

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088  
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

---

---

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

# Studio morfo-batimetrico dei canali distributori del Delta del Po di Pila

Candidato:  
Matteo Conti

Relatore:  
Prof.ssa Claudia Romagnoli

Correlatore:  
Dott. Alessandro Bosman

---

---

Sessione Marzo 2015  
Anno Accademico 2013-2014

## INDICE

INTRODUZIONE .....	3
1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	4
1.1 EVOLUZIONE DEL DELTA DEL PO.....	6
1.2 IL DELTA DEL PO DI PILA.....	10
2. DATI E METODI UTILIZZATI.....	14
2.1 ACQUISIZIONE DEI DATI DI BATIMETRIA MULTIBEAM.....	15
2.2. UTILIZZO DEL SOFTWARE GLOBAL MAPPER.....	18
3. ANALISI MORFOBATIMETRICA.....	20
3.1 BUSA DI DRITTA.....	21
3.2 BUSA DI TRAMONTANA.....	34
3.3 BUSA DI SCIROCCO.....	43
4. DISCUSSIONE DEI RISULTATI.....	49
5. CONCLUSIONI.....	57
6. BIBLIOGRAFIA.....	58

## Introduzione

La presente tesi riguarda l'analisi dei dati di batimetria multibeam ad alta risoluzione acquisiti da IGAG (Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria)-CNR di Roma durante la campagna RITMARE (La Ricerca ITALiana per il MARE), svoltasi dal 16 al 30 giugno 2013. Per la prima volta si è potuto investigare un'ampia porzione del tratto fluviale del Delta del Po di Pila con i vari canali tributari (Busa di Dritta, Busa di Scirocco e di Busa di Tramontana, vedi figura sottostante).



*Dati di batimetria multibeam acquisiti nei canali del Delta del Po di Pila nel rilievo del 2013.*

Il delta del Po di Pila costituisce lo sviluppo più recente del Delta del Po ed è avanzato a tassi molto elevati negli ultimi 150 anni. Le dinamiche fluviali sono particolarmente attive e si manifestano nella morfologia dei canali, dove aree deposizionali (con strutture trattive a grande scala) si alternano a settori in cui prevale l'erosione dell'alveo o delle sponde.

Scopo del lavoro è stato quello di analizzare le principali morfologie presenti nei tre canali tributari (Busa di Dritta, Busa di Tramontana, Busa di Scirocco) ed osservarne la relativa distribuzione, in relazione ad aspetti morfologici ed idraulici del tratto fluviale e ai processi erosivi e deposizionali che interessano i tre canali ad intensità variabile.

I risultati delle analisi effettuate indicano come l'utilizzo anche in ambito fluviale delle più recenti tecniche di acquisizione di dati batimetrici multibeam possa costituire la base per un dettagliato studio delle morfologie fluviali e delle dinamiche ad esse associate.

## Cap. 1- Inquadramento Geologico

Il Delta del Po è localizzato in prossimità del tratto orientale finale della Pianura Padana e presenta oggi un'estensione di circa 380 km<sup>2</sup> (Correggiari et al., 2005). Il fiume Po si estende per 691 km e sfocia nella parte settentrionale del Mar Adriatico, dove alimenta il moderno Delta del Po (Simeoni e Corbau, 2009) che si estende per circa 25 km verso mare, con un tratto di costa complessivo di circa 120 km a Sud dell'Adige (Fig. 1). L'Adriatico settentrionale, in cui sfocia il Po, è un bacino poco profondo (sui 30 metri), a regime microtidale e caratterizzato da circolazione ciclonica termalina con forte variabilità stagionale (Correggiari et al., 2005).

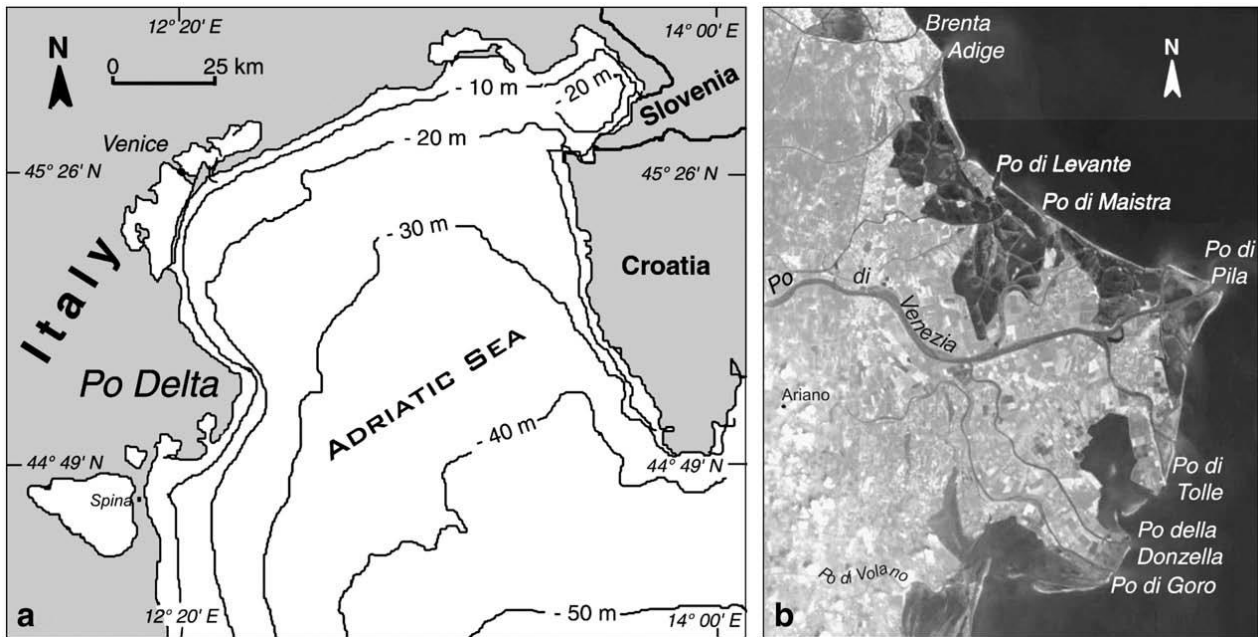


Fig.1 – Ubicazione del Delta del Po nel bacino Adriatico settentrionale (a) e immagine satellitare del delta del Po con indicazione dei canali distributori (b; da Simeoni e Corbau, 2009).

L'area totale occupata dal bacino del Po è stimata intorno ai 74.500 km<sup>2</sup>, di questi, circa 30.790 km<sup>2</sup> si trovano a quote pari o superiori a 200 m s.l.m. mentre la restante superficie costituisce la pianura alluvionale (Nelson, 1970).

Il delta può essere suddiviso in 3 parti principali:

- Un'estesa piana deltizia;
- Un fronte deltizio dominato da processi marini, che comprende 5 canali distributori;
- Un prodelta esteso ed Asimmetrico.

La maggior parte della piana deltizia inferiore si trova, mediamente, al di sotto del livello del mare: (la metà è a quote inferiori di -2 m). Internamente al delta sono presenti degli alti morfologici orientati N-S che non superano i 2 m di altezza e che corrispondono probabilmente ad antichi cordoni litorali (Correggiari et al., 2005).

Nel delta, il corso d'acqua principale ("Po di Venezia" in Fig. 1) è suddiviso in cinque rami attivi: Po di Maestra, Po di Pila, Po di Tolle, Po di Gnocca (detto anche di Donzella) e Po di Goro, facenti parte di un sistema fatto di una serie di pianure alluvionali e fronti deltizi. Le coste che delimitano il

delta sono caratterizzate da dune e barre fluviali, collegate a volte a porzioni di terra che delimitano ampie lagune (Simeoni e Corbau, 2009).

Il prodelta è composto da lobi fluviali e progradati in direzione prevalente SE per circa 10 km (Simeoni e Corbau, 2009). Questi lobi possono sovrapporsi lateralmente e continuare ad estendersi anche in mare aperto su distanze proporzionali al flusso di sedimenti che si accumula da terra. Un cuneo fangoso si estende a Sud del Po per notevole distanza a causa del trasporto prevalente verso Sud (Boldrin et al., 1998). A circa 30 km rispetto alla posizione dell'attuale linea di costa, la base del delta poggia su una superficie di discordanza regionale (superficie di massima trasgressione marina) costituita da depositi di argilla e torba datati ca. 5.300 anni BP, sovrapposti a depositi lagunari datati ca. 6.000 anni BP (Amorosi e Milli, 2001).

Il Po ha una portata media annuale di circa 1.500 m<sup>3</sup>/s (intervallo 1918-1981, Stefani e Vincenzi, 2005), con picchi di piena superiori a 10.000 m<sup>3</sup>/s in autunno o inverno e flusso estivo di poche centinaia di m<sup>3</sup>/s. La variabilità nel flusso fluviale è controllata dal regime climatico e dalle attività antropiche. Il Po contribuisce, grazie alla sua notevole portata, con circa 1/4 in inverno e 1/3 in estate, al deflusso fluviale totale nella parte settentrionale dell'Adriatico (Syvitski e Kettner, 2007). Il carico sospeso è stimato a 15\*10<sup>6</sup> ton/anno (Cattaneo et al., 2007).

L'attuale portata di acqua e sedimento del Po per ogni canale distributore è stata stimata come segue (dati da Nelson, 1970; Correggiari et al., 2005):

- Goro (8% acqua, 8% sedimento);
- Gnocca (16% acqua, 11% sedimento);
- Tolle (12% acqua, 7% sedimento);
- Pila (61% acqua, 74% sedimento);
- Meastra (3% acqua, 1% sedimento).

Come si vede, il Po di Pila fornisce il maggior contributo di portata.

Negli ultimi 100 anni la portata solida del Po si è ridotta drasticamente nel tempo, con cali stimati a partire da uno studio eseguito da Idroser (1994), in Simeoni e Corbau, (2009):

- 12,5 Mt/anno nel periodo 1918-1943;
- 13,9 Mt/anno nel periodo 1956-1965;
- 9,1 Mt/anno nel periodo 1966-1975;
- 9,3 Mt/anno nel periodo 1976-1985;
- 4,7 Mt/anno nel periodo 1986-1991.

## 1.1 – Evoluzione del Delta del Po

La moderna configurazione del Delta del Po è il risultato di una progressiva progradazione della linea di costa: 30 km in 500 anni rappresentano il tasso di crescita più rapido nella storia del delta (Correggiari et al., 2005).

La formazione del Delta del Po ha inizio tra 3.500 e 2.900 anni fa in un tratto di costa allora rettilineo: da allora ha attraversato diversi stadi di sviluppo per una complessa sovrapposizione di processi naturali ed antropici (Fig. 2). Sin dall'Età del Bronzo, ca. 3.500 anni BP, il Delta ha occupato un ampio tratto di costa compreso tra Ravenna e Adria, in cui vari tratti fluviali si sono alternati, interessati da fenomeni di avulsione. La portata del Po veniva dispersa attraverso diversi sbocchi fluviali che alimentavano piccoli delta cuspidati; la presenza di cordoni litorali ben conservati suggerisce il fatto che questi delta fossero dominati dal moto ondoso (Visentini, 1931; Bondesan et al., 1995; Correggiari et al., 2005).

Il delta del Po moderno con annessi lobi si mette in posto dopo che nel 1604 la Repubblica di Venezia dà il via libera alla deviazione di Porto Viro che costrinse il fiume a orientare il suo corso in direzione SE, in modo tale da evitare che i sedimenti fluviali depositati in mare potessero, accumulandosi, chiudere la bocca della laguna veneta. Ne conseguì un brusco cambiamento morfologico della costa accompagnato dalla progressiva e rapida crescita del delta, che ha assunto la sua configurazione attuale oltre a causare un completo rimodellamento della parte settentrionale della linea di costa adriatica (Correggiari et al., 2005).

Da allora l'alternanza di processi di tipo naturale (ad es. climatici) e processi di natura antropica ne hanno controllato l'evoluzione. Il delta del Po moderno è caratterizzato da una forte riduzione nella percentuale di sabbia e da una spessa sequenza di successioni pelitiche di prodelta (Stefani e Vincenzi, 2005). La prevalenza di diversi canali distributori a fasi alterne viene associata alla veloce migrazione dei depocentri nel prodelta (Correggiari et al., 2005), con fasi di avanzamento e ritiro dei lobi.

Fino al 1800 il Po di Maestra costituiva il ramo principale del delta del Po (Ciabatti, 1967), mentre dopo il 1840 esso diventò subordinato per effetto di opere artificiali; aumentò di importanza il Po di Tolle e poi il Po di Pila (Visentini e Borghi, 1938). Dopo le piene del 1872 e del 1879, il Po di Pila diventa il ramo principale a scapito del Po di Maestra che perde importanza: questo passaggio porta alla configurazione dei lobi fluviali che tutt'ora persiste.

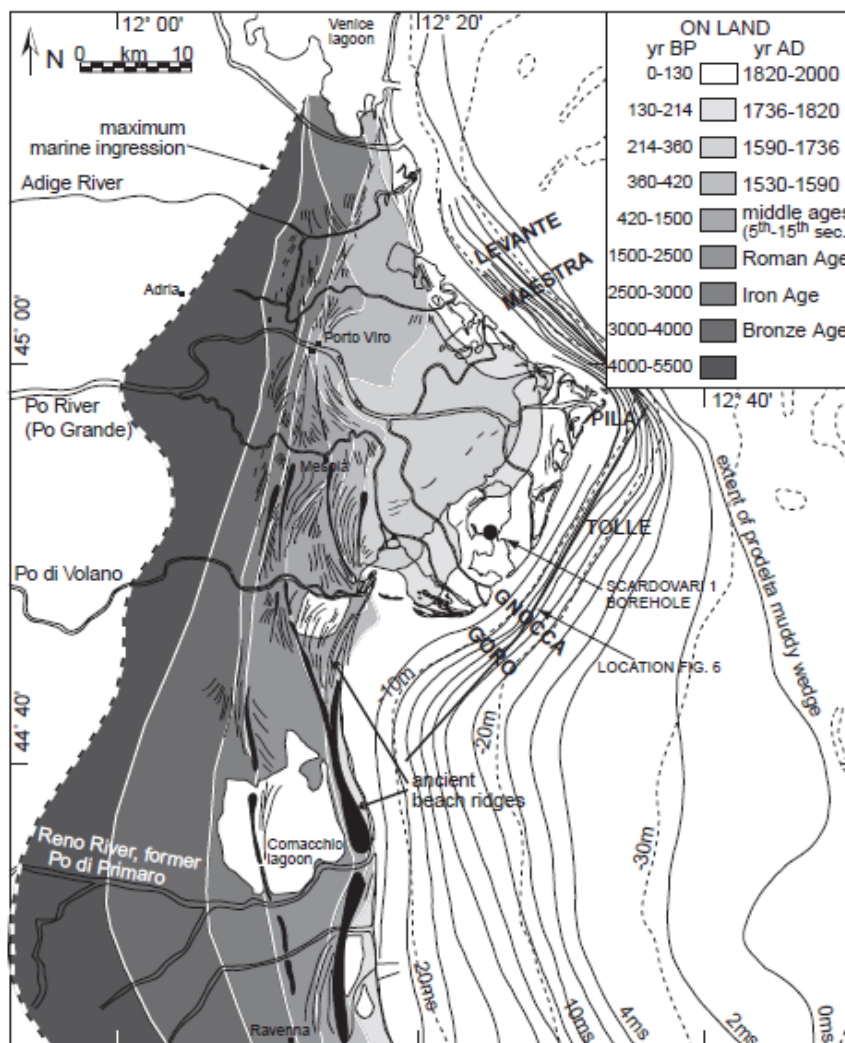


Fig.2 - Mappa delle fasi di progradazione del delta del Po (Correggiari et al., 2005). Le tappe principali della progradazione sono riportate con diverse sfumature di grigio e contrassegnate da linee bianche rappresentanti la posizione delle antiche linee di costa.

Complessivamente, nei primi 120 anni di sviluppo del delta moderno, si osserva una progradazione di oltre 20 km nei singoli lobi fluviali del delta che fornisce i seguenti tassi (Correggiari et al., 2005):

- Tra il 1604 e il 1750 il delta del Po avanza principalmente verso Sud a 86 m /anno;
- Tra il 1750 e il 1820 il Po di Goro-Gnocca avanza sempre verso Sud-Est a 129 m/anno;
- Tra il 1811 e il 1840 il Po di Maestra prograda verso Nord a 60 m/anno;
- Tra il 1840 e il 1886 diversi lobi fluviali si evolvono allo stesso tempo e il Po di Tolle diventa dominante avanzando di 60 m/anno;
- Dal 1886 fino ad oggi il Po di Pila diventa dominante e avanza a 47 m/anno.

La causa della rapida crescita del moderno delta del Po potrebbe essere ricondotta a cambiamenti climatici, in particolare a quelli della Piccola Età Glaciale caratterizzata da una forte alternanza tra periodi freddi /umidi (ca. 1450–1850 AD) (Simeoni e Corbau, 2009).

L'intervento antropico ha poi svolto un ruolo fondamentale nell'evoluzione del delta del Po, specialmente nell'ultimo secolo. Molte attività di bonifica sono state svolte in questa zona, a partire dal periodo della Piccola Età Glaciale durante il quale molti terreni bonificati erano divenuti paludosi a seguito di forti tempeste e alluvioni. Nella seconda metà del diciannovesimo secolo (1870) iniziò una vasta attività di bonifica durante la quale 15.000 ettari di terreno paludoso vennero drenati. All'inizio del 1900 partì poi un nuovo programma di bonifica che interessava ben 80.000 ettari di terreni paludosi. Gli interventi di bonifica terminarono entro la fine degli anni sessanta. Quelli più recenti (fino al 1990) hanno contribuito a ridurre l'estensione delle terre umide fino a 12.000 ettari, ovvero circa un quarto dell'estensione totale delle valli nel diciannovesimo secolo (Simeoni e Corbau, 2009).

Attualmente il Delta del Po è in fase di arretramento e si è progressivamente evoluto verso un tipo di delta dominato da processi marini costieri, con geometria cuspidata. La diminuzione del carico di sedimenti degli ultimi decenni è dovuta a diversi fattori, ma soprattutto alle intense estrazioni di materiale sabbioso dal letto del fiume ( fino a  $690 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  tra il 1958 e il 1981) (Correggiari et al., 2005). La deforestazione, l'estrazione degli inerti dal letto dei fiumi, lo sfruttamento indiscriminato dell'acqua e del gas dai serbatoi sotterranei, sono tutte attività antropiche che hanno causato forti impatti sull'evoluzione del delta moderno (Simeoni e Corbau, 2009) .

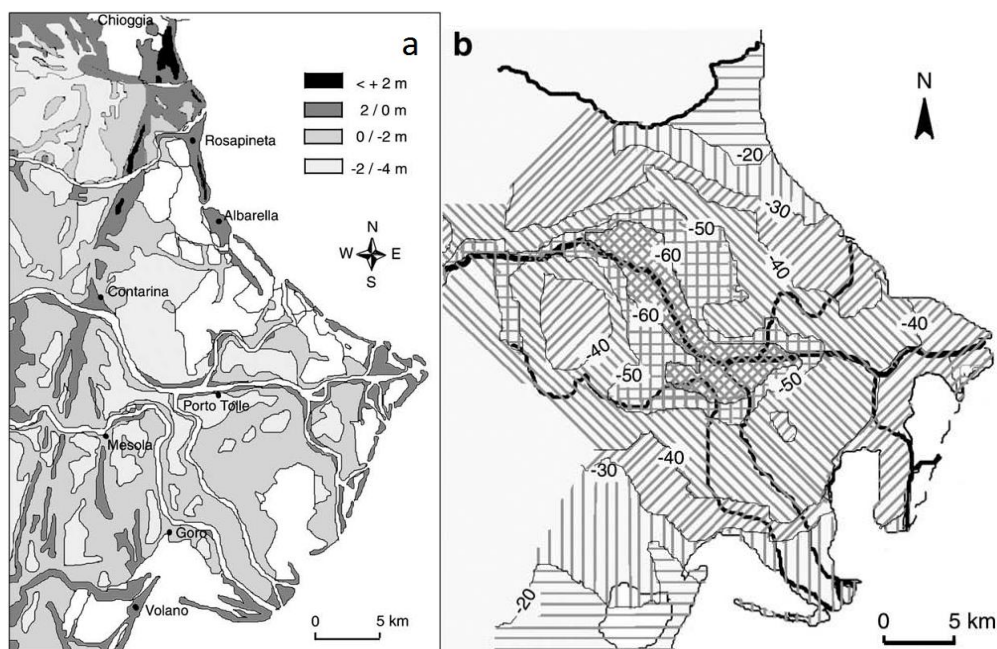


Fig.3 a) Altimetria del delta del Po di Pila. b) Subsidenza (in cm) rilevata nell'area del delta del Po tra il 1958 e il 1962 (Simeoni e Corbeau, 2009).

Studi sismico-stratigrafici hanno dimostrato che la piana costiera che attualmente circonda il delta del Po è stata affetta da tassi elevati di subsidenza durante il periodo Plio-Quaternario. Infatti la subsidenza è un fattore fondamentale per l'altimetria del delta del Po (Fig. 3). Tale fenomeno ha origine sia naturale che artificiale:



- Naturale, causata dall'ossidazione della torba e dall'abbassamento del terreno dovuto alla compattazione di strati litologici giovani;
- Artificiale, dovuta alla bonifica delle aree umide e all'estrazione di gas (metano), quest'ultima particolarmente attiva dal 1940 al 1961, quando fu interrotta dal governo a seguito degli evidenti danni causati (Colombo e Tosini, 2010).

La subsidenza naturale nel delta è stata stimata su valori intorno a 1-2 mm/anno (Simeoni e Corbau, 2009). Attività di bonifica hanno effettivamente indotto subsidenza ma, da sole, non riuscirebbero a giustificare a pieno i tassi di subsidenza rilevati nella zona del delta del Po durante gli ultimi sessanta anni (*Fig. 3*) (Caputo et al., 1970; Bondesan e Simeoni, 1983; Bondesan et al., 1995b; CENAS, 1997). Questi sono invece associabili alla intensa subsidenza artificiale indotta dall'attività umana tramite opere come:

- Estrazione di metano da depositi quaternari posti a profondità intermedie (200-600 m);
- Emungimento indiscriminato delle acque dal sottosuolo;
- Estrazione di gas a partire da profondità di 2000-3000 metri, come ad esempio nella zona della città di Ravenna.

I tassi di subsidenza riportati da Caputo et al., (1970) Borgia et al., (1982) indicano:

- Nel periodo 1951-1957 nella parte centrale del delta del Po è stato registrato un tasso massimo di subsidenza intorno ai 250 mm/anno;
- Nel periodo 1958-1962 un tasso di 180 mm/anno;
- Nel periodo 1962-1967 la diminuzione del tasso di subsidenza fino a 33 mm/anno grazie soprattutto al progressivo calo delle estrazioni effettuate nella zona del delta;
- Nel periodo 1967-1974 un tasso di 37.5 mm/anno (Bondesan e Simeoni, 1983).

Gli ultimi dati evidenziano chiaramente i benefici che ha portato l'interruzione delle attività di estrazione, che è effettivamente diminuita parecchio rispetto a pochi decenni prima. Nonostante il grado di subsidenza sia in progressiva diminuzione, recenti studi hanno comunque dimostrato che il fenomeno è oggi ancora attivo (Simeoni e Corbau, 2009).

## 1.2 – Il Delta del Po di Pila

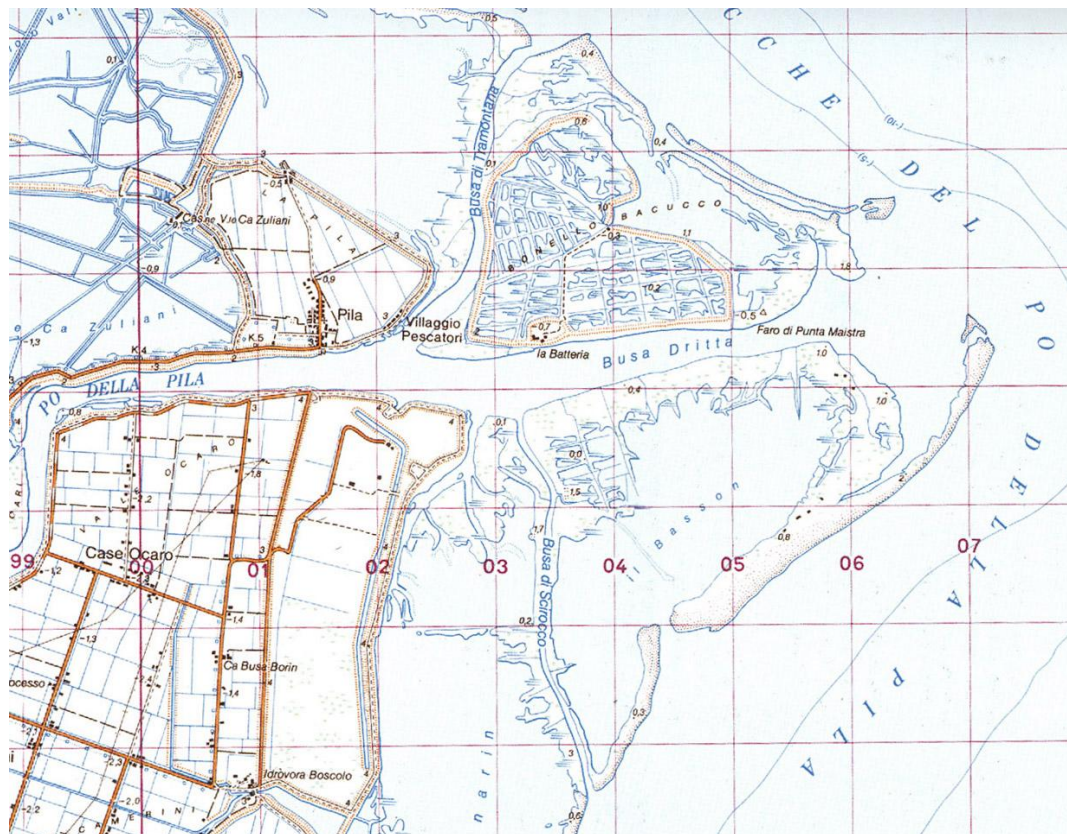


Fig.4 – Cartografia del Po di Pila (IGM, 1985).

Il Po di Pila (Fig. 4) diventa dominante a partire dal 1886 dopo la conclusione della Piccola Età Glaciale, in risposta al raddrizzamento artificiale in direzione E-W del principale tratto di alimentazione del fiume stesso (Visentini e Borghi, 1938). A partire dal 1886, il lobo fluviale del Po di Pila avanzò a 47 m/anno, ma ha subito un parziale ritiro negli ultimi decenni a causa di diversi fattori come la costruzione di dighe, scavi lungo il letto del fiume e costruzione di varchi artificiali per ridurre l'intensità di allagamenti della piana deltizia a seguito di eventuali alluvioni (Correggiari et al., 2005).

Informazioni riguardanti la geometria interna del lobo deltizio del Po di Pila ed i rapporti con gli altri lobi fluviali sono state ottenute tramite profili CHIRP-sonar nel moderno prodelta (Fig. 5). Come si vede l'estensione di questo lobo è maggiore verso SE (profilo lungo la sezione 5), dove esso si sovrappone parzialmente al lobo del Po di Tolle.

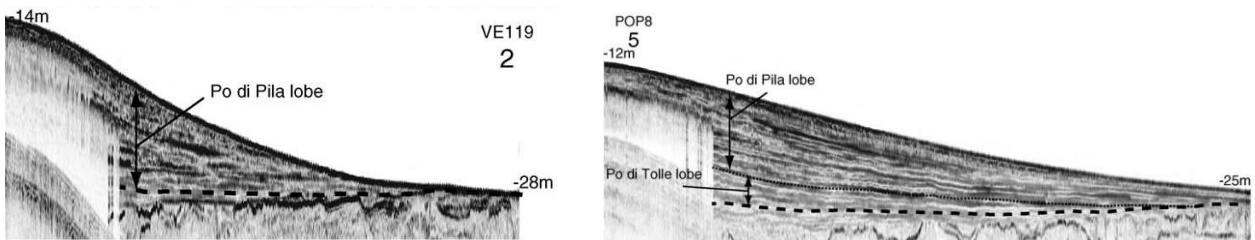
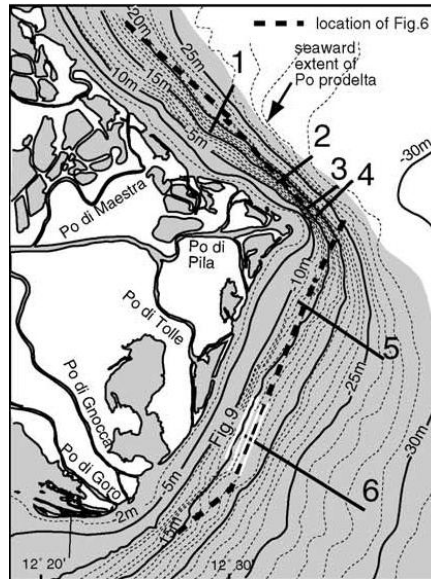


Fig.5 - Batimetria attuale dell'area di prodelta, con indicazione dei profili Chirp-sonar perpendicolari alla linea di costa (in alto) e profili 2 e 5 effettuati sul Po di Pila (in basso). La linea tratteggiata nella cartina mostra la posizione dei profilo parallelo alla linea di costa dei mostrato in Fig.6 (Correggiari et al., 2005).

La distribuzione laterale dei lobi di prodelta del delta del Po di Pila è quindi marcatamente asimmetrica. Un rapido assottigliamento dei depositi (da 15 m fino a 0) avviene in direzione E-NE ed è accompagnato da contatti in downlap con depositi di prodelta più antichi (Fig. 6), mentre verso SE prevale l'accumulo di sedimento.

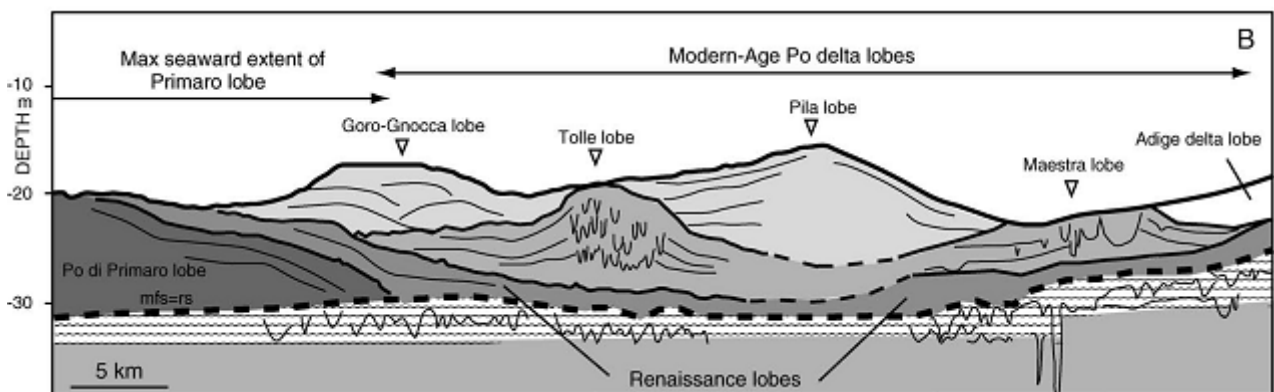


Fig.6 - Sezione interpretata di un profilo Chirp-sonar parallelo alla linea di costa (ubicazione in Fig.5), riassuntiva dei rapporti stratigrafici tra i singoli lobi di prodelta del delta del Po,. L'esagerazione verticale è di circa 500 volte in modo tale da rendere più evidenti e comprensibili i rapporti stratigrafici tra i singoli lobi (Correggiari et al., 2005).

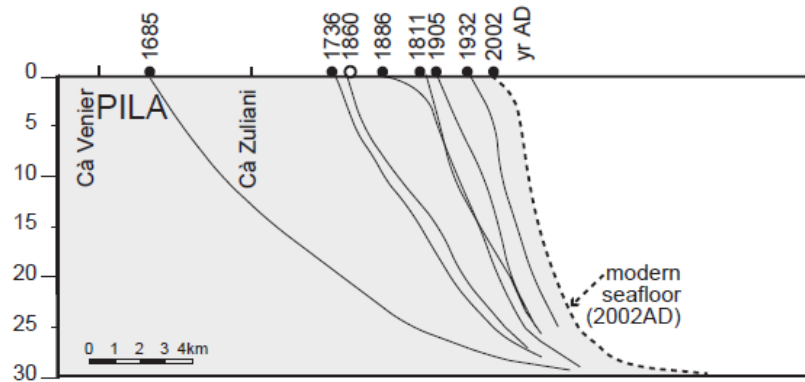


Fig.7 – Profili batimetrici basati sulla migrazione delle linee di costa in corrispondenza del lobo del Po di Pila. I pallini pieni neri vicino alle date indicano che il delta era in fase di progradazione, mentre i pallini vuoti indicano che il delta presentava una tendenza retrogradazionale. La sezione lungo cui sono stati ricavati questi profili è quella mostrata nella Fig.8 (Correggiari et al., 2005).

La conformazione del lobo del Po di Pila riflette poi la presenza di fasi di ritiro alternate a fasi di avanzamento, accompagnate dalla messa in posto di ingenti quantità di sedimento trasportato verso le aree meridionali. Se le variazioni nello spessore del lobo di Pila sono state evidenziate grazie a rilievi batimetrici (Fig. 5 e 6), rilievi della linea di riva (Fig. 7) mostrano un generale avanzamento tra 1685-1736, 1860-1866 e dal 1905 in poi. A quest'ultima fase si riferiscono gli spessori indicati in Fig. 8, dove:

- Gli spessori di sedimento che superano i 10 m occupano un'area di circa 25 km<sup>2</sup>;
- Gli spessori di sedimento intorno a 1.5 m occupano circa 200 km<sup>2</sup>.

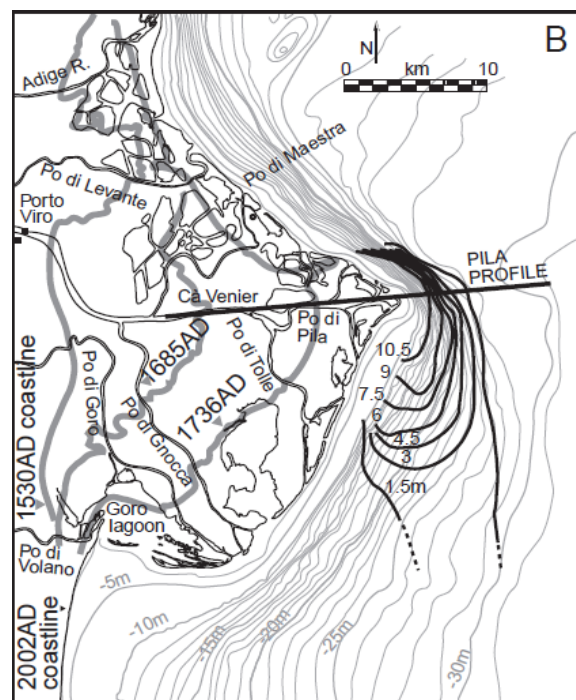


Fig. 8 – Distribuzione degli spessori del lobo del delta del Po di Pila sovrapposta alla moderna batimetria della zona di prodelta. Gli spessore riportati sulla mappa qui sopra si riferiscono al solo periodo post-1905 (Correggiari et al., 2005).

In base a questi valori si è stimato in almeno  $1.5 \text{ km}^3$  il volume di sedimento presente alla foce del Po di Pila, di cui circa  $78 \cdot 10^6$  tonnellate si sarebbero accumulate negli ultimi 120 anni ad un tasso di circa  $6.5 \cdot 10^6$  ton/anno.

I tassi di sedimentazione maggiori si riscontrano attualmente nel settore antistante il canale di Pila, ma un deposito di spessore relativamente elevato è presente davanti allo sbocco della Busa di Tramontana (Boldrini et al., 1988).

## Cap. 2 – Dati e metodi utilizzati

I dati utilizzati in questa tesi sono stati acquisiti nell'ambito del progetto RITMARE (La Ricerca Italiana per il MARE), uno dei Progetti Bandiera del Programma Nazionale della Ricerca finanziato dal Ministero dell'Università e della Ricerca.

La campagna per la raccolta dei dati batimetrici ad alta risoluzione si è svolta dal 16 al 30 giugno 2013 e ha permesso di investigare per la prima volta un'ampia porzione del tratto fluviale del Delta del Po di Pila (Busa di Dritta, Busa di Scirocco e di Busa di Tramontana) e della scarpata di prodelta (Fig. 9). I dati geofisici sono stati acquisiti dall'Istituto IGAG (Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria)-CNR di Roma mediante un'imbarcazione a basso pescaggio (*Laguna Project*) al fine di investigare i fondali anche nelle aree a basse profondità, mentre le indagini morfobatimetriche nelle porzioni più distali sono state svolte dall'Istituto ISMAR-CNR di Venezia mediante l'imbarcazione *Litus*.



Fig.9 - Batimetria multibeam acquisita nell'ambito del progetto RITMARE nell'area del Delta del Po di Pila.

La campagna di ricerca è stata condotta con strumentazioni geofisiche e di posizionamento di ultimissima generazione (di seguito illustrate), che hanno permesso di realizzare la prima mappa morfologica ad alta risoluzione e di riflettività (*backscatter*) dei fondali.

A partire del grid batimetrico ad altissima risoluzione ottenuto da una maglia di 30 cm, in questa tesi si è effettuato una mappatura morfobatimetrica delle aree di canale, elaborando i dati mediante l'ausilio di software specifici in ambiente georeferenziato (Global Mapper).

## 2.1 – Acquisizione dei dati di batimetria multibeam

La tecnica del *seafloor mapping* è diventata oggi una delle metodologie più diffuse sia nel campo della ricerca geologica marina, sia nel campo dell'ingegneria marittima (geohazard, habitat mapping ecc), in quanto fornisce prodotti cartografici tridimensionali ad alta risoluzione (*Digital Elevation Model*) di aree marine, fluviali e lacustri. Il seafloor mapping viene realizzato attraverso metodologie geofisiche multifascio, sistemi caratterizzati da alte/altissime frequenze (50-500 kHz), in grado di fornire sia accurate mappe morfologiche, sia la distribuzione delle facies acustiche (*backscatter*) in relazione alla tessitura sedimentaria.

Questa tecnica d'indagine geofisica, diffusa a partire dagli anni 2000, consente di avere informazioni dettagliate sulla natura delle morfologie sommerse e indicazioni sul tipo di fondale presente, nonché su possibili condizioni di rischio geologico, come ad esempio la rapida evoluzione dei fondali marini per fenomeni di instabilità gravitativa, l'emissione di fluidi, presenza di faglie sul fondale, ecc.ecc.

Questa tecnologia sfrutta la capacità di propagazione di onde acustiche all'interno di un mezzo caratterizzato da determinate proprietà fisiche. La sorgente multibeam produce delle onde acustiche caratterizzate da una certa frequenza (50-500 kHz) che, raggiunto il fondale, saranno progressivamente diffratte in tutte le direzioni. La componente riflessa verrà registrata dai trasduttori riceventi attraverso detenzione di fase o di ampiezza (*Fig. 10*).

### Principi di funzionamento

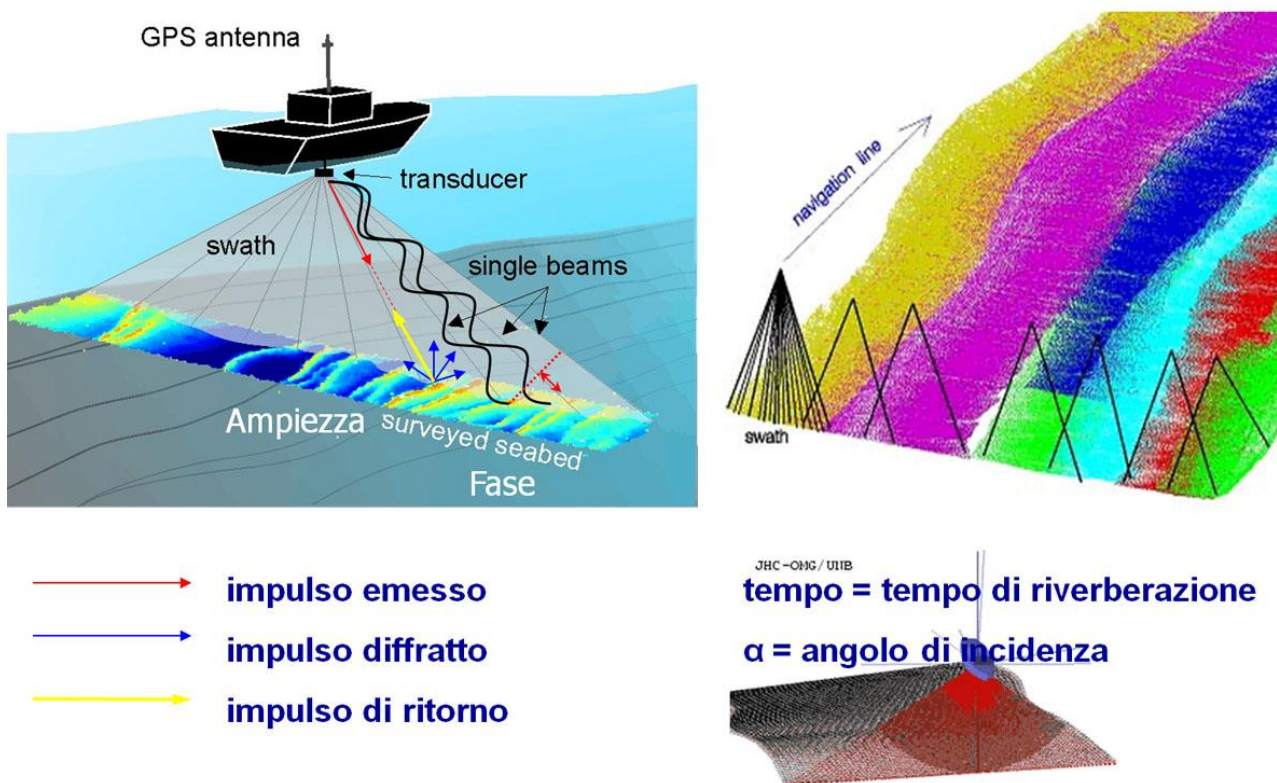


Fig.10 - Principio di funzionamento dei sistemi multibeam (a sinistra) e relativa copertura batimetrica per "strisciate" contigue di dati acquisiti.

Per ogni ciclo di emissione (sino a 60 swath al secondo in acqua bassa) la sorgente acustica rilascia una serie di lobi acustici su una finestra molto ampia nel piano trasversale alla rotta (sino ad un massimo di circa  $160^\circ$  e stretta nel piano ad essa parallelo (da  $0.5^\circ$  a  $1.5^\circ$ ). La sequenza di impulsi progressivi nel tempo, acquisiti sulla base delle onde di ritorno, permetterà di ricavare dei punti quotati e georiferiti nello spazio (*soundings*). Il sistema di ricezione consente di ottenere in acqua bassa una densità di centinaia/migliaia di punti per metro quadrato. La giustapposizione di "strisciate" adiacenti permetterà di avere una completa copertura di punti quotati dell'area investigata necessari alla generazione di un modello digitale del terreno (*Digital Elevation Model*).

La risoluzione orizzontale, definita come impronta acustica o *footprint size* (Fig. 11), determina la capacità di discriminare target o morfologie sul fondo mare. Tanto maggiore sarà la risoluzione orizzontale tanto meno dettagliata sarà la morfologia del fondo mare ricostruita. Tale grandezza dipende essenzialmente dall'apertura del Beam, infatti, in linea generale si può affermare che tanto minore sarà l'apertura dell'angolo (da  $0.2^\circ$  a  $0.5^\circ$ ), tanto maggiore sarà la risoluzione orizzontale e viceversa.

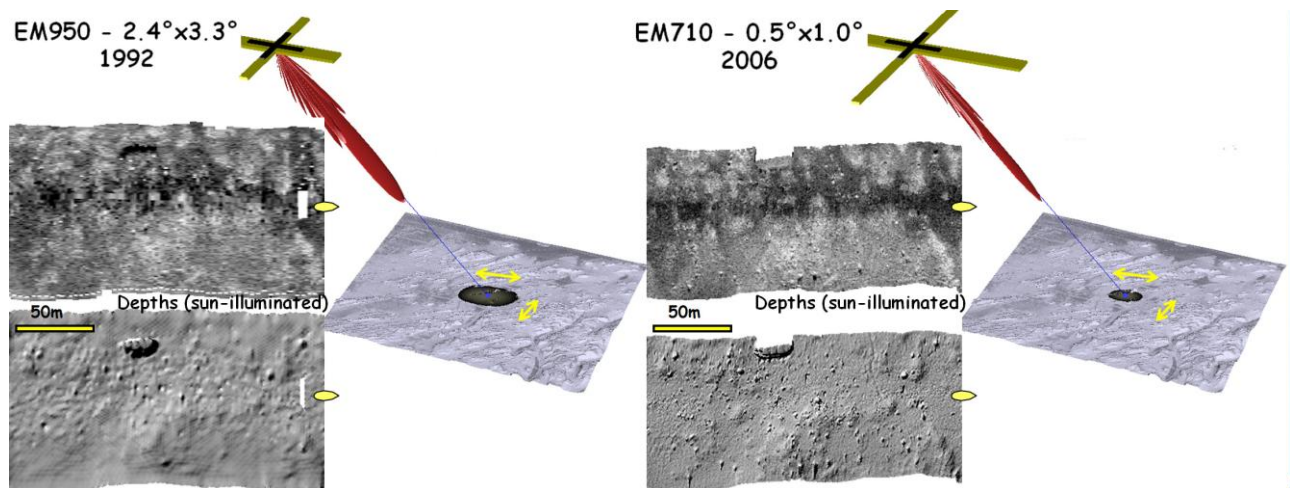


Fig. 11 - Comparazione di dati a diversa risoluzione orizzontale (*footprint size*), ottenuti da sensori multibeam con diversa capacità risolutiva. Le immagini in grigio evidenziano una porzione di fondale investigata sia con le riflettività del fondo (in alto) e il relativo rilievo ombreggiato (in basso).

L'acquisizione con sistema multibeam richiede una complessa configurazione di apparecchiature che operano simultaneamente, costituita da:

- a) un sistema di posizionamento GPS di alta precisione con correzione differenziale;
- b) una piattaforma inerziale che compensa i rapidi movimenti dell'imbarcazione;
- c) due sonde di velocità del suono, che permettono le correzioni di ritracciamento delle onde lungo la colonna d'acqua;
- d) un mareografo ubicato a terra per la correzioni di marea;
- e) un'unità di controllo;
- f) due trasduttori per l'emissione e ricezione dei segnali acustici.



Per quanto riguarda il posizionamento plano-altimetrico, è stata utilizzata una stazione GPS differenziale in situ opportunamente installata nell'area di lavoro (stazione locale Zago a Porto Tolle), riferita a posteriori ad una seconda stazione permanente afferente alla rete ITALPOS, *Italian Positioning Service*. I dati GPS (Base e Rover) sono stati registrati in tempo reale e successivamente elaborati per inquadrare l'intero rilievo nella Rete Dinamica Nazionale. Tale tecnica definita PPK (*Post Processing Kinematics*) ha permesso da un lato di riferire il rilievo in un sistema di riferimento noto e dall'altro di incrementare significativamente la precisione e l'accuratezza delle misure rispetto alla tradizionale tecnica Real Time Kinematics (RTK).

Durante i rilievi sono state eseguite oltre 150 calate CTD con distanze anche molto ravvicinate a causa delle repentine variazioni delle velocità del suono. Le aree di foce costituiscono, infatti, zone tra le più complesse dal punto di vista geofisico per le variabilità spaziali e temporali del cuneo salino e le possibili repentine variabilità di velocità del suono in acqua prodotte dalle stratificazioni tra l'acqua dolce (1440 m/sec) e quella marina (1538 m/sec).

Tutti i dati batimetrici sono stati elaborati presso l'Istituto IGAG-CNR mediante software dedicati (*Caris Hips & Sips*, LEICA Geo Office Combined e POSpacMMS) che hanno permesso di restituire DEM ad alta risoluzione delle aree investigate con risoluzione di 0.3 m. Per alcuni tratti specifici i dati sono stati restituiti a risoluzione di 0.1 m (Fig. 12).

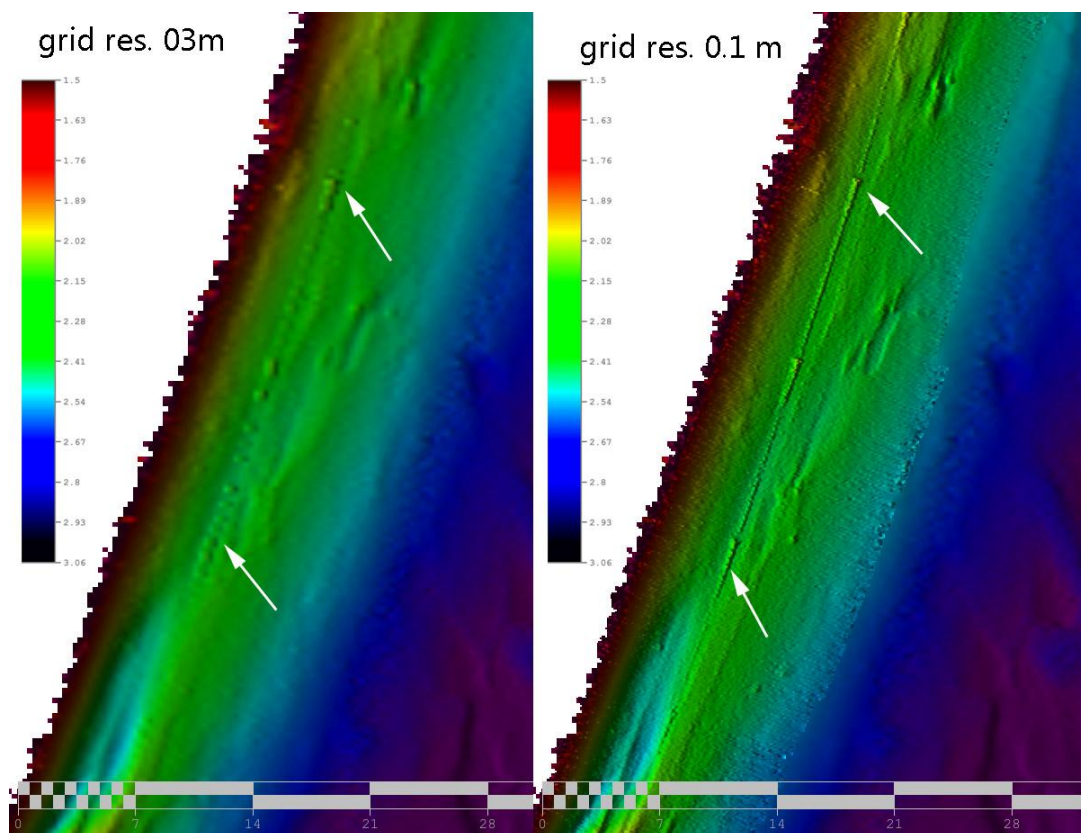


Fig. 12 - Comparazione di modelli digitali del terreno da grid batimetrici a risoluzione diversa (0.3 - 0.1 m) di una porzione della sponda sinistra del canale di Tramontana in cui è presente una probabile condotta.

## 2.2 – Utilizzo del software Global Mapper

I modelli digitali utilizzati per la mappatura morfobatimetrica dell'alveo fluviale sono stati esportati dal software di elaborazione in un formato raster compresso a 32 bit. Il dato Geotiff è stato successivamente importato nel software cartografico Global Mapper (versione 15) nel sistema di riferimento WGS84 in proiezione UTM 33N. Il software è in grado di leggere dati altimetrici raster e vettoriali della gran parte dei formati commerciali e di istituzioni pubbliche diffuse al livello internazionale. Consente inoltre un rapido e diretto accesso ad immagini telerilevate multispettrali, mappe topografiche, dati LIDAR, dati altimetrici del terreno in formato ascii e/o binario. La possibilità di interfacciarlo anche attraverso ricevitori GPS ne consente un utilizzo pratico e molto diffuso, anche per la facile integrazione con cartografie e database GIS. A titolo di esempio, i dati batimetrici analizzati sono stati integrati ad immagini provenienti dal database di Google Earth (*Fig. 13*).

Le capacità del software consentono inoltre di sovrapporre o drappeggiare immagini telerilevate su un modelli digitali del terreno anche attraverso l'integrazione di dati vettoriali complessi, dando la possibilità di produrre viste tridimensionali estremamente realistiche.

Nell'ambito di questo elaborato, tale strumento cartografico ha dato la possibilità di realizzare numerose operazioni territoriali, quali:

- la consultazione ed analisi di dati altimetrici con generazione di isobate (*contours*);
- la mappatura degli elementi morfologici primari e secondari;
- la produzione di mappe dei gradienti (*slope map*);
- l'esecuzione di profili topografici longitudinali tra punti contigui, ecc.;
- l'analisi di aree e distanze.

I risultati ottenuti dalla mappatura morfobatimetrica dell'area di lavoro possono essere esportati in formato raster e/o vettoriale ad alta risoluzione per presentazioni o prospetti. Ulteriori formati ascii o binario possono essere estrapolati per essere successivamente utilizzati in programmi territoriali CAD e GIS, o per l'analisi attraverso fogli di calcolo excel.

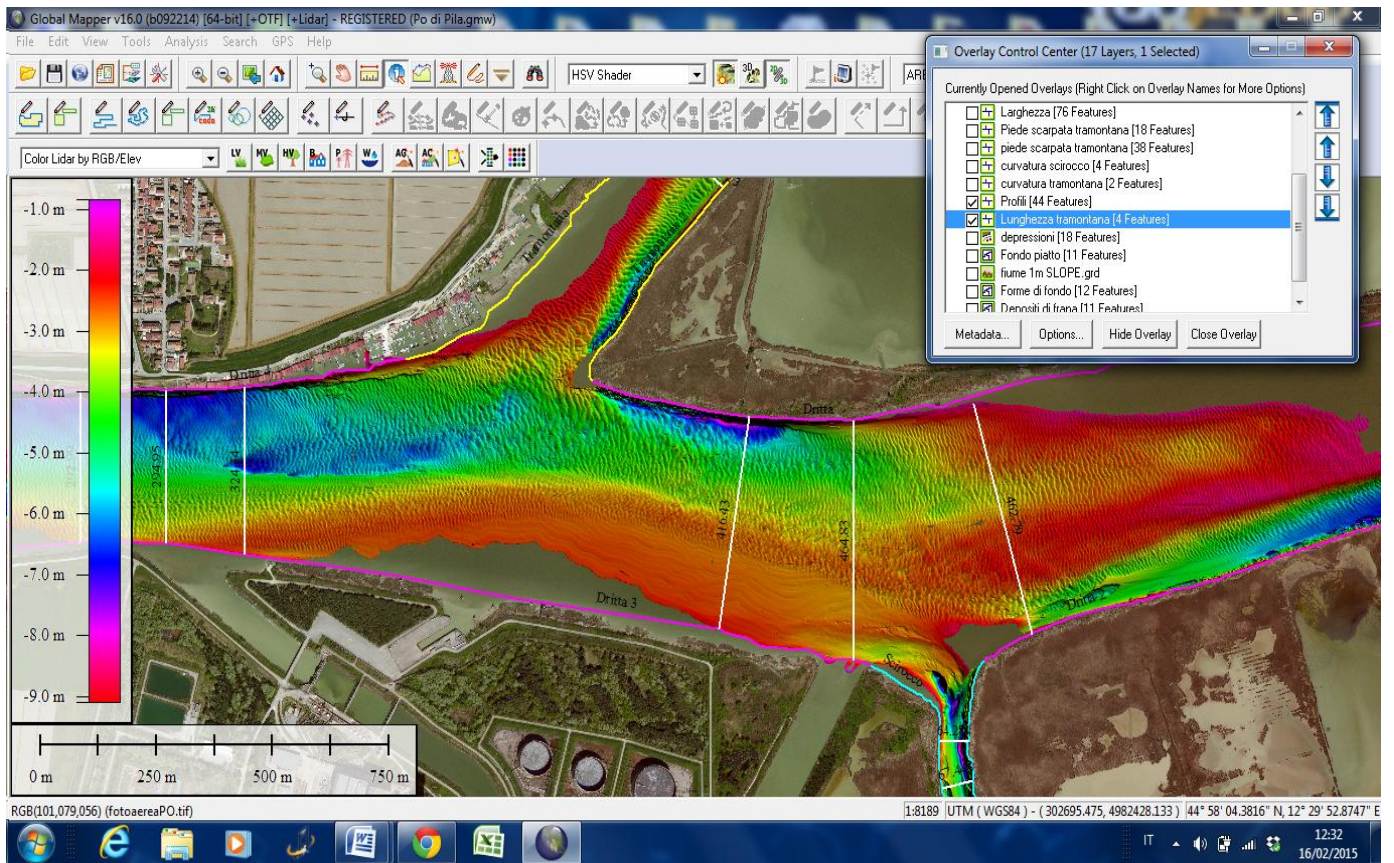


Fig.13 - Esempio del foglio di lavoro relativo al software cartografico Global Mapper, impiegato per lo studio e la mappatura dei canali del Po di Pila.

### Cap. 3 – Analisi morfo-batimetrica

In questo capitolo vengono fornite le descrizioni relative alle principali caratteristiche morfo-batimetriche dei tre canali tributari del delta del Po di Pila: Busa Dritta, Busa di Tramontana e Busa di Scirocco. La tabella 1 riassume alcuni caratteri morfometrici generali di ciascuno dei tre canali, che vengono di seguito descritti in modo più dettagliato secondo una suddivisione in tratti di estensione minore (Fig. 14).

	Lunghezza (km)	Larghezza (m) Max - Min	Profondità(m) Max - Min	Sinuosità
Busa di Tramontana	2,98	235,7 - 96,5	12,5 - 0,9	1,02 / 1,10
Busa di Dritta	7,93	502,6 - 254,1	10,2 - 0,9	1,00
Busa di Scirocco	3,34	86,7 - 43,1	8,50 - 1,2	1,04 / 1,10

Tabella 1- Caratteristiche principali dei canali tributari del delta del Po di Pila.

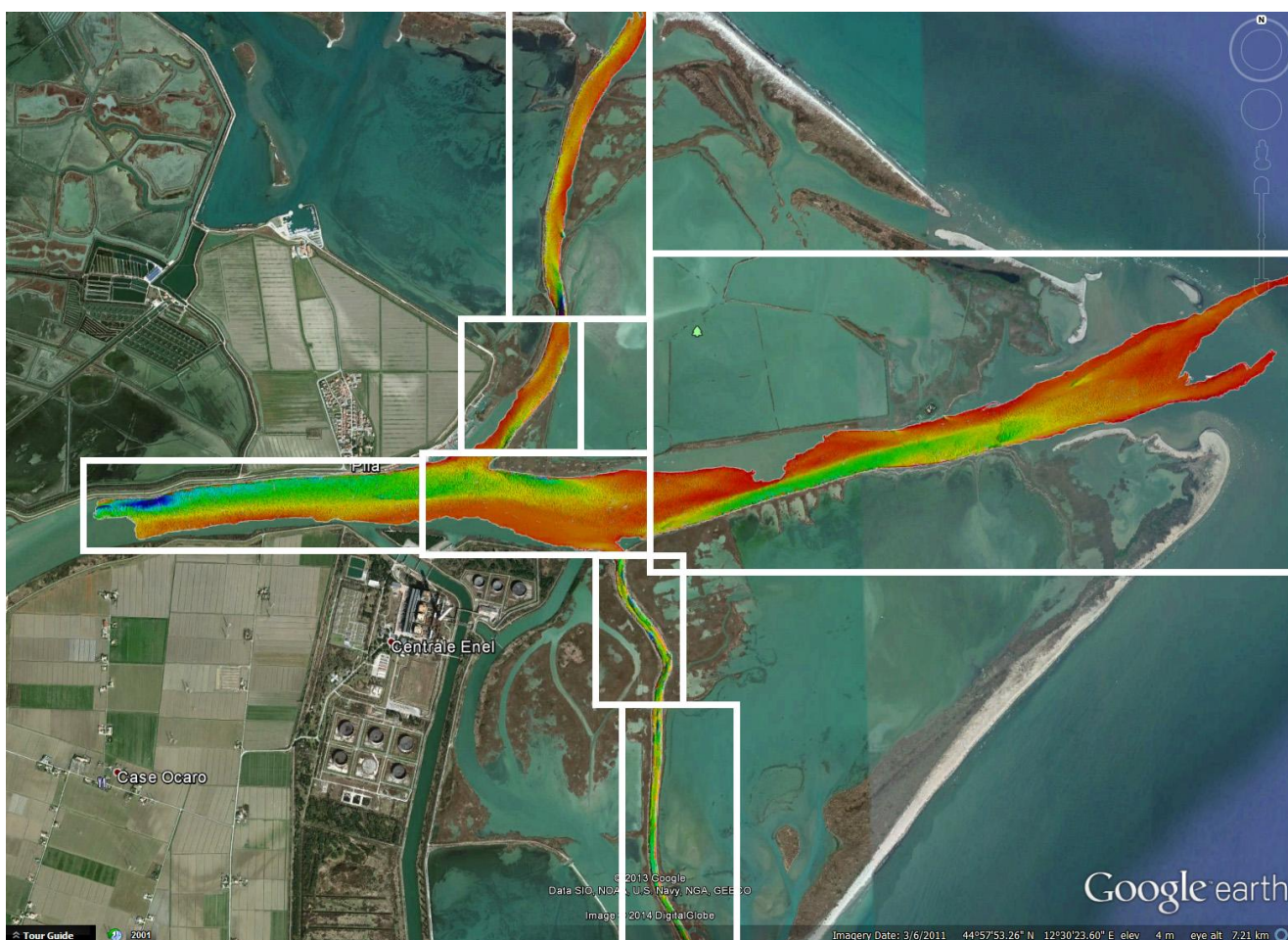


Fig.14 - Carta batimorfologica dei canali del Po di Pila e suddivisione nei diversi tratti descritti.

### 3.1 – Busa Dritta

Il canale di Dritta (Busa Dritta) presenta un'orientazione circa O-E per circa 8 km e rappresenta il canale principale del Po di Pila. La sua larghezza trasversale varia tra circa 254 e 500 metri. Esso è stato suddiviso schematicamente in 3 unità principali.

Un primo tratto si estende a partire dal limite occidentale rilevato del canale, fino alla zona localizzata in prossimità del tratto iniziale della Busa di Tramontana (Fig. 15).

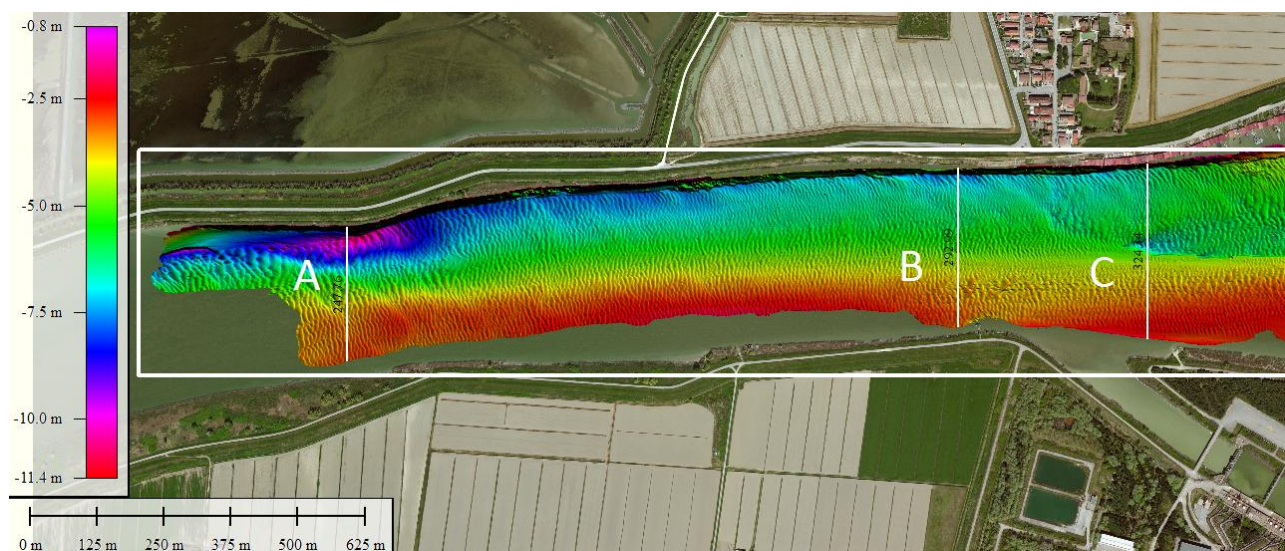


Fig.15 - Carta batimorfologica del primo settore investigato di Busa Dritta. In bianco sono indicate le sezioni batimetriche trasversali riportate in Fig. 16.

La larghezza di questo tratto investigato varia da un minimo di 276.6 ad un massimo di 384.39 m, con profondità variabili tra 1 e 10 m e una graduale diminuzione delle profondità del canale spostandosi progressivamente da O verso E. Lungo la sponda sinistra del canale, nella parte occidentale di questo tratto, è presente un'ampia depressione di natura erosiva (profondità massima intorno ai 10 m) che si prolunga lungo il canale per più di 2 km e che occupa un'area di ca. 0,2779 km<sup>2</sup>.

Le variazioni morfologiche di questo tratto di canale si possono osservare tramite la ricostruzione di sezioni batimetriche trasversali (Fig. 16). Da questi quattro profili si evidenzia come dalla sponda settentrionale (sinistra) verso quella meridionale si osservi:

- nella sezione più occidentale (A) una scarpata al cui piede è presente una depressione, che raggiunge profondità superiori a 10 m, mentre diminuisce progressivamente (minore di 7 m) nelle sezioni più orientali fino a perdere espressione morfologica;
- un'area depressa più ampia a profondità variabili tra 6 e 7 m, mentre il fondo del canale diventa progressivamente meno profondo sull'argine destro (meridionale, dove è 2-3 m di profondità);
- questo andamento morfologico si mantiene anche nella sezione più orientale (C), tuttavia nella porzione centrale è presente un'incisione profonda circa 2 m.

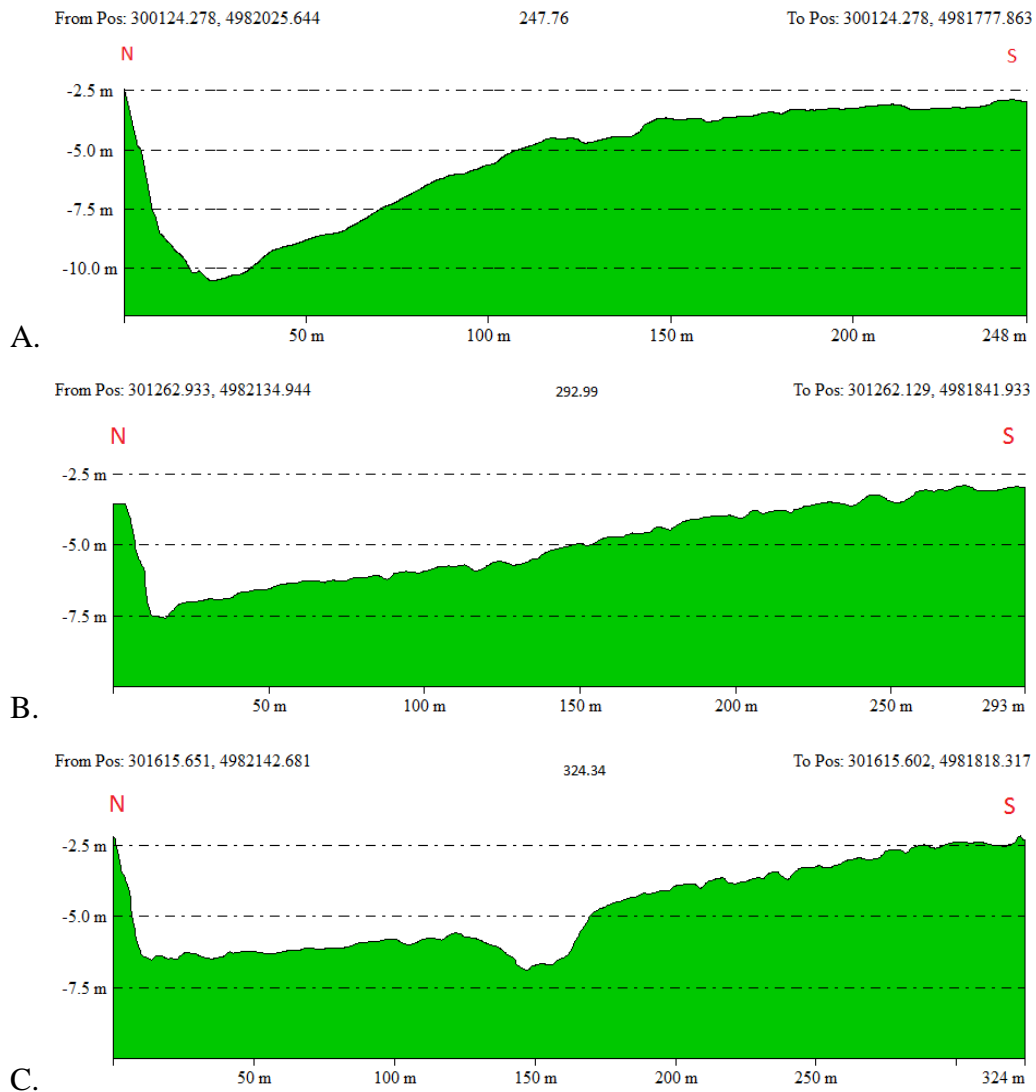


Fig.16 - Profili batimetrici ricavati lungo le sezioni ubicate in Fig. 15. Sopra ogni sezione è indicata la lunghezza di quest'ultima.

Sul fondo dell'alveo sono state caratterizzate alcune morfologie peculiari, quali:

- aree con forme di fondo. Queste sono disposte sul letto fluviale lungo quasi tutto il tratto analizzato (Fig. 15), mostrando un andamento abbastanza regolare lungo l'asse trasversale, tuttavia con differenze nelle dimensioni, riconducibili alle diverse velocità delle correnti che le hanno prodotte. Le forme di fondo con maggiore lunghezza d'onda ( $\lambda$ , compresa tra 20 e 25 m, Fig. 17), si riscontrano in prossimità dell'ampia depressione localizzata nel settore occidentale e possono essere associate a dune (Reineck & Singh, 1980). Tuttavia, le forme di fondo più rappresentative e diffuse in questo tratto di canale risultano avere lunghezze d'onda stimate a circa 8 m (Fig. 18). Ulteriori forme di fondo con dimensioni in scala di poco inferiore (4 – 6 m) si osservano invece nei bassi fondali (3 m di profondità) in prossimità dell'argine destro (Fig. 19).

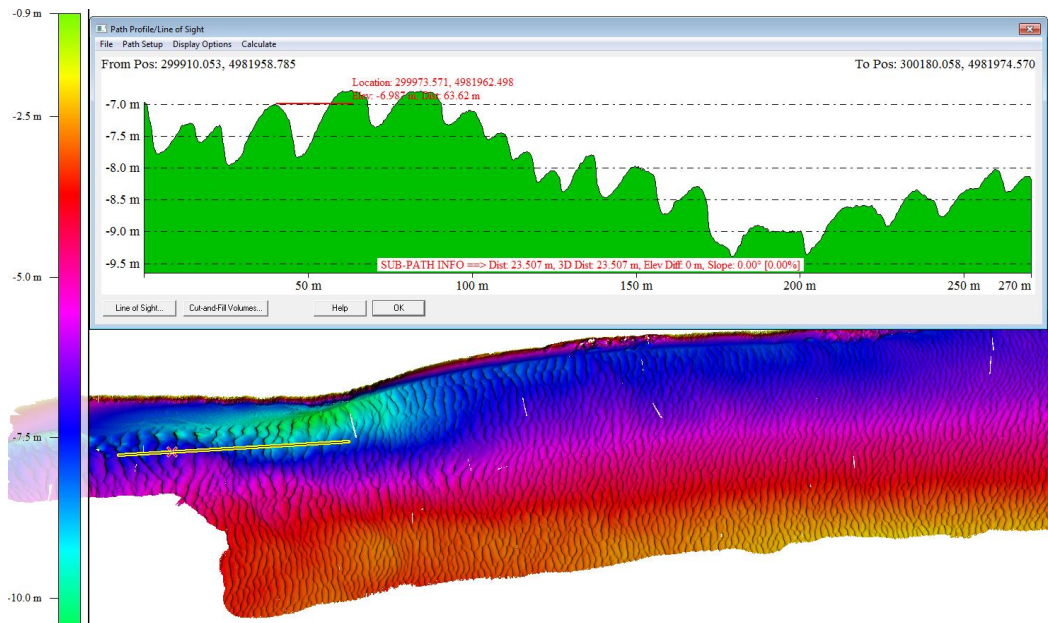


Fig.17 - Forme di fondo con maggiore lunghezza d'onda (20-25) riscontrate all'interno della depressione occidentale della Busa Dritta.

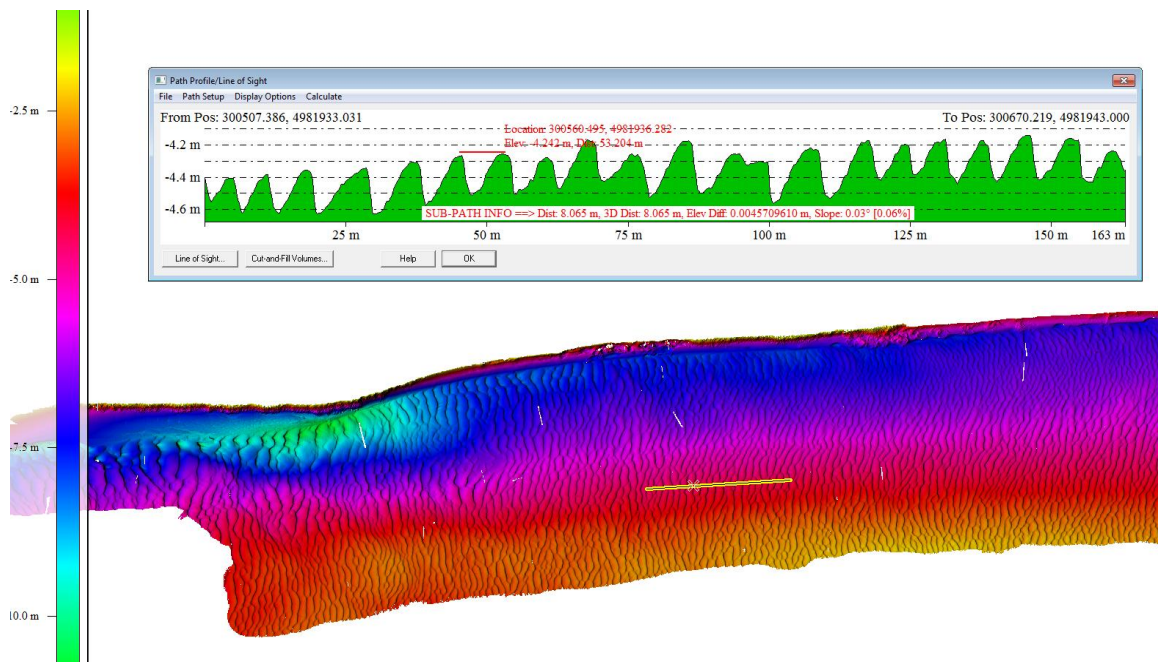


Fig.18 - Forme di fondo più diffuse lungo il tratto occidentale di Busa Dritta, con lunghezza d'onda media compresa tra 8 - 10 m.

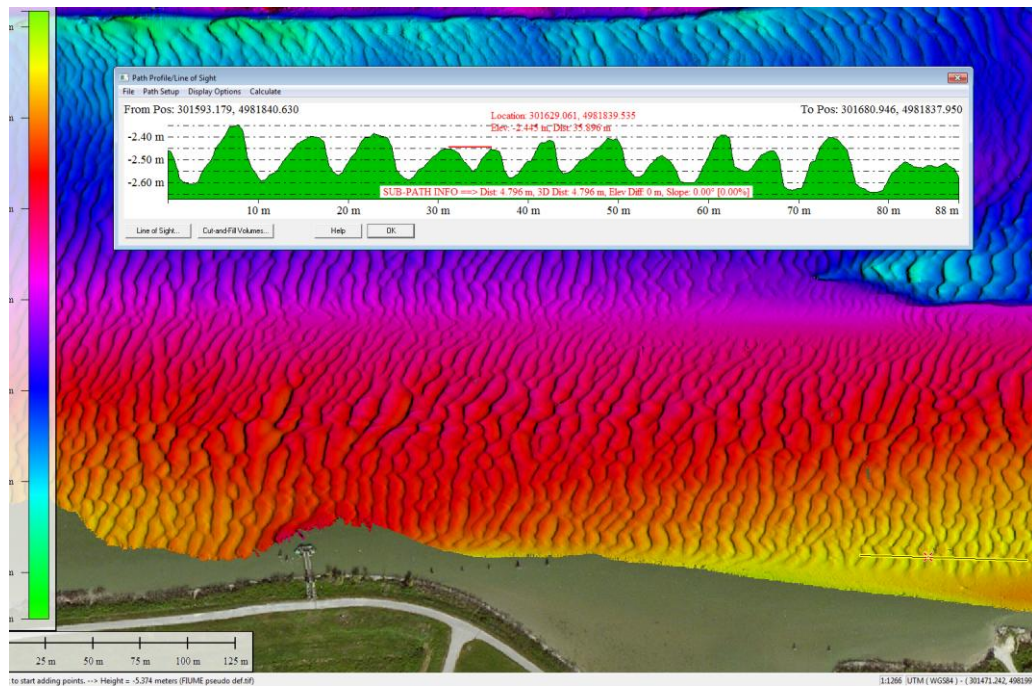


Fig.19 - Forme di fondo con lunghezza stimata a 4-6 m, ubicate in prossimità dell'argine destro del canale di Pila.

Sulla base della mappatura effettuata, si può stimare che le aree interessate da forme di fondo a maggiore lunghezza d'onda (20-25 m) occupano circa 52.000 m<sup>2</sup>, mentre quelle caratterizzate da minor lunghezza d'onda si estendono su un'area minore di circa 35.000 m<sup>2</sup> (Fig. 20).

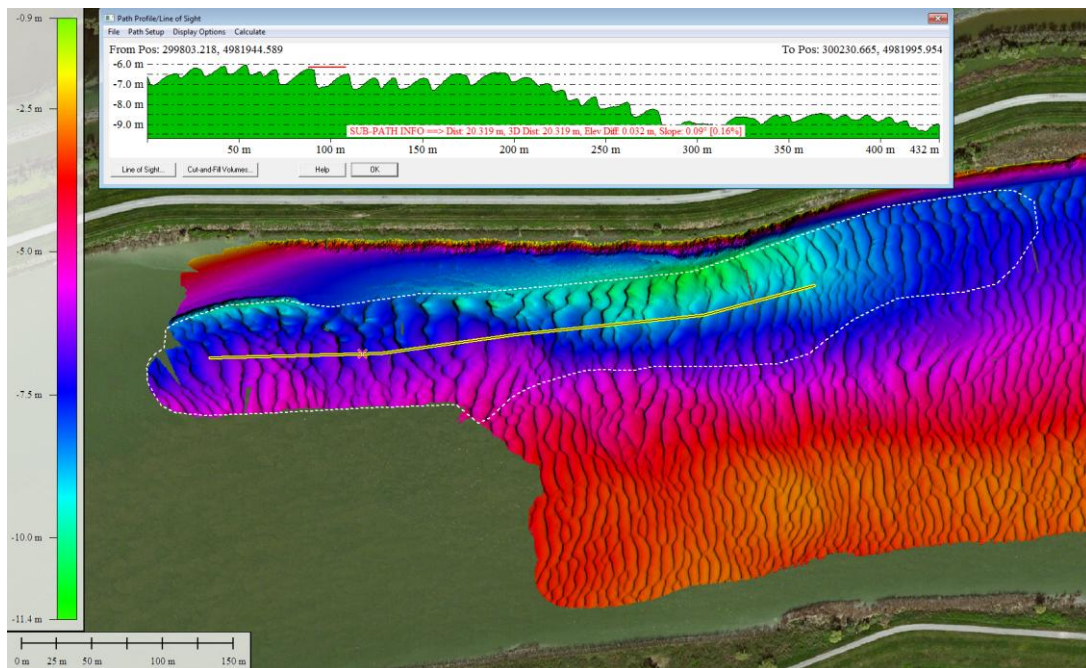


Fig.20 - Esempio di mappatura delle aree con forme di fondo a grande lunghezza d'onda (20 m, in alto), localizzate nel settore occidentale del tratto di Busa Dritta, e a piccola lunghezza d'onda (5 m, in basso), localizzate nel settore orientale del tratto di Busa Dritta in prossimità dell'argine destro.



Lungo e ai piedi della sponda sinistra (settentrionale) si osservano limitate aree interessate da processi erosivi localizzati, associabili a fenomeni d'instabilità gravitativi. Si osservano, infatti, lungo la sponda in un tratto con pendenze medie di  $17^\circ$ , delle aree depresse con limitati accumuli al piede (Fig. 21). Le nicchie di distacco presentano ampiezze di poche decine di metri e sembrano esaurirsi al piede della sponda. In alcuni casi non si osservano i depositi al piede, probabilmente a causa dell'asportazione dei sedimenti destabilizzati da parte della corrente.

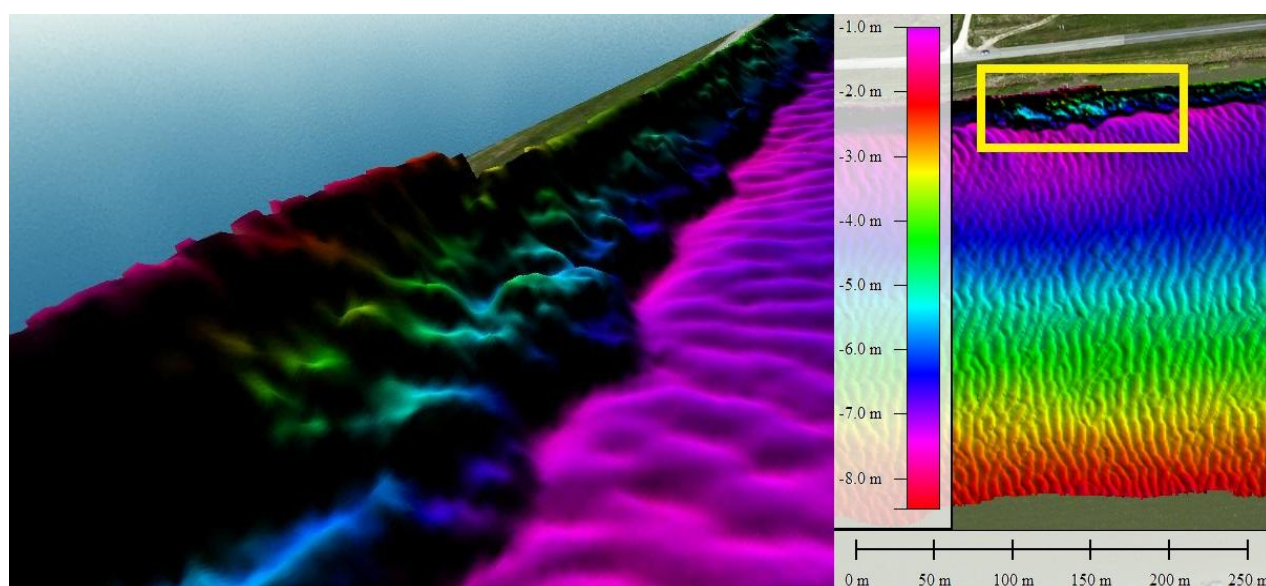
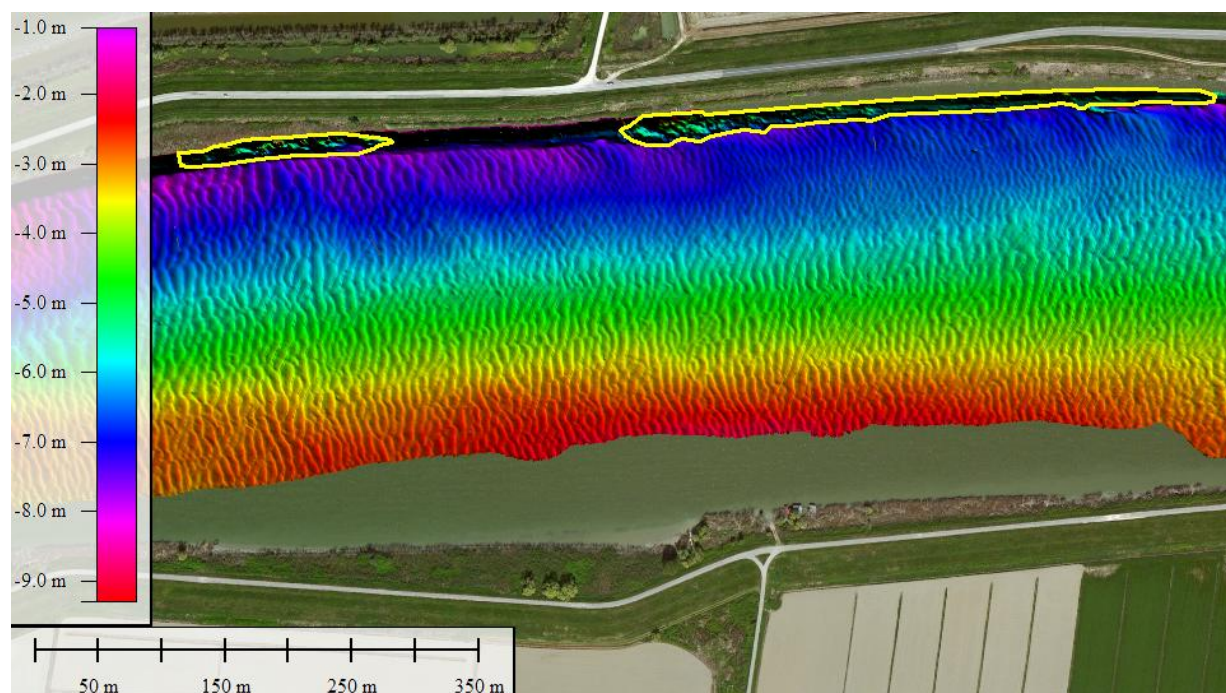


Fig.21 – Ubicazione delle aree interessate da fenomeni di instabilità lungo l'argine sinistro del primo tratto del Po di Pila (in alto) e immagine 3D con un particolare del settore centrale del tratto (in basso).

Il secondo tratto comprende le diramazioni dei canali di Busa di Scirocco e di Busa di Tramontana (Fig. 22). Esso presenta un'ampiezza maggiore rispetto al primo tratto analizzato con valori stimati a 420-460 m e profondità generalmente comprese tra 1.5 e 4.5 m. Solo localmente si riscontrano delle aree più depresse che corrispondono alle zone di connessione tra un canale e l'altro. La principale si estende nel settore occidentale del tratto analizzato, in prossimità della riserva naturale "Bocche di Pila", dove raggiunge profondità massime di circa 7,5 m e una superficie di circa 30.000 m<sup>2</sup>.

Le variazioni morfologiche di questo tratto del canale posso essere osservate anche tramite la realizzazione di sezioni batimetriche trasversali interdistanziate circa 250-300 m l'una dall'altra (Fig. 23).

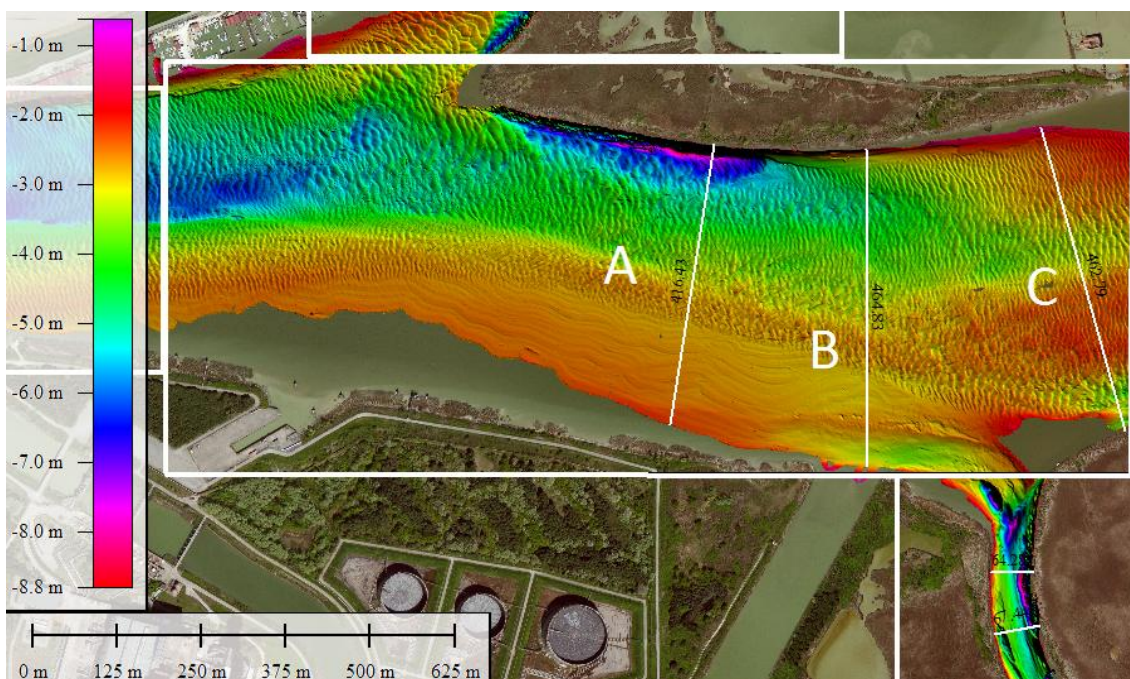


Fig.22 - Carta batimetrica del secondo tratto di Busa Dritta, con indicazione delle sezioni batimetriche riportate in Fig. 22.

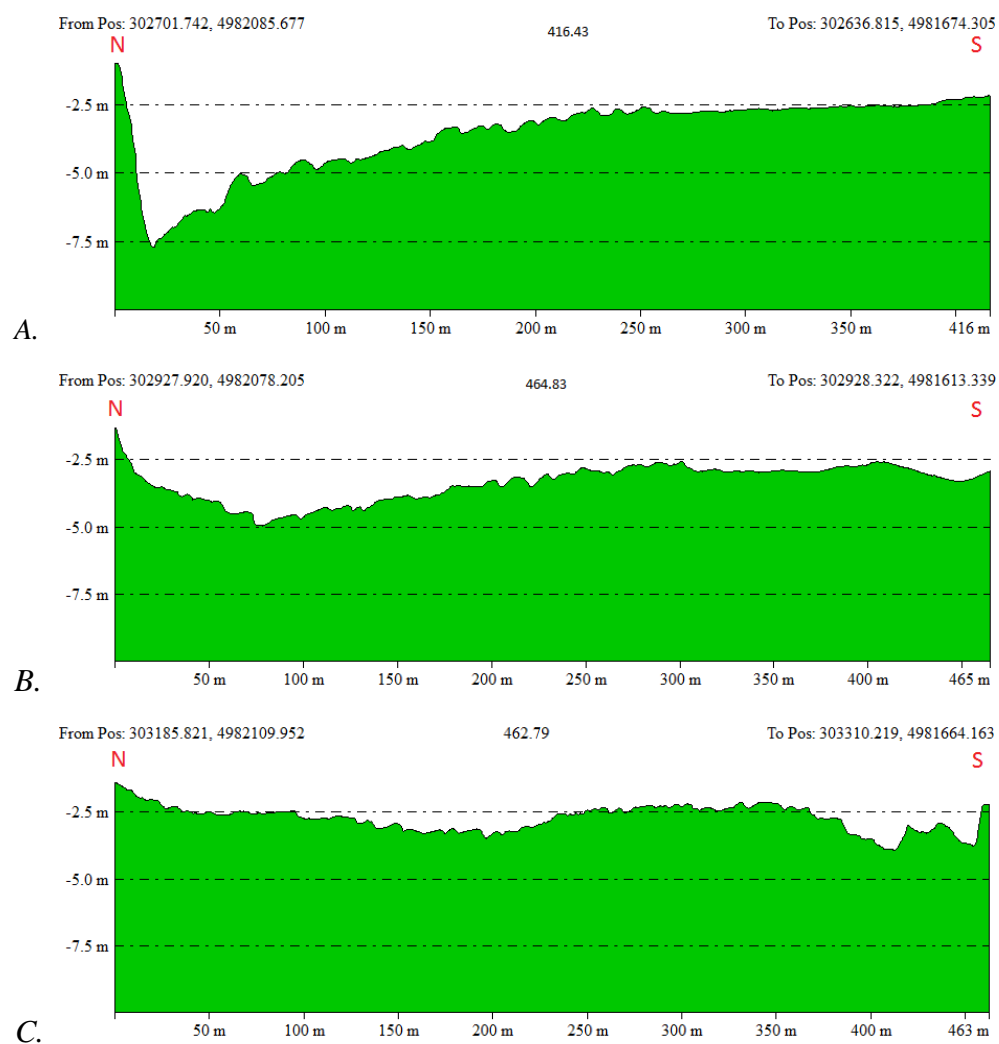


Fig.23 - Profili batimetrici realizzati lungo i transetti ubicati in Fig.22.

Le sezioni evidenziano come la porzione più settentrionale del canale sia mediamente più profonda; in particolare si possono osservare:

- la depressione principale, che raggiunge i 7.5 m di profondità, localizzata al piede della sponda sinistra, dove è presente una facies a blocchi (Fig. 24);
- la sezione centrale tracciata in prossimità della biforcazione con Busa di Scirocco, mostra la presenza di un'area depressa a morfologia articolata profonda circa 4 m.

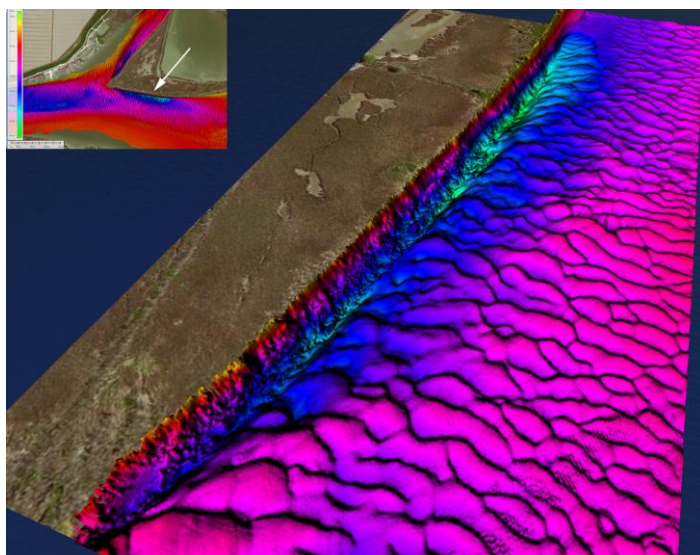


Fig. 24. *Depressione localizzata al piede dell'argine sinistro del secondo tratto di Busa Dritta sottocorrente rispetto alla biforcazione con la Busa di Tramontana.*

Anche in questo tratto, sul fondo del canale sono state distinte (e mappate) aree caratterizzate da morfologie peculiari:

- ampie aree con forme di fondo (Fig. 25) orientate trasversalmente al canale, di dimensioni differenti, ma che possono essere considerate come dune in base ai valori di lunghezza d'onda e altezza riscontrati. Le forme di fondo più grandi con lunghezza d'onda tra 18-20 m si trovano nell'area circostante la depressione addossata all'argine settentrionale.

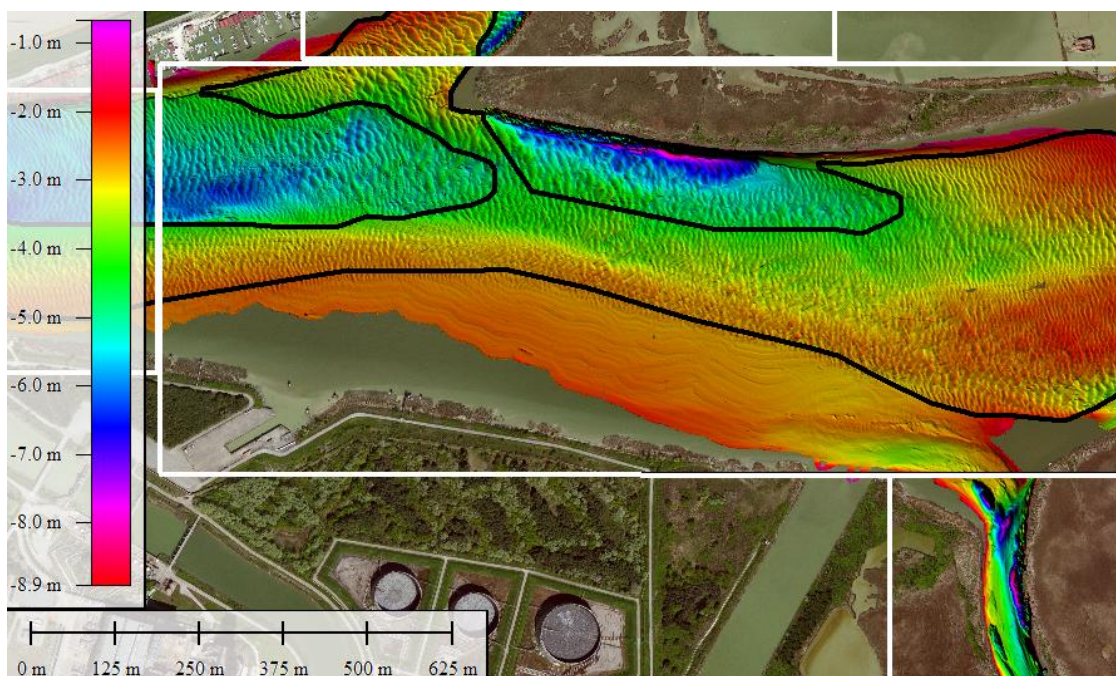


Fig.25 - *Mappatura delle aree con presenza di forme di fondo nel secondo tratto di Busa Dritta.*

- forme di fondo di dimensioni minori sono localizzate nella parte centrale (delimitano la zona a fondo piano (Fig. 26) e lungo la porzione orientale. Mediamente presentano di circa lunghezza d'onda compresa tra 9 - 12 m;

- una vasta area a fondo piatto è presente nella parte meridionale di questo tratto del canale (Fig. 26), fino all'imboccatura della Busa di Scirocco dove il fondale risulta più inciso;

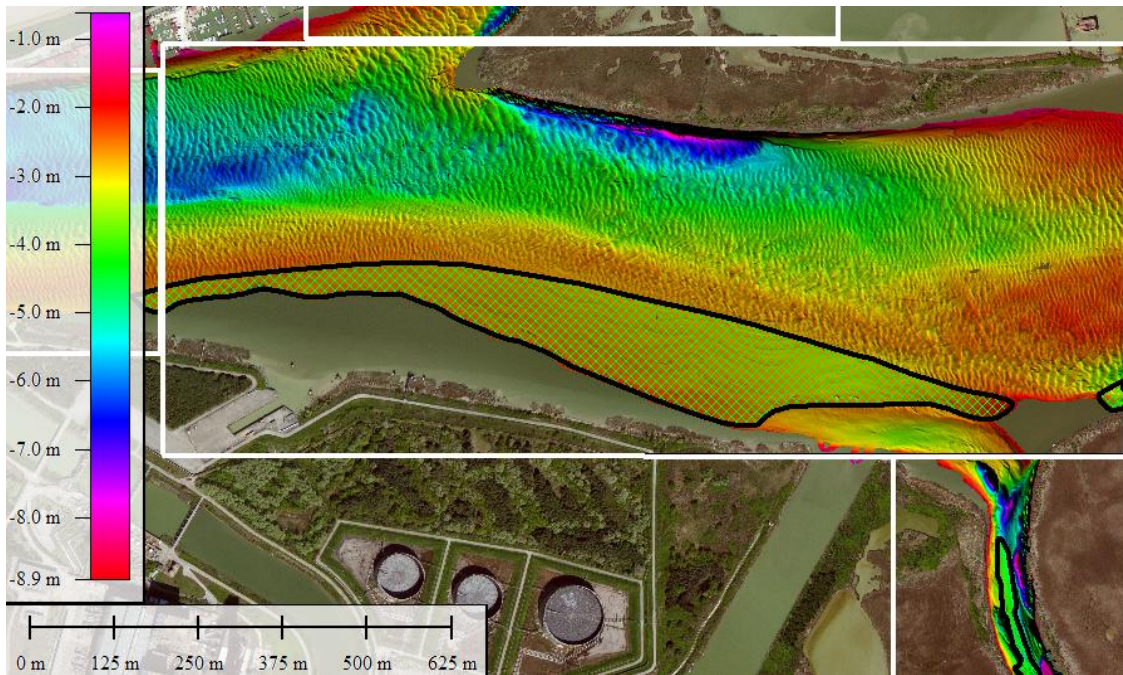
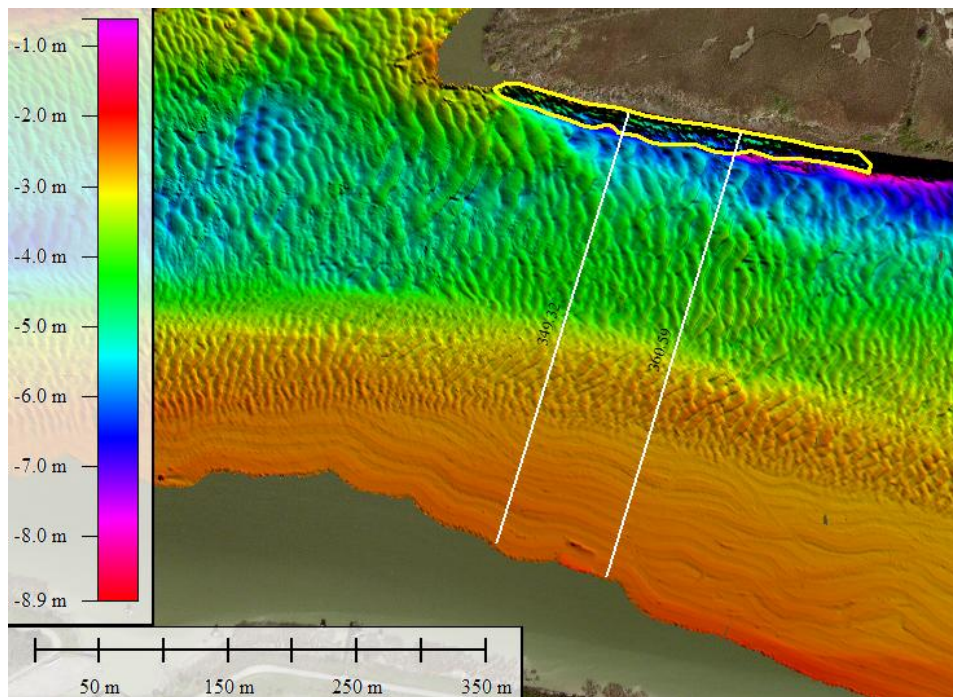


Fig.26 - Mappatura delle aree a fondo piano nel secondo tratto di Busa Dritta.

- possibili depositi di frana che si accumulano al piede della sponda settentrionale si sono osservati in una piccola area posta ad est della diramazione di Busa di Tramontana. Essi risultano evidenti nelle sezioni batimetriche riportate in Fig. 27.





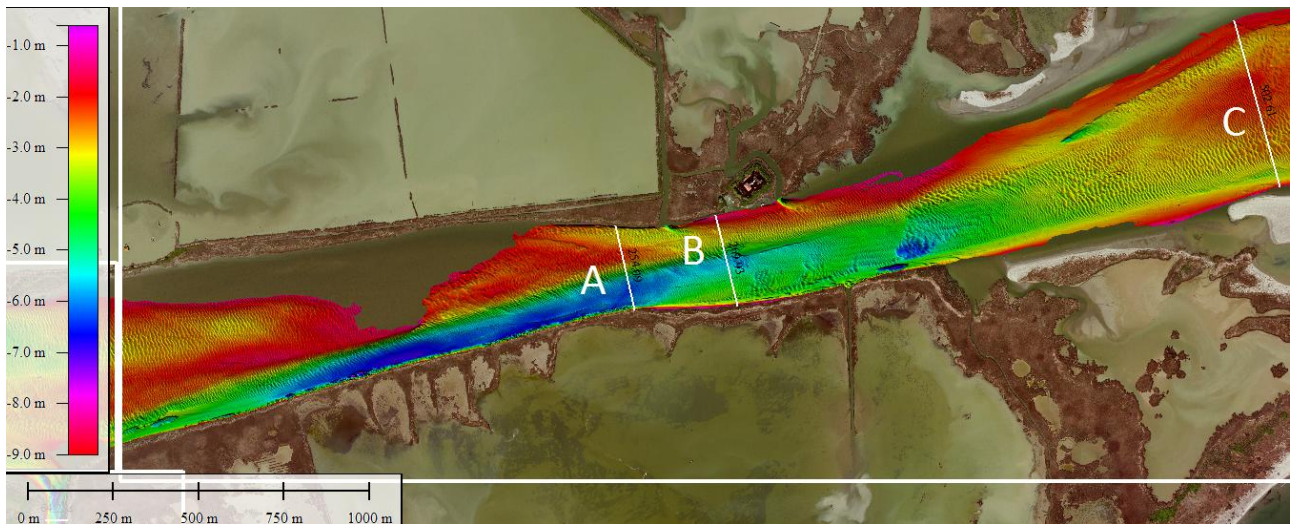


Fig. 28 - Carta batimetrica del terzo tratto di Busa Dritta.

La profondità massima (8 m) si osserva nel tratto occidentale, dove è presente una depressione estesa per ca. 2.1 km lungo la sponda meridionale, con un'area di 0.1895 km<sup>2</sup> (Fig. 29). Una zona depressa di dimensioni molto inferiori alla precedente è localizzata più ad E, più vicina alla sponda settentrionale: essa presenta lunghezza di 650 m ed occupa una superficie di 0.03441 km<sup>2</sup> (profondità massima 5 m).

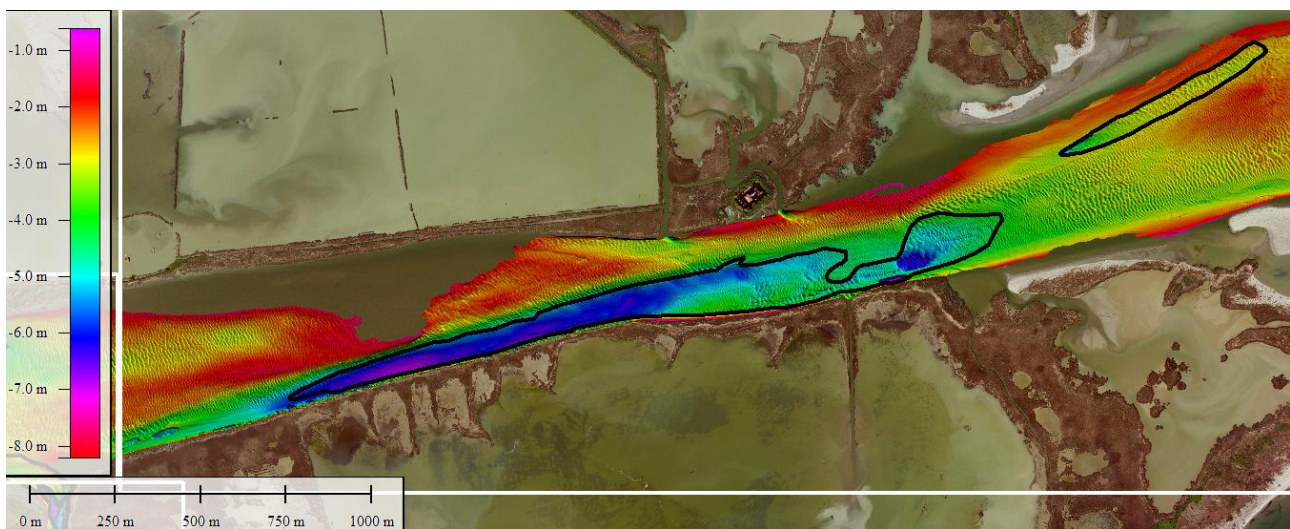


Fig.29 - Mappatura delle aree caratterizzate da depressioni morfologiche nel terzo tratto di Busa Dritta.

Le variazioni morfologiche di questo tratto del canale si possono osservare anche tramite la ricostruzione di sezioni batimetriche (Fig. 30).

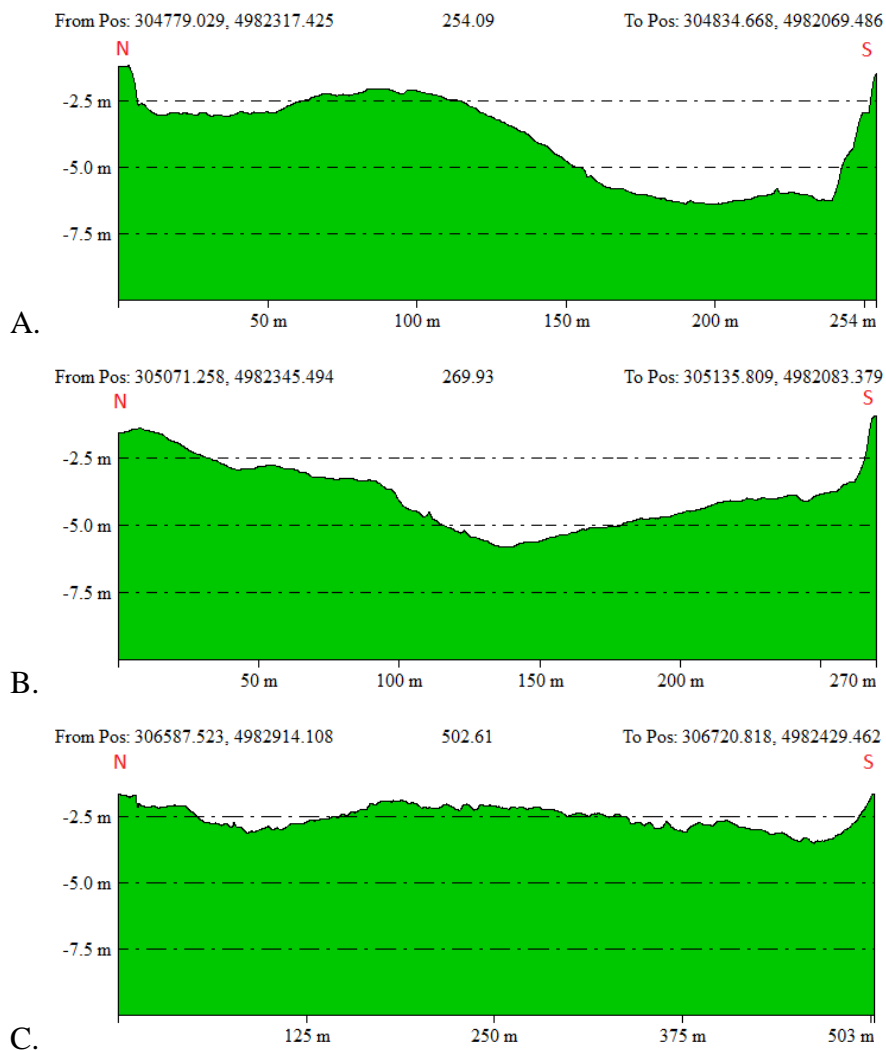


Fig.30 - Sezioni batimetriche ubicate in Fig. 28.

Si osserva una chiara e progressiva regolarizzazione da N verso S del letto del canale. Nei primi due profili troviamo la stessa sequenza morfologica, costituita da un iniziale tratto relativamente poco profondo (massimo 4 m) che si raccorda dopo circa 150 m alla depressione sviluppata lungo la sponda meridionale. Nel terzo profilo la suddetta zona depressa non è più presente ma se ne incontra una meno profonda e di estensione minore nei primi 200 metri della sezione.

Alla depressione più sviluppata sono collegate due piccole aree a fondo piatto, posizionate rispettivamente ad ovest e ad est della depressione stessa. Collegata al lato settentrionale della depressione meno estesa si trova un'area a fondo che si sviluppa lungo la sponda settentrionale del canale, delimitata a NW da quest'ultimo, a SE dalla depressione citata in precedenza.

Anche in questo tratto sono state mappate ampie aree con presenza di forme di fondo. Quelle più diffuse presentano lunghezza d'onda compresa tra 7-10 m e occupano (escludendo la depressione) quasi completamente tutta la prima parte di questo tratto (Fig. 31).



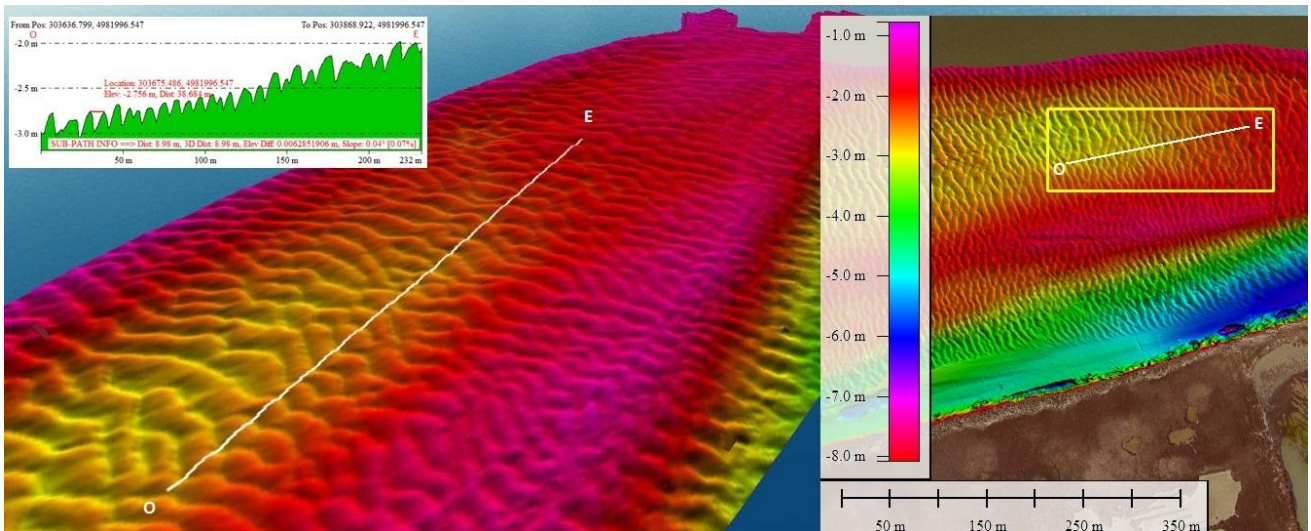


Fig.31 – Particolare delle aree con forme di fondo di lunghezza d’onda di 7-10 m nel terzo tratto di Busa Dritta.

In corrispondenza della porzione terminale della depressione, si osservano orizzonti di forme di fondo di grandi dimensioni orientati in direzione NE-SW: esse presentano lunghezza d’onda compresa tra 14-19 m (Fig. 32).

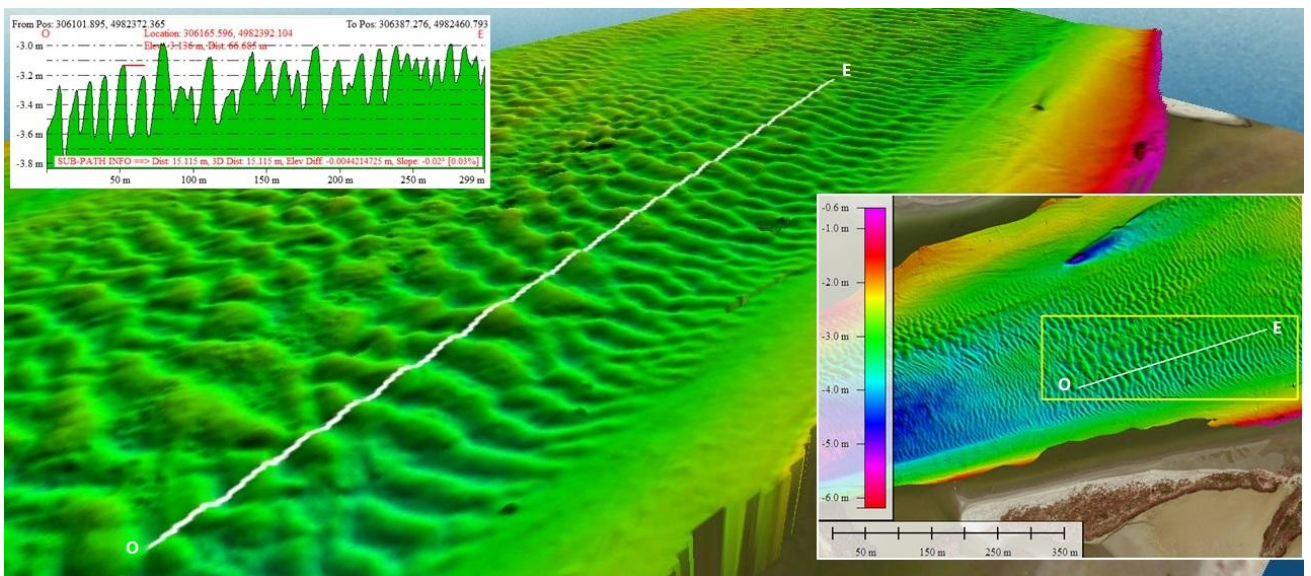


Fig.32 – Particolare delle aree con forme di fondo di lunghezza d’onda di 14-19 m nel terzo tratto di Busa Dritta.

Questa forte eterogeneità nella distribuzione e nelle dimensioni delle forme di fondo nel tratto finale del canale, così come nell’alternanza tra zone depresse, zone a fondo piatto e zone con forme di fondo più o meno sviluppate potrebbe essere dovuta alla forte vicinanza al mare e quindi all’influenza crescente dei processi marini costieri su quelli fluviali. Lungo e ai piedi della sponda meridionale si attestano, inoltre, piccoli accumuli (possibili depositi di frana) su un’area totale dell’ordine di 0.018 km<sup>2</sup>.

### 3.2 – Busa di Tramontana

La Busa di Tramontana procede in direzione NE per circa 3 km (2.977 km). La sua larghezza trasversale varia tra circa 96 e 235 metri. Anche questo canale è stato suddiviso schematicamente in 3 tratti principali per la descrizione.

Il primo tratto della Busa di Tramontana parte dalla sponda sinistra di Busa Dritta e presenta un generale e progressivo aumento di profondità a partire da O verso E (Fig. 33).

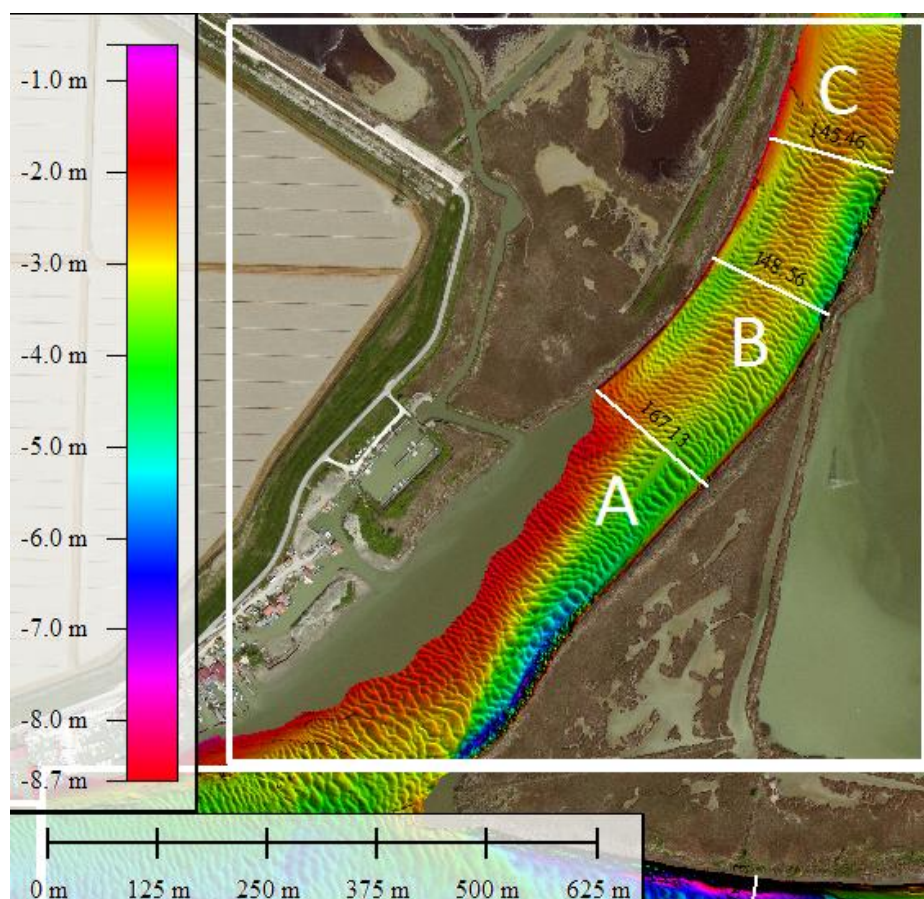


Fig.33 - Carta batimetrica del primo tratto di Busa di Tramontana e ubicazione delle sezioni batimetriche.

Le variazioni morfologiche del primo tratto del canale si possono osservare tramite la ricostruzione di sezioni batimetriche a distanze di circa 160-200 m l'una dall'altra (Fig. 34). Da questi tre profili si può notare come da NO verso SE (da sinistra verso destra in figura):

- un'area depressa occupa la porzione orientale del canale, diventando stretta e più profonda (quasi -5 m) in prossimità della sponda nella sezione b, per poi appiattirsi;
- un'area leggermente più approfondita (di 1 m circa) lungo il lato occidentale del canale nella sezione centrale.

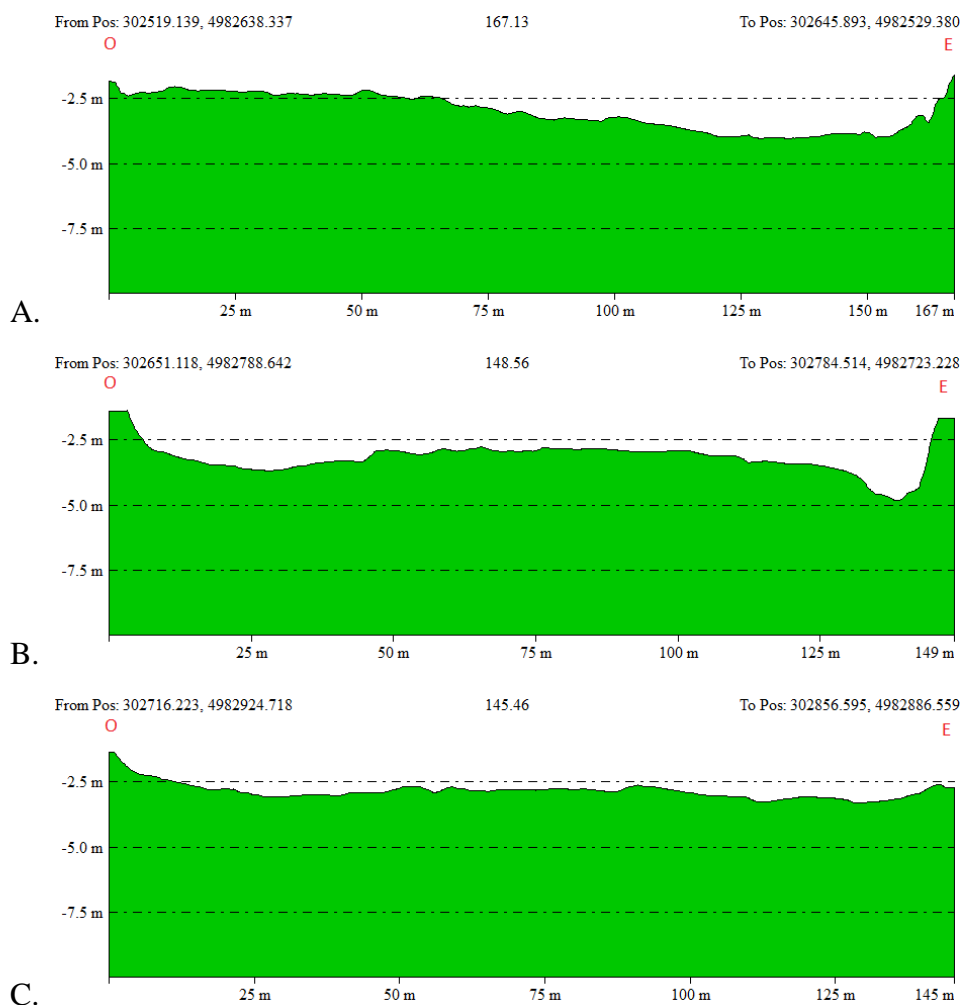


Fig.34 - Sezioni batimetriche ubicate in Fig. 33.

La depressione principale ha una superficie di  $0,0358 \text{ km}^2$  e segue l'andamento della sponda orientale del canale (Fig. 33). Quella meno marcata, che si osserva lungo la sponda occidentale per ca. 350 m, occupa un'area di  $0.0105 \text{ km}^2$ .

La quasi totalità della superficie rimanente in questo tratto del canale è caratterizzata da presenza di forme di fondo (Fig. 33) che presentano un graduale calo di dimensioni progredendo lungo il canale, quindi in direzione SW-NE, e che occupano un totale di ca.  $0.084 \text{ km}^2$ . Quelle di dimensioni maggiori presentano lunghezza d'onda compresa tra 11-14 m e si sono distribuite abbastanza omogeneamente lungo il tratto considerato. Vi è un calo di dimensioni delle forme di fondo lungo la sponda nord-occidentale, dove si riscontrano valori di lunghezza d'onda compresi tra 6-9 m.

L'unico tratto a fondo piano si osserva alla terminazione di questa zona a forme di fondo più piccole, in prossimità del limite settentrionale del tratto considerato: si trovano due aree lunghe circa un centinaio di m e che occupano una superficie dell'ordine di  $0,001-0,002 \text{ km}^2$ .

Sono inoltre presenti, sia all'inizio che alla fine del tratto analizzato, possibili depositi di frana molto estesi lungo la scarpata orientale del canale (270 m il tratto più a Sud, 150 quello a N) di area intorno a  $0.001-0.002 \text{ km}^2$ .

Nella ultima parte del primo tratto di Busa di Tramontana e all'inizio del secondo tratto si incontra una curvatura del canale, in presenza dei quali il corso d'acqua cambia leggermente direzione (Fig. 35). Con tasso di sinuosità stimato in 1.02, questa curvatura comporta un raddrizzamento del canale accompagnato anche da un restringimento molto marcato soprattutto della sponda di destra.

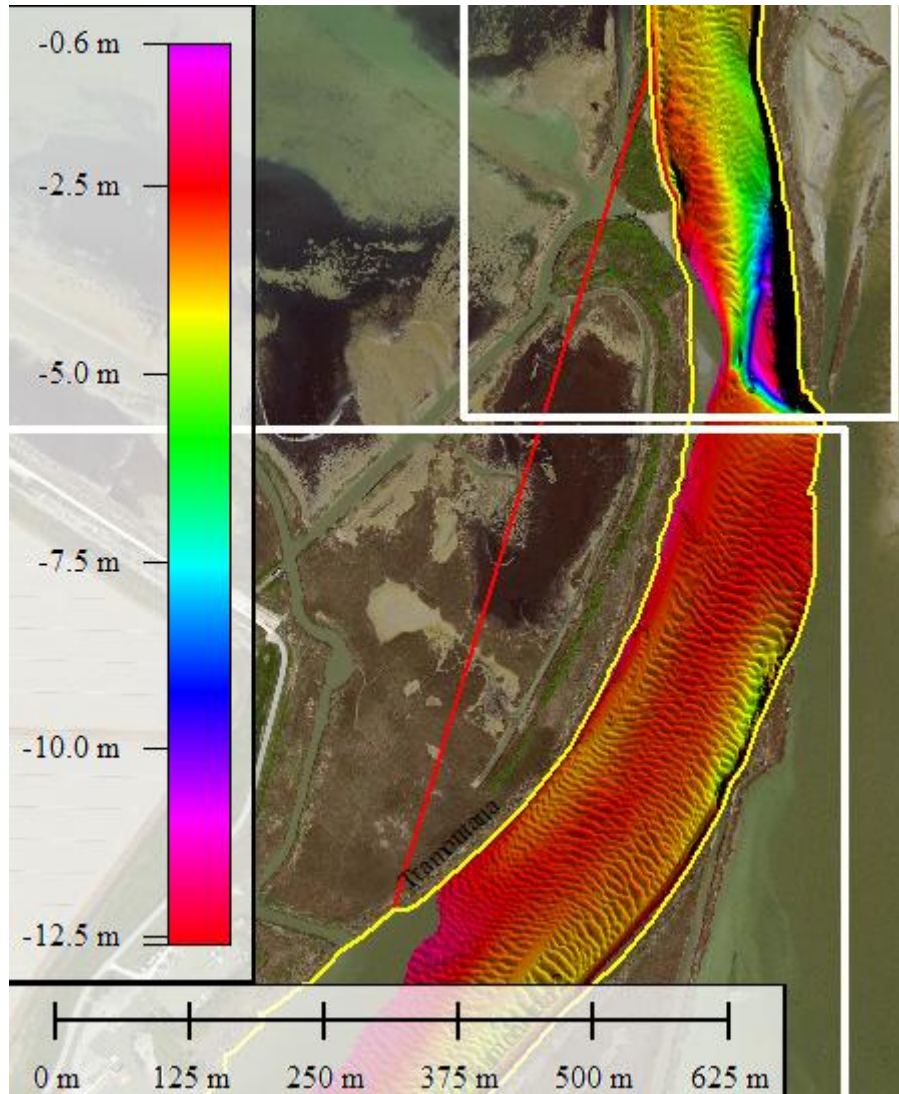


Fig.35 - Curvatura del canale tra il primo ed il secondo tratto di Busa di Tramontana. L'arco in rosso individua il tratto sul quale si è calcolato l'indice di sinuosità.

Il secondo tratto della Busa di Tramontana (Fig. 36) è lungo circa 750 m e presenta assetto quasi rettilineo orientato in direzione N-S. I cambiamenti morfologici di questa porzione del canale sono stati osservati anche tramite sezioni orientate O-E (Fig. 37).

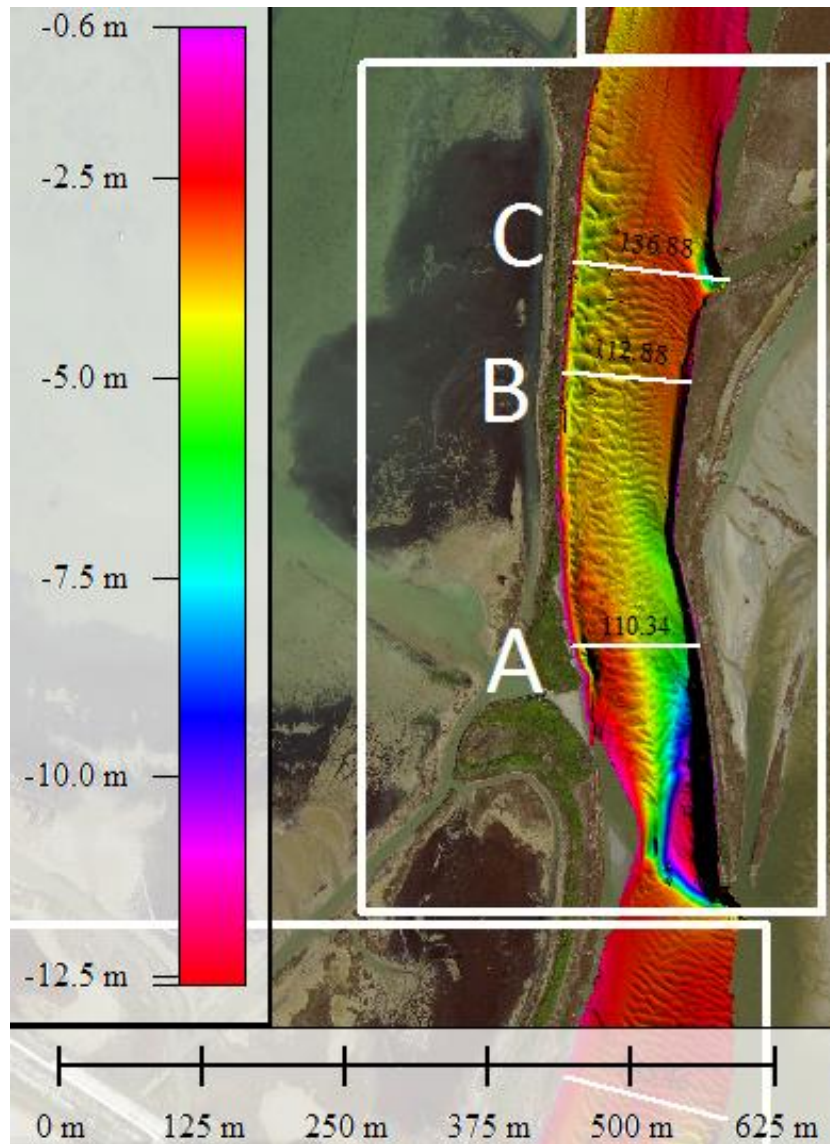


Fig.36 - Carta batimetrica del secondo tratto di Busa di Tramontana e ubicazione delle sezioni batimetriche.

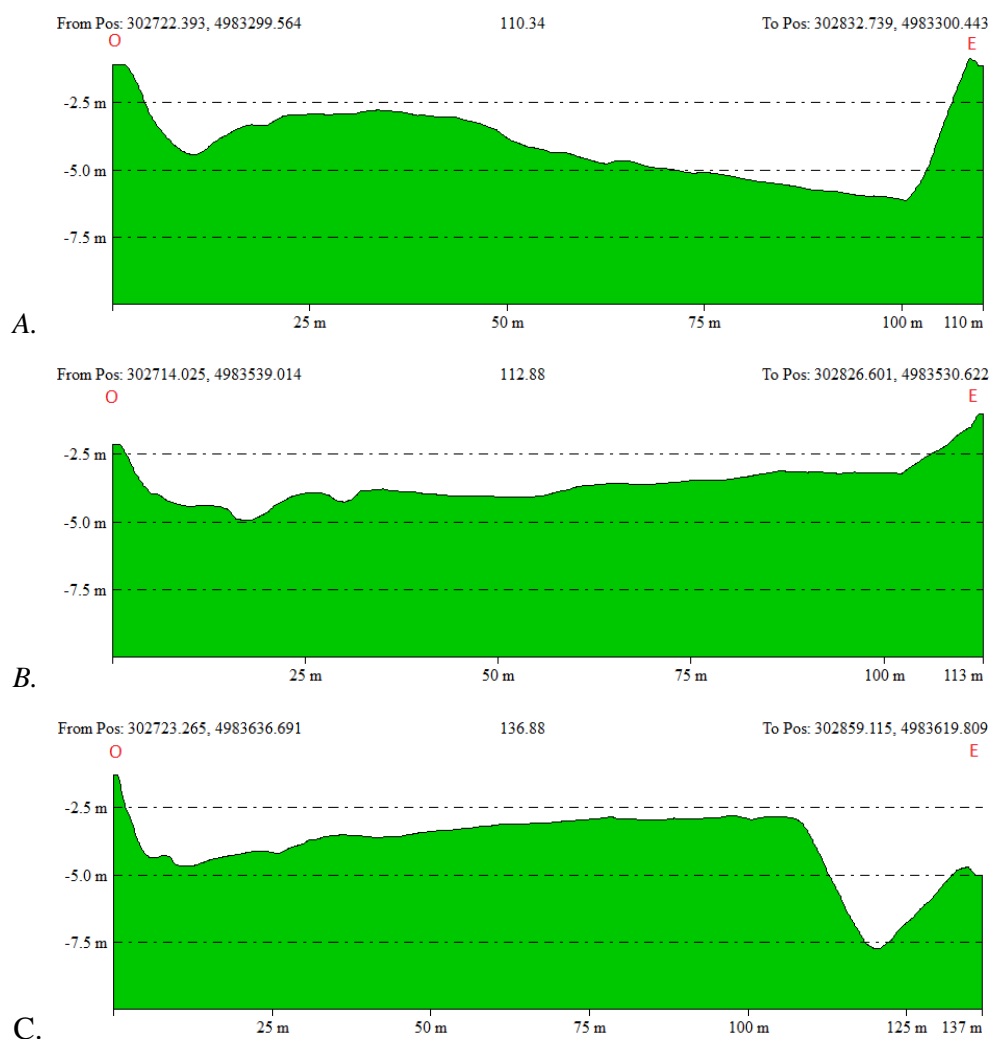


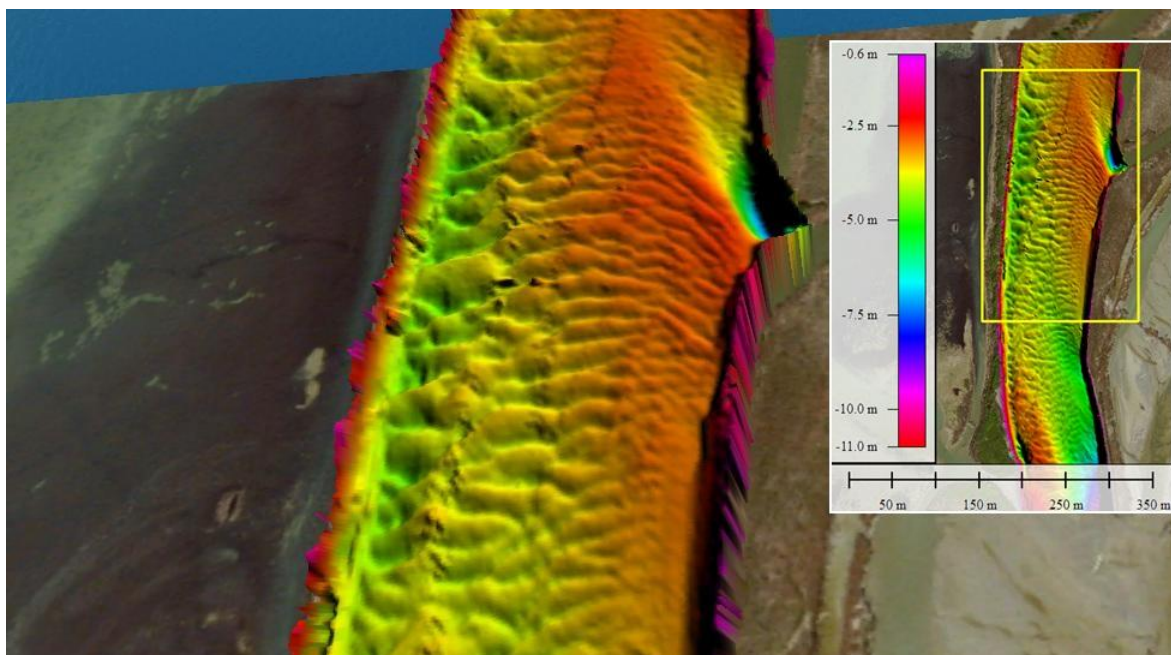
Fig.37 - Sezioni batimetriche ubicate in Fig. 36.

Tramite l'analisi di queste sezioni si può notare:

- la sezione più meridionale (indicata con A in figura) presenta scarpate ad entrambe le sponde, di cui quella orientale supera i 5 m di altezza. La parte centrale della sezione ha una forma convessa probabilmente corrispondente ad una barra fluviale, coperta di forme di fondo.
- nei profili settentrionale e meridionale si riscontrano due depressioni con profondità massime di ca. 5.5 e 7.5 m, mentre in quello centrale vi è la prosecuzione di un tratto pianeggiante, che si raccorda alla scarpata della sponda orientale.
- Nella porzione meridionale di questo tratto, a partire dalla zona dove inizia il raddrizzamento del canale rispetto al tratto precedente, si incontra una vasta depressione, estesa in quasi tutto il canale, che qui subisce un restringimento (circa 96 m di larghezza, Fig. 36). In questa depressione il fondale si approfondisce fino a profondità dell'ordine di 10 metri, per poi risalire gradualmente e attestarsi sui 4-5 metri di profondità.

Sono poi presenti ampie aree con forme di fondo localizzate nel tratto considerato. La dimensione delle forme di fondo mappate cala progressivamente da O verso E (Fig. 38). In particolare si osserva:

- la fascia addossata alla sponda occidentale presenta forme di fondo molto grandi caratterizzate da lunghezza d'onda compresa tra 15-20 m;
- la parte centrale del canale, dove si riscontra un iniziale calo delle dimensioni (lunghezza d'onda media di 10 m);
- la parte sviluppata lungo l'argine orientale nella quale le forme di fondo mappate risultano avere lunghezza d'onda compresa tra 6-8 m.



*Fig.38 - Particolare della batimetria del secondo tratto di Busa di Tramontana in cui si osservano forme di fondo di diversa lunghezza d'onda.*

L'ultimo tratto del canale della Busa Tramontana presenta lunghezza di ca. 1.7 km e si estende in direzione NE-SO (Fig. 39).

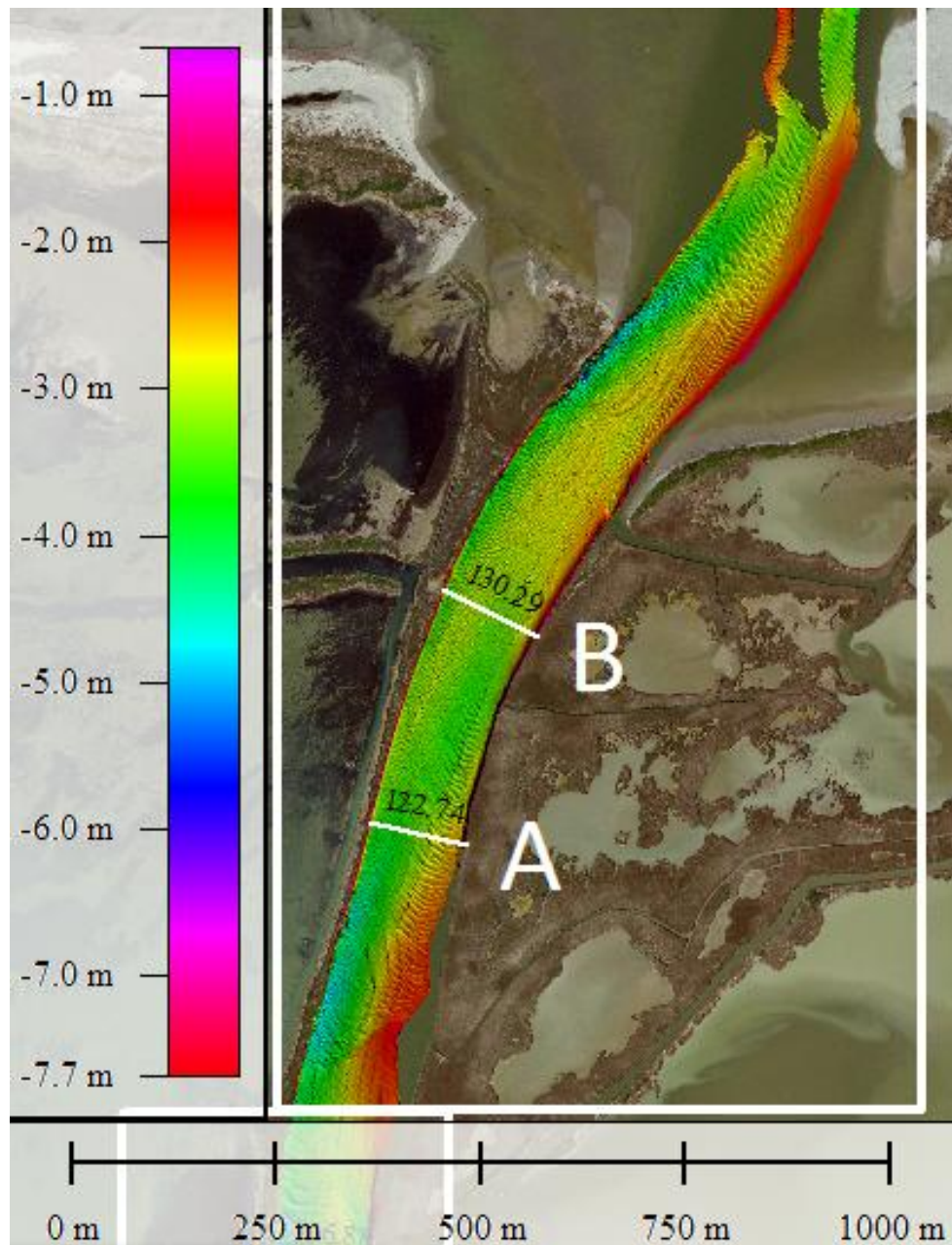


Fig.39 - Carta batimetrica del terzo tratto di Busa di Tramontana e ubicazione delle sezioni batimetriche.

Per analizzare le variazioni morfologiche principali riscontrate lungo il canale sono state tracciate delle sezioni batimetriche:



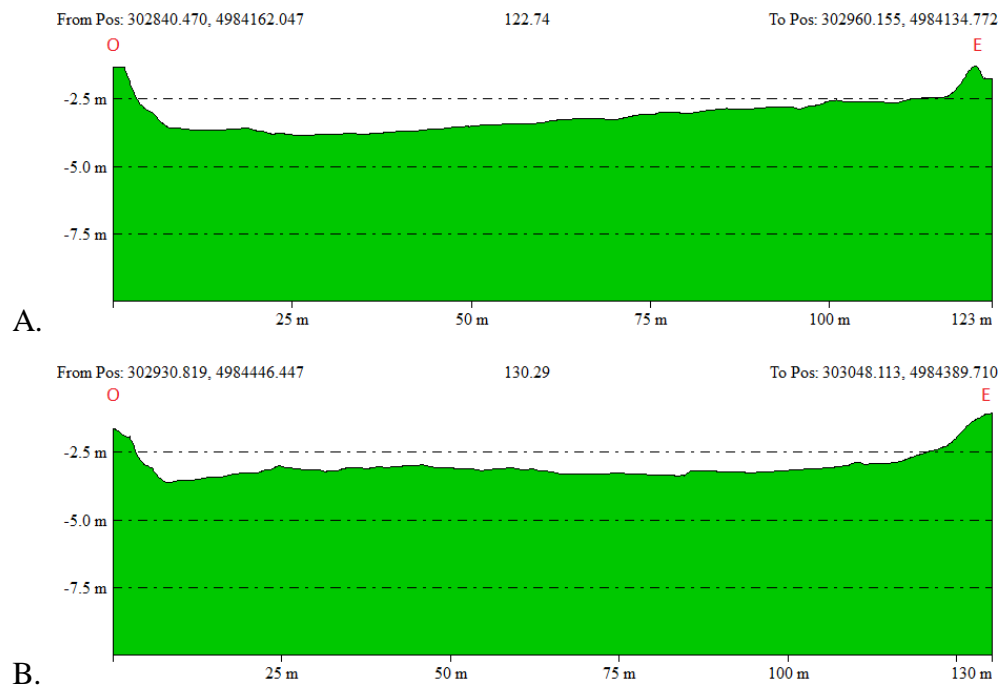


Fig. 40 - Sezioni batimetriche ubicate in Fig. 39.

Dalle sezioni risulta evidente come la parte centrale del tratto considerato sia un'area a fondo pianeggiante, delimitata a O e ad E dalle rispettive scarpate di ciascuna sponda, qui di limitata altezza (3-3.5 m). Nella sezione meridionale si osserva la comparsa di un'area depressa che si sviluppa lungo il margine occidentale del canale. Questa depressione si estende per ca. 550 m in direzione NE-SO, occupando un'area dell'ordine di 0.016 km<sup>2</sup>. Più a nord è presente un'altra zona depressa sviluppata per quasi 800 m lungo la sponda occidentale del canale e occupante una superficie di 0.02 km<sup>2</sup>. Entrambe le depressioni citate raggiungono profondità massima di 5-5.5 metri (Fig. 40).

Più a nord è presente un tratto con leggera curvatura (tasso di sinuosità 1,1) che va ad accentuare l'orientazione verso NE del canale. A partire da questa curvatura e in tutto il tratto finale di Busa di Tramontana abbiamo una riduzione delle dimensioni delle forme di fondo, da una lunghezza d'onda di 8-9 m a 4-5 m. Questo trend viene poi interrotto in prossimità dello sbocco a mare del canale, dove si può osservare un ingrandimento delle forme di fondo lungo tutta la sezione del canale, ma in particolar modo nella porzione centrale (lunghezza d'onda 9-10 m) (Fig. 41).

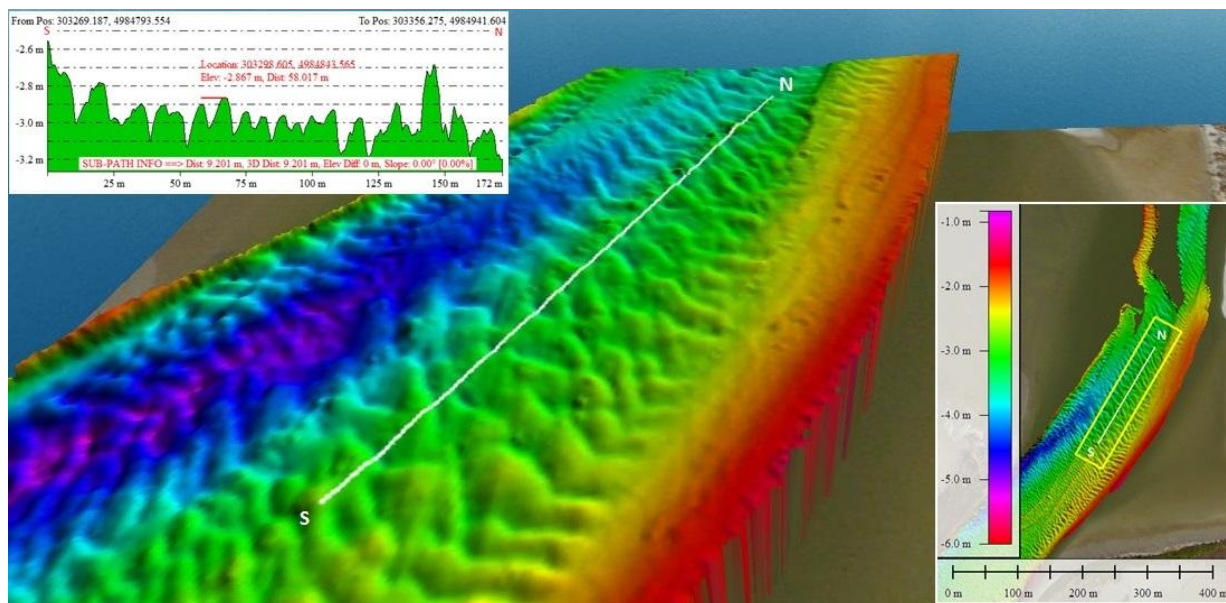


Fig.41 - Particolare della batimetria della parte terminale di Busa di Tramontana, in cui si osservano forme di fondo di diversa lunghezza d'onda.

Intervallate dalle aree con depressioni e forme di fondo sono presenti due aree a fondo piano: una molto vasta nella parte centrale del tratto di canale considerato (area di 0.05 km<sup>2</sup>), l'altra invece occupa una superficie molto più limitata (0.008 km<sup>2</sup>) e si estende lungo il limite orientale del canale (Fig. 41).

Possibili depositi di frana si accumulano al piede della sponda occidentale per circa 170 m occupando un'area di circa 0.0014 km<sup>2</sup>.

### 3.3 – Busa di Scirocco

Il canale di Scirocco (3.344 km) è quello che presenta il grado di sinuosità più elevato tra i tre canali del delta del Po di Pila ed è anche quello più stretto (Tab. 1). Questo canale è stato diviso per la descrizione in due tratti (Fig. 14). Il primo tratto (Fig. 42) si dirama dalla Busa Dritta e si orienta in direzione circa NNO-SSE per circa 1.15 km.

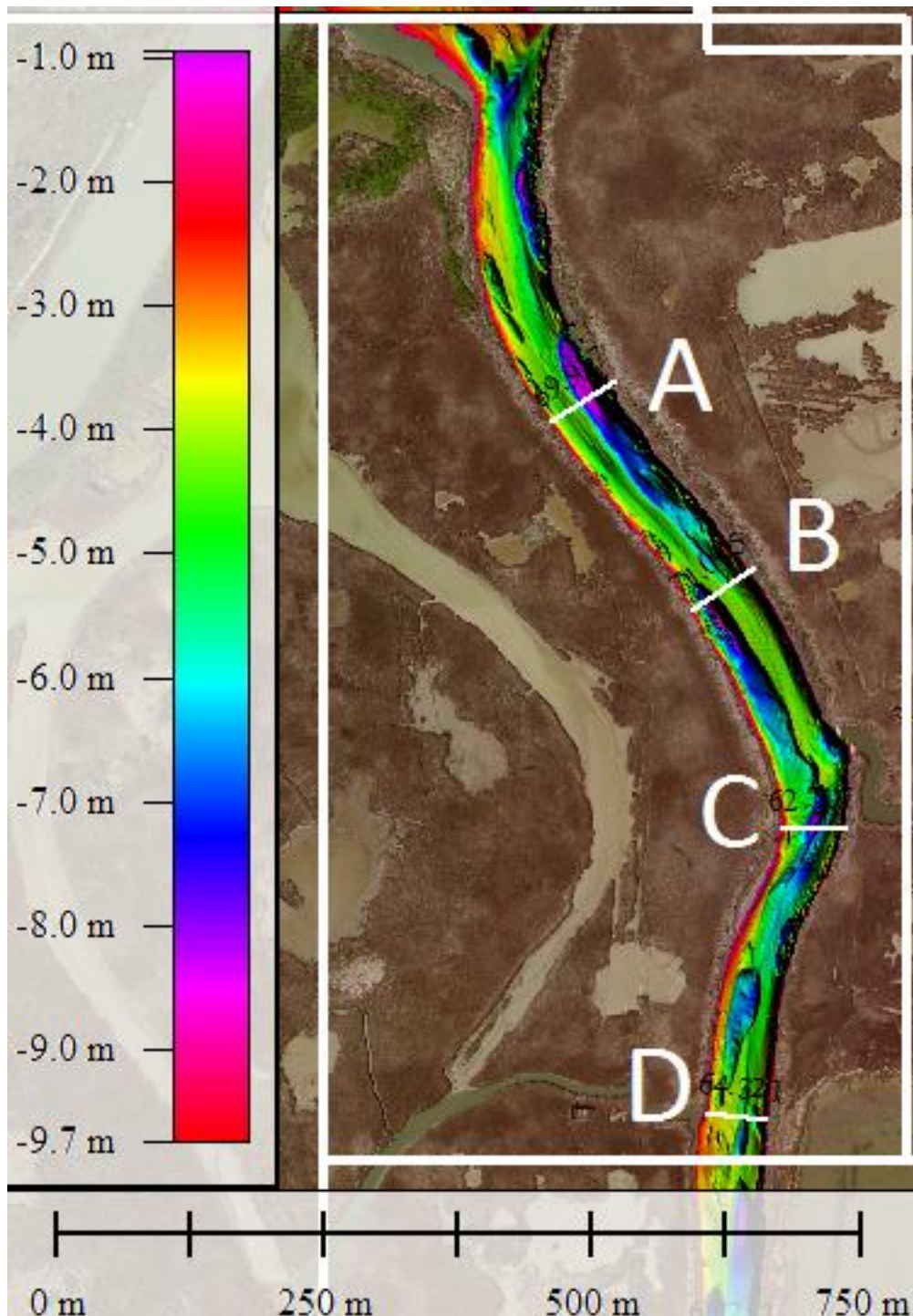


Fig.42 – Carta batimetrica del primo tratto di Busa di Scirocco e ubicazione delle sezioni batimetriche.

I frequenti cambiamenti morfologici di questa porzione del canale sono stati osservati tramite sezioni orientate O-E (Fig. 43) e mappati sui dati batimetrici.



Il carattere comune a queste sezioni è la presenza di depressioni morfologiche a diversa scala: alcune presentano profondità di 6-7 m, altre raggiungono gli 8-8.5 metri. Differentemente dagli altri due canali, in cui la quasi totalità delle depressioni si sviluppava lungo le sponde, nella Busa di Scirocco troviamo anche depressioni sviluppatesi in tratti centrali del canale (Fig. 42).

Sono poche le zone con presenza di forme di fondo, tali aree non superano i 200 m di estensione e occupano superfici intorno a 0.002 km<sup>2</sup>. Tali forme sono di piccole dimensioni e presentano lunghezza d'onda di 5-6 m.

Al contrario sono invece più numerose e vaste le aree a fondo piano, posizionate per la maggior parte a lato di depressioni morfologiche (Fig. 42). L'area a fondo piatto più sviluppata (0.009 km<sup>2</sup>) si estende per 500 m a partire dalla parte centrale del tratto di canale considerato fino quasi alla diramazione iniziale della Busa di Scirocco stessa, assecondando la sinuosità del canale. Le aree più circoscritte si trovano a S rispetto alla precedente e occupano aree dell'ordine di 0.001-0.002 km<sup>2</sup>. Ad entrambi i piedi delle scarpate che delimitano le sponde del canale troviamo accumuli di depositi di frana. Quelli di dimensioni maggiori si trovano sono caratterizzati da lunghezza di 150-200 m e occupano un'area dell'ordine di 0.013 km<sup>2</sup>.

Un altro parametro caratteristico di questa porzione di canale è la presenza di meandri con tasso di sinuosità rispettivamente 1.04 e 1.09 (Fig. 44).

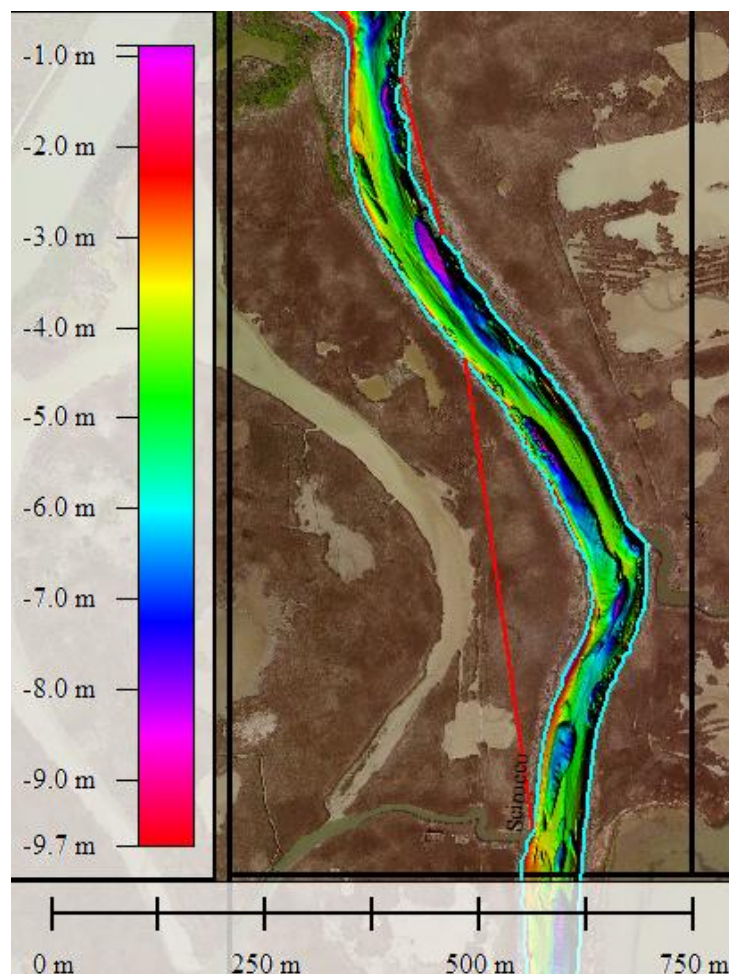


Fig.44 - Curvatura del canale tra il primo ed il secondo tratto di Busa di Scirocco. Gli archi in rosso individuano i tratti nei quali si è calcolato l'indice di sinuosità.

Il secondo tratto della Busa di Scirocco presenta inizialmente un andamento costante verso S salvo poi, in corrispondenza di una curvatura, deviare nuovamente il suo corso in direzione SE (Fig. 45). Si estende per ca. 2 km. La larghezza di questa parte del canale di Scirocco risulta pressoché costante (55-60 m di media).

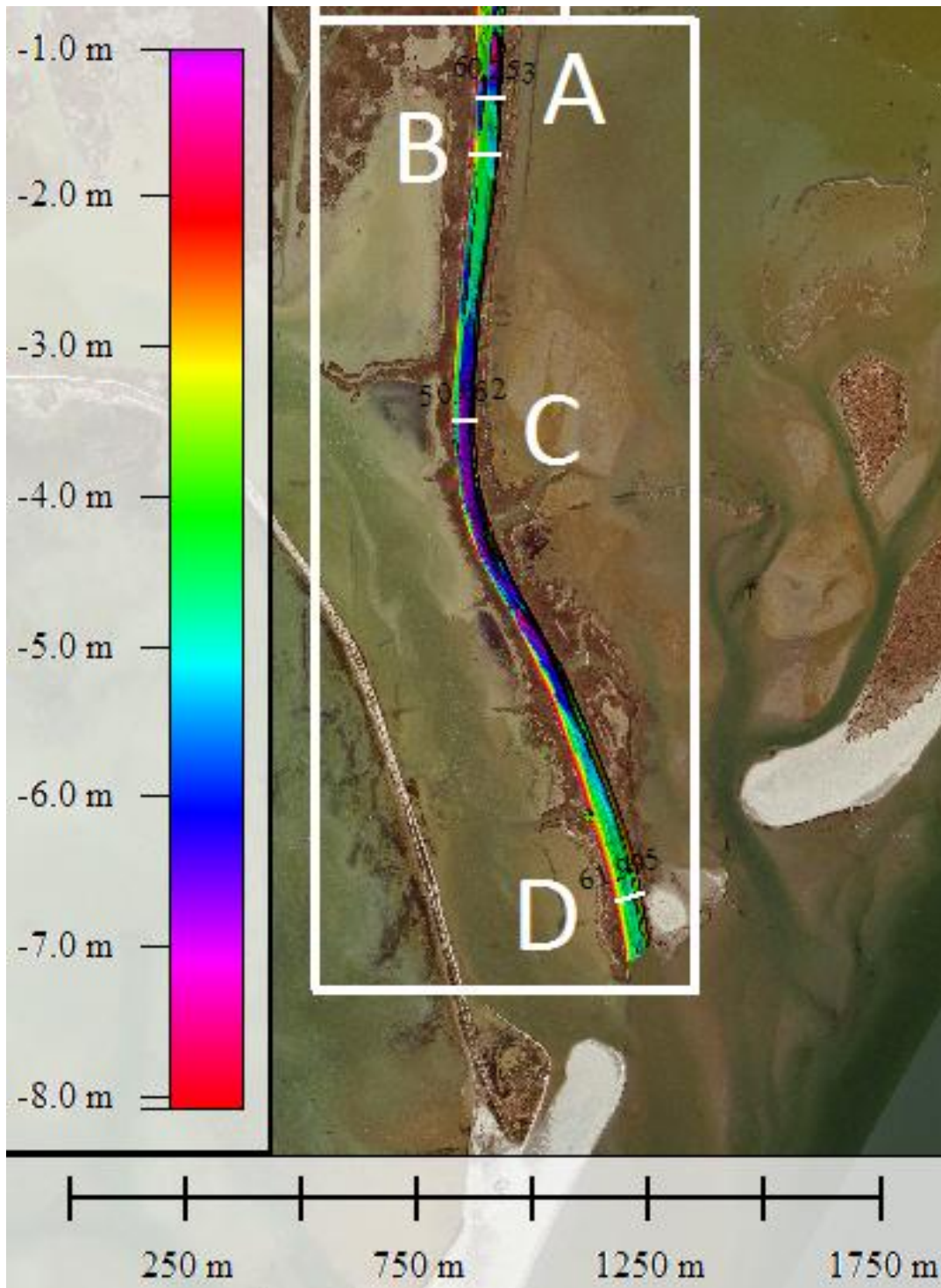
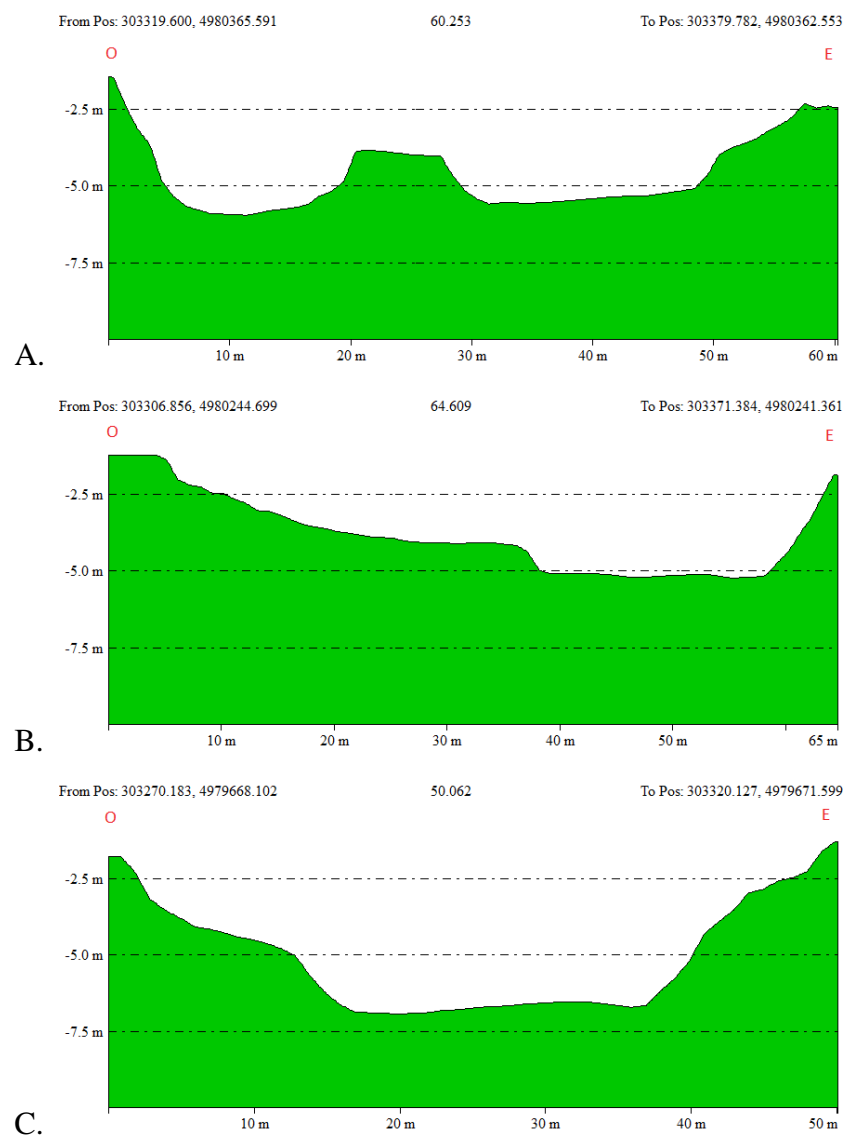


Fig.45 - Carta batimetrica del secondo tratto di Busa di Scirocco e ubicazione delle sezioni batimetriche.

Presenta una sequenza morfologica regolare da O verso E, fatta di :

- una lunghissima depressione che si sviluppa lungo la sponda orientale, che presenta profondità variabili dai 5-6 m nella parte iniziale e terminale, fino a 7-7.5 metri nella parte centrale. Questa zona depressa occupa circa 0.048 km<sup>2</sup>;
- una estesa zona a fondo piano, che si sviluppa a lato della depressione menzionata precedentemente, risultando quindi delimitata da quest'ultima e dalla sponda occidentale. E' lunga circa 1.8 km e occupa una superficie stimata di 0.023 km<sup>2</sup>.

Le caratteristiche morfologiche del fondo del canale sono state analizzate tramite sezioni batimetriche tracciate orientate O-E (Fig. 46).



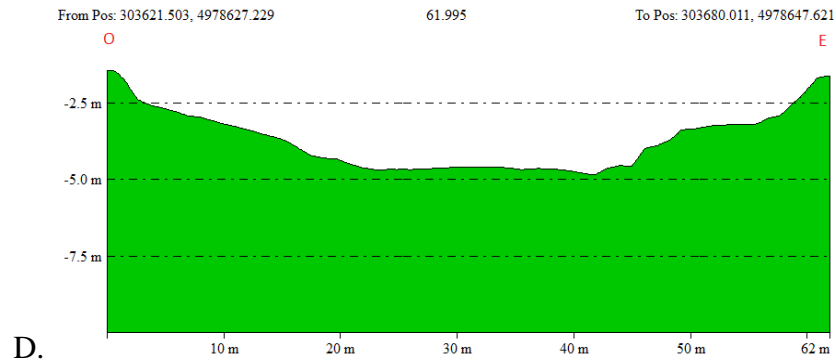


Fig.46 - Sezioni batimetriche ubicate in Fig.45.

In tutte le sezioni si osserva una depressione centrale (o più di una come nel profilo più settentrionale) profonda quasi ovunque attorno a 5 m, incisa fino quasi a 7 metri di profondità nella sezione C, ed estesa in buona parte del fondale. Tali depressioni sono quasi sempre a fondo piano o con piccole increspature del fondo.

L'elemento morfologico predominante di questo tratto sono senza dubbio le zone depresse: quella più estesa si sviluppa lungo tutta la sponda orientale del tratto di canale considerato per poi spostarsi progressivamente lungo la fascia centrale del canale in corrispondenza della curvatura con tasso di sinuosità di 1.10 (Fig. 45). Tale depressione si estende per circa 2 km e occupa un'area di 0.048 km<sup>2</sup>. L'altra zona depressa è localizzata nella parte iniziale del tratto di canale considerato, lungo la sponda occidentale. Questa depressione morfologica minore si estende verso S per circa 350 m e occupa una superficie di ca. 0.0033 km<sup>2</sup>.

Le zone a fondo piano si sviluppano lateralmente alle depressioni, soprattutto lungo la sponda occidentale dove troviamo con un'estensione di circa 2 km a fondo piatto che si estende completamente lungo la sponda ed occupa un'area di circa 0.023 km<sup>2</sup>, delimitata ad E dalla grande depressione citata in precedenza. Al di sopra di questa vasta area ne è presente un'altra di dimensioni ben minori che si estende per circa 80 m ed occupa un'area di ca. 0.0014 km<sup>2</sup>. E' da rilevare la quasi totale assenza in questo tratto delle aree con forme di fondo e di accumuli per instabilità gravitativi.



## Cap. 4 - Discussione dei risultati

I dati batimetrici raccolti nell'area d'indagine hanno permesso di caratterizzare in forma preliminare i principali elementi morfologici dei canali e delle sponde fluviali. Nell'analisi si è proceduto ad una suddivisione in tratti dei tre canali tributari (Busa Dritta, Busa di Tramontana e Busa di Scirocco) in modo da effettuare una descrizione completa e dettagliata sulle caratteristiche dei canali stessi e di differenziare la distribuzione delle morfologie osservate.

Le principali unità morfologiche osservate sono:

- aree dominate dalla presenza di forme di fondo;
- aree a fondo piano;
- depressioni erosive;
- fenomeni d'instabilità gravitativa lungo le sponde.

Per quanto riguarda i campi di forme di fondo, essi sono costituiti da forme trattive con lunghezza d'onda media fino a 10 m e altezze stimate a 30-40 cm, inquadrabili principalmente come dune subacquee (Fig. 47). Sono diffuse in modo pressoché continuo sull'intero tratto investigato, cambiando di forma e dimensioni a seconda della velocità della corrente, del gradiente del letto e di altri aspetti del tratto fluviale, quali la presenza di restringimenti idraulici e/o dell'innesto di canali secondari; quelle di dimensioni maggiori si sono riscontrate soprattutto a Busa Dritta, associate ad aree depresse dell'alveo fluviale. Essendo il risultato di corrente fluviale, le forme di fondo osservate mostrano un profilo trasversale asimmetrico, con lato sottocorrente più inclinato rispetto a quello sopracorrente.

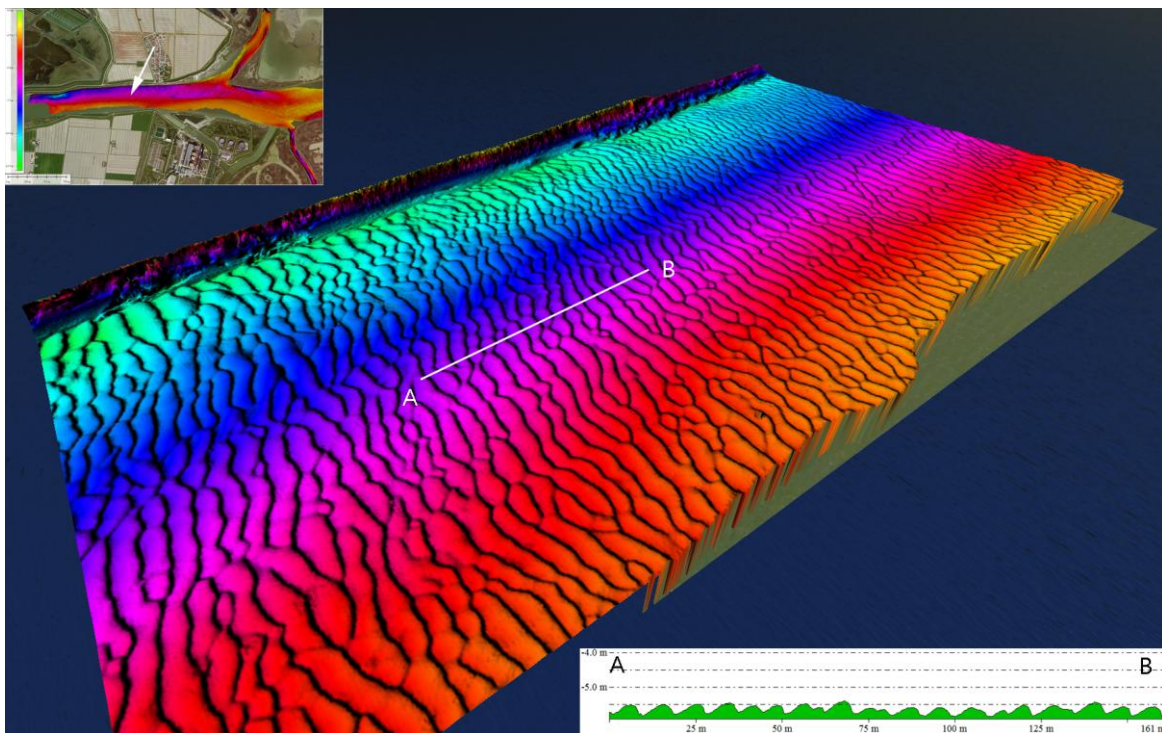


Fig.47 - Forme di fondo osservate nel canale di Busa Dritta. Presentano una lunghezza d'onda di circa 10 m e costituiscono il tipo di forma di fondo più rappresentativa del tratto investigato. E' indicata la traccia della sezione AB.

Nei due canali minori, Tramontana e Scirocco (Fig. 48, 49), si trovano forme di fondo che presentano altezza e lunghezza d'onda generalmente inferiori rispetto a quelle riscontrate nella Busa Dritta (altezza massima di 20 cm e  $\lambda$  compresa tra 5 e 7 m). Questo aspetto è osservabile soprattutto vicino alla costa dove, in prossimità della foce, le forme di fondo si riducono di dimensione e diventano progressivamente discontinue sino a perdere espressione morfologica, probabilmente per effetto dell'azione del moto ondoso e della progressiva perdita di energia del flusso fluviale.

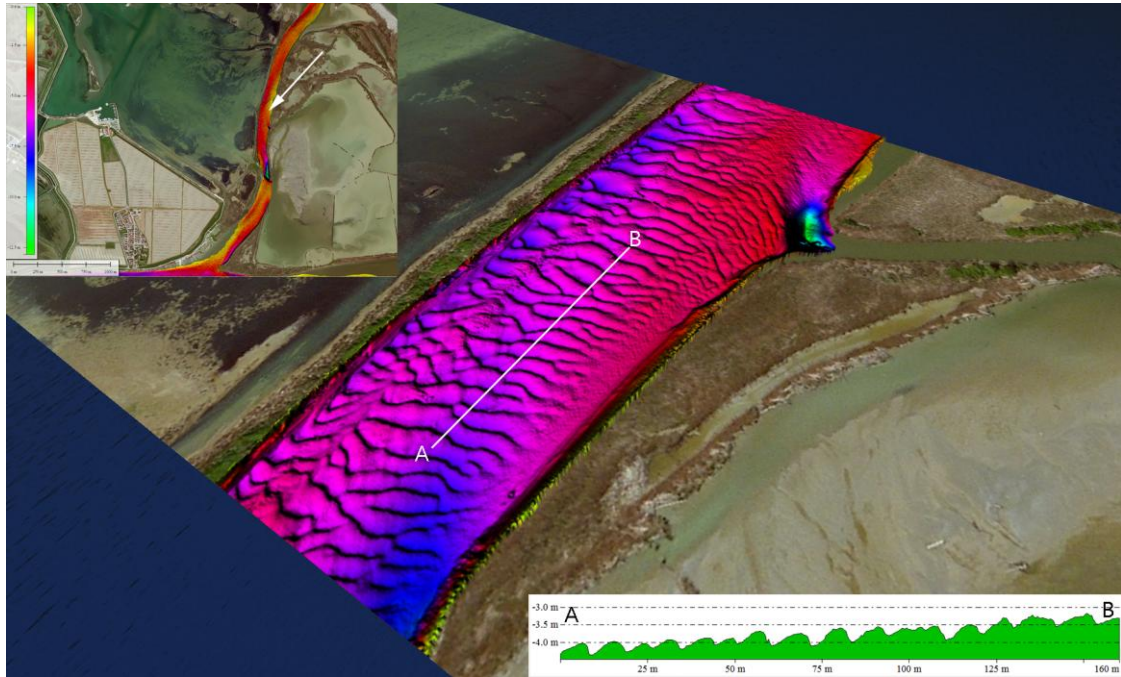


Fig.48 - Forme di fondo del canale di Busa di Tramontana con lunghezza d'onda di circa 6 m.

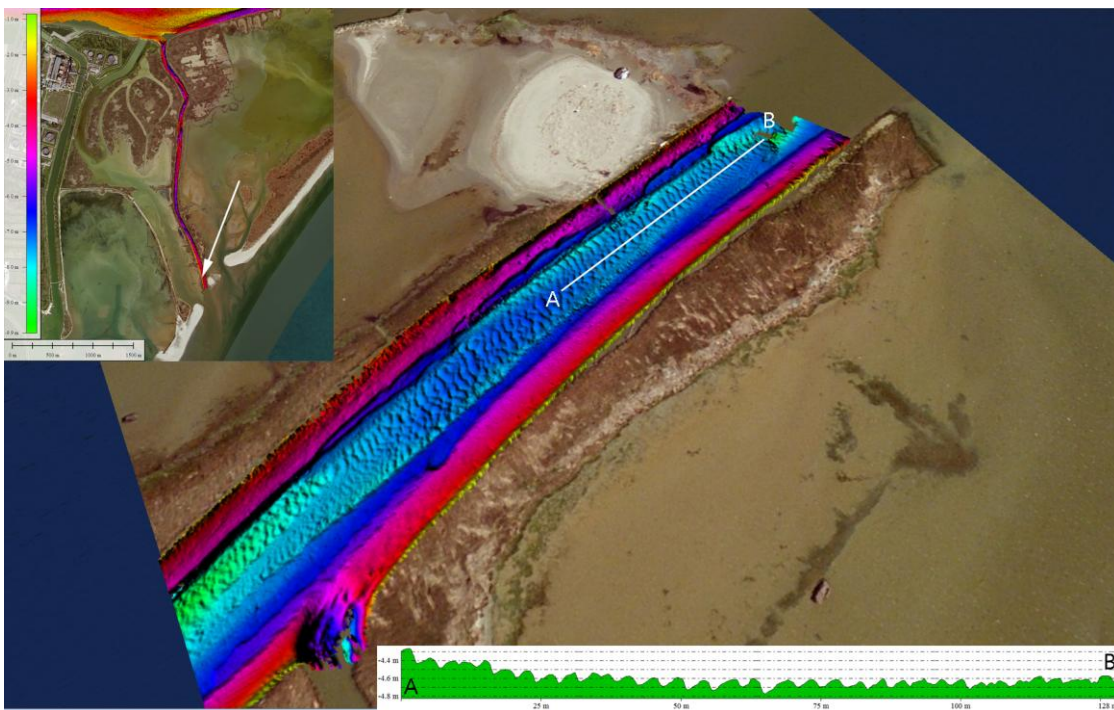
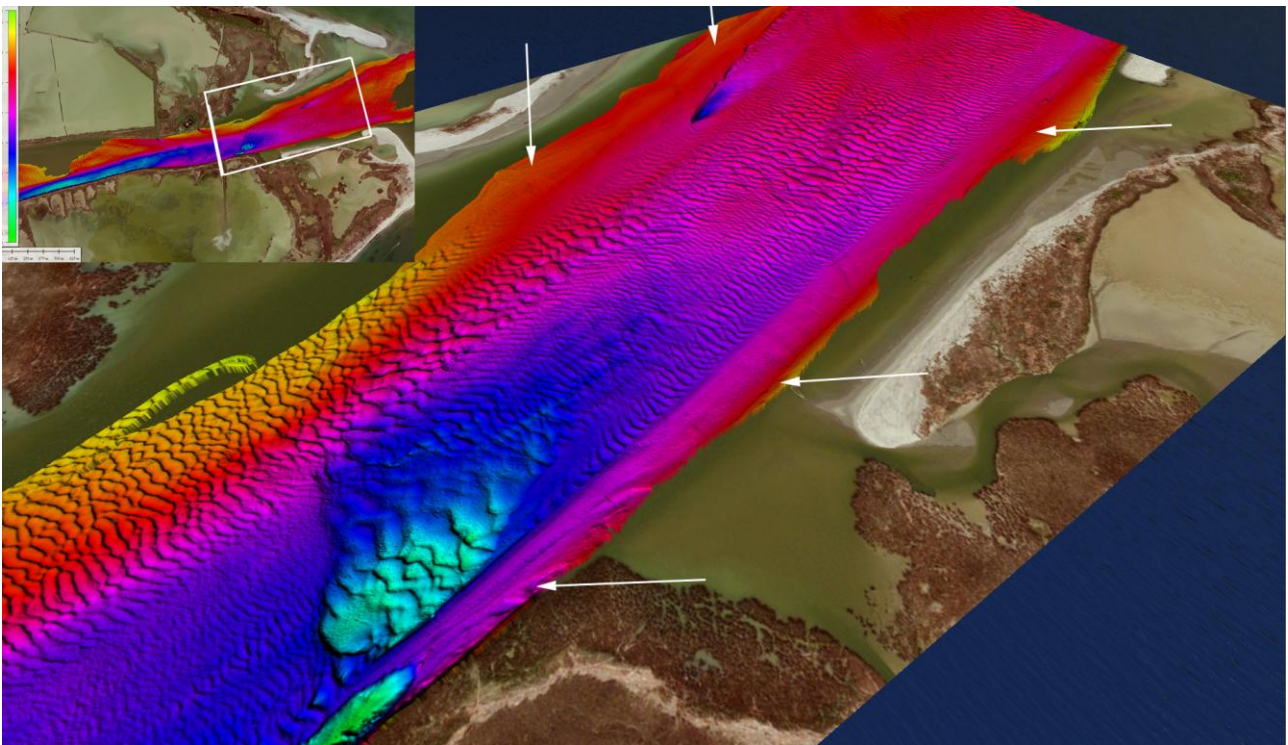


Fig.49 - Forme di fondo del canale di Busa di Scirocco con lunghezza d'onda di circa 6 m.

Le aree a fondo piano più significative presentano generalmente uno sviluppo preferenziale lungo le sponde dei canali, in tratti nei quali probabilmente la velocità della corrente è inferiore a quella nell'alveo e dove si può depositare sedimento relativamente fine (Fig. 50). Esse sono presenti nella parte centrale e terminale del canale di Busa Dritta, dove orizzonti di terreno a fondo piatto risultano orientati nella stessa direzione del corso del fiume. Una vasta area a fondo piatto si sviluppa dalla sponda occidentale nel tratto finale della Busa di Tramontana attraversando il canale stesso e raggiungendo alcune centinaia di metri più avanti la sponda opposta. Nel canale di Scirocco le aree a fondo piano prive di forme di fondo ne assecondano la sinuosità sviluppandosi lungo le sponde anche per distanze chilometriche, in particolare nel secondo tratto preso in esame.



*Fig.50 - Aree a fondo piano, localizzate nella Busa Dritta sulle porzioni marginali dell'alveo fluviale, in prossimità dell'area di foce. Al centro dell'alveo sono visibili ampie depressioni parzialmente obliterate dal sedimento mobile, organizzato in forme di fondo di grandi dimensioni.*

I dati analizzati hanno evidenziato la presenza di ampie depressioni spesso delimitate da pareti subverticali (Fig. 50), attribuibili ad erosione differenziale del substrato dovuta alla probabile presenza di sedimenti coesivi e/o parzialmente cementati. Le depressioni rappresentano uno degli elementi più diffusi della zona del delta del Po di Pila, spesso in corrispondenza di restringimenti idraulici o della diramazione dei canali tributari (Fig. 48 e 49). Nei canali di Dritta e Tramontana esse sono addossate alle sponde del canale e raggiungono profondità massime di 12 metri. Nel canale di Scirocco si possono osservare altre depressioni localizzate nella fascia centrale, ma presentano profondità inferiori rispetto alle precedenti.

L'analisi morfologica ha inoltre evidenziato la presenza di fenomeni gravitativi localizzati in diverse parti degli argini fluviali. Si tratta di piccoli fenomeni d'instabilità prodotti da avvallamenti di sponda, che si individuano per la presenza di depositi di blocchi (di dimensioni fino a decine di metri) localizzati al piede delle sponde fluviali in corrispondenza di brevi arretramenti dell'argine (Fig. 51). Essi sono probabilmente associati a fenomeni di erosione localizzata ed escavazione al piede per effetto della corrente. Alcuni di questi blocchi si possono osservare lungo la sponda destra e sinistra della Busa di Scirocco, ove risultano molto diffusi, tuttavia sono presenti anche lungo la sponda destra del canale di Dritta e localmente anche sul canale di Tramontana.

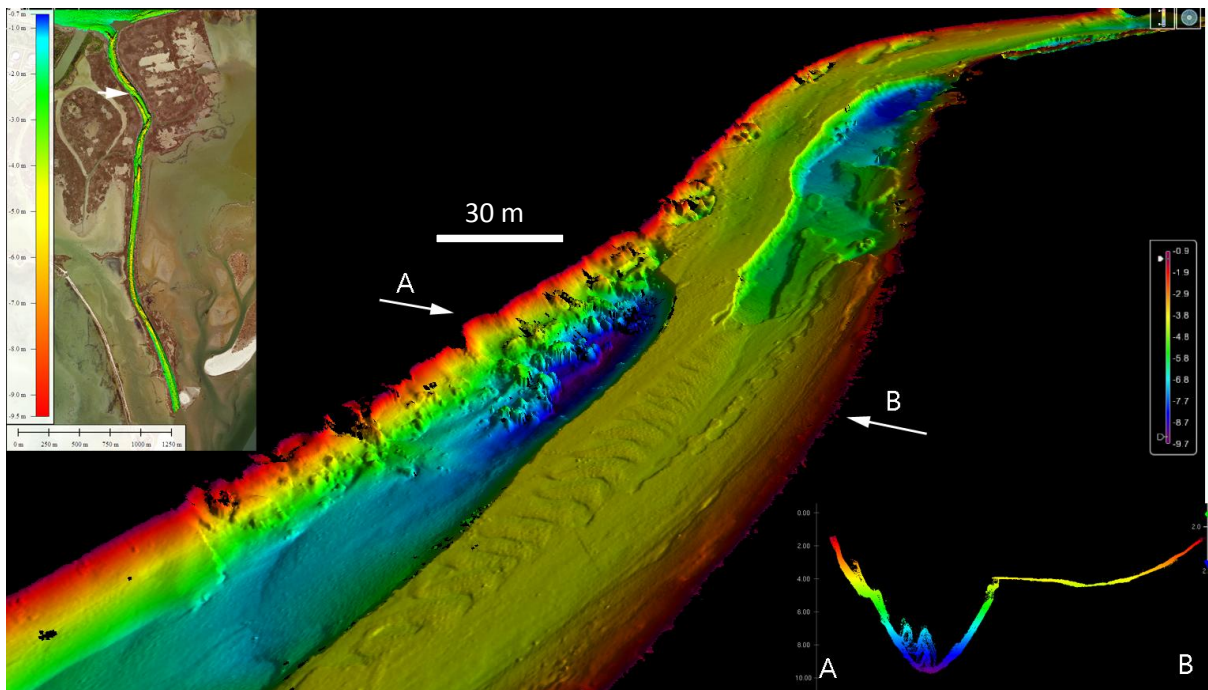


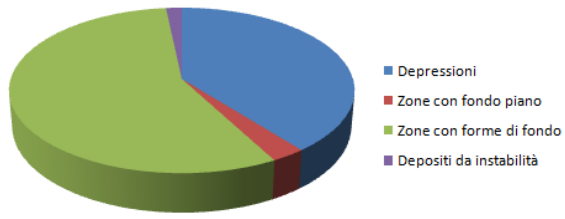
Fig.51 - Sponde interessate da instabilità gravitativa nella Busa di Scirocco. Si osserva unaa facies a blocchi localizzata al piede della sponda fluviale.

L'analisi morfometrica in ambiente georeferenziato ha permesso di stimare le superfici occupate dalle morfologie sopra descritte. I dati riportati in tabella 2 evidenziano la suddivisione in percentuale delle aree occupate dai singoli elementi morfologici:

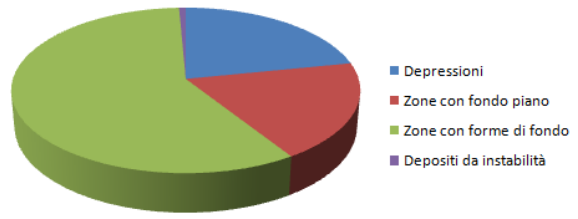
Morfologia	superficie occupata espressa in %							
	1° tratto Dritta	2° tratto Dritta	3° tratto Dritta	1° tratto Tramontana	2° tratto Tramontana	3° tratto Tramontana	1° tratto Scirocco	2° tratto Scirocco
Depressioni	37,40	21,70	18,00	33,00	63,00	23,20	48,60	61,30
Zone con fondo piano	2,70	19,00	8,60	1,90	11,00	4,40	21,00	30,50
Zone con forme di fondo	53,50	58,00	71,50	59,10	22,00	66,70	10,40	0,00
Depositi da instabilità	1,60	0,70	1,40	2,60	0,00	0,70	11,00	0,00

Tabella 2: Analisi dell'estensione areale delle principali morfologie mappate nei tre canali, espressa in percentuale. Nota: la somma delle percentuali non chiude a 100 in quanto non sono state incluse nel calcolo le aree di sponda interna ai canali.

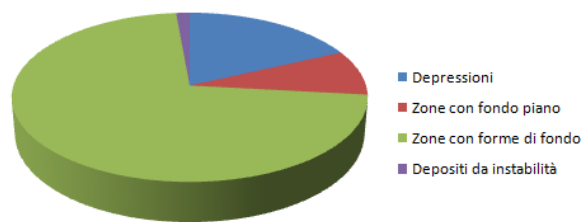
**Superficie occupata dalle morfologie 1° tratto Dritta**



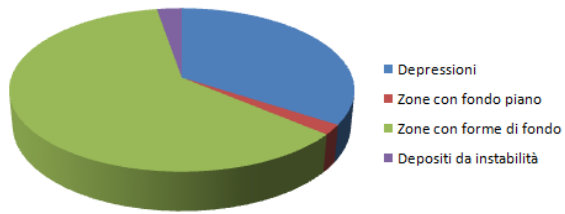
**Superficie occupata dalle morfologie 2° tratto Dritta**



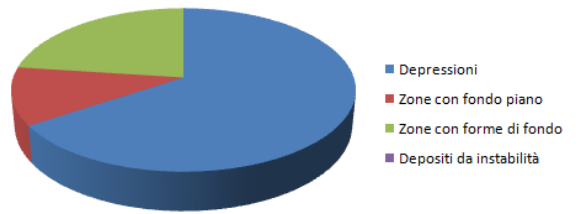
**Superficie occupata dalle morfologie 3° tratto Dritta**



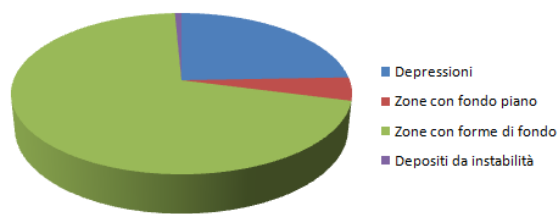
**Superficie occupata dalle morfologie 1° tratto Tramontana**



**Superficie occupata dalle morfologie 2° tratto Tramontana**



**Superficie occupata dalle morfologie 3° tratto Tramontana**



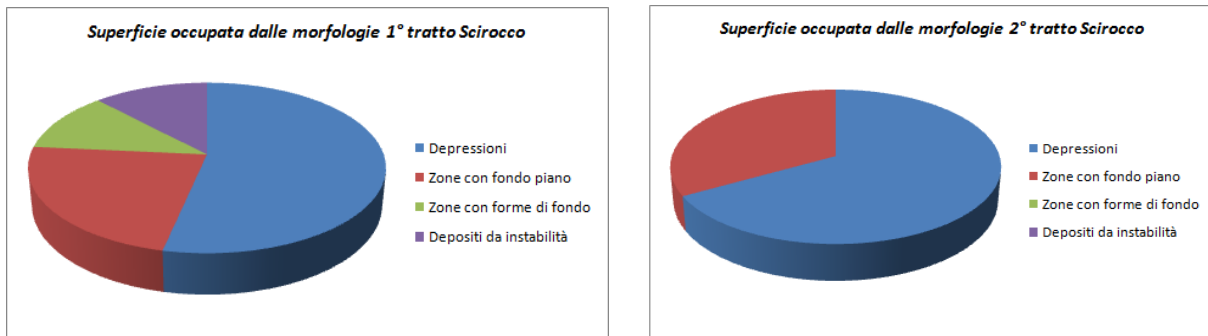


Fig.52 - Grafici a torta della distribuzione delle morfologie principali per ciascun tratto dei vari canali, in base ai valori riportati in Tabella 2.

In base ai dati appena mostrati sulle caratteristiche morfologiche incontrate nei diversi tratti dei tre canali esaminati, si può osservare che:

- nella Busa Dritta i due elementi morfologici principali sono le zone con forme di fondo (media dei tre tratti: 61%, in graduale aumento sottocorrente, cioè dal 1° al 3° tratto) e le depressioni (media 25%, in graduale diminuzione sottocorrente), mentre occupano una piccolissima porzione dell'alveo le aree a fondo piano (10%), così come i depositi da instabilità gravitativa localizzati lungo gli argini (1,2%);
- nella Busa di Tramontana si ha una predominanza di depressioni (estensione media: 39%, più diffuse nel 2° tratto) e zone con forme di fondo (49%, più diffuse nel 1° e nel 3° tratto); i depositi da instabilità gravitativa occupano circa lo 0,7% mentre le zone che presentano fondo piano occupano solamente il 5,7% dell'area totale del canale;
- nella Busa di Scirocco più della metà dell'area totale del canale è occupata da depressioni (media: 54%), mentre la restante superficie presenta in media per il 25% zone con fondo piano e solo il 5-5,5% rispettivamente di aree con forme di fondo e depositi da instabilità gravitativa (entrambe le morfologie localizzate solo nel tratto settentrionale del canale).

Da un'analisi generale delle morfologie fluviali si può affermare che oltre il 90% dei fondali investigati sono interessati da una copertura sedimentaria (sabbie alluvionali) di natura non coesiva, così come testimoniato dalla presenza di ampi campi di dune mobili, mentre la restante parte è rappresentata da sedimenti coesivi in grado di produrre scarpate sub-verticali e depressioni allungate sul letto fluviale, risultanti da processi erosivi differenziali del substrato.

Nella Busa Dritta, dove si osserva la presenza di un "tappeto" di sedimento mobile, caratterizzato dall'esteso sviluppo di forme di fondo, le depressioni minori si sviluppano generalmente in prossimità delle connessioni con i canali, probabilmente per effetti idraulici in relazione allo scambio di acque durante le variazioni di portata (immissione e reflusso). Invece, le aree depresse più estese della Busa Dritta si trovano lungo l'asta del canale sul lato con maggior velocità del flusso (Fig. 53) mentre le aree pianeggianti corrisponderebbero alle aree in deposizione e con minore velocità del flusso. Questo giustificherebbe anche la presenza dei processi d'instabilità lungo

la sponda sinistra nel tratto occidentale di questo canale e lungo la sponda destra nel tratto orientale, per effetto di scalzamento al piede esercitato dalle correnti.

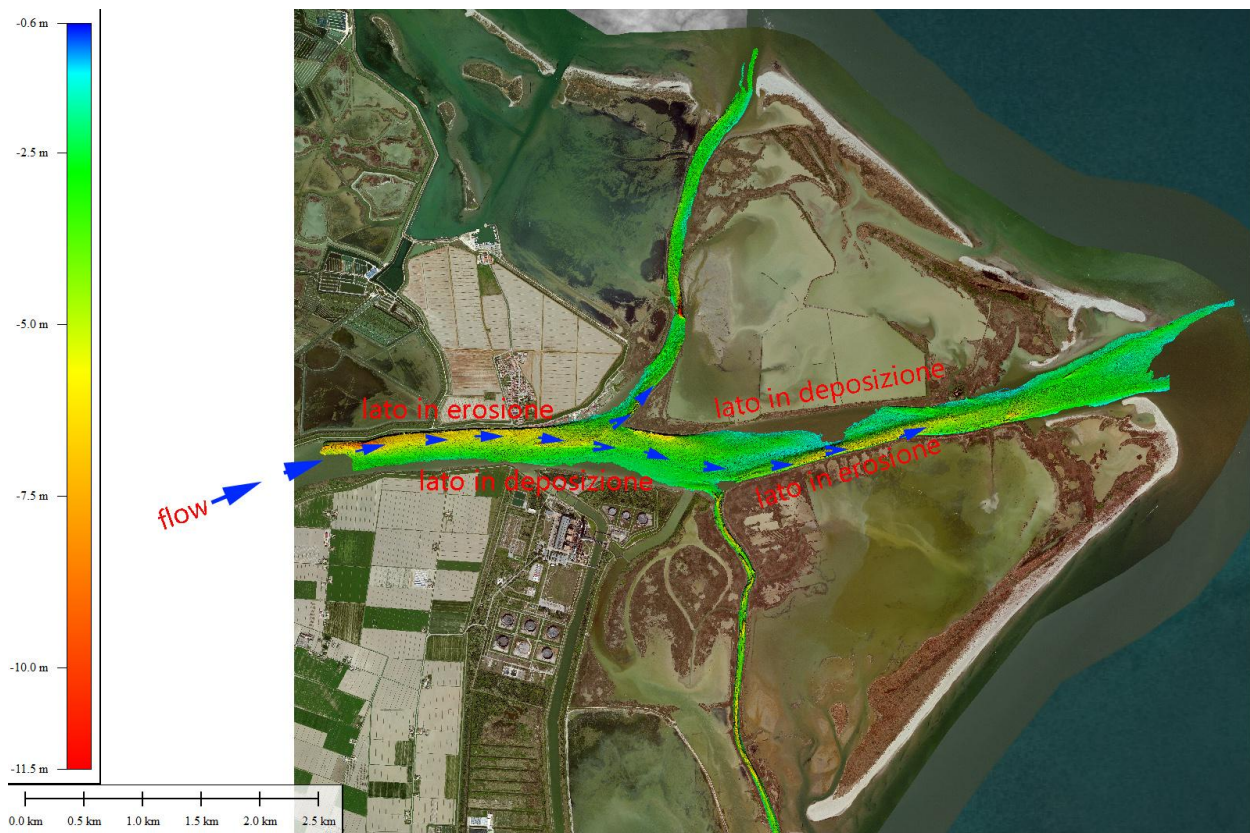


Fig.53 - Schema del possibile percorso del flusso fluviale a maggiore intensità lungo la Busa Dritta.

Tra i tre canali, quello di Scirocco, il più stretto e sinuoso, sembra essere quello morfologicamente meno evoluto, vista la presenza di ampie e diffuse depressioni lungo il letto e di numerosi processi d'instabilità gravitativa sulle sponde. Le aree con forme di fondo sono scarse, mentre sono più diffuse quelle a fondo piano lateralmente alle depressioni; questo suggerisce la relativa scarsità di una copertura sedimentaria sul fondo, forse per il minor transito dei sedimenti sul letto di questo canale e dall'alto angolo che esso forma in corrispondenza della connessione con la Busa Dritta. L'età relativamente giovane della Busa di Scirocco è testimoniata da carte dell'evoluzione storica del delta (Fig. 54), nelle quali tale canale appare sviluppato in modo stabile solo dopo il 1930-32.

Va ricordato che il Po di Pila costituisce un apparato deltizio estremamente giovane; il tratto fluviale analizzato risulta poi fortemente condizionato dalle attività antropiche che ne hanno modificato i caratteri originari. Infatti, se fino agli anni 50'-60' la foce del Po di Pila ha avuto una progressiva progradazione verso mare, oggi risulta invece in erosione, a causa della brusca riduzione del carico solido di fondo e dell'effetto del moto ondoso e delle correnti di deriva litoranea.

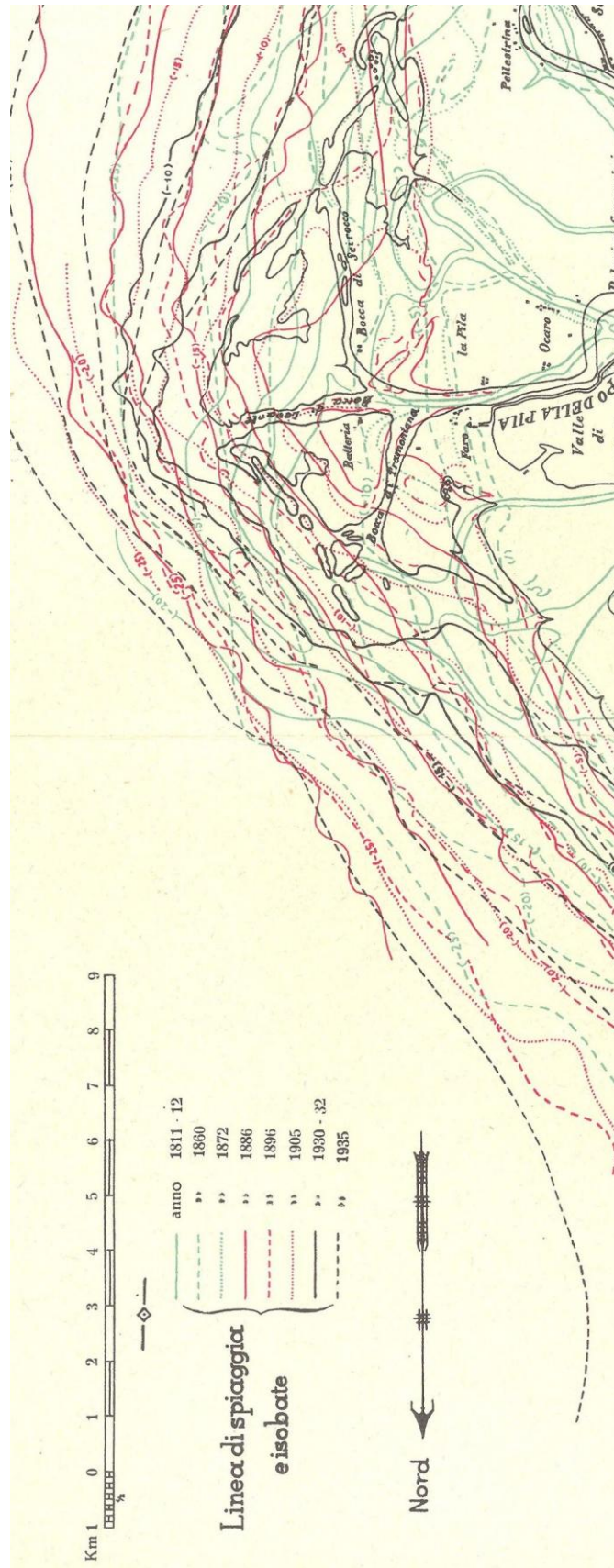


Fig.54 - Cartografia storica della linea di riva in corrispondenza delle foce del Po di Pila (Visentini e Borghi, 1938).



## Cap. 5 - Conclusioni

In questo elaborato sono stati analizzati i dati morfo-batimetrici relativi alla zona del Delta del Po di Pila, acquisiti dall'IGAG (*Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria*)-CNR di Roma durante una campagna tenutasi dal 16 al 20 giugno 2013. Le analisi sono state effettuate analizzando il grid batimetrico (risoluzione 0,3 m) mediante il software Global Mapper.

In particolare :

- L'elaborazione dei dati batimetrici ha permesso di individuare nei tre principali canali tributari alcune morfologie peculiari. Le principali unità morfologiche osservate e descritte sono: aree dominate dalla presenza di forme di fondo; depressioni erosive; aree a fondo piano; fenomeni d'instabilità gravitativa lungo le sponde. Queste morfologie mostrano sviluppo differenziato nei diversi tratti dei canali e tra un canale e l'altro;
- Le morfologie osservate risultano controllate da processi erosivi e deposizionali che interessano i tre canali ad intensità variabile, in relazione ad aspetti morfologici ed idraulici del tratto fluviale quali la velocità della corrente, la larghezza, il gradiente del letto, ecc. In particolare, nella Busa Dritta abbiamo il maggior tasso di trasporto di materiale, come testimoniato dalla presenza quasi costante di un "tappeto" sedimentario uniforme caratterizzato da ampie dune bidimensionali. Nella Busa di Tramontana e di Scirocco, nonostante alcuni campi di dune con caratteri simili a quelle riscontrate nella Busa Dritta, l'eterogenea distribuzione delle forme di fondo suggerisce tassi di sedimentazione e velocità del flusso fluviale molto inferiori. Ciò è visibile specialmente nella Busa di Scirocco, il canale più giovane dei tre, che mostra minimi accumuli di forme trattive e appare non completamente coperto da un "materasso" alluvionale.
- Tutto il delta del Po di Pila è comunque molto recente (ultimi 200 anni) e fortemente condizionato dalle attività antropiche che ne hanno influenzato lo sviluppo. L'alveo fluviale dei tre canali esaminati è caratterizzato da una copertura sedimentaria alluvionale discontinua, mentre un substrato consolidato affiora nelle depressioni e nelle sponde fluviali.

Il lavoro effettuato indica come l'utilizzo delle tecniche *multibeam* di acquisizione di dati batimetrici, benché non ancora ampiamente diffuse in studi di ambito fluviale, ma sicuramente molto efficaci ed accurate, costituisca la base per un dettagliato studio di morfologie fluviali. I dati analizzati possono inoltre rappresentare un'importante base di riferimento per monitorare l'evoluzione temporale di specifiche morfologie migranti, come le forme fondo e le barre sommerse ivi presenti, e per una stima degli accumuli sabbiosi nel fondo dei canali.

## **Bibliografia**

- Amorosi A., Milli S., 2001. Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sediment Geol.*, 144: 357-375.
- Boldrin A., Bortoluzzi G., Frascari F., Guerzoni S., Rabitti S., 1988. Recent deposits and suspended sediments off the Po della Pila (Po river, main mouth), Italy. *Marine Geology*, 79: 159-170.
- 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., Favero V., Vinals M.J., 1995. New evidence on the evolution of the Po Delta coastal plain during the Holocene. *Quat. Int.*, 29/30: 105-110.
- Borgia G., Brighenti G., Vitali D., 1982. La coltivazione dei pozzi metaniferi del bacino polesano e ferrarese. Esame critico della vicenda. *Inarcos, Georisorse e Territorio*, Bologna, vol. 425: 13-23.
- Caputo M., Pieri L., Unguendoli N., 1970. Geometric investigation of the subsidence in the Po Delta. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 13-47: 187-207.
- Cattaneo A., Trincardi F., Asioli A., Correggiari A., 2007. The Western Adriatic shelf clinoform: energy-limited bottomset. *Continental Shelf Research*, 27: 506-525.
- CENAS, 1997. Study on the coastline evolution of the eastern Po Plain due to sea-level change caused by climate variation and to natural and antropic subsidence. *Rapporto Definitivo Contract EV5V-CT94-0498 (DG 12 DTEE) – U.E. Environment Programme*, Padova, pp. 345.
- Ciabatti, M., 1967. Ricerche sull'evoluzione del delta padano. *G. Geol.* 34/1966, 381– 410.
- Colombo P., Tosini L., 2009. Sessant'anni di bonifica nel delta del Po. *Papergraf S.p.A.*, Padova, pp. 247.
- Correggiari A., Cattaneo A., Trincardi F., 2005. The modern Po Delta system: Lobe switching and asymmetric prodelta growth. *Marine Geology*, 222-223: 49-74.
- Idroser, 1994. Aggiornamento ed integrazione del Piano progettuale per la difesa della costa adriatica emiliano-romagnola. *Relazione generale. Regione Emilia-Romagna*, Bologna, p. 276.
- 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*, vol. 15. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, Oklahoma: 152-184.
- Reineck H.E., Singh I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics*. Springer Verlag, Berlin, pp. 551.
- Simeoni U., Corbau C., 2009. A review of the Delta Po evolution (Italy) related to climatic changes and human impacts. *Geomorphology*, 107: 64-71.

Stefani M., Vincenzi S., 2005. Holocene stratigraphic architecture and depositional evolution of the Po. *Marine Geology*, 222-223: 19-48.

Syvitski J.P.M., Kettner A.J., 2007. On the flux of water and sediment into the Northern Adriatic Sea. *Continental Shelf Research*, 27: 296-308.

Visentini M., 1931. Notizie sulle variazioni del delta del Po. *Bull. du Conseil Intern. de Recherches. Union Geodesique et Geophysique Intern*, 16: 3-9.

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

## **RINGRAZIAMENTI**

Un sentito e caloroso ringraziamento va alla Prof.ssa Claudia Romagnoli, la mia relatrice. Sempre competente, gentilissima e disponibile mi ha aiutato nella stesura di questo elaborato con insegnamenti e consigli fondamentali per la costruzione ottimale della tesi: un grazie di cuore.

Un grande grazie anche ad Alessandro Bosman, il mio correlatore. Simpaticissimo e super competente, mi ha fornito materiale e immagini fantastiche che ho utilizzato per arricchire e migliorare la tesi: grazie mille.

Infine un grazie immenso alla mia famiglia che mi ha aiutato e sopportato in questi mesi di lavoro e ai miei grandi amici che non mi hanno mai fatto mancare il loro supporto.

**GRAZIE A TUTTI**