



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze  
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE  
IN  
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**ANALISI DELL'EVOLUZIONE  
MORFODINAMICA DI UN MEANDRO A  
MAREA IN LAGUNA DI VENEZIA**

*Relatore: Prof. Andrea D'Alpaos*  
*Correlatori: Prof. Massimiliano Ghinassi*  
*Ing. Alvise Finotello*

*Laureanda: Merlo Giorgia*

ANNO ACCADEMICO 2015/ 2016



---

## Indice

Abstract .....	5
Riassunto .....	6
1 Introduzione.....	9
2 Inquadramento geologico-geografico: la laguna di Venezia.....	13
2.1 Storia della laguna di Venezia.....	15
2.2 Area di studio: la barena San Felice .....	17
2.3 Tipiche strutture morfologiche .....	19
2.3.1 Le barene .....	20
2.3.2 I bassifondi .....	22
2.3.3 I canali .....	22
3 Morfodinamica e strutture sedimentarie nei canali tidali .....	25
3.1 Caratteristiche geomorfologiche significative.....	25
3.2 Ontogenesi dei canali tidali .....	27
3.3 Idrodinamica.....	29
3.3.1 I meandri nei canali tidali.....	30
3.3.2 Migrazione dei meandri tidali .....	31
3.4 Sedimentazione .....	33
4 Acquisizione dei dati e metodi di analisi.....	37
4.1 Campionamento.....	37
4.2 Analisi sedimentologiche .....	39
4.3 Analisi foto aeree con GIS .....	40
4.4 Modello di analisi morfologica dei canali.....	41

---

4.5	Modello idrodinamico semplificato di Poisson.....	47
4.5.1	Lunghezza dei percorsi fuori rete.....	50
4.5.2	Andamento dello sforzo tangenziale .....	51
5	Risultati .....	53
5.1	Analisi sedimentologiche .....	53
5.2	Analisi foto aeree .....	67
5.3	Risultati del modello di analisi morfologica dei canali a marea.....	69
5.4	Risultati del modello idrodinamico semplificato di Poisson....	72
6	Discussioni .....	81
6.1	Interpretazione delle analisi sedimentologiche .....	81
6.2	Interpretazione delle analisi di foto aeree .....	84
6.2.1	Confronto 1938-1968 .....	84
6.2.2	Confronto 1968-1987 .....	86
6.2.3	Confronto 1987-2007 .....	87
6.2.4	Confronto 2007-2014 .....	89
6.3	Interpretazione delle analisi morfometriche.....	91
7	Conclusioni.....	95
	Bibliografia .....	97

## Abstract

The present work deals with the morphodynamic evolution of a meandering tidal channel in the San Felice salt marsh, in the North-Eastern part of the Venice Lagoon. This study aims at improving the current knowledge on the evolution of tidal meandering channels and their morphological characteristics. Towards this goal, we carried out sedimentary facies analyses and morphometric analyses. The comparison of aerial photos highlighted that the portion of the marsh through which the studied channel develops, experienced relevant changes in the last 70 years. Interestingly, we observed that morphological changes at the marsh scale, lead to an increase in channel width and to a decrease in channel sinuosity in the considered period, thus challenging the validity of the assumption of increasing tidal channel sinuosity in time. The sedimentological analyses focused on two tidal bars along the study channel, where 52 cores (1-3 m deep) across seven transects were collected. These analyses allowed us to distinguish between salt-marsh, top-bar, bar and channel lag deposits. The depositional architecture found through these analyses showed an overlap of outer bank bar sediments on point bar sediments. This means that sediment deposited on the outer side of the channel which can be interpreted as a signature of the progressive decrease in the sinuosity. Mathematical models were used to study the morphometric features of the tidal meandering channel. Model results allowed us to quantitatively analyze the decrease in channel sinuosity, the increase in channel width, and the increase in the tidal fluxes which shape the channel. Other relevant geomorphic features like the spatial distribution of bottom shear stresses on the marsh surface and the drainage density of tidal networks were analyzed to quantitatively evaluate the effects of morphological changes which characterized the study area. Interesting differences between tidal meanders and their fluvial counterparts emerge.

## Riassunto

Il lavoro svolto in questa tesi riguarda l'evoluzione morfodinamica di un canale a marea meandriforme nella barena San Felice, situata nella porzione Nord-orientale della laguna di Venezia. Questo studio ha lo scopo di migliorare le attuali conoscenze relative ai processi che regolano l'evoluzione dei canali a marea e la loro morfologia. A tal fine, sono state eseguite analisi di facies sedimentarie integrate con analisi morfometriche. È stato, inoltre, effettuato un confronto di foto aeree, acquisite nel corso di diversi anni, che ha permesso di evidenziare come la barena nella quale si trova il canale oggetto dello studio, sia stata caratterizzata da importanti cambiamenti negli ultimi 70 anni. Le variazioni morfologiche avvenute nell'ambiente circostante, a scala di barena, hanno provocato nel tempo un aumento della larghezza del canale e una diminuzione della sua sinuosità, osservazione che contrasta con l'assunzione dell'aumento di sinuosità nel tempo per i meandri tidali. Le analisi sedimentologiche si sono concentrate su due barre di meandro, in cui sono state prelevate 52 carote, di profondità variabile da 1 a 3 metri, in sette transetti, di cui due situati nella barra posta a Nord (sito A) e cinque situati nella barra posta a Sud (sito B). Questo studio ha permesso di distinguere diversi tipi di depositi: i depositi di barena, quelli di tetto barra, di barra e infine i depositi di lag di fondo canale. L'architettura deposizionale riconosciuta tramite queste analisi ha mostrato una sovrapposizione dei depositi di *outer bank bar* su quelli di *point bar*, rivelando quindi una deposizione di sedimento sul fianco esterno del canale, che ha portato ad una progressiva diminuzione della sinuosità.

Sono stati quindi utilizzati dei modelli matematici per analizzare le caratteristiche morfometriche del canale meandriforme. I risultati dei modelli permettono di analizzare in modo quantitativo la diminuzione della sinuosità e l'aumento della larghezza del canale, assieme all'aumento dei flussi di marea che modellano le sezioni del canale. Altre misure geomorfologiche significative, come

la distribuzione degli sforzi tangenziali sulla superficie di barena e la densità di drenaggio, sono state analizzate per valutare gli effetti delle variazioni morfologiche che hanno interessato l'area in esame. Sono state quindi enfatizzate analogie e differenze con il caso fluviale.





---

# 1 Introduzione

Le lagune sono ambienti fortemente dinamici in continua evoluzione. Nelle zone costiere interagiscono diversi processi che portano alla stabilizzazione o al deterioramento delle strutture morfologiche presenti (Marani et al., 2002). Questi processi agiscono sia sul piano verticale che orizzontale. Sul piano verticale, i processi in gioco sono rappresentati dall'azione combinata di subsidenza e variazione del livello medio del mare, che possono essere compensati da processi di accrezione verticale, dovuti a deposizione di sedimenti. Il bilancio risultante tra questi processi è molto complesso, essendo il risultato dell'interazione di fattori di natura fisica, chimica e biologica. Sul piano orizzontale, invece, all'interno di ambienti lagunari, l'idrodinamica e lo scambio di sedimenti tra barene e bassifondi e tra queste strutture morfologiche ed il mare sono regolati dalle reti di canali a marea durante le fasi di flusso e riflusso.

In un ambiente lagunare si possono individuare, dal punto di vista strutturale, principalmente tre diversi ambienti, ognuno dei quali è caratterizzato da diverse caratteristiche idrodinamiche, ecologiche e geomorfologiche: le barene, i bassifondi e le reti di canali (D'Alpaos et al., 2005).

I canali in ambienti tidali sono i corpi attraverso i quali le onde di marea si possono propagare, determinando lo scambio di sedimenti e acqua tra le aree esterne e quelle interne del sistema. Questi hanno quindi un ruolo fondamentale nell'idrodinamica e nella morfodinamica degli ambienti a marea (Figura 1.1).



**Figura 1.1.** Immagine della barena San Felice, nella porzione Nord-orientale della Laguna di Venezia, in cui si possono osservare i canali meandriiformi tipici dell'ambiente tidale.

Le caratteristiche dei canali tidali meandriiformi sono state fino ad oggi studiate in modo limitato rispetto a quelle dei canali fluviali. Inoltre, nella maggior parte dei casi, i canali meandriiformi in ambienti a marea sono stati analizzati tramite teorie sviluppate per i meandri fluviali. Tra i due tipi di depositi di barra dei canali, tidali e fluviali, però vi sono differenze sostanziali sia dal punto di vista morfodinamico che sedimentologico. I depositi di barra in ambiente tidale presentano infatti delle strutture associate al flusso bidirezionale, dovuto all'alternanza di fasi di flusso (*flood*) e riflusso (*ebb*) (Fagherazzi et al., 2004).

Lo scopo di questa tesi è quindi quello di ampliare le conoscenze relative all'evoluzione morfodinamica di meandri a marea sulla base di approcci diversi e complementari. Da una parte, infatti, sono state condotte delle analisi di immagini

---

di periodi diversi, per analizzare le variazioni planimetriche dei meandri col passare degli anni ed estrarne le geometrie al fine di applicare modelli matematici in grado di analizzarne le caratteristiche morfometriche. Dall'altra, si sono condotte delle analisi di facies di depositi di barra analizzate in carote prelevate in due barre, poste frontalmente, di un canale a marea della barena San Felice in Laguna di Venezia. In generale, i meandri a marea sono stati studiati o con riferimento alle loro caratteristiche morfometriche o con riferimento alle strutture deposizionali da essi sviluppate, essendo approcci integrati come quello utilizzato in questa tesi assenti nella letteratura. Lo scopo del lavoro è quindi anche quello di evidenziare se e come variazioni osservabili sulla superficie lagunare si riflettano nel record stratigrafico.



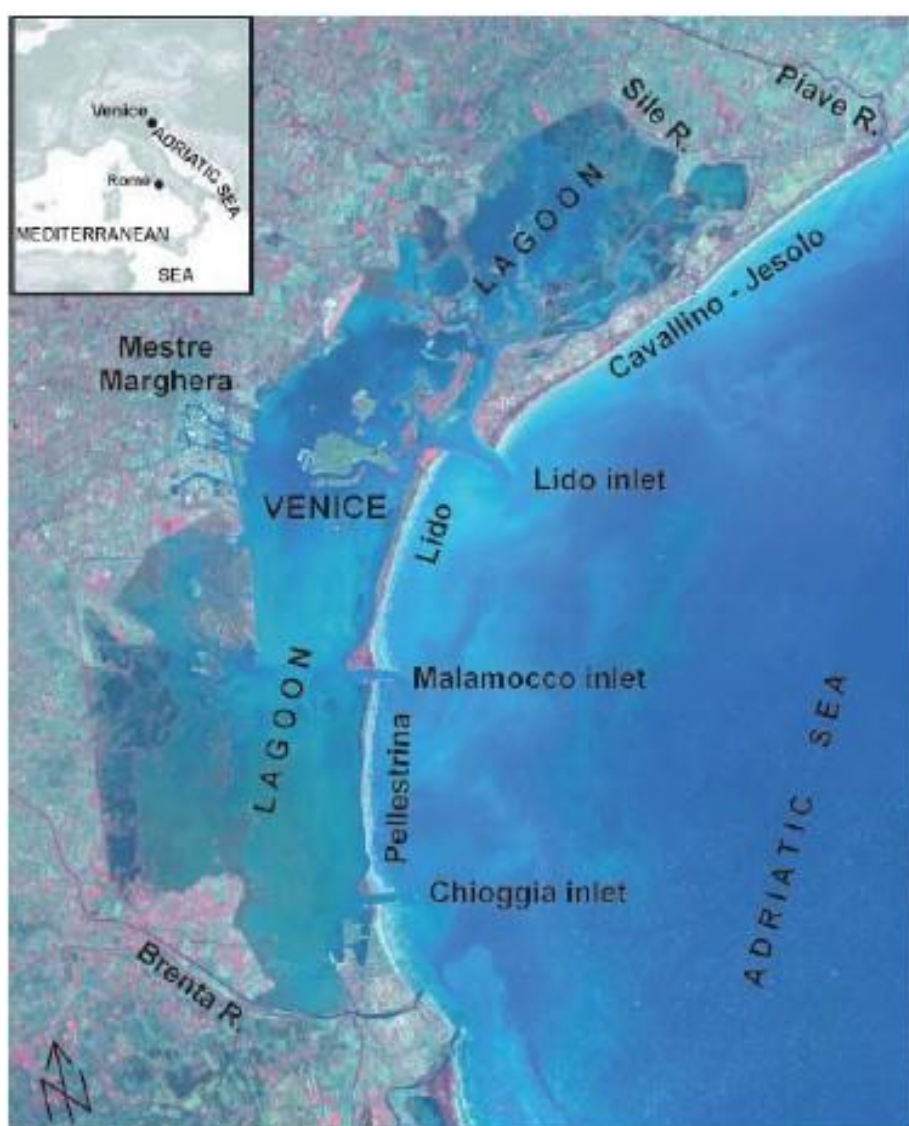
## 2 Inquadramento geologico-geografico: la laguna di Venezia

La laguna di Venezia rappresenta il maggior sistema lagunare della regione Mediterranea. Essa presenta una forma allungata in direzione Sud Ovest – Nord Est per una lunghezza di circa 50 km e una larghezza di 8-10 km, ricoprendo una superficie di circa 550 km<sup>2</sup> (Brambati et al., 2003). Dal punto di vista morfologico è costituita da bassifondi, piane tidali, barene, isole e reti di canali.

La laguna è situata nella fascia costiera dell'alto Adriatico tra la foce del fiume Brenta, posta a sud, e il tratto finale del Sile, localizzato a nord (Figura 2.1). È connessa con il Mediterraneo mediante tre bocche di porto (*inlets*) quali Lido, Malamocco e Chioggia, che consentono uno scambio attivo con le acque del mare che attraverso questi passaggi entrano ed escono dalla laguna al variare della marea. La laguna di Venezia è soggetta ad un regime microtidale semidiurno con escursioni mareali medie dell'ordine del metro.

L'attuale configurazione della laguna di Venezia è il risultato di una coevoluzione soggetta a processi naturali e antropici, che nel corso del tempo ne hanno ripetutamente cambiato i caratteri morfologici ed idrodinamici. Tra i processi naturali è possibile elencare la subsidenza del suolo, le variazioni del livello medio del mare, l'apporto di sedimenti ad opera dei fiumi e l'azione del moto ondoso e delle correnti di marea (D'Alpaos, 2010). Al contrario invece, tra i principali fattori di natura antropica, che hanno portato il sistema in uno stato molto lontano da quello che si sarebbe prodotto naturalmente, si possono ricordare gli interventi di diversione dei fiumi, per contrastare i fenomeni di interrimento della laguna, e la costruzione dei moli alle bocche di porto che hanno favorito processi erosivi sempre più intensi. Nel corso degli anni dunque, dall'epoca romana ad oggi, la continua modificazione dei caratteri idrodinamici e

morfologici del bacino, causata dall'intervento dell'uomo, ha portato ad alcuni cambiamenti generali: nella porzione della laguna superiore gli specchi d'acqua si sono ristretti, mentre si è accresciuta la potenza del cordone litoraneo che la separa dal mare. Per contro nella laguna inferiore si è assistito ad una lenta progressione delle acque verso la terraferma, restando immutata la posizione dei lidi che la dividono dal mare. Infine nella laguna media (di fronte a Venezia) il limite della terraferma è rimasto invariato (D'Alpaos, 2010).



**Figura 2.1.** Immagine ASTER della laguna di Venezia (Brambati et al., 2003).

## 2.1 Storia della laguna di Venezia

Dal punto di vista geologico l'area occupata dalla laguna di Venezia è parte della regione di avampaese localizzata tra la porzione settentrionale della catena Appenninica (Nord vergente) e la parte orientale della catena Alpina meridionale (Sud vergente). Dopo la deposizione di sedimenti di mare basso, avvenuta nel tardo Pliocene, il bacino di avampaese è stato soggetto ad un rapido annegamento sommato a condizioni di scarsa sedimentazione durante tutto il Pleistocene (Zecchin et al., 2009). Successioni piuttosto spesse (anche 750 m) si sono in seguito accumulate fino al tardo Pleistocene. Queste consistono di sedimenti di piana alluvionale localmente incisi da canali fluviali e valli. Esse si sono accumulate durante l'abbassamento eustatico glaciale relativo all'Ultimo Massimo Glaciale (LGM), circa 18000 anni BP. L'ampia risalita eustatica che ne è conseguita, denominata trasgressione Flandriana, dovuta ad un aumento delle temperature, ha promosso la formazione del sistema laguna-barriera al di sopra dei sedimenti continentali alluvionali Pliocenici (Zecchin et al., 2009).

La laguna di Venezia ha quindi avuto origine circa 6000 – 7000 anni BP durante la trasgressione Flandriana olocenica (Gatto e Carbognin, 1981; Brambati et al., 2003). La laguna originaria era più piccola rispetto all'attuale e lo scambio delle acque con il mare avveniva attraverso otto *inlets*, rispetto ai tre odierni. Originariamente la laguna era soggetta ad un continuo apporto di sedimenti proveniente dai fiumi Adige, Bacchiglione, Brenta, Sile e Piave che sfociavano al suo interno. Conseguentemente, questi processi di alimentazione costiera, provenienti anche dal fiume Po, sortivano effetti deposizionali che eccedevano la risalita del livello del mare e la subsidenza naturale, portando alla chiusura degli *inlets* (Brambati et al., 2003).

Negli ultimi secoli la morfologia della laguna ha subito importanti modificazioni ad opera dell'uomo, che l'ha sempre sfruttata intervenendo per adattarla alle proprie necessità. Sin dal 1400 AD vennero fatti i primi importanti interventi antropici per cercare di ovviare al problema dell'interrimento della

laguna e preservare quindi il bacino lagunare, importante ai fini economici della Serenissima. Si arrivò ad uno spostamento delle foci fluviali, fino ad una completa estromissione dei fiumi dalla laguna, favorendo l'approfondimento del bacino, provocando quindi un'inversione della naturale tendenza evolutiva della laguna.

Dal 1800 l'uomo ha modificato ulteriormente l'evoluzione dell'ecosistema lagunare per ragioni industriali, sfruttando le acque sotterranee.

La somma di tutti questi processi ha portato così ad un decisivo cambiamento delle caratteristiche idrodinamiche della laguna, accelerando i processi erosivi, l'arretramento dei margini di barena e l'approfondimento dei fondali: è opinione condivisa da diversi anni, quella che suggerisce che la Laguna si stia progressivamente trasformando in un braccio di mare (Gatto e Carbognin, 1981; D'Alpaos, 2010).

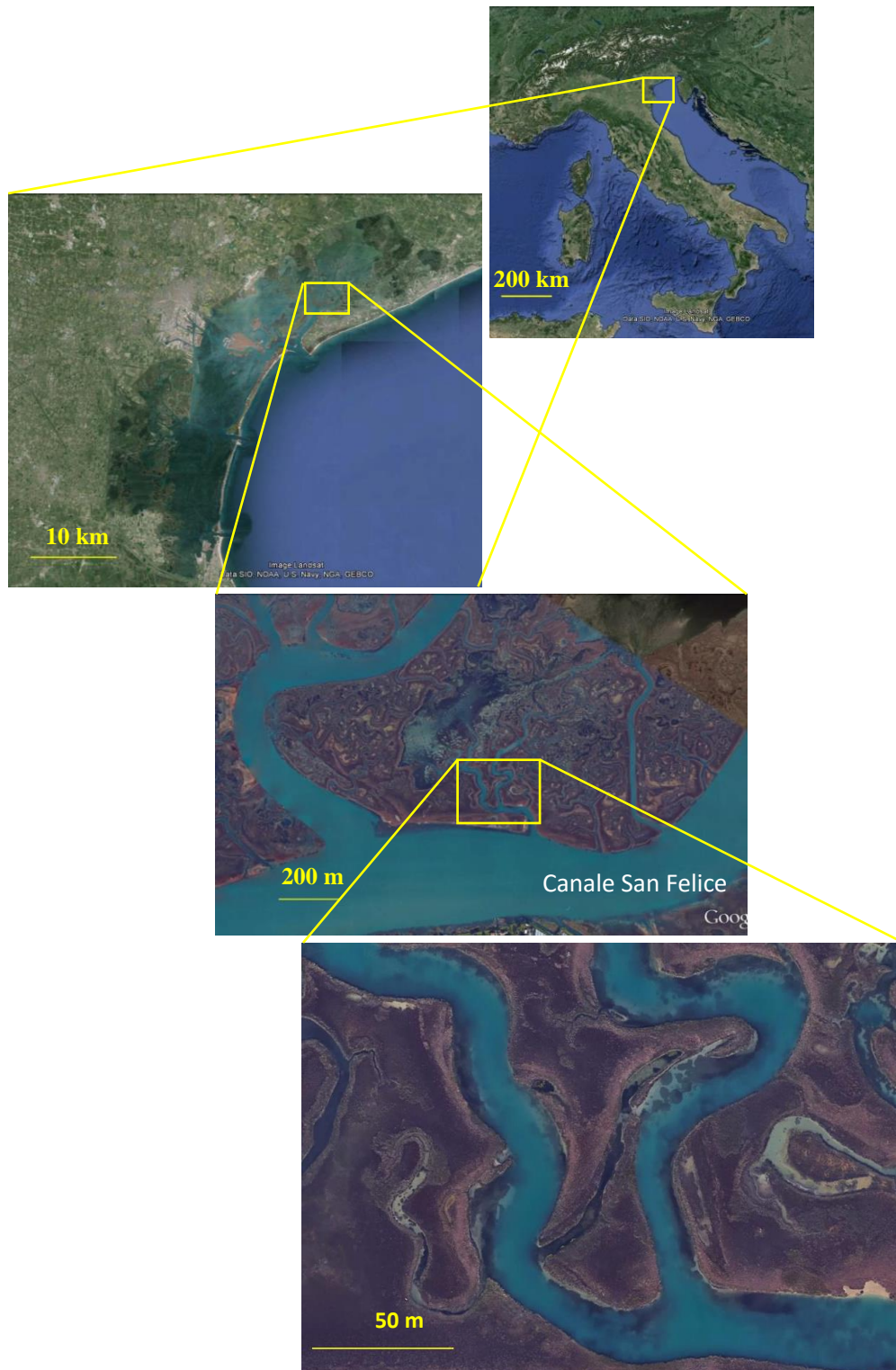


---

## 2.2 Area di studio: la barena San Felice

L'area di studio scelta per questa tesi si trova nella porzione settentrionale della laguna di Venezia, più precisamente nella barena San Felice. Essa è delimitata a nord dall'omonimo canale, a nord e a ovest dal canale Gaggian e a est dalla palude del Tralo. Ha un'elevazione che va da 0 m s.m.m a 0.40 m s.m.m. circa. La sua estensione è aumentata negli ultimi decenni da 52200 m<sup>2</sup> nel 1968 a 54600 m<sup>2</sup> nel 1998 (Belluco, 2001).

Per le analisi, di immagine e sedimentologiche, di questo lavoro è stato scelto un canale rappresentativo della barena San Felice, in cui sono state selezionate due barre di due meandri tidali successivi (Figura 2.2).

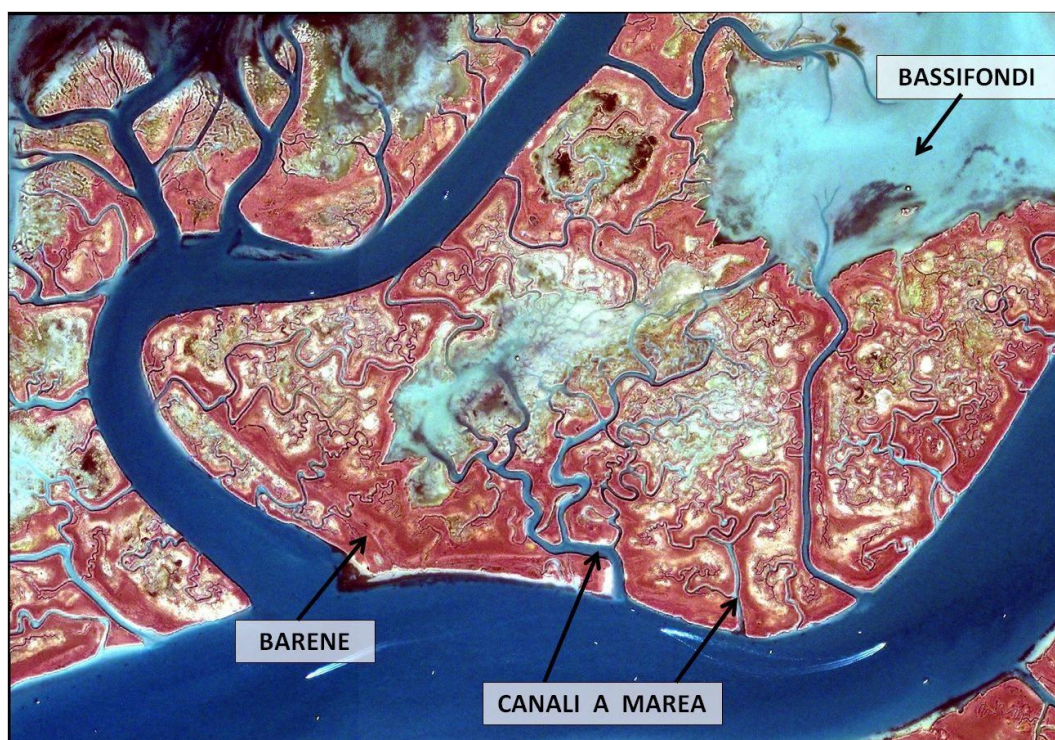


**Figura 2.2.** Area di studio da Google Earth.

---

## 2.3 Tipiche strutture morfologiche

L'area di studio di questo lavoro, come detto precedentemente, si trova nella porzione Nord-orientale della laguna di Venezia, che in quanto ambiente intertidale, è connessa al mare ed è soggetta quindi alle fluttuazioni di marea. Dal punto di vista morfologico, la zona indagata presenta le strutture caratteristiche degli ambienti a marea, la cui origine ed evoluzione sono determinate principalmente dall'apporto solido di origine fluviale e marina, dall'azione delle maree e del moto ondoso. Queste strutture sono in grado di influenzare l'idrodinamica e il trasporto solido locali, acquisendo quindi un ruolo importante in questi ambienti. Le tipiche forme che si vengono a creare, ognuna delle quali determinate da caratteristiche diverse, possono essere raggruppate in tre tipologie: le barene, i bassifondi e la rete di canali (Figura 2.3).



**Figura 2.3.** Immagine Ikonos di una porzione della laguna di Venezia in cui è compresa l'area di studio di questo lavoro. Si possono distinguere le forme caratteristiche degli ambienti a marea quali barene, bassifondi e canali a marea.

### 2.3.1 Le barene

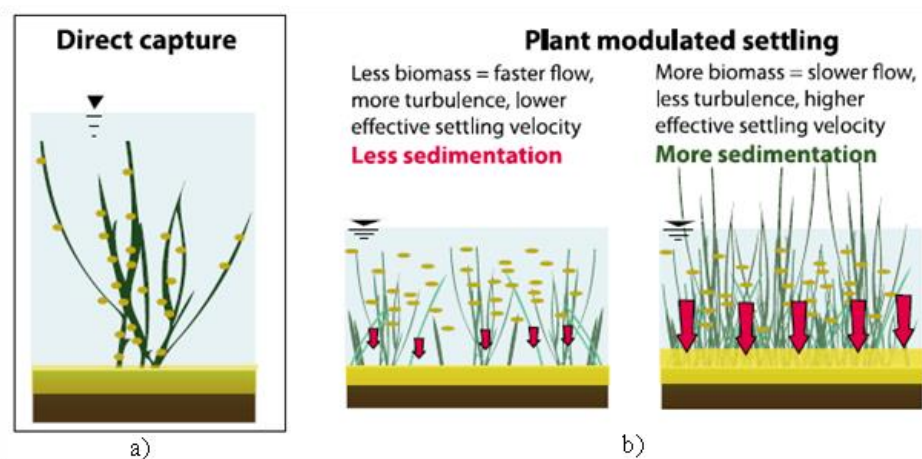
Le barene sono formazioni morfologiche solitamente situate ai margini del bacino lagunare e sono per questo zone di transizione tra terre emerse e ambiente marino. Essendo la loro quota superiore al livello del medio mare (Marani et al., 2004), esse costituiscono la porzione topograficamente più elevata del bacino. Conseguentemente sono periodicamente interessate dalle sole fasi di alta marea, che le sommergono durante la fase di flusso, scoprendole durante la successiva fase di riflusso.

Generalmente si tratta di strutture piatte, caratterizzate però da un andamento altimetrico tormentato a causa della diffusa rete di canali che le incidono, permettendo alle correnti di marea di invaderle regolarmente. Questi periodi di sommersione sono tali da permettere comunque la colonizzazione di vegetazione alofila (Marani et al., 2004), adatta cioè a vivere in terreni ad alto contenuto salino

soggetti a lunghi periodi di sommersione. La presenza di vegetazione è importante per la stabilità delle barene: favorisce una maggior sedimentazione di suolo inorganico, per la resistenza offerta al flusso, con una conseguente diminuzione della velocità e della turbolenza (Leonard e Luther, 1995). In questo modo l'energia delle correnti e delle onde non è più in grado di mantenere le particelle in sospensione, agevolandone quindi la deposizione sul fondo (Fagherazzi et al., 2012) (Figura 2.4). La vegetazione, inoltre, è in grado di smorzare gli effetti del moto ondoso e mitigare la risospensione del sedimento, indotta dall'azione delle onde da vento (Friedrichs e Perry, 2001).

Tutto questo determina interazioni tra i processi idrodinamici e quelli morfodinamici di trasporto e di deposito, insieme a quelli di produzione del suolo.

Quando le barene raggiungono una quota tale da permettere la colonizzazione e la crescita di vegetazione alofila, si osserva che, “generalmente”, la configurazione della rete di canali si “congela”, rimanendo pressoché immutata, e subisce cambiamenti minori senza alterare la struttura di base (Marani et al., 2004).



**Figura 2.4.** Rappresentazione schematica del ruolo della vegetazione sulla sedimentazione. In a) è raffigurata la cattura diretta, da parte della vegetazione, delle particelle di sedimento; b) mostra, invece, i diversi tassi di deposizione in funzione della biomassa. (Da Fagherazzi et al., 2012)

Da un punto di vista idrodinamico, la presenza di ampie superfici di barena all'interno della laguna può comportare sensibili ritardi di fase nella propagazione dell'onda di marea ed apprezzabili attenuazioni della sua fase di ampiezza. Le barene inoltre attenuano l'azione del moto ondoso sulle coste, proteggendole (Marani et al., 2006).

### **2.3.2 I bassifondi**

I bassifondi sono formazioni morfologiche poste a quote decisamente inferiori rispetto alle barene. Essendo localizzati al di sotto o in prossimità del livello del medio mare, sono scoperti dalle acque solo nel caso maree particolarmente basse e sono sommersi per la maggior parte del ciclo di marea (Marani et al., 2004).

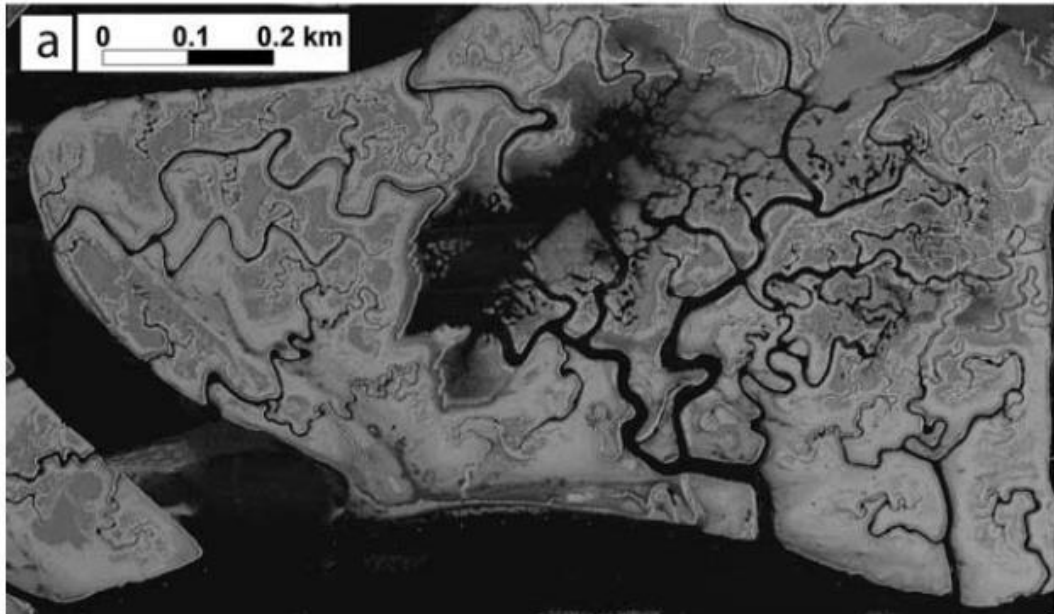
In queste porzioni di bacino, a causa della quasi continua presenza di acque, non è presente vegetazione alofila e le piante che vi si stabiliscono (principalmente fanerogame) faticano ad attecchire, stabilizzandosi solo in alcune zone.

L'assenza di vegetazione, in molti bassifondi e piane subtidali, consente alle onde generate dal vento di portare in sospensione il sedimento che non può essere trattenuto dalle piante e verrà trascinato dalle correnti di marea verso i canali principali, quindi verso le bocche di porto (D'Alpaos, 2010).

### **2.3.3 I canali**

L'ultima forma caratteristica dell'ambiente lagunare è rappresentata dai canali che incidono barene e bassifondi (Figura 2.5). Questi, aumentando di sezione liquida man mano che ci si avvicina alle bocche di porto della laguna, costituiscono vie preferenziali per la propagazione dell'onda di marea, in fase di flusso, e per il drenaggio di barene e bassifondi, in fase di riflusso. Sono protagonisti anche dello

scambio di sedimenti e nutrienti tra il mare e l'area intertidale (Fagherazzi et al., 2012; Hughes, 2012).



**Figura 2.5.** Immagine lidar della barena San Felice, in cui si possono ben notare la varietà e la complessità dei canali tidali che incidono barena e bassifondi. (Da D'Alpaos et al., 2005)

I canali principali partono dalle bocche di porto, dove sono più profondi a causa di un'erosione maggiore generata dalle correnti di marea. Successivamente si diramano, innervando barene e bassifondi, mettendo in comunicazione il bacino lagunare con il mare.

In prossimità delle bocche le velocità sostenute esercitano sforzi tangenziali che superano un certo valore critico, funzione delle dimensioni e della natura del sedimento, permettendo quindi la risospensione ed il trasporto dei sedimenti al fondo. Allontanandosi invece dai canali principali, verso l'interno della laguna, gli sforzi tangenziali diminuiscono progressivamente, impedendo la mobilitazione dei sedimenti (D'Alpaos, 2010). Questo determina l'attuale configurazione batimetrica attuale della laguna.

Oltre ai canali principali, sono presenti anche canali minori che solcano le barene, detti ghebi, i quali possono estinguersi quando raggiungono il confine con i bassifondi o proseguire fino a ricongiungersi con i canali presenti sui bassifondi stessi. In generale la rete di canali minori che innervano le barene o i bassifondi controlla l'idrodinamica e lo scambio di sedimento fra i vari ambienti dell'area intertidale (Marani et al., 2004).



### **3 Morfodinamica e strutture sedimentarie nei canali tidali**

Negli ambienti a marea i canali esercitano un ruolo fondamentale, poiché permettono la propagazione dell'onda di marea all'interno dei bacini: in questo modo favoriscono lo scambio d'acqua e di sedimento tra le aree interne ed esterne del sistema. I canali a marea si dipartono dalle bocche andando a formare reti di canali (*channel network*), che innervano tutto il bacino lagunare. Le reti a marea, a differenza delle reti fluviali, non presentano proprietà di invarianza di scala e mostrano aspetti e caratteristiche, anche piuttosto diversi tra loro, su scale spaziali di dimensioni modeste rispetto alle scale spaziali caratteristiche dell'ambiente che le circonda (D'Alpaos et al., 2005).

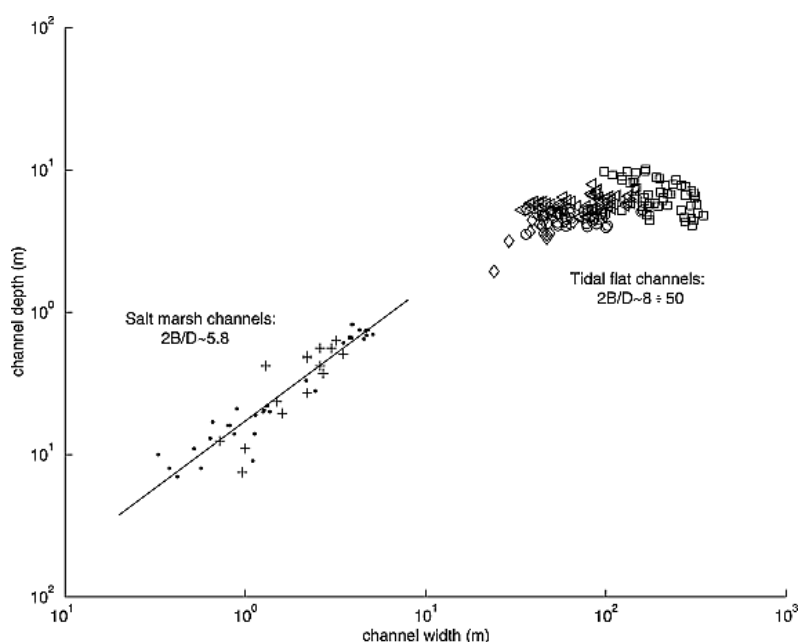
L'escursione di marea e la velocità dei flussi tidali sono i fattori che maggiormente influenzano la natura dei canali, in quanto determinano l'entità di processi di erosione e sedimentazione. Anche l'idrodinamica del bacino lagunare gioca un ruolo importante nell'evoluzione dei canali, variando il livello del mare e l'apporto di sedimenti (Hughes, 2012).

#### **3.1 Caratteristiche geomorfologiche significative**

Per una descrizione quantitativa della configurazione planimetrica dei canali a marea sono state identificate alcune relazioni che rapportano tra loro grandezze geomorfologiche significative. Una di queste è costituita dalla sinuosità, definita come il rapporto tra la lunghezza intrinseca  $L_s$  e la lunghezza cartesiana  $L_x$ , i cui valori variano in un intervallo compreso tra 1.3 e 2.2. Questo range piuttosto

limitato indica delle similitudini nella forma tra meandri di diverse dimensioni ed inoltre si può dedurre che è sufficiente conoscere una singola proprietà dei meandri a marea, come ad esempio la lunghezza d'onda intrinseca, per descriverne le caratteristiche geometriche longitudinali (Marani et al., 2002).

Un altro parametro che caratterizza i canali tidali è il grado di incisione, o rapporto di forma della sezione, che è il rapporto  $\beta$  tra la larghezza del canale  $2B$  e la sua profondità  $D$ . In Figura 3.1 sono rappresentati i valori di  $\beta$ , relativi ad alcuni canali della laguna di Venezia. Come si può notare si suddividono in due gruppi: quelli con valori inferiori ( $5 < \beta < 8$ ) che caratterizzano le barene e quelli con valori superiori ( $8 < \beta < 50$ ) tipici dei canali che si sviluppano sui bassifondi. Le barene, in cui vi è un importante ruolo della vegetazione e i sedimenti sono più coesivi, sono innervate da canali fortemente incisi. Al contrario, i bassifondi sono solcati da canali in proporzione meno profondi, essendo la vegetazione quasi assente e contenendo un maggiore quantità di sedimento sabbioso.



**Figura 3.1.** Grafico in cui sono rappresentati i valori di  $\beta$  relativi a canali in laguna di Venezia. Si può notare bene la suddivisione dei valori in due gruppi distinti: inferiori per le barene e superiori per i bassifondi (da Marani et al., 2002).

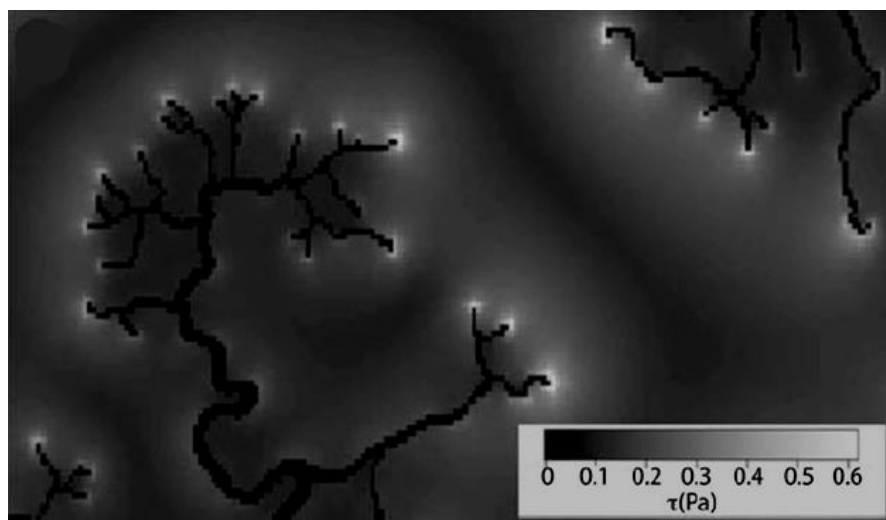
Un'altra relazione geomorfologica degna di nota, ottenuta dall'osservazione in ambienti fluviali (Leopold et al., 1964) a cui sono stati aggiunti dati relativi a meandri a marea, è quella tra la lunghezza cartesiana dei meandri  $L_x$  e la larghezza del canale  $2B$  (Marani et al., 2002). I dati indicano una relazione lineare, in un diagramma bilogarithmico, tra  $L_x$  e  $\bar{B}$ , a conferma della teoria ottenuta da Leopold et al. (1964). Il fatto che questa relazione sia valida sia per i meandri di origine fluviale sia per quelli di origine tidale indica che il parametro adimensionale  $L_x/\bar{B}$  tende ad essere costante in ambienti diversi. Da ciò si deduce che, quando i meccanismi fisici che governano lo sviluppo spaziale dei meandri agiscono su una scala confrontabile con la loro larghezza, le forme che si generano mostrano forti analogie indipendentemente dalla natura del processo che le ha generate (Marani et al., 2002).

### 3.2 Ontogenesi dei canali tidali

I processi che controllano la formazione e l'evoluzione dei canali in ambienti lagunari sono essenzialmente due: i processi che operano sul piano verticale e quelli che operano sul piano orizzontale. I primi possono essere legati ad un approfondimento di una porzione della piana, causata da erosione o compattazione del sedimento o anche dalla risalita del livello del mare, oppure ad una diminuzione della profondità del canale, dovuta ad una cospicua deposizione di sedimento inorganico. I processi che operano sul piano orizzontale invece sono legati alla modificazione planimetrica della rete di canali, all'ampliamento dei canali per erosione ed alla migrazione dei canali stessi. Tuttavia i canali presenti all'interno di uno stesso ambiente possono funzionare in modo differente l'uno dall'altro, in base ai diversi processi che li hanno generati (Hughes, 2012).

Un canale a marea si può generare in seguito a due processi: per incisione di una superficie o per deposizione. Il primo, più importante, considera l'erosione alla testa dei canali come processo fondamentale per lo sviluppo della rete di

canali stessa. Modelli matematici evidenziano come lo sforzo tangenziale al fondo (*bottom shear stress*) raggiunga valori massimi in corrispondenza delle estremità dei canali (*tip*), in particolar modo nei canali che innervano le barene (Figura 3.2). Questi valori elevati di *shear stress* al fondo suggeriscono che sia proprio l'erosione a dare il maggior contributo allo sviluppo dei canali a marea. La piana tidale generalmente è soggetta a flussi poco profondi e aventi velocità modeste, ma nonostante ciò, ad una certa distanza del flusso, detta "lunghezza critica del flusso", le velocità raggiungono valori tali da permettere la mobilitazione di sedimenti presenti sul fondo dei canali e di alcune zone di barena, provocando quindi l'erosione di tali superfici e la conseguente formazione di canali a marea. La lunghezza critica dipende da fattori quali l'intensità dell'apporto sedimentario, la capacità di resistenza del substrato all'erosione e la capacità d'infiltrazione dell'acqua. Negli ambienti intertidali le velocità maggiori del flusso vengono raggiunte con più probabilità durante le fasi di riflusso, durante le quali si generano gradienti idraulici importanti tra la piattaforma tidale e i canali, anche se alcuni autori sostengono che lo sviluppo dei canali sia legato alla fase di flusso (Hughes, 2012).



**Figura 3.2.** Distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo di una barena della laguna di Venezia (da D'Alpaos et al., 2005).

I canali tidali non si formano però unicamente grazie a processi erosivi, ma anche tramite processi di deposizione (Hood, 2006, 2010). Nelle zone di barena, al contrario dei bassifondi, vi è un maggiore tasso di accumulo grazie al contributo della vegetazione che fornisce materia organica all'ambiente. La vegetazione inoltre, come detto nel capitolo precedente, è in grado di aumentare la deposizione di materiale organico, in quanto riduce la turbolenza del flusso delle acque e cattura direttamente le particelle in sospensione. Questo porta alla formazione di accumuli locali di sedimento, che generano così delle vie preferenziali dove si concentra il flusso di marea. Qui perciò, mentre la barena cresce tutt'intorno, l'accumulo di sedimento viene impedito (Hughes, 2012).

Successivamente alla formazione di canali, una serie di processi secondari agisce alterando la rete di canali già esistente, aumentandone la complessità. Tali processi sono ad esempio la connessione di canali preesistenti o l'ostruzione di canali da parte di blocchi di barena collassati dalle sponde. Inoltre si formano spesso degli specchi d'acqua di piccole dimensioni sulla superficie delle barene che, col passare del tempo, aumentano di salinità, generando cambiamenti nella vegetazione circostante. La formazione e la successiva elaborazione dei canali tidali può quindi influenzare la stratigrafia della regione intertidale, tramite la migrazione laterale dei meandri e la conseguente deposizione di forme quali le *point bar* (Hughes, 2012).

### 3.3 Idrodinamica

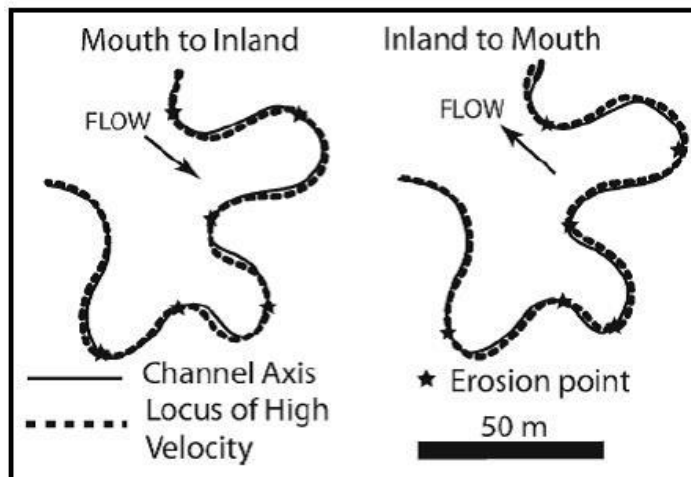
In ambiente lagunare il flusso bidirezionale mostra due picchi di velocità delle correnti di marea: la massima velocità della corrente durante la fase di flusso, quindi di marea entrante (*maximum flood velocity*), e la massima velocità della corrente durante la fase di riflusso, quindi di marea uscente (*maximum ebb velocity*) (Fagherazzi et al., 2004). Le velocità in fase di flusso e di riflusso però non sono uguali, ma variano sia in valore assoluto sia in rapporto l'una rispetto

all'altra, in funzione del punto del sistema a marea considerato. Questo fenomeno delle correnti di marea viene detto "asimmetria tidale" e costituisce uno degli aspetti distintivi degli ambienti lagunari, avendo grande influenza sulla morfologia dei canali. Nei canali maggiori la velocità delle correnti è direttamente proporzionale alla profondità dell'acqua durante le fasi di marea, poiché si tratta di un'onda lunga in acque basse (Rinaldo et al., 1999). Nei canali minori invece, avendo inclinazioni del fondo maggiori rispetto a quelli più grandi, anche il gradiente topografico del fondo del canale può assumere un ruolo importante.

### **3.3.1 I meandri nei canali tidali**

La forma di un canale tidale dipende da innumerevoli fattori e riflette le variazioni delle forze che entrano in gioco in un dato sistema. Un canale infatti può passare dall'essere rettilineo al diventare meandriforme a causa di una variazione dell'energia del flusso delle acque o della portata del canale stesso. La sua forma può essere determinata anche dal materiale di cui sono composte le sponde, se sono facilmente erodibili o meno. È stato osservato inoltre che in substrati non vegetati, facilmente erodibili e costituiti da terreni meno coesivi, i canali sono più rettilinei, mentre in zone vegetate come le barene sono meandriformi (Garofalo, 1980; Eisma, 1998).

Il punto di massima erosione di un meandro si trova nella zona in cui la corrente raggiunge la massima velocità, che tipicamente corrisponde alla sua sponda esterna. Il massimo dell'erosione di questa sponda però non coincide con il punto apicale della curva di meandro (Figura 3.3). Il flusso dei canali a marea è bidirezionale, ma la linea di massima velocità durante le fase di riflusso non coincide con quella della fase di flusso. Questo porta le correnti ad erodere punti diversi del meandro nelle due fasi.



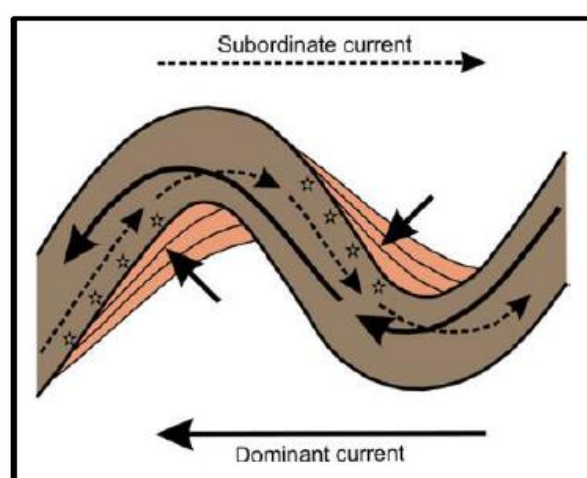
**Figura 3.3.** Rappresentazione schematica dell'asse dei canali (linee continue) e delle traiettorie di massima velocità del flusso (linee tratteggiate) durante le fasi di flusso e riflusso. Le stelle indicano i punti di massima erosione, che non coincidono però con gli apici dei meandri (modificato da Fagherazzi et al., 2004).

### 3.3.2 Migrazione dei meandri tidali

Nei sistemi tidali, come in quelli fluviali, quando il flusso d'acqua in corrispondenza di un meandro è forzato verso la sponda esterna si crea sulla superficie d'acqua un gradiente in grado di generare una circolazione secondaria. Quest'ultima, portando acqua e sedimento verso l'interno della curva, forma la *point bar*. Dato che il flusso tidale è bidirezionale, questa circolazione secondaria agisce in diverse direzioni con differenti intensità, causando erosione e deposizione, rispettivamente sul margine esterno ed interno, in posizioni diverse (Hughes, 2012) (Figura 3.4).

La migrazione dei canali è in grado di originare importanti figure deposizionali, tramite l'accrezione laterale dei depositi di barra o mediante l'erosione sulla sponda esterna del corso del canale. La forma di migrazione più comune è data dall'erosione della sponda esterna, causata dalla corrente, compensata dalla contemporanea sedimentazione sulla sponda interna. Esistono però altri sistemi in cui un canale può migrare lateralmente: l'espansione laterale,

che avviene durante la formazione di un canale e determina un aumento nell'ampiezza dei meandri e nella loro sinuosità, e la traslazione. Quest'ultima è meno comune e si genera nel momento in cui un meandro migra contro una sponda poco erodibile, mantenendo costante la propria sinuosità, con il lato esterno che subisce erosione mentre in quello interno avviene deposizione. I canali meandrici possono migrare anche in altri modi, come ad esempio tramite fenomeni di *cutoff*.



**Figura 3.4.** Schematizzazione del flusso di corrente bidirezionale in un canale tidale dove prevale una delle due correnti. Sono visibili l'erosione della sponda sottocorrente e la deposizione di barre sulla sponda opposta (Dalrymple et al., 2007).

In sostanza la migrazione di un canale tidale dipende principalmente dall'entità del flusso d'acqua, che dev'essere sufficientemente forte da erodere le sponde del canale, e dalla consistenza dei sedimenti che costituiscono le sponde stesse, i quali devono essere facilmente erodibili. Ci sono diversi indicatori che permettono di stabilire se un canale tidale è migrato nel tempo. Il più importante è l'identificazione delle strutture connesse allo spostamento laterale delle barre. Un esempio è dato dal riconoscimento di *stratificazioni eterolitiche inclinate* (IHS): depositi finemente laminati, costituiti dall'alternanza di sabbie e strati più ricchi in fango, che immergono con un angolo che va da  $1^\circ$  a  $30^\circ$  (angolo di riposo delle



sabbie) verso il *thalweg* (linea di massima profondità dell'alveo) del canale. Tuttavia le *point bars* sono il risultato di diversi processi di bilanciamento tra erosione e deposizione.

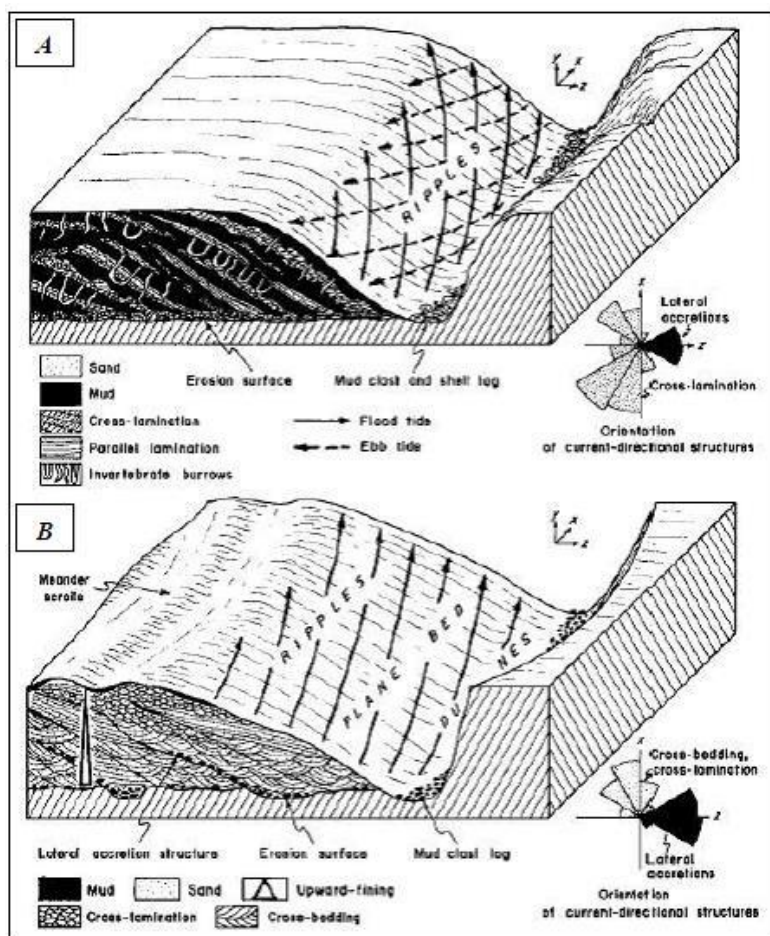
In generale, a confronto con la migrazione dei meandri fluviali, quella dei canali a marea sembra essere molto più lenta (Gabet, 1998), specialmente nelle barene in cui la vegetazione svolge un'azione stabilizzante. La ridotta velocità di migrazione laterale è dovuta anche alla presenza del materiale collassato che protegge la sponda dall'erosione. Un altro processo che ne rallenta la velocità è la deposizione di sedimento sulla superficie della barena, il quale causa una riduzione del prisma di marea e della velocità del flusso nei canali (French e Stoddart, 1992).

### 3.4 Sedimentazione

La migrazione e l'evoluzione dei meandri tidali porta alla formazione di *point bars*, che all'apparenza possono sembrare simili a quelle fluviali, ma che in realtà presentano strutture molto diverse. I sistemi tidali sono soggetti ad un flusso bidirezionale e per questo motivo le barre tendono ad assumere una forma allungata nella direzione della corrente tidale dominante.

I depositi associati ai meandri a marea mostrano un riempimento del canale con un trend di tipo *fining-upward*, in cui vi è un passaggio da sedimento sabbioso a fangoso, indice di una diminuzione dell'energia del flusso. Questo deposito poggia sulla base del canale, costituita da una superficie netta erosiva, riconoscibile da un deposito di fondo canale (*lag*), costituito da sedimenti grossolani e gusci (Barwis e Hayes, 1979) e da clasti di fango (*mudclasts*) collassati dalla sponda. Spesso però risulta difficile distinguere il *lag* del canale a causa di un'intensa bioturbazione o della presenza di una notevole quantità di fango.

L'architettura delle *point bars* tidali sembra essere simile a quelle fluviali, come mostrato in un modello riassuntivo di Allen (Allen, 1982; Figura 3.5). Il sedimento che costituisce la barra tidale è caratterizzato da un'alternanza di strati più o meno spessi di sabbia e di fango, ma con un contenuto in fango molto più abbondante rispetto a quella fluviale.



**Figura 3.5.** Modello di rappresentazione delle strutture sedimentarie di una barra tidale (A) e di una fluviale (B) (da Allen, 1982).

Strutture sedimentarie che possono fornire un'indicazione della deposizione in ambiente di marea sono le *ripples* e le dune, che a causa del flusso tidale bidirezionale, contribuiscono a creare rispettivamente laminazioni e stratificazione incrociata. Le barre tidali sono caratterizzate da una stratificazione inclinata verso

---

il *thalweg* del canale (Barwis, 1978), a differenza di quelle fluviali in cui la stratificazione immerge verso valle.

Una struttura tipica delle *point bars* tidali, come accennato prima, è la *Inclined Heterolithic Stratification* (IHS), il cui sviluppo è legato all'accrescimento laterale delle barre associate ai meandri di marea.

Un altro tipo di stratificazione diagnostica per l'ambiente a marea è la *herringbone cross-stratification*, costituita da un set di lamine incrociate orientate secondo la corrente di riflusso e altre orientate nel verso della corrente di flusso. Attraverso il riconoscimento di questo tipo di stratificazione è quindi possibile individuare se una delle due correnti prevale sull'altra (Hughes, 2012).

La preservazione dei canali tidali è legata al bilancio tra processi erosivi e deposizioni, innescati da variazioni nel prisma di marea. Esse sono dovute a cambiamenti del livello del mare o del tasso di sedimentazione e possono causare una diminuzione della velocità del flusso nel canale, influenzando non solo la struttura del canale stesso, ma anche dell'intera rete di canali ad esso connessi. La riduzione del prisma di marea determina una riduzione della sezione del canale ed il ritiro della rete, mentre un aumento del prisma tidale può favorire l'erosione del sedimento, incidendo ulteriormente i canali e causando un'espansione della rete.



## **4 Acquisizione dei dati e metodi di analisi**

### **4.1 Campionamento**

L'attività di campionamento è stata svolta in due uscite, in condizioni di bassa marea, la prima delle quali in giugno e la seconda in settembre dell'anno 2015. I campioni sono stati estratti lungo due barre, di due meandri tidali successivi, in un canale della barena San Felice. Per una miglior chiarezza e per facilitarne la descrizione, si è scelto di chiamare la barra posta a Nord "sito A" e quella a Sud "sito B". Sono state prelevate un totale di 52 carote, di lunghezza variabile da uno a tre metri, lungo 5 transetti nella prima barra e 2 nella seconda barra (Figura 4.1), ai quali è stata attribuita la sigla "M" seguita dal numero del transetto. Le carote sono state inoltre numerate in ordine crescente, a partire dall'interno del canale andando verso riva. Si sono quindi prese distanze precise tra i singoli punti di campionamento usando un GPS (coppia di ricevitori TOPCON GR-3 doppia frequenza (L1/L2) e doppia costellazione (NavStar/Glonass)).



**Figura 4.1.** Immagine relativa all'ubicazione dei transetti.

I campioni sono stati prelevati utilizzando un carotatore manuale (Figura 4.2) che, in seguito all'infissione nel terreno, fornisce carote di un metro di lunghezza e circa 3 cm di diametro. I campioni prelevati sono stati poi posti in portacampioni, precedentemente siglati, costituiti da tubi in PVC lunghi 1 metro tagliati longitudinalmente (Figura 4.3). Successivamente le carote sono state avvolte nella pellicola trasparente, in modo da evitarne l'essiccazione e migliorarne la preservazione.



**Figura 4.2.** Carotatore manuale in fase d'infissione.



**Figura 4.3.** Fase di trasferimento di una carota all'interno del portacampione in PVC.

## 4.2 Analisi sedimentologiche

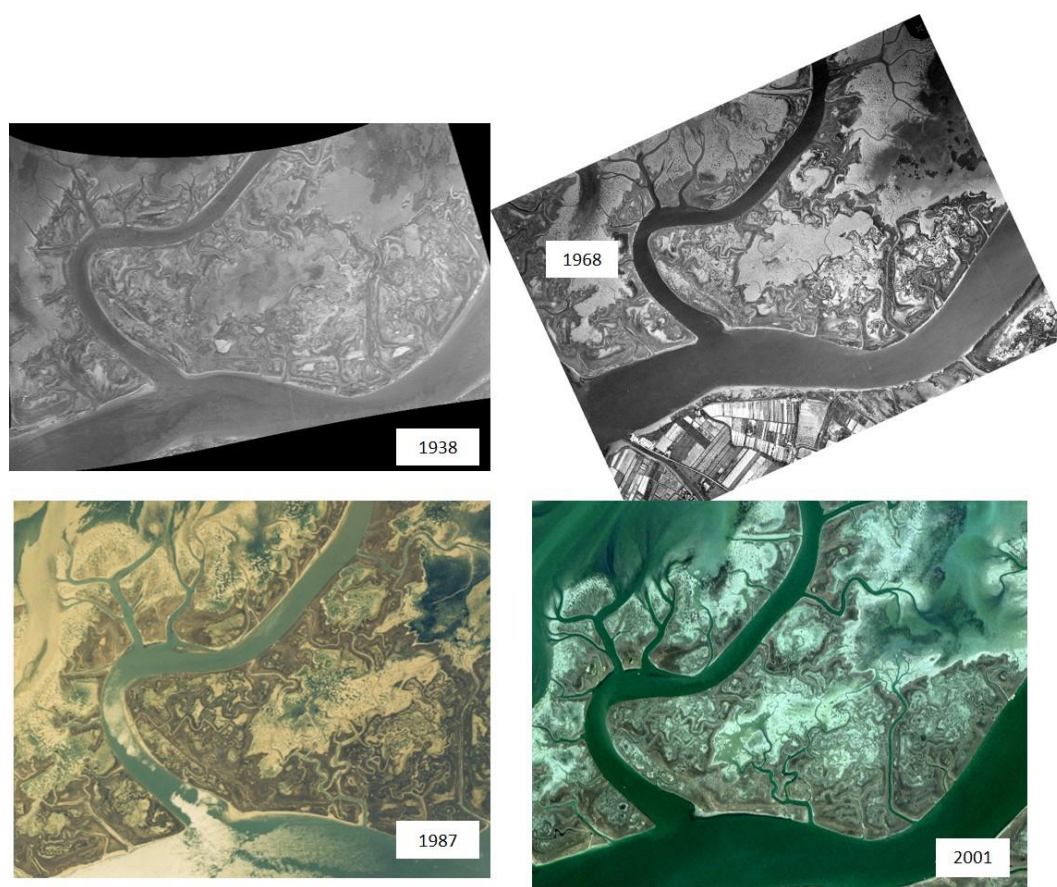
Per procedere all'analisi sedimentologica in laboratorio, i campioni, avvolti nella pellicola, sono stati aperti e lasciati asciugare per una notte, per poi essere tagliati, in modo da ottenere una superficie fresca, e quindi misurati e fotografati. Si è così passati all'analisi di facies per ogni singola carota, mirando ad evidenziare la granulometria dei diversi sedimenti ed il trend granulometrico

verticale, l'esistenza di eventuali strutture sedimentarie come ad esempio le laminazioni, il grado di bioturbazione, la presenza di resti vegetali, gusci e clasti di fango. Per poter analizzare l'intero corpo di barra, le carote di ciascun transetto sono state successivamente rappresentate graficamente tramite il software *Corel Draw X7*.

### **4.3 Analisi foto aeree con GIS**

In questo lavoro sono state analizzate alcune fotografie aeree e satellitari dell'area in studio (Figura 4.4). Per l'analisi sono state utilizzate 6 foto relative ad anni diversi, che coprono uno spazio temporale a partire dal 1938 fino ad arrivare al 2014. Sono state caricate all'interno del software *ArcGis* e per prima cosa si è proceduto con la loro georeferenziazione nel sistema di riferimento Gauss-Boaga. Sono state poi sovrapposte per poter mettere in evidenza l'evoluzione morfodinamica del canale e delle relative barre oggetto di studio.



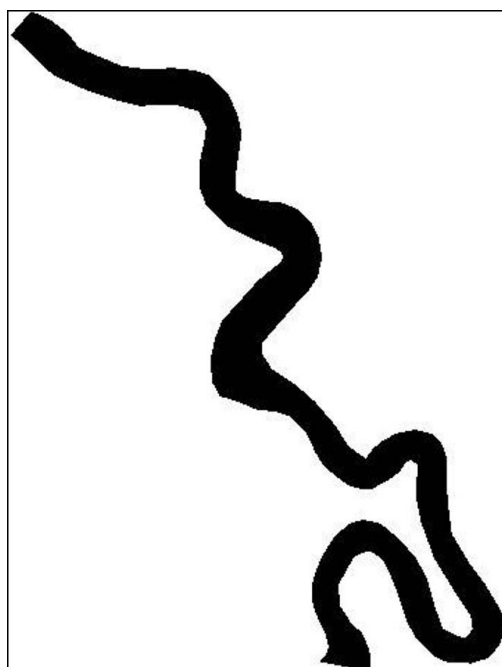


**Figura 4.4.** Alcune delle immagini usate per l'analisi al GIS.

## 4.4 Modello di analisi morfologica dei canali

Questa modellazione si basa su una serie di strumenti matematici, relativi a tecniche di elaborazione di immagini e di analisi dei segnali, che permettono quindi di definire in modo quantitativo i caratteri morfologici e la geometria delle reti di canali che innervano gli ambienti lagunari, consentendo di effettuare analisi di tipo morfometrico. Questo approccio, affrontato da Marani et al. (2002), consente inoltre confronti oggettivi tra i risultati ottenuti e fornisce informazioni relative ai processi che determinano la morfologia dei diversi ambienti tidali.

Per la generazione di questo modello è stato necessario innanzitutto procedere con la digitalizzazione della rete di canali anno per anno (in particolare per gli anni 1938, 1968 1987, 2007, 2014), effettuata tramite il software ArcGis 10.2.2: è stato creato uno *shape file* con cui, tramite polilinee che seguono l'immagine ortorettificata, si sono rappresentati tutti i bordi del canale. Le polilinee sono state successivamente chiuse e trasformate in poligoni. A questo punto il file è stato trasformato in un'immagine raster, cioè un'immagine costituita da una griglia regolare di maglie quadrate, dette pixel, imponendo una *cellsize* di 0.05 m (Figura 4.5).



**Figura 4.5.** Esempio di immagine raster del canale (anno 1968).

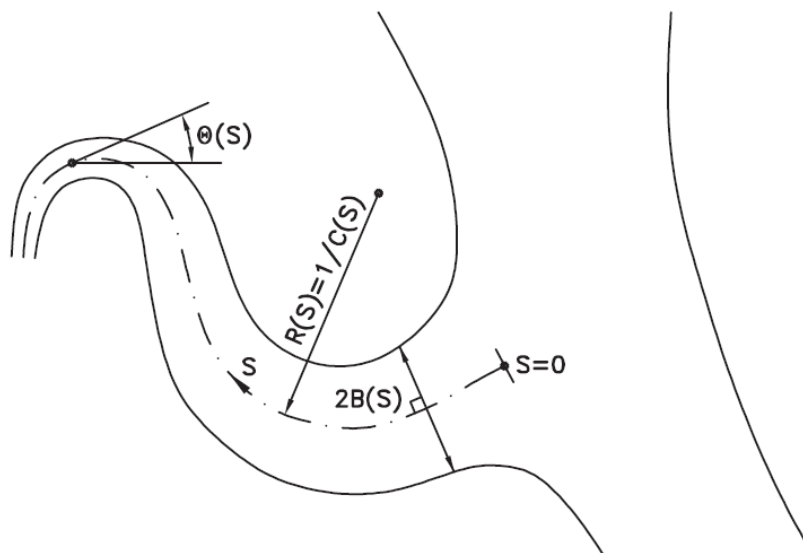
Per definire in modo oggettivo e quantitativo la geometria dei canali a marea è necessario classificare ciascun elemento grafico del sistema (pixel), distinguendo gli elementi che appartengono alla rete di canali da quelli relativi alla porzione non canalizzata. Il risultato consiste in un insieme di pixel relativi alla *channel network* che delineano la configurazione planare del canale a marea

studiato. Questa rappresentazione, tramite l'immagine raster, costituisce la base di partenza per le analisi morfometriche.

Per studiare le geometrie definite dalle immagini risultanti dalla digitalizzazione, è necessario utilizzare una rappresentazione matematica dell'asse del canale adeguata, che eviti cioè la relazione funzionale  $y = f(x)$ . Viene scelto un sistema di coordinate curvilineo, basato sulla definizione matematica della curva:

$$\Gamma(s) = \{(x(s), y(s))\}$$

dove  $x$  e  $y$  sono le coordinate cartesiane di un punto dell'asse arbitrario, mentre  $s$  è la sua coordinata intrinseca (Figura 4.6).



**Figura 4.6:** Schema di un generico meandro a marea in cui sono indicati i parametri che ne descrivono la geometria (da Marani et al., 2002).

L'analisi numerica della geometria dei canali meandriiformi si fonda su una rappresentazione discretizzata degli assi  $x(s)$  e  $y(s)$ :

$$x_k = x(s_k)$$

$$y_k = y(s_k)$$

con  $s_k = k\Delta s$ , ricavata dalla rappresentazione geometrica ottenuta tramite digitalizzazione attraverso opportuni algoritmi di calcolo (Zandolin, 1999).

L'impostazione teorica relativa alla geomorfologia fluviale (e.g., Kinoshita, 1961; Leopold et al., 1964; Ikeda et al., 1981; Seminara et al., 2001) riconduce le forme dei meandri fluviali ad una curva ideale espressa da:

$$c(s) = c_0 \left[ \cos \frac{2\pi s}{L_s} - c_F \cos 3 \frac{2\pi s}{L_s} - c_S \sin 3 \frac{2\pi s}{L_s} \right] \quad (1)$$

dove  $c(s)$  è la curvatura dell'asse,  $L_s$  è la lunghezza intrinseca del meandro,  $c_F$  è il coefficiente di *fattening* ("rigonfiamento") e  $c_S$  è il coefficiente di *skewness* (asimmetria). Dall'equazione (1) si può notare che, in questo caso ideale e stazionario, la seconda armonica è assente e la terza armonica è responsabile del "rigonfiamento" e della asimmetria dei lobi del meandro. Per verificare la possibilità di adattare l'equazione (1) ai meandri dei canali a marea si è proceduto alla determinazione numerica delle funzioni  $\theta(s)$  (angolo formato tra la tangente all'asse e la direzione orizzontale (Figura 4.6)) e  $c(s)$  (la curvatura):

$$c(s) = -\frac{d\theta(s)}{ds} = \frac{(dx/ds)(d^2y/ds^2) - (dy/ds)(d^2x/ds^2)}{\left[ (dx/ds)^2 + (dy/ds)^2 \right]^{3/2}} \quad (2)$$

che riduce il problema al calcolo numerico delle derivate di equazione (2).

Questo approccio richiede l'applicazione di tecniche di approssimazione accurate, poiché nel calcolo di derivate di ordine sempre più elevato gli errori di discretizzazione si amplificano. A questo scopo è stata usata la trasformata di Fourier, che fornisce un buon grado di approssimazione e consente il controllo delle scale spaziali considerate nell'analisi. Si ottiene dunque un'interpolazione ( $x(s)$ ,  $y(s)$ ) dei punti  $x_k$ ,  $y_k$  attraverso le trasformate discrete di Fourier  $X_n$ ,  $Y_n$ :

$$\begin{aligned}
 x(s) &= \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} X_n e^{i2\pi ns/N} \\
 y(s) &= \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} Y_n e^{i2\pi ns/N}
 \end{aligned}
 \tag{3}$$

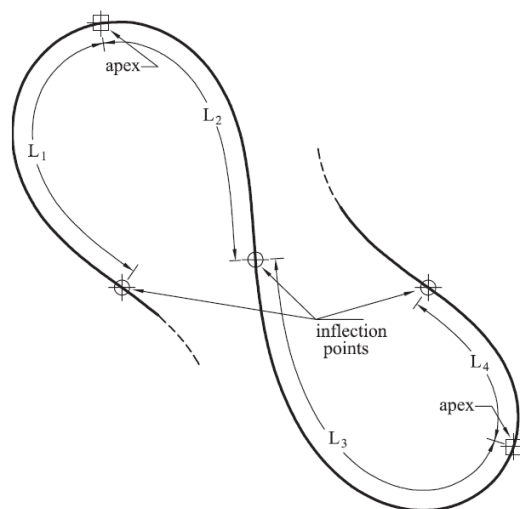
Derivando la componente  $x(s)$  rispetto a  $s$ , si ottiene:

$$\begin{aligned}
 \frac{dx(s)}{ds} &= \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} \frac{i2\pi n}{N} X_n e^{i2\pi ns/N} \\
 \frac{d^2x(s)}{ds^2} &= \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} -\left(\frac{2\pi n}{N}\right)^2 X_n e^{i2\pi ns/N}
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

che valgono, in forma analoga, anche per la  $y(s)$ .

Queste equazioni consentono di valutare le derivate prime e seconde filtrando il segnale a una specifica lunghezza d'onda, riducendo così il rumore introdotto dagli errori di discretizzazione.

Utilizzando le equazioni (3) e (4) si possono calcolare i parametri di interesse  $\theta(s_k)$  e  $c(s_k)$  sull'insieme discreto di punti  $s_k = k\Delta s$  e determinare successivamente la posizione dei punti di flesso. In questa trattazione si è interessati a trovare i punti di flesso con coordinate intrinseche  $\sigma_{0k}$ , che delimitano ciascun meandro (Figura 4.7), definiti dalla condizione  $c(\sigma_{0k}) = 0$ . Oltre ai punti di flesso, si vogliono identificare anche le coordinate  $\tau_{0k}$  degli apici, ovvero i punti dove la curvatura ha un estremo locale, definito da  $dc/ds \big|_{\tau_{0k}} = 0$ .



**Figura 4.7:** Caratterizzazione geometrica di un meandro attraverso i punti di flesso e la lunghezza delle curve. In generale, la “skewness” è definita come l’asimmetria nelle lunghezze tra apici e punti di flesso successivi, come mostrato in figura ( $L_1 > L_2$ ,  $L_3 > L_4$ ) (da Marani et al., 2002).

La posizione degli apici rispetto ai vicini punti di flesso contiene informazioni riguardo la simmetria/asimmetria di un meandro. La soluzione dell’equazione per  $\sigma_{0k}$  e  $\tau_{0k}$  fornisce:

$$\begin{aligned}\sigma_{0k} &= \tan^{-1}\left(-\frac{R_1}{I_1}\right) + k\pi; \quad k = 0, 1, \dots \\ \tau_{0k} &= \tan^{-1}\left(\frac{I_1}{R_1}\right) + k\pi; \quad k = 0, 1, \dots\end{aligned}\tag{5}$$

Per la proprietà della tangente:

$$\tau_{0k} = \sigma_{0k} + \frac{\pi}{2}$$

il meandro è simmetrico se ogni lobo, di lunghezza  $\pi$ , è diviso dagli apici in due parti di uguale lunghezza:

$$\tau_{0k} - \sigma_{0k} = \frac{\pi}{2}$$

Per valutare l'asimmetria dei meandri osservati, è necessario sostituire alla (1) un'espressione più generale (6):

$$c(s) = R_1 \cos(s) + I_1 \sin(s) + \varepsilon [R_2 \cos(2s) + I_2 \sin(2s) + R_3 \cos(3s) + I_3 \sin(3s)]$$

dove una funzione contenente una sola armonica è perturbata da una seconda e una terza componente. In questa equazione,  $\varepsilon$  è un parametro "piccolo" e  $R_2$ ,  $I_2$ ,  $R_3$ , e  $I_3$  sono dello stesso ordine di  $R_1$  e  $I_1$  (ad assicurare che la perturbazione sia comunque "piccola"). Finora la trattazione considerava un problema di ordine "zero", ovvero in cui  $\varepsilon=0$ . La presenza di un secondo e di un terzo termine armonico sposta la posizione degli apici rispetto all'ubicazione dei punti di flesso, cioè cambiando le lunghezze  $L_1$  e  $L_2$  in cui i lobi sono divisi. Queste lunghezze possono essere ora usate per definire l'asimmetria a monte e a valle del meandro; in riferimento alla Figura 4.7, si può dire il primo lobo del meandro ha un'asimmetria a valle quando  $L_1 > L_2$  e un'asimmetria verso monte quando  $L_1 < L_2$ . Fissando un unico valore  $L_0$  della lunghezza d'onda di filtro permangono fluttuazioni indotte dalla discretizzazione che hanno lunghezza d'onda compresa tra  $L_0$  e la lunghezza del meandro. Questo è un primo segnale della forte non stazionarietà spaziale delle caratteristiche dei meandri a marea. Per scegliere la lunghezza d'onda da applicare, si deve considerare che la minima lunghezza  $L_{min}$ , che può essere assunta dall'ansa di un canale, può essere stimata su basi geometriche, considerando il raggio del cerchio che meglio approssima la curvatura del meandro.

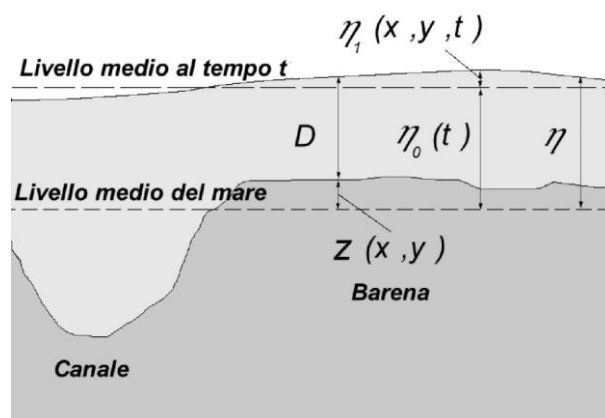
## 4.5 Modello idrodinamico semplificato di Poisson

Si tratta di un modello matematico in grado di simulare la nascita e l'evoluzione di una rete di canali all'interno di un bacino a marea. È stato realizzato accoppiando il modello idrodinamico semplificato proposto da Rinaldo

et al. (1999a) con un modello erosivo dei fondali, che evidenzia l'istantaneo adattamento della rete alle condizioni idrodinamiche del bacino.

Il modello idrodinamico semplificato di Poisson è basato su alcune assunzioni:

- la propagazione della marea sulle zone di barena o di basso fondale è dominata da fenomeni di resistenza ed è rappresentata da un coefficiente di attrito  $\lambda$ ;
- la quota locale della superficie libera  $\eta_1(x,t)$  è molto piccola rispetto al tirante medio istantaneo  $\eta_0(t) - z(x)$ , cioè  $\eta_1(x,t) \ll \eta_0(t) - z(x)$ , dove  $\eta_1(x,t)$  è la deviazione locale della superficie libera rispetto al livello medio  $\eta_0(t)$ , mentre  $z(x)$  è la quota media al fondo (Figura 4.8);
- la superficie non canalizzata del bacino è piana ( $z(x) = z_b$ );
- l'onda di marea si propaga istantaneamente lungo la rete di canali, rispetto a quanto avviene sulle porzioni non canalizzate del bacino (ipotesi valida per bacini tidali relativamente piccoli).



**Figura 4.6:** Grandezze caratteristiche e notazioni del modello (modificata da Rinaldo et al., 1999a)



Fissate queste condizioni, Rinaldo et al. (1999a) mostra che, per un dato istante  $t$ , l'andamento della superficie libera all'interno del bacino, può essere determinata risolvendo la seguente equazione di Poisson:

$$\nabla^2 \eta_1 = \frac{\lambda}{[\eta_0 - z_0]^2} \frac{\partial \eta_0}{\partial t} \quad (7)$$

$$\frac{\partial \eta_1}{\partial n} = 0 \quad \text{su } \partial \Gamma',$$

$$\eta_1 = 0 \quad \text{su } \partial \Gamma''.$$

L'equazione viene risolta nel dominio  $\Gamma$ , imponendo come condizioni al contorno che  $\frac{\partial \eta_1}{\partial n} = 0$  lungo i bordi impermeabili del bacino  $\partial \Gamma'$ , con  $n$  direzione normale ai bordi, e che  $\eta_1 = 0$  lungo la rete dei canali  $\partial \Gamma''$ .

Il coefficiente d'attrito, nominato nella prima assunzione del modello, è pari a

$$\lambda = \frac{8}{3\pi} \frac{U_0}{\chi^2}$$

e dipende dal coefficiente di Chèzy  $\chi$  e da un valore caratteristico della velocità della corrente tidale sul fondo  $U_0$ . Il coefficiente d'attrito  $\lambda$  viene considerato costante in tutta la superficie del dominio considerato, mentre il termine forzante al secondo membro dell'equazione di Poisson, dipendente dal tempo, viene determinato sulla base dell'onda di marea rappresentativa delle massime maree astronomiche.

Risolvendo l'equazione di Poisson, in base alle condizioni al contorno sopra definite, è possibile ottenere le direzioni del flusso all'interno di tutta l'area intertidale, determinando le direzioni di massima pendenza del pelo libero, cioè la direzione individuata da  $\nabla \eta_1(x)$ . In tal modo è possibile determinare i partiacque relativi alle sezioni di ogni canale indipendentemente dall'istante di tempo  $t$  considerato. Infatti la condizione al contorno  $\eta_1 = 0$  è la conseguenza diretta della quarta assunzione del modello, secondo cui, assumendo una propagazione istantanea dell'onda di marea, il livello lungo la rete di canali si mantiene costante, uguale al livello  $\eta_0$ , alla bocca del bacino.

La quarta assunzione, inoltre, può essere estesa considerando un'onda di marea che si propaga con una celerità finita lungo la rete di canali, determinando variazioni dell'elevazione  $\eta_1(x)$  nello spazio e nel tempo (Marani et al., 2003). Si è notato come la tendenza verso le aree drenate invariante nel tempo aumenti con l'aumentare della resistenza del flusso sulle superfici di barena, dovuta alla presenza di una densa vegetazione, e negli istanti in cui il livello d'acqua del bacino è di poco superiore all'elevazione di queste superfici (Rinaldo et al., 1999a).

#### 4.5.1 Lunghezza dei percorsi fuori rete

L'andamento della superficie libera, ottenuto dall'equazione di Poisson, permette di determinare, nelle porzioni non canalizzate della barena, il percorso di drenaggio verso il canale idraulicamente più vicino e di calcolarne la lunghezza. Questa vicinanza non è necessariamente determinata dalla distanza minima geometrica, ma dal percorso idrodinamico basato sui gradienti della superficie liquida.

Studi relativi alle barene di San Felice e Pagliaga, di Marani et al. (2003), hanno evidenziato la tendenza ad una distribuzione esponenziale delle lunghezze dei percorsi fuori rete,  $\ell$ , il cui valore medio è dato dalla pendenza della retta, ottenuta rappresentando  $\ell$  in un diagramma semi-logaritmico. Questo valore è molto variabile, sintomo di una variabilità spaziale nello sviluppo delle reti di canali a marea.

In questi studi si è indagato anche sulla relazione tra la lunghezza totale dei canali, il prisma di marea e l'area drenata. I risultati hanno dimostrato che la lunghezza complessiva dei tratti canalizzati dipende in gran parte dall'area drenata piuttosto che dal prisma di marea. La nascita dei canali, infatti, avviene parallelamente alla crescita della barena: quando la piana tidale raggiunge un'elevazione tale da permettere la colonizzazione da parte di una fitta vegetazione, la configurazione del *network* si congela, subendo eventualmente in

seguito variazioni minori che non ne alterano la struttura di base (Marani et al., 2003).

La relazione tra la lunghezza totale dei canali e l'area drenata indica una costanza della densità di drenaggio Hortoniana, carattere quindi non distintivo, anche in barene con caratteristiche differenti. Le lunghezze dei percorsi fuori rete, invece, riflettono caratteristiche differenti dei network, risultando più rappresentativi della struttura della rete di canali con le loro diramazioni e i relativi meandri.

Infine, è stato determinato il rapporto tra la lunghezza caratteristica di Horton,  $\ell_H$ , e la lunghezza media dei percorsi fuori rete,  $\ell$ , che rappresenta l'efficienza di drenaggio della rete. Per  $\ell_H$  costante, alti valori del rapporto  $\ell_H/\ell$  corrispondono a bassi valori di  $\ell$ , indicando una disposizione spaziale dei rami dei canali più efficiente, tale da ridurre la lunghezza media dei percorsi fuori rete (Marani et al., 2003).

#### 4.5.2 Andamento dello sforzo tangenziale

L'andamento della superficie libera, ottenuta tramite l'equazione di Poisson, consente di definire lo sforzo tangenziale al fondo, prodotto dalle correnti di marea, sulle porzioni non canalizzate del bacino tramite la relazione

$$\tau(x) = \gamma[\eta_0 + \eta_1(x) - z_b(x)]\nabla\eta_1(x) \quad (8)$$

in cui  $\nabla\eta_1(x)$  rappresenta la pendenza della superficie libera e  $[\eta_0 + \eta_1(x) - z(x)]$  il tirante d'acqua.

L'analisi della distribuzione degli sforzi tangenziali nelle porzioni non canalizzate del bacino ha messo in evidenza che i valori più elevati degli sforzi si manifestano in corrispondenza delle estremità delle reti di canali. Questo suggerisce che i fenomeni erosivi, che hanno luogo verso l'entroterra dei canali, rappresentino il processo principale nelle fasi di genesi e sviluppo delle reti di canali tidali (D'Alpaos et al., 2005).



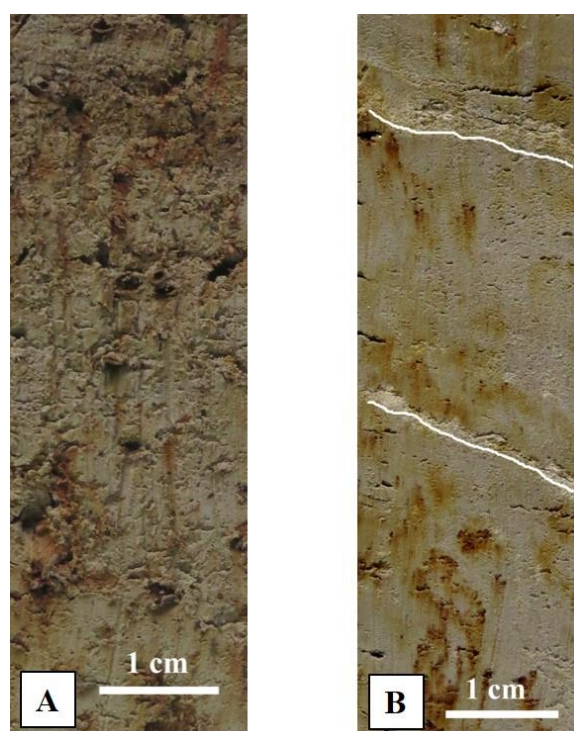
## 5 Risultati

### 5.1 Analisi sedimentologiche

L'analisi sedimentologica, effettuata in laboratorio sulle carote prelevate nella nostra area di studio, si basa sui principi dell'analisi di facies. Questo tipo di indagine ha reso possibile il riconoscimento di diversi tipi di depositi, per la maggior parte ricorrenti in ogni transetto, che verranno di seguito descritti.

#### **Depositi di barena**

Dal punto di vista granulometrico si tratta di depositi costituiti da sedimenti fangoso-siltosi, che in alcuni punti presentano colorazione bruno-rossastra (Figura 5.1 A). Questa colorazione è causata dalla loro permanenza in condizioni subaeree, che ne hanno quindi favorito l'ossidazione. Questi depositi sono inoltre ricchi di materiale vegetale, come ad esempio resti di piante alofile tipiche delle zone di barena, e di radici. In alcuni campioni si possono osservare anche livelli millimetrici di sabbia ben cernita (Figura 5.1 B), la cui formazione è attribuibile ad attività del moto ondoso sulla barena durante eventi di tempesta. I depositi di barena si trovano al tetto delle carote prelevate più vicino alla riva di ogni transetto ed hanno uno spessore che varia da 35 cm a pochi centimetri, per i transetti da M1 a M5, e da 1 metro fino a 20 centimetri, nei transetti M10 e M11. Questi spessori tendono a diminuire fino ad annullarsi in corrispondenza delle carote ubicate in prossimità del canale.



**Figura 5.1.** Depositi di barena. **A)** deposito ossidato; **B)** deposito ossidato con livelli millimetrici di sabbia.

### **Depositi di tetto barra**

Questi depositi sono costituiti da associazioni di sedimenti sabbiosi fini e fango (Figura 5.2). Si trovano nella porzione sommitale della maggior parte delle carote dei transetti da M1 a M5, con spessori variabili da pochi centimetri a 15 cm, e visivamente si possono distinguere per la loro colorazione grigiastra. Non presentano evidenze di strutture sedimentarie, probabilmente a causa dell'intensa bioturbazione a cui sono stati sottoposti. È possibile dedurre inoltre che questi depositi si siano probabilmente formati per decantazione di materiale fine trasportato in sospensione.



**Figura 5.2.** Depositi di tetto barra con mescolanza di sabbia molto fine e fango.

### **Depositi di barra**

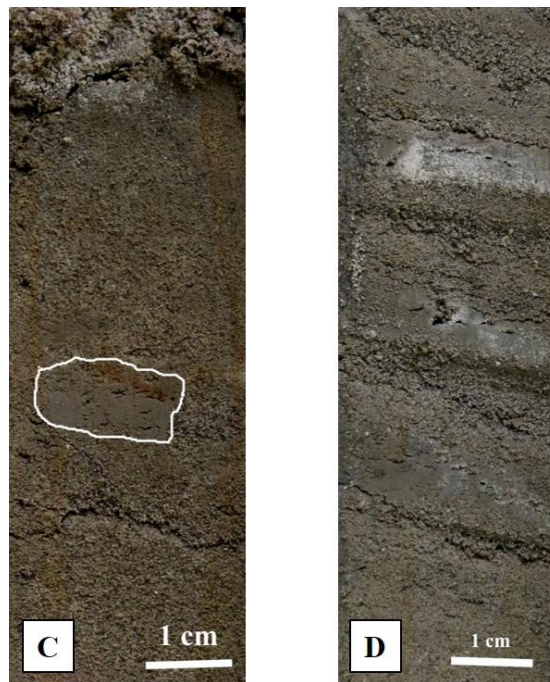
I depositi di barra, che si trovano al di sotto dei sedimenti fangosi precedentemente descritti, sono osservabili in tutte le carote recuperate. Costituiscono infatti i depositi più comuni tra quelli analizzati, con spessori che variano dai 50 ai 150 cm. Sono costituiti da sedimenti sabbiosi e presentano un marcato trend granulometrico di tipo *fining*, da sabbie medie o medio-fini a sabbie molto fini. Questo tipo di trend è tipico dei depositi di barra, in cui i sedimenti più fini si collocano al tetto (Figura 5.3 A) e sono associati, come quelli di tetto barra, alla forte influenza di processi di decantazione durante i momenti di flusso stagnante nei periodi di alta marea. I sedimenti più grossolani, invece, si accumulano alla base della successione (Figura 5.3 B), dove la presenza di forti correnti tende ad asportare il materiale più fine. In questi depositi, soprattutto nella porzione inferiore, sono presenti gusci e frammenti di gusci sparsi. Si trovano inoltre clasti di fango (*mudclast*) (Figura 5.3 C), la cui presenza è dovuta al collasso di porzioni di fianchi del canale, in seguito a fenomeni di erosione di

sponda. Sono riconoscibili laminazioni pianoparallele, comunemente associate a sottili livelli sia di fango che sabbia (Figura 5.3 D), distinguibili dal resto del sedimento perché costituiti da sabbia sciacquata e ben cernita. L'inclinazione di queste laminazioni è molto bassa, all'incirca di 5-10 gradi, ed è simile in ogni campione.

I depositi di *point bar* si possono così suddividere in due parti: una sommitale costituita da sedimento silteoso massivo e privo di strutture sedimentarie, distinguibile dal sedimento fangoso proprio della barena, e una più profonda composta da materiale sabbioso, caratterizzato da un trend *fining*.







**Figura 5.3.** Depositi di barra. **A)** sabbia fine, della porzione sommitale, in cui si possono osservare tracce di bioturbazione; **B)** sabbia media, della porzione basale, in cui è possibile osservare un livello di fango inclinato (segnato in bianco); **C)** mudclast (contornato in bianco) all'interno di sabbia medio-fine; **D)** livelli di sabbia medio-fine alternati a livelli di fango.

### **Depositi di lag di fondo canale**

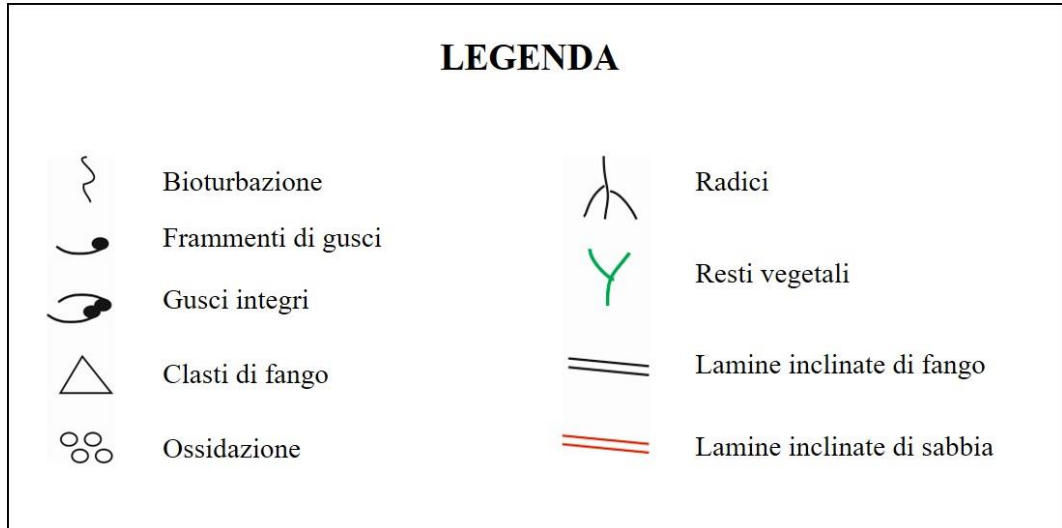
I depositi di lag di fondo canale sono costituiti da sabbia media, talvolta grossolana, ricca di frammenti di gusci, spesso anche di dimensioni centimetriche, o di gusci integri (Figura 5.4 A). La componente fangosa è praticamente assente, se non fosse per la presenza di qualche mudclast (Figura 5.4 B). Questo tipo di deposito si trova in poche delle carote analizzate, in quanto è visibile solamente in quelle che raggiungono o oltrepassano i due metri di profondità. Si colloca infatti ad una profondità che va dai 2 ai 2.5 metri. Questi sedimenti si trovano sul fondo del canale, dove la velocità di flusso raggiunge i massimi valori, asportando il materiale più fine e favorendo l'accumulo di quello più grossolano e pesante.

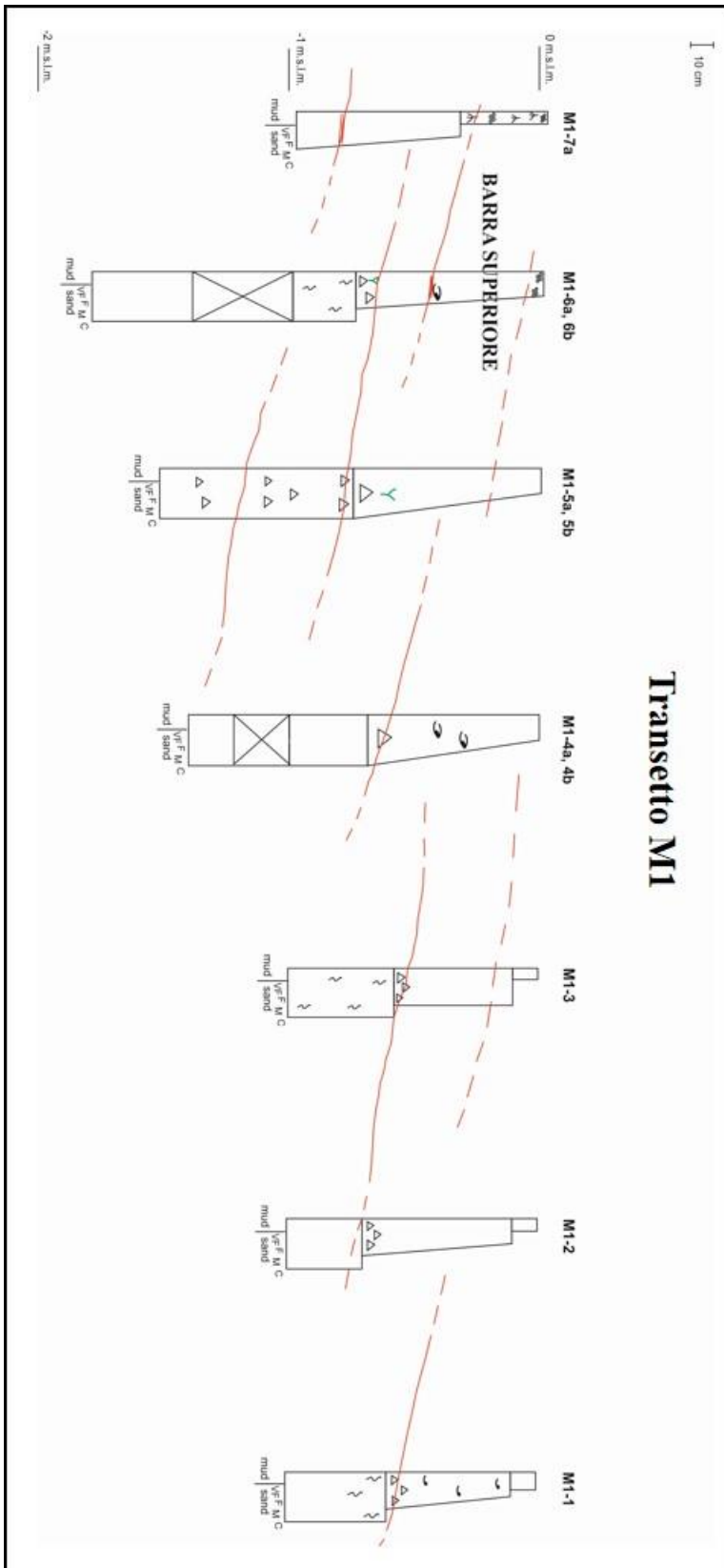


**Figura 5.4.** Depositi di lag di fondo canale. **A)** frammenti di gusci di diverse dimensioni all'interno di sabbia media; **B)** mudclast all'interno di depositi di lag.

Una volta descritto il log sedimentologico per ciascuna carota, le sezioni stratigrafiche relative ad ogni transetto sono state rappresentate utilizzando il software *Corel Draw X7* (Figura 5.5).

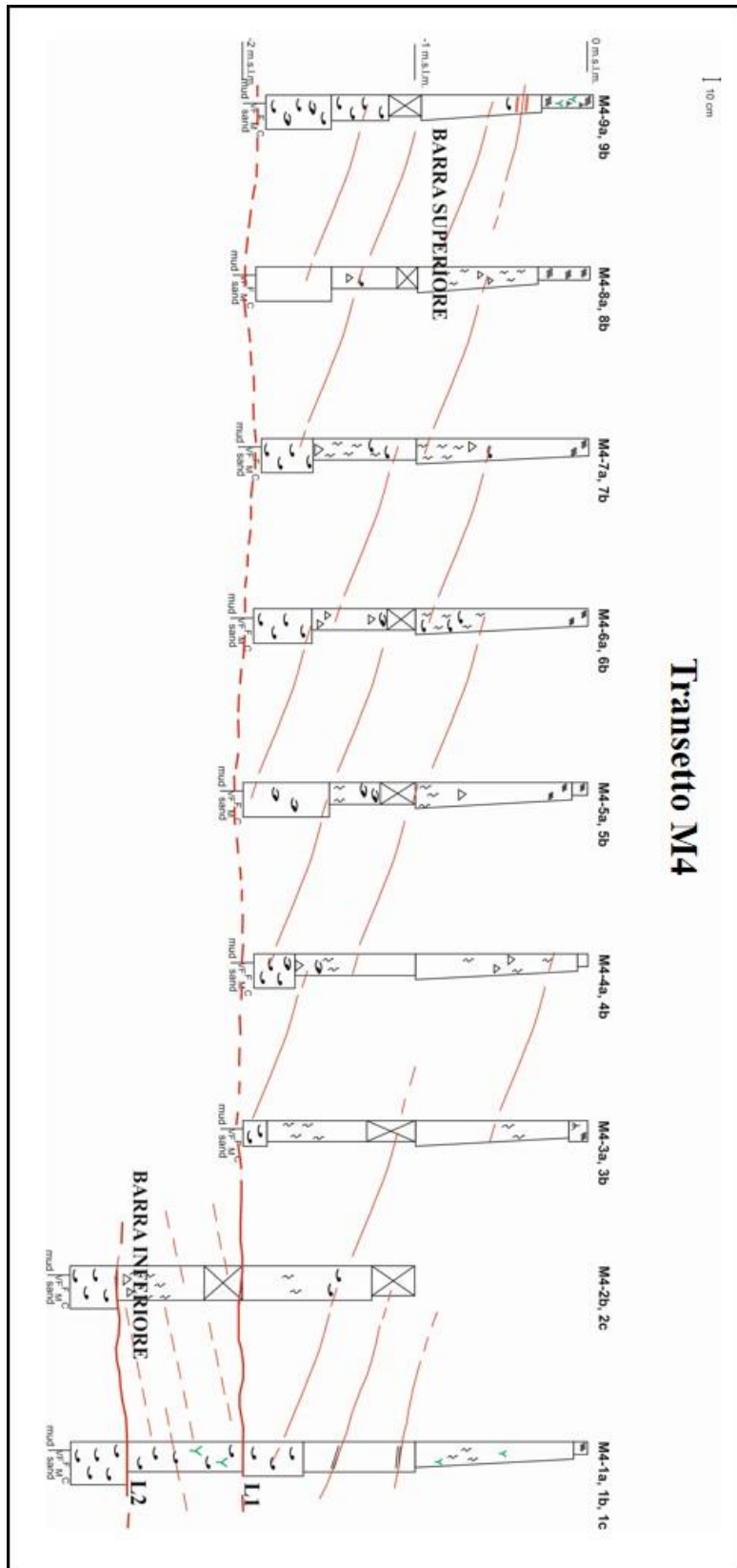
**Figura 5.5.** Di seguito sono riportate le tavole in cui sono rappresentati i transetti (le linee rosse rappresentano l'interpretazione dell'andamento stratigrafico), con la relativa legenda e l'immagine della loro ubicazione.

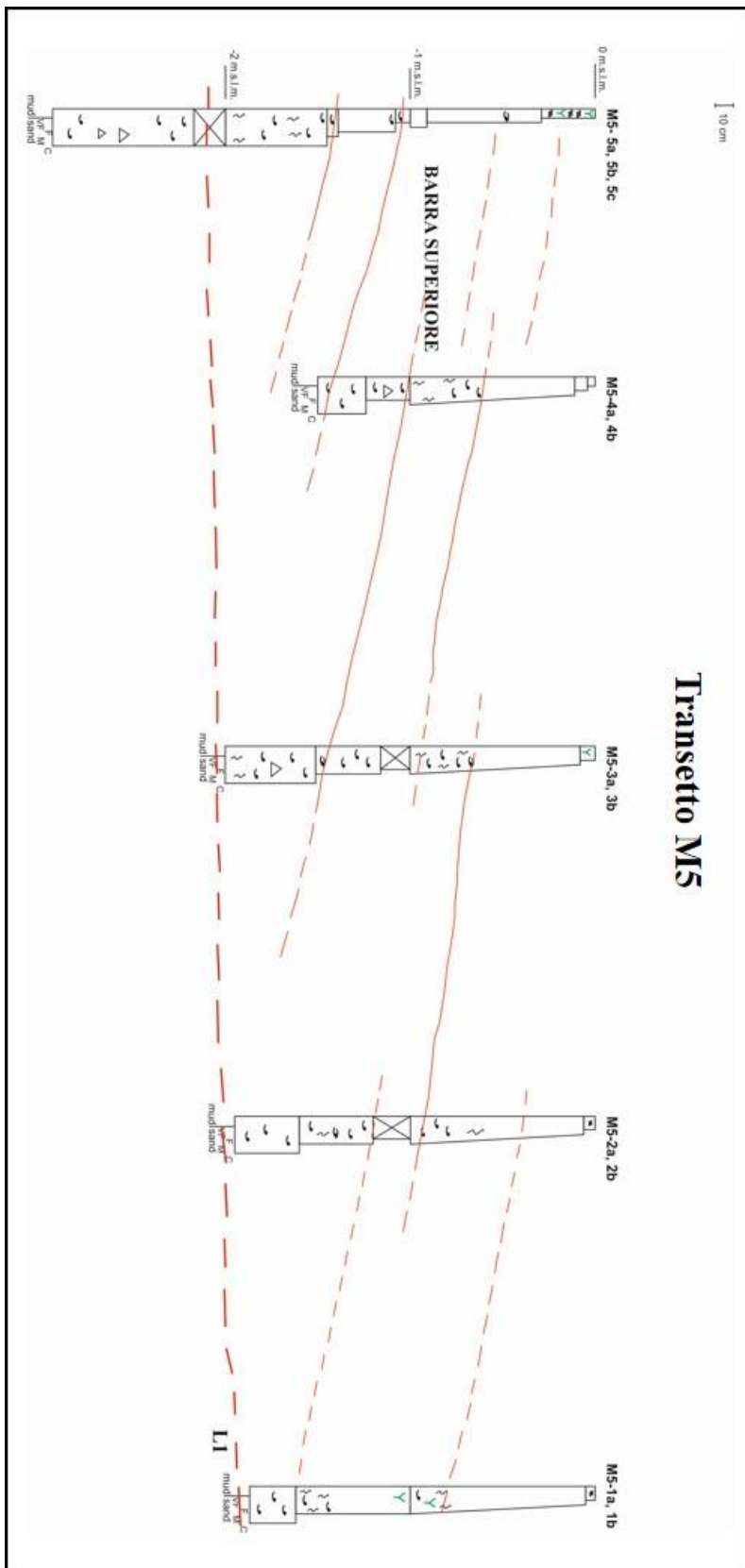




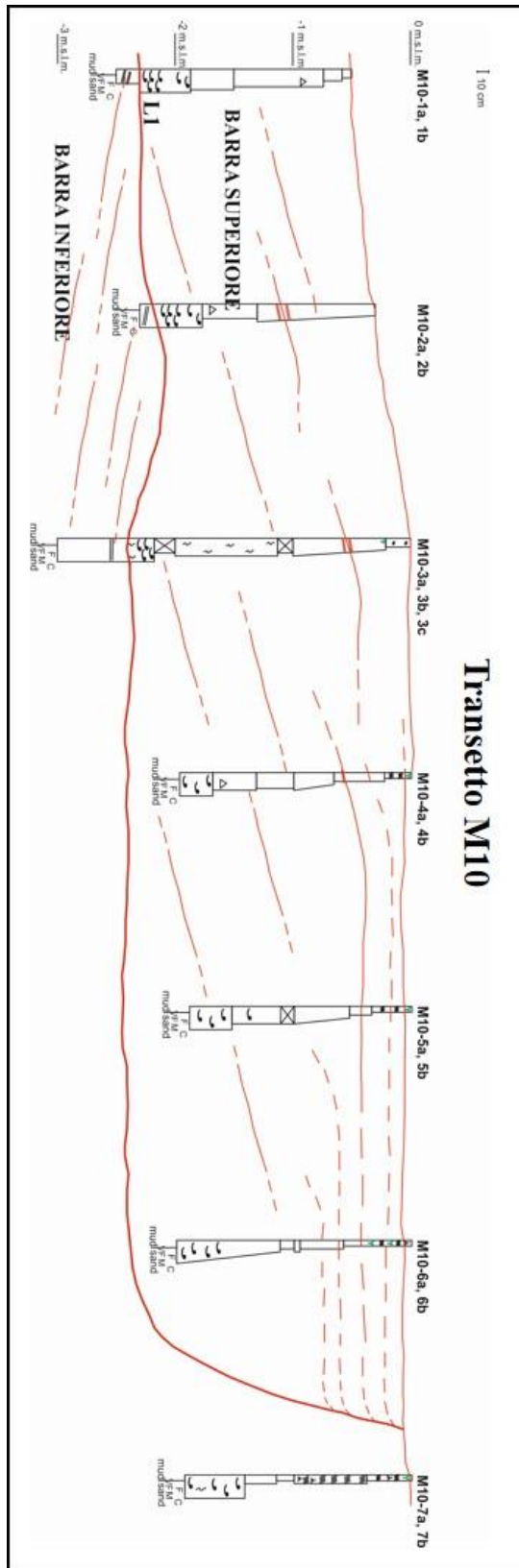


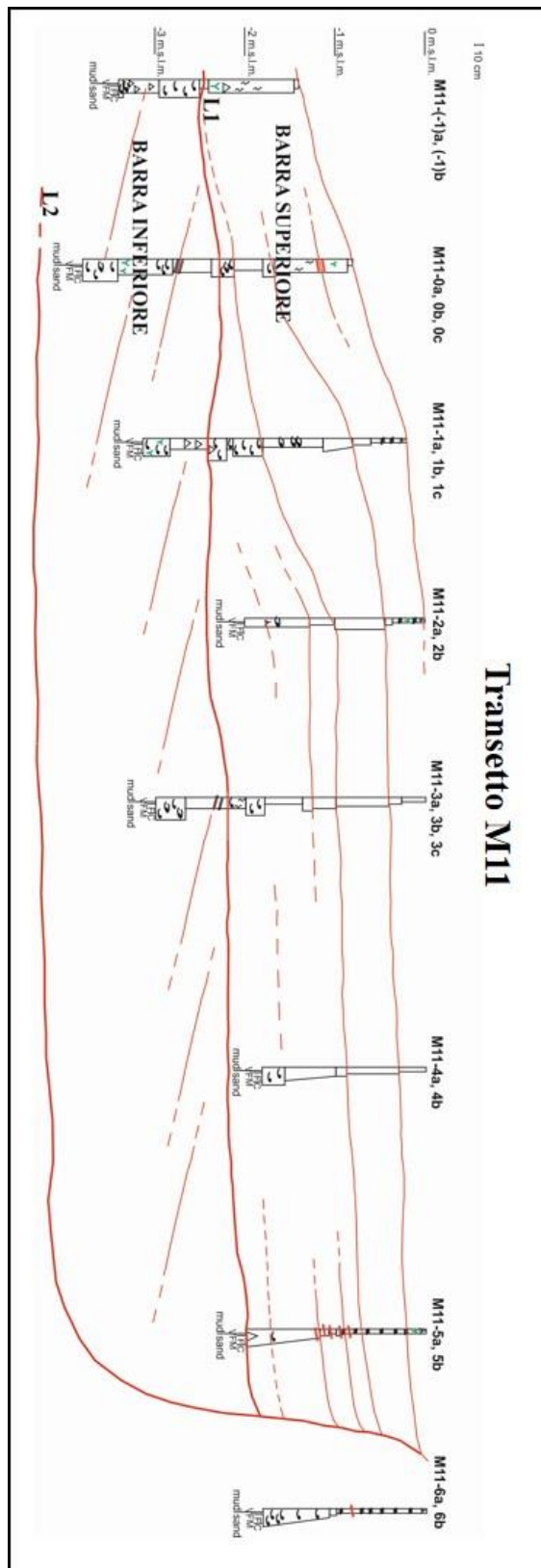










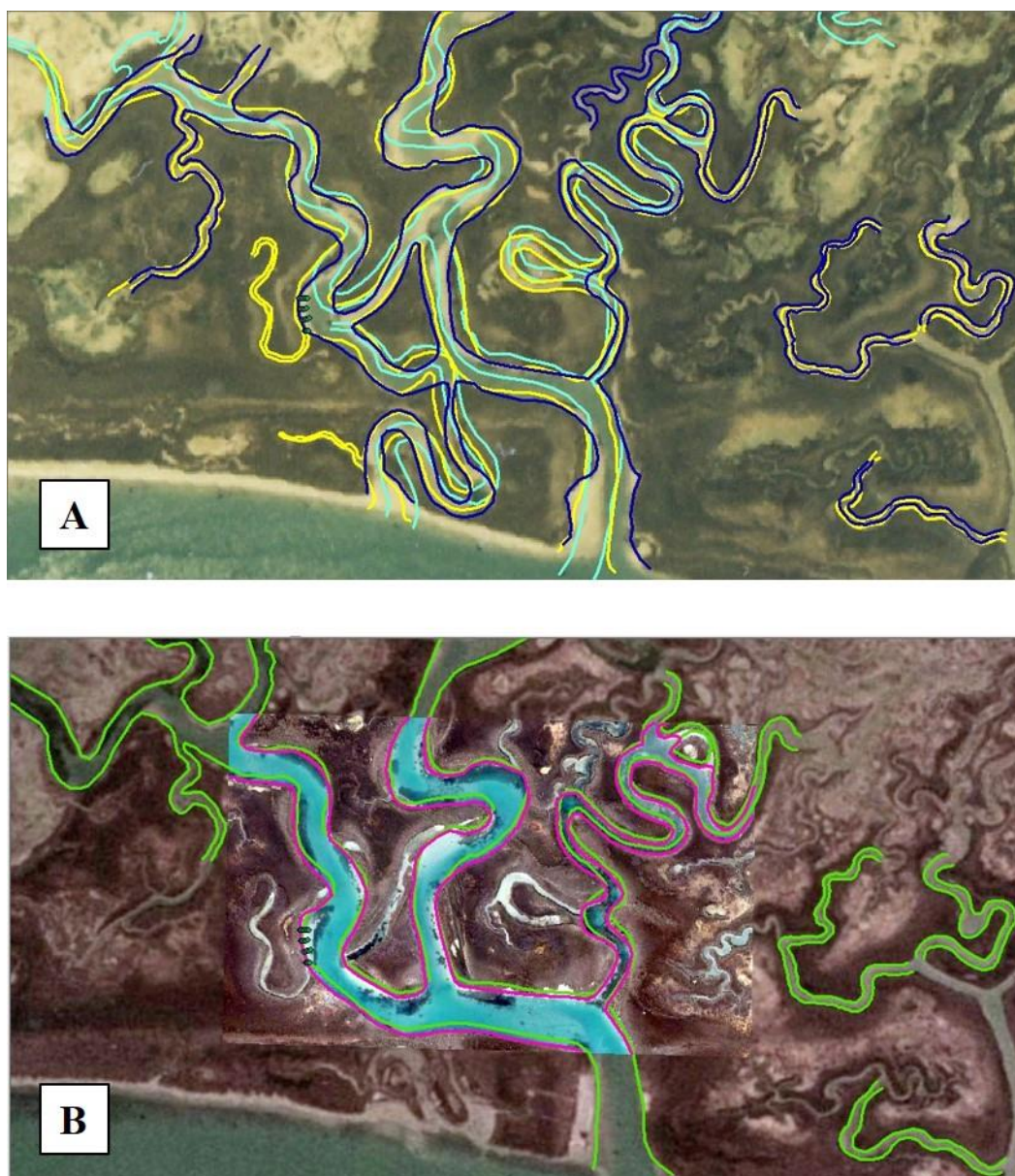


---

## 5.2 Analisi foto aeree

Le foto aeree e satellitari sono state analizzate mediante la loro sovrapposizione, realizzata con l'ausilio del software ArcGis 10.2.2. Sono state esaminate foto scattate in anni differenti, che coprono un arco temporale che va dal 1938 al 2014. Sono stati tracciati i bordi del canale in studio e della rete di canali dell'area ad esso circostante, utilizzando colori diversi per ogni anno preso in esame (Figura 5.6), in modo da mostrare l'evoluzione del canale stesso e la migrazione dei meandri nel corso del tempo. Questo ha permesso di comprendere come il canale in esame si sia spostato nel tempo, ma soprattutto ha messo in evidenza come la sua sinuosità sia diminuita negli anni e la sua larghezza sia invece aumentata. Questi ultimi caratteri sono di particolare importanza perché, al contrario di quanto studiato fino ad ora, suggeriscono che l'evoluzione dei meandri tidali non segue ovunque le stesse regole di quelli fluviali, in particolare con riferimento alla diminuzione della sinuosità, che invece alcuni autori suggeriscono dover aumentare nel tempo, con la maturità della barena (Pethick, 1992; Allen, 2000). Si nota infatti chiaramente come l'evoluzione del canale sia dovuta anche al cambiamento che interessa tutta l'area circostante.

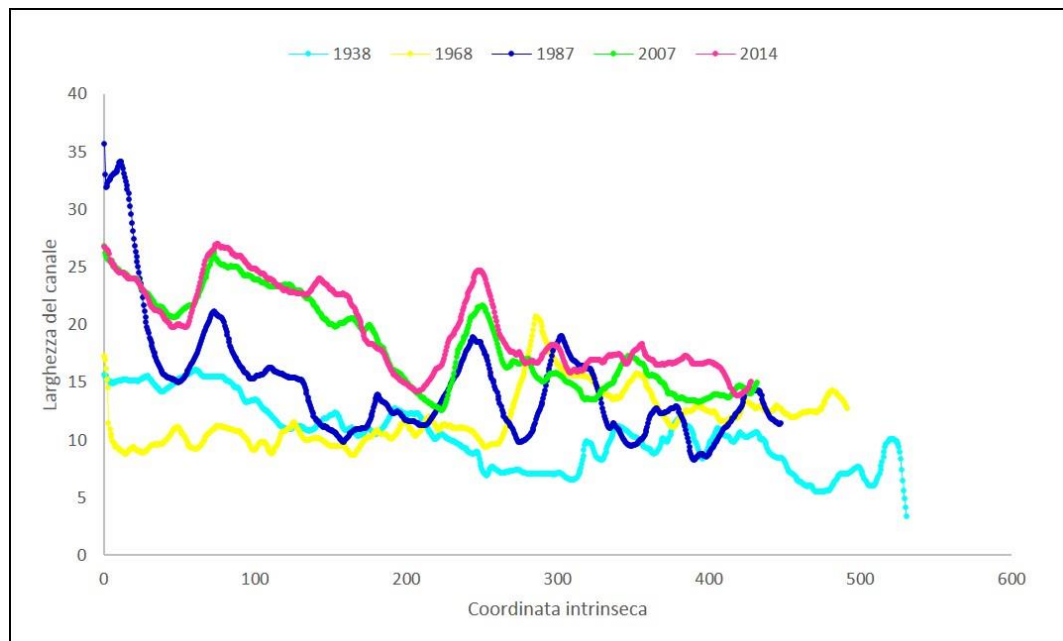
L'analisi delle foto aeree suggerisce che, dopo la cattura di un canale che innerva la barena a partire dal canale San Felice posto a Sud, ad opera di un canale ad esso adiacente (e situato più a est), l'evoluzione di questa porzione di barena cambia radicalmente. In seguito alla cattura, uno dei due canali considerati si disattiva, non essendo più percorso dai flussi tidali fino ad allora in grado di mantenere le sue sezioni trasversali in equilibrio con le portate formative. I processi deposizionali prendono il sopravvento sui processi erosivi, ed il canale si interra progressivamente. Allo stesso tempo, il canale che ha catturato nuovi flussi tidali, vede aumentare le sue sezioni liquide trasversali, evidentemente in seguito all'aumento del prisma di marea (integrale delle portate fluenti attraverso una sezione in fase di flusso o riflusso di marea) legato anche all'erosione dei bassofondali posti a nord della barena San Felice.



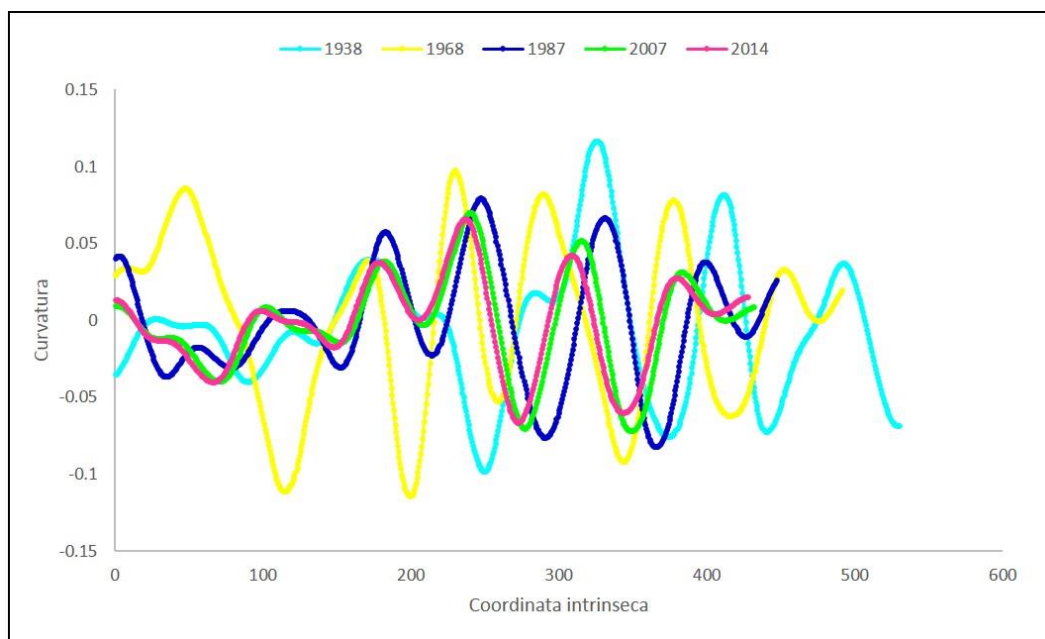
**Figura 5.6.** Foto dell'area in studio in cui sono stati tracciati i bordi del canale indagato e della rete di canali circostanti ad esso, tramite l'utilizzo del software ArcGis. Foto **A**: anno 1938 (azzurro), 1968 (giallo) e 1987 (blu). Foto **B**: anno 2007 (verde) e 2014 (rosa).

### 5.3 Risultati del modello di analisi morfologica dei canali a marea

Dal modello di analisi morfologica dei canali a marea sono stati misurati diversi parametri, per il canale oggetto di studio, relativi ad ogni anno considerato nel confronto delle foto aeree. La misura di tali parametri è stata condotta al fine di osservare come, dal 1938 al 2014, il canale si sia evoluto, modificando le sue caratteristiche morfologiche. Tra questi parametri, in particolare, si è scelto di focalizzare l'attenzione sulla larghezza, sulla curvatura e sulla sinuosità del canale. Questi dati sono stati rappresentati in grafici, mettendo in relazione ognuno di essi con la coordinata intrinseca. Nei due grafici a dispersione, corrispondenti ai valori di larghezza e curvatura, sono state sovrapposte le curve risultanti relative ai diversi anni considerati (Figura 5.7 e 5.8).



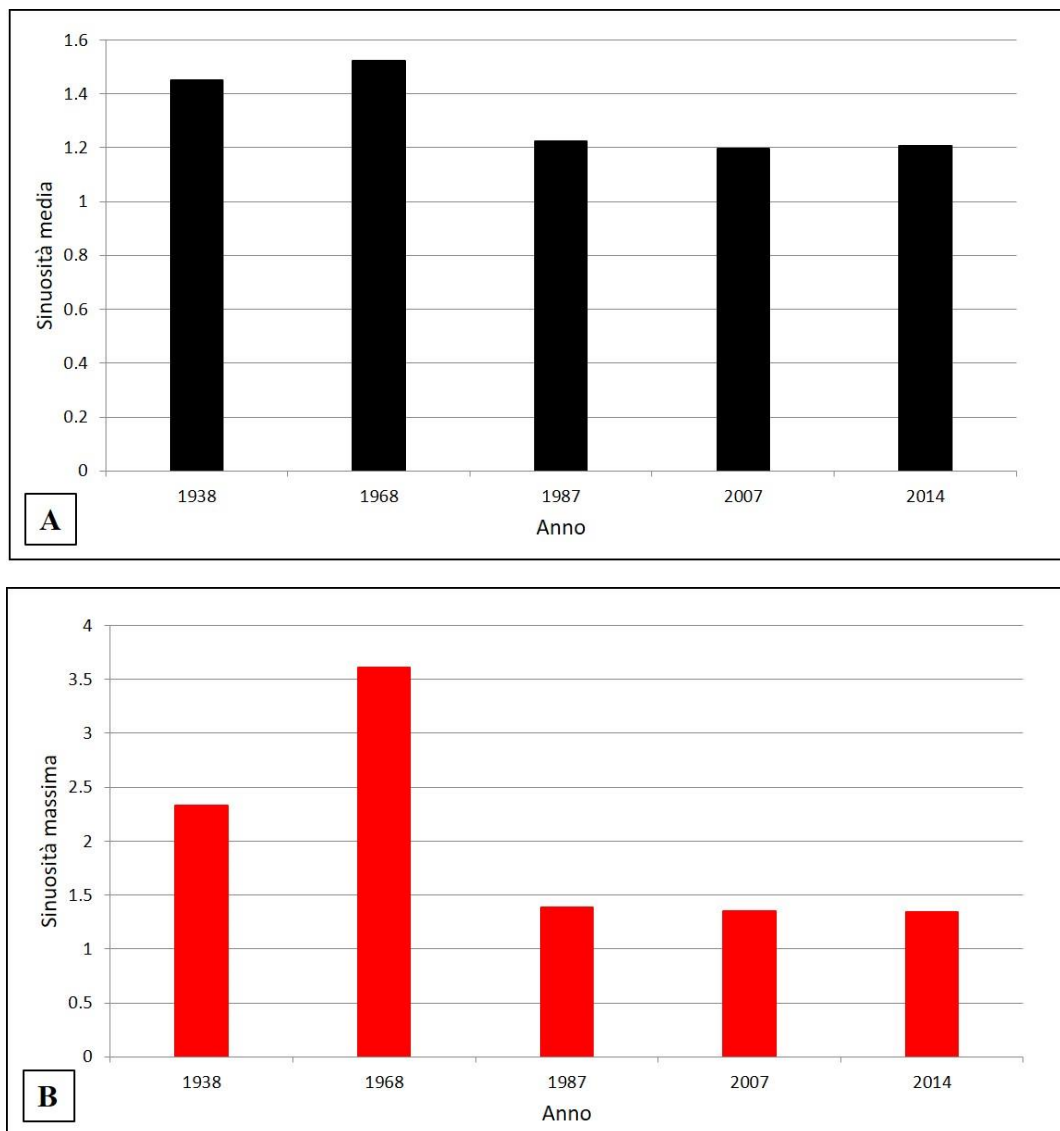
**Figura 5.7.** Grafico a dispersione che mostra le variazioni di larghezza del canale, in funzione della coordinata intrinseca, a partire dal 1938 fino al 2014.



**Figura 5.8.** Grafico a dispersione che mostra le variazioni della curvatura, in funzione della coordinata intrinseca, a partire dal 1938 fino al 2014.

Dal grafico in Figura 5.7 si nota come, in generale, la larghezza del canale aumenti costantemente negli anni. Osservando il grafico relativo alla curvatura (Figura 5.8), si evince che i valori di curvatura dell'asse che possono essere raggiunti sono relazionati alla larghezza del canale: quando il canale è caratterizzato da una larghezza ridotta i valori di curvatura corrispondenti sono più elevati. Al contrario, quando la larghezza del canale aumenta si riscontrano valori di curvatura inferiori. Si nota infatti come la curvatura diminuisca progressivamente negli anni (andamento opposto rispetto alla larghezza). La diminuzione dei valori della curvatura nel tempo suggeriscono una diminuzione della sinuosità del canale, analizzata nei punti seguenti.

Per quanto riguarda la sinuosità si è scelto di rappresentare i valori relativi alla sinuosità media e a quella massima del canale, anno per anno, tramite istogrammi (Figura 5.9). Si nota chiaramente come la sinuosità, dopo un primo aumento dal 1938 al 1968, diminuisca nel tempo.



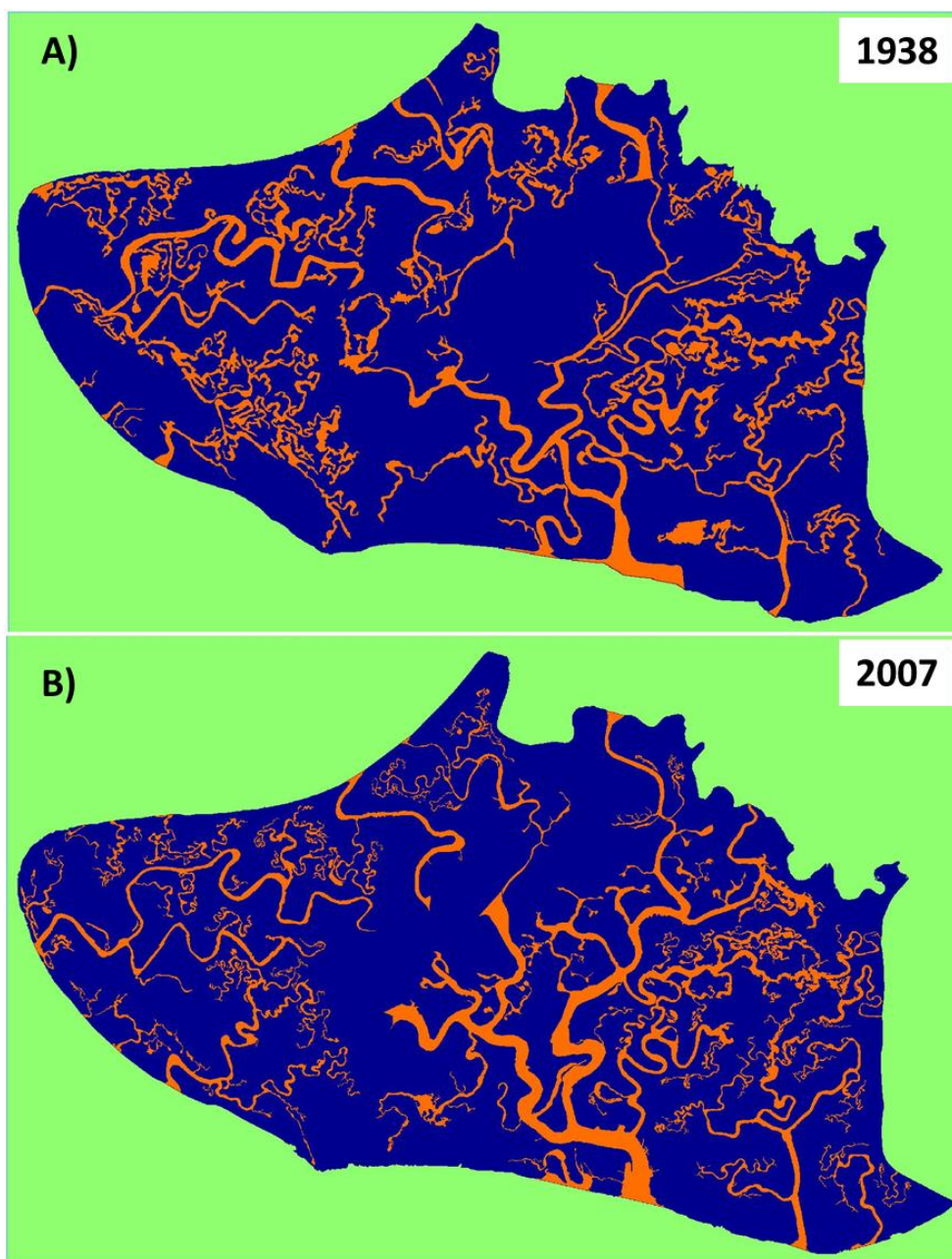
**Figura 5.9.** Istogrammi raffiguranti i valori relativi alla sinuosità anno per anno: **A)** valori di sinuosità media; **B)** valori di sinuosità massima.

---

## 5.4 Risultati del modello idrodinamico semplificato di Poisson

Per analizzare le caratteristiche morfometriche della rete di canali che innerva la barena San Felice, sono state utilizzate alcune digitalizzazioni delle reti, precedentemente realizzate. Le digitalizzazioni delle reti di canali hanno consentito la creazione di immagini raster (Figura 5.10) per l'anno 1938 (Figura 5.10A) e per il 2007 (Figura 5.10B)), con pixel di dimensioni di 0.90 cm (1938) e 0.50 cm (2007). Le immagini sono quindi state trasformate in file di testo, utilizzati come file di input per il modello idrodinamico semplificato di Poisson (Rinaldo et al., 1999), per il calcolo di alcune caratteristiche rilevanti per la circolazione idrodinamica sulla superficie di barena (rappresentata in blu nella Figura 5.10), quali le direzioni di drenaggio, la posizione dei partiacque medi, le aree e i prismi di marea drenati da ciascuna sezione di canale, la distribuzione degli sforzi tangenziali e delle lunghezze dei percorsi idrodinamici esterni alla rete.



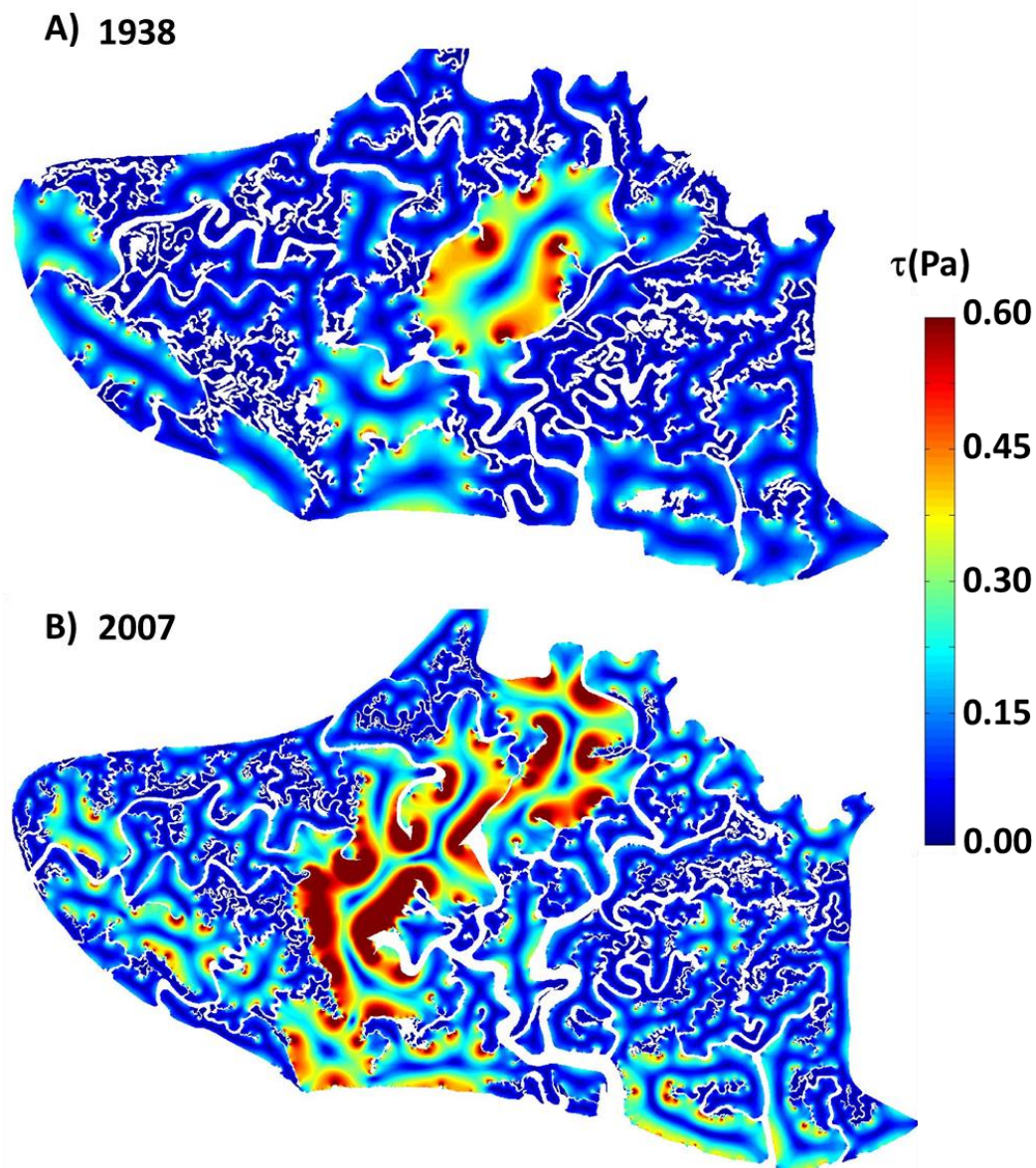


**Figura 5.10.** Rappresentazione della configurazione planimetrica della rete dei canali (in arancione) e della superficie di barena da essa innervata (in blu), precedentemente ricavate, utilizzata per determinare alcune rilevanti caratteristiche della circolazione idrodinamica sulla porzione di barena considerata. **A)** configurazione del 1938; **B)** configurazione del 2007.

La Figura 5.11 mostra il confronto tra la distribuzione spaziale degli sforzi tangenziali al fondo, per le configurazioni del 1938 e del 2007, calcolati sulla base

---

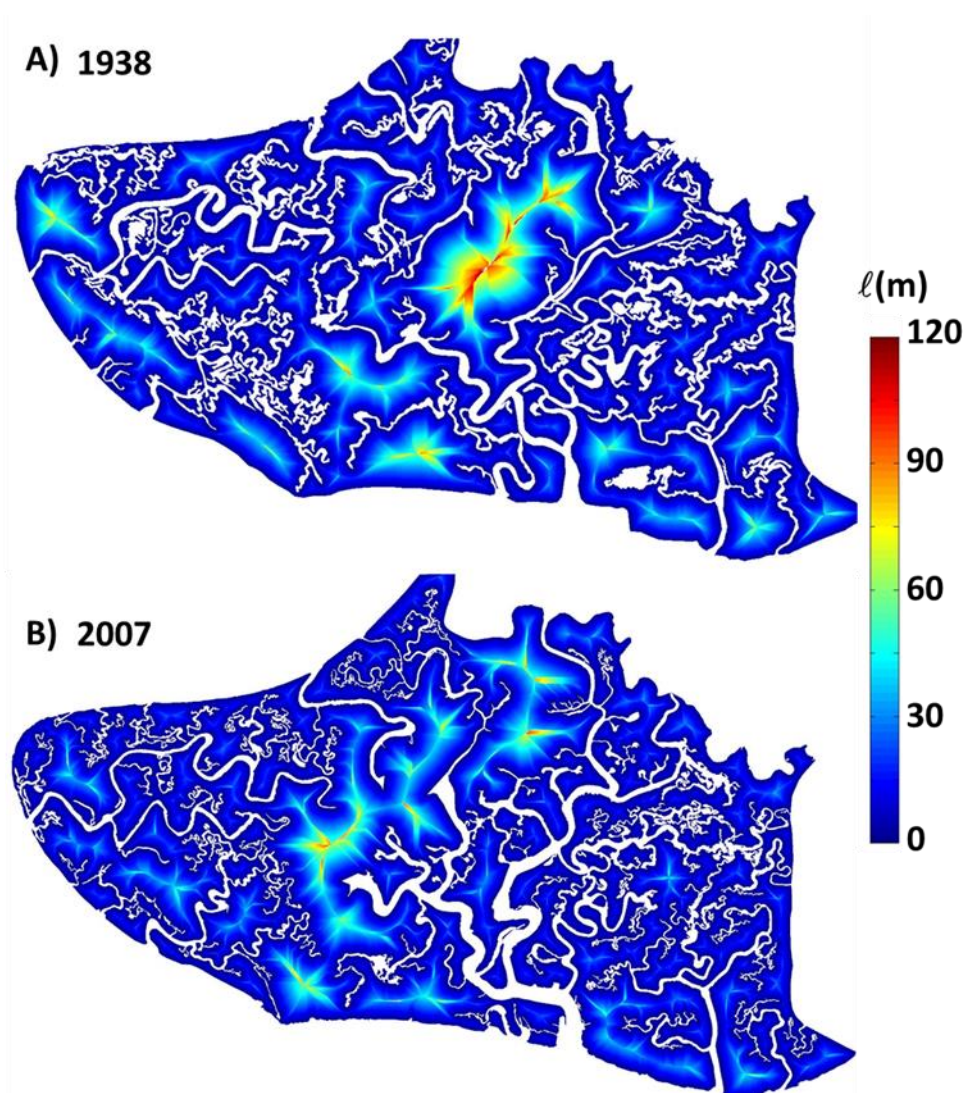
dell'equazione (8) descritta nel capitolo 4. Il valore locale dello sforzo tangenziale al fondo prodotto dalle correnti di marea sulle porzioni non canalizzate del bacino, è determinato a partire dall'andamento della superficie liquida,  $\eta_1(x)$ , e dai suoi gradienti spaziali. Dall'analisi della distribuzione spaziale dei valori degli sforzi tangenziali nei punti del bacino adiacenti alla rete dei canali, si evince come i valori più elevati degli sforzi si manifestino in corrispondenza alle estremità dei canali ed in corrispondenza alle sponde esterne dei tratti sinuosi (Figura 5.11 A e B). Questo suggerisce che il processo principalmente responsabile dell'evoluzione della rete durante le prime fasi del suo sviluppo sia la *headward growth* e che i fenomeni erosivi che portano alla formazione dei canali a marea abbiano luogo in corrispondenza alle estremità della rete. Durante la loro evoluzione, i canali a marea possono poi essere caratterizzati da variazioni nella loro complessità e nella loro sinuosità, generate anche da fenomeni che non si manifestano localmente, ma agiscono su scale spaziali molto ampie. Dal confronto tra la distribuzione degli sforzi nelle due configurazioni si evince come questi siano maggiori nel 2007 rispetto al 1938, suggerendo quindi che la rete che innerva la barena San Felice è tutt'ora in una fase di erosione.



**Figura 5.11.** Rappresentazione in scala di colori della distribuzione spaziale degli sforzi tangenziali al fondo  $\tau(x)$  ottenuta sulla base del modello di Poisson per la configurazione planimetrica della rete dei canali del 1938 (**A**) e del 2007 (**B**).

Si è, infine, studiata la distribuzione spaziale delle lunghezze  $\ell$  dei percorsi fuori rete (Figura 5.12), al fine di valutare in modo opportuno la densità di drenaggio delle reti a marea e le sue variazioni nel tempo. Il confronto tra le distribuzioni spaziali delle lunghezze  $\ell$  nel 1938 (Figura 5.12 A) e nel 2007

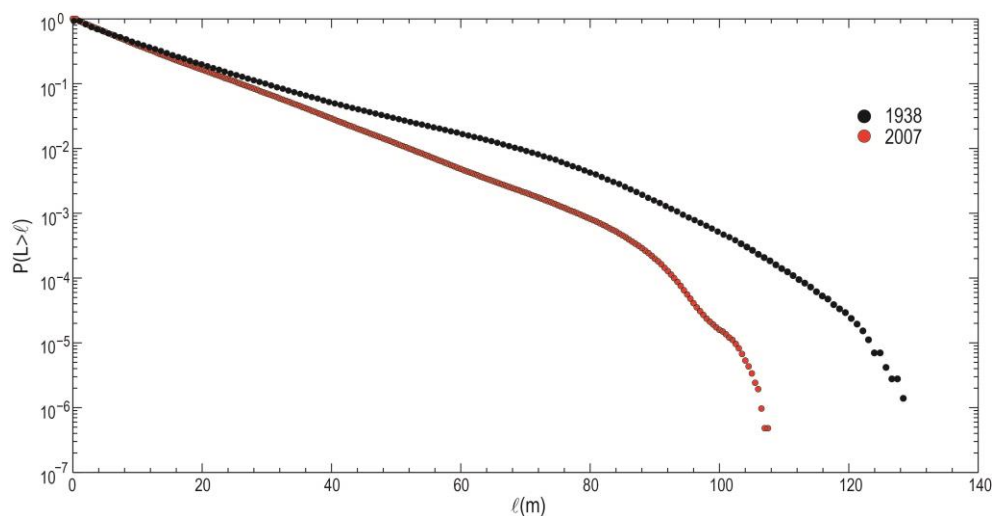
(Figura 5.12 B) suggerisce che i percorsi fuori rete, ovvero la distanza che le particelle d'acqua devono percorrere in fase di flusso per raggiungere un determinato punto sulla barena a partire dal canale, o in fase di riflusso per raggiungere il canale a partire da un punto sulla barena, sono diminuiti tra il 1938 e il 2007. Questo significa che la rete ha ulteriormente innervato la barena, rendendosi più efficace nell'alimentarla in fase di flusso e nel drenarla in fase di riflusso.



**Figura 5.12.** Rappresentazione in scala di colori della distribuzione spaziale delle lunghezze dei percorsi fuori rete  $l(x)$  ottenuta sulla base del modello di Poisson per la configurazione planimetrica della rete dei canali del 1938 (A) e del 2007 (B).

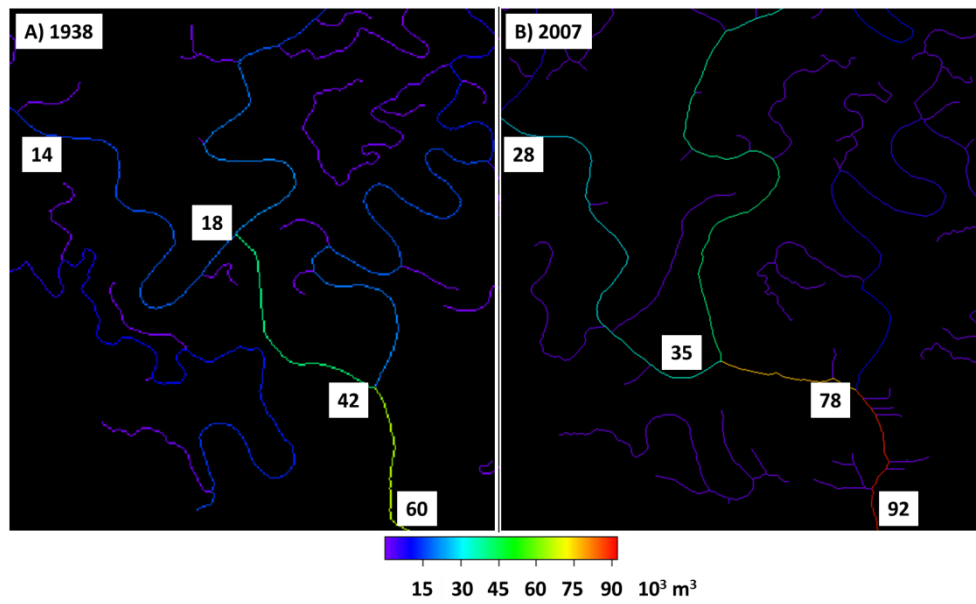
---

Tale osservazione è supportata dall'analisi della distribuzione di probabilità delle lunghezze  $\ell$  dei percorsi fuori rete (Figura 5.13) che rappresenta un metodo efficace per valutare la densità di drenaggio delle reti a marea (Marani et al., 2003). La Figura 5.13 mostra, infatti, la distribuzione di probabilità delle lunghezze fuori rete associata alla reti evidenziate in Figura 5.10. Innanzitutto le lunghezze dei percorsi fuori rete,  $\ell$ , risultano essere distribuite in modo esponenziale, in analogia a quanto osservato da Marani et al. (2003) nel caso di altre reti a marea naturali (avendo andamento rettilineo in un grafico semilogaritmico). Questo risultato suggerisce che, a differenza dei reticoli fluviali caratterizzati da invarianza di scala (Rodriguez-Iturbe e Rinaldo, 1997), nel caso delle reti a marea esistono scale caratteristiche nei modi di aggregazione della rete e quindi le proprietà geomorfologiche delle reti a marea variano in modo consistente nello spazio, indicando l'assenza di invarianza di scala. Dal confronto tra le distribuzioni, si nota anche come la lunghezza media dei percorsi fuori rete, che è data dalla pendenza del grafico nel piano semilogaritmico (ovvero dalla media della distribuzione esponenziale), sia diminuita tra il 1938 e il 2007, passando da 13.5 m a 11.0 m, con conseguente aumento della densità di drenaggio. Le particelle d'acqua, nella configurazione più recente (2007), devono percorrere un percorso minore per raggiungere un canale da un punto sulla barena rispetto al 1938, sinonimo di una maggior efficienza della rete nel drenare la barena stessa.



**Figura 5.13.** Diagramma semi-logaritmico della distribuzione di probabilità (cumulata di superamento) delle lunghezze fuori rete,  $l$ , calcolate sulla base delle direzioni di drenaggio determinate dai gradienti della superficie libera per le reti la cui configurazione è mostrata in Figura 5.10.

Infine, si è calcolato il prisma di marea che fluisce nelle diverse sezioni della rete, per la configurazione del 1938 e per la configurazione del 2007. Assumendo che la barena sia in equilibrio con il tasso di incremento del medio mare, e quindi mantenendo invariata la sua quota rispetto al livello del medio mare nelle due configurazioni, si nota, per il solo effetto legato alla cattura e ai cambiamenti della struttura della rete nella porzione di barena adiacente al canale oggetto dello studio, un notevole aumento del prisma di marea. In particolare, nel tratto considerato, il prisma di marea è aumentato da valori compresi tra  $14 \cdot 10^3 \text{ m}^3$  e  $18 \cdot 10^3 \text{ m}^3$  a valori compresi tra  $28 \cdot 10^3 \text{ m}^3$  e  $35 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ , mentre in corrispondenza alla sezione di confluenza con il canale San Felice, il prisma è aumentato da  $60 \cdot 10^3 \text{ m}^3$  a  $92 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ . L'aumento del prisma ha verosimilmente portato ad un adattamento delle sezioni liquide ai maggiori flussi che le attraversano, comportando quindi un aumento della larghezza del canale, che ha avuto come conseguenza una diminuzione della sinuosità.



**Figura 5.14.** Confronto tra i prismi di marea fluenti nelle sezioni dei canali che innervano la barena San Felice, ottenuta sulla base del modello di Poisson per la configurazione planimetrica del 1938 (A) e del 2007 (B).





## 6 Discussioni

### 6.1 Interpretazione delle analisi sedimentologiche

I risultati derivanti dalle analisi sedimentologiche hanno reso possibile un'interpretazione della distribuzione dei diversi tipi di depositi. Per una miglior chiarezza si è scelto di chiamare la barra posta a Nord, a cui appartengono i transetti M10 e M11, "sito A" e quella posta a Sud, a cui appartengono i transetti da M1 a M5, "sito B". Entrambe le barre analizzate mostrano delle caratteristiche tipiche di queste strutture che si sviluppano in ambienti tidali. Esse presentano infatti depositi di *lag* di fondo canale ricchi in gusci di molluschi, sopra i quali si impostano depositi di barra in cui è riconoscibile un tipo di trend *fining upward* ed una particolare abbondanza di depositi fangosi bioturbati nella porzione sommitale della barra. Al tetto di quasi ogni carota sono presenti i depositi di tetto barra, descritti nel paragrafo 5.1 del presente lavoro. Al di sotto di questi si trovano i depositi di barra, osservabili in tutte le carote recuperate, che costituiscono i depositi più comuni tra quelli analizzati. Questi depositi hanno uno spessore compreso tra i 50 e i 150 cm e sono costituiti da sedimenti sabbiosi, aventi un trend di tipo *fining*. Il riconoscimento in laboratorio di laminazioni inclinate a basso angolo ( $5^{\circ}$ - $10^{\circ}$ ), all'interno di questi depositi, ha permesso di rappresentarli come pacchetti di strati inclinati di  $5^{\circ}$ - $10^{\circ}$  verso il canale (si veda la Figura 5.5).

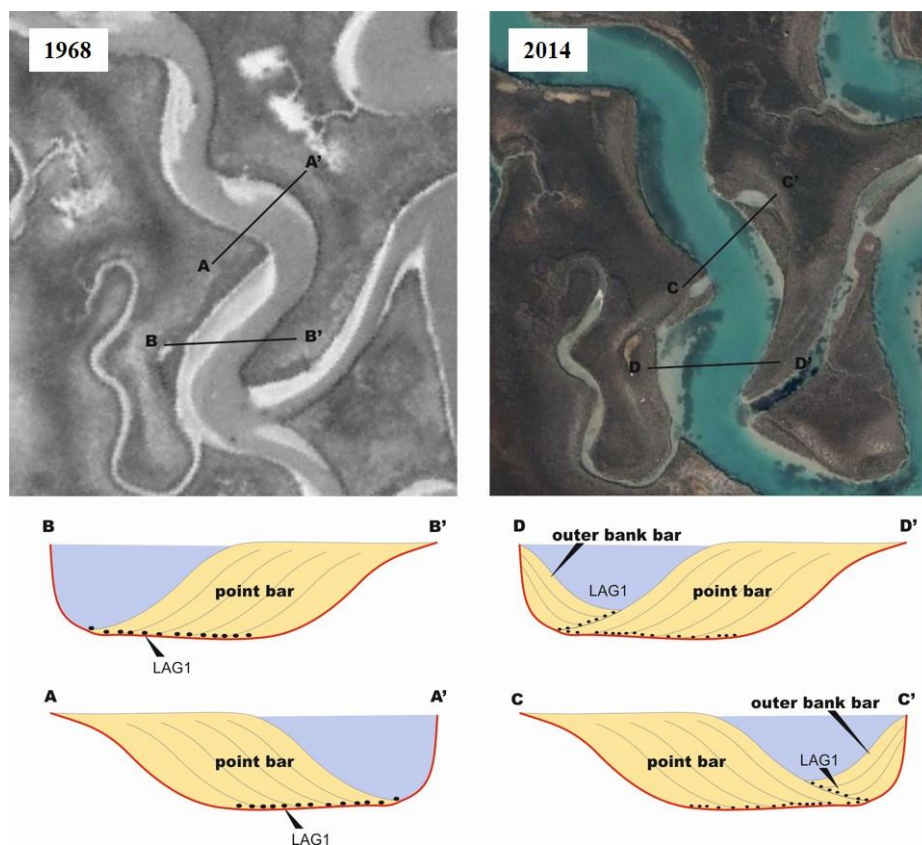
Per quanto riguarda il transetto M1, durante la campagna di campionamento non si è riusciti a prelevare carote che arrivassero a profondità tali da permettere il riconoscimento della varietà di depositi presenti invece in tutti gli altri transetti. Inoltre sono state riconosciute solo poche strutture sedimentarie, impedendo quindi di trarre ulteriori e dettagliate conclusioni. Negli altri transetti, al di sotto dei depositi di barra, sono ben visibili depositi di *lag* di fondo canale, denominati

---

L1 (si veda la Figura 5.5), che interrompono quindi l'andamento degli strati sabbiosi inclinati. Nel sito B il lag L1 è situato all'incirca a 2 metri di profondità, mentre nel sito A si trova intorno ai 2,5 metri. Al di sotto del lag L1 sono visibili nuovamente depositi di barra, all'interno dei quali sono state riconosciute laminazioni, anch'esse aventi un'inclinazione a basso angolo ( $5^{\circ}$ - $10^{\circ}$ ). Questi depositi di barra sono visibili solamente nelle carote che arrivano a profondità superiori a due metri, nei transetti M2, M3 e M4 del sito B, e in entrambi i transetti del sito A. I depositi della barra inferiore presentano all'incirca le stesse caratteristiche dei depositi di barra superiori, ad eccezione della granulometria che risulta leggermente più grossolana e della presenza di più frammenti di gusci sparsi, ed hanno uno spessore di quasi un metro. Al di sotto dei depositi di barra inferiori si trovano nuovamente depositi di lag di fondo canale, denominati L2 (si veda la Figura 5.5), aventi le medesime caratteristiche del lag L1 soprastante. Sono visibili nei transetti M2, M3, e M4, del sito B, ad una profondità di circa 3 metri. Nel sito A, invece, la presenza del secondo lag L2 non è visibile nel transetto M10 ed è stata solo ipotizzata nel transetto M11, grazie al ritrovamento di depositi sabbiosi grossolani ricchi in gusci, alla base della carota M11-0c, ad una profondità di quasi 4 metri. Per quanto riguarda il sito A, è inoltre possibile affermare che le carote M10-7 e M11-6, poste all'estremità più interna del transetto, non incontrano depositi di barra, in quanto costituiti quasi interamente da fango di barena.

L'architettura deposizionale descritta, integrata con l'analisi delle foto aeree, suggerisce che la barra superiore e quella inferiore, identificate in entrambe le anse di meandro studiate, possano essere interpretate, rispettivamente, come una *outer-bank bar* ed una *point bar*. L'analisi delle foto storiche evidenzia come nel corso degli anni, a partire dal 1938 fino ad oggi, il tratto di canale considerato in questo lavoro abbia subito infatti una singolare evoluzione. In particolare, dal 1938 al 1968 il canale è associato ad un progressivo aumento di sinuosità, con relativo accumulo di depositi di *point bar* sul lato interno delle curve di meandro sia nel sito A che nel sito B, in accordo con modelli classici di evoluzione di meandri sviluppati a partire dal caso fluviale. Dal 1968 al 2014, tuttavia, la

sinuosità del canale è diminuita e la sua larghezza è aumentata (Figura 6.1). Questa progressiva diminuzione di sinuosità, ha portato ad uno spostamento del canale verso SO nel sito A e verso NE nel sito B, causando deposizione di sedimento sul fianco esterno del canale, con conseguente formazione dei corpi di barra di *outer bank*. In particolare l'accumulo di depositi nel settore esterno della curva causa la progressiva sovrapposizione dei depositi di *outer bank bar* su quelli di *point bar*. Tale configurazione è assolutamente coerente con il rinvenimento di due diversi lag di fondo canale (L1 ed L2), che possono essere attribuiti, rispettivamente, ai corpi di *outer bank bar* e di *point bar*. Sebbene l'orientazione delle lamine nei corpi di *point bar* non sia chiaramente determinabile a causa della rotazione delle carote durante il loro recupero, è auspicabile pensare che tali depositi immergano in direzione opposta rispetto a quelli associati alle soprastanti barre di *outer bank*.



**Figura 6.1.** Confronto tra le sezioni passanti per il sito A e per il sito B nel 1968 e nel 2014: il corpo di *outer bank bar* è sovrapposto al corpo di *point bar* a causa del progressivo accumulo di depositi nel settore esterno della curva.

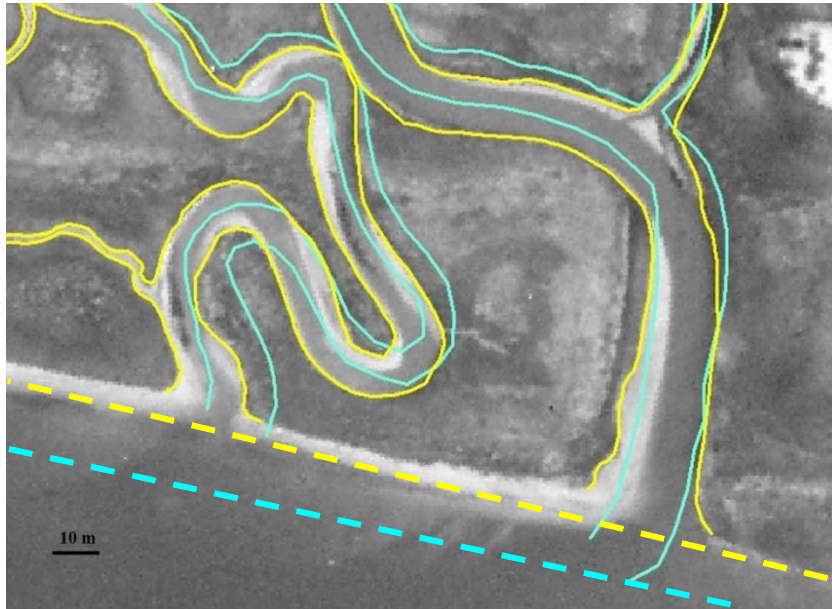
## 6.2 Interpretazione delle analisi di foto aeree

Sulla base di un confronto visivo tra le immagini relative ad anni diversi, in cui sono stati digitalizzati i canali, si riesce a cogliere l'evoluzione della morfologia dell'area in studio, individuando anche le zone in cui questi cambiamenti sono più rilevanti. Verranno di seguito considerati e descritti i punti che si ritiene possano essere i più significativi nello studio dell'evoluzione morfodinamica del canale indagato.

### 6.2.1 Confronto 1938-1968

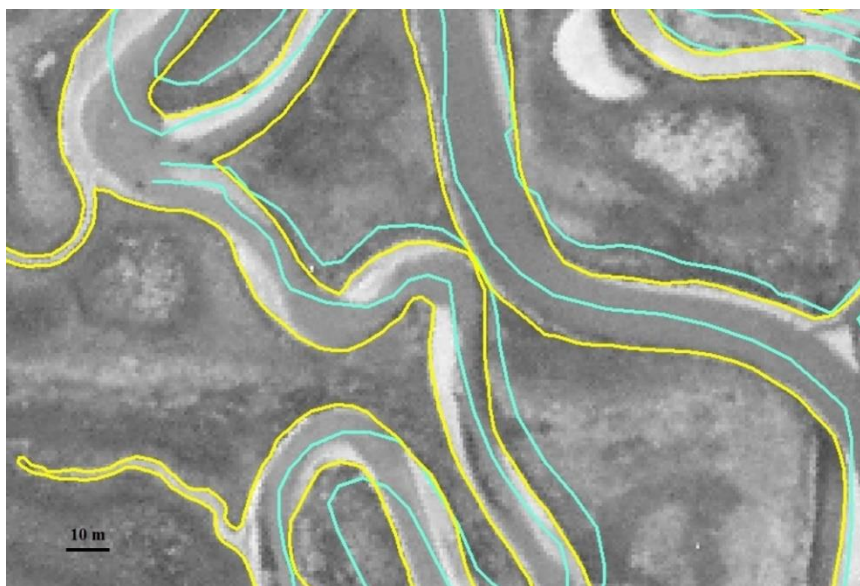
Si nota innanzi tutto come il margine barenale sia regredito nell'arco di questi 30 anni (Figura 6.2). Risulta infatti evidente l'erosione barenale del margine in prossimità del canale San Felice. Questo è dovuto all'effetto combinato dell'erosione dovuta alle correnti di marea e al moto ondoso, principalmente da natanti. Con riferimento alle correnti di marea, il loro effetto risulta importante, presentando nel canale San Felice, adiacente alla omonima barena, larghezze che variano tra 260 m e 340 m nella zona analizzata. La nota relazione geomorfologica che lega l'area liquida della sezione trasversale di un canale a marea,  $\Omega$ , con il prisma di marea che fluisce nella sezione,  $P$  (Legge di O'Brien-Jarrett-Marchi (O'Brien, 1931; Jarrett, 1976; Marchi, 1990; D'Alpaos et al., 2009) attraverso una legge di potenze,  $\Omega=kP^{6/7}$ , suggerisce che all'aumentare del prisma,  $P$ , si osservi un aumento dell'area della sezione liquida,  $\Omega$ . Poiché la laguna di Venezia è attualmente soggetta a fenomeni erosivi, che portano ad un aumento delle portate fluenti nei canali e dei relativi prismi di marea, al citato aumento del prisma deve corrispondere un aumento dell'area delle sezioni liquide e quindi un aumento della larghezza dei canali stessi. Un'altra causa della regressione del margine barenale è data senza dubbio dall'azione dei natanti e dalle onde da essi provocate, vista l'elevata densità di traffico in queste zone (Salviato, 2000). Le onde generate dai natanti impattano i margini della barena e

frangendo provocano importanti effetti erosivi. Si può stimare che lo spostamento del margine barenale sia stato di circa 10 metri tra il 1938 e il 1968.



**Figura 6.2.** Regressione del margine barenale dal 1938 (azzurro) al 1968 (giallo).

Si nota, inoltre, la tendenza evolutiva del meandro in Figura 6.3, che in questo lasso di tempo si avvicina al meandro del canale adiacente. Il canale sarà infatti destinato alla cattura.



**Figura 6.3.** Avvicinamento dei meandri dal 1938 (azzurro) al 1968 (giallo), in cui si toccano.

### 6.2.2 Confronto 1968-1987

Anche in questo caso, come nel precedente, il lasso di tempo intercorso tra l'acquisizione delle due immagini permette di notare evoluzioni morfodinamiche importanti.

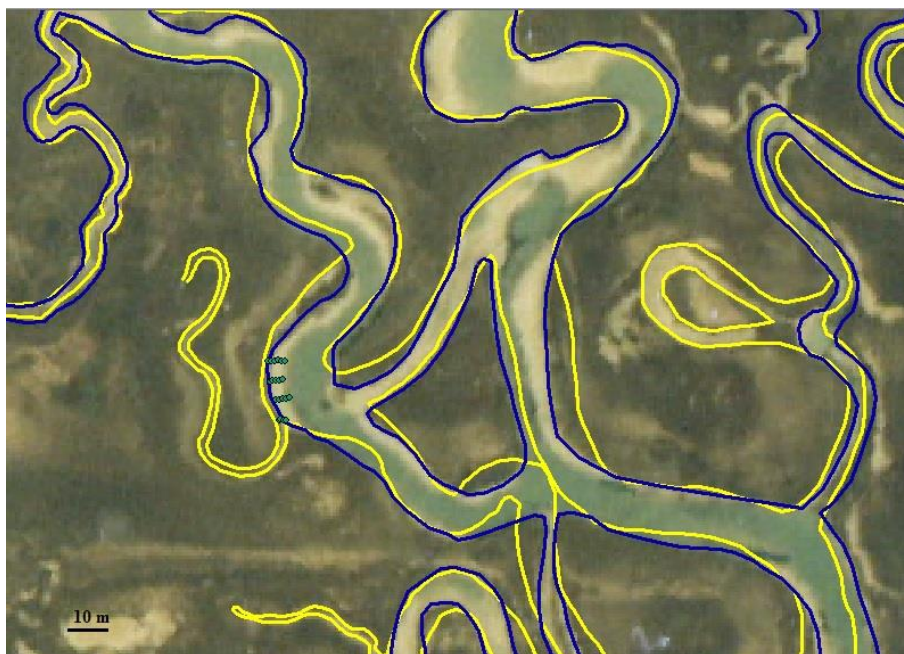
L'arretramento del margine barenale è proseguito di altri 5 metri (Figura 6.4) e sembra così essersi rallentato rispetto agli anni precedenti. Questo dimostra quindi le ipotesi avanzate in precedenza riguardo i fenomeni erosivi che, in modo continuo, interessano il margine in questa zona.



**Figura 6.4.** Regressione del margine barenale dal 1968 (giallo) al 1987 (blu).

Prendendo in considerazione lo stesso meandro di Figura 6.3, si può vedere, come predetto nel paragrafo precedente, che il canale di sinistra è stato catturato da quello adiacente nel corso di questi anni (Figura 6.5). Questo fenomeno è da considerarsi il più importante per quanto riguarda l'evoluzione dei due meandri presi in considerazione in questo lavoro, perché ne ha influenzato l'andamento in modo significativo, apportando modifiche decisive nella struttura della rete, nelle porzioni di barena drenate da ciascun canale, e, quindi, nelle portate fluenti che modellano le sezioni dei canali stessi. Si nota, inoltre, una diminuzione della

sinuosità del canale oggetto dello studio (Figura 6.5), che contraddice, o per lo meno pone interrogativi sulla, osservazione di Pethick (1992) secondo la quale la sinuosità dei canali a marea aumenta nel tempo e può essere utilizzata come metrica per valutare l'età di una barena.



**Figura 6.5.** Cattura del canale e diminuzione della sinuosità del canale in studio, dal 1968 (giallo) al 1987 (blu).

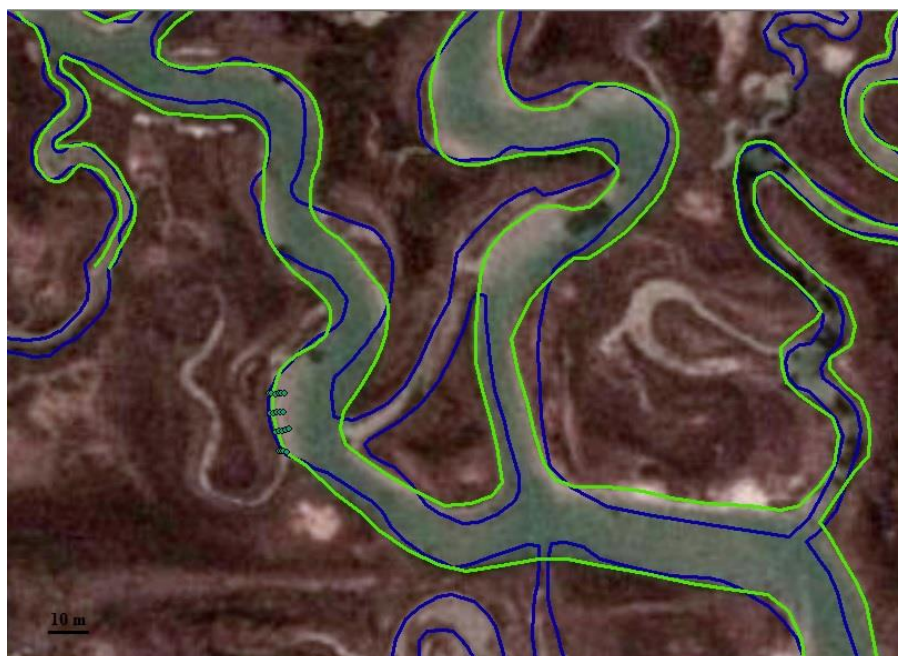
### 6.2.3 Confronto 1987-2007

Il margine barenale è arretrato ancora (circa 7 metri), testimoniando l'azione continua dei fenomeni erosivi in questa zona (Figura 6.6).



**Figura 6.6.** Regressione del margine barenale dal 1987 (blu) al 2007 (verde).

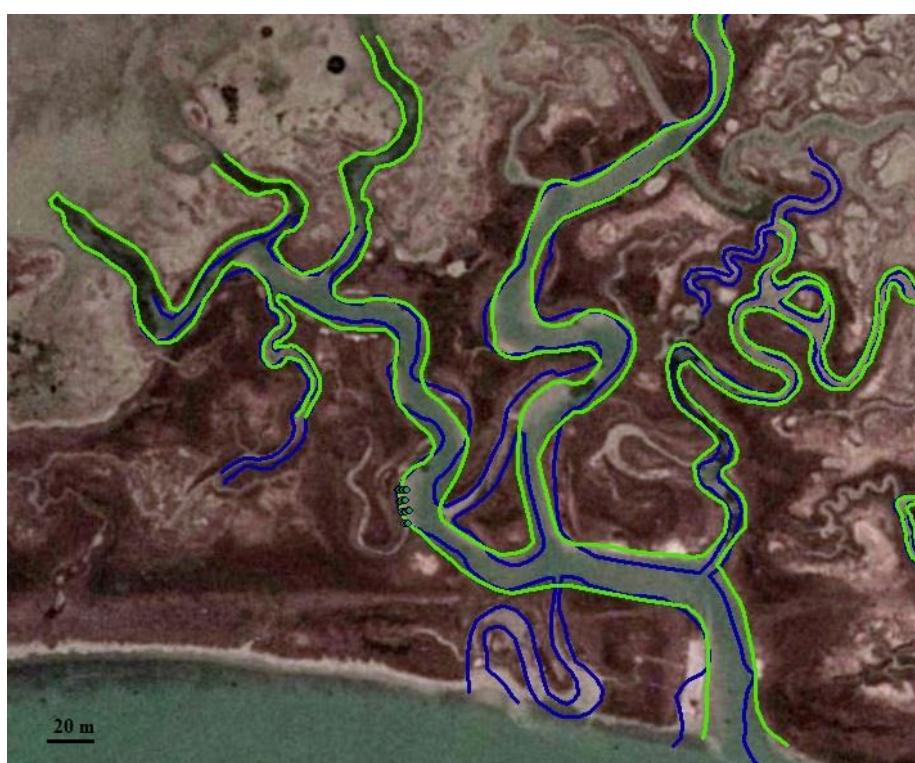
In Figura 6.7 si osserva la chiusura di un tratto di canale, con un conseguente aumento della portata del canale oggetto di studio in questo lavoro. L'aumento delle portate fluenti può essere considerata una delle cause dell'ulteriore diminuzione della sinuosità in questo tratto di canale (Figura 6.7), nonché di un aumento della sua sezione trasversale e della sua larghezza.



**Figura 6.7.** Chiusura di un tratto di canale. Si nota anche una chiara diminuzione della sinuosità ed un aumento della larghezza del canale oggetto di studio dal 1987 (blu) al 2007(verde).



Si possono osservare anche degli accrescimenti nelle appendici delle ramificazioni (Figura 6.8), maggiormente visibili nella porzione più a Nord dell'area indagata, probabilmente dovuti ad un aumento, in queste zone, degli sforzi tangenziali massimi per effetto dell'aumento dei flussi tidali conseguenti all'erosione della superficie di bassofondale nella porzione settentrionale dell'area analizzata.



**Figura 6.8.** Accrescimenti delle appendici della rete di canali, nell'area a Nord della zona considerata, nel 2007 (verde) rispetto al 1987 (blu).

#### 6.2.4 Confronto 2007-2014

La foto satellitare del 2014, esaminata in questo lavoro, mostra, in particolare, il tratto di canale in studio. É apprezzabile, per quanto riguarda il canale indagato, un'ulteriore diminuzione della sinuosità e un aumento della larghezza (Figura 6.9), in continuità con le evoluzioni degli anni precedenti.



**Figura 6.9.** Diminuzione della sinuosità ed aumento della larghezza del canale oggetto di studio dal 2007 (verde) al 2014 (rosa).

In generale, nell'area studiata in questo lavoro, si è verificato nel corso degli anni un costante arretramento del margine barenale, in prossimità del canale San Felice, causato da un'azione continua da parte di fenomeni erosivi importanti. È avvenuta, inoltre, la cattura di un canale da parte del canale adiacente, con importanti variazioni nella struttura di aggregazione della rete, come si evince dalla Figura 6.5. Il canale oggetto della cattura, si è quindi disattivato, interrato e progressivamente chiuso. Questi cambiamenti hanno verosimilmente causato un aumento della portata del canale considerato ed un incremento della velocità delle corrente di marea, che hanno quindi contribuito negli anni a diminuire la sua sinuosità e ad aumentare la sua larghezza, come si può notare in Figura 6.10.



**Figura 6.10.** Immagine in cui sono messe a confronto le configurazioni del canale in studio nel corso degli anni: 1938 (azzurro), 1968 (giallo), 1987 (blu), 2007 (verde), 2014 (rosa).

### 6.3 Interpretazione delle analisi morfometriche

La caratterizzazione quantitativa della geometria del canale oggetto di studio è importante perché consente di mettere a confronto in modo oggettivo i dati ottenuti nei diversi anni, dal 1938 al 2014.

I dati relativi alla larghezza del canale hanno confermato quanto già osservato nel confronto delle foto aeree: è chiaramente visibile un progressivo aumento della larghezza del canale dal 1968 ad oggi (si veda la Figura 5.7). Per quanto riguarda il 1938, non si riconoscono valori della larghezza associabili all'andamento generale degli altri anni.

Anche la curvatura è un termine interessante nell'analisi morfologica dei canali a marea. Nonostante la lettura del grafico di Figura 5.8, che ne riporta i

valori nei diversi anni, non sia così immediata come quella del grafico relativo alla larghezza, si nota una progressiva diminuzione della curvatura nel tempo, mostrando quindi un andamento opposto rispetto a quello della larghezza.

Un altro parametro fondamentale per lo studio dell'evoluzione morfologica del canale è la sua sinuosità. Gli istogrammi relativi ai valori di sinuosità media e massima (si veda la Figura 5.9), mostrano entrambi un aumento dei valori dal 1938 al 1968. Questo fenomeno, visibile più chiaramente nel grafico della sinuosità massima, rispecchia la normale evoluzione di un canale meandriforme. Dal 1968 al 1987 si verifica invece una brusca diminuzione dei valori di sinuosità, probabilmente causata, come già discusso nel confronto tra le foto aeree, dalla cattura del canale adiacente. Questo processo, infatti, ha determinato modifiche decisive nelle portate fluenti che modellano le sezioni dei canali. Dal 1987 al 2014 la sinuosità ha continuato a diminuire progressivamente, contraddicendo dunque le osservazioni di Pethick (1992) secondo cui la sinuosità dei canali a marea aumenta nel tempo. Per una maggiore chiarezza, in Tabella 1 sono riportati i valori numerici, relativi alla sinuosità media e a quella massima, tramite i quali sono stati realizzati gli istogrammi corrispondenti.

Anno	Sinuosità media	Sinuosità massima
1938	1.45	2.33
1968	1.52	3.61
1987	1.22	1.38
2007	1.20	1.35
2014	1.21	1.34

**Tabella 1.** Valori corrispondenti alla sinuosità media e a quella massima, relativi ad ogni anno considerato.

La diminuzione della sinuosità nel canale considerato può essere stata verosimilmente provocata dall'aumento delle portate e dei prismi di marea fluenti attraverso le sue sezioni, in seguito alla cattura precedentemente descritta e alla conseguente riorganizzazione della struttura della rete di canali. I risultati del modello, con riferimento alla distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo, suggeriscono inoltre che la rete sia ancora in una condizione di incisione, con conseguente ulteriore aumento della densità di drenaggio.



---

## 7 Conclusioni

In questo lavoro di tesi è stata analizzata l'evoluzione morfodinamica di un canale a marea, situato nella porzione Nord-orientale della laguna di Venezia, tramite analisi sedimentologiche, confronto di foto aeree relative a diversi anni e analisi morfometriche condotte sulla base di modelli matematici. I risultati ottenuti possono essere riassunti nei seguenti punti:

- L'analisi sedimentologica ha permesso di distinguere diversi tipi di depositi quali: i depositi di barena, quelli di tetto barra, di barra ed infine quelli di lag di fondo canale. L'architettura deposizionale riconosciuta tramite queste analisi ha mostrato una sovrapposizione dei depositi di *outer bank bar* su quelli di *point bar*, rivelando quindi una deposizione di sedimento sul fianco esterno del canale, che ha portato ad una progressiva diminuzione della sinuosità del canale.
- Il confronto delle foto aeree scattate in anni differenti, che coprono un arco temporale che va dal 1938 al 2014, ha mostrato come il canale in esame si sia spostato nel tempo, mettendo in evidenza come la sua sinuosità sia diminuita progressivamente e la sua larghezza sia invece aumentata. Queste evoluzioni sono degne di nota perché contraddicono quanto sostenuto da alcuni autori, secondo i quali la sinuosità dei canali a marea dovrebbe aumentare nel tempo. Si nota, inoltre, come l'evoluzione del canale sia dovuta anche al cambiamento che interessa tutta l'aerea circostante.
- Le analisi morfometriche riguardanti la geometria del canale nei diversi anni hanno permesso di rappresentare in modo quantitativo la sua evoluzione morfologica. Sono stati misurati diversi parametri, ma si è scelto di focalizzare maggiormente l'attenzione sulla larghezza, sulla

---

curvatura e sulla sinuosità. Mettendo a confronto i grafici della larghezza a della curvatura in funzione dell'ascissa curvilinea, relativi ai diversi anni, si è notato come la larghezza del canale sia progressivamente aumentata nel tempo, mentre la sua curvatura sia diminuita. Per quanto riguarda la sinuosità, ne sono stati rappresentati i valori medi e massimi di ogni anno considerato, tramite istogrammi. Si è notato che dopo un aumento della sinuosità del canale, avvenuto dal 1938 al 1968, c'è stata una diminuzione della stessa, prolungatasi fino al 2014, probabilmente causata dall'evoluzione morfologica dell'ambiente circostante.

- Le analisi condotte con un modello idrodinamico semplificato suggeriscono, dal confronto tra le configurazioni del 1938 e del 2007, che i valori dello sforzo tangenziale al fondo stiano aumentando e che quindi la rete si stia sviluppando ulteriormente innervando la barena San Felice. La densità di drenaggio risulta essere aumentata tra il 1938 e il 2007, così come i prismi di marea che fluiscono attraverso le sezioni dei canali. L'aumento dei flussi attraverso le sezioni del canale analizzato hanno verosimilmente portato alla diminuzione della sinuosità osservata sulla base delle foto aeree e delle analisi morfometriche.

In conclusione, i risultati ottenuti hanno evidenziato come l'evoluzione morfodinamica dei meandri a marea non segua i criteri generalmente validi per i meandri fluviali. Nel caso dei canali meandriformi a marea, infatti, l'evoluzione morfologica non è dettata solo da quel che avviene in un tratto di lunghezza pari ad alcune larghezze del canale, ma è invece governata da variazioni morfologiche che interessano scale spaziali molto più ampie. L'ambiente circostante, nel suo insieme, assume quindi un ruolo fondamentale in questo tipo di dinamiche.



---

## Bibliografia

- Allen, J.R.L. (1982), *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis* (Vol. II). Amsterdam: Elsevier Science Publishers.
- Allen, J. R. L. (2000), Morphodynamics of Holocene salt marshes: A review sketch from the Atlantic and southern North Sea coasts of Europe, *Quat. Sci. Rev.*, 19, 1155-1231.
- Barwis, J.H. (1978), Sedimentology of some South Carolina tidalcreek pointbars and a comparison with their fluvial counterparts. In: Miall AD (ed) *Fluvial sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5. Canadian
- Barwis, J.H., M.O. Hayes (1979), Regional patterns of modern barrier island and tidal inlet deposits as applied to paleoenvironmental studies. In: Ferm JC, Horne JC, Weisenfl uh GA, Staub JR (eds) *Carboniferous depositional environments*
- Belluco, E. (2001), L'analisi spazio-temporale della morfologia di ambienti a marea: applicazioni alla Laguna di Venezia. Master's thesis, Department IMAGE, University of Padova.
- Brambati, A., L. Carbognin, T. Quaia, P. Teatini, and L.Tosi (2003), The lagoon of Venice: geological setting, evolution and land subsidence. *Episodes*, vol. 26, no. 3, 264-268
- D'Alpaos, A, S. Lanzoni, M. Marani, S. Fagherazzi, and A. Rinaldo (2005), Tidal network ontogeny: channel initiation and early development. *J Geophys Res.* doi: 101029/2004JF000182.
- D'Alpaos, A., S. Lanzoni, M. Marani, and A. Rinaldo (2009), On the O'Brien-Jarrett-Marchi law, *Rend. Lincei*, 20, 225 –236

- 
- D'Alpaos, L. (2010), Fatti e misfatti di idraulica lagunare: la laguna di Venezia dalla diversione dei fiumi alle nuove opere alle bocche di porto. Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti 44 Memorie.
- Dalrymple, R. W., Choi, K. (2007), Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81, 135-174.
- Eisma, D. (1998), Intertidal deposits: river mouths tidal flats and coastal lagoons. CRC Press, New York.
- Fagherazzi, S., E.J. Gabet, D.J. Furbish, (2004), The effect of bidirectional flow on tidal channel platforms. *Earth Surface Processes and Landforms*(29), 295-309. doi:0.1002/esp.1016
- Fagherazzi, S., M.L. Kirwan, S.M. Mudd, G.R. Guntenspergen, S. Temmerman, A. D'Alpaos, J. van de Koppel, J.M. Rybczyk, E. Reyes, C. Craft, and J. Clough (2012), Numerical models of salt marsh evolution: ecological, geomorphic, and climatic factors. *Rev. Geophys.*, 50, RG1002. doi:10.1029/2011RG000359
- French, J.R., D.R. Stoddart (1992), Hydrodynamics of salt-marsh creek systems – implications for marsh morphological development and material exchange. *Earth Surface Processes and Landform* 17(3), 235–252.
- Friedrichs, C.T., J.E. Perry (2001), Tidal Salt Marsh Morphodynamics. *Journal of Coastal Research* 27, 7-37.
- Gabet, E.J. (1998), Lateral migration and bank erosion in a saltmarsh tidal channel in San Francisco Bay, California, *Estuaries* 4B, 745–753.
- Garofalo, D. (1980), The influence of wetland vegetation on tidal stream migration and morphology. *Estuaries* 3, 258–270.

- 
- Gatto, P., L. Carbognin (1981), The Lagoon of Venice: natural environmental trend and man-induced modification. *Hydrological Sciences Bulletin*, 26/4/12, 379-391.
- Hood, W.G. (2006), A conceptual model of depositional rather than erosional tidal channel development in the rapidly prograding Skagit River Delta (Washington USA). *Earth Surf Proc Land*. doi: 101002/esp1381
- Hood, W.G. (2010), Tidal channel meander formation by depositional rather than erosional processes: examples from the prograding Skagit River Delta (Washington, USA). *Earth Surf Proc Land* 35, 319–330.
- Hughes, Z.J. (2012), Tidal Channels on Tidal Flats and Marshes. In R. A. Davis, and R. W. Dalrymple, *Principles of Tidal Sedimentology*, Springer, 269-300.
- Jarrett, J. T., 1976. Tidal prism-inlet area relationships, No. WES-GITI-3, Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Leonard, L.A., M.E. Luther (1995), Flow hydrodynamics in tidal marsh canopies. *Limnology and Oceanography* 40 (8), 1474–1484.
- Leopold, L.B., M.G. Wolman, and J.P. Miller (1964), Fluvial Processes in Geomorphology. Freeman Press, San Francisco. Linear development, *J. Fluid Mech.*, 112, 363– 377.
- Marani, M., E. Belluco, A. D’Alpaos, A. Defina, S. Lanzoni, and A. Rinaldo (2003), On the drainage density of tidal networks. *Water Resour Res*. doi: 101029/2001WR001051
- Marani, M., E. Belluco, S. Ferrari, S. Silvestri, A. D’Alpaos, S. Lanzoni, A. Feola, and A. Rinaldo (2006), Analysis, synthesis and modelling of high-resolution observations of salt-marsh eco-geomorphological patterns in the Venice lagoon. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 69(3–4), 414–426. doi:10.1016/j.ecss.2006.05.021

- 
- Marani, M., S. Lanzoni, D. Zandolin, G. Seminara, and A. Rinaldo (2002), Tidal meanders. *Water Resources Research*, 38(11). doi: 101029/2001WR000404
- Marani, M., S. Lanzoni, S. Silvestri, and A. Rinaldo (2004), Tidal landforms, patterns of halophytic vegetation and the fate of the lagoon of Venice. *J. Mar. Syst.*, 51(1–4), 191–210. doi:10.1016/j.jmarsys.2004.05.012.
- Marchi, E., 1990. Sulla stabilità delle bocche lagunari a marea, *Rend. Fisici Accad. Lincei*, 9, 137 – 150.
- O'Brien, M. P., 1931. Estuary tidal prisms related to entrance areas, *Civil Engineering*, 1(8), 738–739.
- Pethick, J.S., 1992. Saltmarsh geomorphology. In: Allen, J.R.L., Pye, K. (Eds.), *Saltmarshes, Morphodynamics, Conservation and Engineering Significance*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 41–62.
- Rinaldo, A., S. Fagherazzi, S. Lanzoni, and M. Marani (1999a), Tidal networks: 2 Watershed delineation and comparative network morphology. *Water Resources Research* 35(12), 3905-3917.
- Rinaldo, A., S. Fagherazzi, S. Lanzoni, M. Marani, and W.E Dietrich (1999b), Tidal networks: 3 Landscape-forming discharges and studies in empirical geomorphic relationships. *Water Resources Research* 35(12), 3919–3929.
- Zandolin, D. (1999), *Analisi Morfologica delle Reti a Marea*, doctoral thesis, Univ. di Padova, Padova, Italy.
- Zecchin, M., G. Brancolini, L. Tosi, F. Rizzetto, M. Caffau, and L. Baradello (2009), Anatomy of the Holocene succession of the southern Venice lagoon revealed by very high-resolution seismic data. *Continental Shelf Research* 29, 1343-1359.