia presenza di argini artificiali su ogni ramo del fiume (Dal Cin, 1983) e dell'estrazione di sabbia dall'alveo ($690 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ nel periodo 1958-1981; Dal Cin, 1983; Cencini, 1998). Nel delta i canali distributori attivi sono cinque (fig. 1.2b) ed è stato stimato da Nelson (1970) che il trasporto liquido e solido di ognuno rispetto al totale sia: Goro (8% acqua, 8% sedimenti), Gnocca (16%, 11%), Tolle (12%, 7%), Pila (61%, 74%), Maestra (3%, 1%). Le portate storicamente registrate variano nell'ampio range 275-11.580 m^3s^{-1} ; riferendosi al runoff annuale medio di 668 mm, la portata media è di 1480 m^3s^{-1} (Nelson, 1970; Autorità di bacino del fiume Po, 2005). Per ciò che riguarda il carico solido in sospensione, si vedono due picchi di massima concentrazione nei mesi di Aprile e Novembre ovvero nei mesi di massima portata dei tributari appenninici (Nelson, 1970; Correggiari et al., 2005b). In Cattaneo et al., (2007) è riportato uno scarico di sedimenti in sospensione stimato a $15 \cdot 10^6 \text{ t anno}^{-1}$ da parte del Po, su un totale di $51 \cdot 10^6 \text{ t anno}^{-1}$ di sedimenti che vengono scaricati nell'Adriatico settentrionale producendo un evidente plume torbido. Durante il XX secolo si è osservata una variazione importante nella portata solida in sospensione che da una media di $13,3 \cdot 10^6 \text{ t anno}^{-1}$ del periodo 1918-1960, è significativamente calata tra il 1960 e il 1987 a $9,3 \cdot 10^6 \text{ t anno}^{-1}$. Verosimilmente la causa di questo calo è da ricercare nel crescente impatto antropico che si è manifestato attraverso cambiamenti nei pattern agricoli, il rimboschimento e la coltivazione di sabbia e ghiaie dal letto dei fiumi dopo il 1960. A fronte di tale diminuzione, la portata liquida non è variata significativamente attestandosi sui 49,6 km^3 nel periodo 1918-1960 e sui 48,2 km^3 negli anni 1960-1987 (Correggiari et al., 2005b).

Il fenomeno della subsidenza nell'evoluzione del delta riveste un ruolo di primaria importanza. La piana costiera che circonda il moderno Delta del Po è stata affetta da alti tassi di subsidenza e compattazione di sedimenti durante il Plio-Quaternario (Selli & Ciabatti, 1977; Pieri & Groppi, 1981; Correggiari et al., 2005b). La subsidenza naturale del Delta del Po è dovuta a cause tettoniche, carico sedimentario e compattazione e vale circa 1,1 mm anno^{-1} , ma previsioni a 100 anni indicano una subsidenza di addirittura 5 mm anno^{-1} (Gambolati & Teatini, 1998). Alla subsidenza naturale si aggiunge poi quella causata da interventi antropici come l'estrazione di acqua ed idrocarburi (gas metano) sia su terraferma che a largo, tramite piattaforme. Questa si manifesta localmente e per brevi intervalli di tempo, con valori massimi sui 100 mm anno^{-1} (Correggiari et al., 2005b). Questi valori di subsidenza insieme all'innalzamento del livello medio del mare ed alla sottoalimentazione del sistema deltizio creano le condizioni ideali per cui la linea di costa arretri ed il cuneo salino risalga sempre di più nell'entroterra, alterando sia l'ecosistema dei canali distributori sia il sottosuolo, ed arrecando dunque notevoli disagi socio-economici e disastrose conseguenze ambientali.

1.2 Il Delta del Po nel contesto geologico del Mare Adriatico

Il Mare Adriatico Settentrionale è un bacino epicontinentale caratterizzato da un regime microtidale. Il movimento delle masse d'acqua è governato da una circolazione ciclonica termohalina deviata dalla forza di Coriolis, ma anche fortemente influenzata da variazioni stagionali. In inverno, infatti, il Po scarica circa il 25% del totale dell'input di acqua dolce che riceve l'Adriatico. Durante l'anno, in media non scende al di sotto di $1/3$ dei $5700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ di acqua sversati dai fiumi direttamente nel bacino Adriatico. Questi volumi di acqua dolce sono in grado di causare una significativa perdita di calore ed abbassare la salinità dell'acqua di mare influenzando in maniera rilevante la circolazione nel bacino (Correggiari et al., 2005b). Durante le tempeste, i venti dominanti provengono da SE (Scirocco) e percorrono tutto l'Adriatico in lunghezza (verso NO). In inverno forti venti catabatici da NE ("Bora") discendono dalle Alpi causando due vortici che interessano la circolazione di tutta la colonna d'acqua, la quale assume per questo una componente di spostamento verso SE. I venti dominanti causano la prevalenza di un moto ondoso da SE e da NE, in grado di influenzare la morfologia stessa del Delta, modellandolo in una forma cuspidata più ampia verso sud (fig. 1.2b) a causa della dispersione preferenziale dei sedimenti verso il quadrante meridionale. L'avanzamento della linea di costa rappresentato dal Delta del Po permette, infatti, alla sua acqua dolce di raggiungere zone offshore, dove le correnti geostrofiche redistribuiscono il plume di sedimenti verso sud (Cattaneo et al., 2003; Correggiari et al., 2005b).

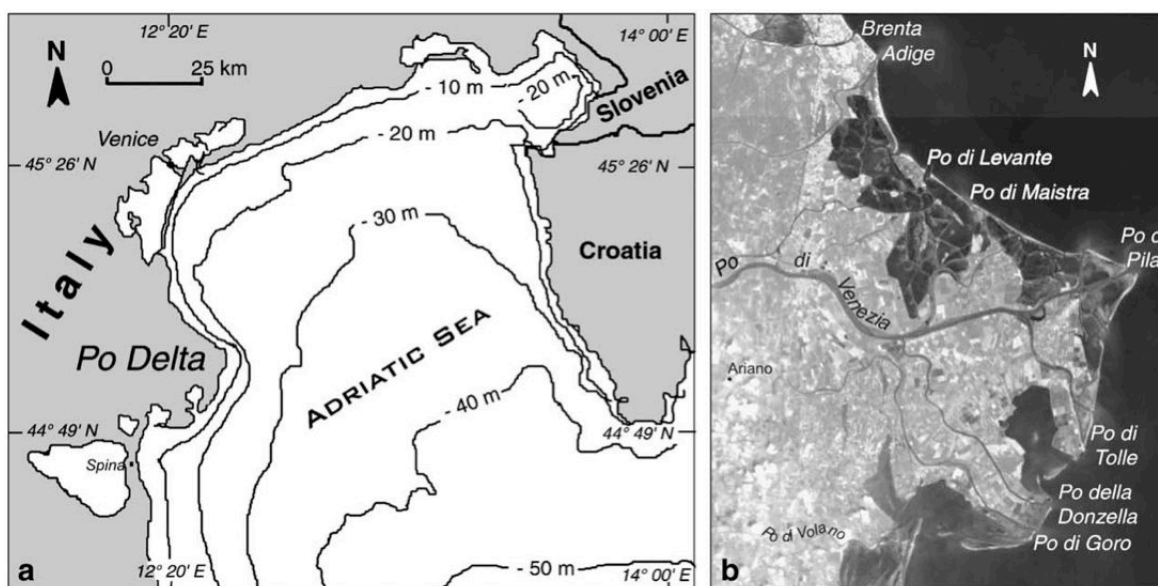
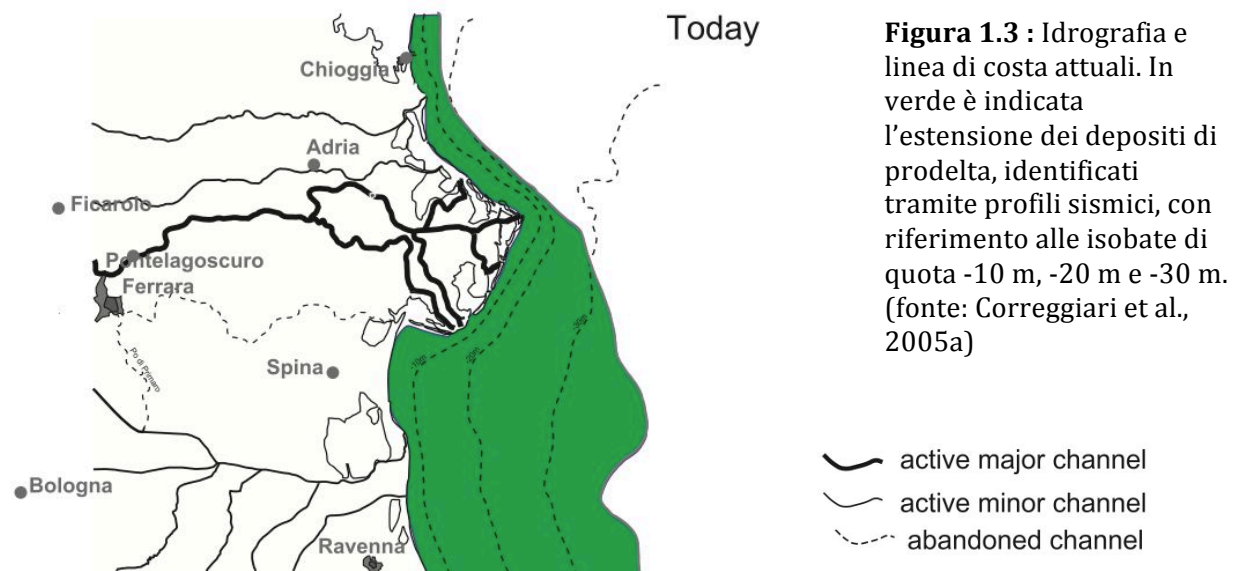


Figura 1.2: (a) Il delta del Po localizzato nel contesto batimetrico del Mare Adriatico settentrionale; (b) Immagine satellitare del delta del Po ed indicazione dei sei rami terminali del Po e delle foci dei fiumi Adige e Brenta. Modificato da: Simeoni & Corbau (2009).

Alla fine dell'ultima trasgressione marina (circa 5000-6000 anni fa; Trincardi et al., 1996; Cattaneo et al., 2003) la linea di costa si trovava a circa 30 km verso terra rispetto alla posizione attuale (Correggiari et al., 2005b). Il delta moderno rappresenta dunque la principale struttura formatasi durante la fase di stazionamento alto tardo-olocenica (HST - Highstand Systems Tract) e si correla geneticamente al cuneo di fango che si è depositato sulla piattaforma Adriatica verso sud (Trincardi et al., 1996; Cattaneo et al., 2003; Correggiari et al., 2005b, fig. 1.3).



1.3 Evoluzione storica del delta del Po

Sono stati condotti innumerevoli studi sul bacino del fiume Po ed il suo sistema deltizio, portando ad una dettagliata analisi sugli aspetti geologici, idrogeologici, ecologici, sociali ed economici. La configurazione odierna del sistema delta del Po è il risultato di una progradazione di oltre 30 km in 500 anni. Questo tasso di crescita caratterizza il più rapido intervallo della storia del delta mai registrato (Correggiari et al., 2005b).

La linea di costa oggi si studia attraverso dati satellitari, dati GPS, immagini aeree e cartografie recenti. Da ciò deriva una grande accuratezza e precisione dei risultati elaborati per quanto riguarda le ultime decadi. Tuttavia, più si va indietro nel tempo più peggiora la qualità dei dati disponibili. Dal XVIII secolo all'età industriale abbiamo a disposizione solo vecchie cartografie, relativamente attendibili; dal XV al XVIII secolo l'attendibilità geometrica dei dati cartografici già viene meno, sebbene le antiche carte rappresentino ancora il primario e fondamentale supporto all'analisi. Per investigare un passato ancora più remoto si fa affidamento su documenti storici, fra cui reperti archeologici connessi all'attività umana sulla costa come ad esempio torrette di avvistamento, porti e artefatti tipici di aree costiere (Fabbri, 1985).

1.3.1 Il Delta Antico

La formazione del delta antico ha inizio circa 3500 – 2900 anni fa, durante l'Età del Bronzo, quando la linea di costa e la configurazione idrografica del bacino erano completamente diverse da oggi: una serie di rami fluviali separati sfociavano direttamente in Adriatico, attraverso una linea di costa pressoché rettilinea, creando una serie di piccole cuspidi. La presenza di cordoni litorali ben delineati suggerisce un controllo morfologico operato più dal moto ondoso che da processi fluviali su questi sistemi deltizi (Bondesan et al., 1995a; Correggiari et al., 2005b).

In figura 1.4 sono visibili le ricostruzioni per gli intervalli 2800-2900, 1900-2000, 1200-1300, 800-900, 600-700 anni B.P. rispetto la linea di costa attuale.

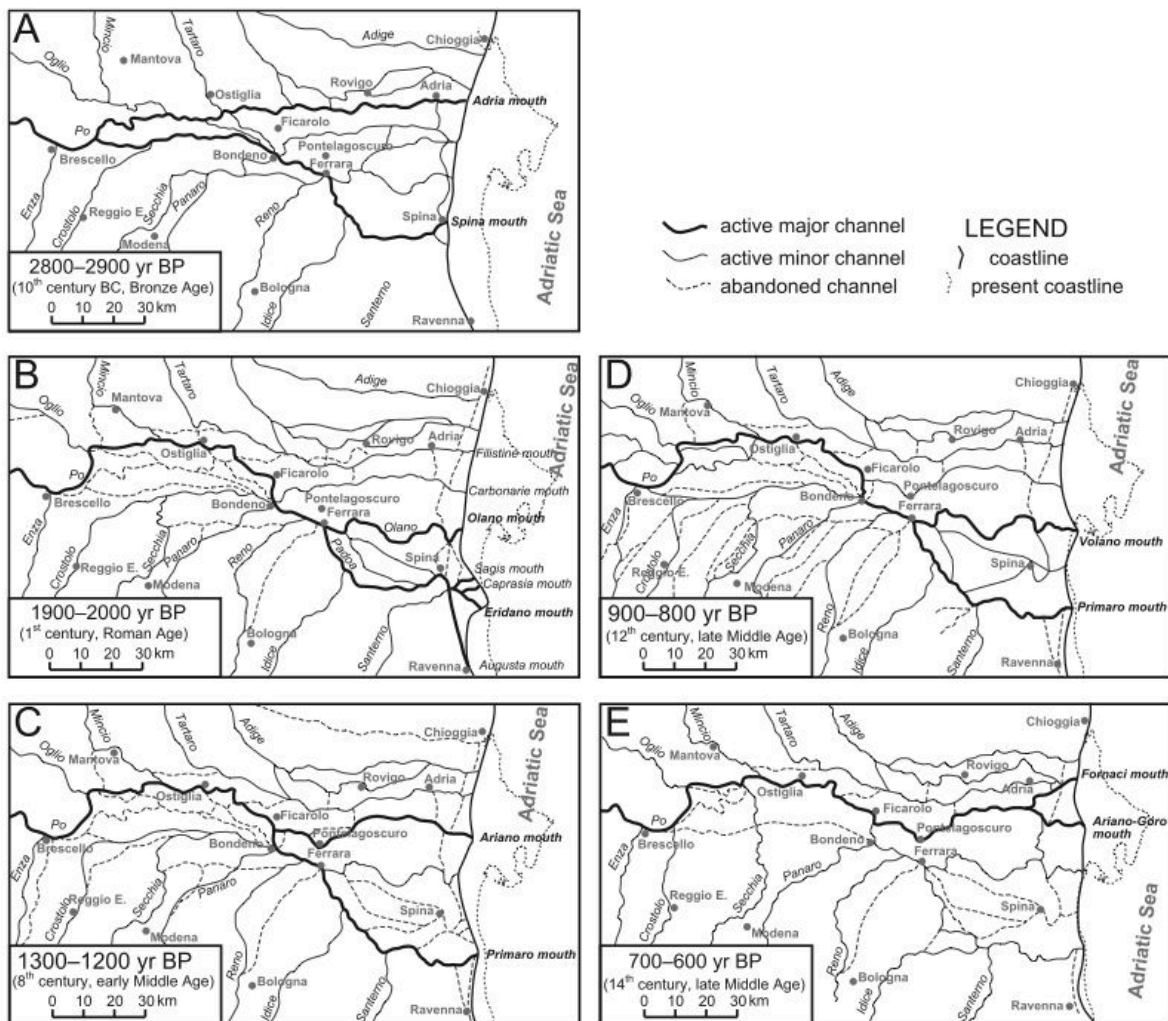


Figura 1.4: Ricostruzione delle variazioni della linea di costa ed idrografia del bacino (A) all'Età del Bronzo, (B) all'età Romana, (C) nel Medio Evo inferiore, (D) nel Tardo Medioevo XII secolo, (E) nel Tardo Medioevo XIV secolo (modificato da: Correggiari et al, 2005a)

Fabbri (1985) riporta che i primi dati storici a disposizione riguardano la fine del VI secolo a.C. quando la civiltà etrusca fondò la città di Spina a qualche chilometro dalla costa. Già a quel tempo ed a seguire fino al XII secolo d.C. l'area deltizia si sviluppava più a S dell'odierna, nell'area oggi chiamata Valli di Comacchio. In corrispondenza di questi ritrovamenti archeologici si può tracciare, attraverso la mappatura di cordoni litorali e sabbie di spiaggia, un allineamento di circa 80 km, corrispondente alla linea di costa di 2500 anni fa (Fabbri, 1985). Molti studi condotti sulla paleobiologia di quell'area indicano che era, un tempo, interamente ricoperta da foresta. Ciò suggerisce che prima della fondazione di Spina e della conseguente deforestazione, non ci siano state modificazioni antropiche alla dinamica fluviale naturale.

Le ricostruzioni sulla linea di riva suggeriscono un incremento dei tassi di deposizione fluviale correlato all'intensa attività di deforestazione portata avanti dai Celti e dai Romani su tutto il bacino del Po nei secoli precedenti (Fabbri, 1985). Nonostante la concentrazione dell'apporto sedimentario, data dalla costruzione dei primi argini artificiali, le aree interdistributrici del delta antico erano spesso allagate. Ciò era probabilmente connesso al fenomeno della subsidenza che, per tutto il Quaternario come anche a quei tempi, ha interessato queste aree con tassi che eccedevano la deposizione fluviale (Fabbri, 1985). Dalla morfologia costiera visibile nelle ricostruzioni si evidenzia chiaramente che l'influenza dell'intervento antropico, dall'insediamento dei Romani in poi, ha concentrato il flusso di sedimenti, causando

una grande progradazione nella foce chiamata da Polibio “Padòà” e più avanti da Plinio “Padus” o “Eridanus” (figura 1.4B) che a quel tempo rappresentava il ramo principale, in seguito nominato Po di Primaro. (figura 1.4C). Foci minori poste più a Nord, come il Po di Ariano, il Po di Volano (poi chiamato Po di Goro) ed il Po di Corbola (o dell’Fornaci), assumeranno un ruolo più importante nei secoli seguenti.

La ricostruzione in figura 1.4D corrisponde alla linea di costa del XII secolo, ovvero subito prima che il Po di Ficarolo incominciasse a costruire a nord la struttura a cuspidè oggi chiamata “delta moderno”. Formatosi circa 800 anni fa (a seguito dell’omonima “rotta di Ficarolo”), divenne il più importante canale distributore. Dopo l’unione con il Po di Ariano (o Goro) e numerosi altri corsi d’acqua incominciò a far progradare il sistema (figura 1.4E). Durante gli ultimi 400-500 anni, l’area del delta antico ha subito un’importante erosione (Fabbri, 1985).

Queste canalizzazioni artificiali hanno quasi arrestato il naturale trasporto solido inducendo forte erosione sul tratto di costa dove si erano formate le cuspidi. Il delta antico è oggi scomparso principalmente per questa ragione, completamente eroso a causa degli interventi antropici e dell’erosione marina (Fabbri, 1985). Dallo studio dell’evoluzione dei litorali del delta negli ultimi millenni, si delineano i tratti di un quadro che ancora oggi continua a palesarsi su tutto il bacino padano: quello in cui l’impatto antropico è causa di grande disequilibrio nell’alimentazione degli ambienti costieri, giostrando la distribuzione del trasporto solido e liquido dell’intero bacino del Po.

1.3.2 Il Delta Moderno

Come riportato in Fabbri (1985), le cartografie del XV – XVI secolo, malgrado notevolmente approssimative, sono generalmente concordi nell’indicare, dei vari rami attivi negli stadi iniziali di formazione del delta moderno, il Po delle Fornaci e Po di Goro come i principali canali distributori. Gli alti tassi di trasporto solido che alimentano il delta moderno furono originati soprattutto dalla concentrazione delle portate, imposta con la costruzione di argini artificiali, al fine di impedire avulsioni e ventagli di rotta. Ciò è provato, nelle morfologie costiere riportate sulle cartografie dell’epoca, dalla formazione di due lobi principali (vedi figura 1.5A e 1.5B). In particolare, il Po delle Fornaci ed il lobo costituito dai suoi distributori mostrava la tendenza a dirigersi verso NE in prossimità di Chioggia (Fig. 1.5B).

Negli anni fra il 1599 ed il 1604 i Veneziani, prevenendo un eventuale riempimento di sedimenti della loro laguna, effettuarono una deviazione del ramo principale attraverso un taglio all’altezza di Porto Viro (Fig. 1.5A). Attraverso il Taglio di Porto Viro il flusso principale è stato forzato a scorrere verso Est e sfociare nella Sacca di Goro (Correggiari et al, 2005a). Per evitare interferenze con il Po di Goro, che avrebbe potuto deviare l’accrezione del nuovo lobo verso i quadranti settentrionali, quest’ultimo fu poi deviato verso sud. La deviazione avvenne qualche chilometro più a valle del castello di Mesola. Ciò portò da un lato alla sottoalimentazione, dunque all’erosione del lobo connesso al precedente percorso del Po delle Fornaci, dall’altro al riempimento, in meno di un secolo, della Sacca di Goro ed alla conseguente progradazione verso SE del delta moderno. Questo trend di crescita continuò a presentarsi per tutto il XVIII secolo. Cartografie del delta pubblicate nel 1805 riportano un avanzamento da 4 a 9 km verso mare del lobo di SE, su un fronte di 30-35 km (Fabbri, 1985). Tassi di crescita di questo tipo non sono mai stati riportati in tempi storici (figura 1.5 C e D). Il crescente bisogno di terre per l’agricoltura e l’allevamento portò a un’intensa deforestazione durante tutto il XVIII secolo. Si registra, in questo periodo, un aumento degli apporti sedimentari alla foce della

maggior parte dei fiumi italiani, compreso il Po, spiegato infatti da dinamiche antropiche oltre che climatiche (Fabbri, 1985).

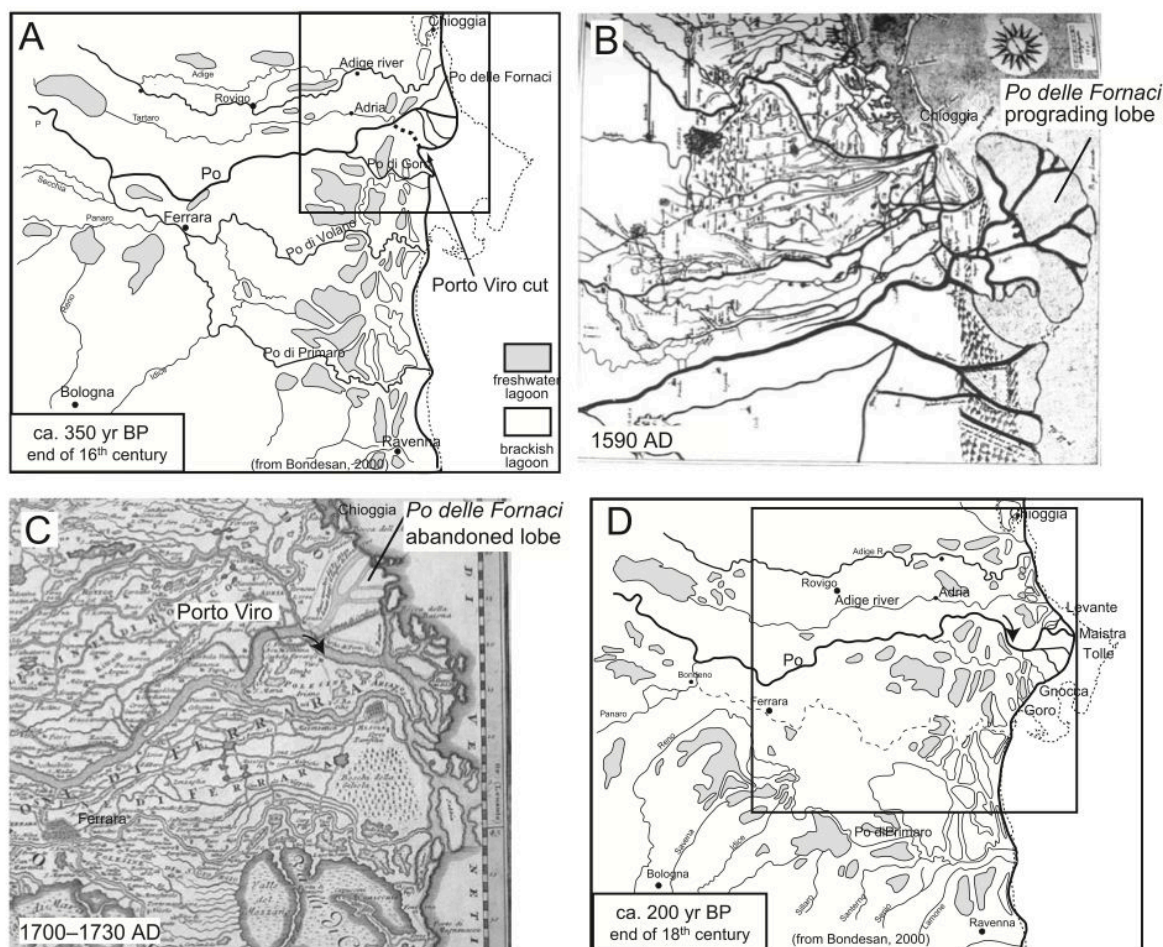


Figura 1.5: Ricostruzione delle variazioni della linea di costa ed idrografia del bacino **(A)** alla fine del XVI secolo e **(B)** rappresentazione su cartografia storica del 1590 d.C. **(C)** Cartografia storica dell'inizio XVIII secolo e **(D)** ricostruzione della linea di costa e dell'idrografia della fine del XVIII secolo (Correggiari et al, 2005a).

La crescita durante il XIX secolo non eguagliò i tassi raggiunti durante il XVIII: la linea di costa continuò comunque a progradare ma, da cartografie pubblicate nel 1900 dall'Istituto Geografico Militare Italiano, si misura un avanzamento di circa 2 km su tutto il fronte del delta moderno. Nelle zone sottoalimentate per diversione dei canali distributori, la tendenza era all'allagamento ed alla formazione di baie. La zona NE del delta ha invece visto una progradazione più veloce della SE, avanzando fino a 3 km per l'apporto sedimentario dovuto al Po di Levante e al Po di Maestra. La configurazione moderna del delta era già stata impostata, con i suoi sei canali distributori principali che erano da nord a sud: Levante, Maestra, Pila, Tolle, Gnocca e Goro (Fig.1.6). Le fasi più recenti di formazione del delta sono state fortemente caratterizzate dall'influenza imposta dall'uomo sul sistema, attraverso gli schemi di distribuzione dei terreni agricoli. Su questi schemi si faceva riferimento per impostare i lavori di costruzione di argini e canali. Sulla base della redistribuzione delle terre, conclusa intorno al 1960, fu eseguita un'intensa opera di arginatura artificiale dei canali di Goro, Gnocca, Tolle e Pila determinando al loro fronte una concentrazione dell'apporto sedimentario. Fu così indotto un incremento dei tassi di crescita e la formazione, ai lati delle bocche di foce, di isole barriera e strutture a spit

che si svilupparono in lunghezza, parallelamente alla costa, per effetto del moto ondoso.

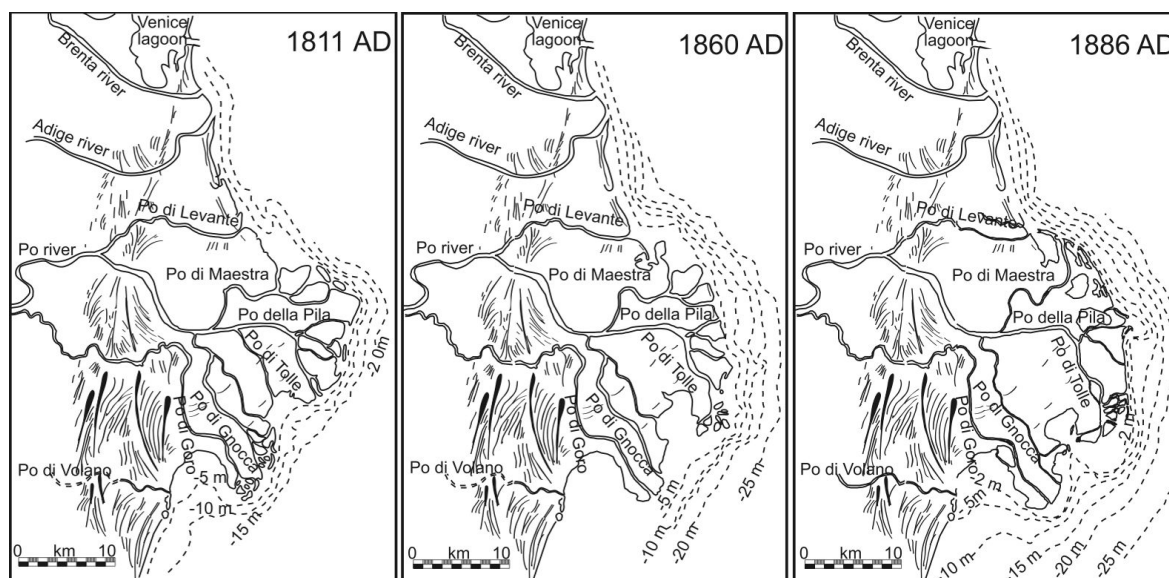


Figura 1.6: Ricostruzione delle variazioni della linea di costa durante il XIX secolo con indicazione dei principali canali distributori attivi. Fra la foce del Po di Tolle e la foce del Po di Gnocca è apprezzabile l'evoluzione morfologica della Sacca di Scardovari. Più a sud invece, fra la foce del Po di Goro e la foce del Po di Volano, si era formata la nuova Sacca di Goro (Correggiari et al., 2005a).

Durante gli ultimi decenni tutti i settori sottoalimentati del delta del Po e quelli non protetti dai fenomeni di subsidenza sono andati in arretramento. Ciò è stato causato perlopiù dal forte sfruttamento delle acque del sottosuolo, al quale segue una proporzionale compattazione che va a sommarsi a quella naturalmente presente. Oggi questo arretramento è contrastato tramite opere fisse di difesa costiera. Dallo studio della letteratura disponibile, la forma del delta moderno è, in estrema sintesi, correlabile a processi geomorfologici e sedimentari naturali anche se ampiamente connessi all'attività umana quando non, da quest'ultima, direttamente forzati.

1.4 La foce del Po di Pila

Nel 1886, come riportano Visentini & Borghi (1938), dopo la fine della Piccola Età Glaciale, si effettuò una rettilineizzazione artificiale del tratto principale di alimentazione del fiume in direzione E-O, al fine di contrastare gli allagamenti della piana deltizia. Dal 1886 si registrano per il lobo del Po di Pila tassi di crescita di 47 m/anno che lo rendono il canale distributore dominante del delta moderno (Correggiari et al., 2005b). Gli ultimi decenni tuttavia hanno visto un parziale arretramento di alcuni settori del lobo provocato da vari interventi antropici di difesa della piana deltizia e sfruttamento delle risorse in alveo.

Il Po di Pila è stato studiato attraverso profili sismici a riflessione CHIRP (fig. 1.7; Correggiari et al., 2005b). Il lobo è risultato avanzare direttamente su depositi trasgressivi delineando un'importante discontinuità basale. La sua struttura interna riflette l'alternarsi di fasi di avanzamento e di ritiro e la prevalente direzione di dispersione di sedimento verso il quadrante meridionale. Lo spessore è infatti distribuito asimmetricamente: i settori E e NE vedono un rapido assottigliarsi dei depositi (da 15 m a zero) in downlap su vecchi depositi di prodelta del lobo di Maestra, con inclinazione massima di 1°; il settore S vede invece il verificarsi di un

downlap più graduale del lobo, sopra il più vecchio e più piccolo lobo del Po di Tolle. La distribuzione degli spessori mantiene un'area di 25 km² sopra i 10 m di accumulo ed un'area di 200 km² sopra 1,5 m. Il volume totale è stimato, assumendo una densità di 2,65 g*cm⁻³ ed una porosità dell'80%, in 1,47*10⁹ m³ corrispondenti a una massa complessiva di 779*10⁶ t. Ciò permette di calcolare una media di accumulo di sedimenti che ammonta a 6.8 t*anno⁻¹ e questo dato è compatibile, secondo Correggiari et al. (2005b), con le misurazioni effettuate alla stazione di monitoraggio di Pontelagoscuro, localizzata in figura 1.3. Tra il 1905 ed il 1953 (48 anni) alla foce del Po di Pila si sono depositati 18,5 m di spessore (Correggiari et al., 2005b).

Le fasi di avanzamento del lobo di Pila sono illustrate in figura 1.7. I principali periodi di avanzamento del lobo, dalle ricostruzioni sulla linea di riva (rappresentati in sezione in figura 1.7), sono risultati: 1685-1736; 1736-1811; segue un periodo in retrogradazione protrattosi fino al 1860 da cui si esce con l'avanzamento del periodo 1860 -1886, 1886-1905 e quello seguente dal 1905 fino ai tempi attuali (Correggiari et al., 2005b).

Bondesan e Simeoni (1983) descrivono esaurientemente le variazioni della linea di costa avvenute nel XX secolo con una risoluzione temporale maggiore. In particolare fino al 1934 registrano notevole innalzamento dei fondali e avanzamento della linea di costa. Questi andamenti sono da correlare con l'aumento di portata liquida e solida in sospensione che ha interessato il Po di Pila fino al 1934. Dal 1934 al 1944 le spiagge arretrano lievemente per poi riprendere la progradazione dal 1944 al 1954, periodo nel quale la linea di costa registra un avanzamento rilevante. Fino al 1968 è riportata nella zona una generale inversione di tendenza e dunque l'arretramento della linea di costa e la quota dei fondali, fatta eccezione per una piccola area posta immediatamente a nord della foce di Pila, si abbassa. In questo intervallo Bondesan & Simeoni (1983) circoscrivono la subsidenza come principale causa di tali arretramenti. Dal 1968 al 1973 continuano meno marcatamente i trend del precedente intervallo per quanto riguarda la linea di costa mentre i fondali restano sostanzialmente stabili. Dopo il 1973 e fino al 1978 tornano a prevalere gli avanzamenti (vedi figura 1.8). Correggiari et al. (2005a) riportano infine un generale trend di avanzamento fino al 2002.

La subsidenza naturale ed antropica, la diminuzione del sedimento in sospensione e le variazioni di portata dei canali distributori (anche indotte dall'uomo) sono i principali fenomeni a cui bisogna ricondurre le variazioni della linea di costa e di quota dei fondali antistanti il delta del Po (Bondesan & Simeoni, 1983). In particolare la velocità di subsidenza è perfettamente correlabile alle variazioni registrate sulla linea di costa: all'aumentare della velocità di subsidenza aumenta l'arretramento e viceversa. Un forte controllo sulla dinamica del sistema è esercitato anche dalle variazioni di portata dei principali canali distributori fra i quali, attualmente, il Po di Pila è il maggiore.

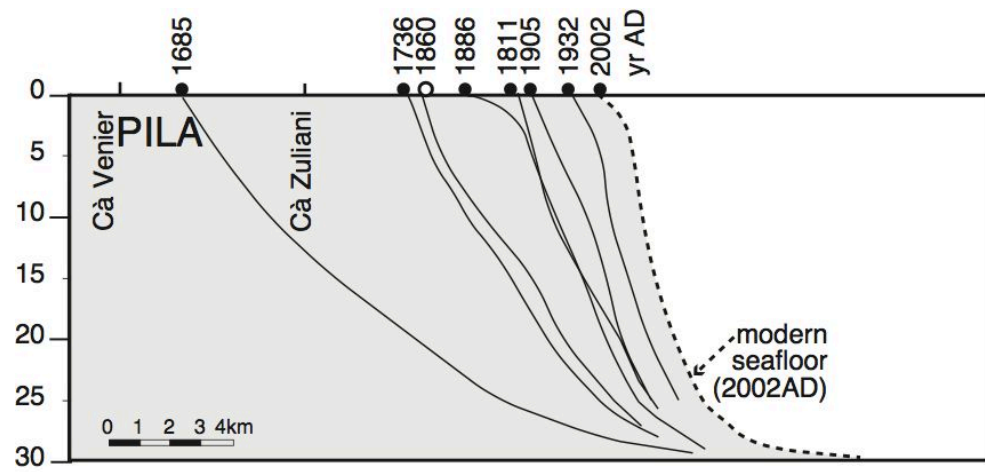
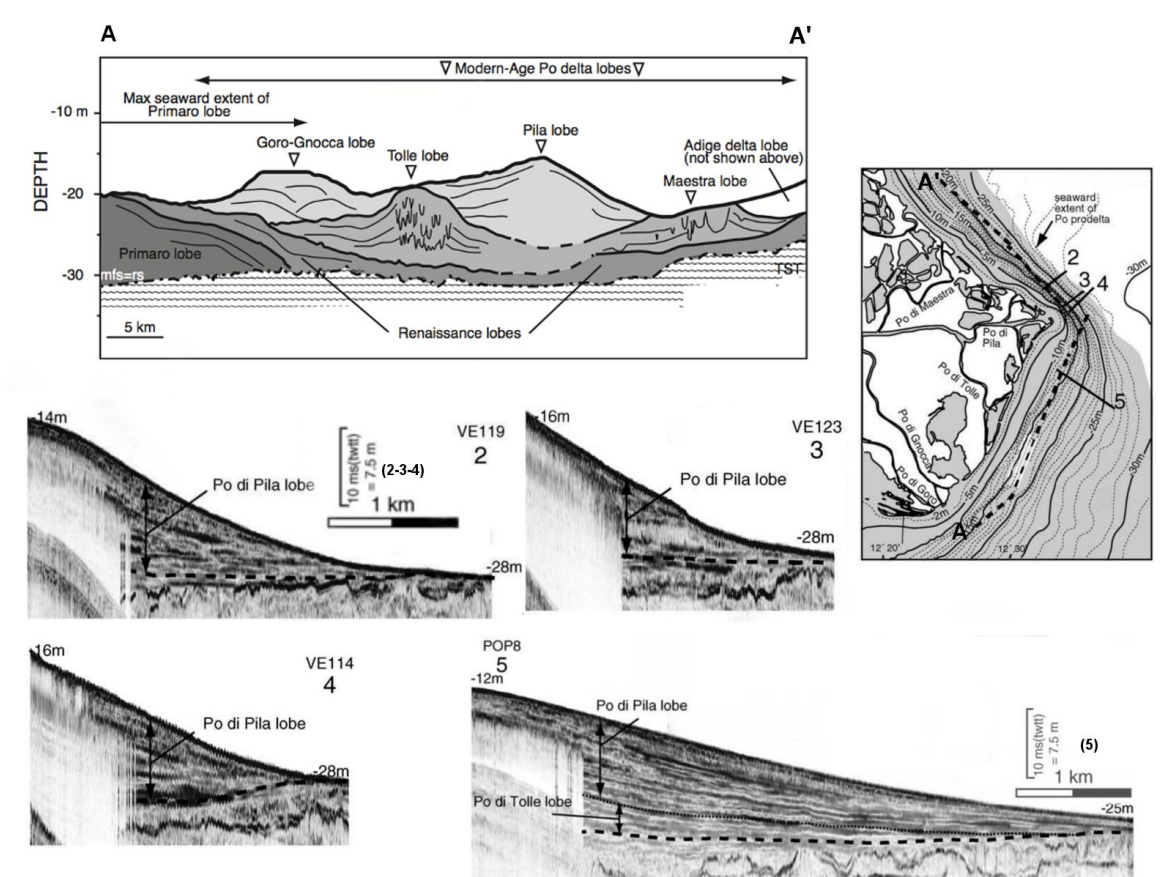


Figura 1.7 : (in alto) Sezione geologica esagerata verticalmente ottenuta dall'interpretazione di profili sismici a riflessione ad alta risoluzione. (modificata da Correggiari et al., 2005b). (in basso) Ricostruzione, in sezione, degli andamenti della linea di riva in corrispondenza della foce del Po di Pila dal 1685 fino al 2002. I punti neri indicano fasi di avanzamento mentre con il cerchio bianco si rappresenta la fase di arretramento riportata fra il 1811 ed il 1860 d.C. (modificata da Correggiari et al., 2005a).

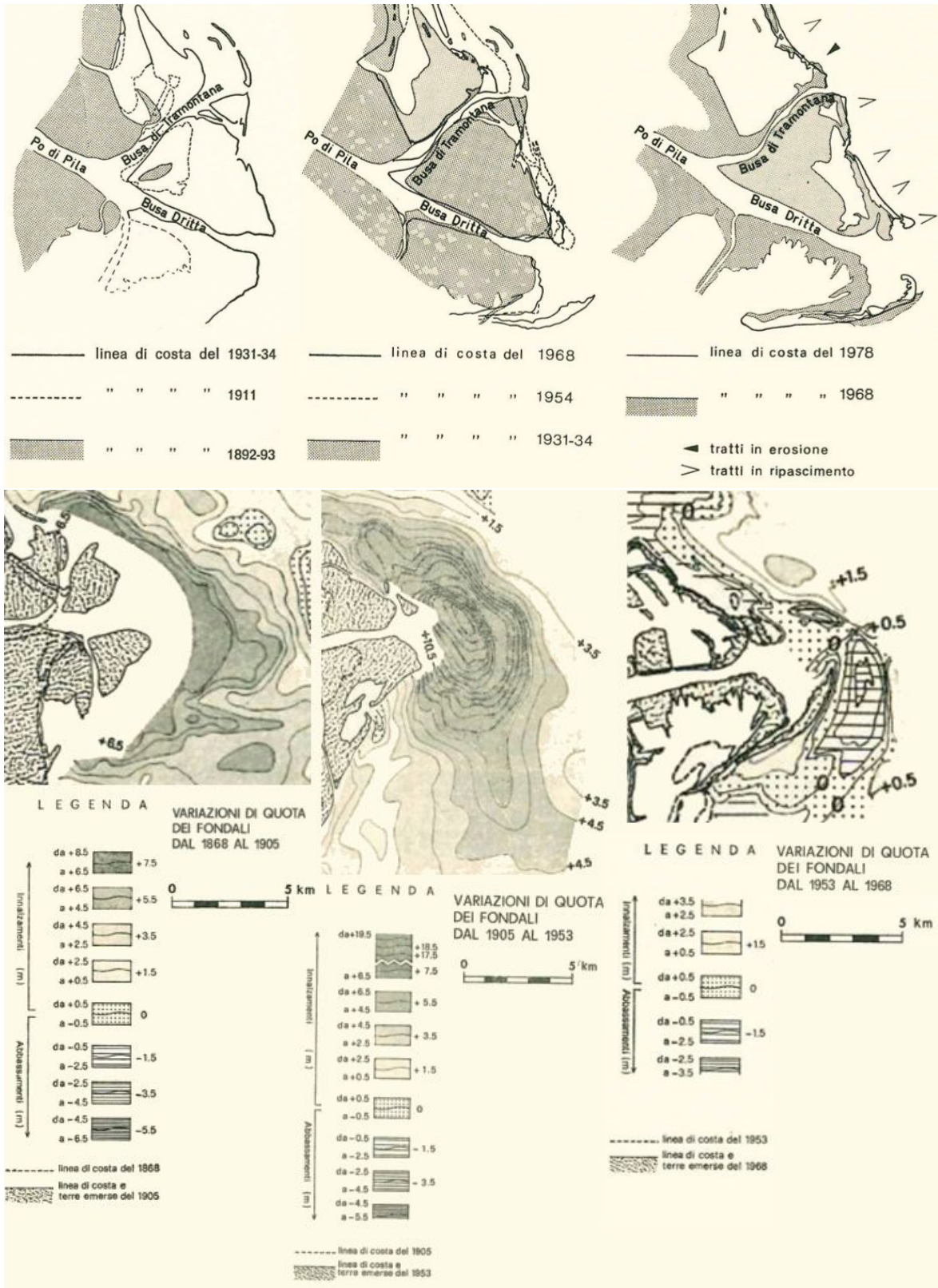


Figura 1.8: (in alto) Variazioni della linea di costa in prossimità della foce del Po di Pila dal 1892 al 1968 (modificato da Bondesan & Simeoni, 1983). **(in basso)** Variazioni di quota dei fondali antistanti la bocca del Po di Pila dal 1868 al 1968 (modificato da Bondesan & Simeoni, 1983).

Capitolo 2

Dati e metodi

Per descrivere esaustivamente la geomorfologia ed i processi attivi in un sistema geologico complesso ed in continua evoluzione come il delta del Po, ci siamo avvalsi di dati e tecnologie di diverso tipo. Per rendere possibile una ricostruzione dell'evoluzione e dei processi attivi a diverse scale temporali, abbiamo utilizzato un'ingente mole di dati batimetrici a diverso grado di dettaglio, dall'analisi di cartografie storiche a quella di modelli digitali del fondale in 3D (da dati multibeam). Le mappature del fondale a scala degli ultimi anni (2016-2013) sono state poi integrate con campionamenti diretti dell'interfaccia acqua/sedimento, che hanno permesso di "tarare" i dati di backscatter.

2.1 Cartografia storica



Figura 2.1: Particolari della bocca di foce del Po di Pila, tratti dalle cartografie storiche utilizzate. Anno di pubblicazione: **(A)** 1887, **(B)** 1932, **(C)** 1945 e **(D)** 1955.

Le cartografie storiche del delta del Po ci sono state fornite dall'Istituto Idrografico della Marina Militare, già convertite in formato raster attraverso scannerizzazioni degli originali cartacei, effettuate con uno scanner ad alta precisione. Per questo studio abbiamo utilizzato cartografie storiche riguardanti vari anni del secolo XIX e XX. In particolare abbiamo fatto riferimento a cartografie pubblicate nel 1887/1894*, 1932, 1945, 1955.

**Durante l'analisi delle carte abbiamo riscontrato che il disegno del 1894 è lo stesso già utilizzato nel 1887, si è ritenuto dunque di considerare entrambe le carte come datate al 1887.*

Le carte sono state attentamente georeferenziate mantenendo un'accuratezza minima di 5 m attraverso l'utilizzo di GCP (Ground Control Points) come edifici storici, fari, strade e moli riconosciuti sulle carte stesse e su immagini satellitari open source ad alta definizione (fig. 2.2). L'assegnazione a punti noti di coordinate spaziali lette direttamente dalla cartografia, non è infatti una procedura che rende con precisione ed accuratezza la georeferenziazione di dati storici. Questa problematica nasce da due fattori principali: dalla precisione del dato in sé e dall'utilizzo di diversi datum geodetici.

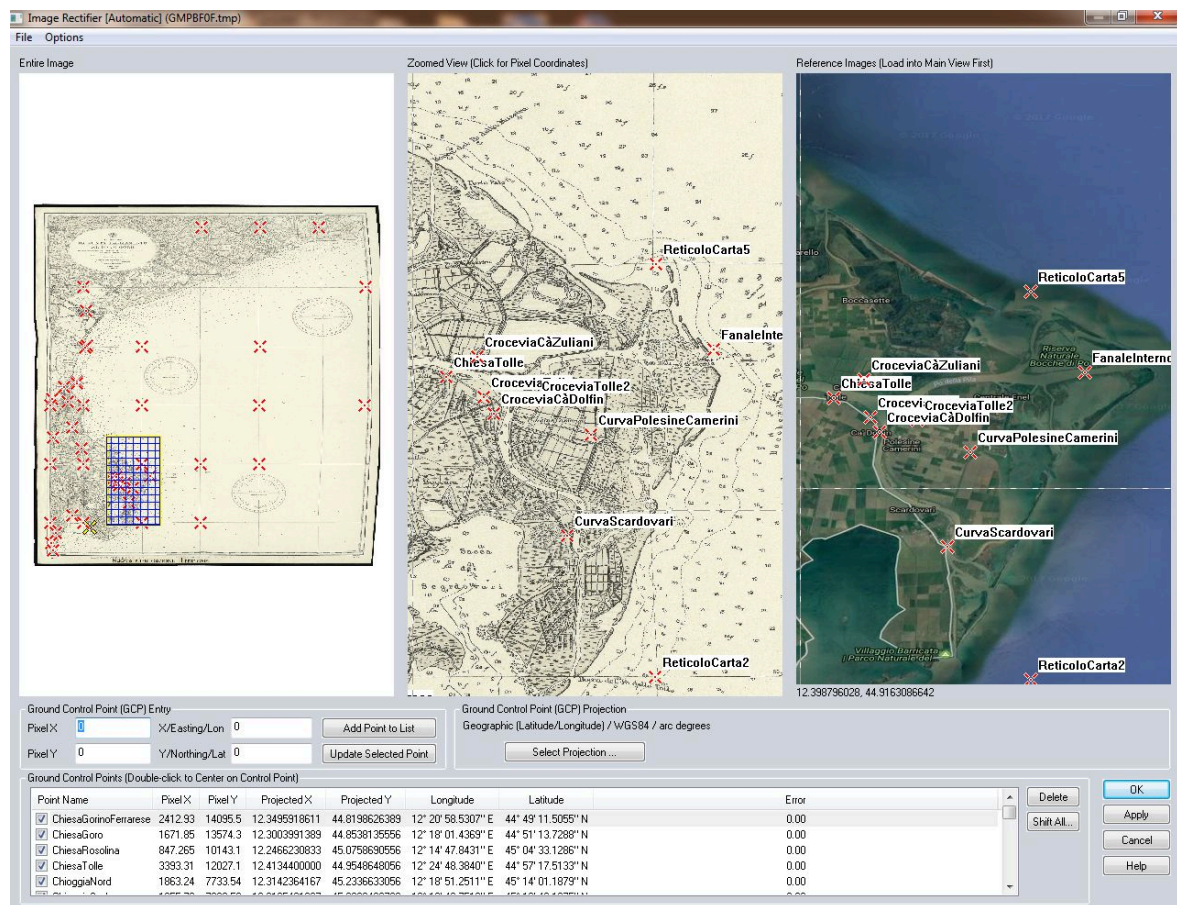


Figura 2.2: Screenshot dal software Global Mapper. La finestra “Image Rectifier” consente di georeferenziare, attraverso GCP, un’immagine (riquadro sinistro, zoomato nel centrale) rispetto ad un’altra già georeferita (riquadro di destra con immagine satellitare di Google Earth). In figura 2.3 è rappresentato il risultato di questa operazione.

Quando il datum utilizzato non è noto (cioè nella grande maggioranza dei casi per quanto riguarda carte “antiche”), si può utilizzare un metodo di georeferenziazione che slega l’operatore da problematiche relative alle coordinate della carta, ricalcolando e deformando il raster in input in modo da far combaciare GCP riconosciuti con le immagini satellitari. Per questo studio abbiamo utilizzato immagini con risoluzione geometrica di 0,5 m e controllato la veridicità della loro georeferenziazione attraverso il confronto di dati provenienti da diversi enti e aziende (Google Earth, USGS – “United States Geological Survey” e Bing).

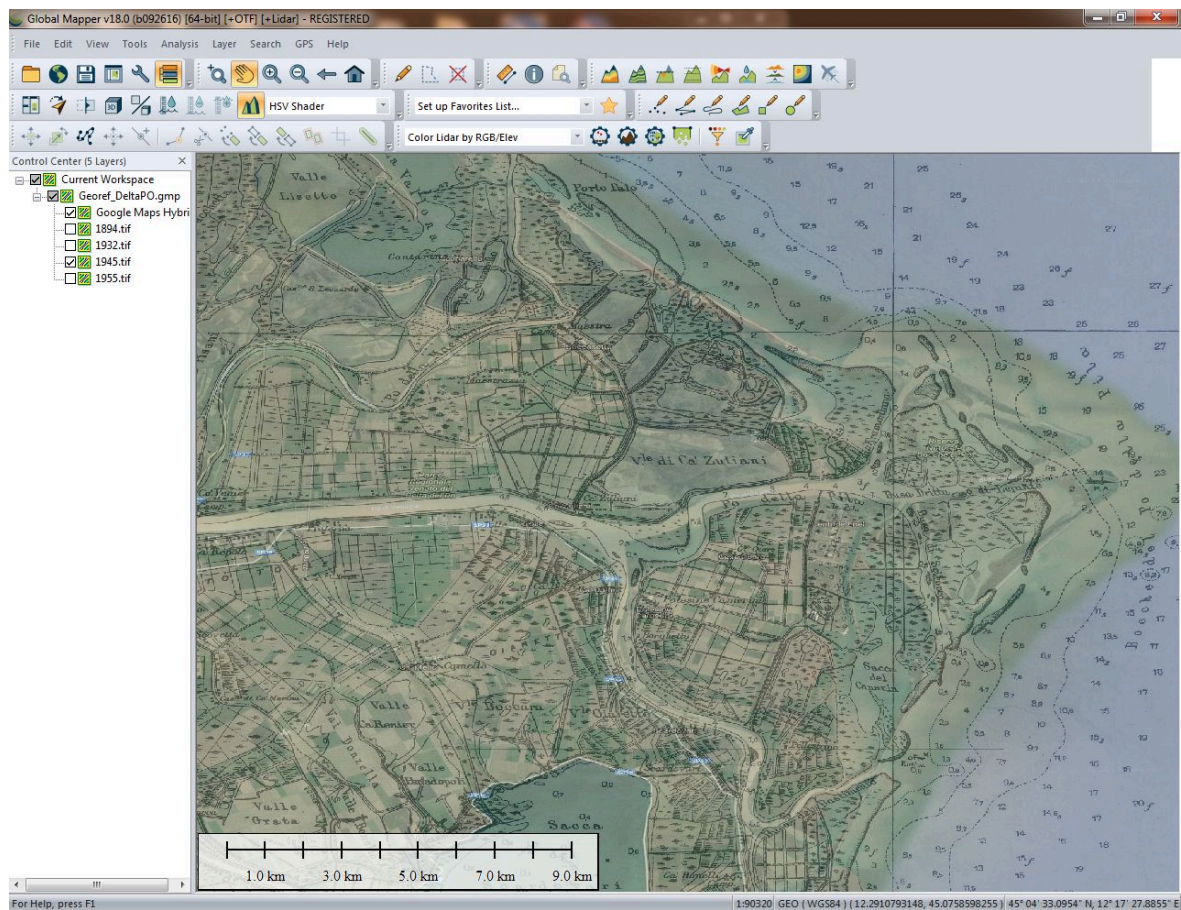


Figura 2.3: Screenshot dal software Global Mapper. Dopo aver georeferenziato l'immagine in figura 2.2 attraverso la finestra "Image Rectifier" questo è il risultato che otteniamo nella finestra principale.

Abbiamo poi svolto precise vettorializzazioni lineari delle linee di costa (0 m s.l.m.) e delle isobate -5 m, -10 m e, dove disegnate, -2 m. L'Istituto Idrografico della Marina ha messo a disposizione del progetto RITMARE anche una serie di rilievi batimetrici per quanto riguarda gli anni 1951, 1952 e 1953. Si tratta di punti quotati in diverse aree del prodelta prodotti con ecoscandaglio single-beam (figura 2.4).

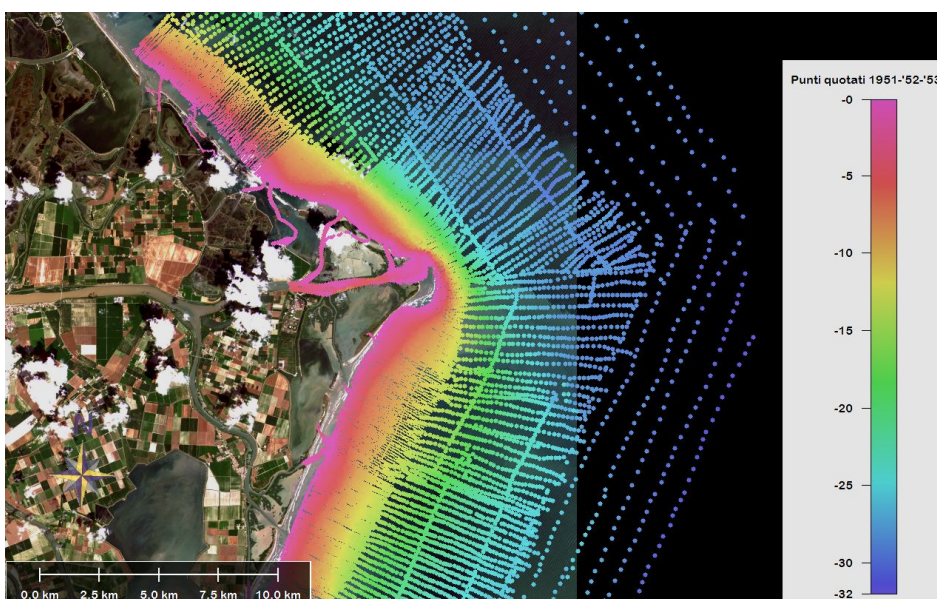


Figura 2.4: Rilievi batimetrici da ecoscandagliosi ngle-beam, eseguiti negli anni 1951, 1952 e 1953 dall'Istituto Idrografico della Marina (IIM).

Dall'insieme di questi dati, attraverso alcune funzionalità del software Global Mapper, siamo stati in grado di elaborare un modello digitale del prodelta della prima parte degli anni '50 del XX secolo. Il software computa una superficie 3d combinando poligoni dei quali il primo vertice è uno dei dati inseriti in input e gli altri vertici sono i punti adiacenti. Disponendo poi questi poligoni (di solito utilizza dei triangoli) nello spazio tridimensionale in base ai valori di quota assegnati ad ogni punto in input, si ottiene in output un modello digitale che può essere messo a confronto con le attuali batimetrie multibeam, benché la risoluzione del D.E.M. estratto sia più bassa di quella raggiunta con le moderne tecniche di rilievo batimetrico.

2.2 Acquisizione e processing di batimetrie multibeam

La tecnologia che consente di acquisire batimetrie con ecoscandaglio mono o multi-fascio si basa sull'invio e la ricezione di onde acustiche. Il Multibeam è in grado di inviare un fascio di molteplici impulsi acustici e di coprire così una finestra a ventaglio larga fino a un massimo di 160°. Il fascio nasce dai trasduttori dell'apparecchio e rimbalza in ogni direzione sull'interfaccia acqua-sedimento grazie ai fenomeni fisici di diffrazione e riflessione delle onde. Parte delle onde riflesse arriva al sistema di ricezione dello strumento e può quindi essere registrato dai ricevitori. La frequenza dell'impulso prodotto può variare fra 50 e 500 kHz ed è generato con periodicità fra 0,5 e 60 Hz. Le impostazioni della frequenza di emissione dell'impulso e della frequenza dell'impulso emesso, sono settate tenendo conto in primo luogo della profondità media del bacino su cui si lavora. La profondità influenza per motivi geometrici anche l'estensione in lunghezza di fondale coperta da un singolo fascio (in senso perpendicolare alla rotta seguita è chiamata "swath"; vedi figura 2.5).

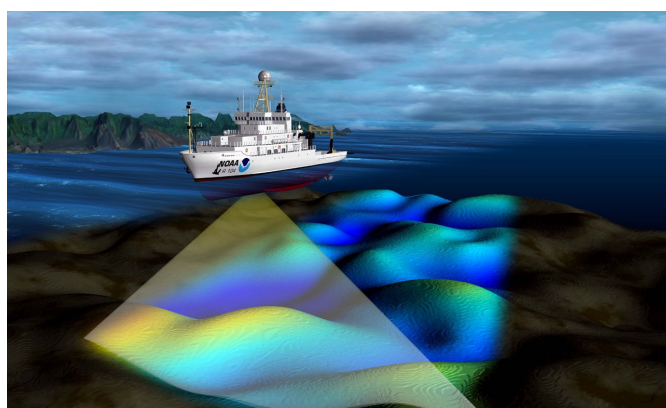
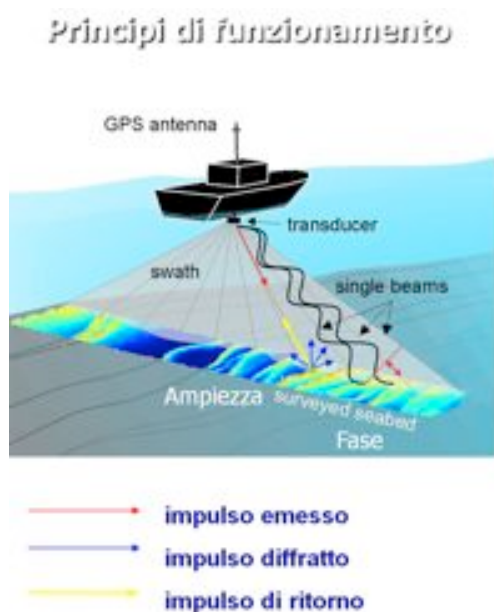


Figura 2.5: (sinistra) Schematizzazione del funzionamento della tecnologia multibeam con indicazione degli elementi principali del sistema. (destra) Illustrazione di una nave oceanografica durante un rilevamento dei fondali con tecnologia multibeam. Fonte: NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration, US Dept. of Commerce.

Dal tempo di andata dell'impulso e di ritorno della sua eco, conoscendo l'esatta velocità delle onde sonore nell'acqua, è calcolabile la profondità del fondale. La risoluzione con cui si registra il segnale di ritorno è mediamente di un dato per ogni grado del fascio. Gli strumenti più efficienti riescono a registrare fino a un dato ogni

0,2° di ogni fascio (ad esempio il modello 7125 è in grado di produrre 512 punti/swath). Con strumenti a così alto potenziale risolutivo, in acque basse, è possibile ottenere densità di centinaia di migliaia di punti/m². L'unione dei punti rilevati su ogni swath restituisce una "strisciata" batimetrica lungo la rotta seguita. I dati sono corretti in fase di acquisizione attraverso la misurazione ripetuta dei valori di conducibilità elettrica, temperatura e densità dell'acqua. Queste misurazioni si effettuano con sensori CTD (Conductivity Temperature Density) e rivestono un'importanza fondamentale perché, per registrare correttamente le batimetrie, lo strumento ha bisogno di conoscere la precisa velocità delle onde acustiche in acqua. I dati acquisiti sono altresì corretti tenendo conto della struttura della nave e della posizione variabile dello strumento rispetto ai valori registrati di rollio (oscillazione sull'asse trasversale alla rotta) e beccheggio (oscillazione sull'asse prua-poppa). Questi ultimi parametri, secondo le condizioni del mare, possono influire in modo rilevante sulla qualità e sull'affidabilità del prodotto finale. Il processing dei dati è dunque un passaggio svolto immediatamente dopo l'acquisizione ed imprescindibile nel contesto del campionamento di dati batimetrici ad alta risoluzione.

I dati multibeam utilizzati in questo studio sono stati campionati nel 2013, 2014 e 2016 (rispettivamente fig. 2.6, 2.7 e 2.8) a bordo di diversi natanti a pescaggio abbastanza ridotto da consentire la navigazione nelle acque basse dei canali. Il meteo durante le acquisizioni presentava condizioni stabilmente favorevoli. La copertura è stata effettuata in acque di profondità massima attorno ai 30 m per quanto riguarda l'area di prodelta ed a bassissima profondità per quanto riguarda i canali distributori (0,5-2 m). Le contenute profondità dell'indagine hanno consentito di utilizzare strumenti Kongsberg e Teledyne Reson (tab 2.1) in grado di ottenere una risoluzione spaziale del dato nell'ordine del centimetro. Per quanto riguarda lo studio del delta del Po, dati a così elevata risoluzione non erano mai stati campionati.

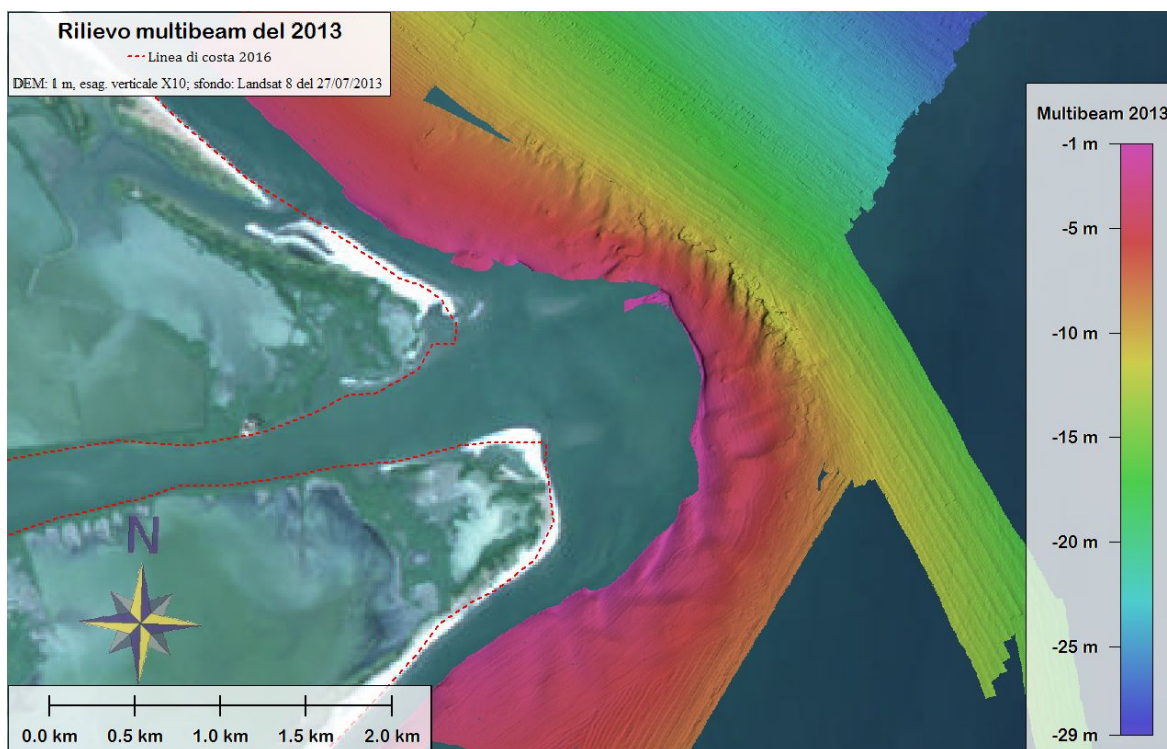


Figura 2.6: Rilievo multibeam eseguito nel mese di giugno 2013. Risoluzione 1 m. In rosso è tratteggiata la linea di costa del 2016. Sullo sfondo un'immagine satellitare a risoluzione geometrica 15m (Landsat 8 scattata il 27 luglio 2013). (fonte: USGS EarthExplorer)

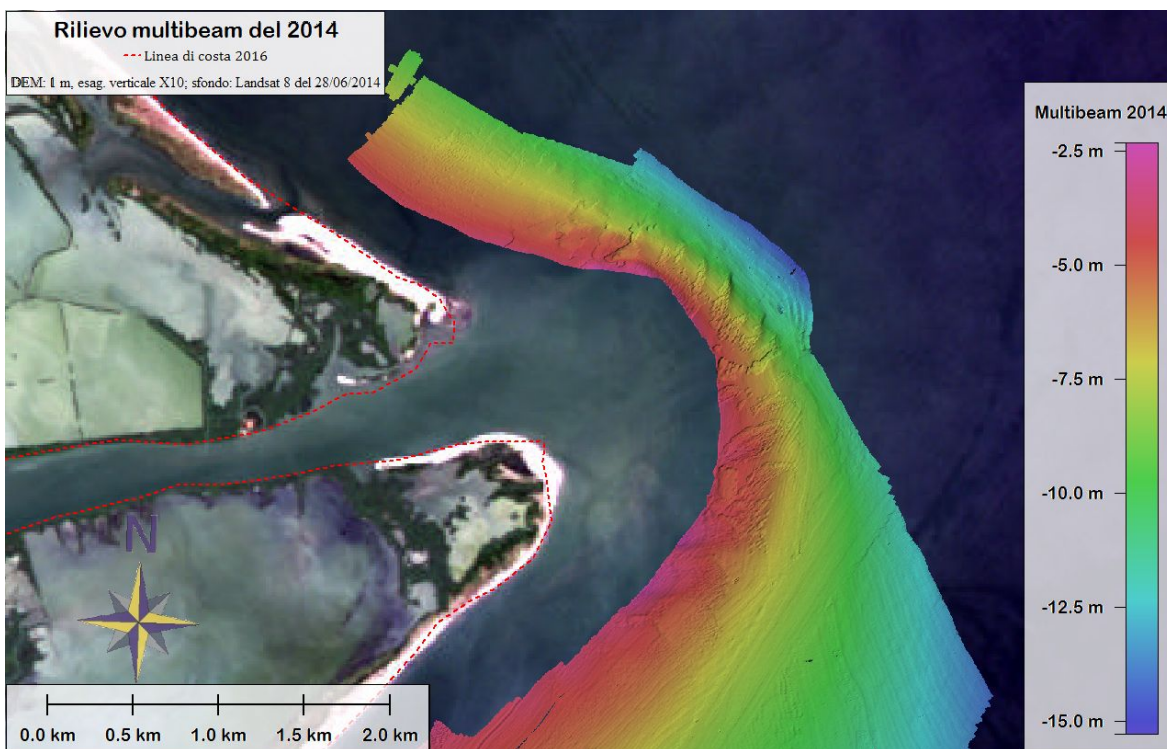


Figura 2.7: Rilievo multibeam eseguito nel mese di novembre 2014. Risoluzione 1 m. In rosso è tratteggiata la linea di costa del 2016. Sullo sfondo un'immagine satellitare a risoluzione geometrica 15m (Landsat 8 scattata il 28 giugno 2014). (fonte: USGS EarthExplorer)

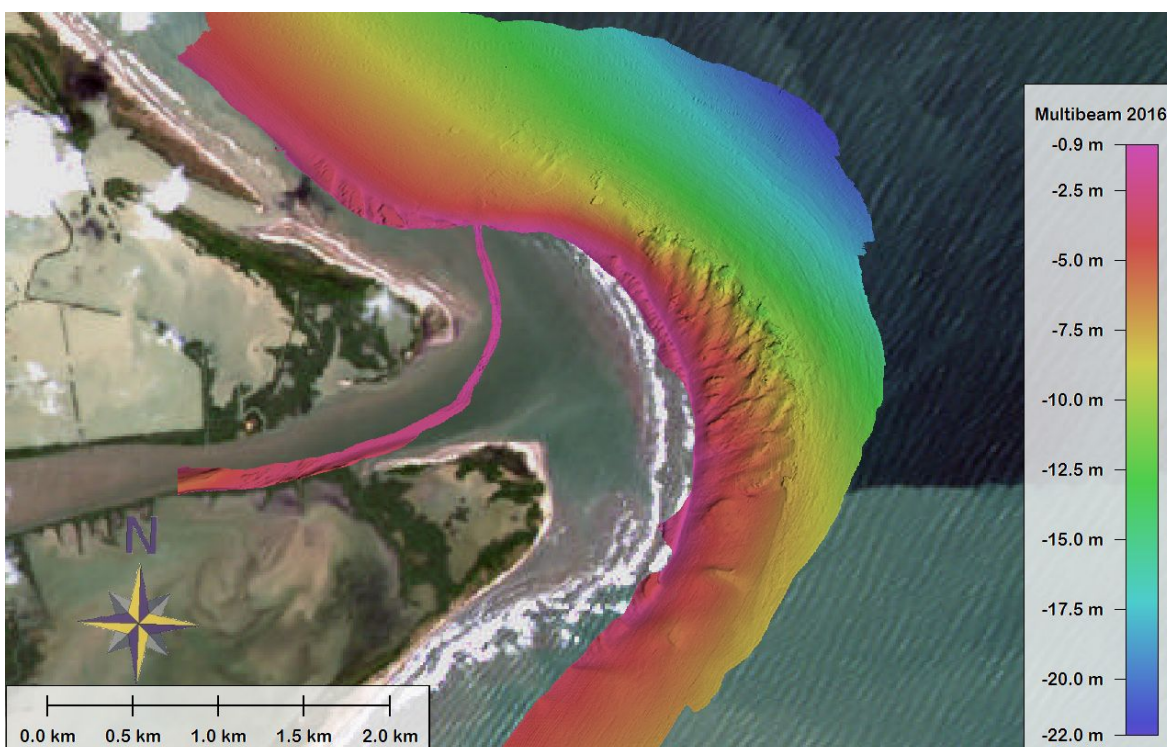


Figura 2.8: Rilievo multibeam eseguito nel mese di maggio 2016. Risoluzione 0,5 m. Sullo sfondo un'immagine satellitare a risoluzione geometrica 15m (Landsat 8 scattata il 17 giugno 2016). (fonte: USGS EarthExplorer)

Dato	Strumento	Natante	Anno	Profondità acquisite
Multibeam	Kongsberg EM2040	IIM - 1213MBf	2016	-1/-22 m
Multibeam	Kongsberg EM2040 Compact	Litus	2014	-2/-15 m
Multibeam	Teledyne Reson 7125 SV2	Laguna Project	2013	-1/-29 m
	Kongsberg EM2040 Compact	Litus		

Tabella 2.1: Datasets e strumenti utilizzati.

I dati acquisiti nelle campagne finanziate dal progetto RITMARE, sono stati processati presso il CNR-IGAG di Roma dal dott. Alessandro Bosman.

Attraverso il software cartografico Global Mapper è stata svolta una dettagliata analisi dei dati multibeam tramite l'osservazione in pianta, la creazione di profili batimetrici e la visualizzazione in 3D. Abbiamo quindi eseguito un'analisi multitemporale imponendo operazioni matematiche fra i dataset ed utilizzando modelli di change detection già esistenti.

2.3 Dati di backscatter

Dalla serie di dati multibeam 2013, 2014 e 2016 si sono estratti, utilizzando i valori di ampiezza del segnale ricevuto, i dati di backscatter (figura 2.9A).

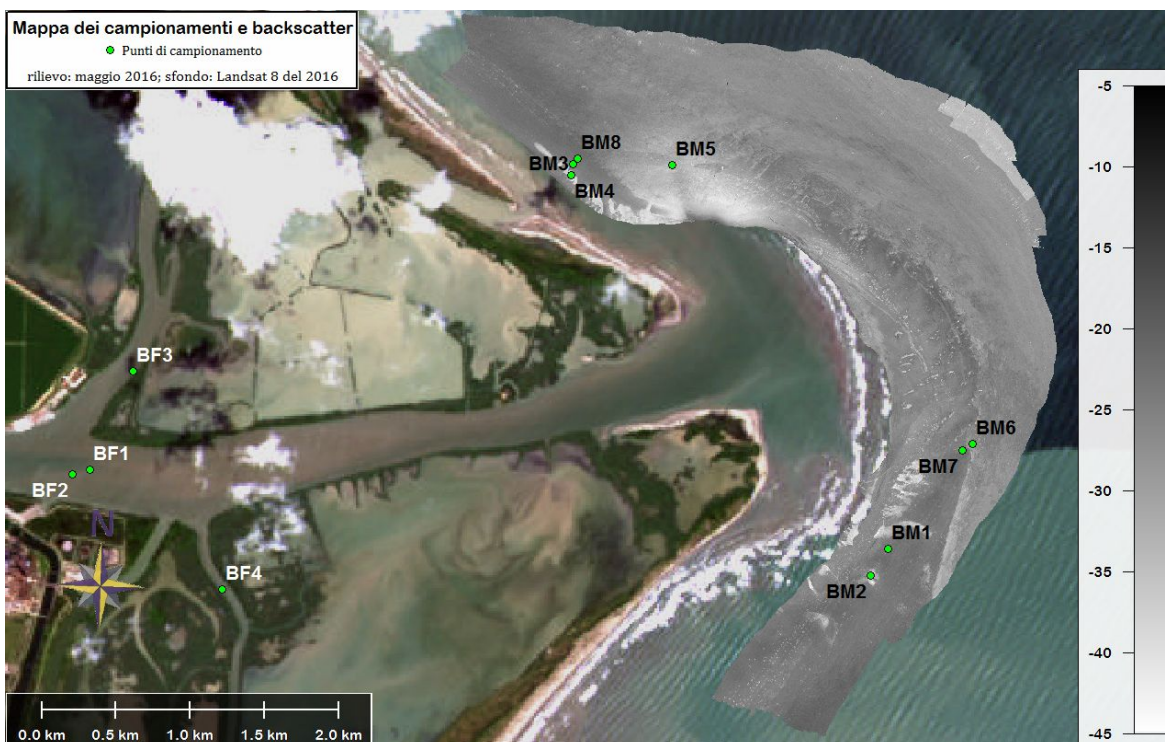


Figura 2.9A: Backscatter e mappa dei campionamenti eseguiti durante la campagna d'indagine 2016. Risoluzione 0,5 m. Il bianco mostra bassi valori di backscatter, con le tonalità più scure sono invece rappresentati gli intermedi e gli alti valori di backscatter. Per la corrispondenza sulla batimetria si veda fig. 2.9B.

Questo tipo di dato permette di avere informazioni aggiuntive sulla natura del substrato. I dati di backscatter (riflettività) sono database di punti georeferenziati con cui si rappresenta l'intensità della retrodiffusione media del segnale registrata. Il dato è sintetizzato graficamente come immagine, dove ad ogni pixel si associa una

sfumatura di grigio. La tonalità dipendente dalla distanza che il punto ha fra il valore massimo registrato (bianco) ed il minimo (nero). Negli strumenti più datati l'immagine è capovolta al negativo (bianco per il valore minimo e nero per il massimo) e questo è il caso dei dati utilizzati per questo studio. I valori di intensità del backscatter sono correlati principalmente alle strutture superficiali ed alla granulometria del sedimento nel punto del fondale da cui il segnale è riflesso (alto backscatter equivale a sedimenti grossolani o substrato compatto; basso backscatter a sedimento fine o fondali morbidi). Per questa ragione tali dati sono utilizzati per avere informazioni sulla granulometria media dei fondali e sono preziosi nello studio della dispersione dei sedimenti.

2.4 Campionamenti

Al principale scopo di tarare i dati di backscatter con dati osservati direttamente è stato necessario eseguire dei campionamenti diretti del fondale. Abbiamo dunque campionato in diverse zone, sia all'interno dei canali distributori sia in prodelta (mappa dei campionamenti in fig. 2.9A e B e tab. 2.2). I campionamenti sono stati eseguiti (nell'ambito delle attività svolte dal candidato per questa tesi) nel maggio 2016, contemporaneamente alle acquisizioni di dati batimetrici multibeam e backscatter, utilizzando una benna di Van Veen del volume di 15L.

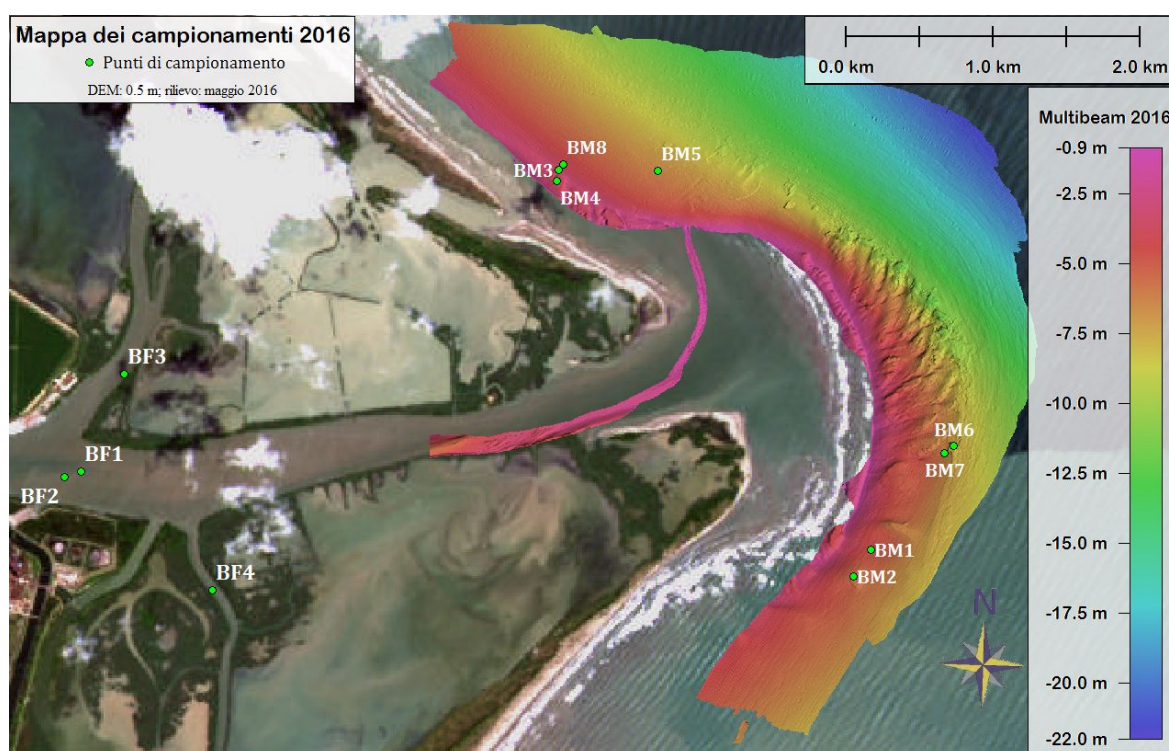


Figura 2.9B: Mappa dei campionamenti eseguiti e rilievo batimetrico acquisito durante la campagna d'indagine 2016; risoluzione 0,5 m, esagerazione verticale X10. Per la corrispondenza sul backscatter si veda fig. 2.9A.

La benna Van Veen (fig. 2.10) è uno strumento che serve a prelevare campioni disturbati fino a profondità di poche decine di centimetri dall'interfaccia acqua - sedimento. Ne esistono di molte dimensioni ma si basano tutti su un principio meccanico di leve per il quale un meccanismo, settato dall'operatore in superficie, scatta al contatto con l'interfaccia permettendo alla benna di chiudersi e campionare il sedimento. Una volta in superficie la benna può essere ispezionata senza aprirla,

attraverso uno sportello apposito nella parte superiore. Ciò rende lo strumento adatto per eseguire micro-carotaggi centimetrici utili per studiare le proprietà dell'interfaccia. La benna può essere poi aperta del tutto per osservarne il contenuto e selezionare campioni (ormai completamente destrutturati) per successive analisi di laboratorio.

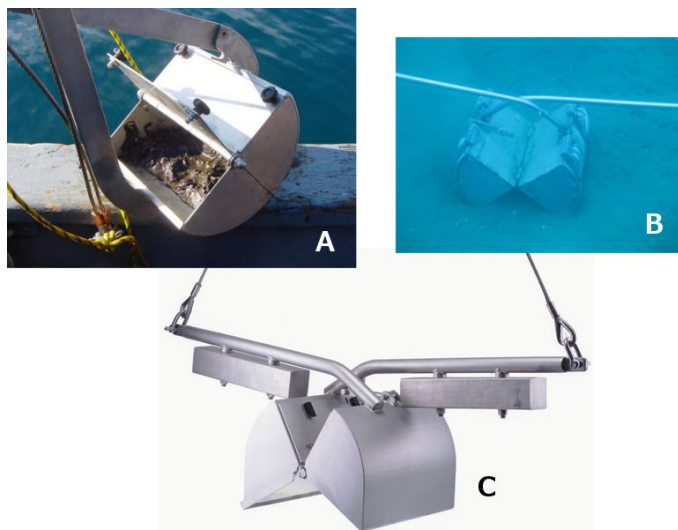


Figura 2.10: **(A)** Benna Van Veen chiusa dopo il prelievo del campione. Lo sportello superiore permette di avere accesso al materiale che, come si vede è piuttosto disturbato. **(B)** Benna Van Veen in azione sul fondale fotografata nel momento dello scatto del meccanismo di leve. Recuperandola a bordo, si chiuderà a morsa prelevando il sedimento. **(C)** Benna Van Veen aperta e pronta al campionamento.

I campioni sono stati spediti a Venezia presso la sezione ISMAR del CNR ed analizzati dal punto di vista granulometrico, nell'ambito di un dottorato di ricerca, dal Dott. Stefano Fogarin. Le analisi granulometriche sono state eseguite presso i laboratori del CNR, con un granulometro Malvern MasterSizer 3000. Per tutte le analisi è stato seguito il procedimento:

1. due cicli di lavaggio del campione in acqua distillata (rimozione del sale);
2. essiccazione in stufa a 60°C;
3. frantumazione del campione (dopo aver rimosso i frammenti conchigliari);
4. quartazione (se il campione è abbondante);
5. setacciatura a 1 mm;
6. analisi della frazione <1 mm;
7. calcolo dei parametri granulometrici.

In tabella 2.2 sono elencati i campioni prelevati e le profondità corrispondenti.

Campione	Ambiente	Profondità (m)
BF1	Canale distributore	3.8
BF2_sabbia	Canale distributore	3.4
BF2_pelite	Canale distributore	3.4
BF3	Canale distributore	2.7
BF4	Canale distributore	6.7
BM1	Prodelta	4.7
BM2	Prodelta	5.8
BM3	Prodelta	3.3
BM4	Prodelta	3.7
BM5	Prodelta	6.4
BM6	Prodelta	7.8
BM7	Prodelta	6.4
BM8	Prodelta	3.9

Tabella 2.2: Campioni prelevati durante la campagna d'indagine 2016.

Capitolo 3

Analisi dei dati

In questo capitolo verranno descritti i principali risultati ottenuti riguardo le variazioni morfologiche del delta che emergono dai dati storici dell'IIM, l'analisi geomorfologica eseguita sul dataset multibeam 2016 e le variazioni a breve termine emerse dall'analisi dei residui batimetrici. Verranno poi presentati i risultati ottenuti dall'analisi dei dati di backscatter combinata alla sua validazione attraverso i campionamenti eseguiti durante la campagna d'indagine 2016.

3.1 Variazioni morfologiche del delta nel lungo e medio termine

Lungo termine (scala delle centinaia di anni)

Nel lungo termine sono state osservate notevoli variazioni della linea di costa in corrispondenza del delta della Pila, confermando quanto già riportato in letteratura (par. 1.4 e fig. 3.1). Dal 1894, il delta del Po della Pila ha mantenuto un generale trend progradazionale. Sulla base delle cartografie digitali fornite dall'IIM, la vettorializzazione delle linee di costa e delle isobate dei -5 e -10 m delle carte del 1894, 1932 e 1955 (quando presente è riportata anche l'isobata -2 m) ha evidenziato delle impressionanti variazioni morfologiche. In fig. 3.1A è possibile osservare come la linea di costa, in corrispondenza della bocca del Po della Pila, si trovi oggi in posizione spostata di circa 4.7 km verso E rispetto a quella del 1887.

La progradazione non è avvenuta in modo costante ma ha seguito diverse fasi, dai dati a disposizione è possibile ricostruirne almeno tre diverse. La linea di costa del 1887 è avanzata fino al 1932 con tassi simili a quelli del delta sommerso (fig. 3.1B); dal '32 al '55 il delta sommerso ha continuato a progradare e la crescita del lobo si è concentrata al fronte della bocca di foce (fig. 3.1C), mentre la linea di costa mostra avanzamenti minori. In questo intervallo, inoltre, si osserva una generale regolarizzazione della linea di costa del delta, con la scomparsa di diverse barriere litorali, spit e insenature costiere. Dal 1955 al 2016, la linea di costa mostra un avanzamento più limitato. Benchè, come indicato al par. 1.4, gli andamenti siano variabili a scale temporali più fitte (Bondesan e Simeoni, 1983), la posizione delle isobate dei -2, -5 e -10 m non sembra registrare avanzamenti importanti nel delta sommerso (fig. 3.1D). In questo intervallo batimetrico si assiste piuttosto ad un leggero spostamento del lobo deltizio verso N, evidenziato dall'andamento delle isobate.

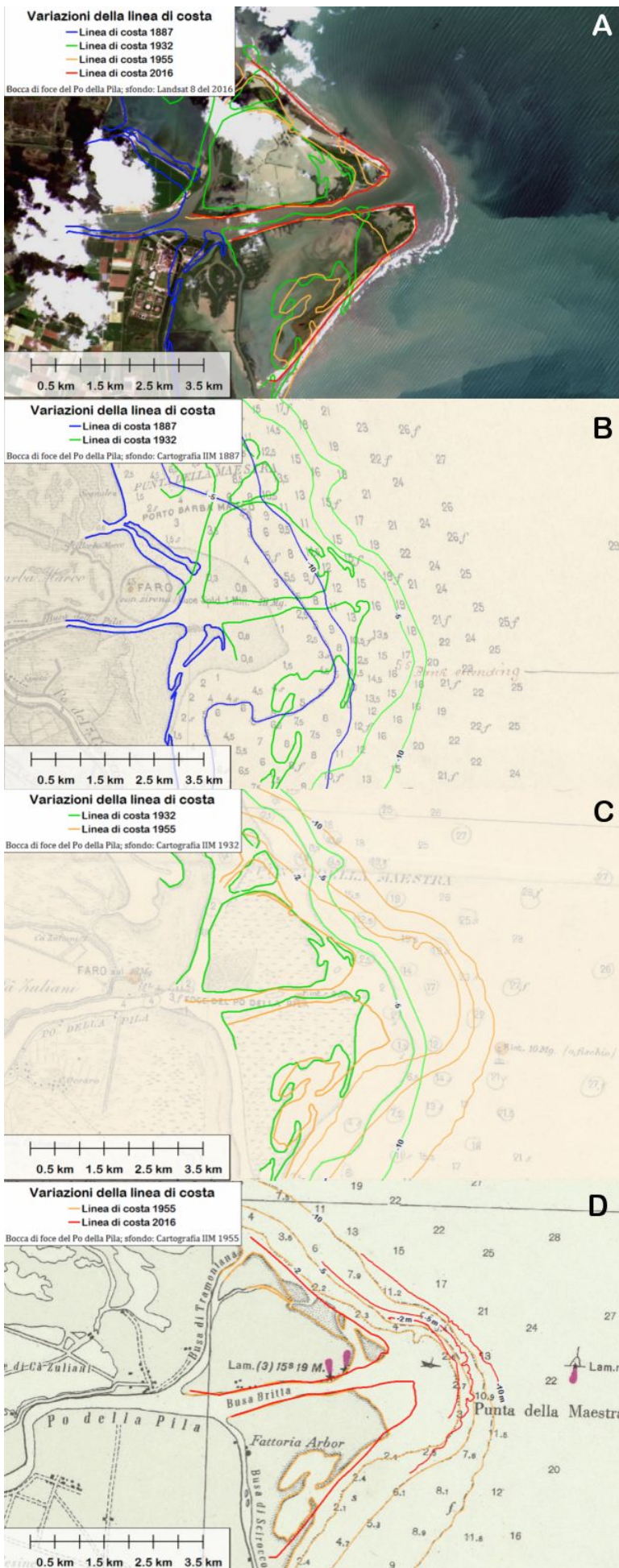


Figura 3.1:

A: Variazioni della linea di costa anni: 1887 (blu), 1932 (verde), 1955 (arancio) e 2016 (rosso).

B: Variazioni della linea di costa e del delta sommerso dal 1887 al 1932.

C: Variazioni della linea di costa e del delta sommerso (isobate -5 e -10 m) dal 1932 al 1955. Si noti l'avanzamento delle isobate al fronte della bocca della Pila.

D: Variazioni della linea di costa e del delta sommerso (isobate -2, -5 e -10 m) dal 1955 al 2016.

Medio termine (decine di anni)

Come descritto nel par. 2.1, a partire dai dati batimetrici sorgente (da ecoscandaglio single-beam) forniti dall'IIM è stato creato un DEM, con 20 m di risoluzione, che rappresenta la batimetria della foce del Po di Pila negli anni 1951-53 (fig. 3.2A).

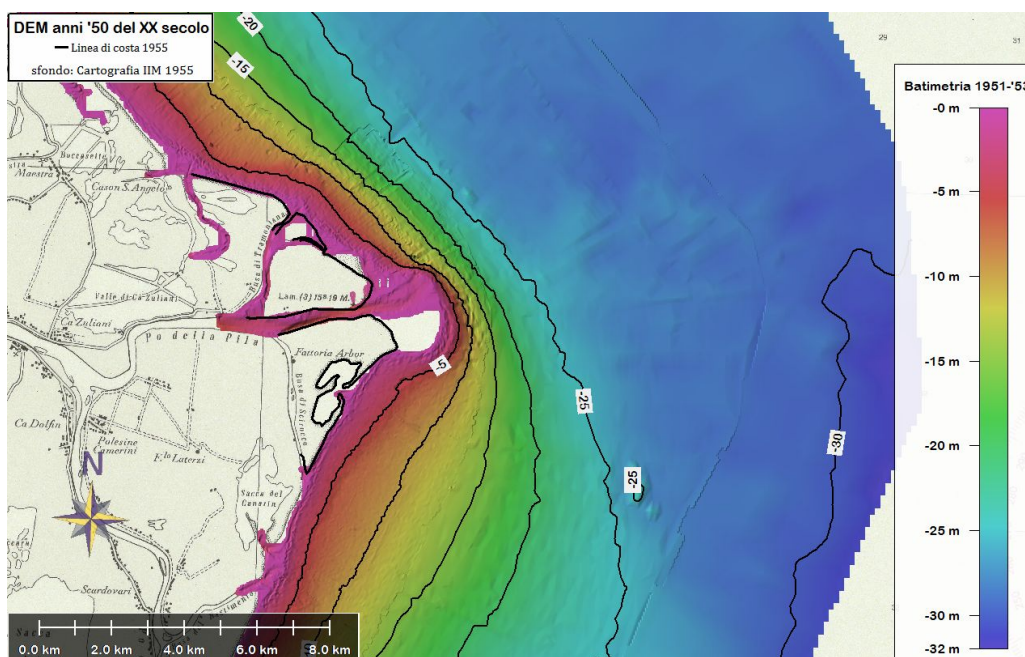


Figura 3.2A: Ricostruzione del modello digitale di elevazione dei fondali marini antistanti la foce del Po della Pila negli anni '50 del XX secolo, ottenuto da dati di ecoscandaglio single-beam acquisiti negli anni 1951, 1952 e 1953 dall'IIM.

Questo DEM (Digital Elevation Model) è stato confrontato con quello relativo ai rilievi degli anni 2013-2016, sotto-campionato a 20 m di risoluzione per permetterne la comparazione (fig. 3.2B).

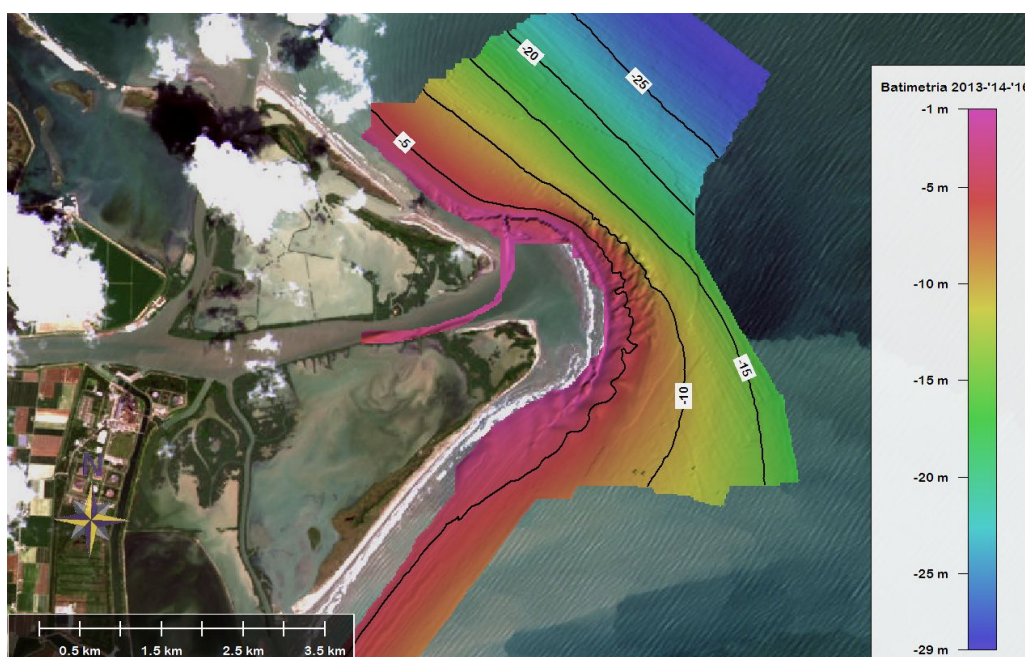


Figura 3.2B: Modello digitale di elevazione dei fondali antistanti la foce del Po di Pila ottenuto per merging dei rilievi multibeam degli anni 2013, 2014 e 2016. Il DEM è stato sotto-campionato a 20 m per confrontarlo con quello di figura 3.2A.

I residui batimetrici fra questi due DEM mostrano le variazioni di profondità su larga scala avvenute negli ultimi 60 anni (fig. 3.3). La comparazione tra i due datasets evidenzia un generale spostamento del depocentro di fronte alla bocca della Pila e in un'ampia fascia di fondale orientata NO-SE, al fronte dell'attuale bocca della Pila.

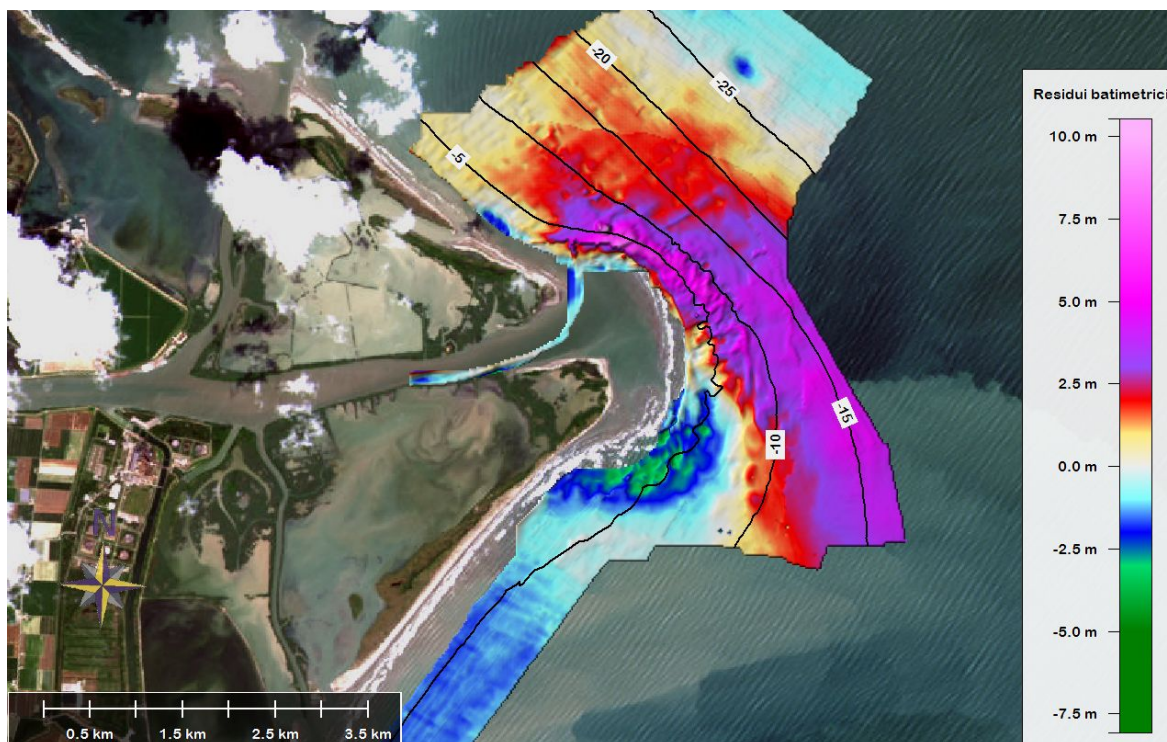


Figura 3.3: Carta dei residui batimetrici fra i DEM del 1950 e 2016 (figure 3.2A e B).

Qui i dati mostrano variazioni batimetriche importanti, con residui positivi da 1 m nelle aree più nord-occidentali del dataset, fino a 8 m al fronte della bocca attuale della Pila. Nell'area a S della foce si registrano invece effetti di erosione con residui negativi fino a 4.5 m. Guardando più in dettaglio l'area di foce (fig. 3.4), la cartografia del 1955 indica che la bocca della Pila si trovava in posizione più arretrata rispetto alla linea di costa attuale, mentre il tratto finale del Po della Pila era orientato circa 30°N ed arrivava a incidere fino al punto dove oggi è situata la barra esterna (fig. 3.2b e 3.4). L'attuale direzione del tratto finale del canale è invece di circa 330°N . La comparazione morfologica dei dati 1950-2016 ed i residui batimetrici, indicherebbero quindi una migrazione del sistema deposizionale verso i quadranti settentrionali e orientali/sud-orientali.

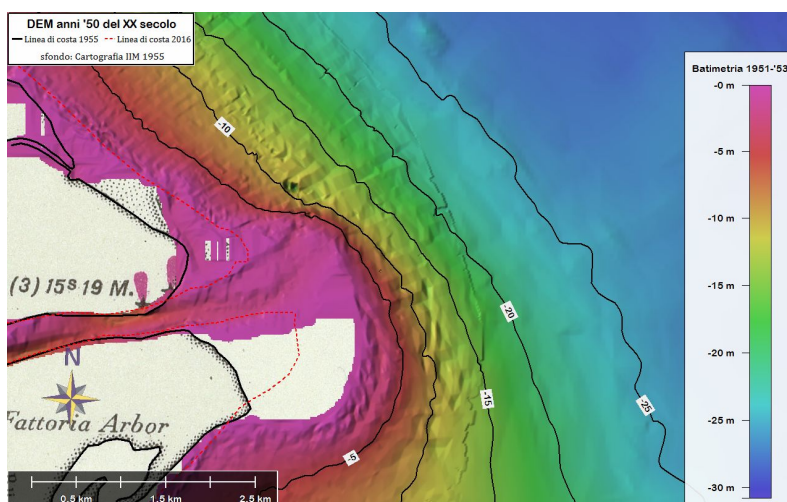


Figura 3.4: Particolare della bocca del Po della Pila nel DEM degli anni 1951-53. Il canale nel suo ultimo tratto deviava in direzione 30°N . E' indicata la linea di costa del 2016 (tratteggio rosso). Il punto di immissione dei sedimenti si è spostato verso nord (direzione 330°N).

3.2 Assetto morfologico del delta sommerso (dal DEM 2016)

I sotto-ambienti fondamentali del delta sommerso, fronte deltizia e prodelta, sono indicati in figura 3.5 sul dataset 2016 che mostra, al fronte della bocca del Po della Pila, la parte più esterna della fronte deltizia (barra di foce) e la scarpata di prodelta. La barra di foce si sviluppa attorno a tutta l'area di foce, e la sua parte più superficiale si riconosce sull'immagine satellitare per la frangenza delle onde e per la differenza di tono della superficie del mare (data dalla diversa profondità del fondale). Inoltre si può osservare che il tratto finale del canale della Pila curva verso N proprio in corrispondenza della barra. Sul versante esterno della barra di foce è presente una barra sommersa più piccola, per la quale è stata mappata la posizione sia della cresta sia del piede (fig. 3.5) e che si trova al limite occidentale dell'area rilevata durante la campagna d'indagine del maggio 2016. Essa è separata dalla barra di foce attraverso una depressione.

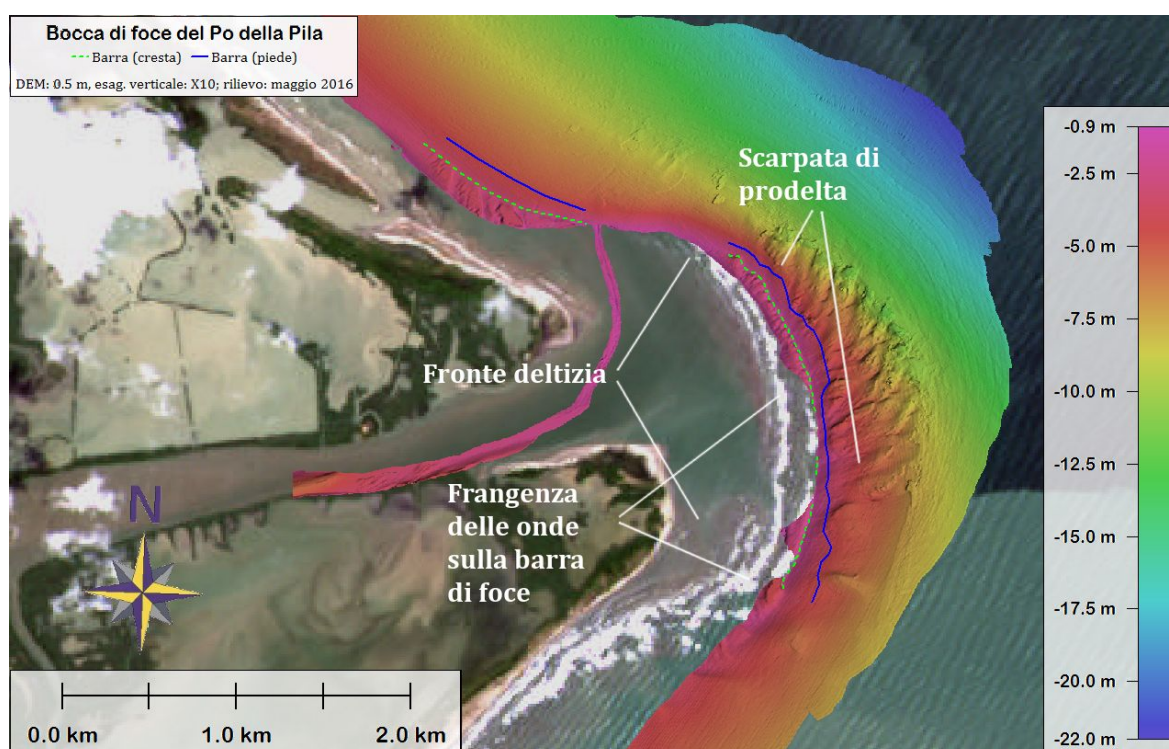


Figura 3.5: Dataset della batimetria multibeam del 2016, con indicazione dei sotto-ambienti di fronte deltizia e prodelta. Sono stati mappati la cresta ed il piede della barra sommersa più piccola. La parte più esterna (e più superficiale) della barra di foce è evidenziata dalla presenza di linee di frangenza delle onde e da cambi di tonalità della superficie del mare sull'immagine satellitare di sfondo (Landsat 8 del 17/6/2016, colori naturali, risoluzione geometrica 15 m).

Ad ampia scala, si può notare dal DEM come l'intensità dei processi morfogenetici sia maggiormente concentrata al fronte della bocca della Pila, nella scarpata di prodelta, dove la topografia dei fondali è molto variabile. Alcuni di questi processi agiscono localmente, determinando morfologie meno evidenti a Nord e a Sud della bocca e molto più marcate al fronte della stessa. Qui si osservano morfologie deposizionali che si alternano a depressioni allungate a sviluppo circa radiale rispetto alla scarpata di prodelta. Il prodelta distale, cioè oltre il piede della scarpata, è il sotto-ambiente in cui si depositano la maggior parte delle granulometrie fini che non vengono prese in carico dalle correnti marine e redistribuite nel bacino Adriatico. Il fondale assume qui una morfologia più regolare e meno acclive.

L'area di studio (7 Km², nel dataset 2016) è stata suddivisa in tre settori sulla base di diverse caratteristiche morfologiche (fig. 3.6):

- Settore settentrionale
- Settore orientale
- Settore meridionale

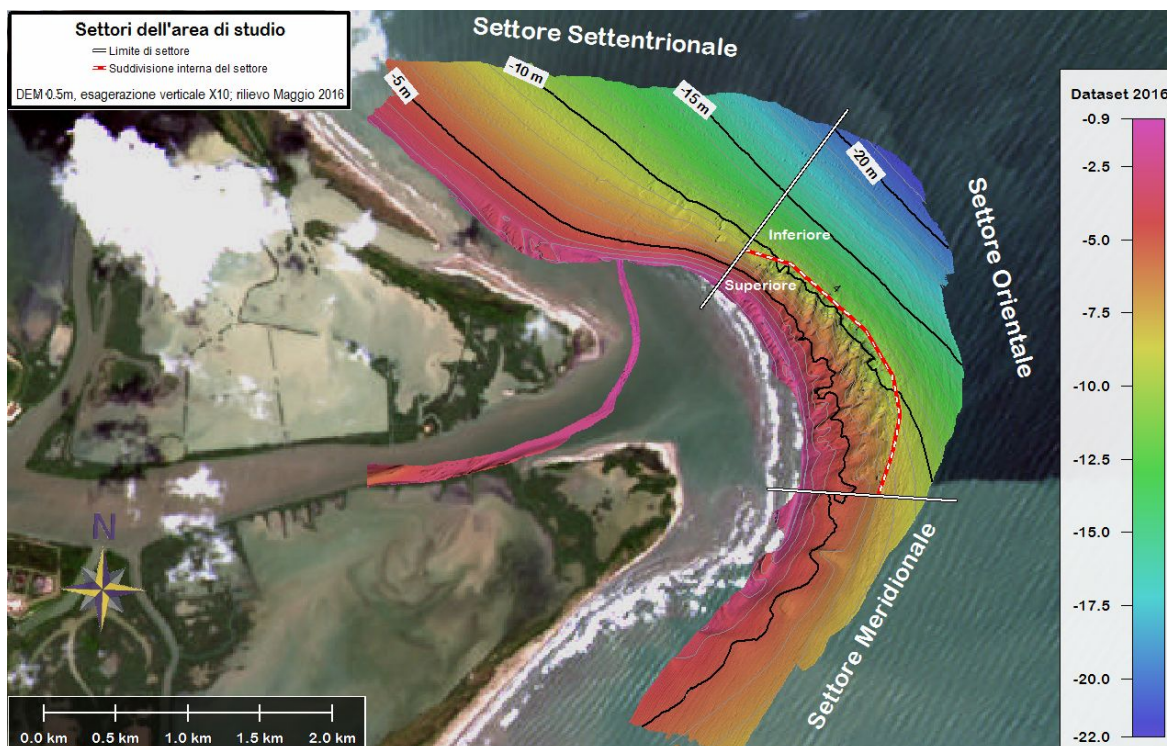


Figura 3.6: Suddivisione dell'area di studio in settori. Immagine sullo sfondo: Landsat 8 del 17 Giugno 2016.

3.2.1 Settore settentrionale

Il settore settentrionale (fig. 3.7) presenta fondali morfologicamente subpianeggianti (fig. 3.8), con pendenze medie di 0.4° (profilo batimetrico a-a' in fig. 3.9). La figura 3.8 mostra i principali lineamenti morfologici individuati nel settore.

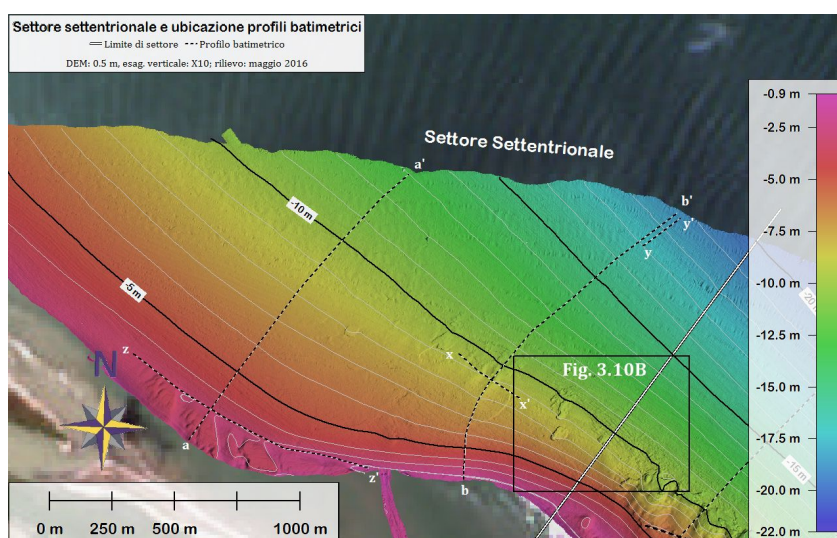


Figura 3.7: Dettaglio del settore settentrionale con indicazione della traccia dei profili batimetrici delle figure 3.9, 3.10B, 3.10D, 3.11A e 3.11B.

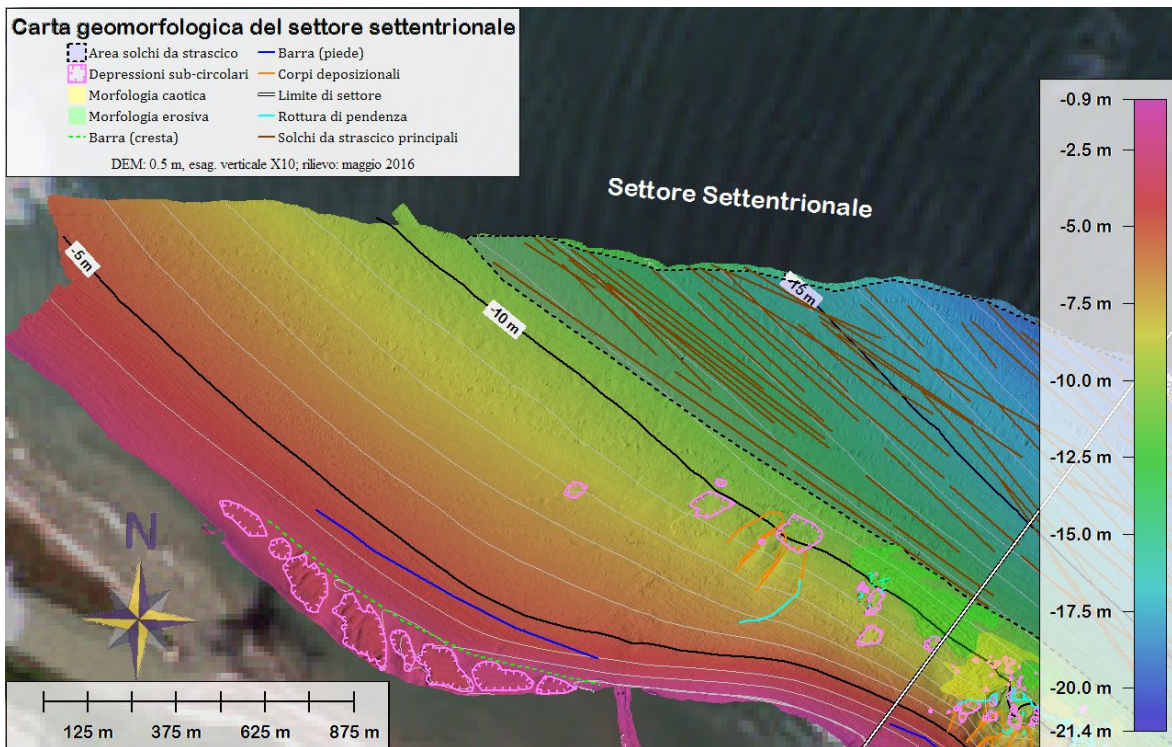


Figura 3.8: Modello digitale del fondale del settore settentrionale del delta sommerso della Pila, con l'ubicazione dei principali lineamenti morfologici individuati.

Lungo costa è presente un'estesa barra sommersa (fig. 3.9 e 3.10A) che si segue parallelamente alla costa sino alla bocca di foce. La sezione batimetrica z-z' parallela alla costa (fig. 3.10C) mostra una serie di creste alternate a cavi, prodotti da ampie depressioni di forma sub-circolare adiacenti le une alle altre e separate da barre minori trasversali alla barra sommersa. Ciò indicherebbe che la barra parallela a costa è migrata al di sopra delle depressioni (fig. 3.10A e 3.10C).

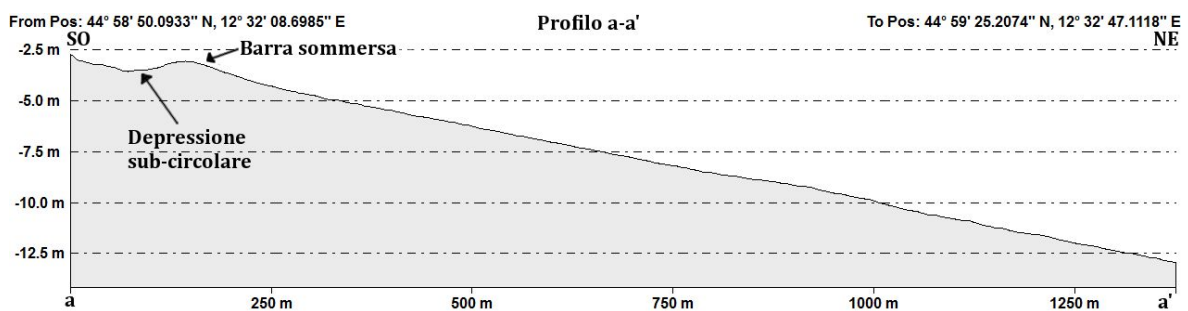


Figura 3.9: Profilo batimetrico con l'ubicazione delle barra sommersa e le depressioni più prossime a costa . Per l'ubicazione si veda figura 3.7.

La parte sud orientale del settore analizzato presenta alcune morfologie depresse sub-circolari anche più a largo della barra, collocate nell'intervallo batimetrico tra 8 e 10 m di profondità (fig. 3.10B). Alcune di queste depressioni sono allungate lungo pendio nell'intervallo 10-12 m e risultano parzialmente obliterate probabilmente poiché ubicate in corrispondenza dello sbocco del canale della Pila, ove avviene il maggior output sedimentario e dove l'azione delle correnti agisce rimodellando i fondali. A maggiori profondità si riconoscono altre depressioni allungate parallelamente alle isobate (fig. 3.10B).

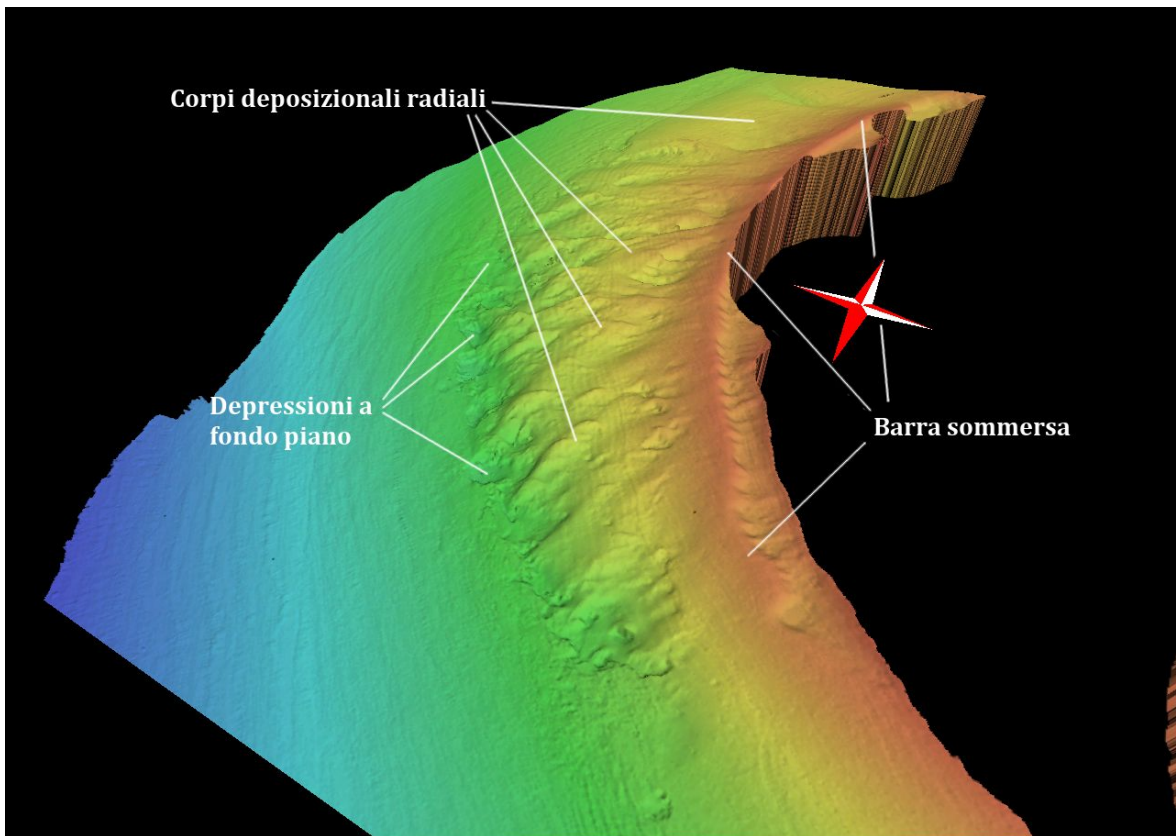


Figura 3.10A: Rappresentazione dell'area antistante la foce del Po della Pila con i principali lineamenti morfologici osservati (esagerazione verticale X15).

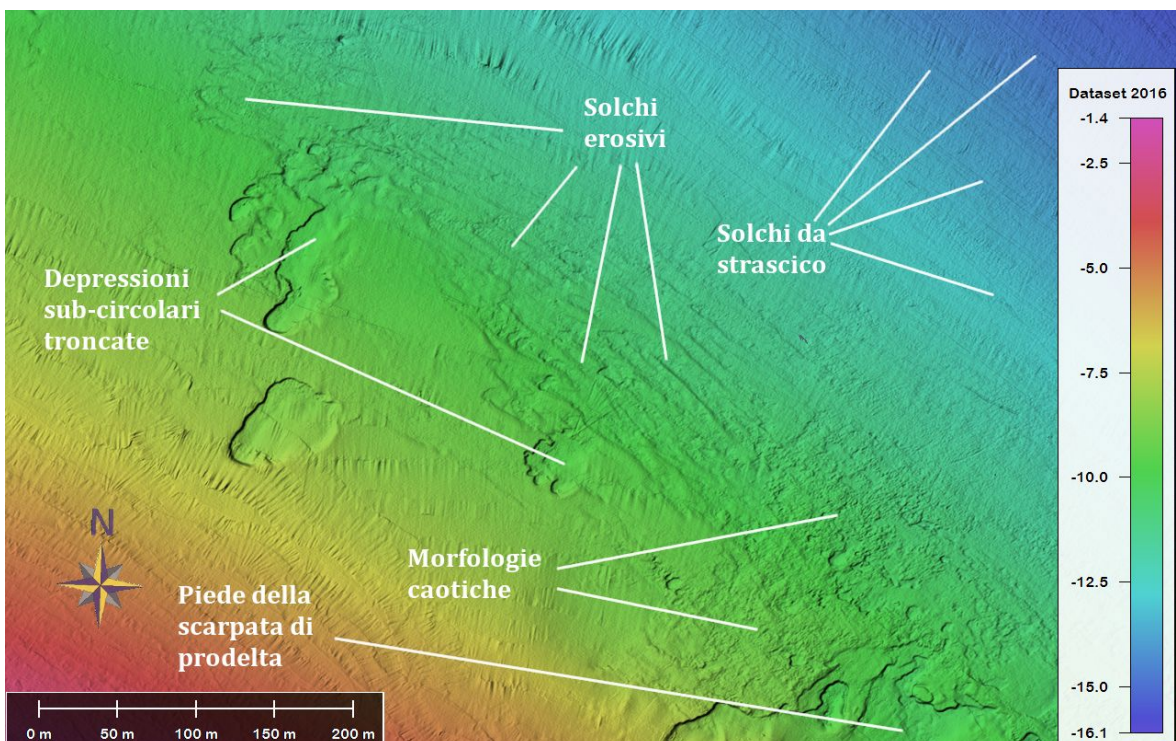


Figura 3.10B: Depressioni di forma sub circolare troncate a fondo mare in corrispondenza di un'area interessata da solchi erosivi ed altre caratteristiche morfologiche dei fondali. Per l'ubicazione in si veda figura 3.7.

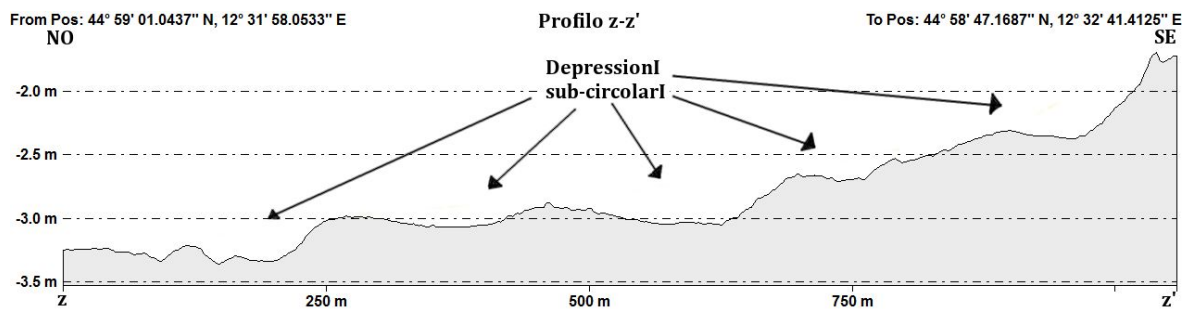


Figura 3.10C: Profilo z-z' con indicazione delle principali morfologie attraversate. Per l'ubicazione si veda figura 3.7.

Queste evolvono in morfologie caotiche, caratterizzate da limitata espressione morfologica che tuttavia gli conferisce un pattern articolato e disomogeneo. L'area a morfologie caotiche contiene al suo interno anche alcune strutture trattive che si ripetono con lunghezze d'onda di circa 5 m e rilievo di 8-10 cm ed altre con rilievo fra 1 e 3 cm e lunghezza d'onda da 2 a 3 m. Lungo il pendio, tra circa 8 e 10 m di profondità sono presenti alcune morfologie rilevate (corpi deposizionali in fig. 3.8) allineati in modo circa radiale rispetto alla foce e con forma debolmente asimmetrica verso SE. Sono visibili nel profilo x-x' in figura 3.10D, che li taglia trasversalmente.

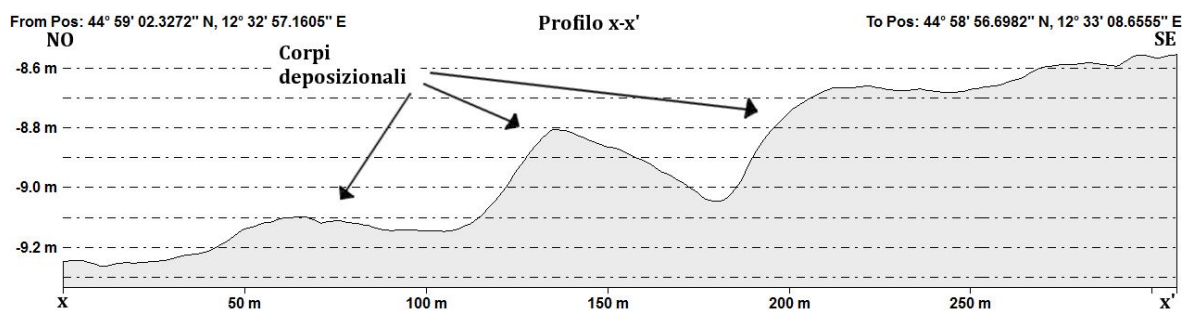


Figura 3.10D: Profilo x-x' con indicazione delle principali morfologie attraversate. Per l'ubicazione si veda figura 3.7.

Al limite del settore orientale è presente il fianco settentrionale della barra di foce. Si estende fino a una profondità massima fra i -6 ed i -7 m. Presenta una superficie regolare, interrotta raramente da gradini morfologici di scarsa entità (profilo b-b', fig. 3.11A). Sotto i 12 m di profondità sono state osservate numerose incisioni lunghe da centinaia di metri fin oltre 1 km e profonde da 3 a 10 cm. Spesso sono tra loro sovrapposte a formare un fitto reticolato ma generalmente si dispongono parallele alle isobate. La direzione prevalente è NO-SE. La sezione y-y' (fig. 3.11B) evidenzia bene la profondità delle tracce e le profondità a cui sono ubicate.

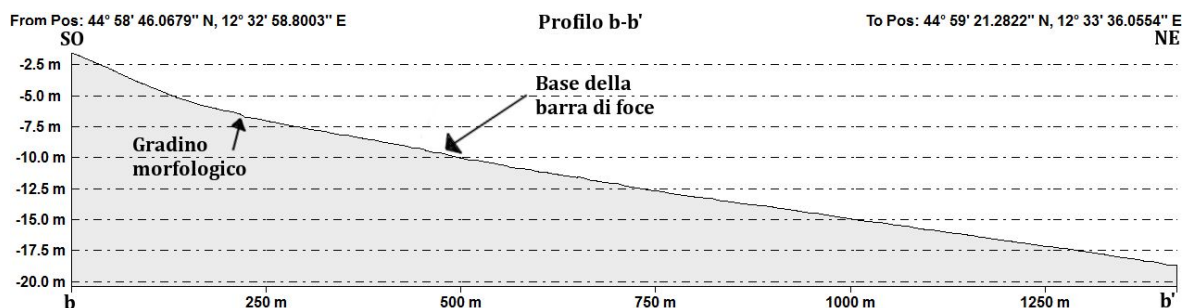


Figura 3.11A: Profilo b-b' con indicazione delle principali morfologie attraversate. Il fondale si approfondisce in modo graduale ed omogeneo con un'inclinazione di circa 0.5°. Per l'ubicazione si veda figura 3.7.

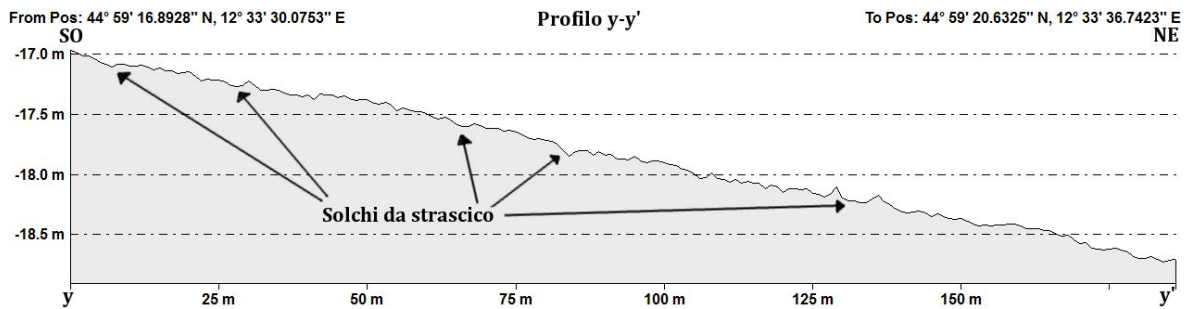


Figura 3.11B: Profilo y-y' con indicazione delle principali morfologie attraversate. Questo profilo rappresenta un ingrandimento del tratto finale del profilo b-b' (fig. 3.11A). Sono visibili vari solchi di origine antropica dovuti alla pesca a strascico. Solo i più marcati sono indicati dalle frecce, tra di questi sono presenti numerosi altri solchi di minore entità. Per l'ubicazione si veda figura 3.7.

3.2.2 Settore orientale

Il settore orientale (fig. 3.12) si caratterizza per l'elevata articolazione dei fondali. Per la sua complessità morfologica è stato suddiviso in due parti distinte (fig. 3.6).

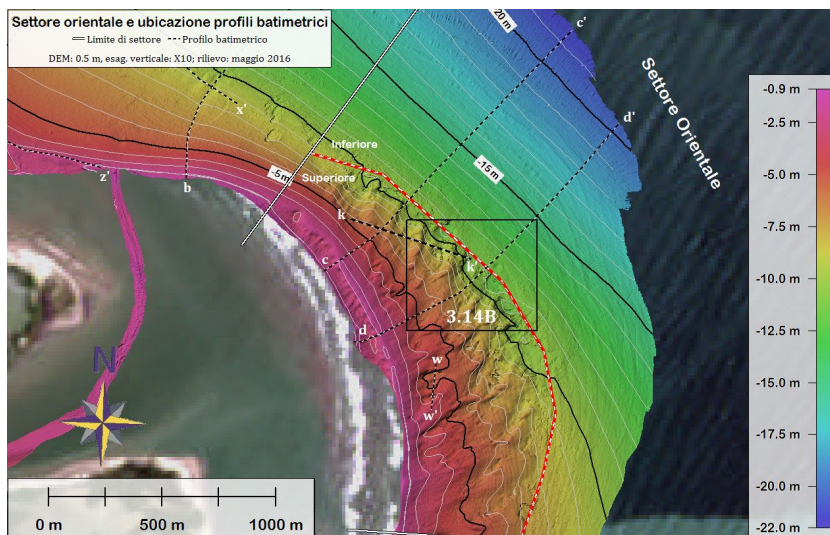


Figura 3.12: Assetto morfologico del settore orientale con l'ubicazione delle tracce in pianta dei profili batimetrici in figure 3.13A, 3.13B, 3.15 e 3.16 e della figura 3.14B.

La porzione superiore della scarpata si caratterizza per i suoi fondali a topografia molto articolata. L'elemento morfologico più evidente sottocosta è la barra sommersa già introdotta per il settore settentrionale e che risulta in continuità morfologica parallelamente all'isobata dei -2 m; a questa profondità è mediamente posizionata la cresta della barra, mentre il piede mostra un andamento più irregolare poichè risente delle articolate morfologie nella fascia sottostante. La traccia in pianta del piede della barra è condizionata dalla presenza di corpi deposizionali a sviluppo radiale rispetto alla bocca della Pila e, soprattutto, da abbassamenti centrati su morfologie depresse a perimetro sub-circolare simili a quelle del settore settentrionale.

Anche più in profondità, sulla scarpata, si osservano morfologie rilevate ad andamento radiale (corpi deposizionali in figura 3.13A e 3.14A). Le loro creste sono allineate in direzione da NNE-SSO a NE-SO, hanno un rilievo molto variabile, nell'intervallo 0,3-1,3 m, una lunghezza d'onda tra 100 e 150 m e si alternano a depressioni profonde da qualche decimetro fin oltre 1 m (fig. 3.13A) con un'ampia variabilità di forme in pianta.

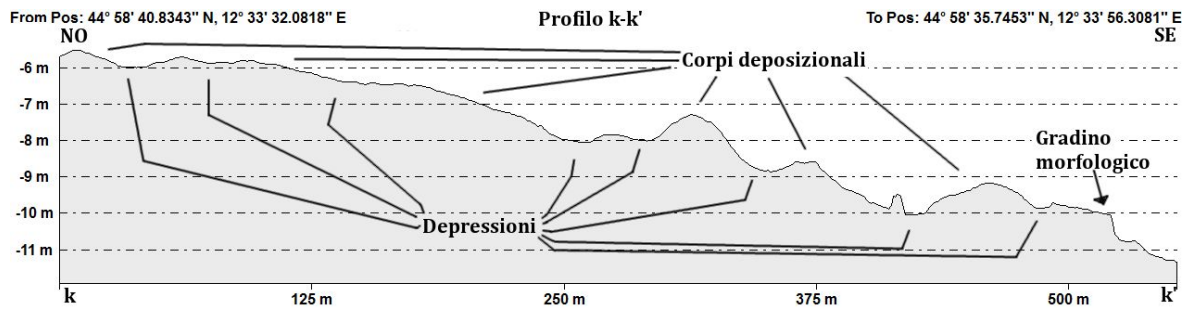


Figura 3.13A: Profilo k-k' con indicazione delle principali morfologie attraversate. Numerose depressioni separano i corpi deposizionali radiali sulla scarpata di prodelta. Il gradino morfologico è quello che si osserva alla base della scarpata di prodelta. Per l'ubicazione si veda figura 3.12.

La zona è caratterizzata dalla più alta densità di forme depresse di tutta l'area di studio. Le depressioni più piccole in diametro (5-30 m) hanno perimetro praticamente circolare con profilo simmetrico e concavo. La sezione perpendicolare alle isobate di alcune di queste depressioni, mostra che il loro margine più profondo è molto meno pronunciato di quello meno profondo, quando non allo stesso livello del fondo depressione (sub-orizzontale). Le depressioni più grandi (45-90m) sono molto più irregolari nella loro forma in pianta e spesso presentano un fondo piano e orizzontale (fig. 3.13B e 3.14A).

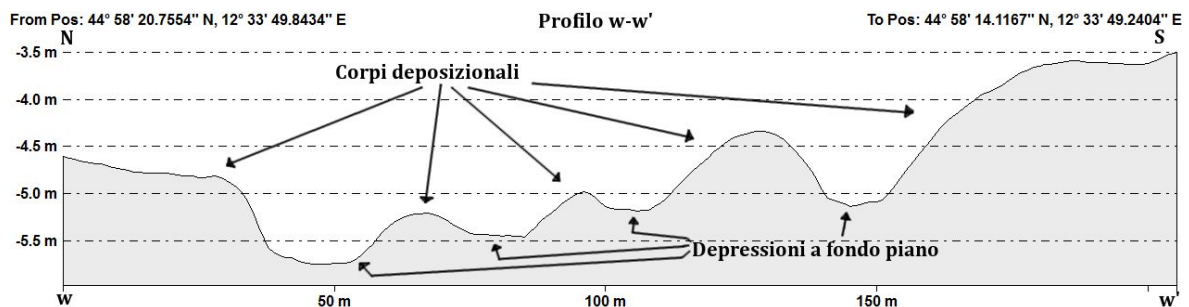


Figura 3.13B: Profilo w-w' con indicazione delle principali morfologie attraversate. Per l'ubicazione si veda figura 3.12.

La superficie pianeggiante del fondo di queste depressioni talvolta è interessata da ondulazioni a rilievo centimetrico, con creste sviluppate in direzione circa NE-SO. Le morfologie ondulate sul fondo delle depressioni crescono in rilievo spostandosi verso profondità minori. Le morfologie depresse e sub-circolari si sviluppano a densità crescente partendo dal piede della barra di foce verso il piede della scarpata di prodelta, dove alcune depressioni si fondono con le circostanti creando forme molto variabili. Alla base della scarpata di prodelta la coalescenza di numerose depressioni ha creato un lineamento morfologico molto netto. Si tratta di un'evidente rottura di pendenza, con dislivello di circa 0,5 m e sviluppo in pianta molto articolato ma complessivamente con andamento subparallelo all'isobata dei -10 m. L'inclinazione della scarpata di questo gradino è compresa nell'intervallo 5-15°. All'interno di alcune depressioni, spesso nella zona centrale, si osservano alcune morfologie compatte a sviluppo quasi conico, con altezza spesso coincidente con quella dei fondali circostanti le depressioni. Altre volte si osservano, sui fianchi e sui fondali circostanti le depressioni, morfologie poco rilevate, di forma globulare-mammellonare, sparse in gruppi di numero variabile, talvolta sviluppate in lunghezza o comunque su aree circoscritte e di varia estensione.

Il lineamento netto al piede della scarpata di prodelta suddivide la parte superiore del settore orientale dalla parte inferiore ed è visibile, come gli altri oggetti sopra e sotto descritti, nella carta geomorfologica realizzata (fig. 3.14A e 3.14B).

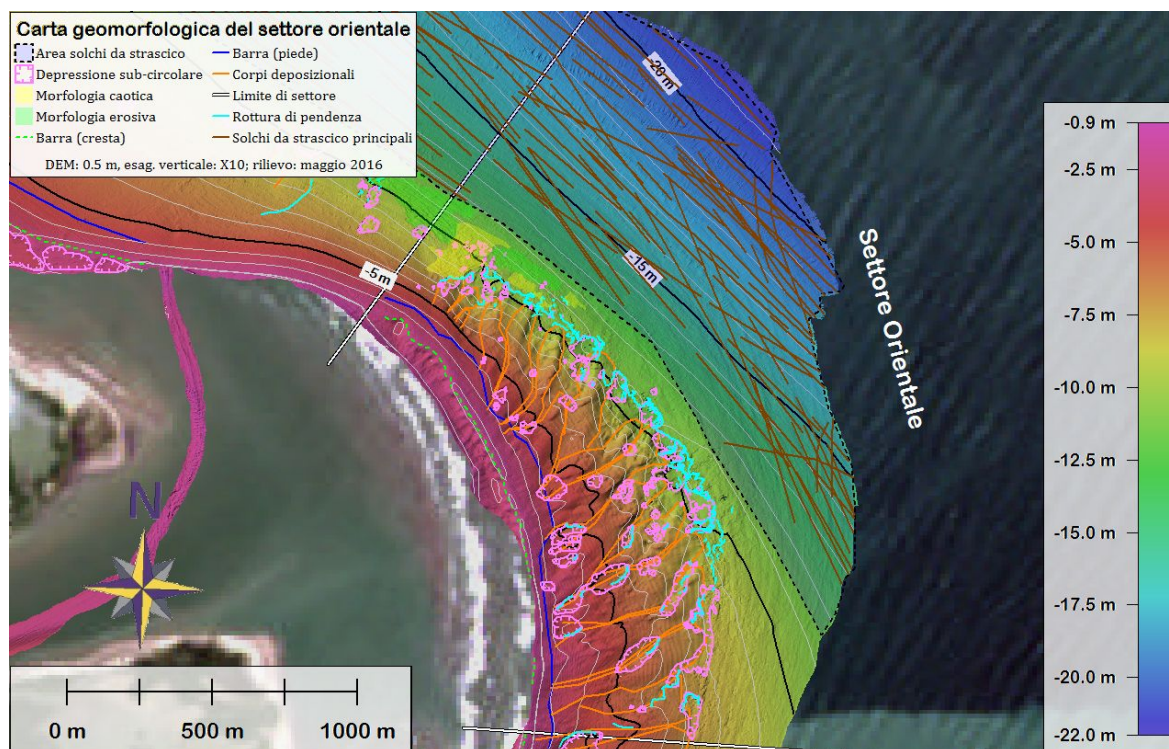


Figura 3.14A: Carta geomorfologica del settore orientale. Le linee marroni indicano, per necessità grafiche, solo i solchi da strascico più marcati. Tutta l'area in trasparenza racchiude numerosissimi solchi meno visibili.

Nei profili in figura 3.15 e 3.16 si possono apprezzare le variazioni di acclività che caratterizzano i sotto-settori. Per quanto riguarda la parte superiore del settore orientale, la pendenza massima, dalla cresta della barra esterna alla base della rottura di pendenza del gradino morfologico, è compresa fra 1° e $1,2^\circ$.

La parte inferiore del settore orientale si caratterizza per la scomparsa delle morfologie rilevate e depresse e per un fondale omogeneo e quasi planare, con basse pendenze ($0,6^\circ$ sul profilo d-d' in fig. 3.16).

L'intero sotto-settore è pervaso da un fitto reticolo di solchi, in continuità con la zona nord-orientale del settore settentrionale. Questi solchi sono perlopiù orientati NO-SE, hanno profondità d'incisione da centimetrica a decimetrica e lunghezza molto variabile. Sono sviluppati su tracciati in linea retta che possono tagliare in continuità, da confine a confine, l'intero dataset 2016. Solo raramente alcuni solchi assumono un debole raggio di curvatura. Nella parte inferiore del settore orientale, la sedimentazione drappeggia il fondale colmando l'impronta di alcuni solchi e obliterandoli. I solchi di fronte alla foce a profondità minori sono ben visibili ma discontinui, a profondità maggiori si mostrano più marcati (freschi) o parzialmente obliterati.

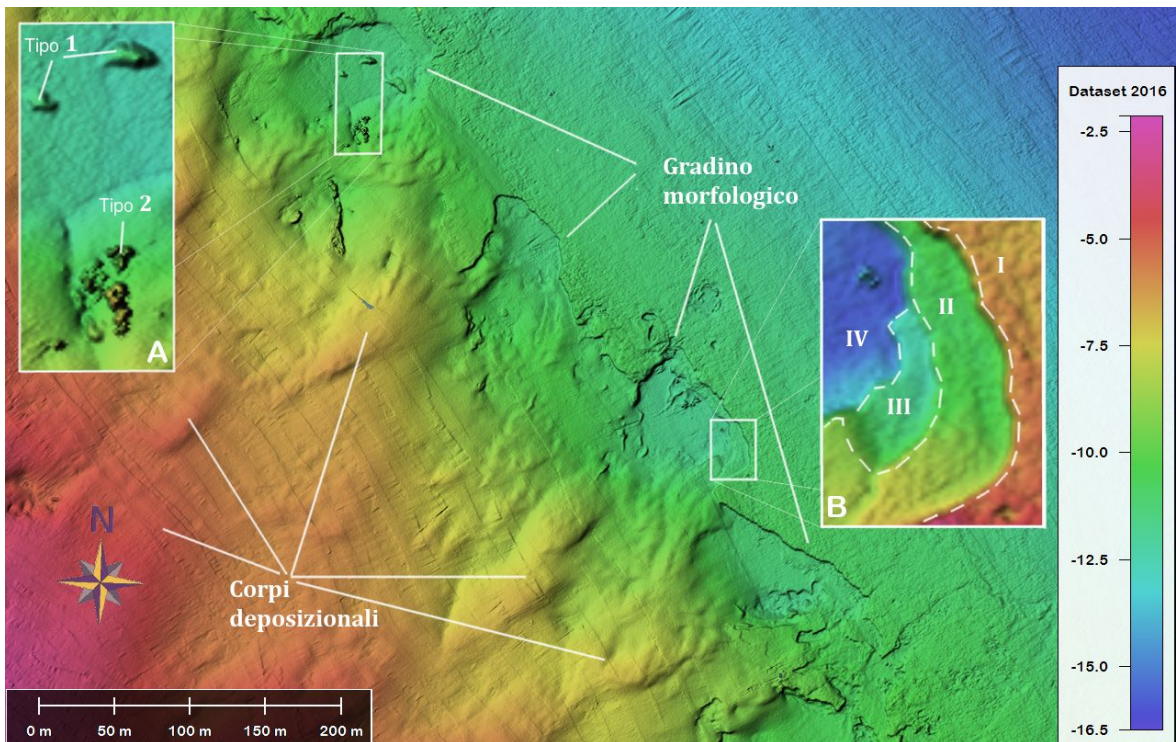


Figura 3.14B: Il gradino morfologico è formato dalla coalescenza di più depressioni sub-circolari. All'interno del riquadro A si può vedere la morfologia rialzata probabilmente prodotta dalla compattazione differenziale del sedimento che si può manifestare con forme di tipo 1 più regolari e compatte oppure di tipo 2 globulari e sparse. Sul lato E della depressione centrale si possono osservare tre fasi di abbassamento del fondale che approfondiscono una depressione dal piano I al piano IV, nello zoom (riquadro B) i colori del fondale non sono riferiti alla legenda per enfatizzare meglio le diverse profondità dei piani (dislivello I-II: 0.4 m; II-III: 0.15 m; III-IV: 0.2 m) e le tre linee tratteggiate contornano i gradini prodotti dalle diverse fasi di abbassamento.

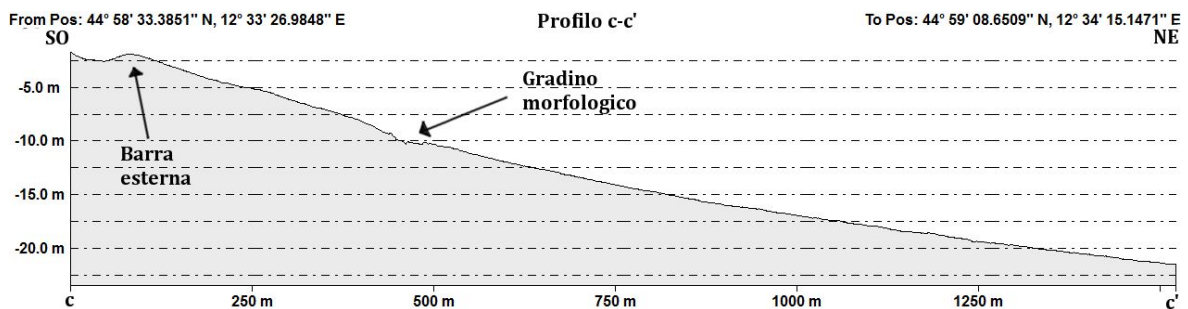


Figura 3.15: Profilo c-c' con indicazione delle principali morfologie attraversate. Per l'ubicazione si veda figura 3.12.

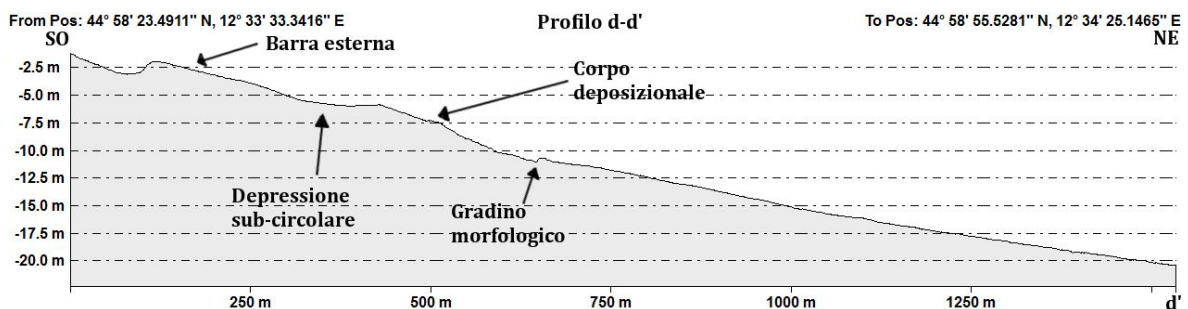


Figura 3.16: Profilo d-d' con indicazione delle principali morfologie attraversate. Per l'ubicazione si veda figura 3.12.

3.2.3 Settore meridionale

Nel settore meridionale, gli effetti dei processi di deposizione e trasporto sul fondo del sedimento sono riconoscibili sui bassi fondali (fig. 3.17 e 3.18).

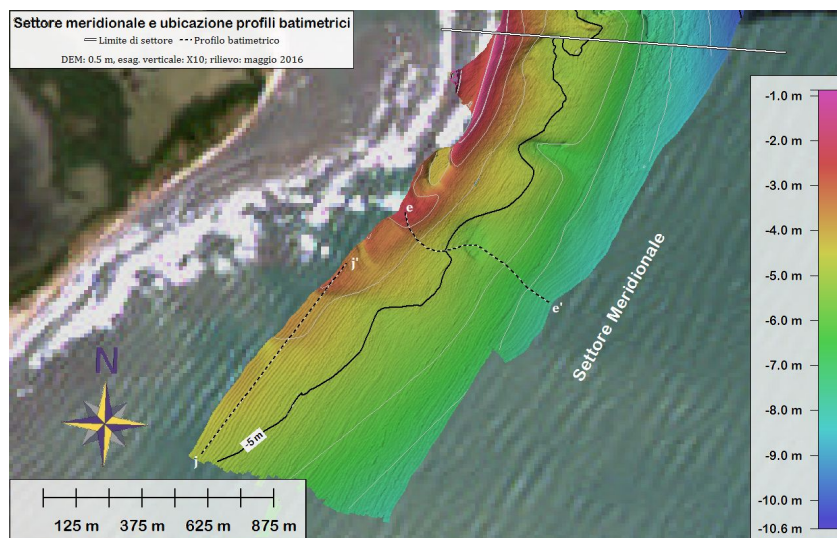


Figura 3.17: Assetto batimetrico del settore meridionale con l'ubicazione delle tracce in pianta dei profili batimetrici in figure 3.13A, 3.13B, 3.15 e 3.16 e della figura 3.14B.

La figura 3.18 mostra i principali elementi morfologici riconosciuti in questo settore: la barra sommersa delinea esternamente la barra di foce mentre sul pendio si osserva una serie di forme rilevate (corpi deposizionali) ad andamento circa radiale che si sviluppano fino a 7 m di profondità (fig. 3.19A). Questi corpi presentano caratteristiche morfologiche diverse da quelli del settore orientale. Mostrano un più basso rilievo (0,3-0,6 m) e una maggiore lunghezza d'onda (320-390 m).

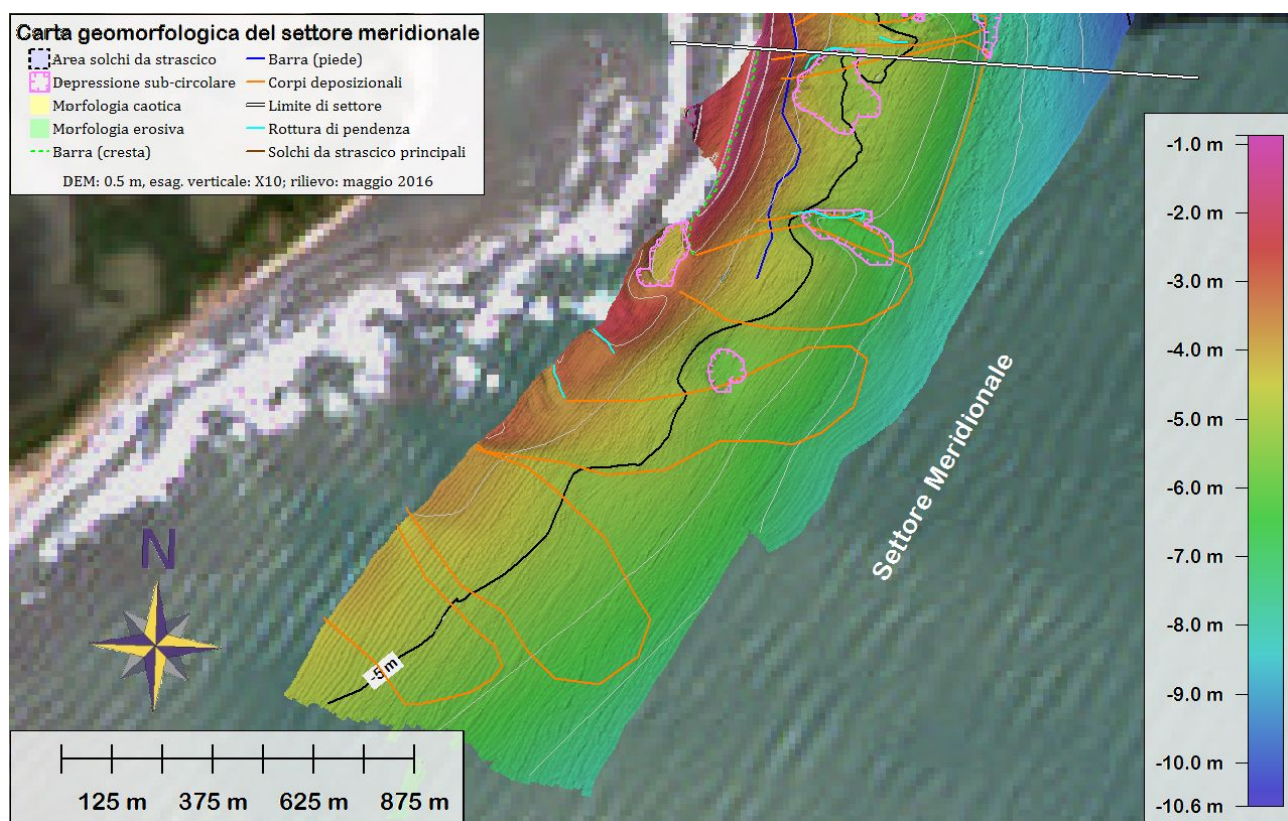


Figura 3.18: Carta geomorfologica del settore meridionale.

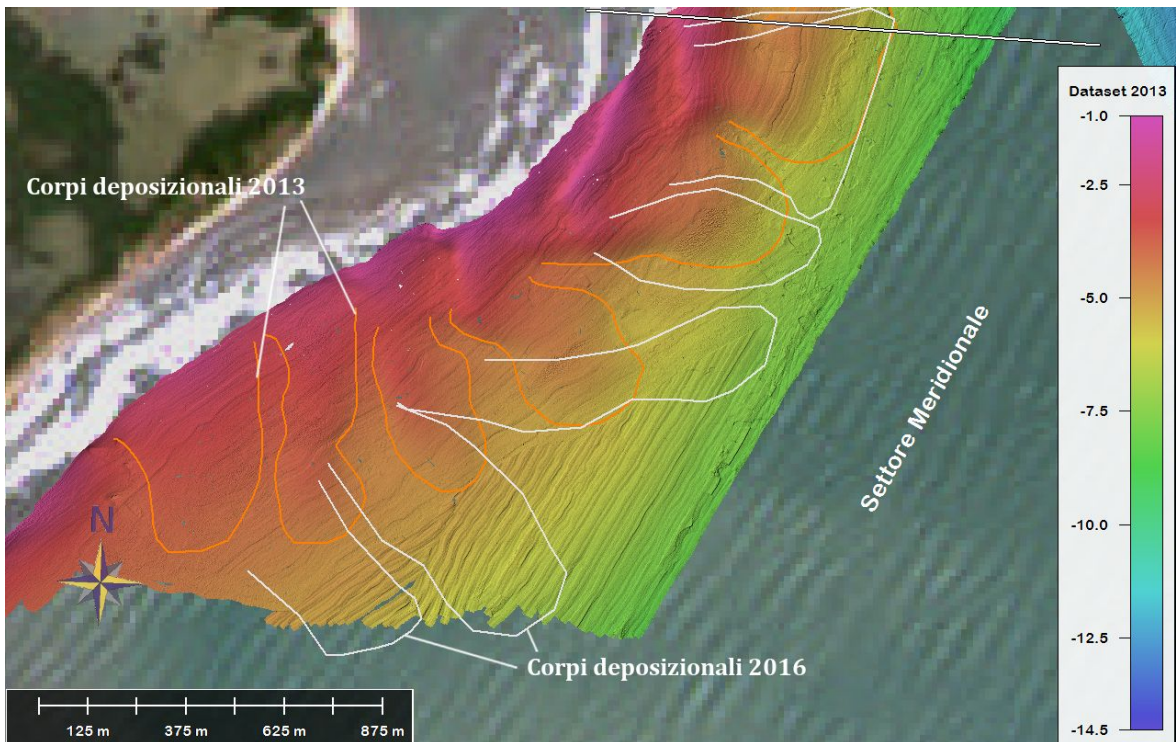


Figura 3.19A: Settore meridionale nel rilievo multibeam del 2013. Il rilievo del 2016 comprende solo la parte più esterna dei corpi deposizionali mappati nel 2016 (bianco): molto del loro volume si trova oltre il confine dei dati, probabilmente nella posizione dei corpi deposizionali del 2013 (arancione).

Poichè il dataset del 2016 comprende solo la parte più esterna dei corpi e gran parte del loro volume si trova oltre il confine dei dati, si è mappata la parte più occidentale del settore sul rilievo del 2013, che si spinge più ad ovest (fig. 3.19A). I corpi si dispongono qui trasversalmente alla linea di costa, con creste allineate in direzione circa NO-SE. Ne risulta una parziale migrazione di queste forme (vedi par. 3.3).

In figura 3.19B (profilo j-j') si può osservare la sezione di due di questi corpi trasversalmente rispetto alla loro direzione di migrazione. La simmetria fra i due lati anteriore e posteriore alla cresta è maggiore di quella delle forme in figura 3.13A. Nel profilo in figura 3.20 sono state misurate le caratteristiche di pendenza relative al settore meridionale. La pendenza rappresentativa di questo settore è $0,4^\circ$.

Il profilo e-e' attraversa una delle rare forme depresse del settore meridionale, la depressione presenta un fondo piano simile a quelli descritti in figura 3.13B.

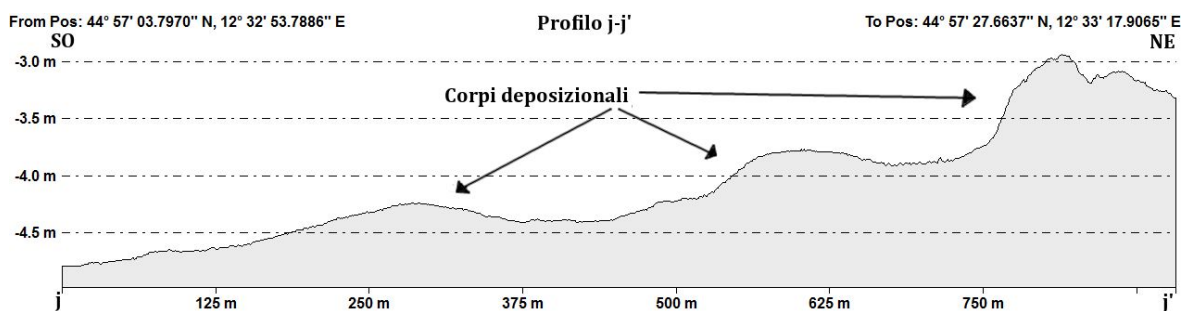


Figura 3.19B: Profilo j-j' con indicazione delle principali morfologie attraversate. Per l'ubicazione si veda figura 3.12.

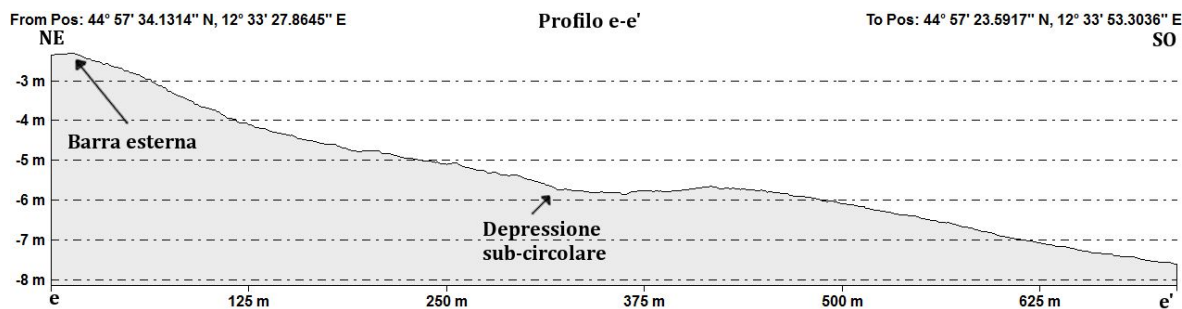


Figura 3.20: Profilo e-e' con indicazione delle principali morfologie attraversate. La pendenza del fondale da circa 500 m a fine profilo è di 0.4°. Per l'ubicazione si veda figura 3.12.

3.3 Comparazione multitemporale DEM 2013 - 2014 - 2016

E' stata eseguita una comparazione multitemporale per comprendere il contesto evolutivo in cui si collocano i processi attivi attualmente nel delta del Po sommerso. In figura 3.17A è riportata la mappa dei residui batimetrici prodotta attraverso la sottrazione tra i rilievi multibeam 2016 e 2013.

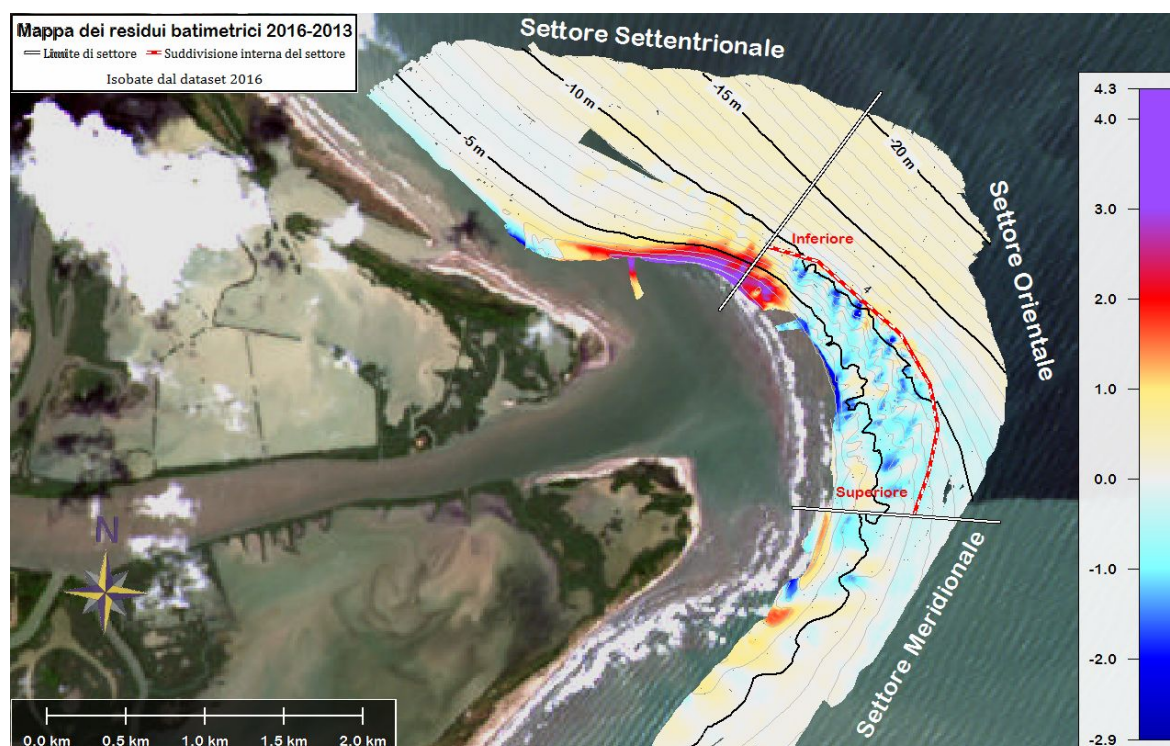


Figura 3.21A: Mappa dei residui batimetrici (in metri) nei vari settori dell'area di studio. Immagine sullo sfondo: Landsat 8 del 17 Giugno 2016.

In una visione sinottica, nella scarpata di prodelta (settore orientale superiore) si osservano i principali residui negativi, indicativi di un abbassamento/erosione dei fondali. Buona parte dei settori settentrionale, orientale inferiore e meridionale dell'area di studio mostrano una lieve tendenza all'innalzamento dei fondali/accumulo, con valori medi fra 0 e 1 m, mentre residui positivi localizzati, di entità fra 1 e 4 m di innalzamento, sono principalmente ubicati nei primi metri di profondità nel settore settentrionale (fig. 3.17A). Di seguito vengono descritti in

dettaglio i residui batimetrici riconosciuti nei tre settori mappati (fig. 3.22, 3.23A, 3.24).

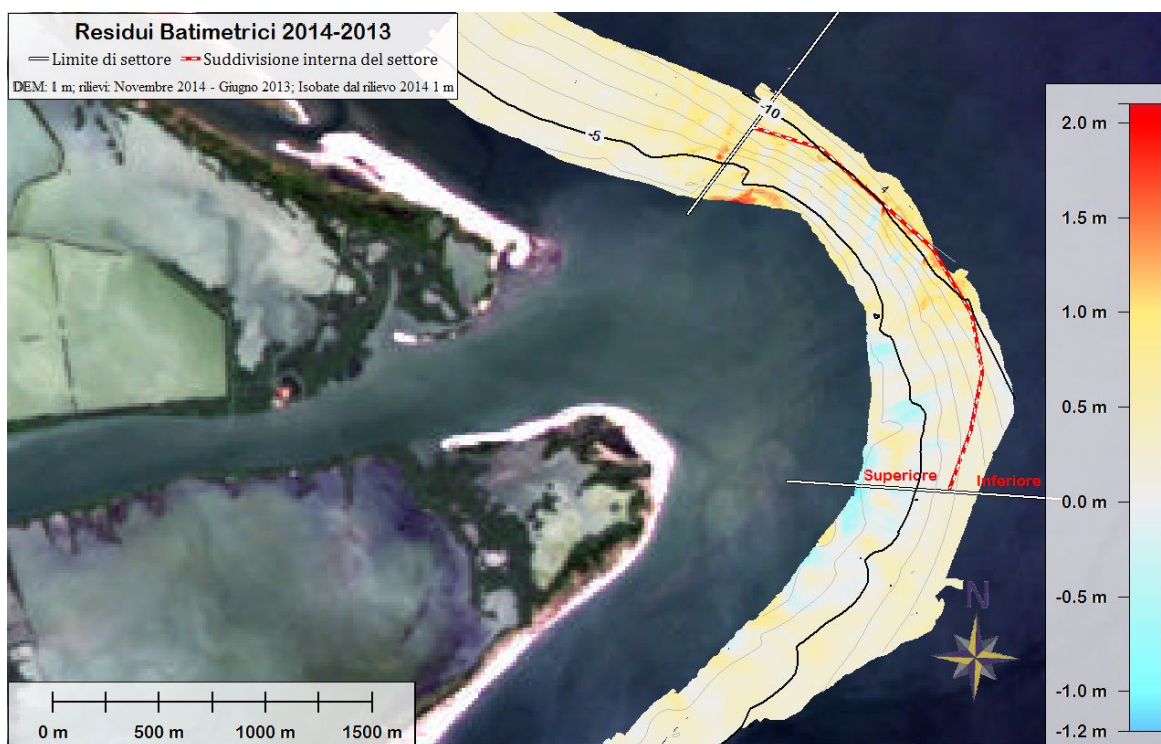


Figura 3.21B: Mappa dei residui batimetrici compilata con la sottrazione tra i rilievi 2014 e 2013. Come si vede, fra il 2013 e il 2014 il fondale non mostra variazioni significative. Le variazioni visibili sono riconoscibili anche in figura 3.21A. Immagine sullo sfondo: Landsat 8 del 28 Giugno 2014.

Settore Settentrionale

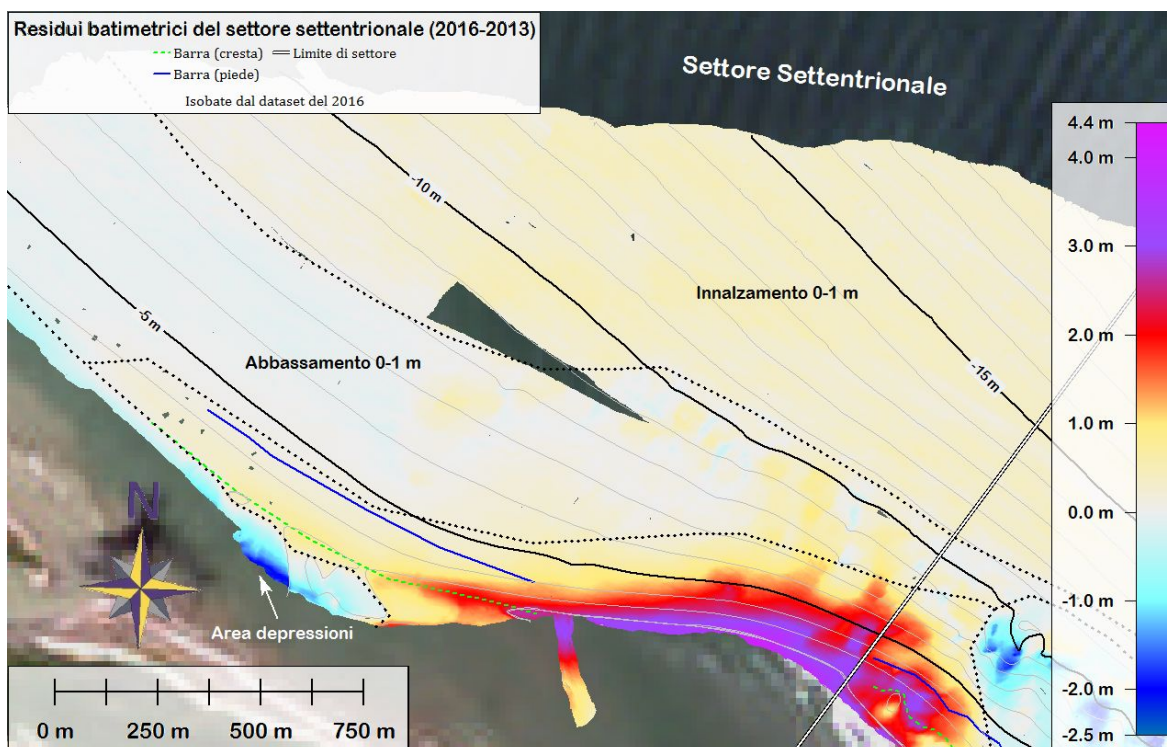


Figura 3.22A: Settore settentrionale della mappa dei residui batimetrici in figura 3.21A. Sono indicati i confini (linea a punti) fra le zone con analogo andamento dei residui.

Nella mappa dei residui batimetrici prodotta per il settore settentrionale (fig. 3.22) in corrispondenza del fianco settentrionale della barra di foce (descritto nel paragrafo 3.2.1, fig. 3.11A) si registrano i più alti residui positivi di tutta l'area di studio (innalzamenti di oltre i 4 m, profilo b-b' in fig. 3.22B). Lo sviluppo in pianta di questo deposito è coerente ed in continuità con il bordo esterno della barra di foce del Po della Pila e appare in relazione allo sbocco del canale più settentrionale della foce, rispetto al quale si trova sottocorrente. Alla base dell'area ad alti residui positivi s'impostano alcune aree allungate, soggette ad innalzamento di circa 1 m, orientate in modo circa radiale rispetto alla foce e coincidenti con le forme deposizionali asimmetriche descritte nel paragrafo 3.2 (fig. 3.10D). Ad ovest dei residui positivi si osserva un'area interessata da alti valori di abbassamento dei fondali (residui negativi da -1 fin oltre i -2 m), localizzata in corrispondenza delle depressioni sub-circolari (visibili in figura 3.8 e 3.9) che evolve, verso NO lungo il tutto il tratto costiero, in valori più modesti (residui negativi fino a 1 m).

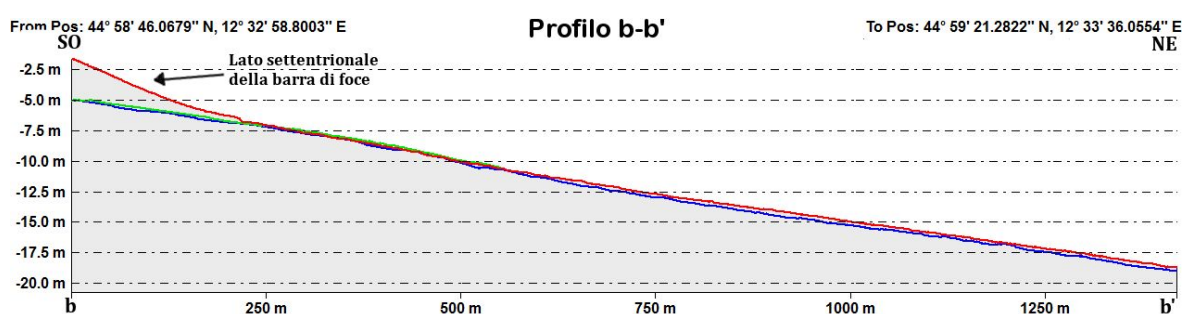


Figura 3.22B: Profilo b-b' negli anni 2013 (blu), 2014 (verde) e 2016 (rosso). Si nota bene come, a parte deboli innalzamenti al di sotto dei 7 m di profondità, il fianco settentrionale della barra di foce sia cresciuto in volume notevolmente; ; il fondale si è innalzato di circa di 3 m lungo questa sezione (locamente anche oltre i 4 m, si veda fig. 3.22A). Per l'ubicazione si veda figura 3.7.

Nel resto del settore settentrionale, i fondali mostrano sostanziale stabilità tra i 4 e gli 8 m di profondità (anche se fra i 6 ed i 7 m si osserva una debole tendenza all'abbassamento dei fondali, con valori al di sotto di 1 m). Residui positivi modesti, con innalzamenti compresi tra 0 e 1 m, si osservano a profondità generalmente superiori agli 8-10 m fino al limite dei dati (fig. 3.22A).

Settore Orientale

Il settore orientale è suddivisibile (anche nella mappa dei residui batimetrici) in una parte inferiore ed una superiore. La parte inferiore mostra, a N, lo stesso andamento della zona NE del settore settentrionale, con modesti innalzamenti anche qui compresi fra 0 e 1 m mentre, spostandosi verso S, è riconoscibile, a partire dal piede della scarpata di prodelta, fra -11/-12 m e -14 m, una fascia di fondale con deboli residui negativi fra 0 e -1 m, omogenei fin oltre il confine S dell'area ed il confine E dei dati (fig. 3.23A).

La parte superiore del settore orientale registra, invece, abbassamenti significativi del fondale intorno a 1 m e localmente fino a -3 m. Si ritrovano alti valori di residui negativi dove nel DEM 2016 si sono osservate le depressioni sub-circolari (fig. 3.14A). Questi picchi di abbassamento dei residui sono localizzati al piede della scarpata di prodelta e si allineano parallelamente allo sviluppo del piede, mentre al fronte della foce, i picchi negativi si distribuiscono parallelamente alla barra sommersa esterna, sul suo fianco orientale. Al piede della scarpata sono presenti alcune aree con

innalzamento compreso fra 0 e 1 m, localmente fino a 2 m (fig. 3.23B) e corrispondono alle aree dove nel rilievo 2013 erano presenti depressioni, che dunque sarebbero state colmate dal sedimento. Questi innalzamenti sono franati in corrispondenza del gradino morfologico prodotto dall'espansione di alcune depressioni nel 2016. L'espansione sarebbe quindi avvenuta dopo il riempimento delle depressioni 2013. Il picco di 2 m è corrispondente ad un'area depressa nel 2013 sulla quale è migrato un corpo deposizionale.

La parte nord del settore orientale superiore è interessata da marcati residui positivi in corrispondenza della barra di foce, in continuità con il bordo esterno degli innalzamenti osservati nel settore settentrionale. Qui il fondale registra valori massimi d'innalzamento intorno ai 4 metri che rapidamente scendono a zero a non più di 200 m di distanza verso E, partendo dal picco massimo.

Sulla base dei confronti sul profilo batimetrico k-k', ripetuto sui DEM di anni diversi (fig. 3.23C), è stata misurata la migrazione di alcuni corpi deposizionali dell'area in figura 3.23B anche di decine di metri verso SE.

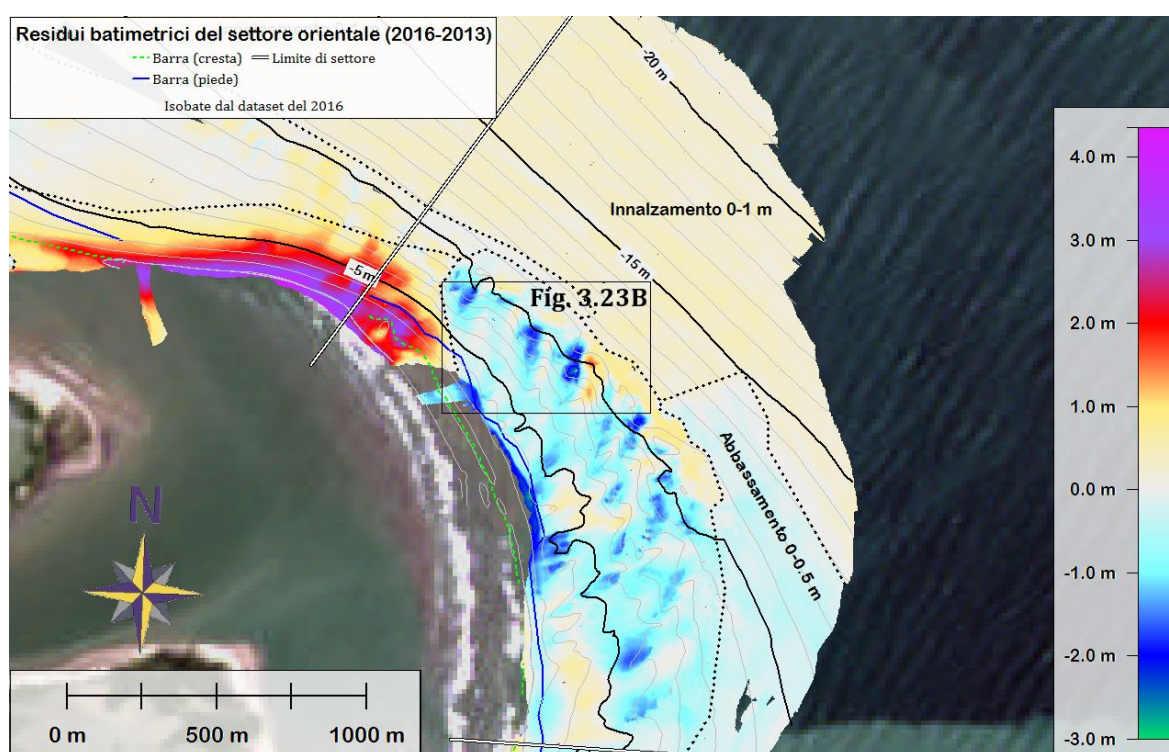


Figura 3.23A: Settore orientale della mappa dei residui batimetrici in figura 3.21A. Sono indicati i confini (linea a punti) fra le zone con analogo andamento dei residui.

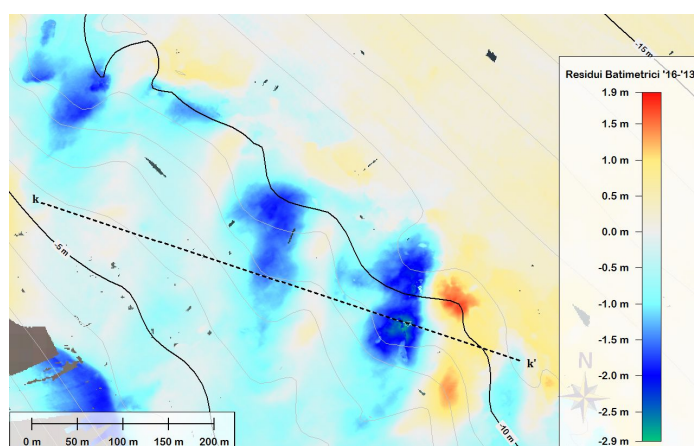


Figura 3.23B: Particolare di un settore della scarpata di prodelta localizzato nel riquadro in figura 3.23A.

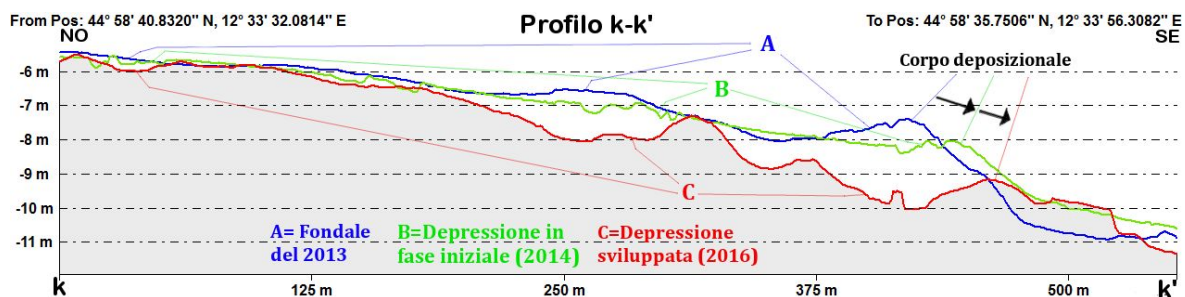


Figura 3.23C: Profilo batimetrico k-k' ripetuto sui DEM degli anni 2013 (blu), 2014 (verde) e 2016 (rosso). Si può osservare lo sviluppo negli anni di alcune depressioni e la migrazione dei corpi deposizionali. Quello ad E di circa 20 m fra 2014 e 2013 e 20 m fra 2016 e 2014. Per l'ubicazione si veda in figura 3.23B.

Settore Meridionale

Il settore meridionale mostra diverso andamento dei residui fra la sua parte settentrionale e meridionale (fig. 3.24A) e fra queste due e la loro parte orientale.

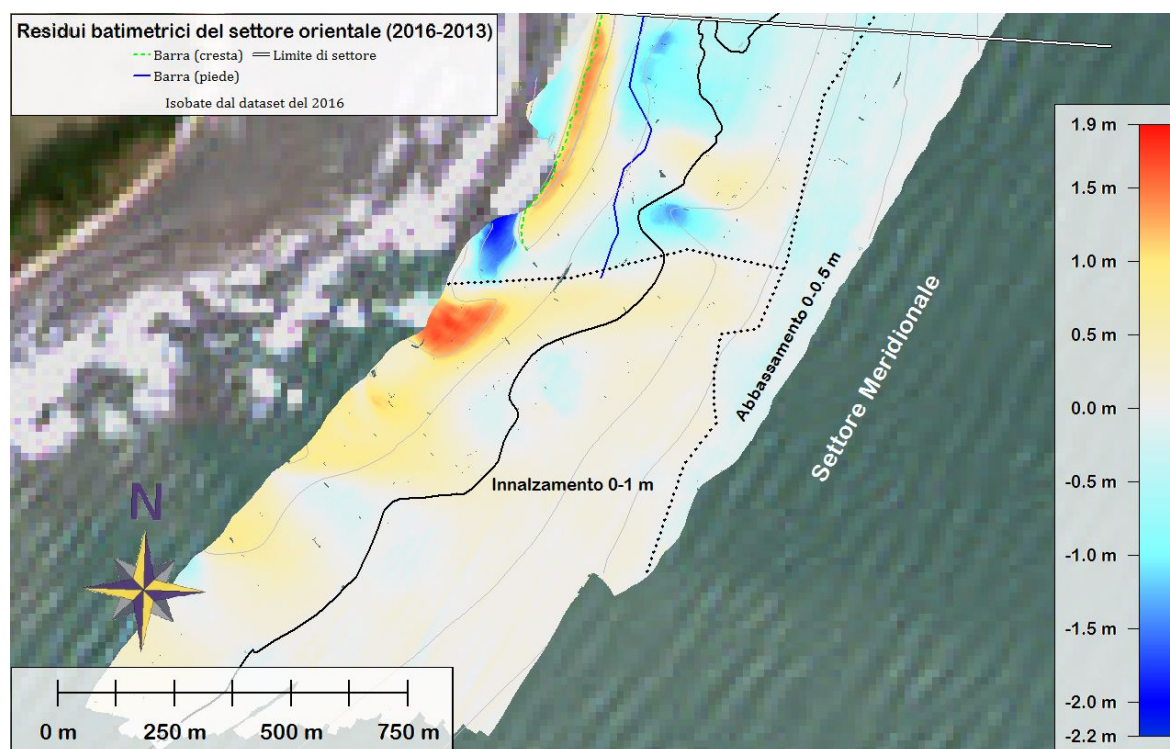


Figura 3.24A: Settore meridionale della mappa dei residui batimetrici in figura 3.21A. Sono indicati i confini (linea a punti) fra le zone con analogo andamento dei residui.

A N prevalgono residui negativi, indicativi di abbassamento dei fondali fra 0 e -2 m, localizzati tra i -4 ed i -7 m, dove i valori negativi sono disposti trasversalmente alle isobate e separati da innalzamenti del fondale fra 0 e circa 1,5 m. Ciò ha riscontro nella sovrapposizione della carta geomorfologica del 2013 sulla mappa dei residui batimetrici (Fig. 3.24B), dove si osserva una forte corrispondenza fra i corpi deposizionali mappati nel 2013 ed i residui negativi (migrazione).

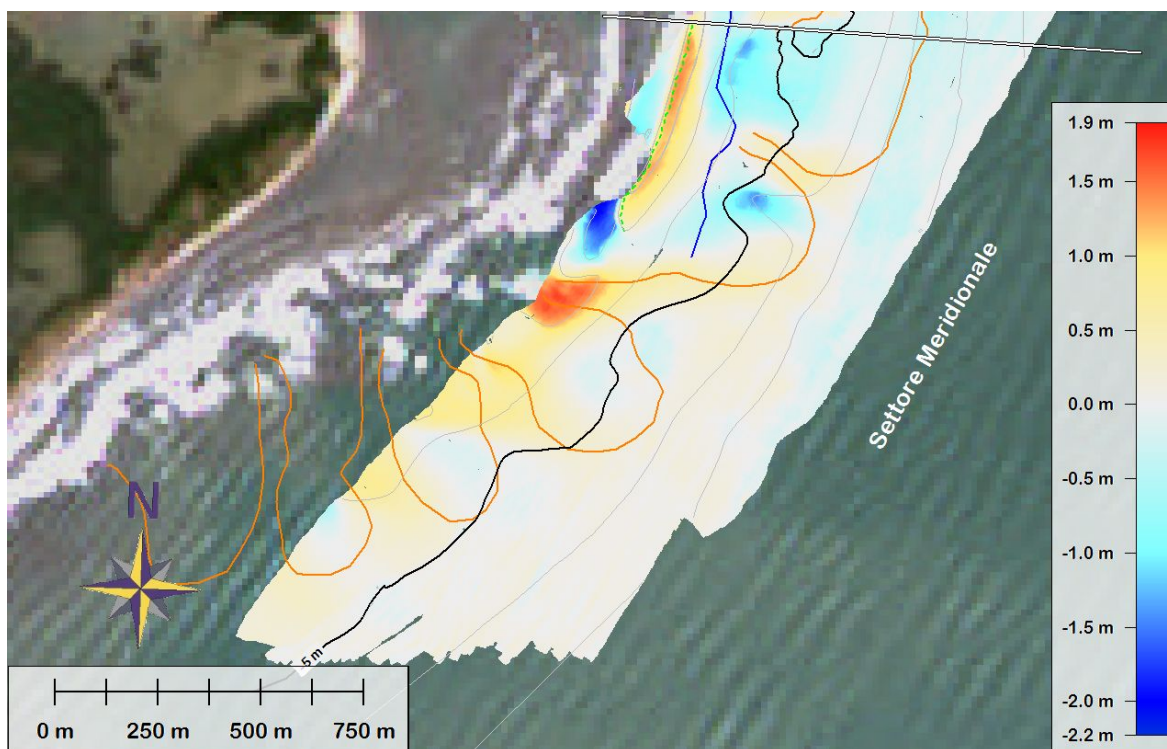


Figura 3.24B: Sovrapposizione della mappatura dei corpi deposizionali del 2013 (arancio) ai residui batimetrici 2016-2013. Si vede che i corpi deposizionali del 2013 corrispondono ai residui negativi del settore indicando la probabile migrazione dei corpi verso SO.

Dall'isobata - 4 m verso ovest si osserva poi la terminazione meridionale della barra di foce, che registra innalzamenti massimi di circa 1.5 m in corrispondenza dell'isobata -3 m. Questi residui positivi passano, immediatamente ad ovest, ad una piccola area con i residui negativi più alti del settore meridionale (fra -1 e -2.5 m) che si sviluppa parallelamente alla barra di foce.

Tutta la parte S del settore meridionale ha fondali mediamente in leggero innalzamento con valori compresi fra 0 e 1m. I residui positivi più evidenti si osservano a profondità minori, localizzati lungo costa, e raggiungono valori fra 1 e 2 m. Gli innalzamenti del settore, sono circa coincidenti con i corpi deposizionali descritti nel paragrafo 3.2.3 (Fig. 3.18, 3,19A e B). Fra i corpi s'interpongono delle depressioni con sviluppo trasversale alle isobate. Queste registrano variazioni fra 0 e -1 m e in figura 3.24B si vede che la loro posizione attuale corrisponde a quella dei corpi deposizionali del rilievo 2013. Dal profilo in figura 3.25 si ha riscontro della migrazione verso SO (vedi anche fig. 3.19A) dei corpi deposizionali del settore. La migrazione supera i 160 m nel 2016 per i corpi situati più a NE (vedi fig. 3.25).

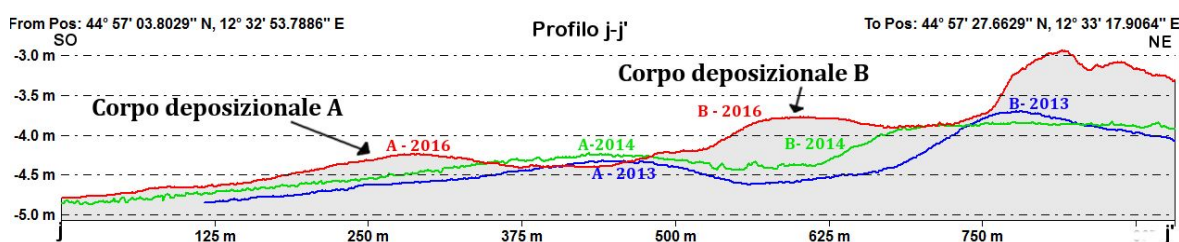


Figura 3.25: Profilo j-j' negli anni 2013 (blu), 2014 (verde) e 2016 (rosso). Si può osservare la migrazione dei corpi deposizionali. Il corpo deposizionale A è migrato di 160 m verso SO mentre il corpo B è migrato di circa 190 m. Per l'ubicazione si veda in figura 3.17.

Infine più al largo, fra le isobate -7 e -8 m, si osserva anche nel settore meridionale una fascia a debole abbassamento (da 0 a -1 m) che segue il profilo del piede della scarpata di prodelta (fig. 3.24A).

3.4 Analisi dei dati di backscatter (2016) e campionamenti dei fondali

I dati di backscatter da tecnologia multibeam forniscono indicazioni generali sulla distribuzione superficiale dei sedimenti ivi presenti. Generalmente ai valori di alto, basso ed intermedio backscatter, sono associati rispettivamente sedimenti grossolani, fini e a granulometria intermedia. Tale caratterizzazione può permettere quindi di mappare in maniera speditiva ed estensiva le caratteristiche deposizionali dei fondali investigati, consentendo di caratterizzare le facies acustiche ed il relativo ambiente deposizionale. La mappatura di aree a diverso backscatter (fig. 3.26) ha evidenziato una corrispondenza con alcune morfologie cartografate sui fondali sulla base del rilievo 2016, indicando probabilmente le diverse caratteristiche granulometriche dei sedimenti.

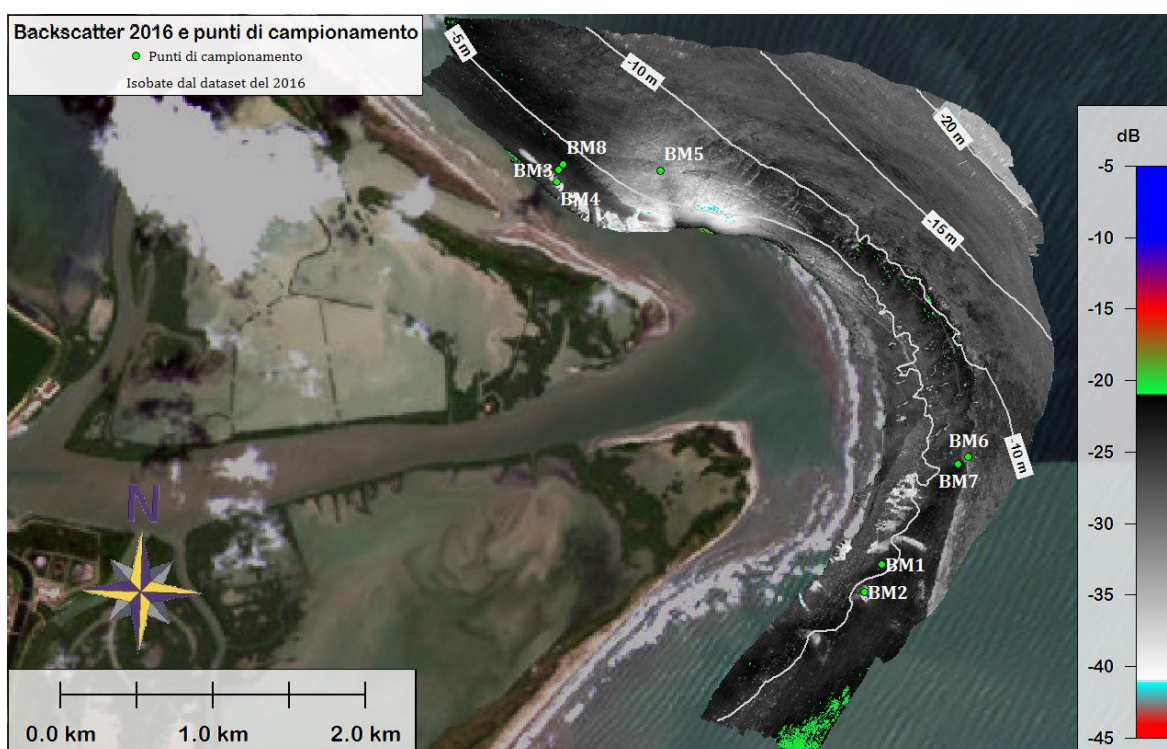


Figura 3.26: Backscatter dal rilievo multibeam 2016. La palette utilizzata è stata creata in modo da enfatizzare l'intervallo granulometrico maggiormente rappresentato dai valori dei dati (-21/-41 dB). Le anomalie si possono osservare in verde (fino a -20 dB, generalmente granulometrie più grossolane) ed in azzurro (fino a -43 dB, generalmente granulometrie più fini). Gli estremi in rosso e blu sono picchi massimi e minimi raramente rappresentati nel dataset anche se localmente presenti su piccole superfici all'interno delle aree in verde (non sono visibili a questa scala di osservazione).

Le morfologie depresse presentano generalmente un backscatter più basso (bianco e toni chiari, valori attorno a 40 dB, suggerendo la prevalenza di sedimento a granulometria relativamente fine), mentre i corpi più rilevati presentano generalmente degli alti valori di backscatter (toni più scuri, 22-35 dB e sono probabilmente costituiti da granulometrie più grossolane (fig. 3.26). Il dataset del

backscatter mostra un'estensione dell'intervallo dei valori mediamente compresa da -21 a -41 dB (nelle figure da nero a bianco in tonalità di grigio). Nell'area a NO del settore settentrionale si osservano valori superiori fino a -15 dB. Si raggiungono i -45 dB (backscatter più basso del settore settentrionale) solo nell'area più prossima alla bocca di foce. In corrispondenza della depressione che separa la barra sommersa dalla barra di foce si registrano i più alti valori di backscatter del dataset (fino a -5 dB; si riscontrano di rado, su piccole aree contenute all'interno delle zone a backscatter più alto della media, in verde nelle figure, come la piccola area al confine dei dati, a S dei valori in azzurro vicini al campione BM5 in fig. 3.27).

Per validare tali risultati è necessario eseguire un "ground truth" mediante campionamenti diretti, generalmente condotti con bennate oppure mediante video riprese ad alta risoluzione. A tal fine sono state eseguite alcune bennate sulle aree ad alto, basso ed intermedio backscatter allo scopo di "tararle" e permettere un primo confronto tra i dati geofisici e diretti.

L'analisi dei dati granulometrici ottenuti dal prelievo di campioni a fondo mare ha evidenziato una distribuzione dei sedimenti superficiali variabile da silt grossolano a sabbia media (tab. 2.2). I risultati dei campionamenti sono stati quindi messi a confronto con i dati di backscatter del multibeam, che danno indicazioni sulla tessitura superficiale dei sedimenti del fondo mare, e relazionati alla geomorfologia dell'area.

Nel dettaglio, per il **settore settentrionale** (fig. 3.26 e 3.27) l'analisi dei dati di backscatter ha evidenziato che il campione **BM4** (-38 dB), localizzato in una depressione che mostra bassi valori di backscatter (aree bianche in figura 3.27) corrisponde a Silt grossolano. Poco più a nord, il campione **BM3** (-24 dB) prelevato in prossimità della cresta della barra parallela a costa indica la presenza di sabbia fine con silt grossolano.

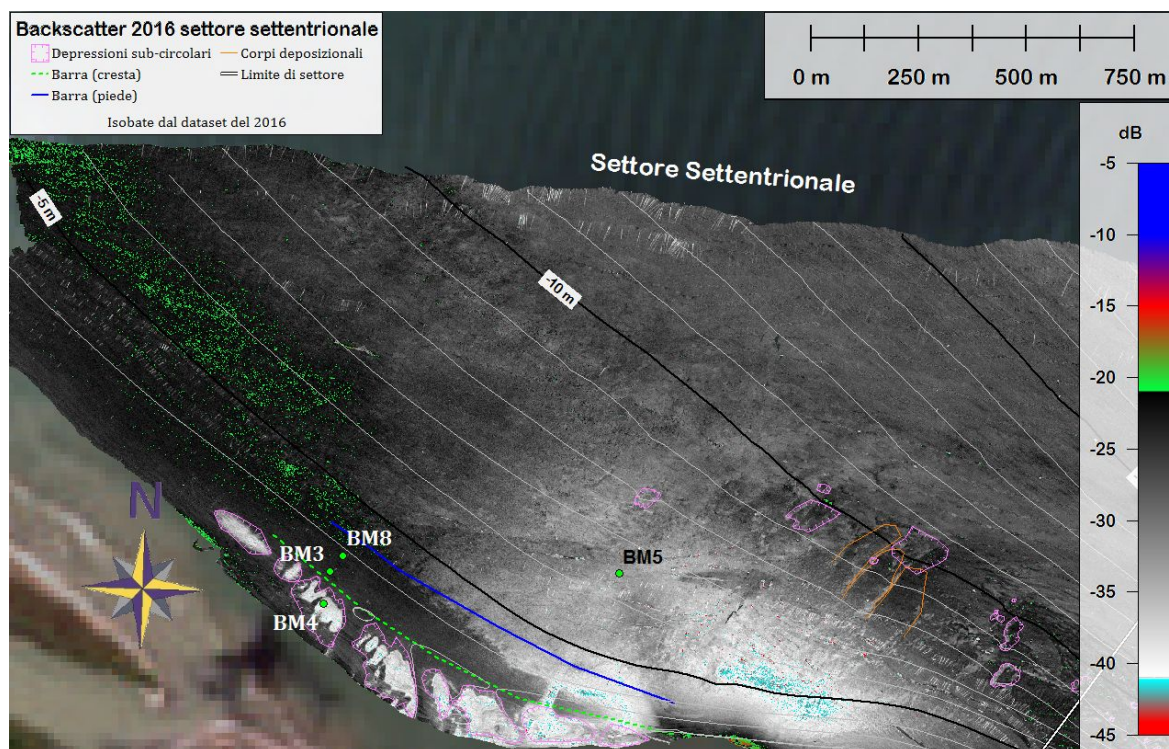


Figura 3.27: Backscatter dei fondali relativo al settore settentrionale, con l'ubicazione dei punti di campionamento BM3, BM4, BM5 e BM8. Le aree in verde indicano che i valori di backscatter più alti (quindi potenzialmente le granulometrie più grossolane) si trovano nell'area a NO mentre le aree in azzurro indicano che i valori più bassi (e le granulometrie più fini) si trovano al fronte della bocca di foce. Si noti la piccola area verde/rossa a S dei valori in azzurro.

Il sedimento sulla superficie di questa barra tende a diventare leggermente più grossolano verso il largo. Questa osservazione emerge dalla granulometria del campione **BM8** (-22dB, corrisponde alle tonalità di grigio più scure), classificato come sabbia fine con silt molto grossolano e prelevato, sulla traiettoria di massima pendenza del fondale rispetto al campione BM3, al piede della barra esterna (fig. 3.26 e 3.27). Il campione **BM5** (-36 dB, tonalità più chiare) è stato prelevato in prossimità della bocca fluviale e indica che lì si è deposto silt grossolano con sabbia molto fine. In prossimità della bocca della Pila (area circostante il campione BM5) i valori di backscatter mostrano un graduale aumento con distribuzione radiale rispetto alla bocca di foce, verosimilmente associato a variazioni di granulometria (da backscatter basso a backscatter intermedio, da fine diventa sempre più grossolano verso profondità maggiori).

Il **settore orientale** (fig. 3.28), caratterizzato da morfologie più articolate e complesse, presenta delle variabilità di backscatter sia a scala generale che locale. Anche in questo caso è stato riscontrato come le aree più depresse siano generalmente interessate bassi valori di backscatter, mentre le aree più rilevate, corrispondenti ai corpi radiali, siano caratterizzate da valori medio-alti. Tuttavia, a scala generale si evidenziano maggiori valori d'intensità rispetto a quelli riscontrati nell'area antistante la bocca della Pila. Per questo settore, nell'area sud (alla base della scarpata di prodelta), il campione **BM7** (-24 dB) indica sabbia fine con silt grossolano. A poca distanza, all'interno di una depressione sub-circolare a fondo piano, **BM6** (-26 dB) indica una granulometria media di silt grossolano con sabbia molto fine.

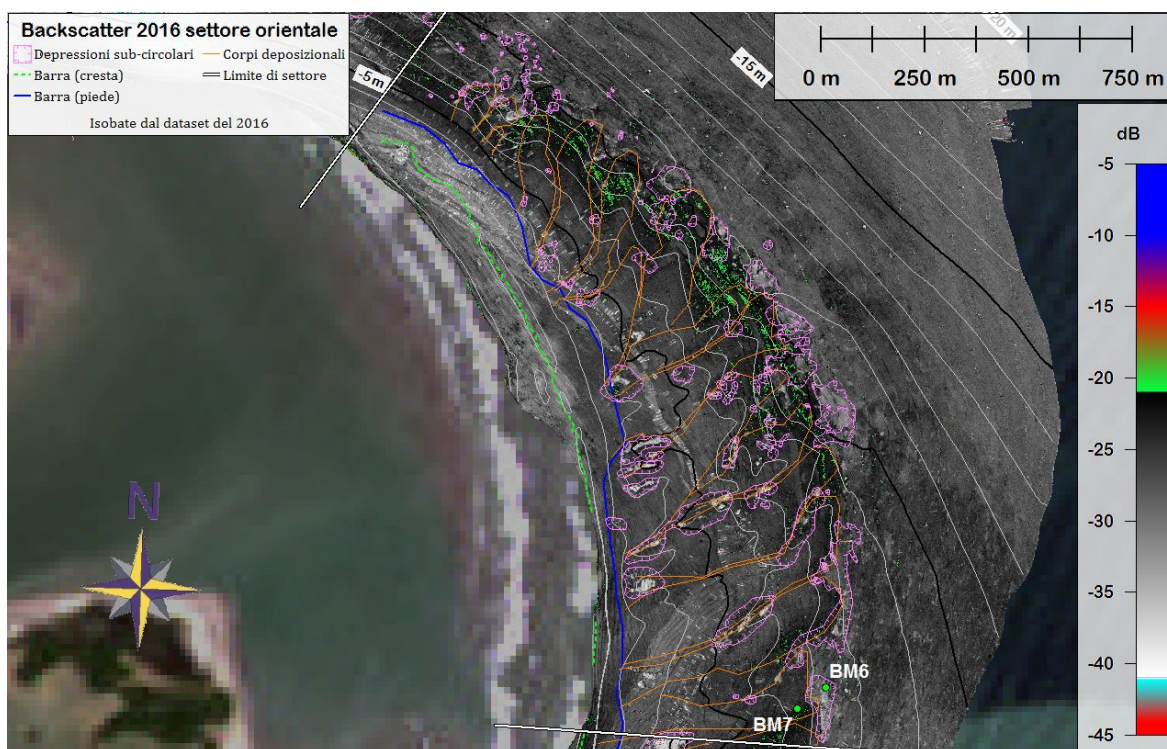


Figura 3.28: Backscatter dei fondali relativo al settore orientale, con l'ubicazione dei punti di campionamento BM6 e BM7. Le aree con valori di backscatter più alti (verde) si trovano al piede della scarpata di prodelta.

Anche nel **settore meridionale** (fig. 3.29) si riscontrano delle aree a backscatter bassi (chiari), allungate parallelamente ai corpi deposizionali radiali, in prossimità

delle aree più depresse; esse presentano generalmente dei confini netti e ben definiti rispetto alle aree circostanti. .

Per questo settore si hanno solo due campioni prelevati lungo il pendio di prodelta: il campione **BM1** (-24 dB), posizionato in prossimità della cresta di uno dei corpi deposizionali nella zona nord del settore, indica che la sua superficie è costituita da sabbia fine con silt grossolano; il campione **BM2** (-34 dB), posizionato sul fondo della depressione attraversata dal profilo e-e', è classificato come silt grossolano.

Le aree a basso backscatter, localizzate in corrispondenza delle depressioni, presentano sempre dei confini netti e ben definiti rispetto alle aree circostanti. Un passaggio graduale fra basso e medio backscatter avviene per la fascia a basso backscatter che delimita il piede della scarpata di prodelta e che passa gradualmente verso E a backscatter intermedi. Verso ovest la fascia presenta invece un passaggio netto con gli alti valori (fig. 3.29).

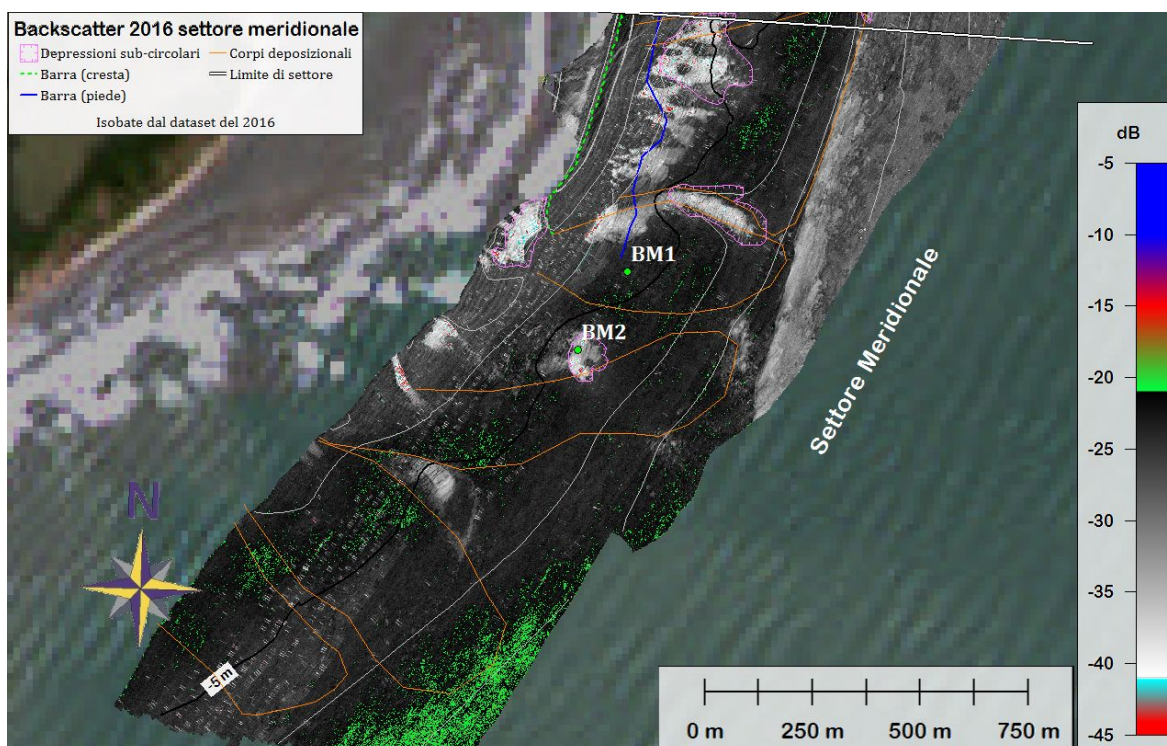


Figura 3.29: Backscatter dei fondali relativo al settore meridionale con l'ubicazione dei punti di campionamento BM1 e BM2. Le aree con il backscatter più alto si trovano nella zona meridionale del dataset, al confine SE dei dati e, localmente, in corrispondenza dei corpi deposizionali.

Al confine sud-orientale del dataset è presente un'area ad alto backscatter (verde in figura 3.29), verosimilmente connessa ad un graduale passaggio verso granulometrie più grossolane. In quella zona non si apprezzano morfologie particolari sul multibeam, il fondale si approfondisce gradualmente con un angolo di 0.3° e mostra residui batimetrici nulli o debolmente positivi.

Capitolo 4

Discussione

In questo capitolo saranno discussi i processi morfologici e sedimentari attivi nella porzione sommersa del delta del Po della Pila e l'evoluzione a breve e medio termine, contestualizzati in un quadro evolutivo a più ampia scala temporale, anche in relazione all'impatto antropico del XX e XXI secolo.

4.1 Processi geomorfologici e sedimentari attivi nel prodelta del Po della Pila

L'Adriatico è dominato da una corrente ciclonica termoalina (Poulain, 2001; fig. 4.1) che scende lungo la costa occidentale adriatica poiché risente dell'effetto di Coriolis. Nell'Adriatico settentrionale, tale corrente prende in carico gran parte del sedimento (qui si osservano i tassi di output fluviale tra i più alti dell'intero Mediterraneo) e lo redistribuisce verso sud (Cattaneo et al., 2007). Il trasporto sedimentario verso i versanti meridionali è amplificato, nel Nord Adriatico, dagli effetti dei venti di Bora (da NE) che, soprattutto in inverno, incrementano l'altezza significativa dell'onda e le correnti (Lee et al., 2005).

In corrispondenza della bocca di foce della Pila, il promontorio della costa, rappresentato dal delta devia la traiettoria delle correnti verso S influenzando la dispersione dei sedimenti provenienti sia dal sistema deltizio (prevalentemente sabbia fine, silt e argilla) sia dai tratti di costa più settentrionali rispetto al delta (sedimento prevalentemente sabbioso).

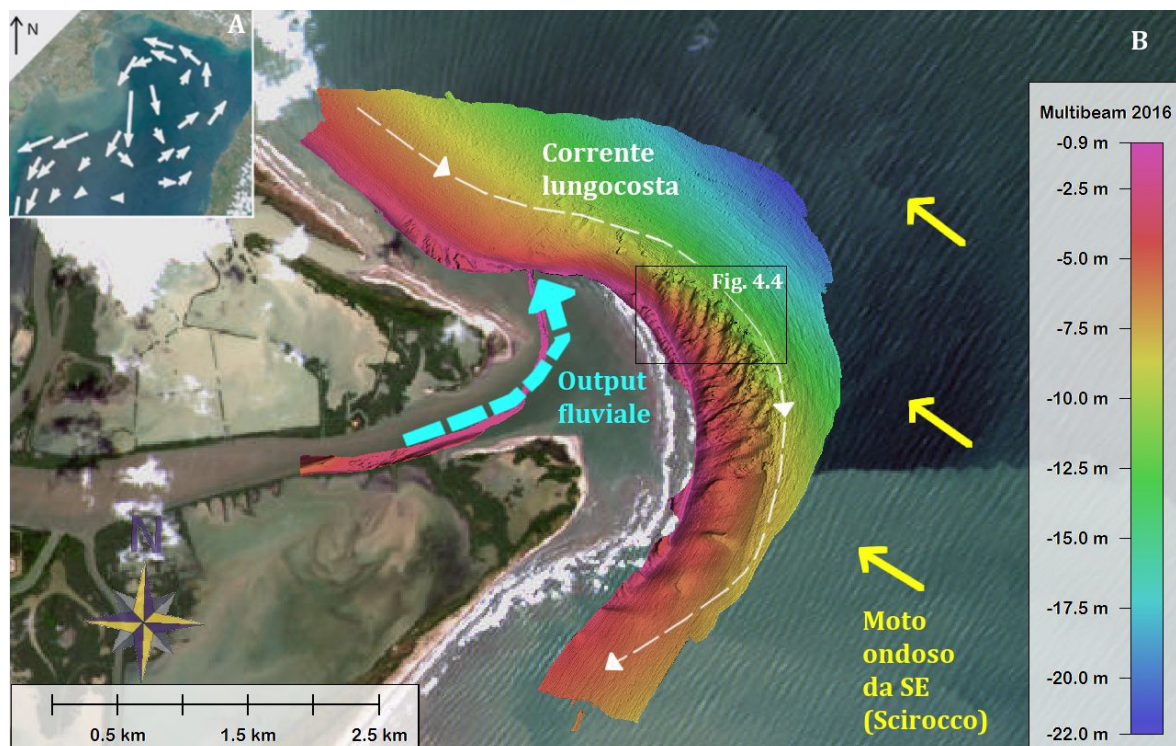


Figura 4.1: nello sketch (A): Schema di circolazione termoalina dell'Adriatico settentrionale (modificato da Poulain, 2001) (B) Schema d'interazione tra i principali processi che modellano il delta sommerso, in questo caso il moto ondoso proviene da SE ma si può verificare la provenienza da altre direzioni (es. NE) (base: rilievo batimetrico multibeam del 2016 (esagerazione verticale X30).

In corrispondenza della bocca di Pila le correnti lungocosta sembrerebbero subire una forte deviazione, dovuta in parte alla curvatura della linea di riva, in parte all'interazione col flusso di origine fluviale. Quest'ultimo fenomeno è funzione della portata del Po e del conseguente scontro fra le masse d'acqua a differenti caratteristiche chimico-fisiche.

L'assetto morfologico della scarpata di prodelta della Pila evidenzia, a grande scala, un ambiente estremamente dinamico. Sulla base dei dati batimetrici analizzati, è stato possibile osservare come tutta l'area oggetto di studio sia interessata da intensi processi erosivo-deposizionali, testimoniati da aree di accumulo o erosione dei fondali, migrazione di barre sommerse e fenomeni di subsidenza localizzata. In particolare, l'assetto morfologico indica la presenza di morfologie deposizionali ad andamento radiale rispetto alla bocca di foce che migrano, da nord verso sud, lungo l'intera scarpata di prodelta. Si può ipotizzare che tali morfologie siano il risultato dell'interazione tra le correnti dominanti lungo costa e i sedimenti del fondale (fig. 4.1). Tale assetto si riconosce anche sul versante meridionale del delta della Pila, dove i corpi cambiano morfologia, aumentando la lunghezza d'onda e diminuendo il rilievo, e dove tendono a curvare la loro traiettoria verso SO. Ciò sarebbe da imputare ai cambi di direzione e velocità delle correnti, che avvengono in relazione alle variazioni di direzione e pendenza che i fondali assumono nel settore meridionale. L'assetto fortemente asimmetrico dei corpi radiali sarebbe da imputare anche ad effetti legati alla profondità. Infatti, le azioni combinate delle correnti dominanti da nord (longshore) e del moto ondoso (cross-shore), agirebbero con maggior efficacia in acqua bassa, determinando una maggiore velocità di migrazione dei corpi sedimentari nei bassi fondali ed una minore nelle zone più profonde. Ciò spiegherebbe l'orientamento NE-SO dell'asse dei corpi deposizionali verso profondità maggiori, in generale su tutta la scarpata di prodelta, ma con entità crescente verso sud. Tale assetto è, infatti, ben documentato anche dai corpi deposizionali presenti sul versante meridionale del delta della Pila (fig. 4.1) che, nei bassi fondali, presentano una forte asimmetria verso sud, mentre nelle porzioni più profonde, a causa della minor efficacia del moto ondoso, presentano un "ritardo" nella migrazione dei sedimenti.

L'attività ordinaria del moto ondoso, in concomitanza con le correnti di deriva, sembrerebbe essere il principale agente morfogenetico che insiste sulla barra sommersa più sottocosta. Essa s'impone sulle strutture radiali e sembra avere origine in parte dalla bocca settentrionale (deposito del residuo positivo a E della barra di foce, fig. 3.21A e 3.22A) ed in parte dalla barra di foce (nel settore settentrionale) per il trasporto di sedimenti verso sud (corrente lungocosta) e per la combinata azione modellante del moto ondoso. La barra sommersa si sviluppa infatti, con notevole continuità laterale, parallelamente alla barra di foce emersa.

Morfologie depresse

La grande variabilità morfologica osservata nella scarpata di prodelta è testimoniata anche da numerose depressioni sub-circolari presenti sui fondali. Questo tipo di morfologie è stato osservato anche in altri importanti sistemi deltizi come il delta del Mississippi (Prior & Coleman, 1980 e 1982; Coleman et al. (1998)) ed il delta dello Huanghe - "fiume Giallo" - (fig. 4.2A, Prior et al., 1986). Gli studi di tali lineamenti morfologici non sono tuttavia molto documentati a causa delle profondità sulle quali si individuano (pochi metri di profondità, il che ne rende difficile lo studio) e delle

particolari condizioni ambientali in cui si sviluppano.

Negli ambienti deltizi tali depressioni sembrerebbero svilupparsi a causa di fenomeni di collasso superficiale, causato dalla compattazione di sedimenti ricchi in contenuto d'acqua e ad elevato contenuto di materiale organico (Prior & Coleman, 1980). La compattazione dei sedimenti avverrebbe per effetti di fluidificazione del sedimento superficiale, causata da un incremento delle sovrapressioni neutre (Prior et al., 1986).

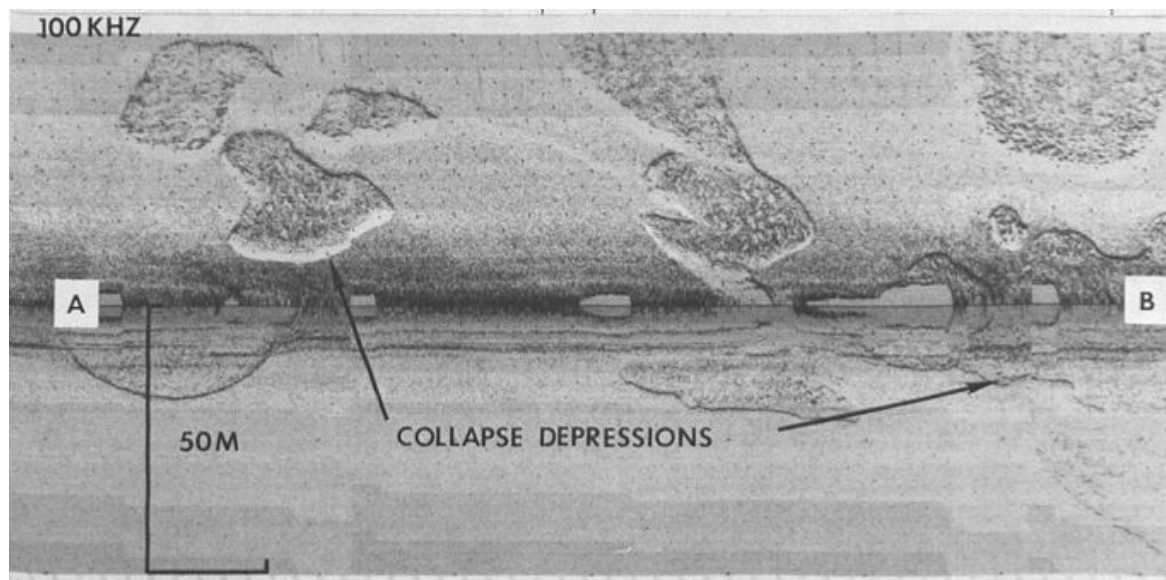


Figura 4.2: Immagine Side Scan Sonar (100 KHz) con depressioni subcircolari presenti sui fondali del delta dello Huanghe (Cina) molto simili a quelle osservate sul delta del Po della Pila (modificata da Prior et al., 1986).

Il fattore d'innescio sembrerebbe essere generalmente causato dal carico ciclico che le onde di tempesta esercitano sui fondali (Kraft et al., 1985). L'effetto di carico (positivo) e scarico (negativo) della pressione idraulica sul fondo, causato dal moto ondoso, produrrebbe l'annullamento della tensione efficace e l'effetto di liquefazione istantanea dei sedimenti più superficiali. Nei tre anni di monitoraggio, nella scarpata di prodelta sono stati osservati diversi tipi di depressioni e forme da instabilità gravitativa associata lungo pendio. Le depressioni si sono osservate in diverse parti del delta, sia sulla porzione superiore che a profondità maggiori, indicando quindi un'elevata occorrenza del fenomeno e una variabilità sia per forma che per dimensioni. In alcuni casi (fig. 4.3), sono stati documentati gli effetti visibili della fluidificazione dei sedimenti ubicati al piede delle depressioni.

L'abbondanza di una copertura sedimentaria a granulometria prevalentemente fine (silt) disposta in livelli più o meno omogenei, ricchi in componente organica ed acqua, sarebbe un fattore predisponente ai fenomeni di fluidificazione dei sedimenti (Youd & Perkins, 1978).

Le riflettività dei fondali a bassi valori di backscatter indicherebbe, all'interno delle depressioni, una distribuzione di sedimenti prevalentemente fine. Non si esclude tuttavia che le depressioni, una volta avvenute, possano costituire da trappola sedimentaria per i sedimenti fini provenienti dall'area di foce (fig. 3.29 e 3.13B).

La distribuzione delle depressioni localizzate al piede della scarpata di prodelta (fig. 3.10A, 3.14A e B) è in accordo a quanto osservato sul delta del Mississippi circa l'angolo di inclinazione dei fondali in cui esse appaiono, in presenza di valori comparabili (0.1° - 0.2° , Prior & Coleman, 1982 e Prior et al., 1986). Le depressioni a fondo piano mostrano diverse fasi evolutive (fig. 3.14B) e, in alcuni casi, possono andare in coalescenza con altre sino a produrre grandi strutture da collasso.

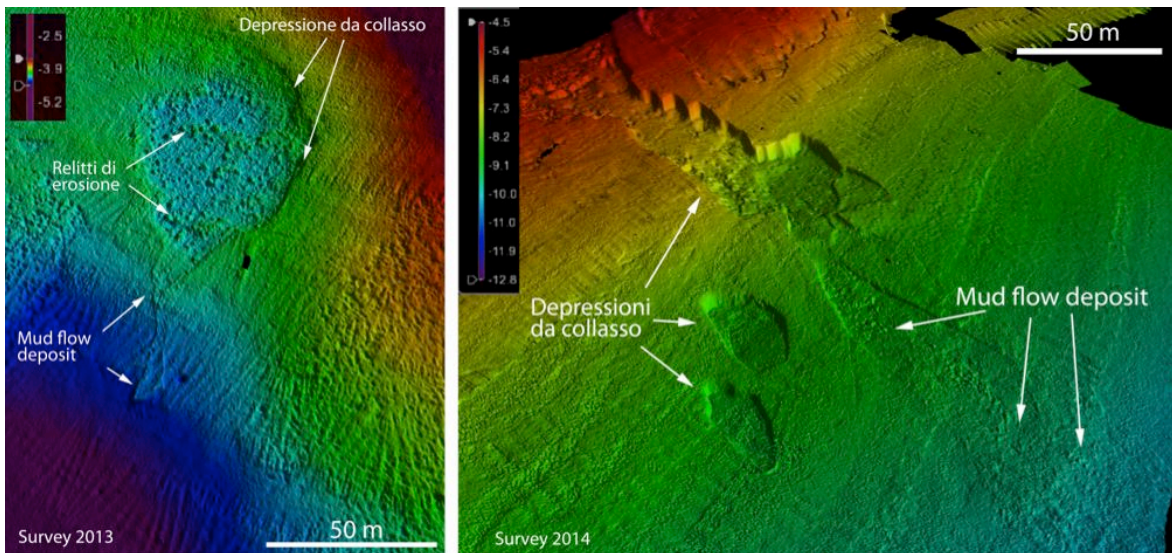


Figura 4.3: Depressioni da collasso per fluidificazione dei sedimenti nei rilievi multibeam 2013 e 2014. Le depressioni lungo pendio possono generare dei flussi gravitativi (mud flow) sul versante a maggiore acclività.

I fianchi delle depressioni al piede della scarpata di prodelta sono molto acclivi, tanto che formano gradini morfologici con dislivelli di decine di centimetri. Sul rilievo del 2016 è stato infatti osservato come la coalescenza di diverse depressioni al piede della scarpata di prodelta abbia creato un'area depressa quasi continua, con dislivello di oltre 0.5 m rispetto ai fondali circostanti (fig. 3.10, 3.14 A e B, 3.15).

La variazione di pendenza del fondale, sembra associarsi all'alta densità di depressioni osservate al piede della scarpata di prodelta. Si noti, infatti, la coincidenza fra la chiusura in profondità dei corpi radiali, nella posizione che avevano nel 2013, e l'area dove nel 2016 si ripresentano nuove depressioni da collasso (fig. 4.4). Ciò indicherebbe lo sviluppo ciclico di un fenomeno fisico della stessa natura e nello stesso settore.

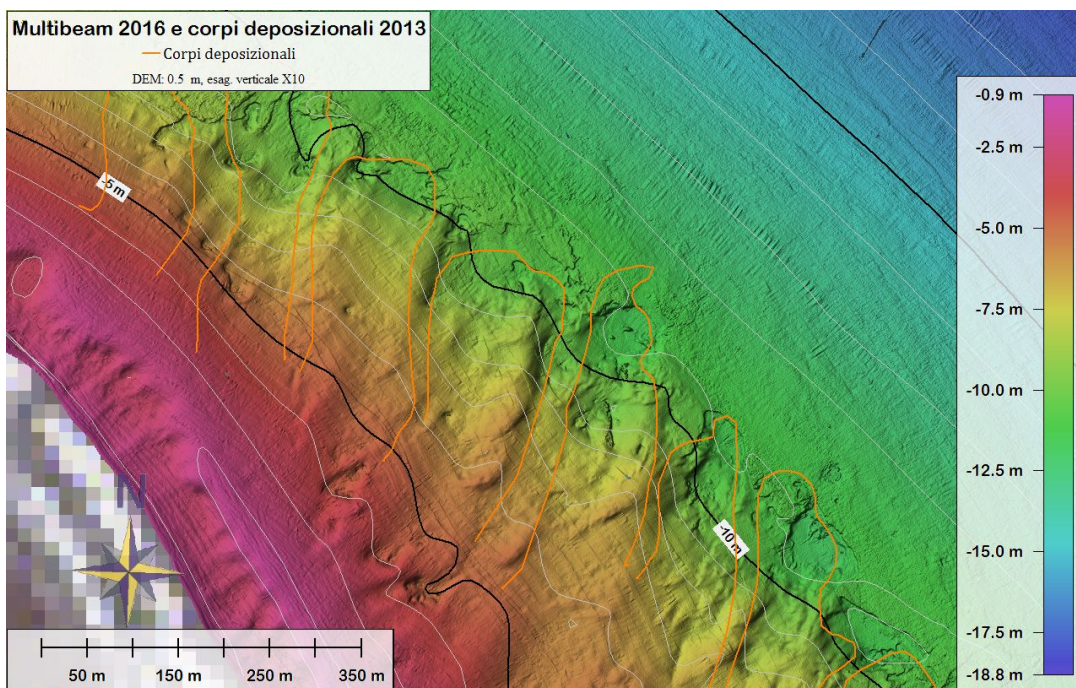


Figura 4.4: Rilievo multibeam 2016. Si può osservare in sovrapposizione, tracciata dalle linee arancioni, la posizione dei corpi deposizionali nel 2013. La terminazione NE dei corpi corrisponde alla posizione delle forme depresse semi-coalescenti al piede della scarpata. Per l'ubicazione si veda figura 4.1.

Una possibile interpretazione di tale fenomeno potrebbe essere legata alla complessa architettura della scarpata deltizia, costituita dall'alternanza di sedimenti di natura organica e inorganica (pelite e sabbie fini), generalmente permeabili alla migrazione di fluidi. Orange et al. (2005) propongono che il Po durante gli eventi di piena possa rapidamente depositare in prodelta ingenti quantità di materia organica terrigena, sottraendola al rimaneggiamento fisico e biologico e creando dunque, al fronte della foce, le condizioni ottimali per la metanogenesi da riduzione dei carbonati operata da microorganismi anaerobici. Al fronte della bocca di foce del Po della Pila, attraverso profili sismici a riflessione monocanale è stata evidenziata la presenza di livelli di gas nei depositi deltizi più superficiali (fig. 4.5).

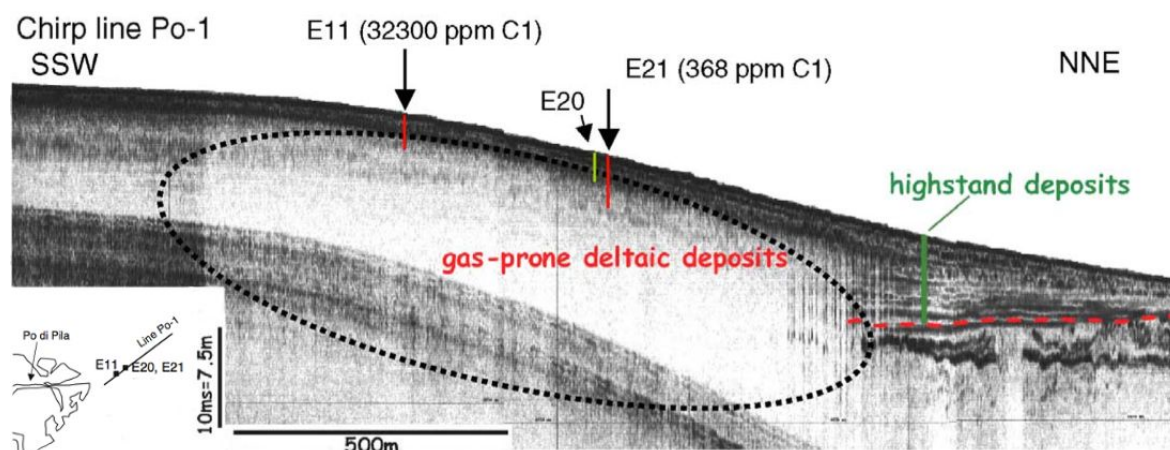


Figura 4.5: Profilo CHIRP che evidenzia la corrispondenza fra livelli d'impermeabilità acustica dei sedimenti e campionamenti anomalmente carichi di gas; le linee verticali indicano la penetrazione dei carotaggi da cui sono stati prelevati i campioni (modificata da Orange et al., 2005).

Orange et al. (2005), inoltre, attraverso un campionamento del sedimento a 30 cm di profondità dal fondale, mostrano un'importante anomalia nella concentrazione in gas biogenici, sull'isobata -11 m del fondale del 2003, in un punto non distante dall'ubicazione delle depressioni osservate sul DEM del 2016 al piede della scarpata di prodelta ed a simili profondità. E' possibile quindi, se persistessero tali anomalie nel 2016, che queste morfologie da collasso siano prodotte da effetti di compattazione differenziale dei sedimenti prodotta dalla migrazione e dispersione nella colonna d'acqua di correlabili volumi di gas. Questa ipotesi potrebbe essere verificata attraverso indagini sismiche ad alta risoluzione, ulteriori campionamenti ed analisi geotecniche, estesi al di sotto della superficie, in queste aree.

Solchi nelle aree più profonde del dataset 2016

La disposizione spaziale dei solchi mappati nel settore orientale inferiore e nel settore settentrionale del delta sommerso (fig. 3.10C, 3.11B e 3.14A), lascerebbe ipotizzare che si tratti di forme antropiche derivanti dall'azione delle reti da strascico. Ciò indicherebbe che l'area in esame è fortemente impattata dall'attività della pesca. E' stata osservata la presenza di solchi continui, molto lunghi e disposti fra loro in modo equidistante e parallelo (rotte GPS con cui i pescherecci coprono un'area). Dato il meccanismo di azione delle reti a strascico e l'omogeneità del sedimento superficiale nelle aree più esterne del dataset (si noti il tono sul backscatter, fig. 3.26), è plausibile che ogni solco abbia profondità comparabili su tutta la sua lunghezza. Basandosi su questa ipotesi, è stato possibile osservare che i solchi più distali

presentano un manto di drappeggio più spesso di quelli più vicini alla scarpata di prodelta. Questa caratteristica probabilmente è anch'essa correlabile all'azione della corrente lungocosta e ne testimonierebbe l'influenza sui fondali esterni al piede della scarpata.

4.2 Tendenza evolutiva a breve e medio termine del delta sommerso ed impatto delle attività umane

Il delta sommerso del Po di Pila si è dimostrato essere un ambiente estremamente dinamico dal punto di vista geomorfologico e caratterizzato da un'evoluzione rapida dei fondali.

La tendenza evolutiva osservata tra il 2013 ed il 2016 e descritta nel paragrafo 3.3 (fig. 4.6) è controllata dall'interazione fra tre principali agenti morfogenetici: correnti, moto ondoso e output fluviale e attualmente i processi marini sembrano dominare su quelli fluviali. Dal confronto dei tre anni di dati batimetrici a disposizione, due processi principali sembrano dominare l'evoluzione geomorfologica a “breve termine” sul delta sommerso: la migrazione del sedimento sotto l'azione delle correnti lungocosta e l'abbassamento generalizzato della scarpata di prodelta. Il primo fenomeno è confermato dai residui batimetrici, che indicano, nei tre anni dell'analisi, la migrazione sottocorrente (verso S) di corpi deposizionali ad andamento radiale lungo la scarpata di prodelta, sia nel settore orientale superiore che in quello meridionale. Questo fenomeno, indicherebbe che le aree interessate dalla migrazione (scarpata di prodelta e bassi fondali del settore meridionale) sono aree di prevalente transito del sedimento e di questo va tenuto conto nel considerarne i residui batimetrici (fig. 4.6) come un effetto nel breve termine.

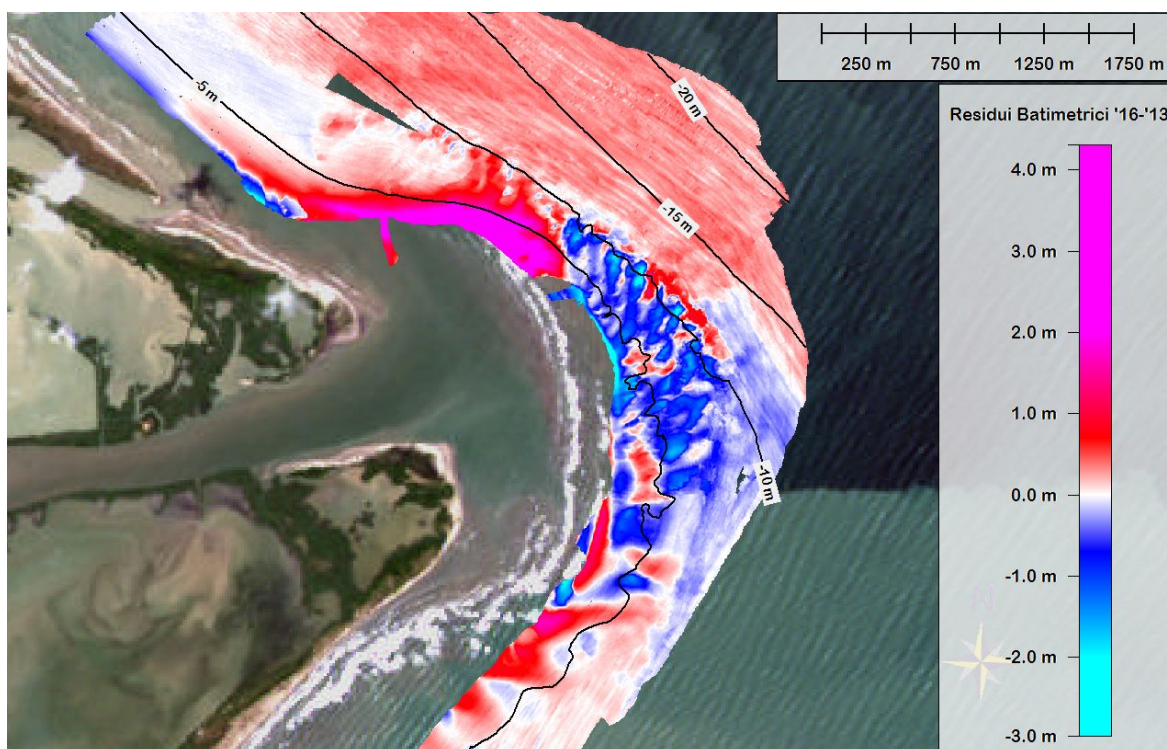


Figura 4.6: Residui batimetrici 2016-2013. Si noti come gli abbassamenti (blu) sono perlopiù concentrati lungo la scarpata di prodelta nel settore orientale, con valori medi di circa -0.5 m. I valori massimi di -2 m, verso costa, sono invece da imputare alla migrazione della barra esterna.

L'abbassamento dei fondali nella scarpata di prodelta si manifesta con valori medi di circa 0.5 m in tre anni (fig. 4.6) ed è accompagnato da evidenze di compattazione differenziale dei sedimenti. Non vi sono, tuttavia, dati di confronto con lo stesso grado di precisione per gli anni precedenti (Bondesan & Simeoni, nel 1983, descrivevano fasi di abbassamento del fondale a scale decennali, sulla base di un confronto tra carte e batimetrie del XIX - XX secolo, fig. 1.8). I valori di abbassamento osservati per la scarpata di prodelta, comunque, risulterebbero di molto superiori a quelli registrati da interferometria SAR ad apertura sintetica da Tosi et al. (2016), con valori stimati a circa 30 mm/anno nelle aree emerse del Po della Pila.

La morfologia della barra di foce (a profondità interessate dal moto ondoso nella sua parte più esterna, come visibile dalla frangenza delle onde in figura 4.6) evidenzia l'interazione fra processi fluviali e marini. Questa interazione avviene in corrispondenza della parte esterna della barra, dove è visibile nel rilievo multibeam 2016 una barra sommersa continua con andamento circa parallelo alla barra di foce.

I processi fluviali, infine, nei tre anni di osservazione sono risultati attivi principalmente in corrispondenza del canale settentrionale. Qui si è osservato un importante residuo batimetrico positivo (fino a +4 m di accumulo sedimentario, sezione in fig. 3.22B) nel periodo 2013-2016 (fig. 4.6), mentre i residui 2014-'13 mostravano un deposito di limitata estensione areale e con valori estremamente inferiori (fig. 3.21B). Questo anomalo incremento dei residui batimetrici lascerebbe ipotizzare un'origine di tipo impulsivo per il deposito che si è accresciuto fra il 2016 ed il 2014, collegandolo dunque a possibili eventi di piena. In effetti, l'analisi della serie temporale delle quote idrometriche (registrate presso la stazione di Cavanella, fig. 4.7) evidenzia un significativo evento di piena, sia per intensità che per durata, successivo al rilievo batimetrico del 2014, che potrebbe aver prodotto in modo impulsivo gli elevati innalzamenti del fondale riscontrati nel settore.

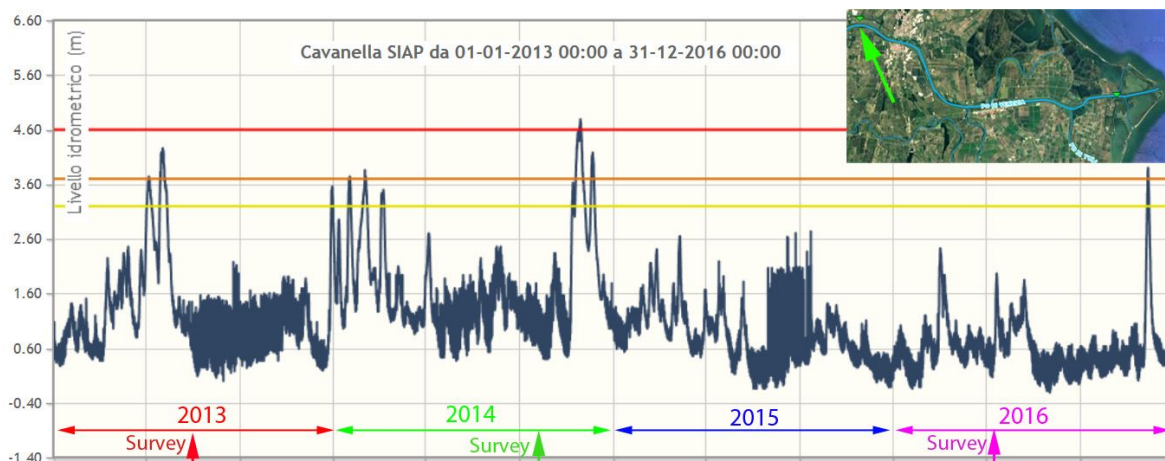


Figura 4.7: Livello idrometrico alla stazione di Cavanella (AIPo) registrato nei quattro anni di progetto a partire dal primo rilievo multibeam. Le frecce colorate indicano le date dei rilievi multibeam eseguiti sul delta della Pila. Il confronto dei livelli idrometrici indicherebbe che la piena più importante per intensità e durata negli ultimi 4 anni è avvenuta dopo il secondo rilievo batimetrico (novembre 2014).

Le analisi eseguite sul breve termine hanno evidenziato che le correnti adriatiche ed il moto ondoso sono i principali agenti modellanti che influiscono sulla dispersione dei sedimenti della bocca della Pila. Anche a scala decennale (medio termine, residui 1950-2010, fig.4.8) la distribuzione del sedimento è largamente influenzata, oltre che dal punto d'immissione del sedimento, dalle correnti lungocosta e ne riflette la variazione in direzione. Ciò emerge anche dal fatto che la deposizione ha penalizzato

le zone in ombra a sud della foce, sottocorrente rispetto la direzione della corrente lungocosta, mentre, la distribuzione dei residui positivi, crescenti verso NE rispetto alla zona d'ombra, indica l'orientazione NO-SE del depocentro.

Le isobate in verde in fig. 4.8 (ottenute dal merging dei dati degli anni '10 del XXI secolo) mostrano avanzamenti del delta sommerso ad ogni profondità, fatta eccezione per l'isobata dei -5 m, che proprio in corrispondenza del settore meridionale (zona d'ombra della deposizione) mostra arretramenti rispetto alle isobate degli anni '50.

I dati sull'evoluzione dei fondali nel XX secolo, riportati nel paragrafo 1.4, si sono confrontati con quelli derivanti dai residui fra il modello batimetrico digitale ricostruito per gli anni '50 e quello ottenuto dal merging dei rilievi multibeam 2013-2016. Dalle variazioni di quota dei fondali nell'intervallo 1953-1968 (fig. 1.8, zoom in 4.8B) si può notare un'area di abbassamento dei fondali fra -0.5 e -2.5 m, ubicata esattamente nella zona d'ombra a S della bocca di foce. Questi abbassamenti marcano un cambio di tendenza, poiché fino al 1953 i fondali registravano innalzamenti su tutta l'area circostante la bocca di foce. Bondesan & Simeoni (1983) imputano tali abbassamenti alla subsidenza naturale ed antropica ed alle variazioni (anche indotte dall'uomo) di portata liquida e solida dei canali distributori.

Proprio in quel periodo, in effetti, si praticava massivamente la coltivazione di sabbie dall'alveo (solo nell'intervallo 1958-1981 circa $690 \cdot 10^6 \text{ m}^3$; Dal Cin, 1983; Cencini, 1998) ed i cambiamenti in attività agricole, la riforestazione, l'arginatura artificiale dei canali e la costruzione di dighe imponevano, come oggi accade, condizioni di sottoalimentazione al sistema deltizio (Correggiari et. al. 2005a). In questo contesto, l'azione antropica assumerebbe un ruolo importante nell'evoluzione a medio termine del delta sommerso, influenzando l'apporto sedimentario e la portata del Po.

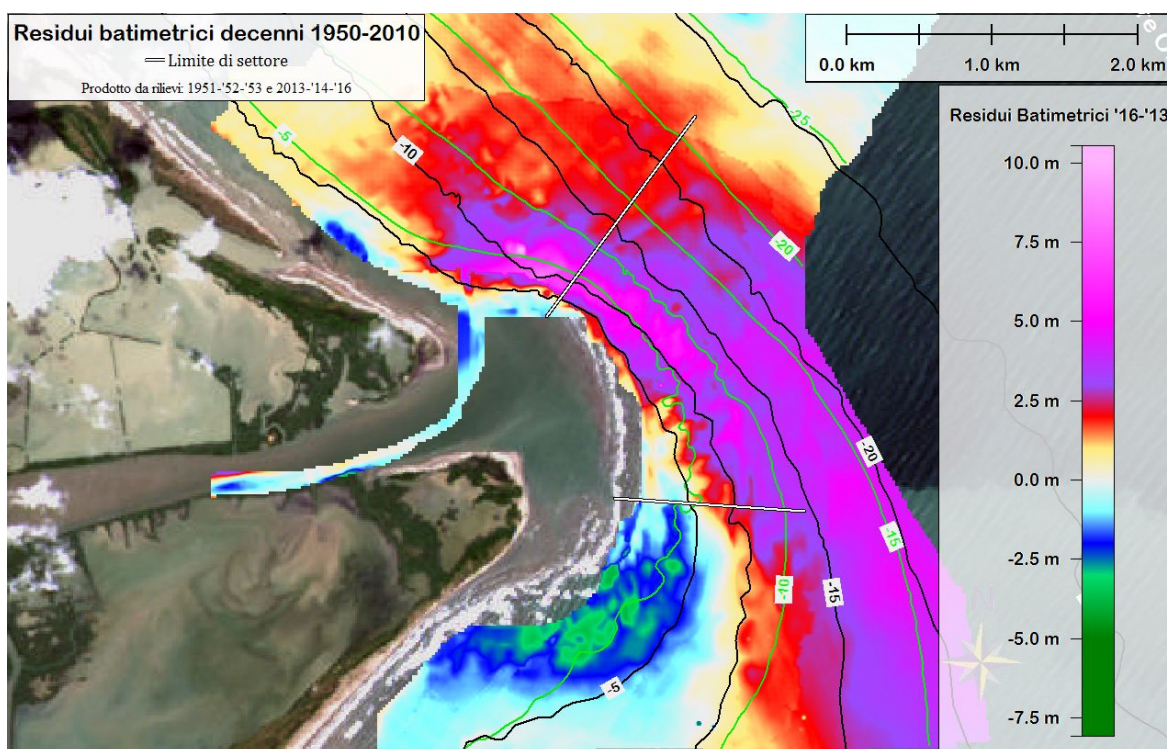


Figura 4.8A: Residui batimetrici fra il DEM ricostruito per gli anni '50 del XX secolo (isobate in nero) ed il DEM ottenuto dal merging dei dati multibeam sugli anni '10 del XXI secolo (isobate in verde). Il depocentro è spostato più a NE (fascia a residui più elevati).

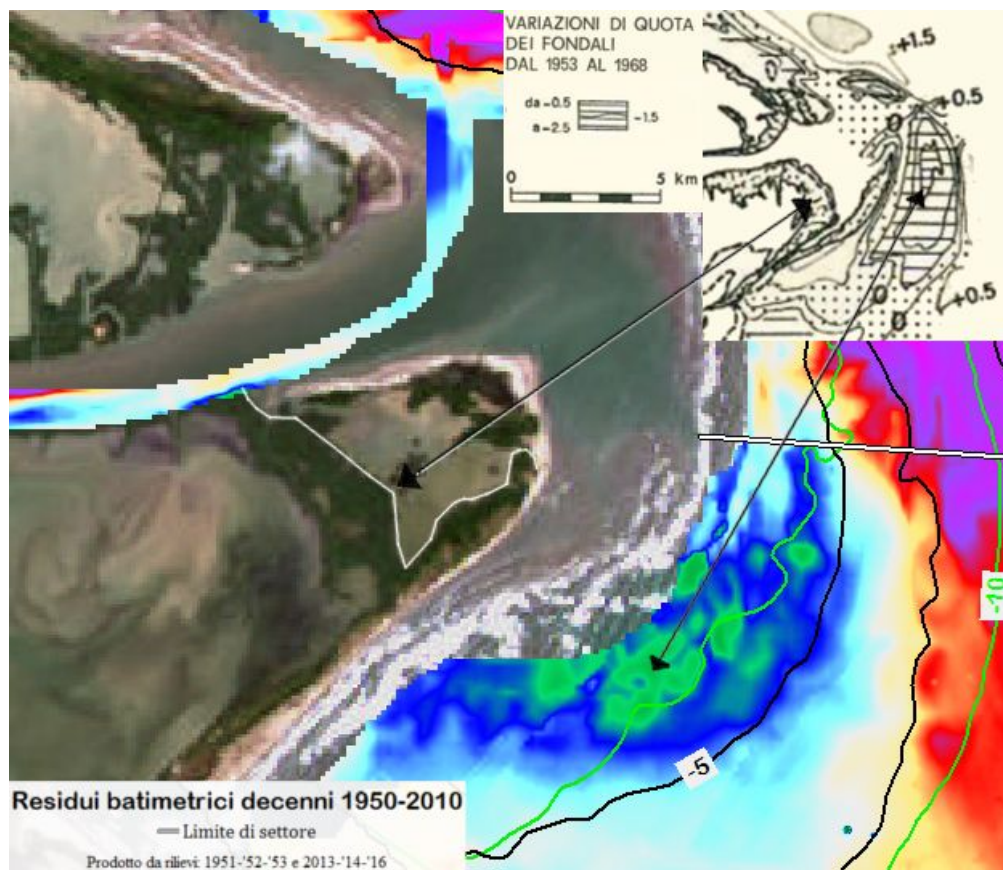


Figura 4.8B: Particolare del settore a residui batimetrici negativi in figura 4.8A. Sono indicati con frecce punti omologhi della linea di costa e della zona d'ombra della sedimentazione rispetto alla carta dei residui batimetrici di Bondesan & Simeoni (1983) in fig. 1.8.

Capitolo 5

Conclusioni

In questo lavoro di tesi è stata trattata l'analisi morfologica dei fondali antistanti alla bocca di foce del Po di Pila attraverso dati batimetrici ad alta risoluzione e cartografie storiche fornite dall'Istituto Idrografico della Marina Militare, messe a disposizione per questo studio nell'ambito del Progetto Bandiera RITMARE.

I dati morfologici e di backscatter hanno permesso di definire l'azione dei processi morfo-sedimentari sull'evoluzione inter-annuale (a scala di tre anni, 2013-2016) del delta sommerso e, tramite dati storici, di contestualizzare i risultati nell'ambito dell'evoluzione a medio e lungo termine del delta del Po di Pila (variazioni decennali dagli anni '50 del XX secolo ad oggi; variazioni secolari dalla fine del XIX secolo ad oggi). Naturalmente il grado di precisione dei diversi dataset e relative tecniche, varia notevolmente nelle diverse scale temporali d'indagine a causa delle tecnologie impiegate per il posizionamento.

Il delta del Po entra nel XXI secolo in condizioni di sottoalimentazione. In questo contesto, l'analisi bati-morfologica e dei processi sedimentari attivi ha portato a concludere che:

- il monitoraggio con tecnologia multibeam del delta del Po della Pila ha evidenziato che le porzioni sommerse sono caratterizzate da un ambiente estremamente dinamico, in grado di produrre lineamenti morfologici complessi e poco studiati che evolvono a breve scala temporale, con comparsa e rapida obliterazione;
- i fondali del delta sommerso nei primi metri di profondità sono dominati dall'azione modellante del moto ondoso e dalla sua interazione con il flusso fluviale in uscita, che avviene in corrispondenza della barra di foce;
- i depositi sedimentari di una certa entità (di diversi metri di spessore) lungo la scarpata di prodelta avvengono solo in occasione di piene importanti, mentre in condizioni ordinarie i depositi sono scarsi o di limitata entità con sedimentazione prevalentemente siltosa.
- sulla scarpata di prodelta si osservano fenomeni localizzati di compattazione differenziale e fluidificazione dei sedimenti (collapse depression), dovuta probabilmente al carico ciclico da parte del moto ondoso, oltre ad effetti trattivi dovuti alla corrente lungocosta, che spostano sui fondali notevoli quantità di sedimento verso sud, causando la migrazione di corpi deposizionali ad andamento radiale;
- l'azione della corrente lungocosta è evidente anche a profondità maggiori, in posizione più distale rispetto alla scarpata di prodelta;
- la presenza di morfologie da compattazione differenziale dei depositi al piede della scarpata potrebbe essere correlata alle variazioni d'inclinazione dei fondali, apportate anche dalla migrazione dei corpi deposizionali, e alla presenza, a basse profondità sotto il fondale, di gas biogenico all'interno dei sedimenti, dovuto a decomposizione anaerobica dell'abbondante materia

organica depositata dal Po durante gli eventi di piena.

Le analisi dell'evoluzione nel lungo, medio e breve termine hanno portato a concludere che:

- nel lungo termine, la distribuzione della portata liquida e del carico sedimentario fra i diversi canali distributori del delta del Po (in parte dovuti ad effetti antropogenici) ha determinato l'assetto attuale del sistema deltizio sommerso, concentrando il sedimento al fronte della bocca della Pila;
- nel medio termine, la distribuzione del sedimento nel delta sommerso mostra migrazioni del depocentro verso N, mentre una "zona d'ombra" della sedimentazione si estende sottocorrente rispetto alla bocca di foce.
- nel breve termine, si osserva come le forze modellanti marine siano dominanti su quelle fluviali e che la morfologia dei fondali e la dinamica dei flussi correlata, potrebbero risentire di significative variazioni impulsive a seguito eventi di piena. Questa tendenza sarà verosimilmente esasperata anche in futuro, se gli attuali trend climatici e l'impatto antropico sul fiume proseguiranno.

Data l'elevata dinamicità dell'area di scarpata del prodelta, dove già a scala inter-annuale la morfologia del fondale subisce importanti modificazioni, nei rilievi futuri sarebbe necessaria una più fitta risoluzione temporale per osservarne l'evoluzione geomorfologica con maggior dettaglio, così come eseguire dei profili sismici ad hoc ed indagini geotecniche per la caratterizzazione dei sedimenti ivi presenti.

Bibliografia

Autorità di bacino del fiume Po, 2005 (disponibile a <http://www.adbpo.it/>).

Bondesan M., Simeoni U., 1983. *Dinamica e analisi morfologica statistica dei litorali del delta del Po e alle foci dell'Adige e del Brenta*. Mem. Sci. Geol., 36: 1-4.

Bondesan M., Castiglioni G.B., Elmi C., Gabbianelli G., Marocco R., Pirazzoli P.A., Tomasin A., 1995a. *Coastal areas at risk from storm surges and sea-level rise in northeastern Italy*. J. Coast. Res., 11: 1354–1379.

Cattaneo A., Trincardi F., Asioli A., Correggiari A., 2007. *The Western Adriatic shelf clinoform: energy-limited bottomset*. Continental Shelf Research 27(3):506-525.

Cattaneo A., Correggiari A., Langone L., Trincardi F., 2003. *The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: sediment pathways and supply fluctuations*. Mar. Geol. 193: 61 – 91.

Cencini C., 1998. *Physical processes and human activities in the evolution of the Po Delta, Italy*. J. Coast. Res., 14: 774–793.

Coleman J.M., Walker H.J., Grabau W.E., 1998. *Sediment Instability in the Mississippi River Delta*. Journal of Coastal Research, 14(3): 872-881. Royal Palm Beach (Florida)

Coleman J.M., Prior D.B., Garrison L.E., 1980. *Subaqueous sediment instabilities in the offshore Mississippi River delta*. New Orleans, La., Bureau of Land Management Open File Report 80-01.

Correggiari A., Cattaneo A., Trincardi F., 2005a. *Depositional patterns in the Late-Holocene Po delta system*. In: Bhattacharya, J.P., Giosan, L. (Eds.), Concepts, Models and Examples, SEPM Special Publication, vol. 83, pp. 365–392.

Correggiari A., Cattaneo A., Trincardi F., 2005b. *The modern Po delta system: lobe switching and asymmetric prodelta growth*. Mar. Geol. 222–223:49–74.

Dal Cin R., 1983. *I litorali del delta del Po e alle foci dell'Adige e del Brenta: caratteri tessiturali e dispersione dei sedimenti, cause dell'arretramento e previsioni sull'evoluzione futura*. Boll. Soc. Geol. Ital. 102: 9–56.

Fabbri P., 1985. *Coastline variations in the Po delta since 2500 B.P.*. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 57: 155-167.

Gambolati G., Teatini P., 1998. *Numerical analysis of land subsidence due to natural compaction of the Upper Adriatic Sea basin*. CENAS, Coastline Evolution of the Upper Adriatic Sea due to Sea Level Rise and Natural and Anthropogenic Land Subsidence, Water Science and Technology Library, vol. 28. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 103–131.

Hovius N., 1998. *Controls on sediment supply by large rivers*. In: Shanley, K.W., McCabe, P.J. (Eds.), Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonism in Continental

Rocks, SEPM Special Publication, vol. 59, pp. 3–16.

Kraft L.M., Helfrich S.C., Suhayda J.N., Marin J.E., 1985 *Soil response to ocean waves*. Marine Geotechnology 6:173-203.

Lee C.M., Askari F., Book J., Carniel S., Cushman-Roisin B., Dorman C., Doyle J., Flament P., Harris C.K., Jones B.H., Kuzmic M., Martin P., Ogston A.S., Orlic M., Perkins H., Poulain P.M., Pullen J., Russo A., Sherwood C., Signell R.P., Thaler Detweiler D., 2005. *Northern Adriatic Response to a Wintertime Bora Wind Event*. Eos Transactions 86/16: 157-168.

Lucchetta A., Pecora S., Preti M., Saccardo I., Sanavio G., 2007. *Delta del Po nel cambiamento climatico*, Arpa veneto Report – Dipartimento Regionale per la Difesa del Territorio , Parma, 16 luglio 2007.

Nelson B.W., 1970. *Hydrography, sediment dispersal and recent historical development of the Po river delta, Italy*. In: Morgan J.P. (Ed.), *Deltaic Sedimentation, Modern and Ancient*, SEPM Special Publication, 15: 152–184.

Poulain P.M., 2001. *Adriatic Sea surface circulation as derived from drifter data between 1990 and 1999*. Journal Marine Systems, 29: 3-32.

Pieri M., Groppi G., 1981. *Subsurface Geological Structure of the Po Plain, Italy*. Progetto finalizzato Geodinamica, C.N.R., Pubbl. 414: 23.

Prior D.B., Yang Z.S., Bornhold B.D., Keller G.H., Lu N.Z., Wiseman W.J. Jr., Wright L.D., Zhang J., 1986. *Active Slope Failure, Sediment Collapse, and Silt Flows on the Modern Subaqueous Huanghe (Yellow River) Delta*. Geo-Marine Letters 6:85-95.

Prior DB, Coleman JM 1982. *Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slopes of the Mississippi Delta*. In: Saxos S and Nieuwehuis JK (eds) *Marine Slides and Other Mass Movements*. Plenum Press, New York. v 6: 21-49.

Selli R., Ciabatti M., 1977. *L'abbassamento del suolo della zona litoranea ravennate. (Land subsidence in the littoral zone of Ravenna)*. G. Geol. 42: 1–47.

Simeoni U., Corbau C., 2009. *A review of the Delta Po evolution (Italy) related to climatic changes and human impacts*. Geomorphology 107: 64–71.

Syvitski J.P.M., Kettner A.J., Correggiari A., Nelson B.W., 2005. *Impact of distributary channels on sediment dispersal Delta system*. Marine Geology. 222-223, 75-94 .

Tosi L., Da Lio C., Strozzi T., Teatini P., 2016. *Combining L and X band SAR interferometry to assess ground displacements in heterogeneous coastal environments: the Po river delta and Venice lagoon, Italy*. Remote Sensing, Basel 8-4: 308.

Trincardi F., Cattaneo A., Asioli A., Correggiari A., Langone L., 1996. *Stratigraphy of the late-Quaternary deposits in the central Adriatic basin and the record of short-term climatic events*. Mem. Ist. Ital. Idrobiol. 55: 39–70.

Veggi L., Roncuzzi A., 1970. *Contributi a nuove ricerche sull'antica idrografia padana*. Atti Casa Matha, quad. 4, 7-27.

Visentini M., Borghi G., 1938. *Le spiagge padane. Ricerche sulle variazioni delle spiagge italiane*, CNR Report, Roma, vol. 7, pp.137.

Youd T.L., Perkins D.M. 1978. *Mapping liquefaction-induced ground failure potential.* Journal Geotechnical Engineering Division, Proceedings American Society Civil Engineers, 104(GT4): 433-466.