



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze  
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE  
IN  
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**ANALISI DELLE CARATTERISTICHE  
MORFOMETRICHE E SEDIMENTOLOGICHE  
DI UN MEANDRO A MAREA IN LAGUNA DI  
VENEZIA**

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

*Laureanda: Marta Pastro*

ANNO ACCADEMICO 2015/ 2016



---

# Indice

Abstract .....	5
Riassunto .....	6
1 Introduzione.....	9
2 Inquadramento geologico-geografico: la laguna di Venezia.....	13
2.1 Tipiche strutture morfologiche .....	15
2.1.1 Le barene .....	16
2.1.2 I bassifondi .....	18
2.1.3 I canali .....	18
2.2 Fattori che influenzano la dinamica delle barene .....	21
2.2.1 Ruolo della vegetazione .....	22
2.3 Storia della laguna di Venezia.....	24
2.3.1 Origine.....	25
2.3.2 Evoluzione.....	26
2.4 Area di studio: la barena San Felice .....	27
3 I meandri.....	29
3.1 Meandri fluviali .....	31
3.1.1 Caratteristiche morfologiche .....	31
3.1.2 Genesi dei meandri e modelli di sviluppo .....	33
3.1.3 Dinamica e migrazione dei meandri.....	34
3.1.4 Pattern di flusso .....	37
3.1.5 Sedimentazione .....	40
3.2 Meandri a marea .....	43

---

3.2.1	Caratteristiche morfologiche e relazioni geomorfologiche significative .....	43
3.2.2	Ontogenesi dei canali tidali .....	49
3.2.3	Idrodinamica.....	52
3.2.4	Sedimentazione .....	56
3.3	Meandri fluviali e meandri tidali a confronto .....	59
4	Acquisizione dei dati e metodi di analisi .....	61
4.1	Campionamento .....	61
4.2	Analisi sedimentologiche .....	65
4.3	Digitalizzazione della rete di canali .....	65
4.4	Modello di analisi morfologica dei canali a marea .....	69
4.5	Modello idrodinamico semplificato di Poisson.....	75
4.5.1	Lunghezza dei percorsi fuori rete.....	78
4.5.2	Andamento dello sforzo tangenziale .....	80
5	Risultati .....	83
5.1	Analisi sedimentologiche .....	83
5.2	Risultati del modello di analisi morfologica dei canali a marea	102
5.3	Risultati del modello idrodinamico semplificato di Poisson..	110
6	Discussioni .....	115
6.1	Interpretazione delle analisi sedimentologiche .....	115
6.2	Interpretazione delle analisi morfometriche.....	125
7	Conclusioni.....	131
	Bibliografia .....	133

## **Abstract**

Branching and meandering tidal channels, provide preferential pathways for the tide to propagate and for the transport of sediments within tidal systems, thus playing a critical role on their morphodynamic evolution. To address issues of conservation of tidal systems, exposed as they are to the effects of climate changes and increasing human interference, it is therefore of critical importance to improve current understanding of the origins and evolution of tidal meandering channels, together with their morphological characteristics, and the sedimentary structures emerging from their evolution. The present work addresses this important issue, focusing on the study of meandering tidal channels cutting through the San Felice salt marsh, in the northern part of the Venice Lagoon. The study is carried out by combining morphometric and sedimentological analyses, together with mathematical modeling. The planimetric configuration of a network of saltmarsh channels (determined through the use of a high resolution aerial photograph) was analyzed on the basis of a mathematical model that allowed us to quantitatively define the morphological characteristics of considered network. The sedimentological analyses were focused on a small winding channel, where 100 cores across 16 transects were collected. These analyses have allowed us to distinguish three main types of deposits: salt-marsh deposits, channel fill deposits and tidal-flat deposits. Their correlation has emphasized the presence of an erosive trend in proximity of the channel tip, whereas a depositional trend dominates the portion of the channel towards the outlet section. The occurrence of a lateral migration of the meanders that characterize the small channel is also observed based on the sedimentological structures. A mathematical model was then applied that allows one to describe the fundamental characteristics of the hydrodynamic circulation in tidal areas, such as the distribution of the bottom

shear stresses, which control the erosion processes. The sedimentological analyses support modeling results, as well as conceptual and mathematical models of channel initiation previously proposed in the literature, according to which headward erosion is a major process in network development.

The results show limited similarities between meandering fluvial and tidal channels, and suggest that the study of tidal meanders requires the development of specific theories and modeling frameworks, challenging the possibility of applying models developed for fluvial settings.

## Riassunto

I canali a marea, spesso ramificati e meandriiformi, costituiscono percorsi preferenziali per la propagazione dell'onda di marea e il trasporto di sedimenti e svolgono un ruolo di primaria importanza nel governare l'idrodinamica e l'evoluzione morfodinamica dei sistemi a marea. Per affrontare i problemi legati alla conservazione degli ambienti di marea, attualmente esposti agli effetti dei cambiamenti climatici e a crescenti pressioni antropiche, è di fondamentale importanza migliorare l'attuale comprensione dei processi che regolano la formazione e lo sviluppo dei canali a marea e delle loro caratteristiche morfologiche, assieme alle strutture sedimentarie legate alla loro evoluzione. Questo tema è affrontato nel presente lavoro di tesi, che si concentra sullo studio di meandri a marea nella barena San Felice, nel settore nord orientale della Laguna di Venezia. Lo studio è stato condotto coniugando analisi morfometriche, sedimentologiche e modellistiche. La configurazione planimetrica di una rete di canali di barena (*ghebi*) è stata analizzata, a partire da un'ortofoto ad alta risoluzione, sulla base di un modello matematico che ha permesso di definire in modo quantitativo i caratteri morfologici delle rete a marea considerata. Le analisi sedimentologiche si sono concentrate su un piccolo *ghebo*, dove sono state

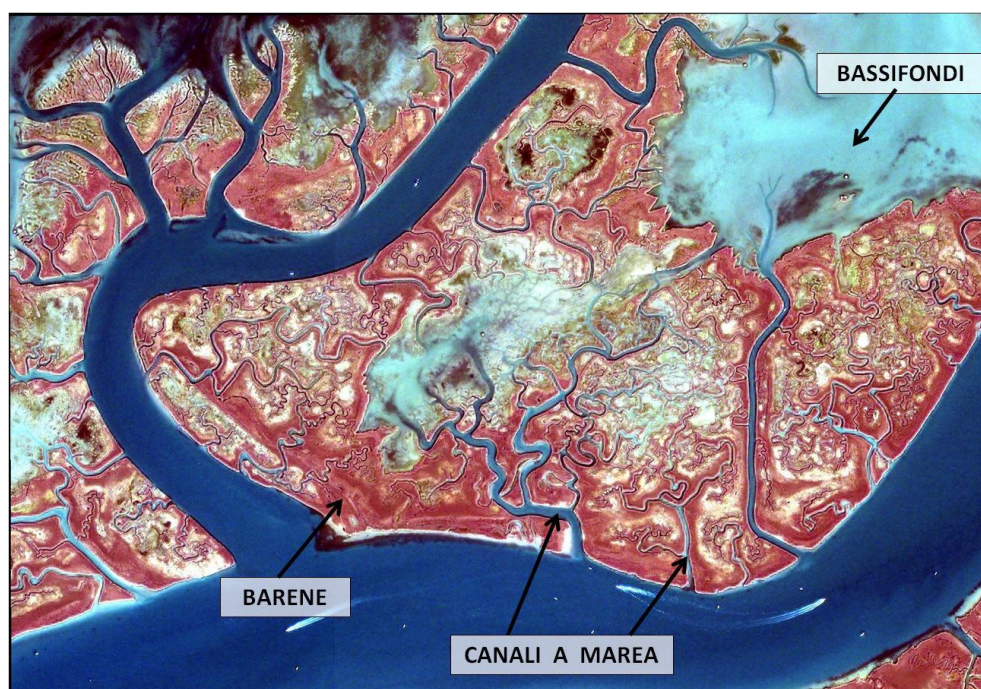
prelevate 100 carote in 16 transetti lungo il tracciato del *ghebo* stesso. Questo studio ha permesso di distinguere tre tipi principali di depositi: depositi di barena, depositi di riempimento di canale e depositi di bassofondo. La loro correlazione ha dimostrato la presenza un trend erosivo alla testa del canale, e deposizionale verso la sua parte terminale, fino a quando il piccolo *ghebo* confluisce in un canale di dimensioni maggiori. La presenza di laminazione ha evidenziato l'esistenza di una migrazione laterale dei meandri che caratterizzano il piccolo canale. E' stato quindi applicato un modello matematico che permette di descrivere i caratteri fondamentali della circolazione idrodinamica in ambienti a marea, come ad esempio la distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo che controllano i processi erosivi. Le analisi sedimentologiche supportano i risultati di tale modello, così come quanto precedentemente sostenuto da alcuni autori, sulla base di modelli concettuali e matematici, secondo i quali lo sviluppo dei canali per crescita in testa (*headward growth*) rappresenta uno dei processi fondamentali nella formazione e nello sviluppo dei canali a marea.

I risultati evidenziano limitate analogie tra i canali meandriiformi fluviali e mareali, e suggeriscono che lo studio dei meandri a marea richieda lo sviluppo di teorie e modelli specifici, non essendo sempre possibile l'applicazione di modelli fluviali al caso tidale.



# 1 Introduzione

Le zone costiere, come le lagune, sono ambienti altamente dinamici in cui l'azione di forzanti esterne produce continue modificazioni delle morfologie presenti, determinando una rapida evoluzione di questi ambienti. Dal punto di vista morfologico, forme caratteristiche degli ambienti a marea e delle lagune dell'Alto Adriatico in particolare, sono riconducibili principalmente a tre diversi ambienti: le barene, i bassifondi e le velme, e la rete dei canali (Figura 1.1).



**Figura 1.1:** Immagine Ikonos di una porzione della Laguna di Venezia, in adiacenza al canale san Felice, nella quale si possono distinguere le forme caratteristiche degli ambienti a marea come le barene, i bassifondi e le velme, e la rete dei canali.

Le zone costiere esistono in una condizione di equilibrio dinamico, dove diversi fattori agiscono, sia sul piano verticale che orizzontale, a determinare la

stabilizzazione o il deterioramento delle strutture morfologiche presenti (Day et al., 1999; Marani et al., 2007). I principali processi che agiscono sul piano verticale sono dati dalla combinazione di variazioni del livello del mare e dalla subsidenza, possibilmente compensati dall'accrezione verticale per deposizione di sedimento inorganico e organico. Il bilancio tra questi processi è complicato dall'interazione di fattori fisici con la componente biologica che svolge un ruolo determinante nell'evoluzione e nella dinamica degli ambienti a marea. Sul piano orizzontale, invece, assumono grande importanza, per gli ambienti lagunari, le reti di canali a marea, attraverso i quali le acque alimentano, nella fase di flusso, e drenano, nella fase di riflusso, i bacini a marea. I canali che innervano barene e bassifondi controllano, quindi, l'idrodinamica e lo scambio di sedimenti e nutrienti tra i diversi sottoambienti presenti in un bacino a marea. Per prevenire il deterioramento di queste strutture e consentire, quindi, la preservazione delle morfologie degli ambienti a marea, è estremamente importante comprendere a fondo i processi che controllano gli ecosistemi tidali così come le dinamiche che controllano l'evoluzione morfologica dei sistemi stessi.

Nonostante reti di canali a marea esercitino un ruolo fondamentale sull'idrodinamica e la morfodinamica degli ambienti tidali, i meccanismi che governano il loro sviluppo e la loro evoluzione hanno ricevuto molta meno attenzione rispetto alle reti fluviali (e.g., Leopold et al., 1964; Rodriguez-Iturbe e Rinaldo, 1997; Hughes, 2012). Le caratteristiche dei canali meandriformi sono state indagate in modo ancora più limitato, essendo davvero pochi gli studi nei quali sono state analizzate la loro configurazione planimetrica, le loro caratteristiche morfometriche e la loro evoluzione morfodinamica (Gabet, 1998; Marani et al., 2002; Solari et al., 2002; Fagherazzi et al., 2004). Nella maggior parte dei casi, inoltre, i canali meandriformi in ambienti tidali sono comunemente studiati utilizzando approcci e teorie sviluppati per i meandri fluviali. Questo tipo di approccio è largamente usato negli studi che analizzano le caratteristiche morfologiche e l'evoluzione morfodinamica dei canali a marea (Rinaldo et al., 1999a, b; D'Alpaos et al., 2005; Fagherazzi et al., 2004), benché vi siano

---

differenze considerevoli tra canali meandriiformi tidali e fluviali, sia dal punto di vista idrodinamico, che sedimentologico.

Questa tesi, dunque, si propone, innanzitutto, di ampliare e integrare le conoscenze relative alla morfologia e all'evoluzione morfodinamica dei canali a marea. Inoltre, attraverso un continuo confronto con la controparte fluviale, la tesi mira a valutare se i modelli di sviluppo ed evoluzione dei meandri fluviali possano essere applicati anche al caso tidale, o se i meandri a marea richiedano specifici modelli di sviluppo.

A questo scopo è stata analizzata la morfologia della rete di canali a marea della barena San Felice in Laguna di Venezia. Attraverso un modello matematico sono state analizzate le proprietà geometriche dei canali tidali, in particolare la loro evoluzione planimetrica e le caratteristiche dei singoli meandri, che sono state successivamente confrontate con dati relativi alla controparte fluviale. Si è, inoltre, studiata l'efficienza del drenaggio della rete a marea della barena sopra citata, sempre mantenendo un approccio di analisi comparativa tra le morfologie tidali e quelle fluviali.

Considerata la conoscenza limitata in termini di architettura dei depositi associati ai meandri a marea, in questo lavoro si è voluto studiare anche la distribuzione di facies sedimentarie mediante l'analisi sedimentologica di carote prelevate in sezioni trasversali di un *ghebo* nella barena San Felice.



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

La laguna di Venezia rappresenta il maggiore corpo d'acqua salmastra del Mediterraneo, sopravvissuto al sistema di lagune che in epoca romana bordava la costa Adriatica da Ravenna a Trieste (Brambati et al., 2003). Essa presenta una forma arcuata, allungata da sud-ovest a nord-est, per una lunghezza di 50 km e larghezza di 8-14 km, ricoprendo una superficie di circa 550 km<sup>2</sup> (Brambati et al., 2003), di cui l'8% è occupato da aree sopra il livello del mare, come litorale, isole e casse di colmata, l'11,9% da canali e l'80,1% è costituito da ambienti tipici della zona intertidale, in particolare barene e bassifondi (Figura 2.1). La laguna è racchiusa da sistemi di foci fluviali: a sud sfociano il Brenta, l'Adige e il Po che costituisce un ampio apparato deltizio, mentre a nord trovano sbocco il Sile e il Piave. Il lato verso mare è invece delimitato dalla freccia litoranea del Cavallino a nord-est, dalle due isole barriera di Lido e Pellestrina, infine dall'ala sinistra del delta del Brenta (Bondesan et al., 2008). Attualmente la laguna risulta connessa al mare da tre bocche di porto (o *inlets*), chiamate Lido, Malamocco e Chioggia, le quali permettono uno scambio attivo con le acque del mare che, attraverso queste vie d'accesso, entrano ed escono dalla laguna al variare della marea.

La laguna di Venezia è caratterizzata da un regime microtidale semidiurno con ampiezze di marea di sigizie alle bocche di circa  $\pm 0.7$  m rispetto al livello medio del mare (Marani et al., 2004), per un'escursione di marea totale (*tidal range*) di 1.4 m (Marani et al., 2006).

L'attuale configurazione della laguna di Venezia e la sua morfologia sono il risultato di una complessa interazione fra processi naturali, in particolare la subsidenza del suolo, le variazioni del livello medio del mare e l'apporto di

sedimenti ad opera dei fiumi (Gatto e Carbognin, 1981), nonché l'azione esercitata dalle correnti di marea e dal moto ondoso (D'Alpaos, 2010), e processi antropici che fin dal 1400 AD hanno influenzato drasticamente la naturale evoluzione del bacino lagunare (Gatto e Carbognin, 1981). Gli interventi umani di diversione dei fiumi, atti a contrastare i fenomeni di interrimento a cui la laguna era soggetta, causati dall'intensa deposizione di sabbie fluviali, hanno favorito la comparsa di processi erosivi sempre più intensi. Questa tendenza all'erosione è stata ancor più accentuata dalla sommersione naturale del bacino lagunare (D'Alpaos, 2010) e, dopo la seconda Guerra Mondiale, dalla subsidenza di origine antropogenica, indotta dall'estrazione di acque dal sottosuolo (Gatto e Carbognin, 1981; Brambati et al., 2003). La costante azione dell'uomo, il quale ha modificato continuamente i caratteri idrodinamici e morfologici del bacino, è quindi fondamentale per spiegare l'inversione di tendenza che ha caratterizzato la laguna di Venezia, che, soggetta all'erosione e alla distruzione delle strutture morfologiche, si sta trasformando in un vero e proprio braccio di mare (D'Alpaos, 2010).



**Figura 2.1:** La laguna di Venezia in una recente immagine satellitare

## 2.1 Tipiche strutture morfologiche

La laguna di Venezia, come tutti gli ambienti intertidali connessi al mare e soggetti a fluttuazioni tidali, presenta, dal punto di vista morfologico, forme caratteristiche, la cui origine ed evoluzione sono determinate principalmente dall'apporto solido di origine fluviale o marina, dall'azione delle maree e delle onde generate dal vento.

Queste strutture presentano un ruolo fondamentale, in quanto sono in grado di influenzare l'idrodinamica locale e svolgono, inoltre, importanti funzioni dal punto di vista ecologico.

Le tipiche forme che contraddistinguono le lagune costiere alto adriatiche, come del resto ambienti estuarini in diverse parti del mondo, possono essere raggruppate in tre tipologie: le barene, i bassifondi e la rete di canali. La Figura 2.2 rappresenta in modo schematico come si distribuiscono nella laguna di Venezia questi tre diversi ambienti.



**Figura 2.2:** Distribuzione delle tipiche forme lagunari in laguna di Venezia. (D'Alpaos e Defina, 2007)

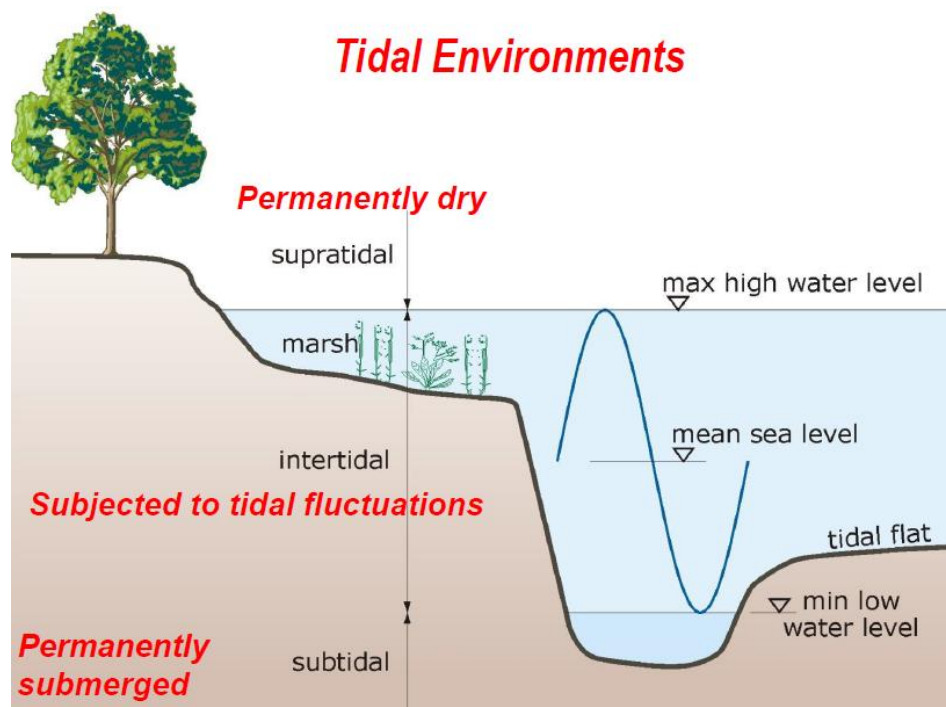
### 2.1.1 Le barene

Le barene sono zone di transizione tra terre emerse e ambiente marino, composte prevalentemente da sedimenti limoso-argillosi. Essendo localizzate appena sopra al livello del medio mare (Marani et al., 2004), esse costituiscono, dal punto di vista topografico, l'ambiente tidale a elevazione superiore, come è possibile osservare in Figura 2.3, nella quale le tre tipologie di forme lagunari sopra descritte sono rappresentate nel piano verticale, in modo da evidenziare come si distribuiscono con riferimento alle quote riferite al livello medio del mare. La posizione delle barene nel piano verticale fa sì che queste superfici approssimativamente piatte, siano regolarmente inondate dalle maree, in media due volte al giorno nel caso della laguna di Venezia. Questi periodi di sommersione sono tali da permettere comunque, in tutta l'area, la colonizzazione di vegetazione alofila (Marani et al., 2004), ovvero macrofite che si sono adattate a vivere in suoli ad alto contenuto salino e ad elevata saturazione (Marani et al., 2006). Le alofile (o "alofite") sono le uniche specie capaci di crescere su suoli salati parzialmente emersi come le superfici di barena, caratterizzati dalla presenza di acque circolanti che possiedono, a causa degli apporti di acqua marina e dell'intensa evaporazione, concentrazioni saline più elevata di quella dell'acqua marina, almeno superiori all'1-2%. Come accennato sopra, la topografia delle barene risulta sostanzialmente tabulare, ma vi sono piccoli gradienti di elevazione che condizionano fortemente la distribuzione spaziale della vegetazione, la quale risulta organizzata in "macchie" (Pennings et al., 2005; Marani et al., 2004; Marani et al., 2006; Marani et al., 2013). La vegetazione rappresenta una componente essenziale per la stabilità della barena (Fagherazzi et al., 2012), in quanto essa influenza la circolazione idrodinamica ed il trasporto dei sedimenti (Friedrichs and Perry, 2001). La vegetazione alofila favorisce una maggior sedimentazione di suolo inorganico, per la maggiore resistenza offerta al flusso, con conseguente diminuzione della velocità e della turbolenza (Leonard e Luther, 1995); intrappola il sedimento in sospensione per cattura diretta di particelle da parte di steli e foglie (Mudd et al., 2010) e produce un accumulo diretto di materia

organica, incrementando i tassi di accrescimento verticali (Morris et al., 2002 e Mudd et al., 2009).

La vegetazione, inoltre, è in grado di smorzare la risospensione del sedimento, indotta dall'azione delle onde da vento (Friedrichs e Perry, 2001).

Le barene giocano un ruolo importante nella dinamica geomorfologica e biologica delle aree intertidali (D'Alpaos et al., 2012): esse attenuano l'azione del moto ondoso sulle coste proteggendole e agiscono da zone di intrappolamento del sedimento (Marani et al., 2006). Le barene sono componenti ecologicamente importanti degli ambienti a marea, perché forniscono sostanziosi servizi ecosistemici: trattengono sostanze nutrienti dalle acque, depurano le acque da inquinanti e costituiscono un serbatoio per l'immagazzinamento di carbonio organico (Chmura et al., 2003; Kirwan e Mudd, 2012).



**Figura 2.3:** Rappresentazione schematica di ambienti tidali generici. È indicata la distinzione tra zona subtidale, intertidale e supratidale in funzione dei livelli medi di alta (*max high water level*) e bassa marea (*min low water level*). È possibile osservare la diversa quota assunta dalla barena (*marsh*) e dal bassifondo (*tidal flat*) raffigurati, in relazione al livello del medio mare (*mean sea level*). (Cortesia di Marco Marani).

### 2.1.2 I bassifondi

I bassifondi sono aree caratterizzate da una elevazione inferiore rispetto alle barene, essendo localizzati al di sotto o in prossimità del livello del medio mare (Figura 2.3). Si trovano generalmente adiacenti ai canali lagunari principali e sono sommersi per la maggior parte della fluttuazione tidale (Marani et al., 2004). Queste piane limose vengono indicate nella letteratura internazionale principalmente col termine *tidal flats*, ma è stato assegnato anche il nome locale di *velme* (Bondesan et al., 2008) per i bassifondi posizionati a quote superiori, purché al di sotto del livello medio del mare. La loro quota, consentendo l'emersione solo in condizioni di pronunciate basse maree, non permette alla vegetazione alofila di attecchire, ma è comunque ospitato un diverso ecosistema marino, costituito da fanerogame marine, alghe, piccoli crostacei e comunità microbiche bentoniche. La scarsa vegetazione consente facilmente 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).

### 2.1.3 I canali

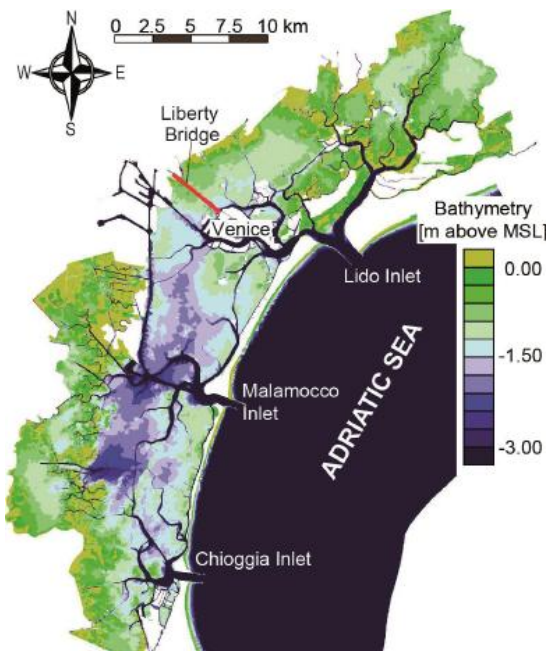
L'ultima componente fondamentale dell'ambiente lagunare è rappresentata dai canali che incidono barene e bassifondi. La rete di canali a marea è costituita da strutture connesse e ramificate in cui l'acqua fluisce per effetto delle oscillazioni mareali. Le reti di canali costituiscono appunto le vie preferenziali per il trasporto delle acque nelle fasi di flusso (*flood*<sup>1</sup>) e di riflusso (*ebb*<sup>2</sup>), ma anche per lo scambio di sedimenti e nutrienti tra il mare e l'area intertidale (Fagherazzi

---

<sup>1</sup> *Flood*: fase in cui la corrente tidale entra nella laguna in conseguenza della risalita del livello del mare da una bassa marea alla successiva alta marea.

<sup>2</sup> *Ebb*: rappresenta l'uscita della corrente tidale dalla laguna, al passaggio da un'alta marea alla successiva bassa marea.

et al., 2012; Hughes, 2012). I canali lagunari principali partono dalle bocche di porto e si diramano in bracci minori solcando le barene. In corrispondenza delle bocche di porto (*inlets*), essi risultano più profondi. Questo è dovuto alla maggiore erosione generata dalle correnti mareali in questi punti, che hanno visto incrementare i loro effetti nel corso dei secoli per l'alta dinamicità indotta dagli interventi dell'uomo, i quali hanno comportato un incremento della velocità delle correnti e del prisma di marea, che rappresenta il volume d'acqua che transita in una data sezione del canale (in questo caso la bocca) in fase di flusso o nella successiva fase di riflusso. In prossimità delle bocche le velocità sostenute esercitano sforzi tangenziali che superano un certo valore critico che è funzione delle dimensioni e della natura del sedimento, permettendo la mobilità e, dunque, la risospensione e il trasporto dei sedimenti al fondo. Allontanandosi dai canali principali, verso l'interno della laguna, gli sforzi tangenziali decadono progressivamente raggiungendo valori che impediscono alle correnti di marea di mobilitare il sedimento (D'Alpaos, 2010). Questo determina l'attuale configurazione batimetrica della laguna, per lo meno con riferimento alla rete di canali, rappresentata in Figura 2.4.



**Figura 2.4:** Batimetria della laguna di Venezia ottenuta da recenti (2003) e accurati dati batimetrici (Da D'Alpaos et al., 2013).

I canali minori vengono definiti come *tidal creeks* o, secondo un'espressione dialettale veneziana, *ghebi*. Sono piccoli canali tidali meandriformi che drenano barene e velme quando la marea si ritira nella fase di riflusso e le inondano ad ogni ciclo tidale. Lo sviluppo della 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). I *ghebi* ed i canali minori che innervano le barene sono fondamentali in quanto forniscono una sorgente di sedimenti e nutrienti per l'ecosistema barena (Fagherazzi et al., 2012). I sedimenti che vengono trasportati attraverso i *ghebi* possono avere diversa natura:

- sedimento che deriva dalle barene stesse, quando l'erosione esercitata dalla marea in fase di flusso o riflusso comporta il collasso delle sponde dei *creeks*;
- sedimento che è stato portato in sospensione dal fondo e mobilitato dall'azione delle correnti o dalle onde generate dal vento e dai natanti in navigazione (D'Alpaos, 2010);
- sedimento che è stato introdotto dai corsi d'acqua.

Nelle barene trova posto un'altra struttura morfologica caratteristica, rappresentata dai *chiari*, ovvero piccoli spettri d'acqua salmastra o piovana poco profondi, imprigionati nelle barene. I meccanismi che portano alla formazione di queste strutture morfologiche non sono del tutto condivisi in letteratura. Alcuni ne attribuiscono l'origine all'interrimento e al conseguente abbandono di un *ghebo* che lascia una depressione in superficie dove l'acqua ristagna. Altri, suggeriscono invece che i *ghebi* possano originarsi dai *chiari* per favorire lo scambio di flussi d'acqua tra queste strutture e specchi d'acqua più ampi. In ogni caso, l'acqua salina trattenuta nei *chiari* crea condizioni di salinità che le piante non sono in grado di sopportare, pertanto queste aree sono prive di vegetazione.

---

## 2.2 Fattori che influenzano la dinamica delle barene

I tre ambienti fondamentali della laguna sopra descritti interagiscono inevitabilmente fra loro e la loro evoluzione dipende necessariamente da specifiche forzanti che sono responsabili del destino di queste strutture morfologiche. Le caratteristiche e l'evoluzione di questi ambienti, in particolare delle barene, sono determinate da fattori fisici e biologici, di cui i principali sono l'apporto di sedimenti e l'eustatismo. L'effetto combinato della deposizione di sedimento e del tasso di incremento del livello del mare relativo (TIMM) condiziona necessariamente la quota della superficie della barena, rispetto al livello medio del mare (D'Alpaos et al., 2012) e determina la sopravvivenza della stessa o la sua sommersione, con conseguente trasformazione in bassofondo. La formazione di una barena avviene con la colonizzazione di *tidal flats* ad opera, prima di comunità batteriche, poi di piante vascolari alofile in grado di tollerare la sommersione per parecchie ore. La presenza delle piante favorisce la deposizione del sedimento fine e l'accumulo di sostanza organica, comportando la crescita verticale e quindi la trasformazione del bassofondo in barena (Redfield, 1972; Marani et al., 2006; Davidson-Arnott, 2010). Finché l'apporto sedimentario è tale da determinare un accrescimento della barena con un tasso che equilibra il TIMM, la barena sopravvive, mantenendo la sua quota all'interno della zona intertidale. In presenza, però, di tassi di risalita del livello del medio mare che superano valori critici, l'apporto sedimentario non è più in grado di tenersi al passo con il TIMM, pertanto si ha una perdita di quota della superficie della barena rispetto al livello medio del mare. Questo comporta la sommersione e la conseguente scomparsa dei sistemi di barena, con la transizione in superfici di bassofondale (D'Alpaos et al., 2012).

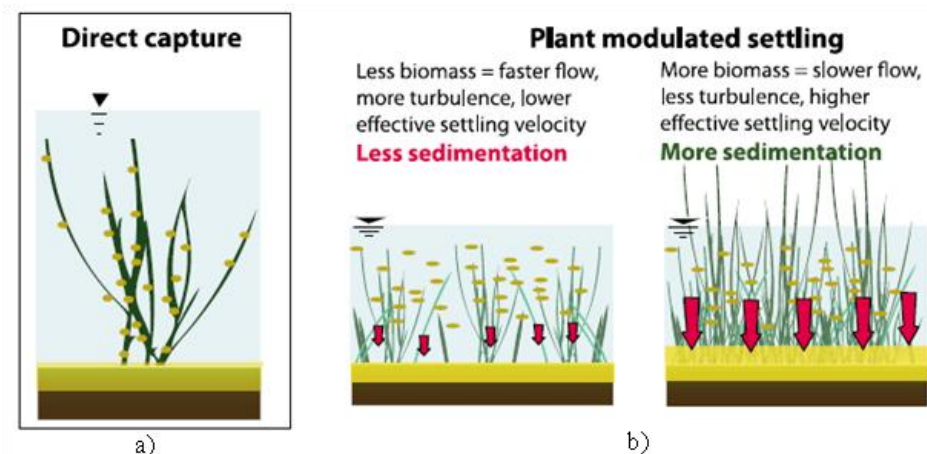
Nell'ambito lagunare, l'apporto sedimentario comprende due componenti principali:

- una componente organica, proporzionale alla densità delle biomassa;
- una componente inorganica, data dal sedimento immesso in laguna, la cui deposizione avviene sia per decantazione, dovuta al peso proprio del materiale, sia per cattura delle particelle in sospensione ad opera della vegetazione.

Essendo stata, quest'ultima componente, variabile nel tempo, a causa degli interventi antropici esercitati nella laguna di Venezia, la deposizione organica ha giocato un ruolo fondamentale nella preservazione dei sistemi di barena, in particolare in un ambiente microtidale come la Laguna di Venezia.

### **2.2.1 Ruolo della vegetazione**

La stabilità delle barene è strettamente connessa alla presenza e alla distribuzione della vegetazione, la quale favorisce la deposizione del sedimento e riduce la risospensione delle particelle indotta dalle onde generate dal vento. La vegetazione, infatti, è in grado di catturare direttamente le particelle di sedimento in sospensione, le quali si accumulano sul fondo, incrementando così la sedimentazione inorganica (Figura 2.5a). La deposizione del sedimento è favorita anche dall'influenza che la vegetazione esercita sulla velocità e sulla turbolenza del flusso della corrente di marea. Come rappresentato in Figura 2.5b, una maggiore densità di vegetazione riduce la velocità della corrente, rendendo il flusso meno turbolento. In questo modo l'energia cinetica non è più in grado di mantenere le particelle in sospensione, favorendone quindi la deposizione sul fondo (Fagherazzi et al., 2012). La vegetazione svolge anche un ruolo di protezione, smorzando l'azione delle onde e preservando, quindi, le barene dall'erosione.

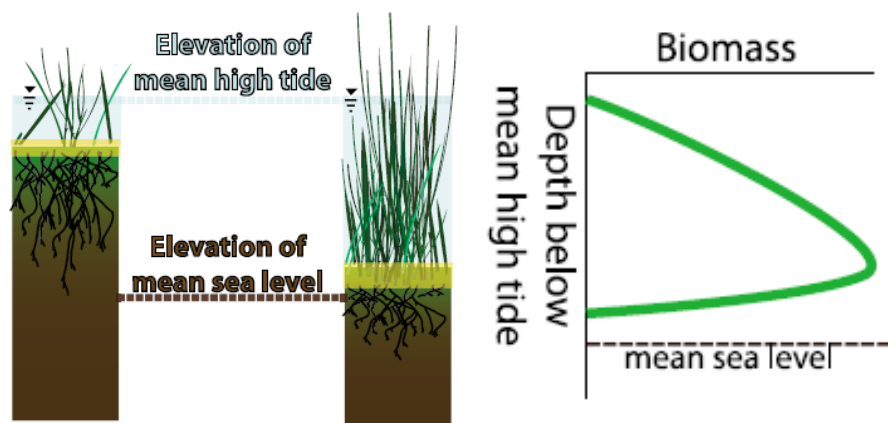


**Figura 2.5:** Rappresentazione schematica del ruolo della vegetazione sulla sedimentazione. In a) è raffigurata la cattura diretta, da parte della vegetazione, delle particelle di sedimento; b) mostra, invece, i diversi tassi di deposizione in funzione della biomassa. (Da Fagherazzi et al., 2012)

D'altra parte, anche la barena stessa con le sue caratteristiche topografiche influenza lo sviluppo della vegetazione. La distribuzione spaziale della vegetazione alofila è caratterizzata da una zonazione in cui le singole specie sono organizzate in "macchie", in funzione della quota. Ogni data specie mostra una elevazione preferenziale, la quale però differisce, per la stessa specie, da una barena all'altra. Dunque, la successione delle diverse specie, con l'aumentare dell'elevazione del suolo, si ripete nelle diverse barene, ma shiftata verticalmente (Marani et al., 2004).

La quota della superficie della barena influenza anche la produzione di biomassa vegetale (Morris et al., 2002; Mudd et al., 2009; D'Alpaos et al., 2012). Esiste, infatti, un particolare range di quote che viene occupato dalla vegetazione alofila, compreso tra il livello medio del mare e il livello medio di alta marea (*mean high tide*). Considerando che le piante mostrano un massimo di produttività a una certa quota ottimale, rispetto al *mean high tide* o rispetto al *mean sea level*, se la quota della barena è inferiore rispetto a questo *optimum*, si avrà un aumento nella profondità di inondazione, che porterà a una diminuzione nella produttività delle piante e, quindi, una riduzione della sedimentazione (Figura 2.6). In questo

modo si instaura un feedback negativo tra la crescita della vegetazione, la risalita del livello del mare e la sedimentazione (Morris et al., 2002; Mudd et al., 2009; Fagherazzi et al., 2012).



**Figura 2.6:** Rappresentazione schematica del rapporto tra biomassa e livello di alta marea, che controlla la frequenza e la durata di inondazione. Il grafico mostra come varia la biomassa in funzione della profondità al di sotto del livello medio di alta marea. Entrambi gli schemi si basano su dati misurati in una località del Sud Carolina dove l'ampiezza tidale è di circa 60 cm e il massimo di produttività si ha a 55 cm al di sotto del *mean high tide*. (Da Fagherazzi et al., 2012)

## 2.3 Storia della laguna di Venezia

Dal punto di vista geologico, l'area occupata dalla laguna di Venezia è parte di un ampio bacino di avampese localizzato tra la porzione settentrionale della catena Appenninica (Nord vergente) e il settore meridionale della catena Alpina (Sud vergente). Dopo la deposizione di sedimenti di mare basso avvenuta nel tardo Pliocene, il Pleistocene inferiore è stato caratterizzato da un rapido annegamento del bacino e una conseguente condizione di scarsa sedimentazione. Questo evento è stato seguito, fino al tardo Pleistocene, dall'accumulo di una successione di 750 metri di spessore, costituita da sedimenti di piana alluvionale localmente incisi da canali fluviali (Zecchin et al., 2008; Zecchin et al., 2009). Questa successione, che mostra un trend regressivo da torbidity bacinali a depositi

deltizi, si è accumulata durante l'abbassamento glacio-eustatico relativo all'Ultimo Massimo Glaciale (LGM), circa 18'000 anni BP (Zecchin et al., 2009). La successiva risalita eustatica glaciale (trasgressione Flandriana), dovuta a un aumento della temperatura media e a un miglioramento climatico (Tosi, 1994), ha promosso la formazione di sistemi barriera-laguna nel nord Adriatico e, dal punto di vista stratigrafico, la deposizione della successione olocenica, poggiante sui depositi alluvionali (Zecchin et al., 2008).

### 2.3.1 Origine

La laguna di Venezia ha, dunque, origine circa 6'000-7'000 anni BP durante la trasgressione Flandriana olocenica (Brambati et al., 2003). La formazione delle lagune dell'Alto Adriatico è associata, secondo alcuni autori, a una costa bassa, ricca di sistemi fluviali, caratterizzata da elevati apporti sedimentari, ma anche da un progressivo processo di sommersione, causato dall'effetto combinato del rapido innalzamento eustatico e della subsidenza del suolo per compattazione di sedimenti alluvionali e marini. In queste condizioni, la costa era alternativamente soggetta a inondazioni in corrispondenza delle alte maree più pronunciate e prolungati periodi di esposizione durante la fase di riflusso dell'oscillazione tidale. In questo contesto, l'azione delle correnti avrebbe favorito la formazione di una complessa rete di canali, componente fondamentale dell'ambiente lagunare (D'Alpaos, 2010).

La laguna originaria risultava più piccola se confrontata con l'attuale e lo scambio delle acque con l'ambiente marino avveniva attraverso otto *inlets*, contrariamente ai tre attuali. Originariamente, il bacino lagunare era soggetto a un continuo apporto di sedimenti dai fiumi Adige, Bacchiglione, Brenta, Sile e Piave, che sfociavano proprio all'interno della laguna o a ridosso della stessa. Questa alimentazione costiera, proveniente anche dal Po, eccedeva la risalita del livello del mare e la subsidenza naturale, portando alla chiusura delle bocche lagunari (Gatto e Carbognin, 1981; Brambati et al., 2003) e alla formazione di barriere di

sabbia di fronte alle foci dei fiumi, come conseguenza dell'incontro tra correnti fluviali e costiere (D'Alpaos, 2010).

### **2.3.2 Evoluzione**

Negli ultimi secoli, la morfologia della laguna ha subito importanti modificazioni ad opera dell'uomo che ha sempre sfruttato la laguna intervenendo per adattarla alle proprie necessità. Gli interventi umani, come la diversione dei fiumi, lo scavo di nuovi canali e l'estrazione di acque dal sottosuolo, hanno influenzato in modo determinante l'apporto clastico e l'idrodinamica locale. I primi importanti interventi antropici, dal 1400 AD, erano atti a fronteggiare il serio problema dell'interrimento della laguna, che ostacolava gli interessi economici della Serenissima, e preservare quindi il bacino lagunare. Responsabili di questo problema erano i diversi fiumi che sfociavano direttamente in laguna, immettendo, principalmente nei periodi di piena, grandi quantità di sedimento destinato inevitabilmente a depositarsi, in quanto le correnti di marea, come oggi, avevano velocità troppo basse per mantenere in sospensione i sedimenti e trasportarli prima verso i canali, quindi verso le bocche di porto. Poiché la sommersione del bacino, unico processo in grado di contrastare l'interrimento, si esplicava su scala dei tempi molto lunga rispetto all'introduzione del sedimento, la laguna era destinata a scomparire (D'Alpaos, 2010). Con una serie di interventi idraulici, lo spostamento delle foci fluviali ha portato alla completa estromissione dei fiumi dalla laguna e ha causato una brusca inversione della naturale tendenza evolutiva della laguna, favorendo l'approfondimento del bacino (Gatto e Carbognin, 1981; Brambati et al., 2003).

Dai primi anni del Novecento, l'uomo ha modificato ulteriormente l'evoluzione dell'ecosistema lagunare con l'intenso sfruttamento di acque sotterranee per ragioni industriali. Tutti questi cambiamenti hanno necessariamente condizionato l'idrodinamica della laguna, innescando un intenso processo erosivo e un approfondimento dei fondali, invertendo il destino della laguna che sta diventando parte del mare (Gatto e Carbognin, 1981).

## 2.4 Area di studio: la barena San Felice

L'area di studio scelta per questo lavoro è nota come barena San Felice. È situata nella porzione nord della laguna di Venezia (Marani et al., 2006), in prossimità della località di Treporti, molto vicino alla bocca di porto di Lido (Marani et al., 2004). La barena San Felice è delimitata a sud dall'omonimo canale, a nord e a ovest dal canale Gaggian, infine a est dalla Palude del Tralo. La sua elevazione varia da circa 0 m s.m.m. a 0,40 m s.m.m., mentre l'estensione ha visto un aumento negli ultimi decenni, da 522'000 m<sup>2</sup> nel 1968 a 546'000 m<sup>2</sup> nel 1998 (Belluco, 2001).

La barena ospita esclusivamente vegetazione alofila, costituita principalmente da *Salicornia veneta*, *Limonium narbonense* e *Sarcocornia fruticosa* (Silvestri, 2000) a cui si aggiungono *Spartina maritima* e *Juncus maritimus* (Marani et al., 2004).

Il *ghebo* oggetto di studio per le analisi sedimentologiche (Figura 2.7) è situato nella parte sud-est della barena San Felice, all'imboccatura del canale Spacco Tralo. In particolare, è stato preso in considerazione il ramo nord della biforcazione principale. Il ramo considerato presenta un'estensione complessiva di circa 100 metri e termina in un *chiaro*. La larghezza è variabile da valori di 70 cm, in prossimità della testa (*tip*) del *ghebo*, a larghezze che superano i 3 m, verso la bocca del *ghebo* stesso. La profondità varia da circa 5 cm verso il *tip*, a circa 60 cm verso la bocca.

L'area di studio e, in particolare, il *ghebo* analizzato sono rappresentati in Figura 2.7.



**Figura 2.7:** Area di studio (Da Google Earth).

### 3 I meandri

Per poter comprendere a fondo la dinamica dei canali lagunari, è conveniente prendere prima in considerazione la controparte fluviale.

Uno dei principali sistemi di classificazione, applicato agli alvei naturali, si basa sulle caratteristiche della loro configurazione planimetrica e comporta la distinzione, dal punto di vista geomorfologico, di tre tipologie principali (Leopold e Wolman, 1957):

- fiumi rettilinei (*straight channels*);
- fiumi meandriformi (*meandering channels*);
- fiumi a canali intrecciati (*braided channels*), costituiti da diversi canali separati da barre o isole altamente instabili.

Poiché in natura gli alvei rettilinei si sviluppano generalmente su distanze brevi e, solo raramente, su distanze più lunghe, la prima categoria comprende anche tutti quei fiumi irregolari che mostrano una certa sinuosità, ma che, non possono essere classificati direttamente come meandriformi.

La distinzione tra le prime due tipologie di alvei, sopra nominate, sta nel rapporto tra la lunghezza misurata lungo il canale e quella misurata lungo la valle dove il fiume stesso scorre. Questo rapporto è detto sinuosità,  $S$ , e permette di classificare come rettilinei i fiumi con  $S < 1.1$ , sinuosi quelli con  $1.1 < S < 1.5$ , che rientrano nella prima categoria, e meandriformi i fiumi caratterizzati da  $S > 1.5$ .

Per lo scopo di questo lavoro è necessario concentrarsi sugli alvei meandriformi, che rappresentano una tipologia di canali che si riscontrano assai di frequente in un ambiente lagunare.

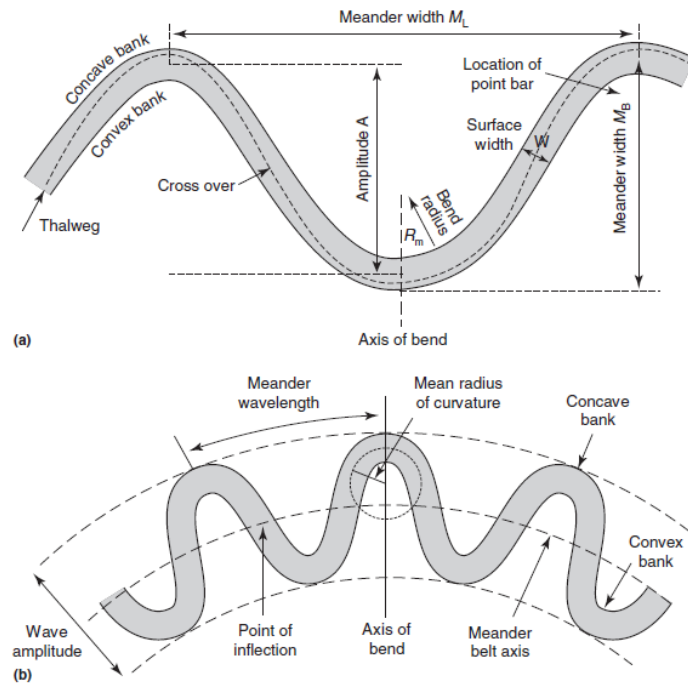
I fiumi meandriiformi sono canali singoli che mostrano una morfologia, in pianta, sinuosa caratterizzata da una serie di anse, le quali vengono frequentemente descritte come regolari in forma e dimensioni, ma in realtà si mostrano spesso asimmetriche e complesse (Hooke, 2013).

Per caratterizzare la morfologia del meandro, il metodo standard consiste nell'assumere la forma di un'onda regolare sinusoidale, prendendo in considerazione diversi parametri fondamentali, tra i quali le dimensioni, la forma, la sinuosità e l'irregolarità (Ferguson, 1975; Hooke, 2013). Considerando che un meandro è definito all'interno di tre punti di flesso<sup>3</sup> e delimitato dal primo e dall'ultimo di questi tre, tra i parametri geometrici, sono rappresentati in Figura 3.1:

- l'ampiezza (*amplitude*) del meandro  $A$ , che rappresenta una misura della larghezza attraverso la valle o la zona non canalizzata adiacente all'alveo;
- il raggio di curvatura (*mean radius of curvature*)  $r_m$ , che rappresenta il raggio del cerchio che meglio approssima la curvatura del meandro;
- la lunghezza d'onda (*meander wavelength*), ovvero il doppio della distanza cartesiana tra due punti di flesso consecutivi;
- la sinuosità del meandro  $S$ , definita dal rapporto tra la distanza tra due punti misurata lungo il canale (lunghezza intrinseca) e la distanza lineare (lunghezza cartesiana) tra i medesimi due punti;
- la curvatura del meandro, definita dal rapporto  $r_m/w$ , ovvero il rapporto tra il raggio medio di curvatura e la larghezza del canale.

---

<sup>3</sup> *Punti di flesso*: punti in corrispondenza dei quali si ha un cambio nel segno della curvatura.



**Figura 3.1:** Rappresentazione schematica dei principali parametri morfologici dei meandri, considerando un singolo meandro (a) e un treno di meandri (da Hooke, 2013).

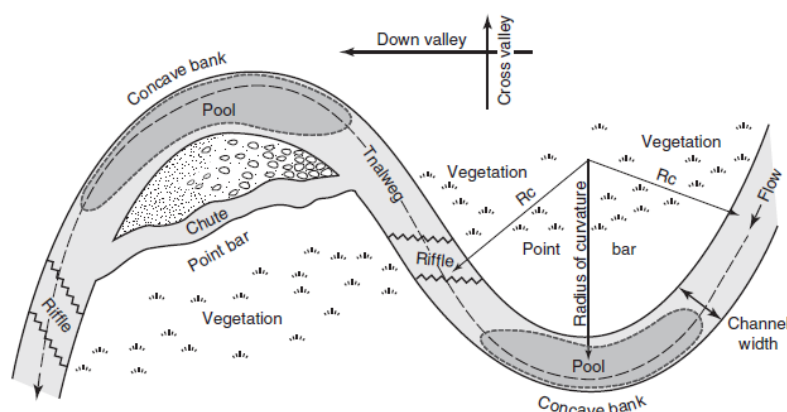
Nonostante l'uso della curva sinusoidale per approssimare gli alvei meandriiformi sia oramai divenuto un modello standard, in natura i meandri sono più comunemente asimmetrici. La distribuzione dello sforzo tangenziale (*shear stress*) contro le sponde e, dunque, i diversi tassi di erosione esercitati sulle sponde esterne, comportano una migrazione verso valle di un meandro fluviale, determinando un certo grado di asimmetria.

## 3.1 Meandri fluviali

### 3.1.1 Caratteristiche morfologiche

La morfologia di un alveo rappresenta il risultato dei processi combinati di erosione, trasporto e deposizione del sedimento. Questi processi nei fiumi meandriiformi determinano una peculiare configurazione del canale e in particolare dei meandri stessi. Queste anse mostrano sponde esterne generalmente

ripide e soggette a erosione con la formazione di una porzione più profonda, detta *pool*, in corrispondenza dell'apice del meandro. Nelle zone rettilinee prossime ai punti di flesso, invece, si sviluppano aree poco profonde, dette *riffle*, come si può osservare in Figura 3.2. Questa sequenza *pool-riffle* determina una variazione della sezione del canale lungo il meandro, la quale risulta molto più simmetrica nella zona rettilinea prossima ai flessi, piuttosto che agli apici in corrispondenza delle *pools* (Hooke, 2013).



**Figura 3.2:** Rappresentazione schematica delle principali strutture dei meandri (da Hooke, 2013).

La larghezza dei meandri viene frequentemente assunta come uniforme, ma è stato dimostrato che esistono variazioni di larghezza lungo l'ansa. In particolare, i meandri sono più larghi agli apici, piuttosto che in prossimità dei punti di flesso (e.g., Brice, 1982; Hooke, 2013). Come evidenziato da Lagasse (2004), variazioni nella larghezza dei meandri sono indicatori di attività del meandro stesso, mentre una larghezza costante è segno di stabilità.

La morfologia assunta dai meandri è determinata da una serie di fattori che ne condizionano le caratteristiche: i materiali che costituiscono il canale e ne determinano la mobilità; la resistenza delle sponde, che è funzione del materiale stesso e della presenza o assenza di vegetazione; il flusso in uscita e l'energia della corrente; la tettonica e altri fattori. I maggiori responsabili sono, però, la portata liquida e la portata solida, o flusso di sedimenti. Se una di queste forzanti viene alterata o varia, si ha un aggiustamento della morfologia dei meandri, in

risposta a variazioni climatiche o a fattori antropici, fino a raggiungere una nuova configurazione di equilibrio (Hooke, 2013). Secondo questa teoria, detta “*teoria dell’equilibrio*”, attraverso un processo di continui aggiustamenti, ci si avvicina costantemente alla condizione di equilibrio del canale, la quale viene raggiunta solo raramente (Leopold e Wolman, 1960).

### 3.1.2 Genesi dei meandri e modelli di sviluppo

In merito all’origine e alla formazione dei meandri, già da metà degli anni Novanta sono state sviluppate differenti teorie che si basavano fondamentalmente sul flusso elicoidale e, in particolare, sull’effetto di incremento dell’erosione, con conseguente trasporto del sedimento ottenuto (Leliavsky, 1955). Secondo questi modelli, la sola erosione risulta, quindi, sufficiente per generare la formazione dei meandri (Friedkin, 1945, Leopold and Wolman, 1960).

In alternativa all’approccio basato sul flusso elicoidale, sono state sviluppate teorie differenti, che sembrano fornire le basi per lo sviluppo di una teoria generale che spieghi i meccanismi di formazione dei meandri fluviali (Rhoads and Welford, 1991).

Le principali teorie sono la “*bar theory*” e la “*bend theory*”. La prima teoria parte dal presupposto che la formazione di barre libere (*free bar*) in alvei rettilinei che trasportano sedimento avviene in pattern alternato tra una sponda e l’altra. La formazione di queste è spiegata da Tubino (1999) in termini di instabilità del letto erodibile che, soggetto a un flusso turbolento nel canale rettilineo, porta allo sviluppo spontaneo di irregolarità al fondo. Queste instabilità causano una deviazione nella direzione di flusso comportando lo sviluppo di una circolazione secondaria che determina erosione su una sponda e deposizione nella sponda opposta, aumentando gradualmente la sinuosità del corso d’acqua. Man mano che la curvatura aumenta, le *free bar* diventano barre stabili (*pointbars*) in ciascuna ansa (Tubino e Seminara, 1990). Esiste un valore limite di sinuosità a cui le *free bar* diventano fisse (Hooke, 2013).

La “*Bend theory*” considera, invece, la formazione delle barre fluviali come il risultato dell’azione di forzanti. Lo sviluppo dei meandri è controllato da interazioni non lineari tra risposte del fondo libere e forzate. Una piccola perturbazione crea una risposta nella topografia al fondo a una certa frequenza spaziale che incoraggia lo sviluppo dei meandri.

Il dibattito esistente tra la “*bar theory*”, secondo cui le barre libere diventano fisse, e “*bend theory*”, per cui le barre stabili sono indotte da forzanti, come la curvatura, confluente o variazioni di larghezza, può essere risolto considerando la prima come una spiegazione temporale in cui i meandri gradualmente si sviluppano, mentre la seconda una spiegazione spaziale dove i meandri sono sempre esistenti (Crosato e Mosselman, 2009).

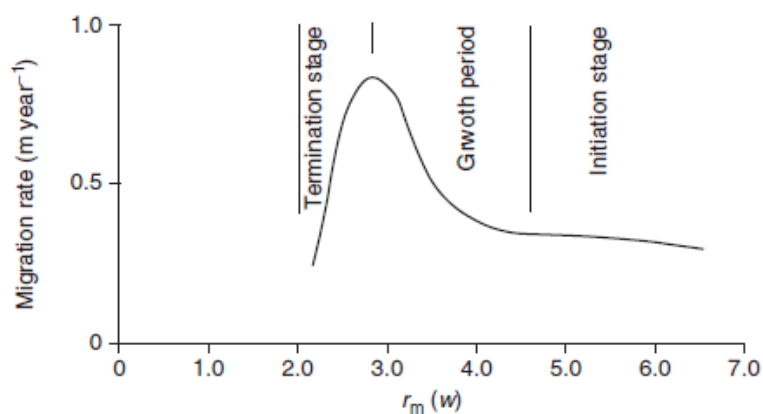
### **3.1.3 Dinamica e migrazione dei meandri**

La dinamica evolutiva di questa tipologia di fiumi è abbastanza complessa. Molti canali meandriiformi mostrano una certa mobilità che permette lo spostamento dello stesso all’interno della piana alluvionale. Esistono in natura differenti tipologie di variazioni morfologiche dei meandri che possono essere prodotte. Queste variazioni includono diverse componenti: l’accorciamento, l’estensione, la traslazione, la rotazione, l’ampliamento, il salto del meandro e altre variazioni complesse (Hooke, 2013), date anche dall’effetto combinato di due o più di queste componenti.

I sistemi meandriiformi esibiscono un ampio range di comportamenti, variando da meandri che evolvono molto lentamente, come i meandri incassati in roccia, a quelli che sono altamente dinamici. Tuttavia, è ormai riconosciuto che i meandri fluviali mostrano generalmente una migrazione verso valle. Essi presentano, infatti, molto spesso, deviazioni e asimmetria della sponda esterna, rispetto all’apice geometrico dell’ansa. Questa caratteristica molto frequente viene spiegata con la non omogeneità dei materiali che costituiscono la piana alluvionale, che produce tassi di erosione differenziali nei diversi punti dei meandri (Hooke, 2013).

### 3.1.3.1 Variazioni morfologiche

Come sopra accennato, la morfologia dei meandri varia in base a una serie di forzanti esterne legate fundamentalmente alla portata liquida che fluisce nel corso d'acqua, al materiale costituente sponde e letto del fiume, alla disponibilità di sedimento che può essere trasportato, e alla tettonica. Nonostante la grande varietà di fattori che possono determinare variazioni nella forma dei lobi, è stata riconosciuta da diversi autori una comune sequenza di evoluzione della forma del meandro nel tempo. Il modello più importante in merito, che è diventato la base per molte altre analisi empiriche è stato concettualizzato da Hickin (1978).

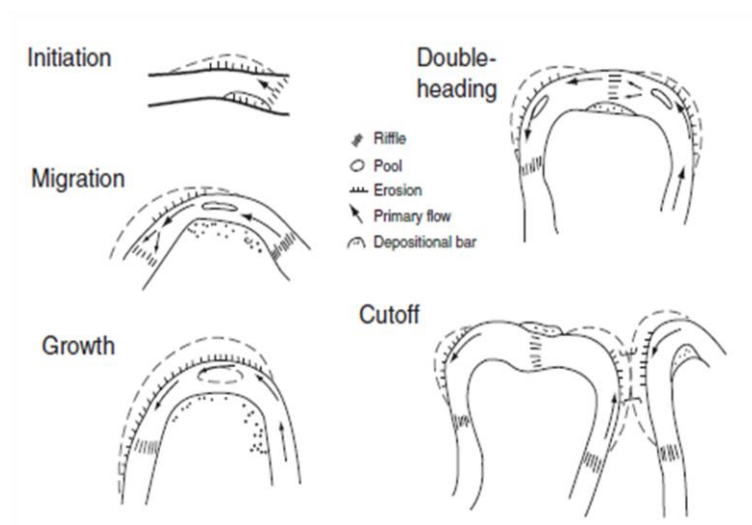


**Figura 3.3:** Grafico che rappresenta la relazione tra il tasso di migrazione e la curvatura (da Hooke, 2013).

Come rappresentato nel grafico in Figura 3.3, il modello di Hickin mostra un aumento non lineare del tasso di migrazione con l'aumentare della curvatura, quindi con la diminuzione del rapporto  $r_m/w$ , fino a un massimo valore critico di curvatura, oltre il quale si ha, invece, una diminuzione del tasso di migrazione.

Secondo una sequenza autogena di sviluppo ed evoluzione dei meandri (Figura 3.4), questi lobi, partendo da una curvatura ridotta, tendono a sviluppare una maggiore curvatura, creando in alcuni casi delle forme composite (*compound form*). La generazione di queste forme è associata allo sviluppo di un *riffle* aggiuntivo in corrispondenza dell'apice quando la lunghezza del percorso aumenta oltre un certo valore critico (Hooke e Harvey, 1983).

La sequenza può eventualmente concludersi con la realizzazione di un *cut-off*.



**Figura 3.4:** Sequenza di migrazione, crescita e sviluppo dei meandri, fino alla formazione di forme composite (da Hooke, 2013).

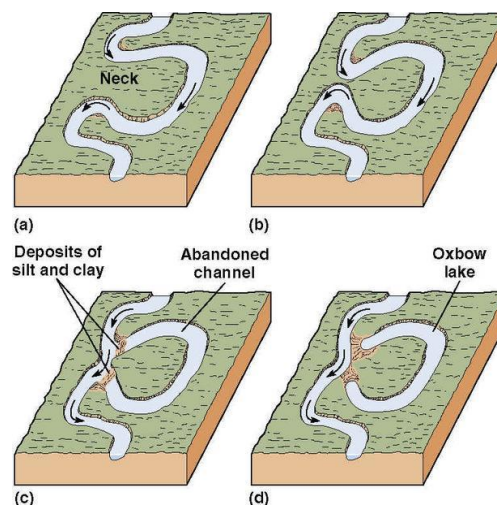
Esistono due tipi principali di *cut-off*, associati ai meandri fluviali, che sono fondamentali per la preservazione della storia della piana alluvionale:

- *neck cut-off*, che avviene quando il processo di erosione sulle sponde esterne di meandri consecutivi è tale da far intersecare le due anse. I due lobi connessi direttamente rappresentano, per il flusso, una nuova via più breve rispetto al vecchio percorso che viene, quindi, abbandonato;
- *chute cut-off*, che avviene quando sul lato verso monte del collo del meandro si forma un canale (*chute channel*), il quale, attraverso ripetuti eventi di piena, è spinto ad attraversare l'intera barra di sedimenti associata al lobo, progredendo verso valle. Con successivi eventi di piena, il nuovo canale viene scavato ulteriormente, diventando il principale percorso per il flusso.

Quando si realizza un *cut-off*, alle estremità del meandro abbandonato si ha la deposizione di sedimento limoso-argilloso (*plug*) che isola il vecchio tratto che si trasforma, quindi, in *oxbow lake* (Figura 3.5). Il *plug* si forma più rapidamente

all'estremità verso monte e più lentamente a quella verso valle (Hooke, 2013). Il canale abbandonato sarà poi soggetto a un graduale riempimento di sedimento fine.

I *cut-off* possono avvenire in diverse posizioni del meandro e possono rappresentare il compimento della sequenza di evoluzione, nel caso di un *neck cut-off*, o possono interrompere lo sviluppo delle anse nel caso del *chute cut-off*. I tagli di meandro sembrano mantenere un certo equilibrio di sinuosità nel lungo termine.

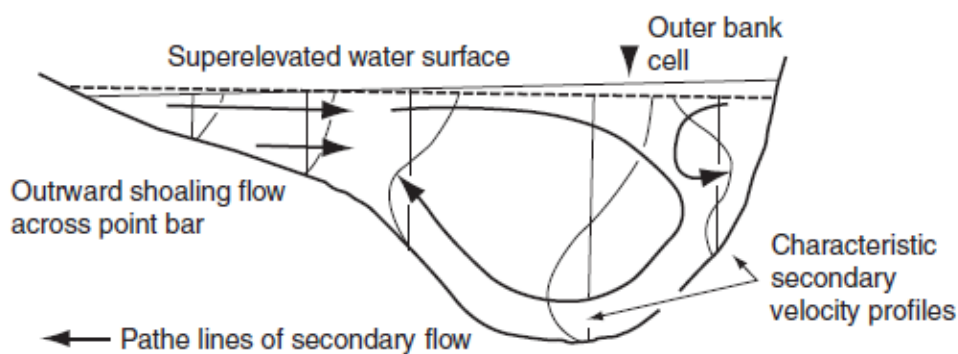


**Figura 3.5:** Rappresentazione schematica di un *neck cut-off* con abbandono del meandro e conseguente formazione di un *oxbow lake*.

### 3.1.4 Pattern di flusso

La configurazione del flusso nei meandri è generalmente elicoidale, in cui ogni piccola deviazione del flusso causa una forza centrifuga da un lato all'altro dell'ansa che promuoverà lo sviluppo di un flusso trasversale. È stata riconosciuta l'esistenza di pattern di flusso secondari, in particolare l'esistenza di una cella in corrispondenza della sponda esterna (*outer bank*). Questo tipo di flusso si sviluppa in corrispondenza dei *pool*, vicino agli apici dei lobi, e decade sui *riffle*, dove la curvatura del canale è meno pronunciata (Hooke, 2013). La maggiore velocità di movimento delle particelle d'acqua verso la superficie rispetto a quelle al fondo, genera una intensa forza centrifuga che determina un particolare movimento

circolatorio attraverso il canale. La componente della velocità, in sezione, è diretta verso la sponda convessa in prossimità del fondo, e verso la sponda concava vicino alla superficie. Per continuità, l'acqua in superficie dovrà sprofondare vicino alla sponda concava e l'acqua al fondo dovrà emergere in superficie in corrispondenza della sponda convessa (Figura 3.6). Si crea, in questo modo, un moto circolatorio, dovuto all'effetto combinato della forza centrifuga e dell'attrito, in cui ogni singola particella si muove descrivendo una traiettoria elicoidale. Come conseguenza del percorso che compie il flusso d'acqua intorno all'ansa, l'acqua in superficie risulta sopraelevata vicino alla sponda concava del meandro (Leopold e Wolman, 1960).



**Figura 3.6:** Pattern di flusso nei meandri (da Hooke, 2013).

La Figura 3.7 mostra la distribuzione del flusso in diverse sezioni trasversali lungo un meandro.

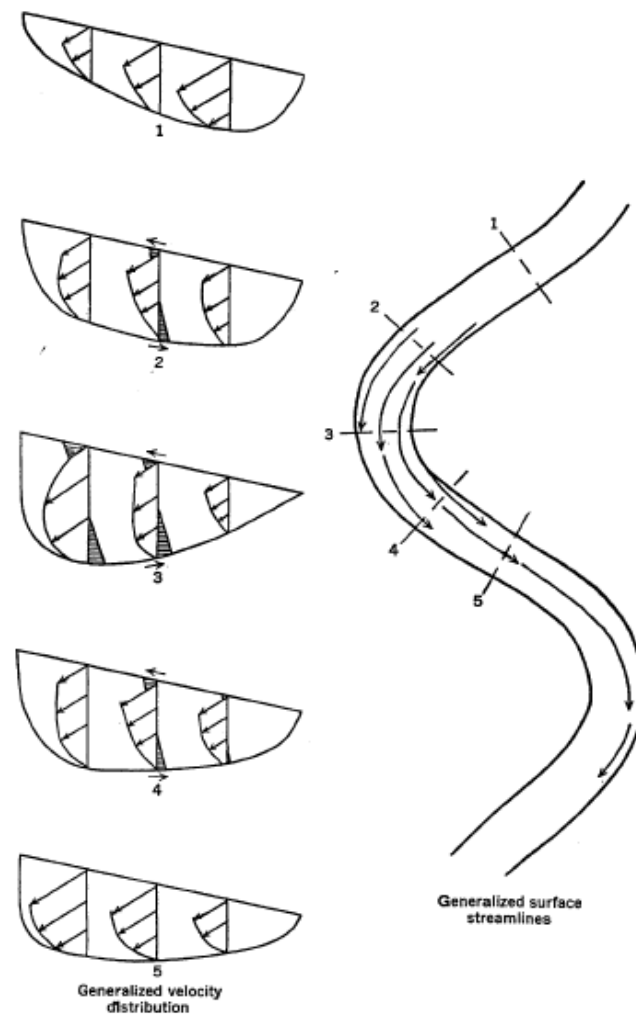


FIGURE 5.—ISOMETRIC VIEW OF GENERALIZED DIAGRAM OF FLOW DISTRIBUTION IN A MEANDER. Showing downstream (open parabolas with arrows) and lateral (closely lined areas) components of velocity as vectors, and surface stream lines. All sections viewed from a changing position to the left of and above the individual section.

**Figura 3.7:** Schema che mostra la distribuzione del flusso in un meandro (da Leopold e Wolman, 1960)

In corrispondenza del punto di flesso, la forma della sezione (sezione 1) non è esattamente simmetrica ma è leggermente più profonda vicino alla sponda che era quella concava nell'ansa immediatamente precedente, verso monte. Muovendosi verso valle, invece, la forma (sezione 2) diventa approssimativamente simmetrica, mentre nella sezione corrispondente all'apice del meandro (sezione 3) l'asimmetria ritorna con la sponda esterna più profonda. In termini di distribuzione delle velocità, nelle regioni in cui si ha un cambio della curvatura

---

(sezione 1), la velocità non è distribuita simmetricamente. Procedendo verso valle dall'asse del meandro, la linea di massima velocità tende a spostarsi dal centro del canale verso la sponda concava. L'asimmetria nel campo di velocità persiste verso valle dal punto di flesso, almeno fino alla più vicina sezione simmetrica del canale. I più alti valori di velocità si hanno vicino alla sponda concava, verso valle dall'asse del meandro. Come raffigurato nella sezione 3 di Figura 3.6, la distribuzione delle velocità mostra anche che il punto di massima velocità è al di sotto della superficie dell'acqua (Leopold e Wolman, 1960).

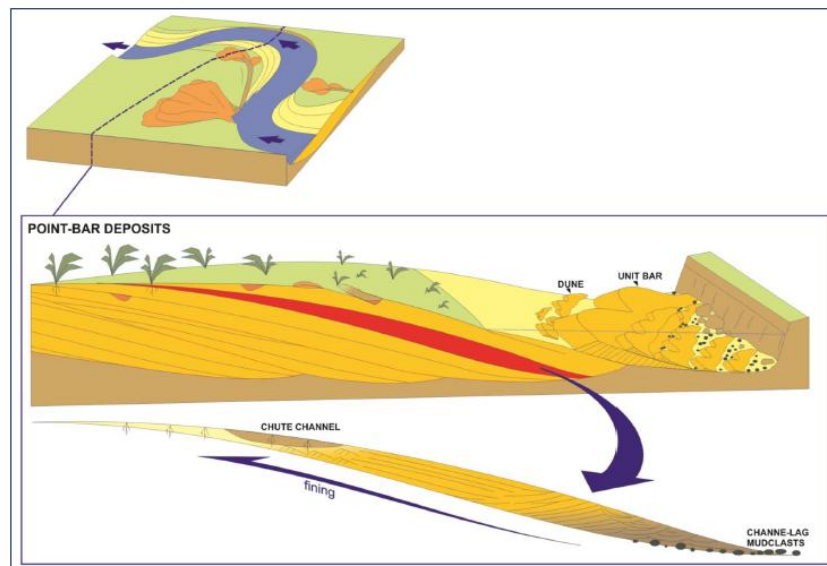
Oltre alla cella associata alla sponda esterna (*outer bank*), è stata riconosciuta l'esistenza di altri pattern di flusso secondario molto articolati, ma l'entità e la complessità dello sviluppo di queste celle e vortici è ancora dibattuta (Hooke, 2013).

### 3.1.5 Sedimentazione

I pattern di flusso influenzano le variazioni morfologiche dei meandri. L'erosione dell'*outer bank*, infatti, è legata principalmente alla elevata velocità in prossimità delle sponde che supera la velocità critica necessaria per avere erosione della sponda. Il flusso della cella che si sviluppa in prossimità delle sponde esterne spinge il sedimento verso la sponda interna, dove l'accumulo di sedimento compone una barra caratteristica, detta *point bar*.

L'erosione della sponda, che costituisce la principale causa della migrazione laterale del canale, è associata non solo a elevate velocità del flusso, ma anche al contenuto d'acqua dei suoli. Se il contenuto d'acqua del materiale di sponda è elevato, infatti, questo può causare scivolamenti e collassi laterali (Leopold e Wolman, 1960). L'effetto di collasso della sponda è favorito dall'erosione dello strato grossolano inferiore, che rende instabile lo strato fine sovrastante che crolla. Il tasso di erosione dipende, strettamente, anche dalla resistenza della sponda, determinata dal tipo di materiale, ma anche dalla vegetazione (Hooke, 2013), che trattiene il sedimento con le radici.

Il sedimento generato da questi processi erosivi viene spinto, dalla componente del flusso al fondo, verso la sponda convessa formando una *point bar*. Si è osservato, però, che frazioni diverse di sedimento sono soggette a traiettorie diverse nell'ansa: i grani di dimensione più grossolana vengono spinti verso il *pool*, quindi verso la parte più profonda del canale, mentre la frazione fine è portata verso la sponda interna (Clayton e Pitlick, 2007). Questa distribuzione differenziale determina una gradazione nella *point bar*, con un trend di tipo *fining upward*, in cui la dimensione del sedimento aumenta verso l'*outer bank* (Figura 3.8).



**Figura 3.8:** Rappresentazione schematica dell'architettura di una *point bar*, vista in sezione trasversale è evidenziato il trend *fining upward* (cortesia di Massimiliano Ghinassi).

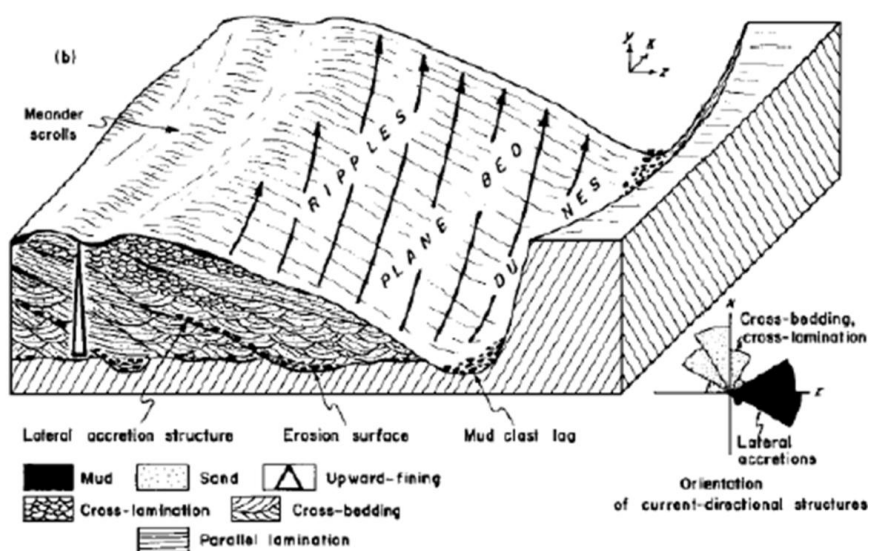
Una barra di questo tipo in fase di costruzione tende, più precisamente, a concentrare il sedimento della sponda verso valle rispetto all'asse del meandro e questo spiega perché i meandri migrano progressivamente verso valle (Leopold and Wolman, 1960).

Man mano che si ha erosione nella sponda esterna del meandro, nello stesso periodo di tempo si ha approssimativamente una equivalente deposizione sulla sponda opposta. Questo fa sì che la larghezza e l'area della sezione trasversale del

canale rimangono all'incirca costanti man mano che il canale si muove lateralmente attraverso la piana alluvionale (Leopold e Wolman, 1960).

La Figura 3.9 rappresenta un modello che descrive l'architettura stratigrafica delle *point bar* nel caso fluviale. Lungo la *point bar*, il sedimento viene trasportato verso la sponda interna attraverso la formazione di forme di fondo (*bedform*) che compongono la barra stessa. Le strutture sedimentarie caratteristiche dell'*inner bank* sono dune e *ripples* che migrano sulla superficie verso il top della barra spinte dal flusso elicoidale del canale. Queste strutture di origine trattiva determinano poi lo sviluppo di una caratteristica laminazione incrociata (*cross-lamination*), nel caso dei *ripple* e una stratificazione incrociata (*cross-bedding*), per quanto concerne le dune. Oltre al trend *fining-upward*, il modello prevede un accumulo del sedimento grossolano nel lato verso monte della barra, mentre il fine è localizzato lungo il lato verso valle.

La sponda esterna raffigurata risulta ripida a causa dell'erosione che comporta frequenti collassi del top. Questo materiale collassato forma clasti di fango (*mudclast*) che si accumulano al fondo del canale, andando a costituire il deposito di fondo canale (*channel lag deposit*).



**Figura 3.9:** Rappresentazione delle strutture sedimentarie associate a una *point bar* fluviale (da Allen, 1982).

## 3.2 Meandri a marea

Negli ambienti lagunari i canali esercitano un ruolo fondamentale, permettendo la propagazione dell'onda di marea nel bacino lagunare e favorendo lo scambio di acqua e sedimento tra le porzioni interne del sistema e le aree esterne. Il termine “canale tidale” comprende in sé un ampio range di scale: da grandi canali che si dipartono dalle bocche della laguna, ai canali che attraversano i bassifondi, ai piccoli *ghebi* che innervano le barene. Tutti questi canali costituiscono una rete di canali (*channel network*) che è altamente dinamica in natura, tanto da produrre variazioni su una scala dei tempi breve rispetto all'evoluzione dell'ambiente a marea nel suo insieme (D'Alpaos et al., 2005). La natura dei canali di ambiente lagunare è influenzata da condizioni tidali locali (*tidal range*<sup>4</sup>) e dalla velocità dei flussi di marea. Questi fattori determinano la durata delle inondazioni e le profondità delle correnti a cui la piana tidale è soggetta, influenzando quindi i processi di erosione e deposizione del sedimento. L'evoluzione dei canali dipende anche da condizioni fisiche, come variazioni nell'apporto di sedimenti o nel livello del mare, che condizionano l'idrodinamica del sistema, portando alla formazione di una complessa architettura dei depositi sedimentari (Hughes, 2012).

### 3.2.1 Caratteristiche morfologiche e relazioni geomorfologiche significative

Essendo soggetti a un flusso bidirezionale, i canali tidali, nonostante apparenti somiglianze, presentano morfologie sostanzialmente differenti dai canali fluviali (Hughes, 2012). Per quantificare la morfologia dei canali tidali in bassifondi e barene, sono state determinate una serie di relazioni che mettono in relazione tra loro grandezze geomorfologiche significative.

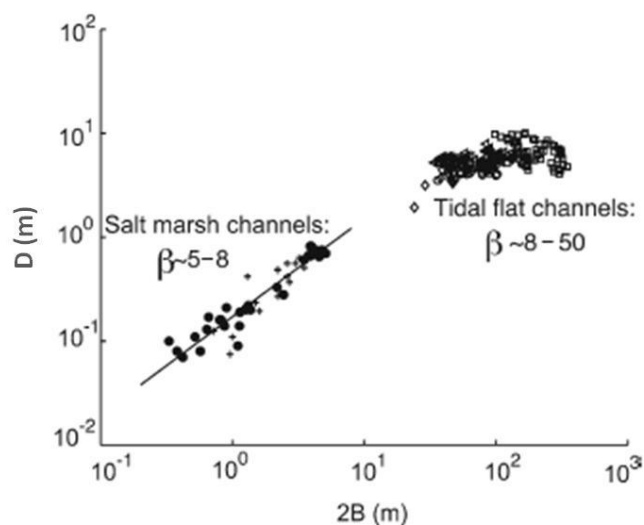
---

<sup>4</sup> *Tidal range*: la differenza in altezza tra il livello di alta marea e il consecutivo livello di bassa marea.

---

In generale, muovendosi verso l'entroterra, i canali tendono a restringersi (Fagherazzi e Furbish, 2001; Marani et al., 2002). Confrontando la riduzione della larghezza in funzione della distanza dalla bocca del canale in diversi canali tidali meandriiformi, è stata riconosciuta una relazione di tipo esponenziale, in cui il tasso di diminuzione varia con la lunghezza totale del canale (Marani et al., 2002). Da questo confronto è risultato che i canali più corti si allargano con un tasso più rapido rispetto ai canali di lunghezza maggiore. Questa variazione nella larghezza si osserva in canali tidali di tutti gli ordini e rappresenta una delle differenze più evidenti rispetto ai sistemi fluviali. La sezione del canale mostra un allargamento e un approfondimento andando verso la bocca del canale, in quanto si ha un aumento delle portate fluenti verso la bocca del canale, dovuto al fatto che il canale stesso drena una superficie di barena o di basso fondale sempre più ampia (Rinaldo et al., 1999a,b).

Per rappresentare il grado di incisione di un canale, che è funzione dei meccanismi di erosione e migrazione (Marani et al., 2002), viene introdotto il rapporto  $\beta$  tra la larghezza  $2B$  del canale e la profondità  $D$ .  $\beta$  viene sostanzialmente suddiviso in due popolazioni rappresentate in Figura 3.10 con valori inferiori ( $5 < \beta < 8$ ) per le barene e superiori ( $8 < \beta < 50$ ) per i bassifondi. Da questi valori, emerge, quindi, che le barene sono innervate da canali fortemente incisi, mentre nei bassifondi i canali sono più larghi e meno profondi in proporzione.



**Figura 3.10:** Grafico che mostra le due diverse popolazioni distinte per barene e bassifondi, in base al rapporto tra la larghezza del canale  $2B$  e la profondità  $D$  (da Marani et al., 2002).

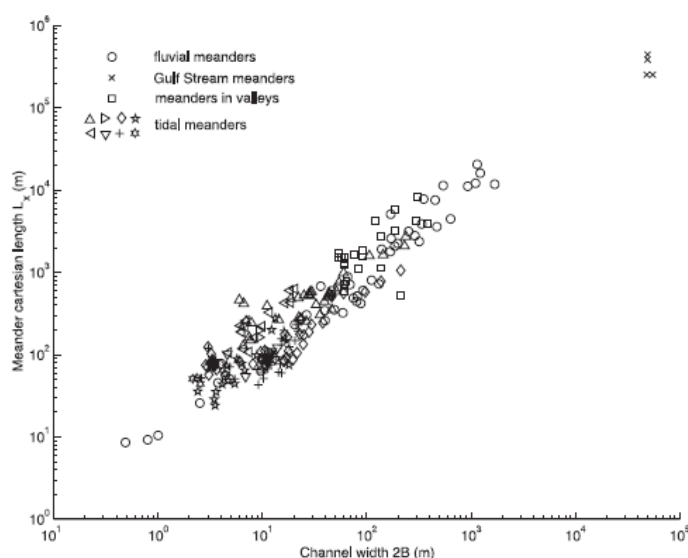
I canali rispondono, infatti, ai processi erosivi e deposizionali in modo differente quando innervano aree vegetate come le barene o aree non popolate da vegetazione alofila come i bassifondi (*tidal flats*). Nelle barene, che sono caratterizzate da una densa biomassa, la vegetazione, grazie all'azione stabilizzatrice dell'apparato radicale, protegge le sponde dei canali dall'erosione e dai collassi (van Eerdt 1985; Huat et al., 2009; Howes et al., 2010). La vegetazione, inoltre, è in grado di rallentare le correnti mareali una volta che il livello d'acqua supera la sponda del canale, incrementando la deposizione e, dunque, l'accrezione lungo le sponde del canale, provocando, quindi, un aumento della profondità del canale rispetto alla superficie di barena ad esso adiacente (Leonard e Luther, 1995; Brown, 1998).

Considerando i valori che sono stati misurati per i fiumi meandriiformi, per i quali  $\beta$  è compreso tra 8 e 48 (Millar, 2000), si può dedurre che, a differenza delle barene, i canali più larghi dei bassifondi sono più simili alle loro controparti fluviali (Rinaldo et al., 2004).

Un altro parametro che caratterizza la morfologia dei canali tidali è la sinuosità, sempre definita come il rapporto tra la lunghezza intrinseca  $L_s$  e la

lunghezza cartesiana  $L_x$ . I valori di sinuosità per i canali tidali cadono in un range compreso tra 1.3 e 2.2. Questo intervallo risulta essere molto piccolo se paragonato ai valori associati alla controparte fluviale. Il range limitato indica che esistono delle analogie nella forma tra meandri di diversi ordini ed è, inoltre, possibile affermare che è sufficiente conoscere una singola proprietà, come ad esempio la lunghezza d'onda intrinseca, per descrivere le caratteristiche geometriche “longitudinali” dei meandri a marea (Marani et al., 2002; Rinaldo et al., 2004).

Un'altra relazione geomorfologica significativa può essere introdotta tra la lunghezza cartesiana dei meandri e la larghezza del canale (Marani et al., 2002). Questa relazione è stata ottenuta dall'osservazione e dallo studio di ambienti fluviali (Leopold et al., 1964), a cui sono stati aggiunti dati relativi a meandri a marea (Marani et al., 2002). I dati relativi ai meandri a marea sembrano confermare la validità di una relazione lineare tra la lunghezza cartesiana del meandro  $L_x$  e la larghezza media del canale  $\bar{B}$  (Figura 3.11), che era già stata ottenuta da Leopold et al. (1964). Questa relazione vale non solo per i canali di ambiente lagunare, ma anche per quelli associati ad ambienti deltizi ed estuarini (Marani et al., 2002; Seminara, 2006).



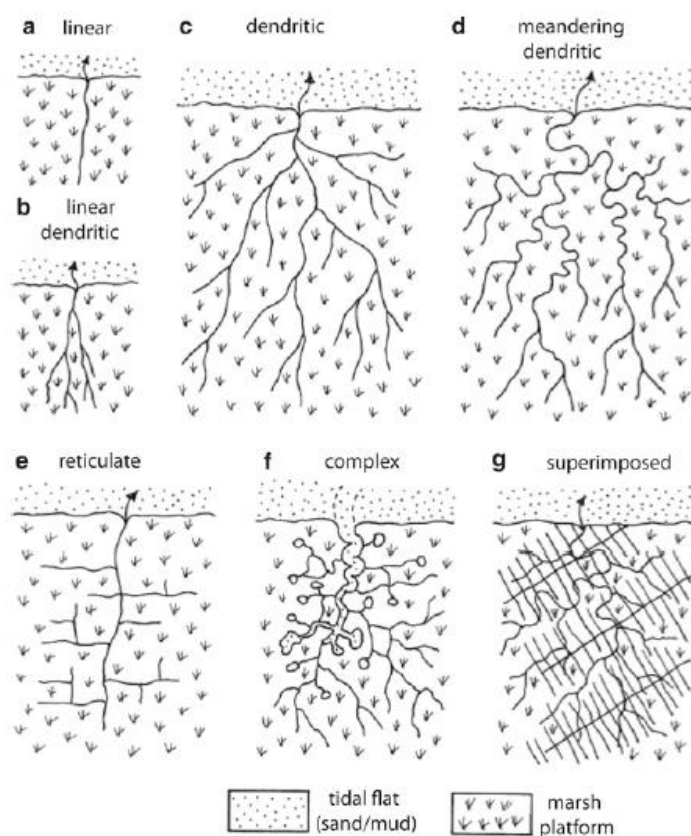
**Figura 3.11:** Grafico che illustra la relazione lineare tra la lunghezza cartesiana del meandro  $L_x$  e la larghezza media del canale  $2B$  (da Marani et al., 2002).

Il fatto che questa relazione ottenuta da dati di origine fluviale sia valida anche per i meandri a marea, per lo meno per i meandri analizzati da Marani et al. (2002), indica che il parametro adimensionale  $L_x/\bar{B}$  tende a essere costante per diversi ambienti. Ciò suggerisce che, qualora i meccanismi fisici che governano lo sviluppo spaziale dei meandri agiscano ad una scala confrontabile con la loro larghezza, allora le forme generate mostrano forti analogie indipendentemente dalla natura dei processi che le hanno originate (Marani et al., 2002).

### **3.2.1.1 Morfologia della rete di canali**

La rete di canali, come nel caso fluviale, è costituita da diverse ramificazioni dove i segmenti più piccoli di ordine inferiore si incontrano a formare un canale di ordine superiore. Esistono diverse classificazioni per i *channel network*, che si basano fondamentalmente sul livello di complessità del canale (elaborazione) e sulla presenza di canali singoli o di una rete sviluppata (Eisma, 1998). La morfologia di un singolo canale varia da rettilinea a meandriforme, in base allo stesso criterio utilizzato per la controparte fluviale, ovvero il valore della sinuosità. È stato notato da diversi autori che in substrati non vegetati facilmente erodibili e con terreni non coesivi, i canali sono più rettilinei, mentre in regioni vegetate come le barene, essi aumentano la sinuosità, formando meandri (Garofalo, 1980; Eisma, 1998). Inoltre, i canali più grandi tendono a essere meno sinuosi, mostrando una certa stabilità dovuta al volume del trasporto di sedimento richiesto per avere variazioni.

La Figura 3.12 rappresenta una classificazione per le reti di canali a marea. La tipologia più comune osservata nelle barene e nei bassifondi è quella dendritica, in cui i canali di prim'ordine, che terminano bruscamente sulla superficie della barena, si uniscono a formare canali di ordine superiore. La complessità e la variabilità dei canali a marea è principalmente funzione dell'eterogeneità dei processi che caratterizzano gli ambienti a marea e della presenza di un flusso bidirezionale.



**Figura 3.12:** Classificazione delle diverse morfologie di *channel network* (da Hughes, 2012).

Nonostante esista una grande variabilità di reti di canali tidali, è molto frequente osservare *channel network* in cui diverse morfologie coesistono (Hughes, 2012).

### 3.2.1.2 *Morfologia e dinamica: densità di drenaggio*

Le caratteristiche morfometriche delle reti di canali tidali sono strettamente relazionate all'idrodinamica. A differenza dei sistemi fluviali che sono caratterizzati da una invarianza di scala, i canali a marea mostrano, invece, una dipendenza dalla particolare area considerata all'interno del bacino tidale (Fagherazzi et al., 1999). Nei fiumi, rami e network di ordini di grandezza diversi mostrano il medesimo comportamento, per una data caratteristica, come ad esempio l'area di drenaggio in ogni punto della rete di canali.

Questa invarianza di scala nei bacini fluviali riflette la dominanza di un singolo processo, come l'erosione fluviale, determinata dai gradienti topografici, che agisce a diverse scale (Rinaldo et al., 2004). Nei canali tidali, invece, il comportamento varia in funzione della posizione considerata all'interno del bacino.

Poiché i sistemi tidali non sono caratterizzati da un'invarianza di scala, è stato dimostrato che la tradizionale definizione di densità di drenaggio Hortoniana (la densità di drenaggio è il rapporto tra la lunghezza totale della rete, data dalla somma delle lunghezze di tutti i singoli rami, e l'area drenata dalla rete a marea) non fornisce una buona misura della capacità delle reti di alimentare (in fase di flusso) o drenare (in riflusso) i bacini a marea, in quanto si limita a dare informazioni sul grado di canalizzazione del bacino, ma non su quanto efficiente sia la rete di canali. Questa definizione non può essere applicata ai sistemi tidali, in quanto non è in grado di discriminare *network* diverse. È stata, quindi, introdotta una nuova definizione di densità di drenaggio, basata sulla distanza media che una particella d'acqua deve compiere per arrivare da un determinato punto sulla barena al canale più vicino, distanza che viene detta anche percorso fuori rete (Marani et al., 2003). Questa nuova definizione indica quanto efficientemente la rete drena o alimenta il bacino.

Mentre nei sistemi fluviali è il gradiente topografico a guidare il drenaggio, nelle reti di canali tidali, le direzioni di drenaggio sono definite da gradienti idrodinamici. Per questo motivo, la distribuzione delle lunghezze medie dei percorsi fuori rete e la corrispondente area del bacino drenato mostrano strutture fortemente dipendenti dal sito (Rinaldo et al., 2004).

### **3.2.2 Ontogenesi dei canali tidali**

La formazione e l'evoluzione dei canali in ambienti lagunari è controllata da una serie di processi che operano sia sul piano verticale, che orizzontale. I processi verticali consistono fondamentalmente in processi di approfondimento o di diminuzione della profondità del canale. L'approfondimento può essere

---

determinato dall'erosione o dalla compattazione del sedimento, ma anche dalla risalita del livello del mare, mentre la diminuzione della profondità è associata alla deposizione di sedimento inorganico. Sul piano orizzontale agiscono, invece, processi legati a modificazioni planimetriche del canale, come la migrazione dei canali, e processi di ampliamento del canale attraverso erosione della sponda.

All'interno di uno stesso sistema tidale, i canali possono essere generati da processi diversi e, proprio in base alla loro origine, essi funzionano in modo differente (Hughes, 2012).

Un canale a marea si può generare attraverso due processi fondamentali:

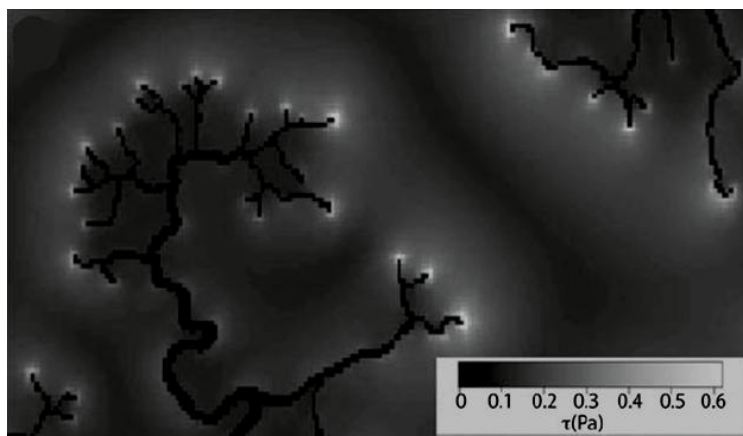
- per incisione di una superficie;
- per deposizione.

Secondo il primo metodo, il processo di erosione alla testa dei canali risulta fondamentale nello sviluppo di una rete di canali. Attraverso modelli numerici, è stato dimostrato che gli sforzi tangenziali al fondo (*bottom shear stress*) raggiungono valori massimi in corrispondenza delle estremità (*tip*) dei canali di marea e in prossimità delle anse, dove il flusso proveniente dalla piattaforma intertidale viene convogliato nel canale (Figura 3.13). Questi valori di *shear stress* sono sufficienti per causare l'erosione e il conseguente sviluppo del canale.

Nonostante i flussi che caratterizzano la piana tidale siano generalmente modesti e poco profondi, a una certa distanza del flusso, detta "lunghezza critica del flusso", il volume coinvolto e la velocità raggiungono valori che permettono di portare in sospensione il sedimento presente al fondo, favorendo l'erosione della piana tidale. La lunghezza critica dipende ovviamente dalla resistenza all'erosione del sedimento, ma anche dall'intensità dei flussi d'acqua che vengono drenati e dalla capacità di infiltrazione dell'acqua. Negli ambienti intertidali, la formazione dei canali è più facilmente associata alla fase di riflusso, in corrispondenza della quale si generano forti gradienti idraulici tra canale e piattaforma tidale, che creano velocità tanto elevate da innescare processi erosivi.

Altri autori suggeriscono, invece, che lo sviluppo dei canali sia legato alla fase di flusso (Hughes, 2012).

Una volta che il canale ha iniziato ad incidersi, a questa fase di formazione iniziale seguirà una lenta elaborazione, caratterizzata da un aumento della complessità del canale con processi di approfondimento o aumento della sinuosità.



**Figura 3.13:** Distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo su una barena della Laguna di Venezia (da D'Alpaos et al., 2005).

In alternativa a questo tipo di genesi, la formazione dei canali può avvenire anche secondo modelli deposizionali (Hood, 2006, 2010). A differenza dei bassifondi e dei canali, le barene sono caratterizzate da tassi di accumulo maggiori in quanto la deposizione è incrementata dalla materia organica fornita dalla vegetazione. Inoltre, come già spiegato nel capitolo precedente, la vegetazione è in grado di favorire anche la deposizione inorganica, sia per catturare direttamente delle particelle in sospensione, ma anche per la riduzione della velocità del flusso, con conseguente deposizione, dovuta proprio a una biomassa abbondante e densa. La formazione di accumuli di sedimento determinano lo sviluppo di vie preferenziali dove il flusso si concentra, impedendo l'accumulo di sedimento mentre la barena cresce tutt'intorno (Hughes, 2012).

Dopo la formazione dei canali a marea, una serie di processi secondari agisce per alterare le reti di canali esistenti, incrementando la loro complessità

(elaborazione). Esempi di questi processi sono la connessione di canali esistenti o l'estensione per collasso di blocchi dalla sponda (Eisma, 1998). Oltre ai processi fisici e biologici, anche i processi geochimici sono molto importanti nell'evoluzione geomorfologica delle barene e dei bassifondi. Spesso, infatti, si formano specchi d'acqua sulla superficie delle barene che possono essere soggetti a un incremento della salinità. Ciò comporta variazioni nella vegetazione circostante (Perillo e Iribarne, 2003) e, dunque, nel tasso di composizione di materia organica, che si ripercuotono poi sulla topografia della barena.

Benché l'elaborazione sia considerato un processo secondario, esso risulta di fondamentale importanza in quanto influenza la stratigrafia delle regioni intertidali, attraverso la migrazione laterale del canale e la deposizione di *point bar* (Hughes, 2012).

### 3.2.3 Idrodinamica

Negli ambienti intertidali, i canali sono caratterizzati da una grande variabilità, in termini di morfologia e non solo, la quale è determinata da una serie di fattori fisici e idrodinamici che ne influenzano l'evoluzione.

In ambiente lagunare, il flusso bidirezionale mostra due picchi di velocità, rispettivamente durante la fase di flusso (*flood*) e nella fase di riflusso (*ebb*) (Fagherazzi et al., 2004). Le velocità della *flood tide* e della *ebb tide*, tuttavia, non sono uguali, ma variano entrambe, sia in valore assoluto, sia in rapporto l'una rispetto l'altra, in base alla posizione all'interno del sistema tidale. Questo fenomeno viene chiamato "asimmetria tidale" e mostra una grande influenza nella morfologia dei canali. Questa differenza nei valori di velocità o nel periodo è dovuta al fatto che essendo l'onda di marea un'onda lunga in acque basse, la celerità dell'onda è proporzionale alla profondità  $h$  dell'acqua ( $c \propto \sqrt{gh}$  dove  $g$  è la gravità) (Hughes, 2012). Inoltre, anche la presenza di aree intertidali estese vegetate ha una certa influenza sui tempi delle correnti di flusso e di riflusso. Una più lenta propagazione della *flood tide* e della *ebb tide* causa un ritardo nella marea, accorciando la fase di riflusso. In questo modo, per muovere lo stesso

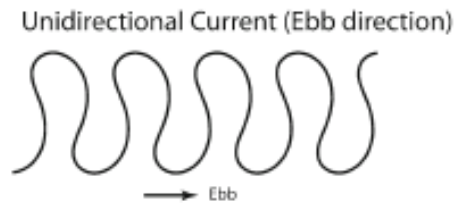
prisma di marea in tempi più brevi, la velocità dovrà necessariamente aumentare. Poiché la corrente si muove più facilmente nei canali che sulla piana tidale, durante la fase di riflusso, la pendenza della superficie d'acqua relativa tra la piattaforma e i canali diventa più ripida, determinando flussi più rapidi. Si hanno, così, alterazioni della velocità di picco tra la marea entrante e quella uscente (Friedrichs e Aubrey, 1988; Fagherazzi et al., 2008).

Nei canali tidali, il flusso è, infatti, spesso controllato più dai gradienti della superficie libera dell'acqua piuttosto che da gradienti topografici. Tuttavia, nei canali più piccoli, la pendenza al fondo assume una maggiore importanza nell'influenzare la propagazione della marea e la fase di drenaggio (Rinaldo et al., 1999). A differenza dei fiumi, nei canali tidali, in genere, la velocità massima della corrente non coincide necessariamente con il massimo stadio delle fasi di flusso e riflusso, ovvero con i valori massimo e minimo della profondità dell'acqua, ma coincide con un punto medio del ciclo tidale.

### ***3.2.3.1 Evoluzione dei meandri e migrazione***

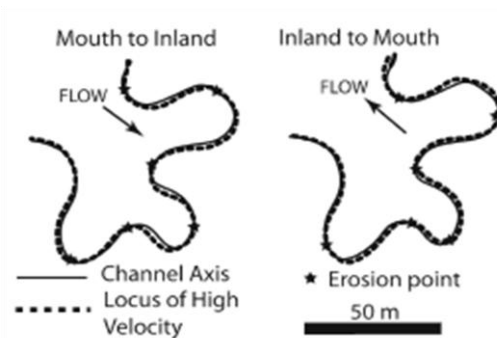
I processi che definiscono l'evoluzione dei meandri hanno la capacità di determinare una grande influenza sulle strutture deposizionali che vanno formandosi.

Nei sistemi fluviali, la linea di massima velocità della corrente, a cui corrisponde il punto di massima erosione, non combacia esattamente con l'asse del canale. Di conseguenza, il picco di erosione sulla sponda esterna del meandro può non coincidere con l'apice del meandro stesso, ma essere spostato in prossimità del punto di flesso verso monte, come conseguenza del flusso unidirezionale diretto verso valle (Fagherazzi et al., 2004). Qualora i processi erosivi siano abbastanza intensi, il meandro assumerà una morfologia asimmetrica (Figura 3.14).

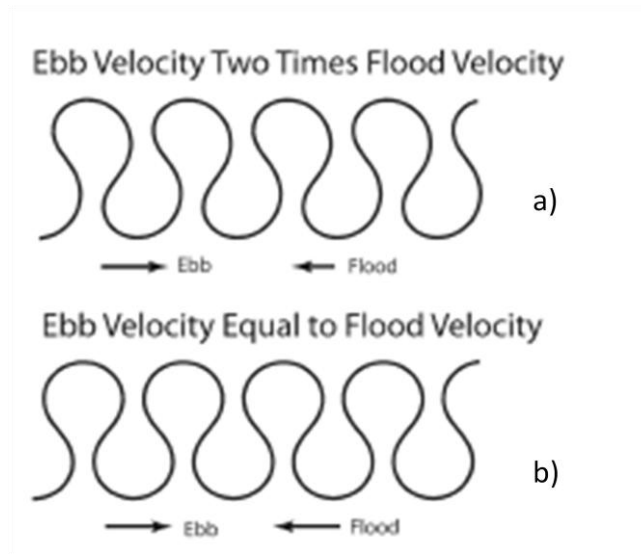


**Figura 3.14:** Morfologia dei meandri soggetti a un flusso unidirezionale (modificato da Fagherazzi et al., 2004).

Anche nei canali tidali, caratterizzati da un flusso bidirezionale, sia nella fase di flusso che di riflusso, la velocità massima è asimmetrica rispetto alla curvatura del meandro. In genere, però, la linea di massima velocità durante la fase di riflusso (*ebb*) non segue lo stesso percorso della linea corrispondente alla fase di flusso (*flood*). Questa variazione porta le correnti a erodere punti differenti del meandro nelle due diverse fasi (Figura 3.15). In base alla intensità relativa di velocità delle maree entranti e uscenti (asimmetria tidale), il meandro può essere simmetrico o deformato (Figura 3.16), assumendo a volte una forma cuspidata, caratteristica degli ambienti tidali. Attraverso una semplice analisi della geometria dei meandri, è quindi possibile determinare le velocità relative di delle correnti *ebb* e *flood* (Fagherazzi et al., 2004).



**Figura 3.15:** Rappresentazione schematica della linea di massima velocità del flusso rispetto all'asse centrale del canale in fase di flusso e di riflusso. La stella indica i punti di erosione che non coincidono, però, con gli apici dei meandri (modificato da Fagherazzi et al., 2014)



**Figura 3.16:** Morfologia dei meandri a marea nel caso di un flusso bidirezionale con dominanza delle *ebb current* (a); nel caso in cui le velocità della *ebb tide* e della *flood tide* sono uguali (b) (modificato da Fagherazzi et al., 2004).

Come nel caso fluviale, quando il flusso d'acqua in curva è forzato verso la sponda esterna, si crea sulla superficie d'acqua un gradiente sufficiente a innescare una circolazione secondaria che muove acqua e sedimento verso l'interno della curva formando la *point bar*. Nei sistemi tidali, essendo il flusso bidirezionale, questa circolazione secondaria agisce in diverse direzioni e con diverse intensità, causando deposizione o erosione sulle sponde, alternativamente verso monte e verso valle (Hughes, 2012). Questo regime idrodinamico determina la formazione di barre complesse (Barwis, 1978), dove le forme di fondo presentano spesso simmetria e orientazione opposta al flusso dominante.

La migrazione dei canali ha il potenziale di produrre strutture deposizionali significative principalmente attraverso l'accrezione laterale dei depositi delle barre.

In ambienti tidali, la migrazione avviene sostanzialmente attraverso l'erosione dell'*outer bank*, favorita dalla elevata velocità di flusso alla sponda, e il collasso di blocchi. Anche attraverso fenomeni di *cut-off* i canali possono migrare lateralmente.

---

Se confrontata con la controparte fluviale, la migrazione dei canali a marea sembra essere decisamente lenta (Gabet, 1998), in particolare nelle barene in cui la vegetazione svolge un'azione stabilizzante. I bassi tassi di migrazione laterale sono dovuti alla persistenza del materiale collassato che protegge temporaneamente la sponda dall'erosione. La migrazione laterale diminuisce, inoltre, con la deposizione di sedimento sulla superficie della barena, che comporta una riduzione del prisma di marea e della velocità di flusso dei canali (French e Stoddart, 1992).

Da un confronto tra l'evoluzione delle piane tidali rispetto alle controparti fluviali (*floodplain*), emerge che le barene evolvono in modo diverso dalle *floodplains*, non solo per la lenta migrazione che caratterizza i meandri tidali, ma anche per le frequenti inondazioni della barena e conseguente deposizione di sedimento. Mentre nelle piane d'esondazione, la quantità di sedimento rielaborato dalla migrazione del fiume è molto maggiore se confrontata al sedimento depositato dalle piene, nelle barene si ha esattamente l'opposto. La ragione di questa ennesima differenza tra sistemi fluviali e tidali, sta nel fatto che nei fiumi i depositi associati alla piana d'esondazione sono legati a rari eventi di piena, mentre l'inondazione della piana tidale avviene relativamente spesso. Pertanto, il sedimento non viene conservato lungo il canale, come nei fiumi, ma una frazione importante viene trasportata e depositata sulla superficie della barena durante l'alta marea (Fagherazzi et al., 2004).

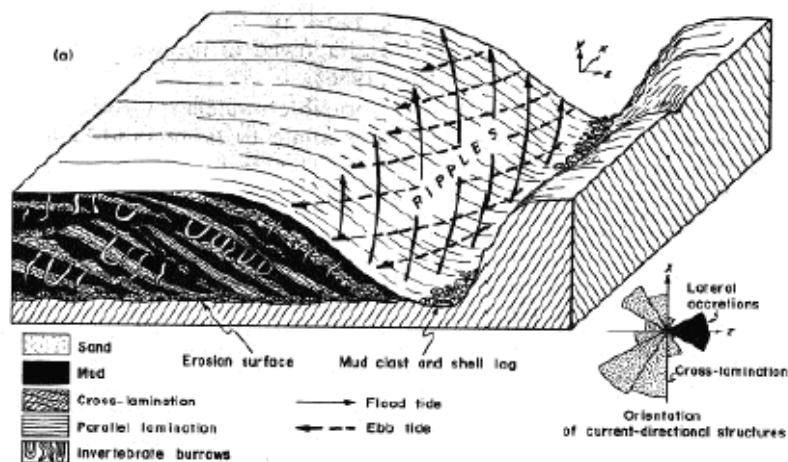
### **3.2.4 Sedimentazione**

La migrazione laterale dei canali produce sedimentazione sia laterale che verticale. L'evoluzione dei meandri porta alla formazione di *point bar*, apparentemente simili a quelle fluviali, ma con strutture molto diverse. Queste barre vengono classificate in base alla morfologia e al raggio di curvatura del meandro, in base al quale è possibile avere anche la formazione di complesse barre multilobate, nel caso di curvature intermedie. Poiché i sistemi tidali sono

soggetti a un flusso bidirezionale, le *point bars* tendono a essere allungate 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*, passando da sabbia a sedimento più notevolmente ricco in fango. Questo trend è indice di una riduzione dell'energia del flusso. Questo deposito poggia su una superficie netta erosiva che costituisce la base del canale, riconoscibile attraverso un deposito di fondo canale (*lag*) costituito da sedimento grossolano e gusci (Barwis e Hayes, 1979), nonché da clasti di fango formati da blocchi (breccia) collassati dalla sponda o che derivano dall'erosione delle estremità. Nel caso di sistemi molto fangosi, spesso risulta complesso distinguere il *lag* del canale. Questa difficoltà è incrementata anche dall'intensa bioturbazione a cui questi depositi sono soggetti.

Come rappresentato in Figura 3.17, l'architettura delle *point bars* tidali sembra essere simile a quelle fluviali. Il sedimento che costituisce la barra, però, caratterizzato da un alternanza di strati più o meno spessi di sabbia e fango, presenta un contenuto in fango molto più abbondante.



**Figura 3.17:** Rappresentazione dell'architettura e delle strutture sedimentarie di *point bar* tidali (da Allen, 1982).

Nelle aree intertidali soggette a una minore energia, i depositi di canale sono interamente fangosi tanto che risulta estremamente ostico distinguere tra depositi

---

legati a un movimento laterale e depositi di riempimento del canale conseguente all'abbandono dello stesso (Barwis e Hates, 1979).

Per quanto concerne le strutture sedimentarie, il flusso tidale bidirezionale può creare laminazione o stratificazione incrociata, grazie alla formazione rispettivamente di *ripples* e *dune*. A differenza delle barre fluviali in cui la stratificazione immerge verso valle, le *point bars* tidali sono caratterizzate da una stratificazione inclinata verso il *thalweg* del canale (Barwis, 1978).

Un tipo di stratificazione diagnostica per l'ambiente tidale è la *herringbone cross-stratification*, costituita da un set di lamine incrociate orientate secondo la *ebb current* e lamine orientate secondo la *flood current*. Questo tipo di stratificazione permette di individuare se una delle due correnti tidali prevale sull'altra (Hughes, 2012).

Un'altra struttura tipica delle *point bar* tidali è la *Inclined Heterolithic Stratification* (IHS): un'alternanza di sabbie e strati più ricchi in fango e silt, accumulati su superfici caratterizzate da una certa pendenza. Questi strati mostrano, infatti, inclinazioni variabili tra 1° e 30° (angolo di riposo delle sabbie). Lo sviluppo di queste forme è legato all'accrezione laterale delle barre associate ai meandri a marea.

La continua esistenza di un canale è legata al bilancio esistente tra erosione e deposizione (Hughes, 2012). Variazioni del prisma tidale, dovute a cambiamenti nel livello del mare o nel tasso di sedimentazione, possono comportare una diminuzione della velocità nel canale, influenzando non solo l'area della sezione del canale, ma anche la totale struttura della rete di canali. Una riduzione del prisma tidale causa una riduzione della sezione del canale e un ritiro della rete. Al contrario, un aumento del prisma tidale, determinato per esempio da una diminuzione della quota della superficie di barena, può favorire l'erosione del sedimento, ri-incidendo i canali e determinando una ri-espansione della rete di canali.

La preservazione dei canali tidali dipende, quindi, dal rapporto tra processi erosivi e deposizionali, innescati da variazioni nel prisma tidale.

### 3.3 Meandri fluviali e meandri tidali a confronto

Dopo aver trattato singolarmente i corsi d'acqua meandriformi e i canali a marea, risulta utile un confronto diretto. In Tabella 3.1 sono sintetizzate le principali differenze tra i meandri fluviali e i meandri tidali, oggetto di studio in questo lavoro.

Meandri FLUVIALI	Meandri TIDALI
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Flusso unidirezionale</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Flusso bidirezionale</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Alta variabilità delle portate tra portate formative e portate in piena</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bassa variabilità delle portate che variano entro un range di valori limitato</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Durante l'evoluzione la larghezza rimane pressoché costante</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• L'espansione dei canali è associata ad un aumento della larghezza dei canali verso mare</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Migrazione rapida</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Migrazione più lenta</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Affluenti laterali meno frequenti</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Molti affluenti laterali minori</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Tasso di accumulo di fango sulla <i>floodplain</i> variabile</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Alto tasso di accumulo di fango sulle barene o sui bassifondi adiacenti</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Depositi al top della barra: da fangosi a sabbiosi.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Depositi al top della barra: fango bioturbato con interstrati sabbiosi</li> </ul>

**Tabella 3.1:** Principali differenze tra meandri fluviali e meandri a marea.



## 4 Acquisizione dei dati e metodi di analisi

### 4.1 Campionamento

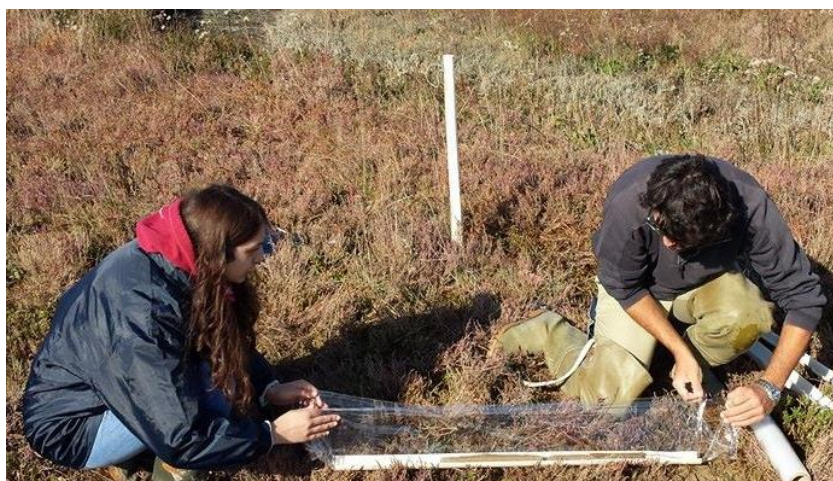
L'attività di campionamento è stata effettuata in due campagne nei mesi di maggio e giugno 2015, in condizioni di bassa marea. I campioni sono stati prelevati utilizzando un carotatore manuale, visibile in Figura 4.1, il quale fornisce carote di lunghezza di 1 metro e diametro di circa 3 cm. Una volta prelevato, ciascun campione è stato trasferito in un portacampione, precedentemente siglato, costituito da un tubo in PVC lungo 1 metro, sezionato longitudinalmente (Figura 4.2). Le carote sono state, quindi, avvolte con pellicola trasparente, come è possibile vedere in Figura 4.3, per evitare l'essiccamento eccessivo dei campioni e preservarne, dunque, le caratteristiche fino alla successiva attività di analisi di facies sedimentarie.



**Figura 4.1:** La foto mostra il carotiere in fase di infissione nel terreno.



**Figura 4.2:** Insieme di carote prelevate e trasferite nei portacampioni.



**Figura 4.3:** Le carote vengono avvolte con pellicola trasparente per migliorarne la conservazione.

Nel *ghebo* oggetto di studio (Figura 4.5) sono stati prelevati in totale 100 campioni lungo 16 transetti trasversali rispetto all'asse del *ghebo* stesso. La posizione dei transetti è stata scelta in modo da ricoprire tutto il tracciato del *ghebo*, considerando sezioni di particolare interesse in relazione ai meandri che costituiscono il *ghebo* stesso. In ogni transetto sono state prelevate da 3 a 10 carote, in base alla larghezza e alla conformazione del *ghebo*, misurando le distanze precise tra i punti di campionamento con una cordicella metrica. All'interno di ciascun transetto le carote sono state numerate in ordine crescente partendo dal valore 1 attribuito al primo campione preso verso la sinistra idrografica.

Sono stati, poi, prelevati altri 4 campioni utilizzando delle “cornici” che consistono in una struttura metallica, a forma di prisma, con base quadrata di lato 10 cm e altezza di 50 cm, privo di due facce laterali (Figura 4.4).

I campioni ottenuti da queste “cornici” hanno il vantaggio di avere dimensioni notevolmente maggiori, rispetto alle singole carote, permettendo, quindi, di osservare in modo migliore le strutture sedimentarie presenti nei campioni stessi. Una volta prelevati, i campioni sono stati siglati e orientati, segnando con due frecce la direzione verso il *lag* di fondo canale e la direzione della *ebb current*. I singoli campioni ancora all'interno della cornice sono stati,

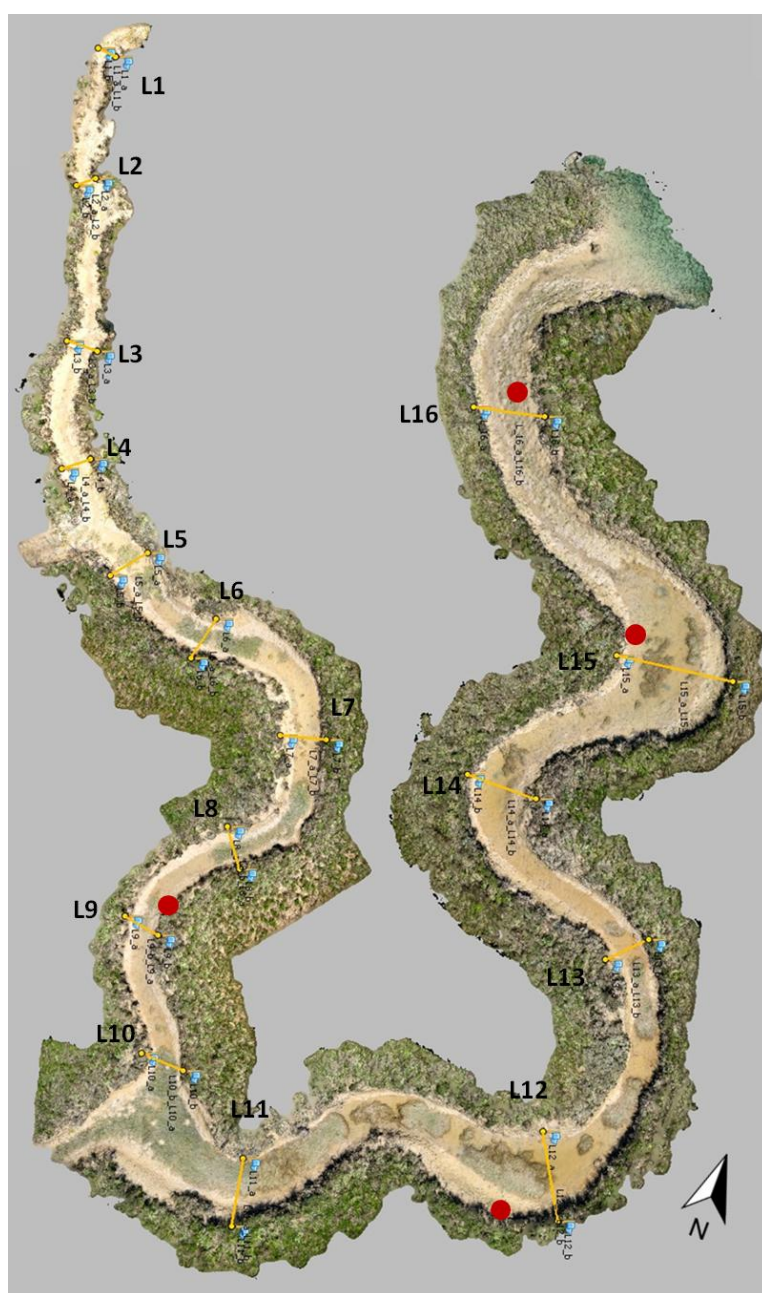
poi, avvolti abbondantemente con pellicola trasparente e poggiati su una base solida di legno, per mantenere il campione all'interno della cornice stessa ed evitarne la perdita di consistenza del campione. In seguito sono stati congelati per conservarli fino alla successiva analisi sedimentologica.

Anche in questo caso la scelta della posizione dei campioni si è basata su punti di particolare interesse, come le sponde interne dei meandri prossimi alla bocca del *ghebo*, dove si riteneva più probabile la presenza di strutture sedimentarie.

L'ubicazione dei transetti e dei campioni è rappresentata in Figura 4.5.



**Figura 4.4:** Le foto mostrano le “cornici” utilizzate per il campionamento.



**Figura 4.5:** Ubicazione dei transetti da L01 a L16. I pallini rossi rappresentano, invece, la posizione dei 4 ulteriori campioni prelevati con le “cornici”.

---

## 4.2 Analisi sedimentologiche

Prima di procedere con le analisi sedimentologiche, i campioni avvolti nella pellicola sono stati aperti per un tempo sufficiente a consentire una parziale asciugatura delle carote, mantenendole comunque umide. I campioni sono stati tagliati longitudinalmente, in modo da ottenere una superficie fresca per effettuare l'analisi di facies, e fotografati per intero e in dettaglio.

Per ogni singola carota è stata evidenziata prima di tutto la granulometria del sedimento e quindi eventuali trend granulometrici. Si è poi osservato il colore del sedimento, l'esistenza di strutture sedimentarie, come laminazioni, la presenza di detrito vegetale, radici, frammenti di gusci e intraclasti. Sono state rilevate anche strutture di bioturbazione.

Dai log ricavati da queste analisi, in ciascuno dei 16 transetti, le carote sono state correlate formando delle sezioni stratigrafiche che sono state, in seguito, rappresentate attraverso l'uso del software di grafica CorelDRAW X7.

I campioni prelevati attraverso l'uso delle "cornici" sono stati, invece, scongelati, tagliati a metà longitudinalmente, in modo da sfruttare una delle due parti per l'analisi di facies e conservare, invece, l'altra metà, per ulteriori analisi future. Dopo aver lasciato asciugare abbondantemente il campione, si sono identificate le strutture sedimentarie presenti e si è provveduto a fotografarle in dettaglio.

## 4.3 Digitalizzazione della rete di canali

In questo lavoro sono stati applicati modelli matematici (si vedano i paragrafi 4.4 e 4.5) che richiedono dei particolari file di input. Per la generazione di questi file è stato utilizzato il software ArcGIS 10.2.2 e in particolare l'applicazione ArcMap. Un software di tipo GIS è un sistema informatico che permette la gestione e l'analisi di dati geografici e la visualizzazione delle immagini a essi

associate. La gestione delle informazioni con contenuto spaziale è consentita grazie a un insieme di strumenti (*tools*) e funzioni, di cui il GIS è corredato.

L'applicazione ArcMap, che è stata utilizzata in questo lavoro, permette la creazione di file vettoriali per la rappresentazione geografica. In ArcMap è, infatti, possibile creare, editare o rimuovere *layer* di tipo diverso, in particolare quelli che contengono *shape file*, ovvero delle forme geometriche, come linee, polilinee e poligoni, che possono essere disegnate.

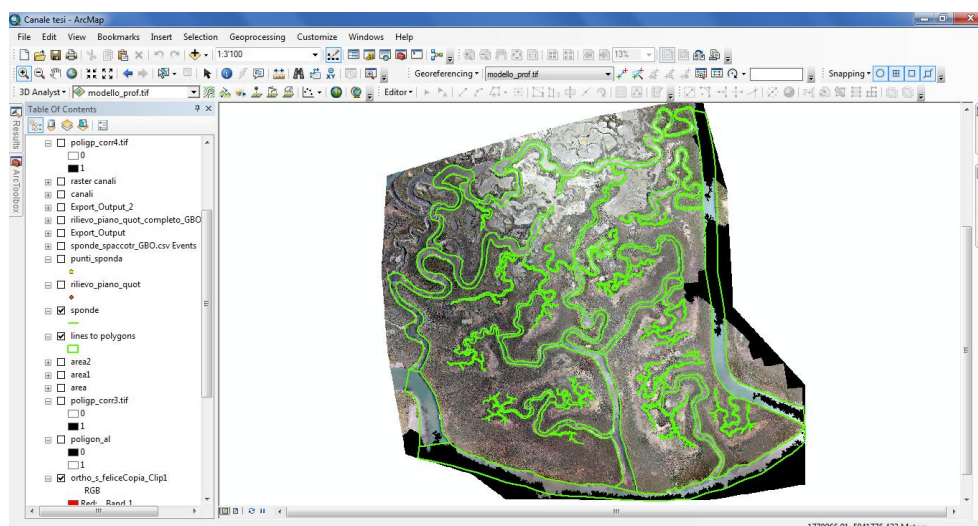
Per studiare le reti di canali a marea e applicare i due modelli matematici, spiegati nei paragrafi 4.4 e 4.5, ai canali della barena San Felice, è stato necessario digitalizzare la rete di canali.

Innanzitutto è stata importata nell'ambiente di lavoro e georeferenziata una ortofoto a colori (Figura 4.6) ad elevata risoluzione spaziale, la cui acquisizione è avvenuta nel 2012 attraverso l'utilizzo di un elicottero radiocomandato.



**Figura 4.6:** Ortofoto della barena San Felice in Laguna di Venezia.

Per digitalizzare la rete di canali, è stato creato uno *shape file* con cui, attraverso numerose polilinee (una polilinea per canale), seguendo l'immagine ortorettificata, si sono rappresentati tutti i bordi dei canali. Le polilinee sono state successivamente chiuse in corrispondenza delle bocche dei canali stessi che drenano la barena (Figura 4.7).

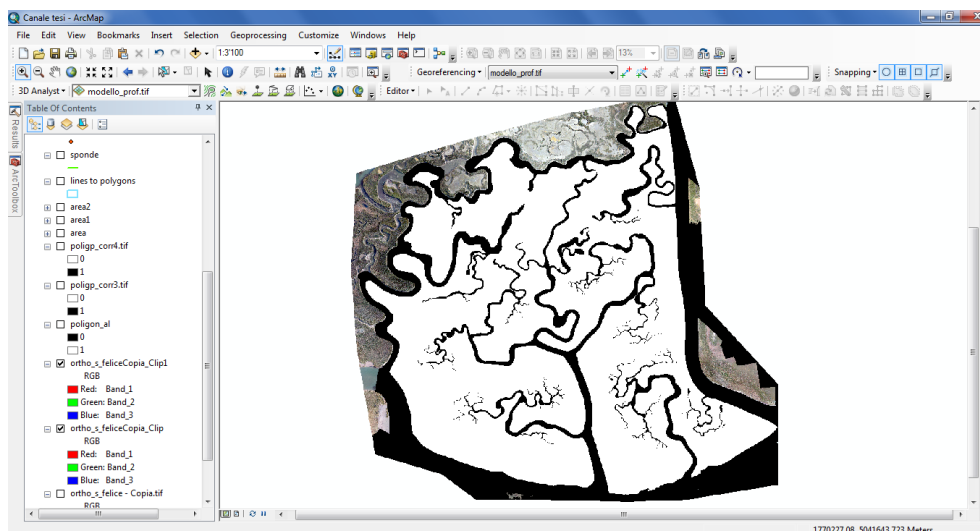


**Figura 4.7:** Schermata di ArcMap in cui si visualizzano le polilinee che definiscono la rete di canali a marea.

Una volta chiuse, le polilinee che delimitano la rete di canali e la barena vengono trasformate in poligoni, attraverso lo strumento *Features to polygon*, presente nell'*Arc Toolbox* al menù *Data Management Tools/Features*. A questo punto è possibile convertire questo insieme di poligoni in un'immagine raster, ovvero un'immagine costituita da una griglia regolare di maglie quadrate (pixel). Prima di effettuare questa trasformazione è però necessario assegnare ai poligoni un numero identificativo ID che permetta di distinguere tra i poligoni che rappresentano i canali, ai quali è stato attribuito un valore identificativo ID = 1, e il poligono che definisce la barena, per il quale ID = 0.

Attraverso la funzione *Polygon to Raster* in *ArcToolbox/Conversion Tools/To Raster*, l'insieme dei poligoni è stato trasformato in un'immagine raster, scegliendo una dimensione delle celle (*cellsize*) di 0.20 m. L'immagine ottenuta è rappresentata in Figura 4.8, dove ad ogni valore numerico prima assegnato è stato

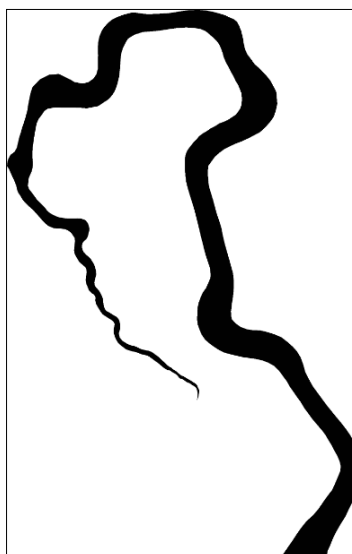
associato un colore: in questo caso nero per il valore 1 che definisce i canali e bianco per il valore 0 della barena.



**Figura 4.8:** Schermata di ArcMap in cui si può osservare l'immagine raster ottenuta dalla trasformazione dei poligoni.

Una volta ottenuta l'immagine raster, attraverso la funzione *Raster to ASCII* in *ArcToolbox/Conversion Tools/From Raster*, è possibile trasformarla in un file di testo contenente la matrice delle condizioni al contorno che sarà poi utilizzata come file di input nel modello idrodinamico semplificato.

Per il modello di analisi morfologica dei canali a marea, invece, si necessita di un'immagine raster per ciascuno dei canali che devono essere analizzati. Si è, quindi, proceduto a creare uno *shape file*, di tipo poligono, per ciascun canale, escludendo i rami minori (con lunghezze inferiori alla decina di metri) del network con una scarsa sinuosità, i quali, se analizzati con il modello in questione, non darebbero risultati significativi in termini di curvatura e identificazione di meandri. Ciascun poligono è stato trasformato poi in immagine raster imponendo una *cellsize* di 0.05 m. In Figura 4.9 è rappresentata un'immagine raster di uno dei canali presi in considerazione per l'analisi.



**Figura 4.9:** Esempio di immagine raster di un canale della barena San Felice.

#### **4.4 Modello di analisi morfologica dei canali a marea**

Data l'importanza che le reti di canali a marea hanno sull'origine e sull'evoluzione delle strutture morfologiche che caratterizzano gli ambienti lagunari, diviene utile caratterizzare quantitativamente la geometria dei canali tidali.

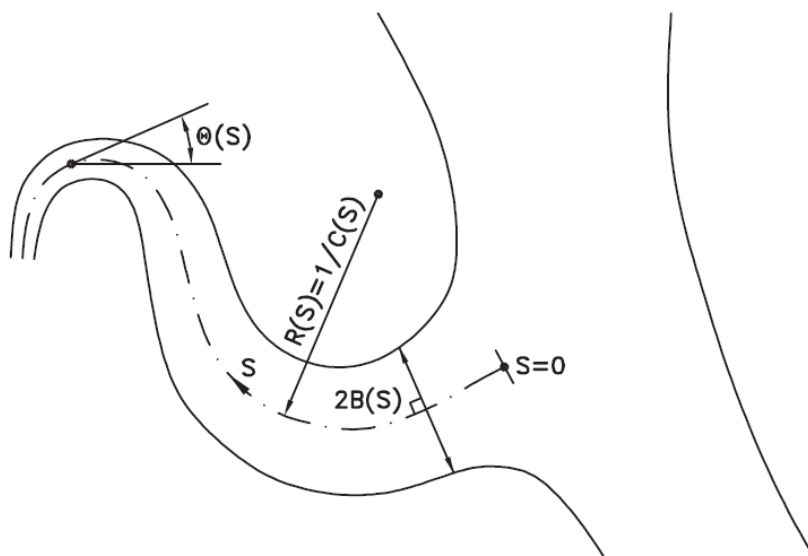
Questa modellazione si fonda su una serie di strumenti matematici, relativi principalmente a tecniche di elaborazione di immagini e di analisi dei segnali, che permettono, dunque, di definire in modo quantitativo i caratteri morfologici delle reti a marea che caratterizzano gli ambienti lagunari, consentendo di effettuare analisi di tipo morfometrico. Questo approccio, ben illustrato in Marani et al. (2002), ha, inoltre, il vantaggio di consentire confronti oggettivi tra risultati ottenuti da ambienti differenti, fluviali e tidali, dando informazioni sui principali processi che determinano le morfologia dei diversi ambienti tidali.

Per stabilire una caratterizzazione oggettiva e quantitativa della geometria dei canali a marea, in una rappresentazione discretizzata del sistema, è necessaria la classificazione di ciascun elemento grafico (pixel) del sistema, distinguendo gli elementi appartenenti alla rete di canali da quelli relativi alla porzione non canalizzata. Il risultato di questa procedura di classificazione è un insieme di pixel relativi alla *channel network* che delineano la configurazione planare del canale a marea in questione. Questa rappresentazione come immagine raster costituisce la base di partenza per le analisi morfometriche.

Per studiare le geometrie definite dalle immagini ottenute dalla digitalizzazione, è necessario ricorrere ad una rappresentazione matematica dell'asse del canale adeguata, che eviti la relazione funzionale  $y = f(x)$ . Viene scelto, quindi, 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 4.10).



**Figura 4.10:** Schema di un generico meandro a marea che mostra i parametri che ne descrivono la geometria (da Marani et al., 2002).

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

$$x_k = x(s_k)$$

$$y_k = y(s_k)$$

con  $s_k = k\Delta s$ , ottenuta dalla digitalizzazione attraverso una procedura di "skeletonizzazione" con 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) esprime la forma dei meandri fluviali nella 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");
- $c_S$  è il coefficiente di *skewness* (asimmetria).

Dall'equazione (1) si può notare che la seconda armonica è assente, in quanto l'equazione si riferisce a un caso ideale stazionario, in cui 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 4.10) 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, in quanto gli errori di discretizzazione vengono amplificati nel calcolo di derivate di ordine sempre più elevato. A questo scopo è stata usata la trasformata di Fourier, che permette un buon grado di approssimazione e consente il controllo delle scale spaziali considerate nell'analisi.

Attraverso le trasformate discrete di Fourier  $X_n$ ,  $Y_n$ , si ottiene un'interpolazione  $(x(s), y(s))$  della serie di  $N$  siti di meandro  $x_k, y_k$ :

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

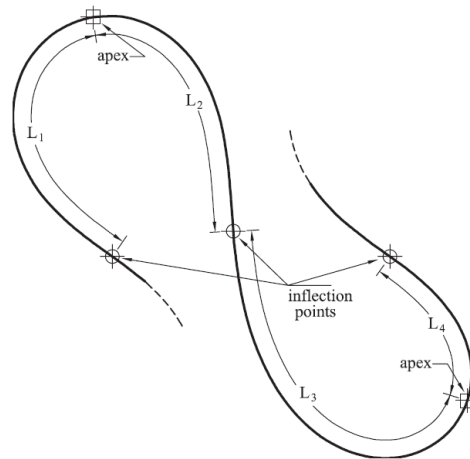
Derivando la componente  $x(s)$  rispetto a  $s$ , si ottiene:

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

Espressioni analoghe sono ricavate anche per  $y(s)$ .

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

Le equazioni (3) e (4) possono essere usate per 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 4.11), 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 4.11:** 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 circa 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”).

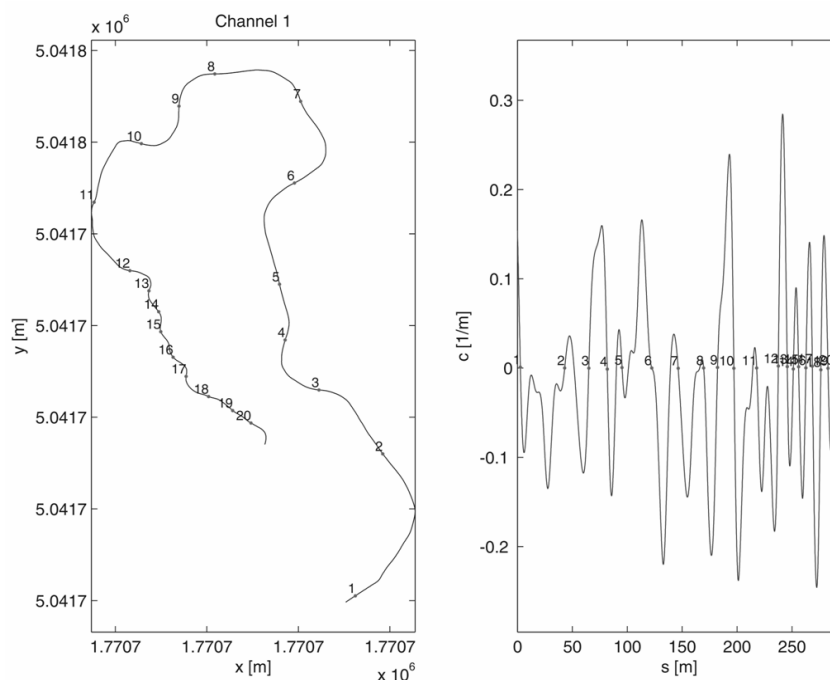
Finora la trattazione considerava un problema di ordine “zero”, ovvero in cui  $\varepsilon=0$ . Ora, la presenza di una seconda e di una terza componente armonica sposta la posizione degli apici rispetto ai punti di flesso, cambiando le lunghezze  $L_1$  e  $L_2$  in cui i lobi sono divisi. Queste lunghezze possono essere quindi usate per definire quantitativamente l’asimmetria a monte e a valle del meandro; in riferimento alla Figura 4.11, si può dire il primo lobo del meandro avrà un’asimmetria verso valle quando  $L_1 > L_2$  e un’asimmetria verso monte quando  $L_1 < L_2$ .

In Figura 4.12 sono riprodotti i dati ottenuti dall’analisi, effettuata col software Matlab, applicata a un meandro a marea della barena di San Felice in Laguna di Venezia. A sinistra è rappresentata la configurazione dell’asse del canale, mentre il grafico a destra mostra la curvatura del canale  $c(s)$ . Il segnale è stato filtrato applicando un filtro passa-basso, scegliendo una lunghezza di soglia di 10 m. Come si può notare la lunghezza d’onda dei meandri aumenta al crescere della coordinata intrinseca. Di conseguenza 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.

Questa evidenza, oltre alla grande variabilità di lunghezza dei meandri, conferma la 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. Per ottenere delle analisi accurate, si è fatto variare la lunghezza di taglio del filtro passa-basso in modo da scegliere il valore

che permette di ottenere un risultato più accurato. Una volta scelti i parametri, si è proceduto con l'analisi morfologica dei meandri, identificandoli attraverso il grafico della curvatura. L'identificazione avviene, in realtà, in modo automatico, determinando la posizione dei flessi nei punti in cui  $c(s) = 0$ .



**Figura 4.12:** Configurazione dell'asse e curvatura di un canale della barena di San Felice in Laguna di Venezia.

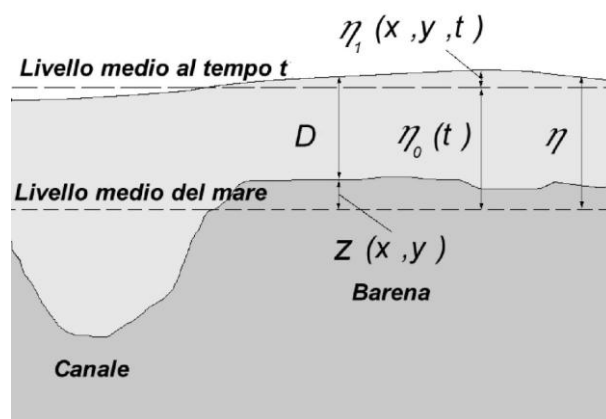
## 4.5 Modello idrodinamico semplificato di Poisson

Il modello idrodinamico di Poisson proposto da Rinaldo et al. (1999a) si basa su una serie di assunzioni:

- la propagazione della marea, quindi il campo di moto, sulle aree intertidali è dominato dalla resistenza al moto, 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  $\eta_0(t) - z(x)$ , ovvero  $\eta_1(x,t) \ll \eta_0(t) - z(x)$ ,

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 4.13);

- le variazioni della quota della superficie non canalizzata del bacino rispetto al valore medio sono significativamente piccole rispetto alla profondità media dell'acqua, quindi si assume che la superficie non canalizzata del bacino sia piana ( $z(x) = z_b$ );
- l'onda di marea si propaga molto più velocemente nella rete di canali piuttosto che attraverso la piattaforma tidale dove il moto è soggetto all'attrito. Si assume, quindi, una propagazione istantanea dell'onda di marea all'interno della rete di canali, anche se in verità questa ipotesi vale strettamente solo per bacini tidali relativamente piccoli.



**Figura 4.13:** 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:

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

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

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

L'equazione viene risolta nel dominio  $\Gamma$  imponendo due condizioni al contorno:

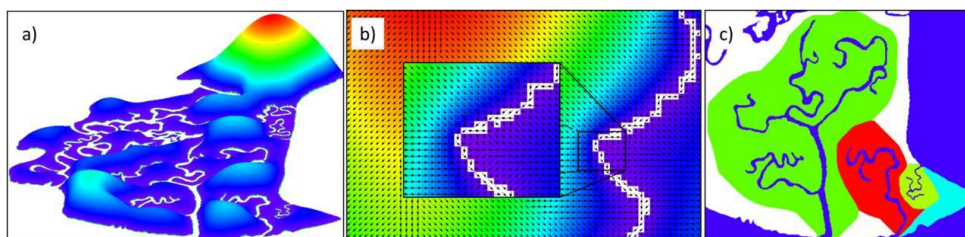
- $\frac{\partial\eta_1}{\partial n} = 0$  lungo i bordi impermeabili del bacino  $\partial\Gamma'$ , dove  $n$  è la direzione normale ai bordi;
- $\eta_1 = 0$  lungo la rete dei canali  $\partial\Gamma''$ .

Il coefficiente d'attrito, nominato nella prima assunzione del modello, viene espresso dall'equazione:

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

e dipende dal coefficiente di attrito di Chèzy  $\chi$  e da un valore caratteristico della corrente tidale massima  $U_0$ . Il coefficiente d'attrito  $\lambda$  è considerato costante in tutto il dominio considerato, mentre il termine forzante del secondo membro dell'equazione di Poisson, dipendente dal tempo, viene stimato in base all'onda di marea rappresentativa delle massime astronomiche.

Risolvendo l'equazione di Poisson (Figura 4.14), in base alle condizioni sopra definite, è possibile ottenere le direzioni del flusso in ogni posizione dell'area intertidale, determinando le direzioni di massima pendenza del pelo libero, ovvero la direzione individuata da  $\nabla\eta_1(x)$ . In questo modo è possibile identificare i partiacque relativi alle sezioni di ciascun canale, indipendentemente dall'istante  $t$  considerato. La condizione  $\eta_1 = 0$ , infatti, è conseguenza diretta della quarta assunzione del modello, in quanto, ipotizzando una propagazione istantanea dell'onda di marea, il livello lungo la rete di canali si mantiene costante e uguale al livello  $\eta_0$  alla bocca del bacino.



**Figura 4.14:** a) Soluzione dell'equazione (7) che mostra l'andamento della superficie libera, in scala fortemente esagerata in direzione verticale, sulla barena innervata dalla rete di canali durante la fase di riflusso, quando i flussi mareali sono diretti dalla barena verso la rete di canali. b) Andamento delle direzioni di drenaggio individuate sulla base del gradiente della superficie libera. c) Determinazione delle aree di barena drenate da diverse reti o canali, e relativi partiacque, determinate sulla base delle direzioni di drenaggio descritte al punto b).

È stato dimostrato, inoltre, da Marani et al. (2003), che la quarta assunzione, sopra illustrata, può essere estesa considerando un'onda di marea che si propaga con una celerità finita all'interno della rete di canali, determinando variazioni dell'elevazione  $\eta_1(x)$  nello spazio e nel tempo.

In particolare, si è notato che la tendenza verso aree drenate invariante nel tempo aumenta con la resistenza del flusso sulle superfici delle barene, dovuta alla presenza di una densa vegetazione, e quando il livello d'acqua all'interno del bacino è di poco superiore alla quota media di queste superfici (Rinaldo et al., 1999a).

#### 4.5.1 Lunghezza dei percorsi fuori rete

L'analisi delle caratteristiche morfologiche dei canali a marea e della piattaforma tidale ha permesso di individuare diverse relazioni tra proprietà geometriche o dinamiche misurabili e il flusso. È stata osservata l'esistenza di una relazione tra l'area della sezione trasversale del canale,  $\Omega$ , e il volume del prisma di marea  $P$ . Quest'ultimo è definito come il volume totale di acqua che viene scambiato attraverso una data sezione durante la fase di flusso o di riflusso e può essere espresso attraverso la seguente relazione:

$$P = \int_A [H(\mathbf{x}) - \max(z(\mathbf{x}), h(\mathbf{x}))] dx$$

dove  $H(\mathbf{x})$  e  $h(\mathbf{x})$  sono rispettivamente il massimo e il minimo livello d'acqua raggiunto e  $\max(z, h)$  è il massimo tra la quota topografica locale  $z(\mathbf{x})$  e  $h(\mathbf{x})$ , mentre  $A$  è l'area del bacino. (Rinaldo et al., 2004).

La relazione di proporzionalità  $\Omega \propto aP^b$ , con  $a$  e  $b$  costanti empiriche, dimostra che esiste, quindi, un equilibrio dinamico per cui l'area della sezione trasversale si aggiusterà in risposta a variazioni del prisma di marea, producendo, quindi, erosione o deposizione nel canale (O'Brien, 1969; Jarrett, 1976; Marchi, 1990). Tale relazione è nota come legge di O'Brien-Jarrett-Marchi (D'Alpaos et al., 2009).

Per estendere questa relazione anche alle regioni più interne dell'ambiente tidale, in cui l'area della sezione trasversale del canale è maggiormente legata allo sforzo tangenziale risultante dalle correnti tidali, è stata introdotta da Friedrichs (1995) una relazione di proporzionalità tra l'area della sezione del canale  $\Omega$  e la portata massima di sigizie  $Q$ . Friedrichs spiega l'esistenza di questa legge, mettendo in relazione la geometria della sezione del canale di equilibrio al cosiddetto sforzo tangenziale di stabilità  $\tau_s$ , ovvero il *bottom shear stress* totale appena necessario a mantenere lungo il canale un gradiente nullo nel trasporto netto di sedimento. Un'altra relazione empirica è stata introdotta tra la superficie drenata  $A$  e l'area della sezione liquida  $\Omega$ , espressa tramite una legge di potenza:  $\Omega \propto A^d$ , dove  $d \sim 1$ .

L'andamento della superficie libera, ricavato dall'equazione di Poisson, permette di determinare, nelle porzioni non canalizzate della barena, il percorso di drenaggio verso il canale idraulicamente più vicino. Questa vicinanza non è determinata dalla minima distanza geometrica tra il punto considerato e il canale, ma dal percorso idrodinamico che si basa su gradienti della superficie liquida.

Come evidenziato da Marani et al. (2003), è stata rilevata una tendenza a una distribuzione esponenziale delle lunghezze dei percorsi fuori rete,  $\ell$ , il cui valore

medio é dato dalla pendenza della retta, ottenuta rappresentando  $\ell$  in un diagramma semi-logaritmico. Questa distribuzione esponenziale indica una variabilità spaziale nello sviluppo delle reti di canali a marea.

Studi sulla relazione tra la lunghezza totale dei canali, il prisma di marea e l'area drenata, hanno dimostrato che la lunghezza complessiva dei canali dipende maggiormente dall'area drenata piuttosto che dal prisma di marea. L'area della barena, infatti, può rappresentare un *proxy* delle forzanti responsabili della formazione della rete di canali; questo implica che quando la piana tidale raggiunge quote che consentono la colonizzazione della vegetazione alofila, la configurazione del *network* congela e da quel momento in poi, può subire variazioni minori che non alterano la sua struttura di base (Marani et al., 2003, Rinaldo et al., 2004).

La relazione tra lunghezza totale dei canali e area drenata indica che la densità di drenaggio Hortoniana non è particolarmente distintiva, infatti essa rimane relativamente costante, anche in barene con caratteristiche diverse. Al contrario, le lunghezze dei percorsi fuori rete riflettono caratteristiche differenti dei *network* e risultano, quindi, più rappresentativi della struttura della rete di canali e del modo in cui questi incidono la barena.

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

#### **4.5.2 Andamento dello sforzo tangenziale**

L'andamento della superficie libera ottenuta dall'equazione di Poisson, permette di stimare lo sforzo tangenziale al fondo (*bottom shear stress*) che agisce

---

sulle aree intertidali. Lo *shear stress* prodotto dalle correnti tidali sulle porzioni non canalizzate del bacino può essere espresso attraverso la seguente relazione:

$$\tau(x) = \gamma[\eta_{0+}\eta_1(x) - z_b(x)]|\nabla\eta_1(x)| \quad (8)$$

dove  $\nabla\eta_1(x)$  è la pendenza locale della superficie d'acqua, mentre  $\eta_{0+}\eta_1(x) - z_b(x)$  rappresenta il tirante d'acqua.

Lo studio della distribuzione degli sforzi tangenziali nelle aree non canalizzate ha rilevato che i massimi valori di *shear stress*  $\tau(x)$  sono localizzati in corrispondenza delle estremità delle reti dei canali, suggerendo che l'erosione verso l'entroterra dei canali (*headward growth*) rappresenti il processo principale nelle fasi di genesi e sviluppo delle reti di canali a marea (D'Alpaos et al., 2005), come già accennato nel paragrafo 3.2.2 del presente lavoro.



---

## 5 Risultati

### 5.1 Analisi sedimentologiche

Le indagini relative alle caratteristiche sedimentologiche dei sedimenti sono state effettuate sulla base dei principi dell'analisi di facies. Questo tipo di analisi, effettuato sia su carote che su volumi di sedimento indisturbato, ha evidenziato la presenza di tre tipi principali di depositi, che ricorrono in quasi tutti i 16 transetti analizzati.

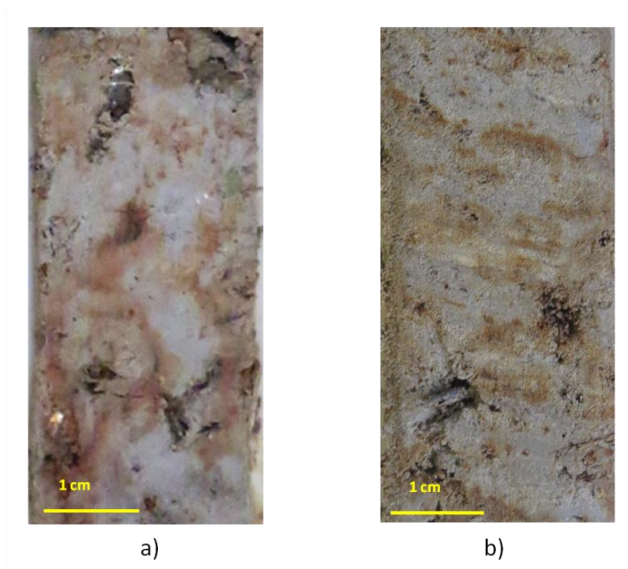
Sostanzialmente sono stati individuati:

- depositi di barena;
- depositi di riempimento di canale;
- depositi di bassofondo.

#### Depositi di barena

Dal punto di vista granulometrico, i depositi di barena sono costituiti da sedimento fangoso-siltoso che presenta macchie di ossidazione bruno-rossastra (Figura 5.1a), indice di esposizione subaerea. Questi depositi contengono abbondante materiale vegetale, in particolare radici di piante alofile che popolano la barena. Spesso si osservano anche livelli millimetrici di sabbia fine e ben classata di colore molto chiaro (Figura 5.1b). Depositi di questo tipo si riscontrano in tutti i 16 transetti presi in considerazione e caratterizzano il tetto delle carote più esterne di ciascun transetto, prelevate sulla barena, lungo i fianchi del *ghebo*. Gli spessori di questo tipo di deposito variano all'incirca da 10 cm a 50 cm lungo i

diversi transetti, aumentando muovendosi dal transetto L1 al transetto L16 (si veda la Figura 4.5).



**Figura 5.1:** a) Deposito di barena ossidata; b) Deposito di barena con livelletti millimetrici di sabbia.

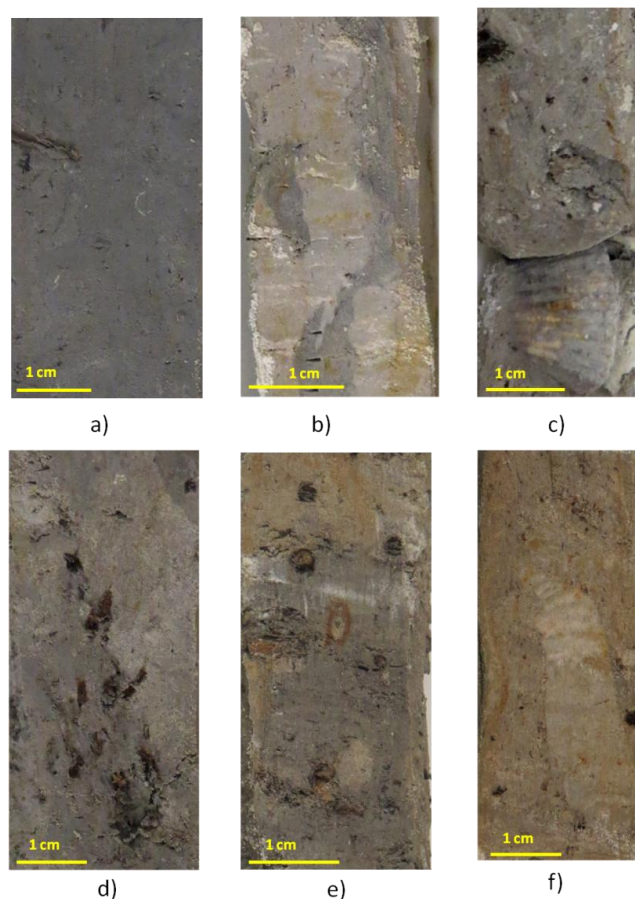
#### Depositi di riempimento di canale

Dall'analisi di facies è emerso che i depositi che costituiscono il riempimento del *ghebo* presentano caratteristiche differenti nei diversi transetti. Pertanto, si è considerato opportuno distinguere tre tipi di depositi di riempimento del canale:

- **Cn<sub>1</sub>**. È costituito da un sedimento fangoso (Figura 5.2a), molto scuro, privo di strutture sedimentarie. La base di questi depositi si presenta frequentemente caratterizzata da un'intensa bioturbazione (Figura 5.2b). Il deposito è caratterizzato da una discreta presenza di frammenti di gusci e bivalvi (Figura 5.2c). Il detrito vegetale è abbondante e, in particolare, si rinvencono spesso concentrazioni di frammenti vegetali alla base del riempimento di canale (Figura 5.2d). È stata riscontrata anche la presenza di clasti di fango (*mudclasts*), in alcuni casi facilmente riconoscibili grazie a sottili lamine di sabbia

che si interrompono bruscamente al bordo dell'intraclasto (Figura 5.2e, f).

Questa tipologia di deposito è stata identificata nelle parte superiore delle carote di centro canale dei transetti dal numero 4 al numero 10. Solo nel transetto L9 questo deposito è stato riscontrato anche nelle carote (carote L9-1, L9-2) collocate lungo il margine sinistro del canale (procedendo dalla testa del canale verso mare, ovvero nel senso della corrente di riflusso), a definire un riempimento di canale asimmetrico. Gli spessori di questi depositi variano da pochi centimetri fino ad un massimo di circa 30 cm. Solo nel transetto L10 e nelle carote L9-1 e L9-2 sono stati rilevati spessori più consistenti, che raggiungono anche i 60 cm circa.

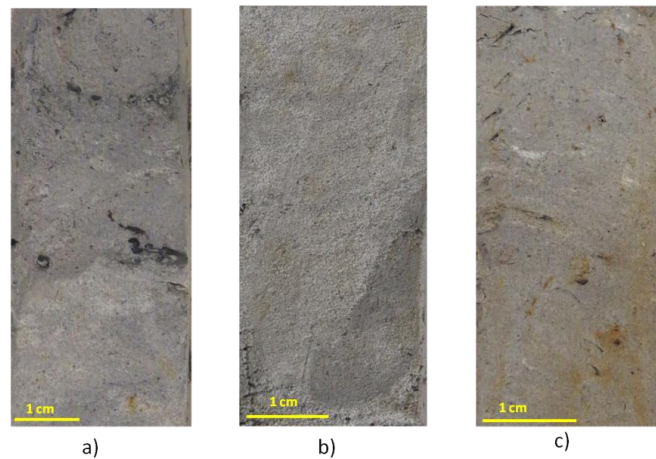


**Figura 5.2:** a) Deposito fangoso di riempimento del canale; b) Particolare di bioturbazione alla base del deposito Cn<sub>1</sub>; c) Particolare di guscio di bivalve del deposito di riempimento di

---

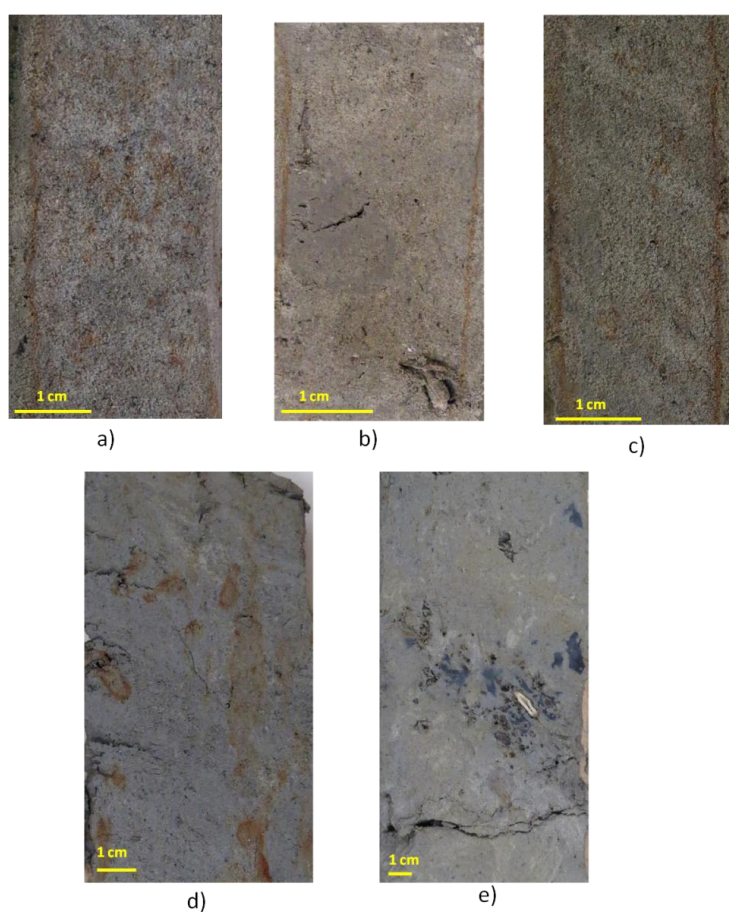
canale; d) Concentrazione di resti vegetali alla base del deposito Cn<sub>1</sub>; e) Deposito di riempimento del canale con *mudclast* di slope (in basso) e resti vegetali (in alto); f) *Mudclast* ben definito all'interno del deposito Cn<sub>1</sub>. Si notino le lamine millimetriche di sabbia all'interno del clasto.

- **Cn<sub>2</sub>**. Questo deposito di riempimento del canale si distingue dal precedente sostanzialmente per le caratteristiche granulometriche. Il sedimento, infatti, mostra una componente più sabbiosa con un trend di tipo *fining upward* che segna il passaggio da sabbia molto fine (*very fine sand*), o da una sabbia fangosa (*muddy sand*), a fango siltoso. Si è osservata un'importante abbondanza di detrito vegetale che identifica spesso la base di questo deposito (Figura 5.3a). Rispetto al deposito precedente, i frammenti di gusci (gasteropodi e bivalvi) sono comunemente più abbondanti. I *mudclasts* sono più abbondanti, ma mantengono sempre dimensioni dell'ordine di qualche centimetro (Figura 5.3b). In alcune carote si è notata la presenza di strutture sedimentarie, rappresentate da sottili lamine di sabbia inclinate di 20-25° (Figura 5.3c). Questa tipologia di riempimento è stata identificata dal transetto L11 a L14, sia nella porzione centrale del canale che su un fianco, al di sotto dei depositi di barena.. Rispetto al Cn<sub>1</sub>, gli spessori di questi depositi sono leggermente superiori e raggiungono anche i 70 cm nelle carote laterali di ciascun transetto.



**Figura 5.3:** a) Base del deposito di riempimento del canale di tipo Cn<sub>2</sub> definita dalla concentrazione di detrito vegetale; b) Riempimento del canale di tipo Cn<sub>2</sub> con lamine inclinate e clasto di fango; c) Particolare di lamine inclinate all'interno del deposito Cn<sub>2</sub>.

- **Cn<sub>3</sub>.** In questo deposito il sedimento è sostanzialmente sabbioso con un trend *fining upward* da una sabbia fine (*very fine sand*) a una *muddy sand* (Figura 5.4a) La componente fangosa è, quindi, molto ridotta rispetto al Cn<sub>1</sub> e al Cn<sub>2</sub>. La quantità di gusci presenti è maggiore, se confrontata con i depositi precedentemente descritti e la loro distribuzione si concentra nelle porzioni basali del deposito, dove si è riscontrata anche la presenza di clasti di fango (Figura 5.4b). Questi depositi sono caratterizzati da una fitta laminazione (Figura 5.4c, d) con strutture che presentano inclinazioni elevate, di 25-30°. I resti vegetali sono sempre abbondanti e, in alcuni casi, si concentrano a formare dei livelli che seguono l'inclinazione delle strutture prima citate, come nel campione di Figura 5.4e. Questo deposito è presente in tutte le carote dei transetti numero 15 e 16, escluse le carote L15-10 e L15-1, con spessori molto consistenti che raggiungono gli 80 cm. Nel campione 1 del transetto L15 e nei campioni 7, 8 e 9 del transetto L16, questi depositi sono sovrastati dal fango ossidato dei depositi di barena.



**Figura 5.4:** a) Sabbia fine che costituisce il deposito  $Cn_3$ ; b) Particolare di mudclast (al centro a sinistra) all'interno del deposito di riempimento del canale di tipo  $Cn_3$ ; c) Particolare di laminazione inclinata del deposito  $Cn_3$ ; d) Lamine inclinate nel deposito  $Cn_3$ ; e) Particolare di resti vegetali, nel deposito di tipo  $Cn_3$ , la cui disposizione segue l'andamento delle strutture sedimentarie inclinate.

### Depositi di bassofondo

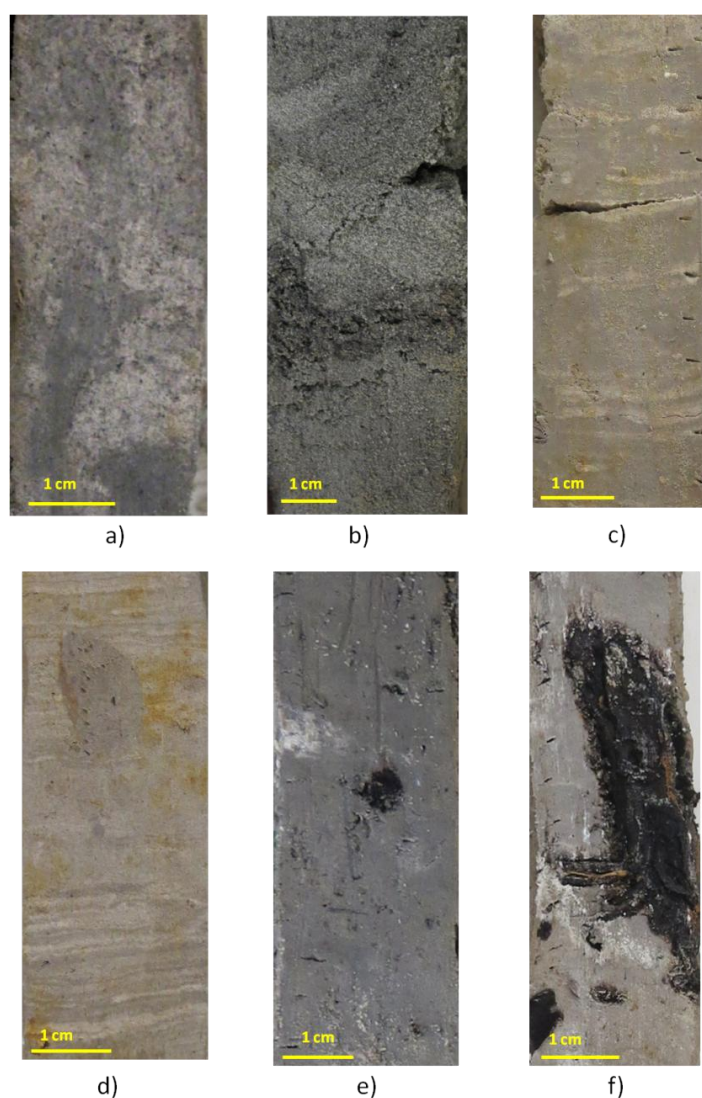
Questi depositi rappresentano il substrato su cui si impostano i depositi di riempimento di canale o i depositi di barena. Anche in questo caso si è deciso di distinguere opportunamente tre livelli posti uno sopra l'altro, che si ripetono lungo i diversi transetti:

- **Bf<sub>1</sub>**. Questo deposito è costituito generalmente da sabbia di colore grigio chiaro. In alcuni casi è possibile osservare il passaggio verso l'alto da sabbia fine (*fine sand*) a sabbia molto fine (*very fine sand*),

---

che va a costituire un trend *fining upward*. Più frequentemente, però, il sedimento si presenta come sabbia fine e molto fine mescolata con *silt* a causa dell'intensa bioturbazione (Figura 5.5a, b). Frammenti di gusci, bivalvi e gasteropodi, sono comuni, ma la loro distribuzione è variabile tra i diversi transetti. Raramente sono stati osservati bivalvi in posizione di vita. Il detrito vegetale è scarso ma comunque presente. Questo deposito è stato rilevato alla base di tutte le carote in tutti i transetti, ma non è stato possibile misurarne gli spessori in quanto queste sabbie continuano in profondità oltre il metro di carota prelevato. Su questo sedimento poggiano il deposito di bassofondo  $Bf_2$  o i depositi di riempimento del canale.

- **Bf<sub>2</sub>**. Questo deposito è costituito da limi e argilla e presenta un colore molto chiaro. La caratteristica distintiva è la presenza di livelli millimetrici di sabbia orizzontali, a volte molto ravvicinati (Figura 5.5c, d). Il detrito vegetale è nettamente più comune rispetto al deposito  $Bf_1$ , mentre i frammenti di gusci sono scarsi. Questi depositi, che poggiano sulle sabbie del deposito  $Bf_1$ , mostrano spessori variabili tra i 15 e i 40 cm e sono stati rilevati in tutti i transetti.
- **Bf<sub>3</sub>**. Al tetto del deposito  $Bf_2$ , poggia un sedimento costituito da fango massivo (Figura 5.5e), caratterizzato da abbondanti resti vegetali (Figura 5.5f) e rari frammenti di molluschi. Gli spessori di questo deposito variano da 5 a circa 40 cm. La presenza di questo fango è stata riscontrata dal transetto numero 1 al numero 12.



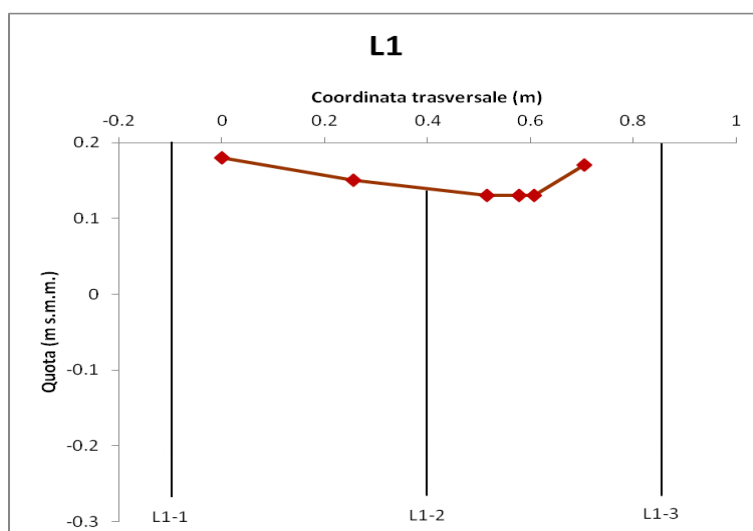
**Figura 5.5:** a) Sabbie bioturbate del deposito Bf<sub>1</sub>; b) Sabbia fine che costituisce il deposito Bf<sub>1</sub>, con livelletto più scuro di sostanza organica; c) Fango con livelletti millimetrici di sabbia nel deposito Bf<sub>2</sub>; d) Particolare di mudclast nel deposito Bf<sub>2</sub>; e) Fango privo di strutture del deposito Bf<sub>3</sub>; f) Particolare concentrazione di resti vegetali nel deposito Bf<sub>3</sub>.

Una volta descritto il log sedimentologico per ciascuna carota, per poter correlare i depositi tra i diversi campioni, era necessario avere a disposizione la topografia relativa ai singoli transetti del campionamento. Pertanto, è stato necessario costruire dei profili topografici su cui collocare le carote. I profili sono stati realizzati con l'uso del software ArcGIS 10.2.2, sulla base di coordinate GPS

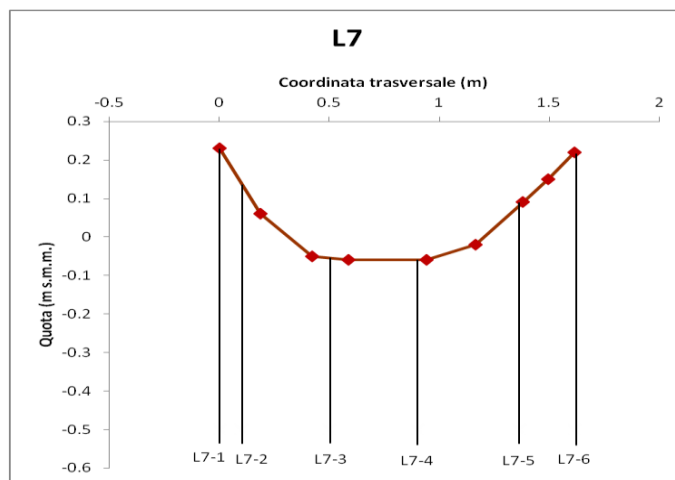
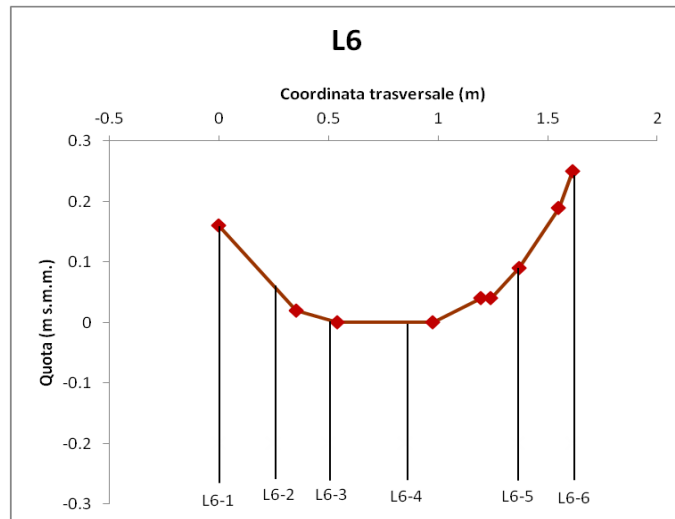
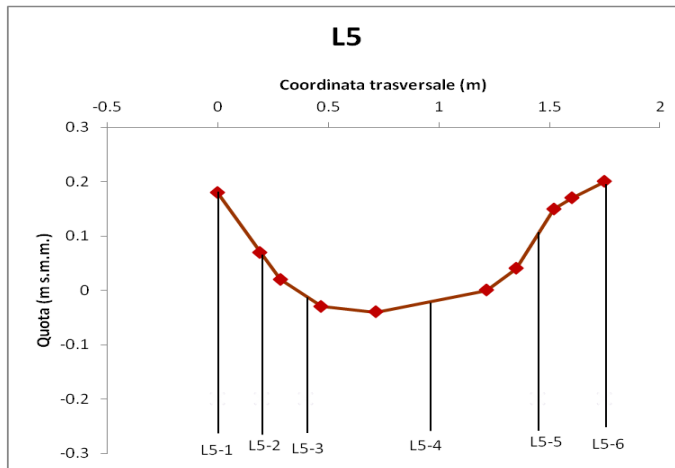
precedentemente rilevate in campagna. In Figura 5.6 sono rappresentati i profili ottenuti e la posizione precisa delle carote all'interno di ciascun transetto.

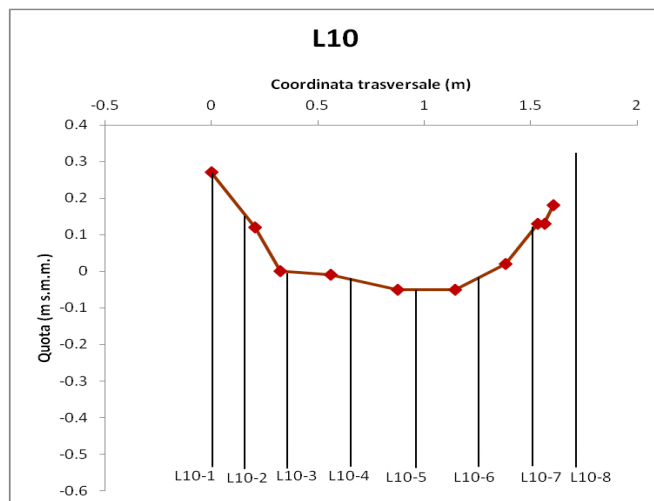
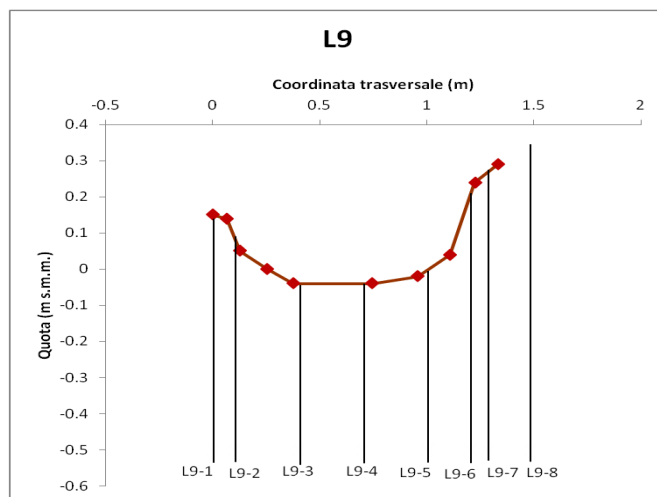
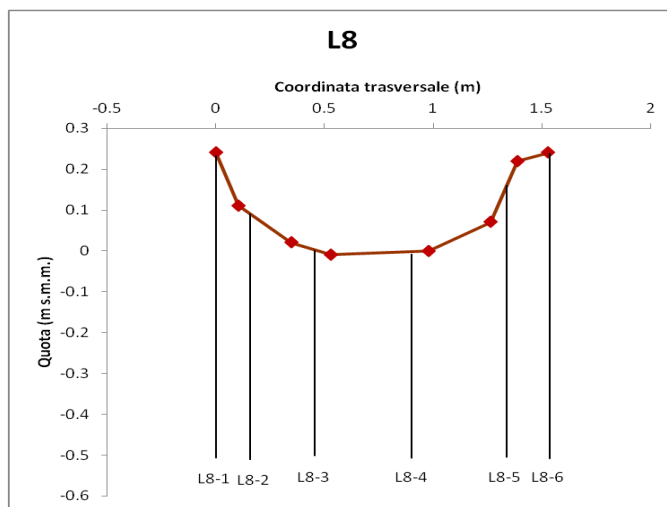
Come è possibile osservare dalla ortofoto (Figura 4.6), ma anche semplicemente in campagna, le sezioni mostrano come il *ghebo* aumenti la sua larghezza dal transetto numero 1 (in prossimità della testa del *ghebo* stesso che incide la superficie di barena) al transetto 16 (in prossimità della sezione finale in corrispondenza alla quale si immette in un canale di dimensioni maggiori), passando da valori di circa 0.7 m a 2.5 metri. Il valore maggiore di larghezza si ha però in corrispondenza del transetto L15. Per quanto concerne la profondità del *ghebo*, è possibile notare un approfondimento del *ghebo* stesso muovendosi dal transetto 1 verso il transetto 16, da valori di appena 5 cm a circa 60 cm. I valori di quota evidenziano, infine, che la superficie del *ghebo* si mantiene sopra gli 0 m s.m.m. fino alla sezione L4, mentre dal transetto L5 la superficie è posizionata a quote inferiori agli 0 m s.m.m, con un minimo di -0.32 m in corrispondenza del transetto L12.

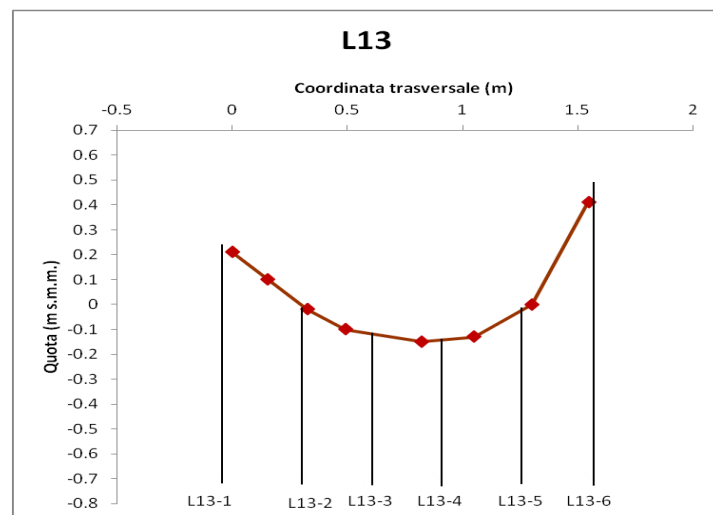
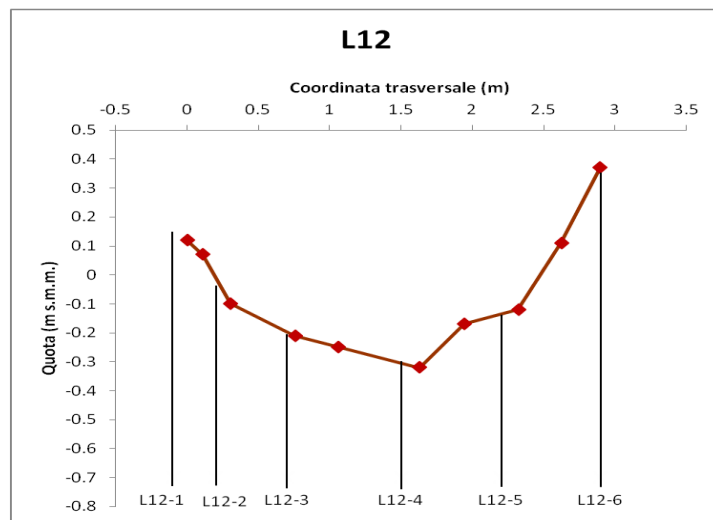
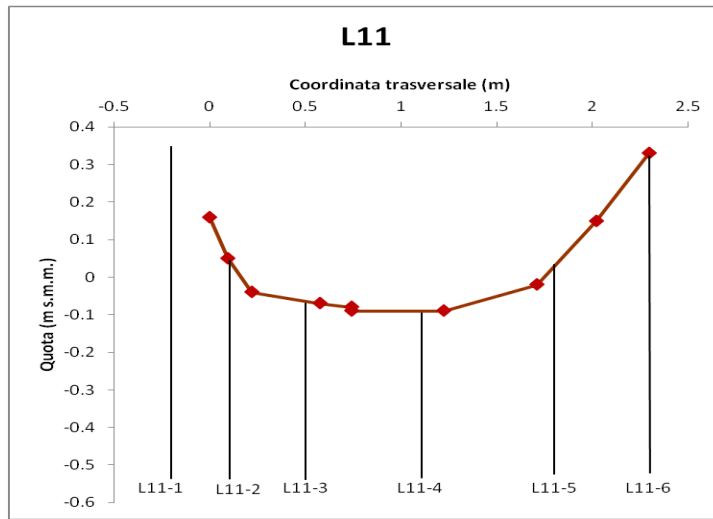
**Figura 5.6:** Di seguito sono raffigurati i grafici che rappresentano il profilo topografico dei 16 transetti presi in considerazione, assieme alla collocazione delle carote all'interno di ciascuna sezione.

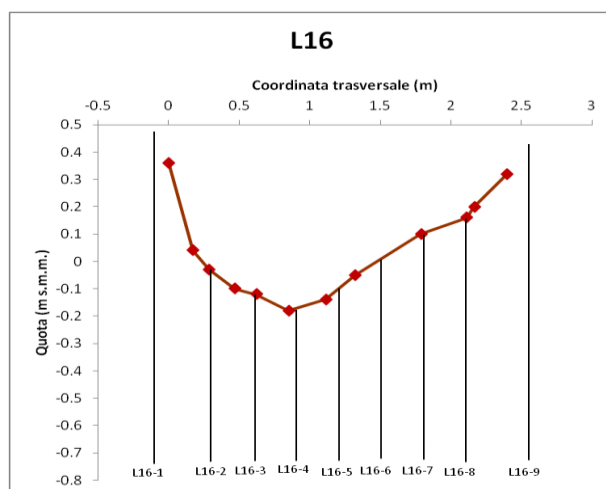
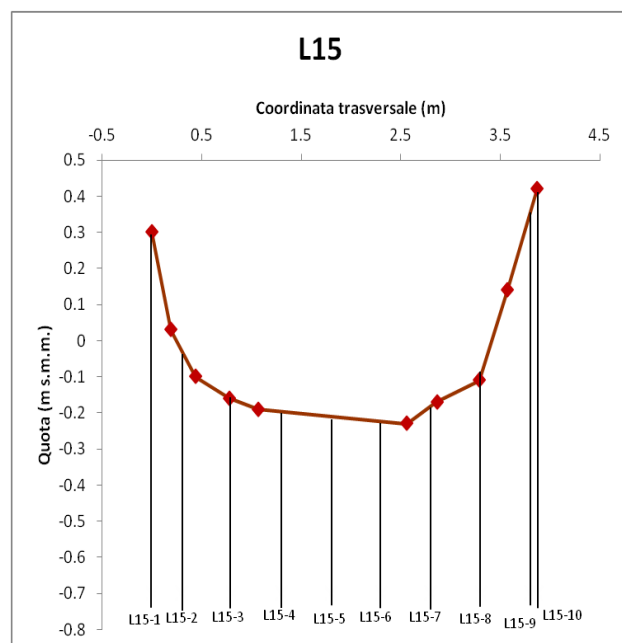
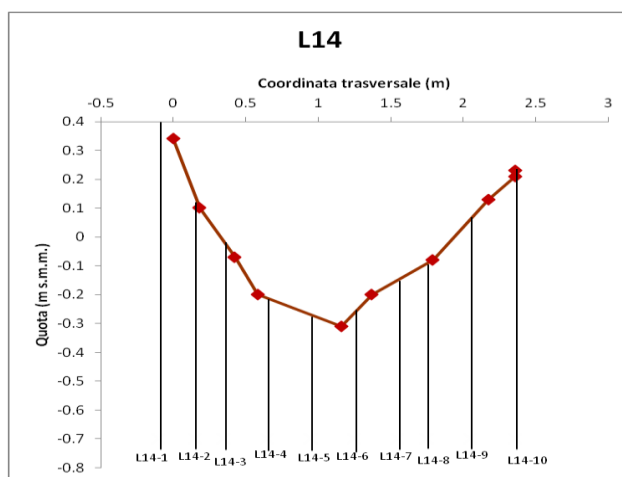




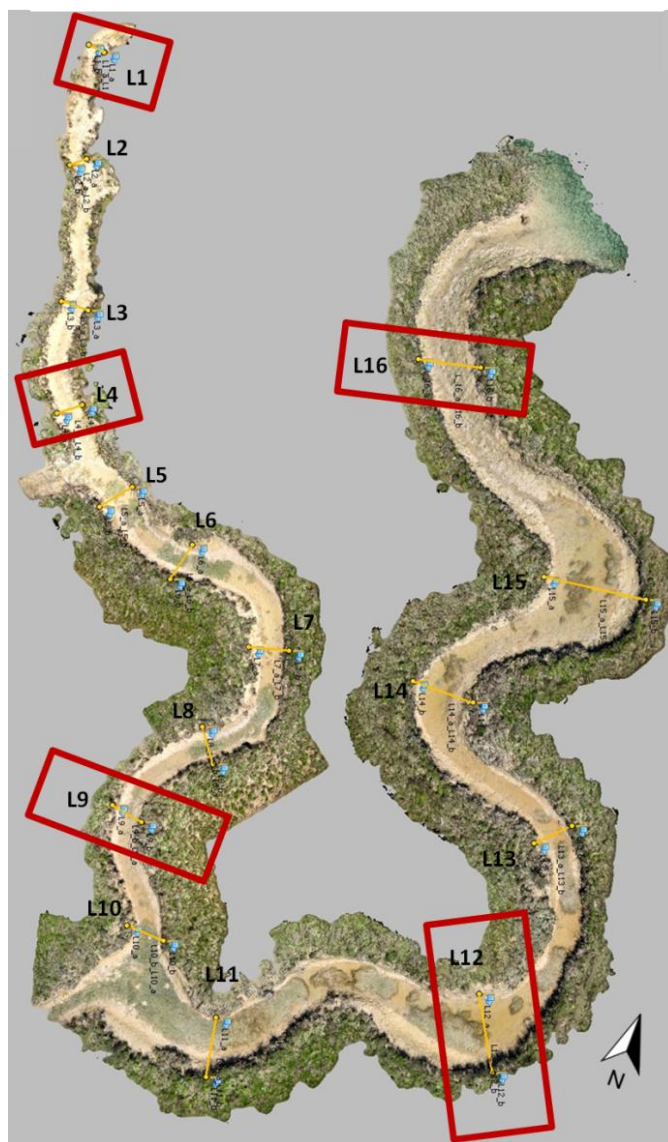






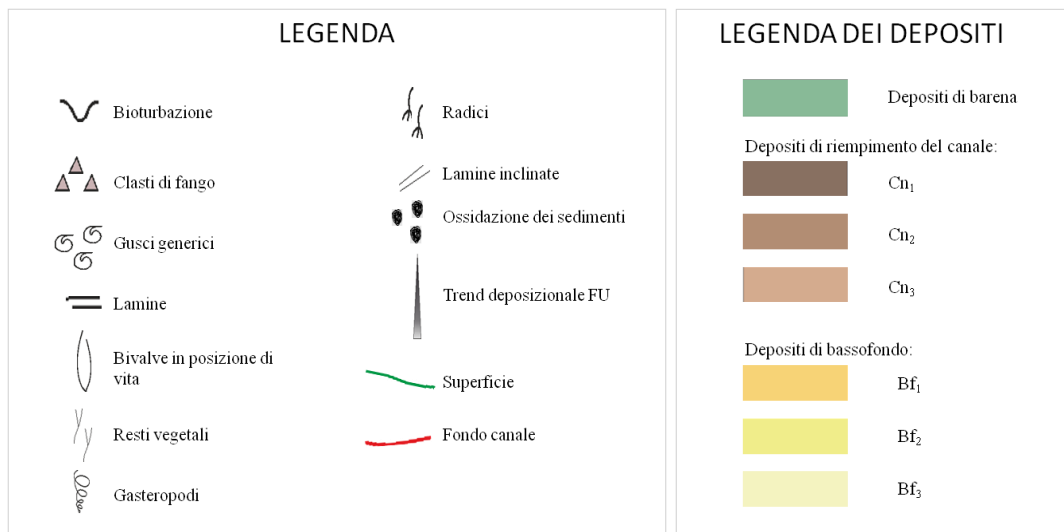


Dall'integrazione tra il dato topografico e l'analisi sedimentologica delle carote prelevate, è stato possibile effettuare delle correlazioni, per ciascun transetto, tra i diversi depositi riconosciuti. Dall'interpretazione dei dati, così ottenuti, si sono individuati cinque transetti rappresentativi (Figura 5.7) che consentono di descrivere i trend deposizionali del *ghebo* studiato. Le sezioni stratigrafiche relative ai cinque transetti presi in considerazione, ovvero i numeri 1, 4, 9, 12 e 16, sono state rappresentate utilizzando il software CorelDRAW X7 e sono raffigurate, in sequenza, in Figura 5.8.

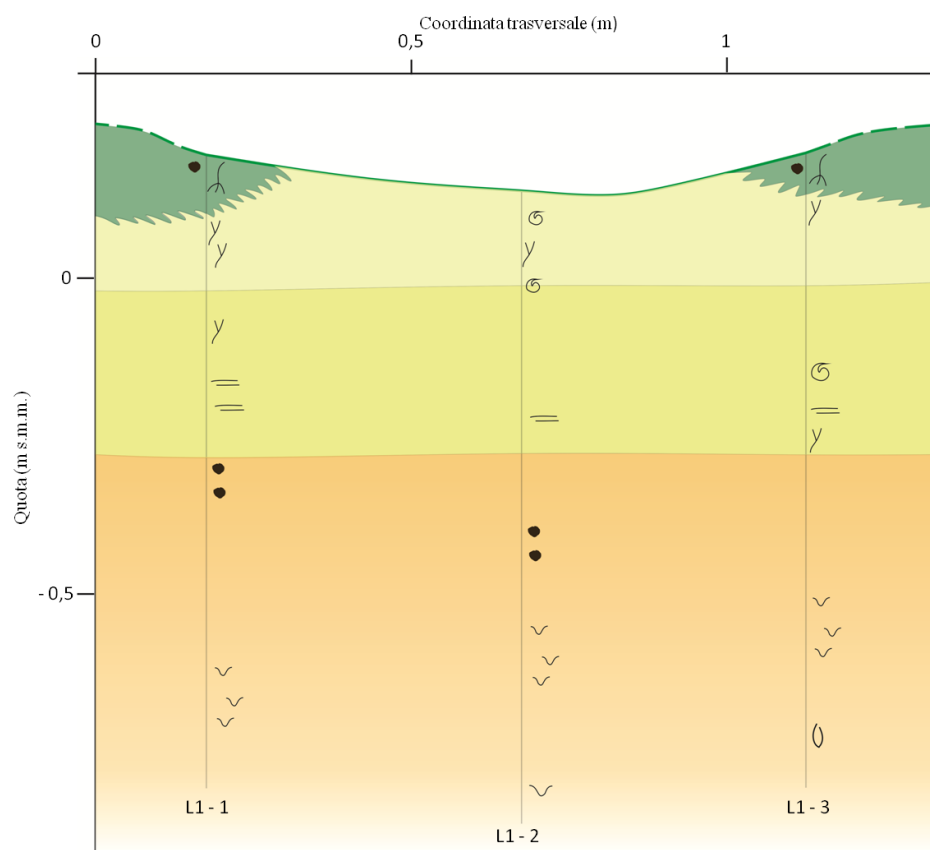


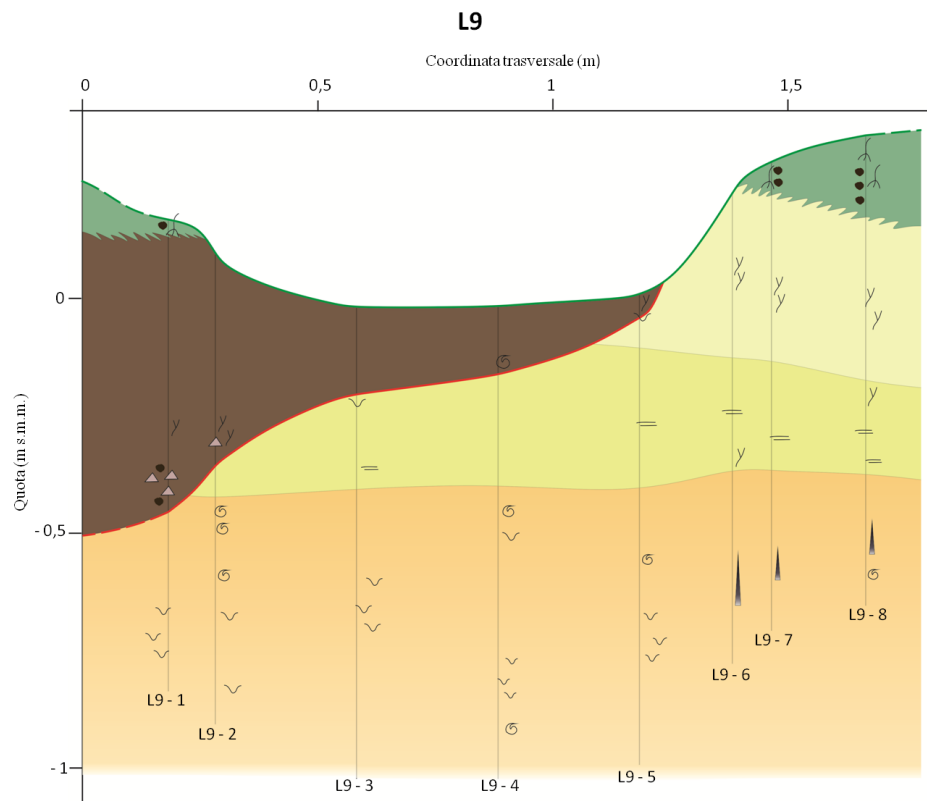
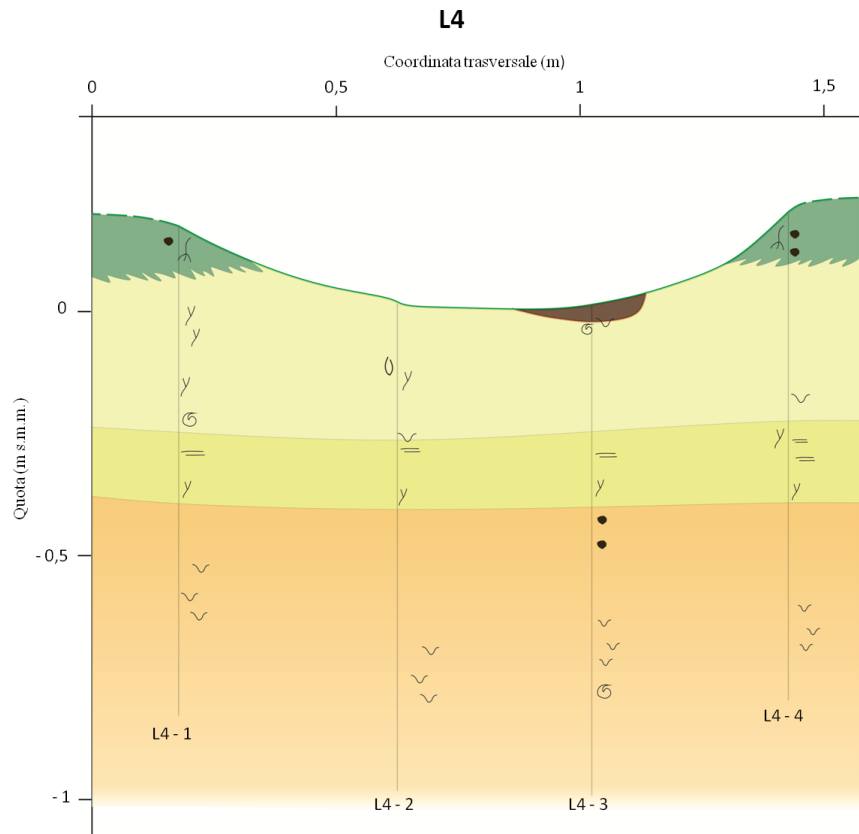
**Figura 5.7:** Transetti rappresentativi per la descrizione del trend deposizionale del *ghebo*.

**Figura 5.8:** Di seguito si possono osservare le interpretazioni dei cinque transetti rappresentativi con log stratigrafico integrato.

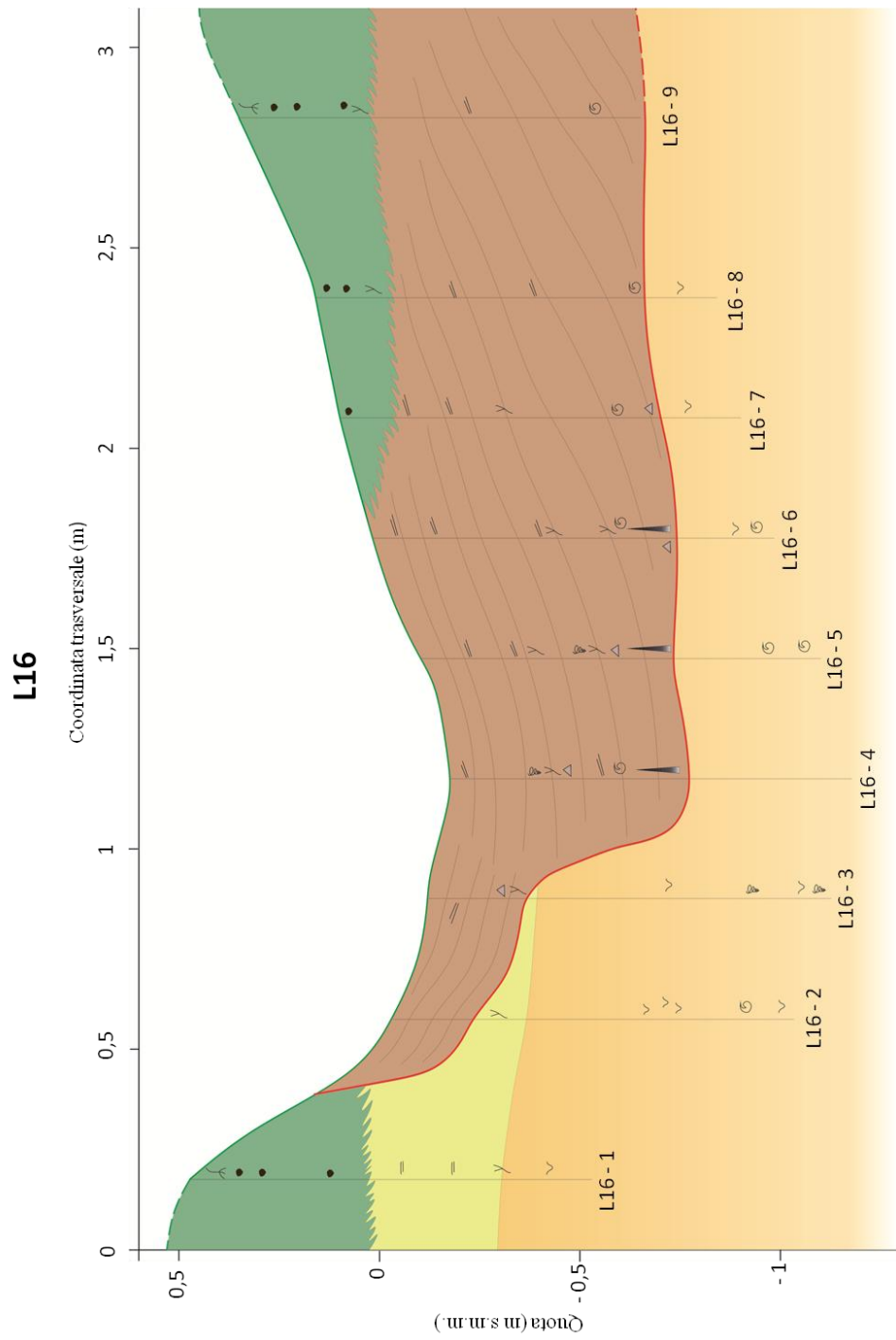


**L1**



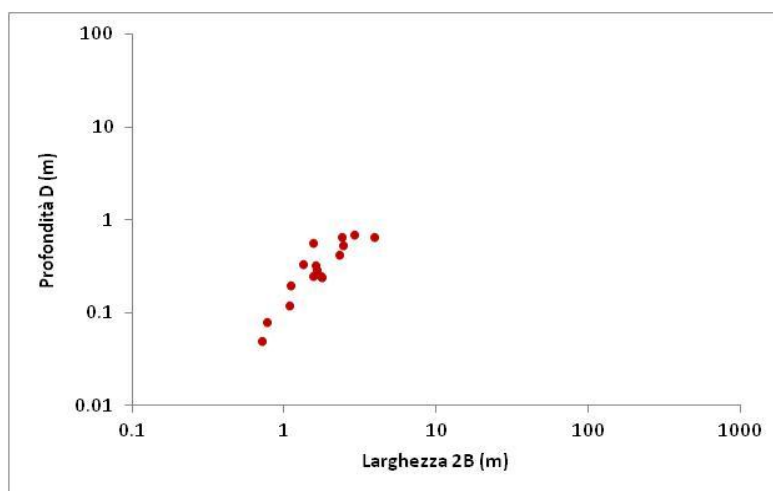






## 5.2 Risultati del modello di analisi morfologica dei canali a marea

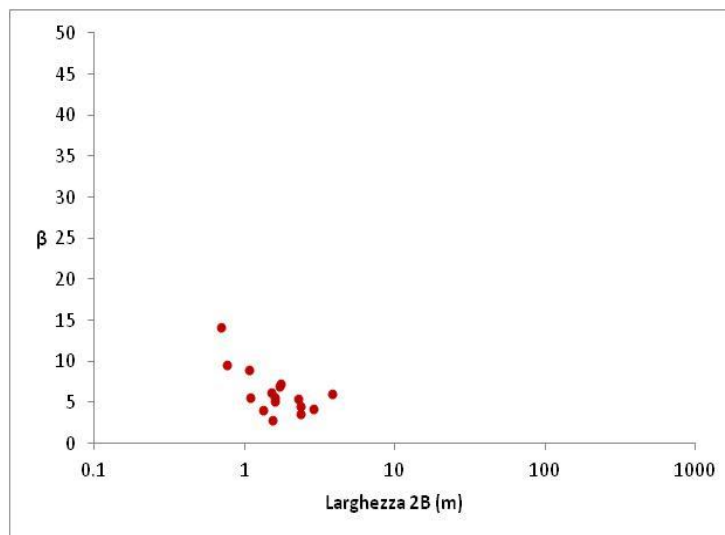
Per caratterizzare quantitativamente la geometria del *ghebo* considerato, sulla base del rilievo topografico per i singoli transetti sono stati misurati la larghezza del *ghebo* stesso e la profondità, col fine di analizzare il grado di incisione del piccolo canale. Questi valori sono stati rappresentati nel grafico bi-logaritmico di Figura 5.9, dove  $2B$  è la larghezza del canale e  $D$  la sua profondità, misurate entrambe relativamente al livello di massimo riempimento (ovvero in corrispondenza alla quota della superficie di barena adiacente al *ghebo* stesso). Dalla distribuzione dei dati di larghezza e profondità relativi ai 16 transetti analizzati, si evince come vi sia un legame lineare tra larghezza e profondità della sezione.



**Figura 5.9:** Grafico che mostra la relazione tra la larghezza e la profondità del *ghebo* oggetto di studio, relativamente alle 16 sezioni campionate.

Una delle più semplici misure geomorfologiche che controllano l'evoluzione morfodinamica di un canale a marea è il rapporto larghezza-profondità della sezione (e.g. Allen, 2000; Solari et al., 2002). È stato, quindi, calcolato anche il rapporto  $\beta$  tra la larghezza e la profondità, rappresentato nel grafico di Figura 5.10 in funzione della larghezza stessa, dove si nota come i valori di  $\beta$  cadano in un

range compreso tra 2.5 e 14. Tuttavia, la maggior parte dei dati si concentra su valori di  $\beta$  prossimi a 5-6, suggerendo che il *ghebo* che innerva la barena è fortemente inciso, in linea con quanto già evidenziato da Marani et al. (2002) nel caso di altri canali che innervano superfici di barena in laguna di Venezia.



**Figura 5.10:** Valori del rapporto  $\beta$  tra larghezza 2B e profondità D del canale in funzione della larghezza del *ghebo*, per i 16 transetti analizzati.

Dal modello di analisi morfologica dei canali a marea sono stati misurati diversi parametri geometrici per ciascuno dei canali precedentemente digitalizzati (in totale 59, si veda la Figura 4.8). Tra questi parametri, sono state calcolate anche la curvatura e la larghezza del singolo canale in relazione alla coordinata cartesiana  $s$ . Questi dati sono stati rappresentati in grafici a dispersione, dei quali in Figura 5.11 sono riportati alcuni esempi, relativi a tre diversi canali a marea digitalizzati (Cn01, corrispondente al *ghebo* oggetto di studio, Cn06 e Cn34).

Da questi esempi si evince che la larghezza del canale si riduce progressivamente in funzione della coordinata intrinseca  $s$ , definendo un andamento decrescente man mano che ci si allontana dalla bocca del canale. Sono comunque presenti delle notevoli oscillazioni che indicano una non costanza della variazione della larghezza lungo il percorso del canale. La variabilità spaziale è inoltre rappresentata nei grafici semilogaritmici che mostrano come la larghezza 2B del canale aumenti in modo esponenziale verso mare. Per i canali a marea,

---

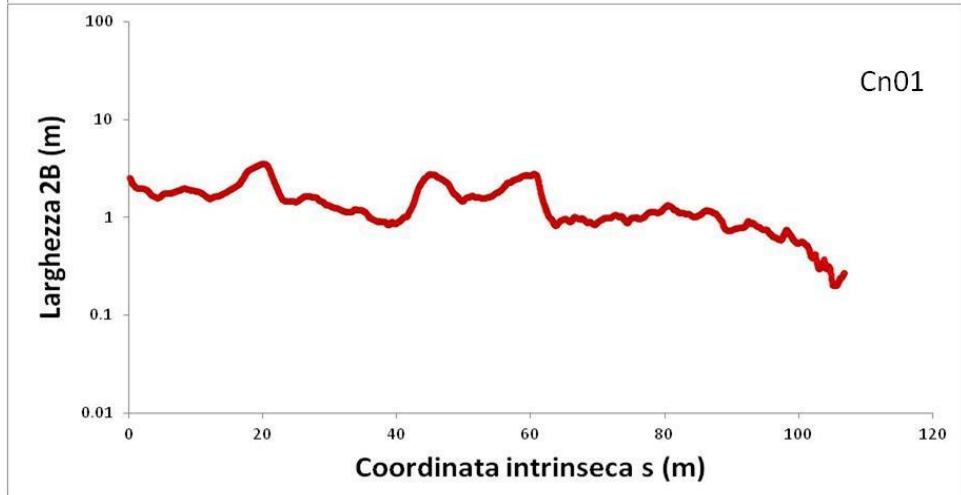
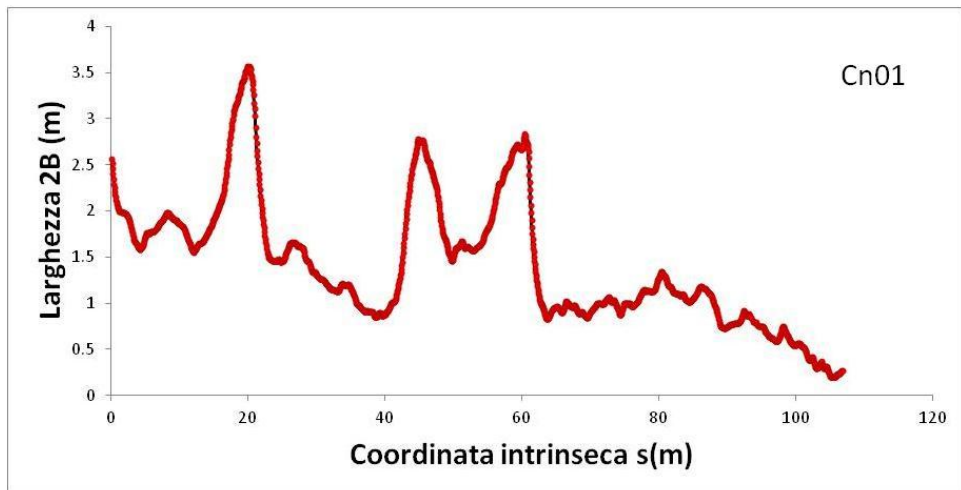
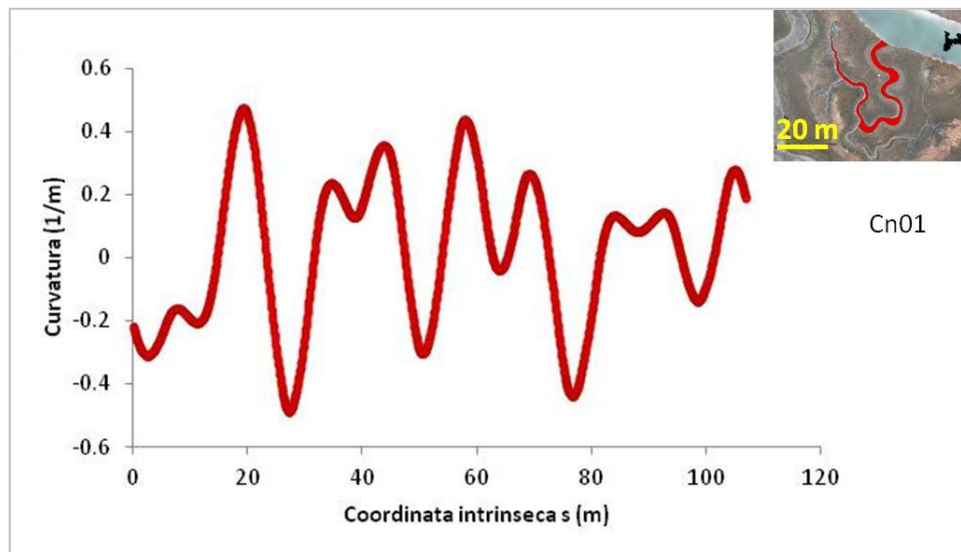
infatti, come per gli estuari, sembra che la larghezza del canale lungo la coordinata curvilinea  $s$ ,  $B(s)$ , possa essere rappresentata da una funzione esponenziale decrescente del tipo [e.g., Myrick and Leopold, 1963 ; Lanzoni and Seminara, 2002 ; Marani et al., 2002]:

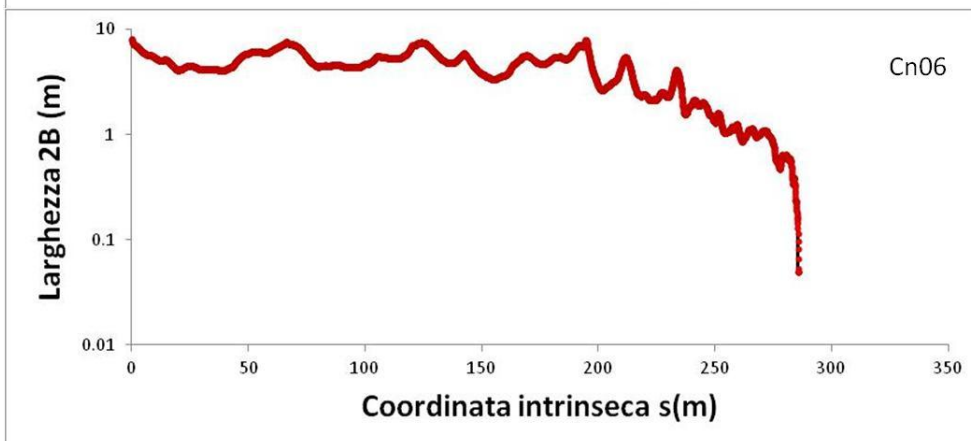
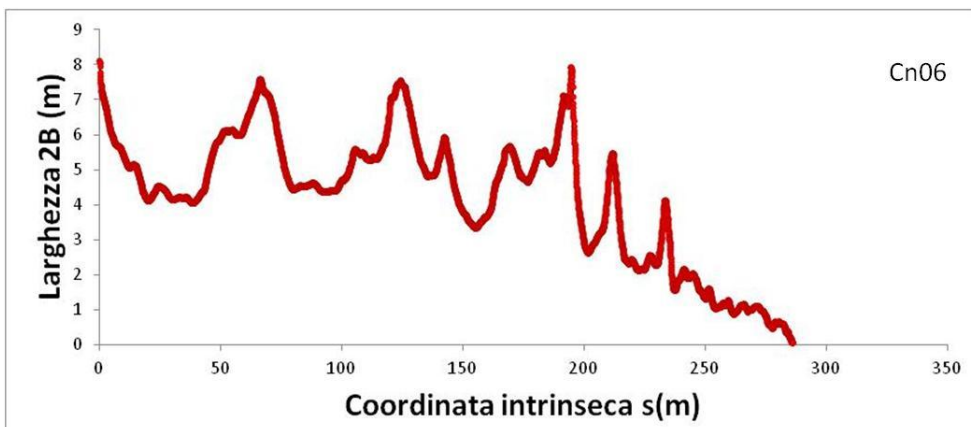
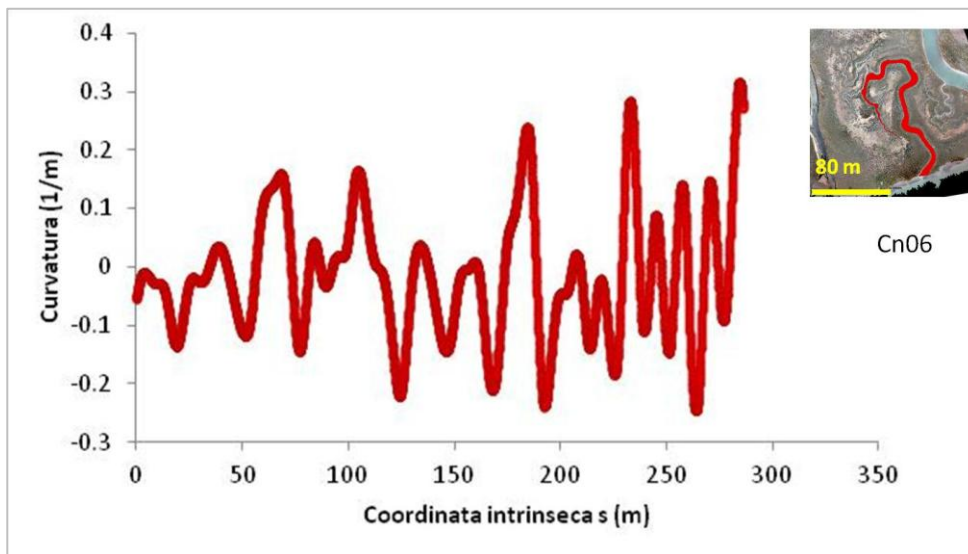
$$B(s) = B_0 e^{-s/L_B}$$

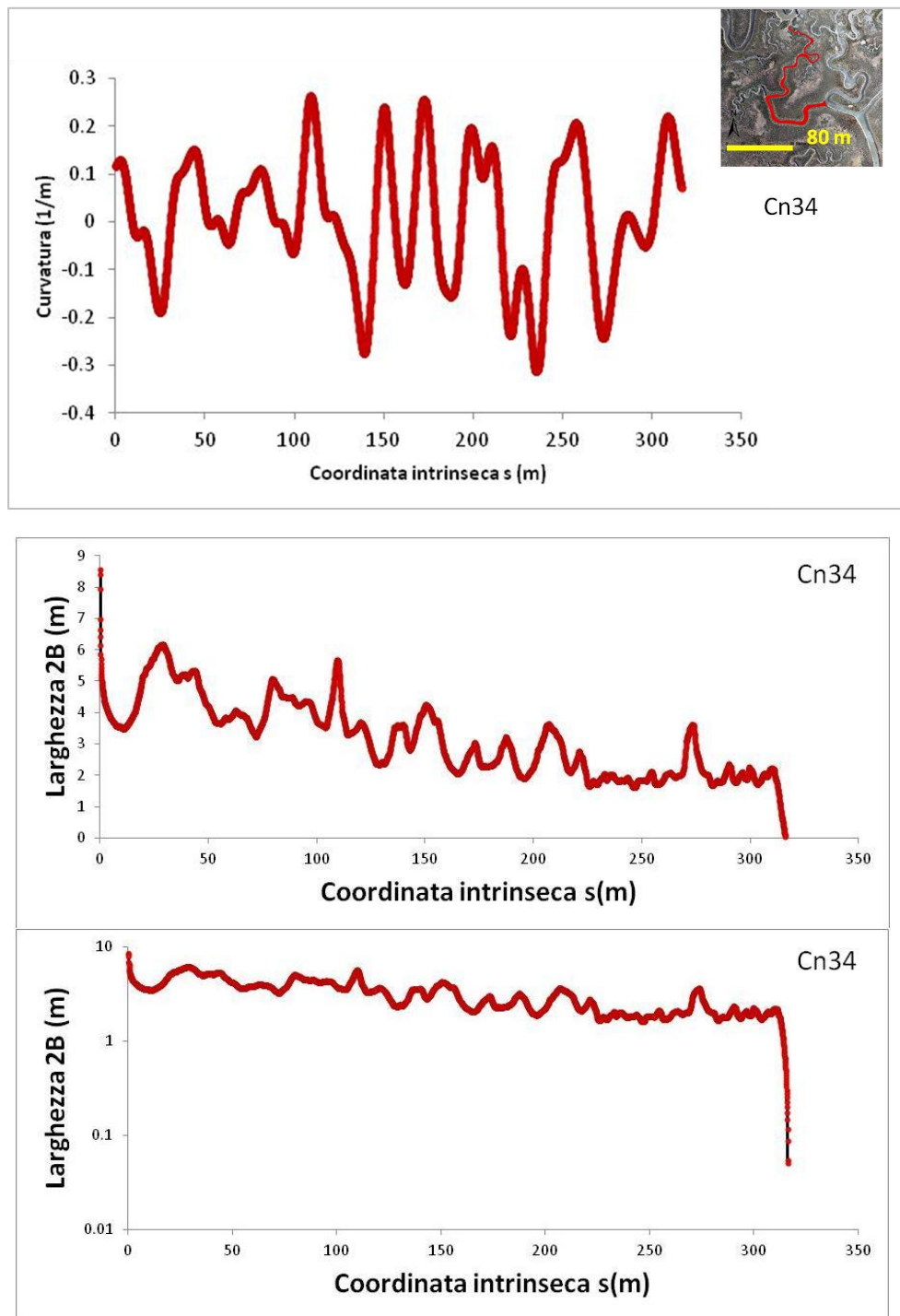
dove  $B_0$  è la larghezza del canale alla bocca, per  $s=0$ , e  $L_B$  è la lunghezza di convergenza, che può essere stimata sulla base di un opportuno fitting lineare in un grafico semilogaritmico di valori di  $B$  contro  $s$ .

Osservando i grafici relativi alla curvatura  $c(s)$  si nota che i valori di curvatura dell'asse che possono essere raggiunti sono relazionati alla larghezza del canale. I canali caratterizzati da una larghezza ridotta, come Cn01 di Figura 5.11, mostrano valori di curvatura più elevati. Al contrario, quando la larghezza del canale aumenta, sono consentite solo curvature più deboli.

**Figura 5.11:** Di seguito sono rappresentati i grafici che mostrano l'evoluzione della curvatura e l'andamento della larghezza del canale in funzione della coordinata intrinseca  $s$ , per i canali Cn01, Cn06 e Cn34 nella barena San Felice. La relazione tra la larghezza  $2B$  del canale e la coordinata intrinseca è stata rappresentata prima in scala naturale, poi in un grafico semilogaritmico.

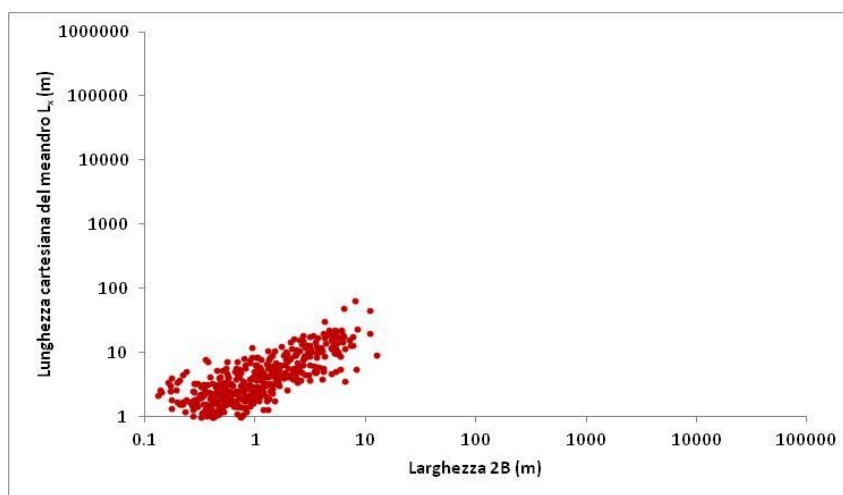






Applicando il modello matematico ai 59 canali, sono stati misurati, oltre alla larghezza del canale e alla curvatura, anche la lunghezza intrinseca e cartesiana dei diversi meandri identificati e la loro sinuosità. I dati ottenuti da tutti i canali analizzati sono stati plottati in un grafico che confronta la lunghezza cartesiana di

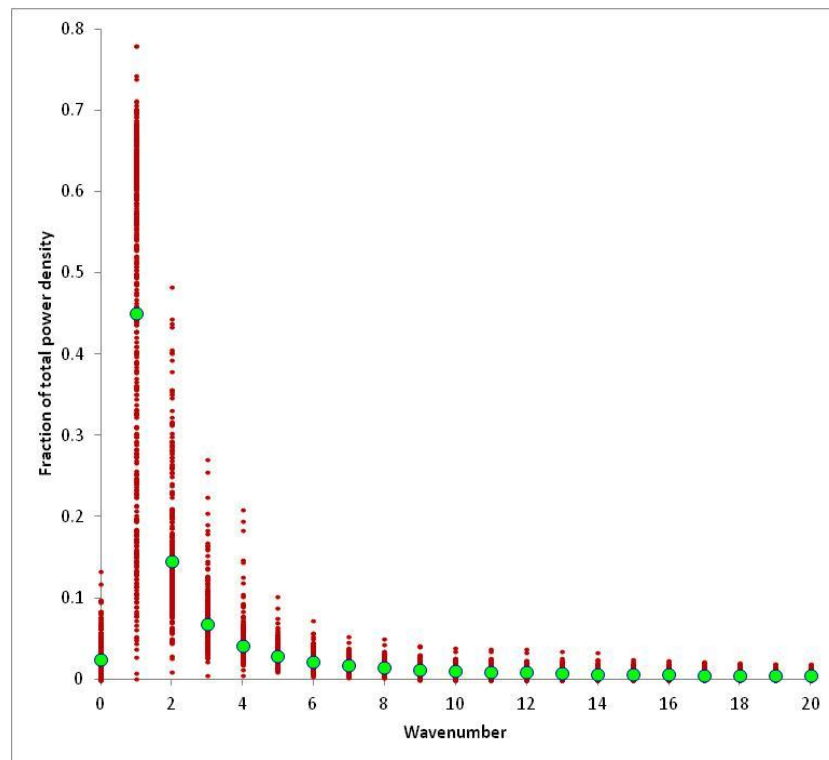
ciascun meandro dei diversi canali con la larghezza del canale all'apice del meandro stesso (Leopold et al., 1964). Il grafico a dispersione in Figura 5.12, rappresenta la relazione tra questi due parametri. I dati mostrano una certa linearità, in scala semilogaritmica, tra la lunghezza cartesiana del meandro e la larghezza.



**Figura 5.12:** Relazione tra la lunghezza cartesiana di ciascun meandro e la corrispondente larghezza del canale.

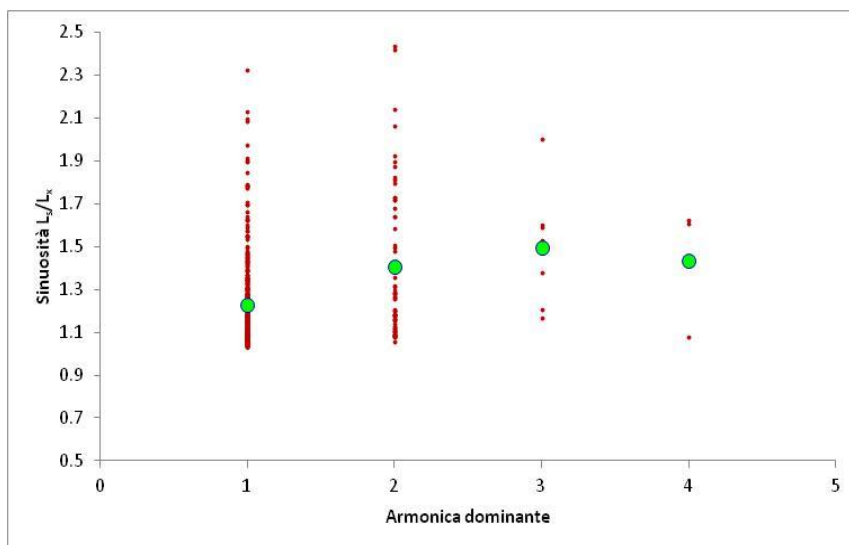
Il modello di analisi morfologica dei canali a marea ha, infine, permesso un'analisi di frequenza della curva che descrive l'evoluzione spaziale della curvatura locale. Applicando l'analisi di Fourier alla curvatura  $c(s)$ , periodica con periodo coincidente con la lunghezza intrinseca  $L_s$ , per ciascun meandro, sono state rilevate le prime 21 armoniche per ciascun meandro di ogni singolo canale. Dai dati ottenuti per i 59 canali analizzati, è stato possibile rappresentare la densità spettrale relativamente alle 21 armoniche calcolate dal modello matematico. La Figura 5.13 rappresenta, quindi, lo spettro di potenza per tutti i canali presi in considerazione. I pallini verdi, all'interno del grafico, rappresentano i valori medi della densità spettrale adimensionale corrispondente a ciascuna armonica. Dalla figura emerge che le frequenze dominanti siano le prime tre e come la seconda armonica sia non nulla, diversamente da quanto prescritto dalla relazione (1) (Kinoshita, 1961; Leopold et al., 1964). È interessante notare come la seconda armonica sia associata ad una crescita (o decrescita) della

lunghezza della seconda ansa del meandro rispetto alla prima e sia assente nella equazione (1) in quanto questa si riferisce ad un caso in cui il segnale è stazionario. Tale circostanza è tuttavia ideale anche in ambito fluviale e non fornisce, pertanto, possibilità di distinguere le caratteristiche dei meandri a marea da quelle dei meandri fluviali.



**Figura 5.13:** Densità spettrale per ciascuna armonica, ottenuta dall'analisi di Fourier sulla curvatura  $c(s)$ .

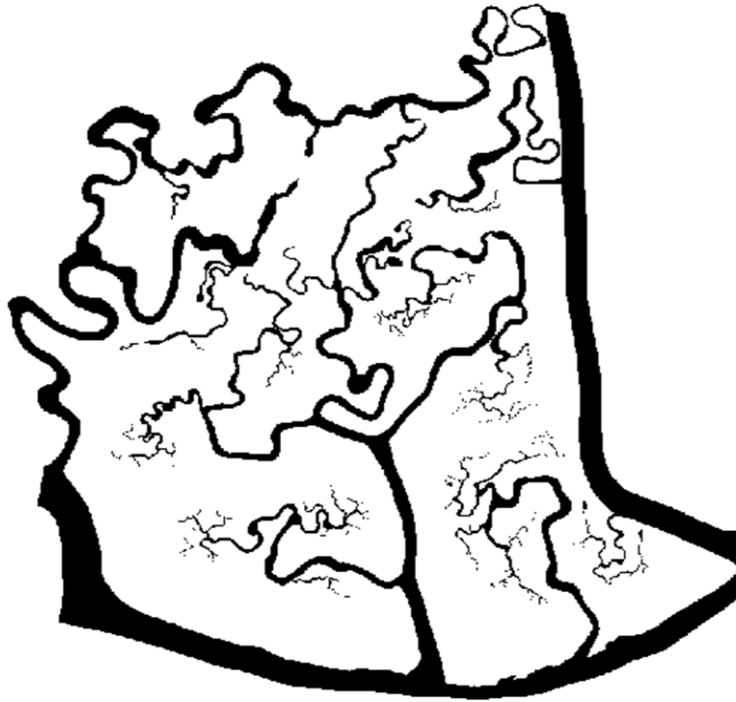
Il modello matematico ha permesso, inoltre, di misurare l'armonica dominante, per ogni singolo meandro di ciascun canale analizzato. I dati ottenuti da tutti i 59 canali sono stati messi in relazione con la sinuosità corrispondente a ogni singolo meandro. Nel grafico di Figura 5.14, i pallini verdi, che rappresentano i valori medi del rapporto tra la lunghezza intrinseca  $L_s$  e la lunghezza cartesiana  $L_x$  per ciascuna armonica, definiscono un aumento del valore di sinuosità verso armoniche con numero d'onda maggiore, quindi con lunghezza d'onda minore.



**Figura 5.14:** Grafico che mostra la sinuosità in relazione alle armoniche dominanti.

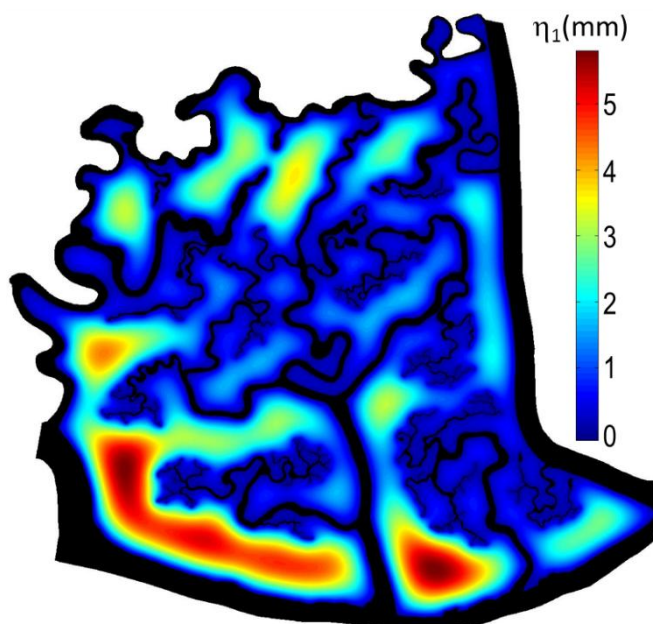
### 5.3 Risultati del modello idrodinamico semplificato di Poisson

La digitalizzazione dei canali ha consentito la creazione di un'immagine raster, riportata in Figura 5.15, con pixel di dimensioni di 0.20 cm. La successiva trasformazione dell'immagine in un file di testo ha permesso di creare una matrice che è stata utilizzata come file di input per il modello idrodinamico semplificato di Poisson, per il calcolo dei caratteri dominanti della circolazione idrodinamica sulla superficie non canalizzata (rappresentata in bianco nella Figura 5.15), quali le direzioni di drenaggio, la posizione dei partiacque medi, e le aree drenate da ciascuna sezione di canale.



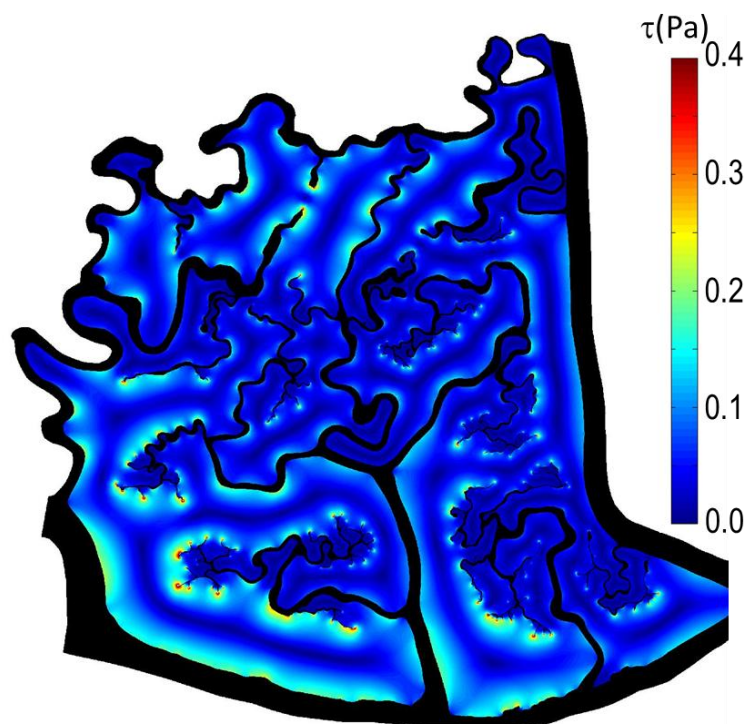
**Figura 5.15:** Rappresentazione della configurazione planimetrica della rete dei canali (in nero) e della superficie di barena da essa innervata (in bianco) utilizzata per determinare alcune rilevanti caratteristiche della circolazione idrodinamica sulla porzione di barena considerata.

La Figura 5.16 mostra la distribuzione spaziale dello scostamento della quota locale della superficie libera,  $\eta_1(x)$ , dal valore medio,  $\eta_0(t)$ , calcolata con il modello idrodinamico semplificato. Le variazioni della quota della superficie non canalizzata del bacino rispetto al valore medio, seppur di modesta entità, sono caratterizzate da gradienti spaziali di un certo rilievo: i gradienti medi della superficie libera, infatti, forniscono gli elementi necessari alla descrizione dei processi che controllano i fenomeni erosivi.

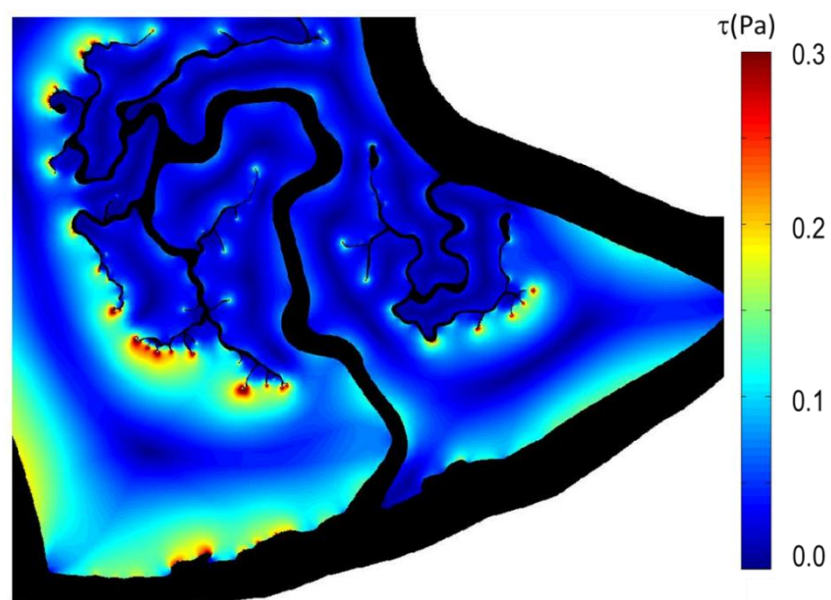


**Figura 5.16:** Rappresentazione in scala di colori della quota locale della superficie libera  $\eta_1(x)$  ottenuta sulla base del modello di Poisson per la configurazione planimetrica della rete dei canali rappresentata in Figura 5.15. Le direzioni di drenaggio sulle superficie di barena possono essere calcolate sulla base dei massimi gradienti della superficie libera, così come la distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo.

La Figura 5.17 mostra la distribuzione spaziale degli sforzi tangenziali al fondo, calcolati sulla base dell'equazione (8) descritta nel capitolo 4. L'andamento della superficie liquida,  $\eta_1(x)$ , consente di definire un opportuno valore locale dello sforzo tangenziale prodotto dalle correnti di marea sulle porzioni non canalizzate del bacino. L'analisi della distribuzione spaziale dei valori assunti dagli sforzi tangenziali nei punti del bacino adiacenti alla rete dei canali, evidenzia come i valori più elevati degli sforzi si manifestino in corrispondenza alle estremità di tali strutture (Figura 5.18) ed in corrispondenza alle sponde esterne dei tratti sinuosi. Questo suggerisce che i fenomeni erosivi che portano alla formazione dei canali a marea abbiano luogo in corrispondenza alle estremità verso l'entroterra della rete e che la *headward growth* sia il processo principalmente responsabile dell'evoluzione della rete durante le prime fasi del suo sviluppo.

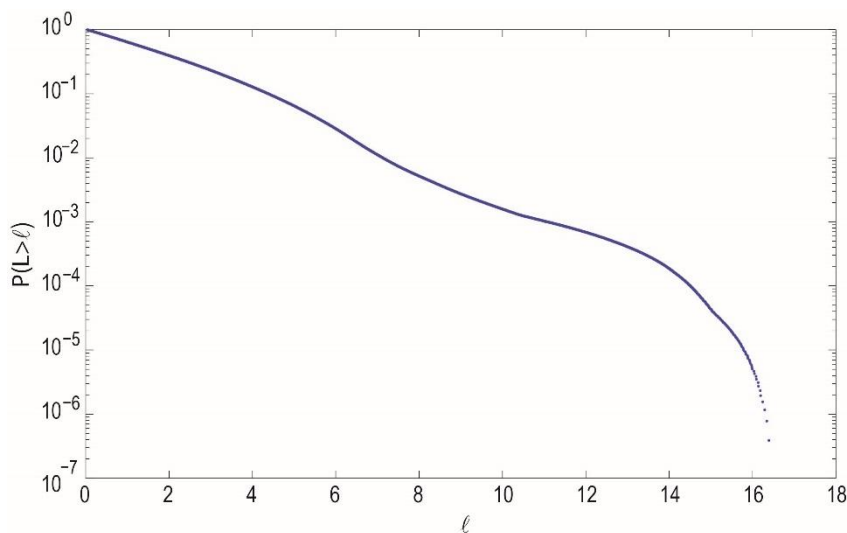


**Figura 5.17:** Rappresentazione in scala di colori della distribuzione spaziale degli sforzi tangenziali al fondo  $\tau(x)$  ottenuta sulla base del modello di Poisson per la configurazione planimetrica della rete dei canali rappresentata in Figura 5.15.



**Figura 5.18:** Particolare della rappresentazione in scala di colori della distribuzione spaziale degli sforzi tangenziali al fondo  $\tau(x)$  ottenuta sulla base del modello di Poisson nella zona adiacente al *ghebo* considerato per le analisi sedimentologiche.

Si è, infine, studiata la distribuzione delle lunghezze  $\ell$  dei percorsi fuori rete, che rappresenta un metodo efficace per valutare la densità di drenaggio delle reti a marea (Marani et al., 2003). Figura 5.19 mostra la distribuzione delle lunghezze fuori rete associata alla rete di canali evidenziata in Figura 5.15. 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. 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.



**Figura 5.19:** Diagramma semi-logaritmico della distribuzione di probabilità (cumulata di superamento) delle lunghezze fuori rete,  $\ell$ , calcolate sulla base delle direzioni di drenaggio determinate dai gradienti della superficie libera per la rete la cui configurazione è mostrata in Figura 5.15.

---

## 6 Discussioni

### 6.1 Interpretazione delle analisi sedimentologiche

I risultati derivanti dalle analisi sedimentologiche hanno permesso di dare un'interpretazione della distribuzione dei diversi depositi e definire, quindi, il trend deposizionale del *ghebo* analizzato. Dai transetti rappresentati in Figura 5.8, è possibile osservare come il profilo del canale si approfondisca sempre di più muovendosi dalla testa del canale alla sua sezione iniziale (ovvero percorrendo il canale nella direzione di riflusso di marea), come già accennato del paragrafo 5.1 del presente lavoro. Dal transetto numero 1 al numero 3, il canale si presenta come un'incisione nei depositi di bassofondo preesistenti. L'analisi sedimentologica ha evidenziato il passaggio da una facies più fangosa (deposito di bassofondo  $Bf_1$ ) ad un sedimento sempre fangoso ma ricco di livelletti millimetrici di sabbia ( $Bf_2$ ). Questo passaggio avviene all'incirca alla medesima quota nei campioni di ciascuno di questi transetti, la quale si abbassa procedendo verso il transetto L3. L'assenza di depositi di riempimento del canale ha evidenziato un trend erosivo alla testa del *ghebo*. Questa osservazione supporta quanto sostenuto da diversi autori (Pethick, 1969; D'Alpaos et al., 2005; Hughes et al., 2009) secondo i quali l'erosione dei canali verso l'entroterra (*headward growth*) rappresenta uno dei processi fondamentali nella formazione e nello sviluppo dei canali a marea. La distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo calcolati sulla base del modello idrodinamico semplificato, evidenzia come i valori più elevati di tali sforzi si manifestino in corrispondenza alle estremità dei canali. Tale evidenza suggerisce che i fenomeni erosivi, che portano alla formazione dei canali stessi, abbiano luogo in corrispondenza alle estremità della rete e che l'incisione iniziale della rete stessa avvenga per un processo di

“*headward growth*”, in perfetto accordo con quanto evidenziato dalle analisi sedimentologiche.

Al transetto numero 4, si ha il passaggio da un trend erosivo a un trend deposizionale. Il canale comincia, infatti, a depositare materiale molto fine fangoso, creando un deposito di riempimento di canale di pochi centimetri, distinguibile dal deposito di bassofondo sottostante per un leggero aumento della granulometria. Il fatto che il *ghebo* inizi a depositare del sedimento è dovuto sostanzialmente alle caratteristiche topografiche del canale stesso, il quale, da questa sezione, comincia a prendere forma e ad assumere una certa profondità. Il riempimento del canale aumenta progressivamente in spessore nelle sezioni successive, mantenendo una granulometria molto fine, fino al transetto L9. La base di questi depositi è generalmente definita da una intensa bioturbazione del deposito sottostante, che rende caotico il sedimento. Dal transetto numero 8, però, sono le concentrazioni di detrito vegetale e la presenza di clasti di fango a definire principalmente la base del deposito di riempimento del canale. Proprio da questo transetto si rinvencono i primi *mudclasts* provenienti dal collasso delle sponde laterali. L'assenza di clasti di fango nelle sezioni precedenti è da imputare al fatto che, nonostante il canale sia caratterizzato da una profondità tale da consentire la deposizione di materiale fine, non si ha ancora un gradiente abbastanza elevato da permettere il collasso di blocchi dalla sponda e la conseguente formazione di intraclasti al fondo del canale.

Mentre fino al transetto L8 il canale presenta una forma e un riempimento sostanzialmente simmetrico, dal transetto L9, la cui interpretazione è rappresentata in Figura 5.8, il canale assume un deposito di riempimento asimmetrico, indice di una migrazione del canale stesso verso la sponda esterna del meandro corrispondente. In corrispondenza della carota più esterna del transetto (carota L9-1), il riempimento del canale appare ossidato in superficie, segno che la barena comincia a svilupparsi sui depositi di canale.

Dalla sezione L11, il riempimento del canale comincia a mostrare una granulometria più grossolana, con un trend *fining upward* da sabbia molto fine a

---

silt. La base di questi depositi è sempre definita da concentrazioni di resti vegetali o da piccoli *mudclasts*. Le dimensioni dei clasti di fango sono in generale molto ridotte, a significare che i blocchi di materiale che collassano dalle sponde del canale vengono frammentati dalla corrente in fase di riflusso.

Infine, i transetti L15 e L16 sono contraddistinti da un tipo di deposito costituito prevalentemente da sabbia molto fine, in cui la base del canale è rappresentata da superfici nette di separazione. In queste sezioni i depositi di canale sono caratterizzati dalla presenza di strutture sedimentarie rappresentate da lamine con inclinazioni molto elevate di 25-30° che vanno a costituire la barra associata al meandro corrispondente. Questa laminazione si riscontra in quasi tutte le carote del transetto L16 rappresentato in Figura 5.8. Poiché le carote durante il prelievo non vengono orientate, il campionamento e il trasferimento nei portacampioni possono comportare la rotazione delle carote, impedendo quindi di vedere la reale immersione delle lamine inclinate e la conseguente direzione di crescita della barra. Ipotizzando che la direzione di migrazione della barra sia verso la sinistra (percorrendo il *ghebo* in direzione di riflusso), la presenza di lamine con questa immersione nelle carote L16-2 e L16-3 comporterebbe una erosione al top di parte del deposito di canale. Ciò implicherebbe che la morfologia del canale non sia in equilibrio con il sistema stesso. Pertanto, osservando la superficie corrispondente alla base dei depositi di riempimento del canale, si è ritenuto più probabile ritenere che la crescita della barra avvenga in entrambe le direzioni. Questa seconda ipotesi, scelta per l'interpretazione della sezione stratigrafica di Figura 5.8, si spiega considerando una fase iniziale in cui la crescita della barra nella sponda interna era diretta verso l'*outer bank* del canale e una fase successiva in cui si comincia ad avere deposizione anche in corrispondenza della sponda esterna, con la formazione di una laminazione che immerge nel verso opposto.

Come spiegato al paragrafo 5.2 di questo lavoro, il canale si imposta su un substrato che è stato definito come un deposito associato a un bassofondo, nel quale sono stati individuati tre diversi tipi di depositi posti uno sopra l'altro: uno

---

strato di sabbia molto fine ( $Bf_1$ ), un fango chiaro con livelletti millimetrici di sabbia ( $Bf_2$ ) e un fango più scuro con abbondanti resti vegetali ( $Bf_3$ ). La presenza di una sabbia molto pulita alla base indica l'azione costante di onde in grado di sciacquare i depositi e asportare il materiale più fine. Al secondo deposito, invece, è associata un'azione discontinua delle onde che solo in particolari eventi di tempesta dilavano il sedimento, formando i livelletti di sabbia. Infine, il terzo deposito si forma quando le onde non agiscono più sul sedimento.

Considerando la presenza di depositi di barena in superficie, questa diminuzione di energia dell'ambiente di deposizione è stata attribuita, più che a un aumento della colonna d'acqua, a una riduzione del *fetch*, ovvero la distanza su cui il vento agisce su una superficie d'acqua, tale da impedire l'effetto delle onde sul fondo. L'interpretazione che è stata data in merito alla successione di questi depositi, considera la presenza di una superficie d'acqua sulla quale l'azione del vento generava onde in grado di sciacquare i sedimenti al fondo. Successivamente, pur senza variazioni della colonna d'acqua o addirittura con un aumento di essa, il *fetch* si è ridotto, probabilmente per la comparsa di superfici di barena che hanno cominciato ad emergere dallo specchio d'acqua. In questo modo, le onde che si andavano a formare non potevano propagarsi per la presenza di ostacoli, determinando una riduzione dell'energia.

L'ipotesi della riduzione del *fetch* in un chiaro sembra essere ulteriormente rafforzata dalla presenza, attualmente, di un piccolo specchio d'acqua in prossimità del transetto L1 con cui il *ghebo* termina nella barena. In una foto aerea del 1968 (Figura 6.1), questo chiaro appare evidentemente più esteso rispetto ad oggi, inoltre la scarsità della vegetazione in prossimità del canale suggerisce proprio che il canale possa essersi sviluppato su un bassofondo.

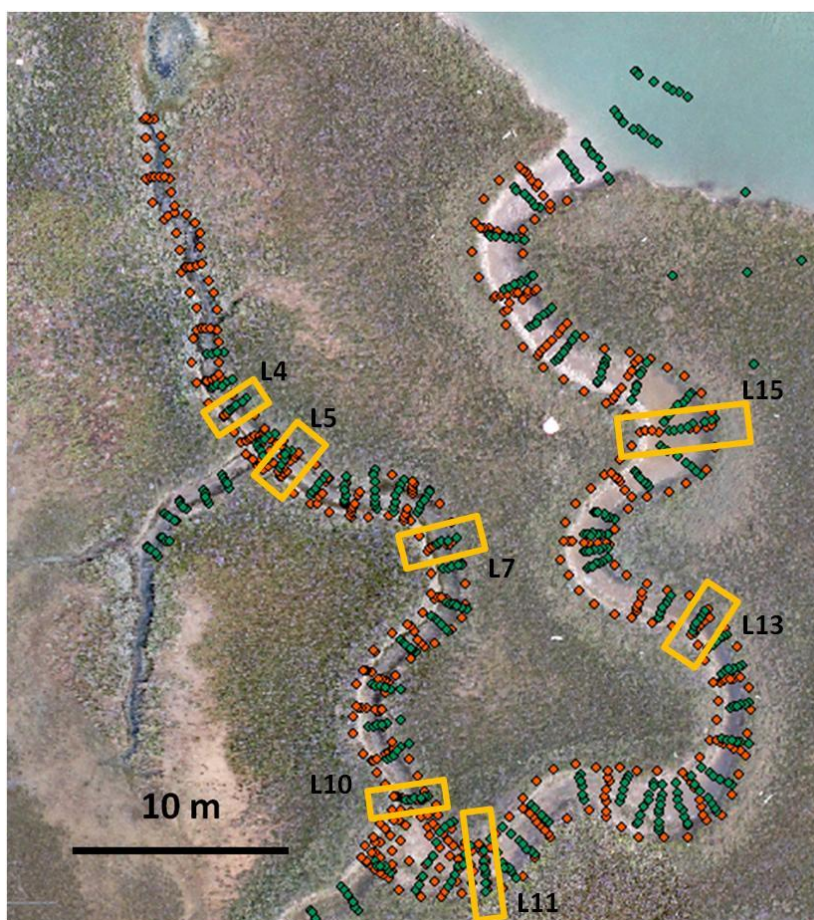


**Figura 6.1:** Foto aerea della barena San Felice (1968).

Anche la variazione degli spessori dei depositi di barena sembra rafforzare questa ipotesi. Questi depositi, infatti, mostrano spessori molto elevati (fino a 50 cm) nei transetti 12 e 16, mentre nei transetti da L1 a L4, più prossimi al chiaro, gli spessori dei depositi di barena raggiungono al massimo i 15 cm, segno che la barena attecchisce tardi in questa porzione. Questo spessore ridotto sarebbe appunto consistente con l'ipotesi della riduzione dell'estensione di un chiaro che avrebbe interessato prima l'area corrispondente ai transetti numero 12 e 16 e, solo successivamente, la zona prossima alle sezioni da L1 a L4.

Un'ulteriore considerazione sul *ghebo* analizzato consiste in una relazione tra il substrato eroso dal canale e la granulometria del materiale che viene depositato all'interno dello stesso: inizialmente (transetto L4) il canale incide appena il deposito Bf<sub>3</sub> depositando il materiale fangoso eroso dal substrato. Procedendo verso la bocca del *ghebo*, il canale si approfondisce sempre più raggiungendo lo strato più sabbioso del bassofondo, erodendolo e depositando la sabbia che costituisce il deposito di riempimento del canale.

La disponibilità di dati del 2002 relativi allo stesso *ghebo* (Crovato, 2002) hanno permesso di integrare l'interpretazione ottenuta dalle analisi sedimentologiche. Avendo a disposizione le coordinate GPS (Figura 6.2) rilevate in una campagna effettuata nel 2002, si è potuto tracciare il profilo topografico solo per alcune sezioni del canale, quelle in cui vi era una certa coincidenza tra il transetto seguito per il rilevamento delle coordinate GPS nel 2002 con quello seguito nel 2015.



**Figura 6.2:** Sono rappresentati i punti corrispondenti alle coordinate GPS rilevate nel 2002 (in verde) e nel 2015 (in arancio). I riquadri corrispondono ai transetti in cui è stato possibile effettuare il confronto.

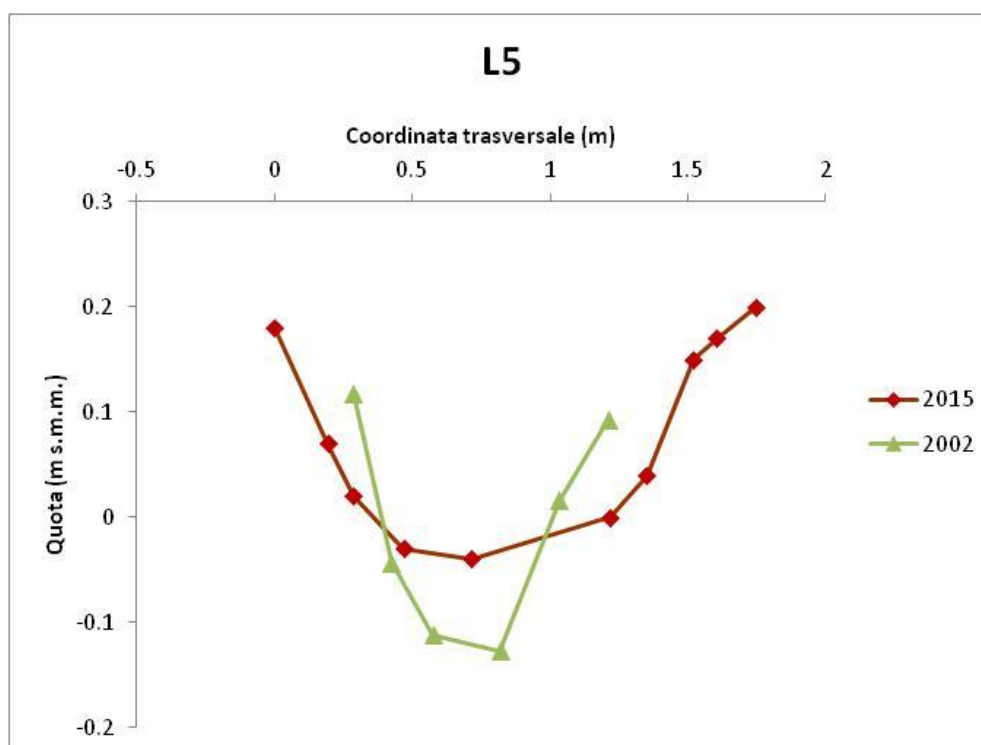
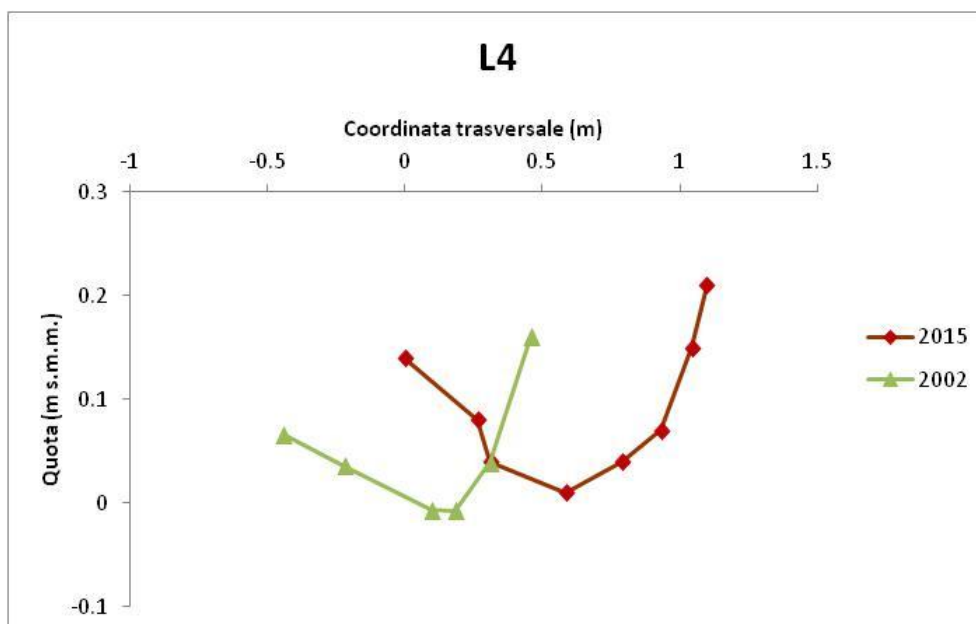
Il confronto del profilo topografico che caratterizza il *ghebo* è stato possibile solo nelle sezioni del *ghebo* corrispondenti ai transetti L4, L5, L7, L10, L11, L13 e L15 (Figura 6.2) e ha permesso di fare delle considerazioni in merito

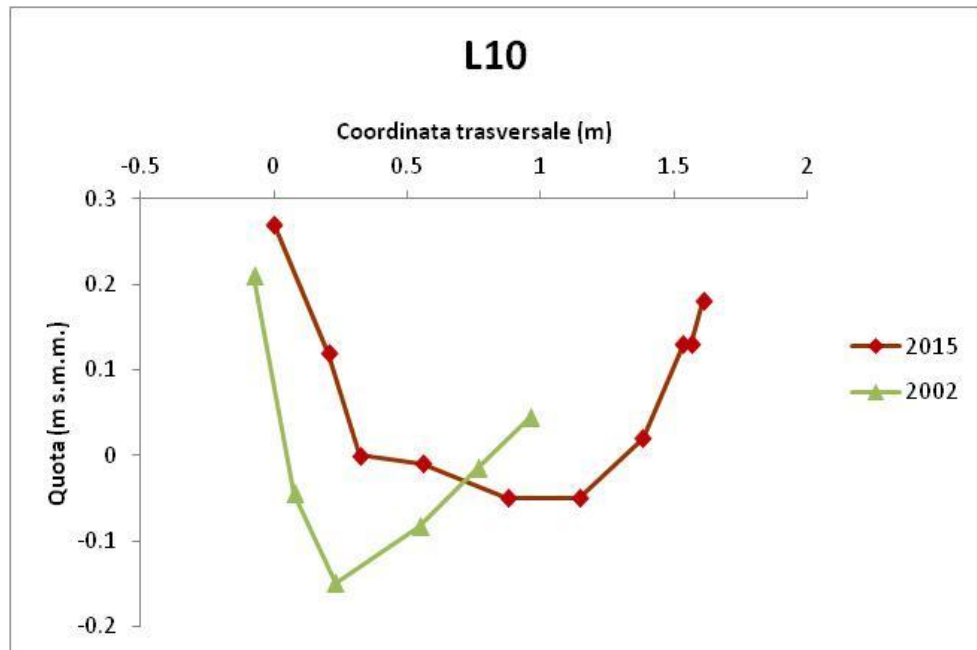
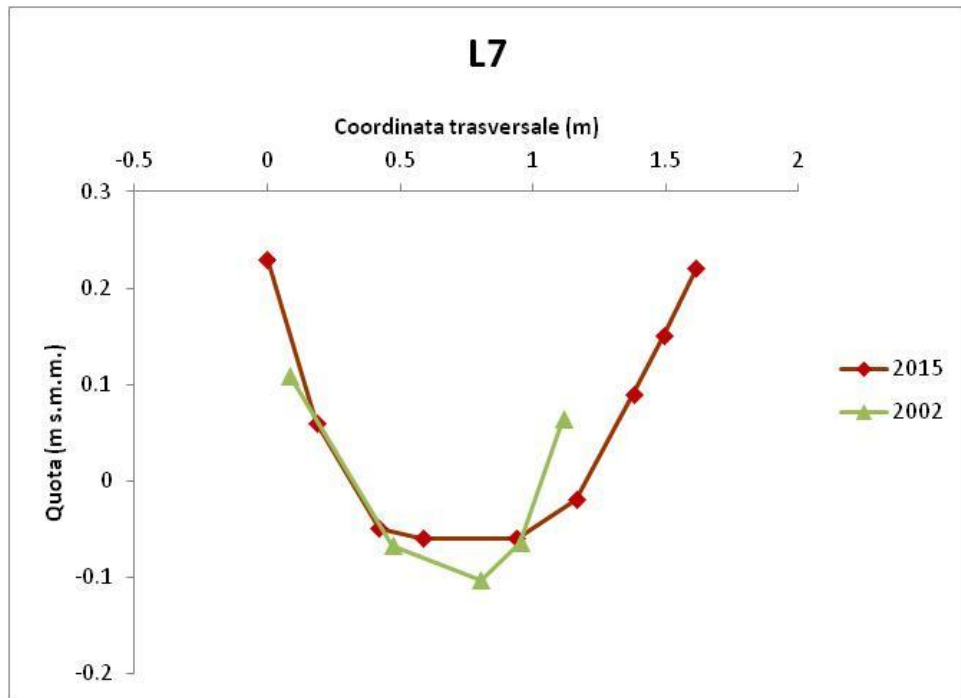
---

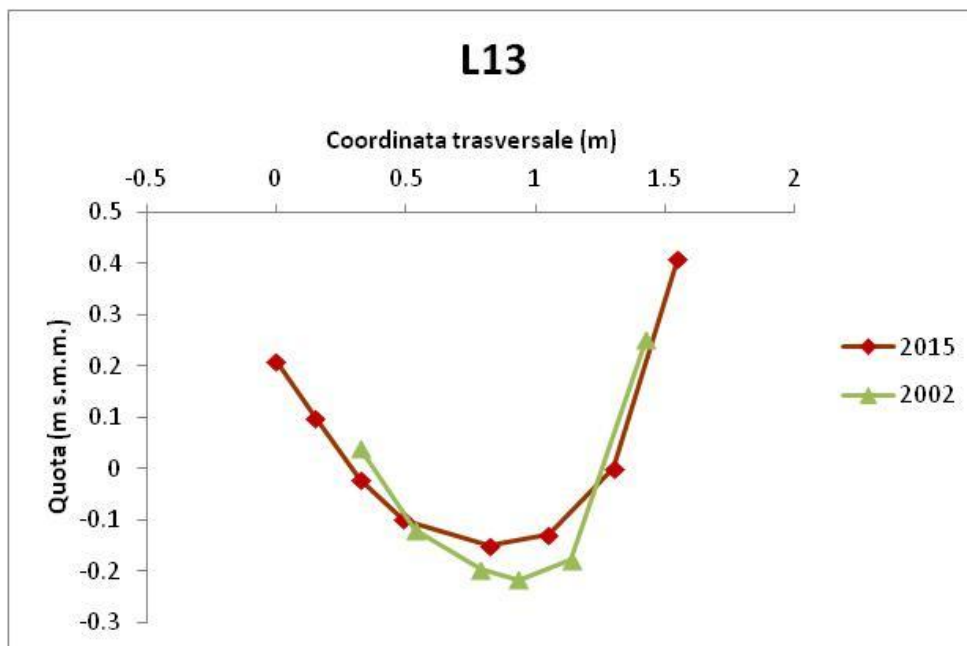
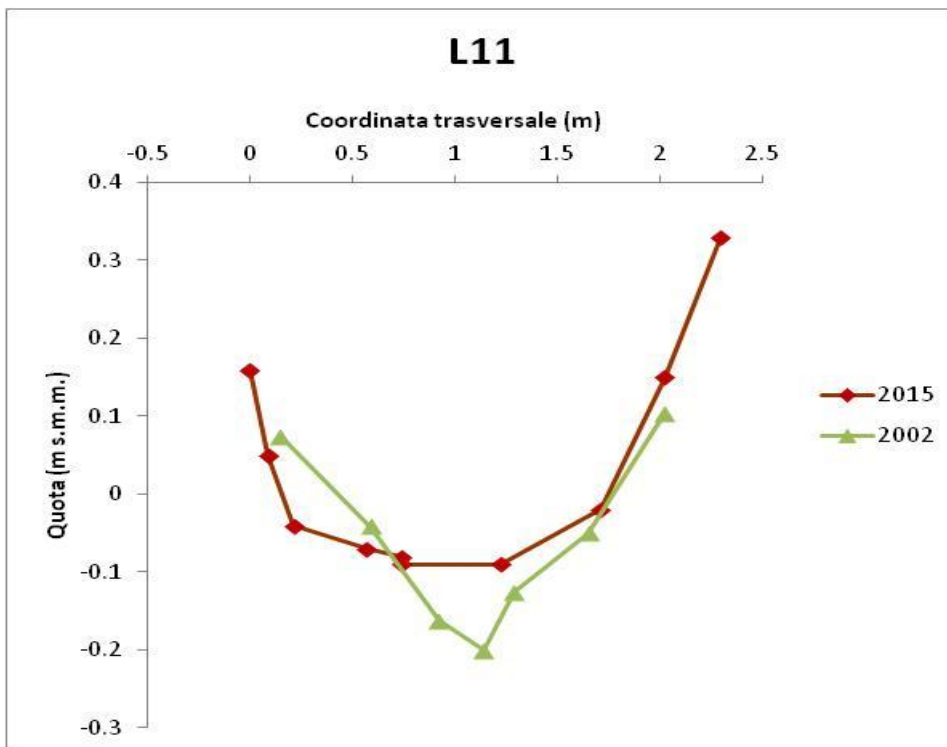
all'evoluzione del *ghebo* stesso. In Figura 6.3 sono riportati i grafici, per ciascuno di questi transetti, in cui la topografia del 2002 è accostata al profilo topografico attuale di Figura 5.6. Si può notare un generale ampliamento della sezione del *ghebo*. Il confronto tra i dati evidenzia un allargamento della sezione accompagnato in alcuni casi, come nel transetto L7 e L11, da un aumento della profondità relativa alla quota della superficie di barena adiacente al *ghebo*. Tuttavia, se si considera la quota corrispondente alla base del canale, si può notare come il *ghebo* risultasse più approfondito nel 2002. Questo comportamento si riscontra in tutte le sezioni, ma è particolarmente evidente in L11. Il *ghebo* tende, quindi, a riempire il canale depositando sedimento, ma l'accrezione dei depositi di barena sulla superficie adiacente al *ghebo* si oppone a questo riempimento facendo aumentare la sezione del canale. Infine, il confronto permette di individuare una certa migrazione dei meandri che caratterizzano il *ghebo*, già riscontrata nelle carote dalla presenza di strutture sedimentarie che identificano un trasporto trattivo. Osservando il confronto del profilo topografico corrispondente al transetto L4, ad esempio, si nota che in 13 anni il *ghebo* si è spostato lateralmente di circa 50 cm verso la sponda esterna dei meandri, con un tasso di migrazione di circa 4 cm l'anno. Tuttavia, è possibile notare come nelle sezioni L7, L13 e L15, la posizione della sponda esterna sia rimasta invariata durante il periodo considerato. Pertanto, in questi transetti, l'allargamento della sezione del canale è avvenuto mediante processi erosivi agenti sulla sponda interna dei meandri. Un comportamento di questo tipo si differenzia totalmente dai meandri fluviali, nei quali l'erosione si verifica lungo la sponda esterna, mentre l'*inner bank* è soggetta all'accumulo e alla deposizione del sedimento.

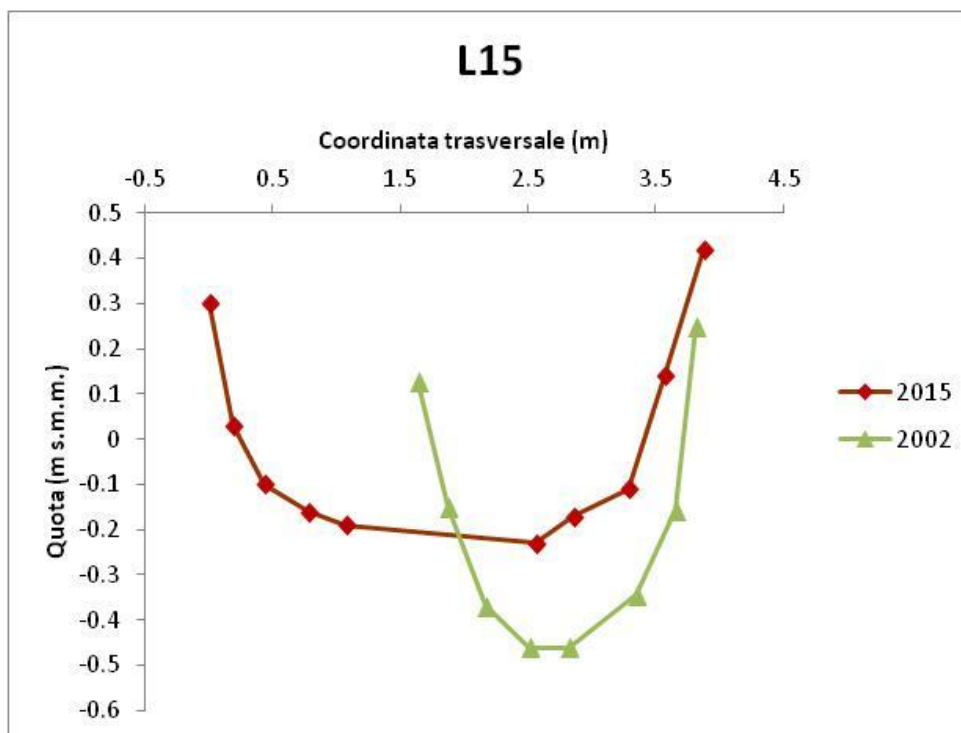
Dalla Figura 6.2, infine, è possibile vedere, dai punti GPS relativi al 2002, come la bocca del *ghebo* fosse più spostata verso mare, ovvero verso il canale di dimensioni maggiori in cui il *ghebo* si immette. Questa incongruenza indica che vi è stato negli ultimi anni un notevole arretramento della sponda della barena, stimato intorno ai 5 metri in 13 anni, dovuto all'azione delle maree e delle onde generate dal vento o da natanti. Questa configurazione è confermata dalla foto aerea del 1968 (Figura 6.1).

**Figura 6.3:** Di seguito, confronto tra il profilo topografico del 2015 (in rosso) e quello del 2002 (in verde), ottenuti sulla base di coordinate GPS.







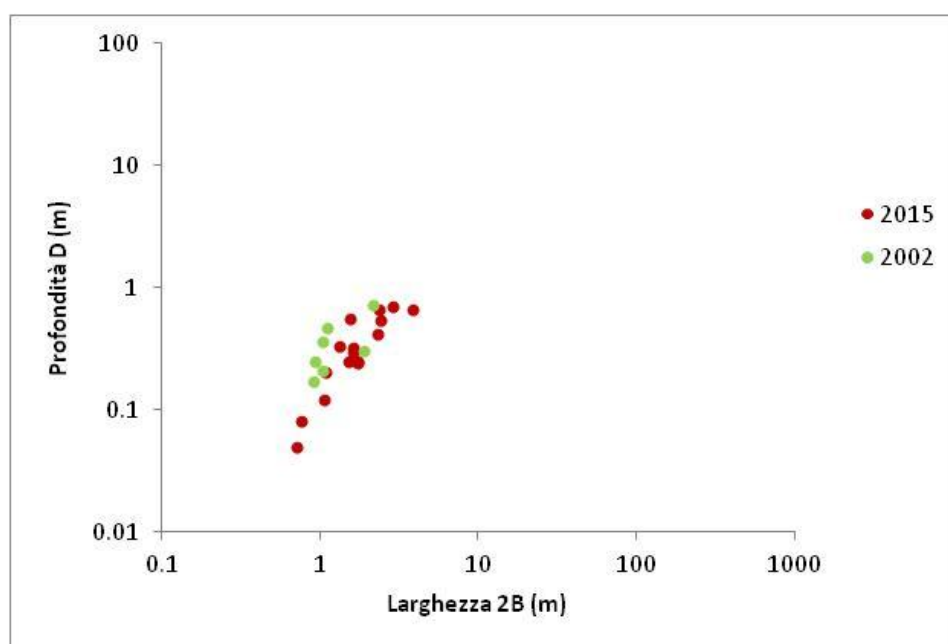


## 6.2 Interpretazione delle analisi morfometriche

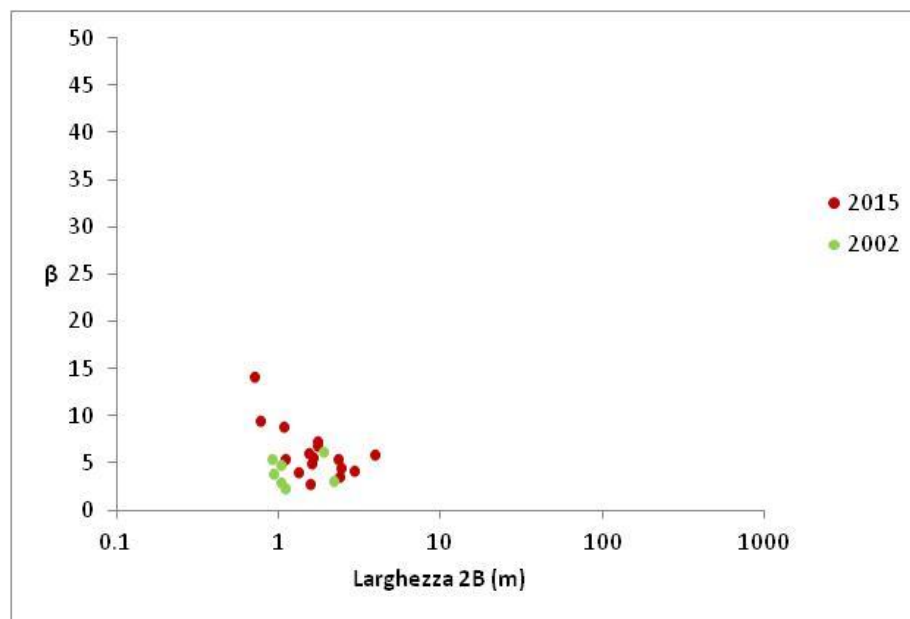
Lo studio delle proprietà morfologiche dei canali a marea ha implicazioni sull'origine e sull'evoluzione dei diversi ambienti lagunari. La caratterizzazione quantitativa della geometria dei canali, attraverso il modello di analisi morfologica dei canali a marea, diventa quindi fondamentale, in quanto consente di mettere a confronto in modo oggettivo i dati ottenuti in diversi luoghi, ma soprattutto, dati di diversa origine, tidale e fluviale. Per perseguire lo scopo principale di questo lavoro, i risultati ottenuti dal modello matematico e riportati nel paragrafo 5.2 del presente lavoro, sono stati confrontati con i dati relativi ad altri canali della laguna di Venezia e con dati di letteratura relativi ad ambienti fluviali.

Per prima cosa, avendo a disposizione alcune sezioni del *ghebo* relative al 2002, si è ritenuto interessante valutare quantitativamente il grado di incisione del *ghebo* stesso a quel tempo e confrontare i dati ottenuti con quelli attuali. Il

rapporto tra la larghezza e la profondità della sezione di un canale è, infatti, una delle più semplici misure geomorfologiche che forniscono indicazioni sull'evoluzione morfodinamica di un canale a marea (e.g. Allen, 2000; Solari et al., 2002). Sono state, pertanto, calcolate la larghezza  $2B$  e la profondità  $D$  del *ghebo* nelle sezioni del 2002 a disposizione, misurando questi parametri sempre rispetto al livello di massimo riempimento. I dati sono stati riportati nel grafico di Figura 6.4, in cui è possibile notare come 13 anni fa il *ghebo* fosse più inciso nella barena rispetto ad oggi, in quanto, a parità di larghezza della sezione, corrispondono valori di profondità più elevati nel 2002 piuttosto che nel 2015. Il rapporto  $\beta$  tra la larghezza  $2B$  e la profondità  $D$  ha permesso poi di costruire il grafico di Figura 6.5 nel quale i dati mostrano un range di valori di  $\beta$  più ristretto per le sezioni del *ghebo* relative al 2002, con valori di  $\beta$  che si concentrano tra 3 e 5, a confermare una maggiore incisione.



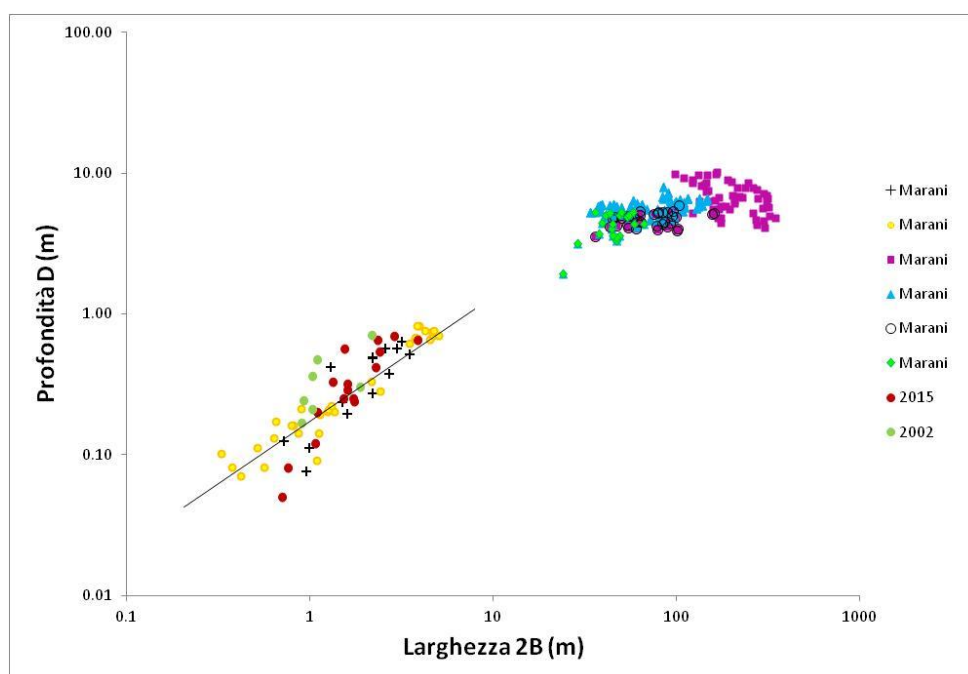
**Figura 6.4:** Grafico larghezza-profondità per alcune sezioni del *ghebo* del 2002 (in verde), confrontate con i dati del 2015 (in rosso) relativi ai 16 transetti.



**Figura 6.5:** Grafico che mostra il rapporto  $\beta$  in funzione della larghezza per alcune sezioni del *ghebo* del 2002 (in verde), confrontate con i dati del 2015 (in rosso) relativi ai 16 transetti.

Questi risultati ottenuti per il *ghebo* analizzato sono stati confrontati con altri dati ottenuti da Marani et al. (2002) per un'ampia popolazione di campioni di canali della laguna di Venezia. Il grafico di Figura 6.6 mostra una distribuzione dei dati caratterizzata da trend diversi al variare della larghezza del canale. I dati di Marani et al. (2002) rappresentati dai simboli quadrato (in viola), triangolo (in azzurro), cerchio e rombo (in verde) indicano canali di bassifondi, molto larghi e poco profondi, mentre i dati rappresentati dalla croce e dal pallino giallo indicano invece canali che innervano superfici di barena. I dati relativi al *ghebo* oggetto di studio, come ci si aspettava, ricadono nella popolazione relativa ai canali di barena, che si presentano fortemente incisi, con rapporti  $\beta$  compresi tra 5 e 8. La retta che interpola i punti relativi al *ghebo* mostra, però, una pendenza maggiore rispetto alla retta di interpolazione identificata da Marani et al. (2002), rappresentata in Figura 6.5. Una pendenza maggiore indica valori di  $\beta$  minori. Mentre i canali che innervano le barene sono fortemente incisi ( $5 < \beta < 8$ ), come conseguenza del ruolo stabilizzante assunto dalla vegetazione alofila e dalla presenza di sedimenti coesivi nel controllo dei processi di erosione, i canali

presenti sui bassifondi, dove la vegetazione è praticamente assente e nei sedimenti si incrementa la presenza di frazioni sabbiose, sono invece caratterizzati da valori di  $\beta$  maggiori ( $8 < \beta < 50$ ), presentando caratteristiche vicine al caso fluviale. E' infatti interessante osservare come i dati relativi al *ghebo* siano molto distanti dai valori considerati per i fiumi meandriformi, per cui  $\beta$  è compreso tra 8 e 48 (Millar, 2000). I risultati ottenuti per il *ghebo* analizzato confermano, dunque, che i canali nelle superfici di barena, dove la vegetazione e le proprietà coesive del sedimento influenzano strettamente i processi erosivi, tendono a essere molto più incisi rispetto alla controparte fluviale e ai canali che incidono i bassifondi (Marani et al., 2002).

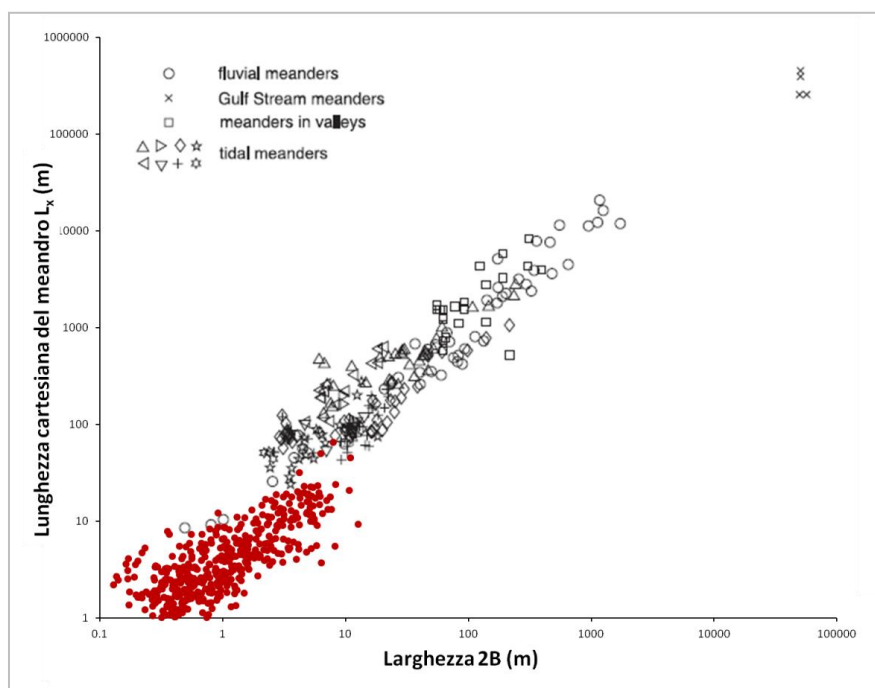


**Figura 6.6:** Grafico larghezza-profondità per diversi canali in barene e bassifondi della Laguna di Venezia. Ai dati di Marani et al. (2002) sono stati aggiunti i risultati ottenuti dal *ghebo* relativi al 2002 (Crovato, 2002) e al 2015.

Al fine di valutare se i modelli utilizzati in ambito fluviale possano effettivamente essere applicati anche al caso tidale, si è voluto confrontare la relazione lineare, individuata da Leopold et al. (1964) per il caso fluviale, tra la lunghezza cartesiana di ciascun meandro  $L_x$  e la larghezza  $2B$  dello stesso, con i risultati ottenuti dalle analisi morfometriche dei 59 canali digitalizzati. Questi

---

ultimi sono stati inseriti nel grafico riportato da Marani et al. (2002), nel quale sono rappresentati dati relativi a fiumi meandriformi e canali a marea. Il confronto tra questi dati è riportato nel grafico di Figura 6.7. Dai dati ottenuti in questo studio è possibile individuare una relazione lineare tra la lunghezza cartesiana di ogni singolo meandro e la larghezza  $2B$ . Questo trend segue lo stesso andamento del trend individuato da Leopold et al. (1964), ma la retta di interpolazione dei dati risulta traslata più in basso. Questo spostamento potrebbe, in parte, essere dovuto al fatto che, mentre la larghezza  $2B$  nel grafico di Marani et al. (2002) rappresenta un valore medio della larghezza del canale all'interno di un singolo meandro, in questo studio, invece, la larghezza  $2B$  è stata misurata all'apice del meandro. Osservando semplicemente l'ortofoto di Figura 4.6, è possibile notare che spesso l'apice dei meandri è caratterizzato da una larghezza maggiore del canale. Questa osservazione non è sempre valida, ma potrebbe, in parte, spiegare la traslazione del trend lineare verso il basso. Indipendentemente da questa considerazione, dal grafico di Figura 6.7 si nota in modo immediato che i punti relativi ai meandri dei 59 canali analizzati in questo studio sono relativi a valori di larghezza e lunghezza cartesiana che non coincidono con i valori relativi ai meandri a marea inseriti da Marani et al. (2002), ma sono, invece, confrontabili con pochi dati relativi all'ambiente fluviale. Questa distribuzione dei dati fa supporre che anche i meandri a marea possano mostrare fluttuazioni ampie come altri ambienti, a differenza di quanto sostenuto da Marani et al. (2002).



**Figura 6.7:** Grafico che mostra la relazione lineare esistente tra la larghezza del canale e la lunghezza cartesiana di ciascun meandro per dati di ambiente fluviale (Leopold et al. 1964) e tidale (Marani et al., 2002), a cui sono stati aggiunti i dati ottenuti in questo lavoro.

Sono stati, infine, confrontati i risultati ottenuti dall'analisi di Fourier della curva che descrive la curvatura di ciascuno dei canali digitalizzati, riportati nel grafico di Figura 5.13, con quanto noto in letteratura per la controparte fluviale. I dati ottenuti in questo lavoro mostrano una diminuzione dell'energia spettrale all'aumentare del numero d'onda corrispondente a ciascuna armonica. È possibile notare come l'energia associata alle prime 3-4 armoniche sia dominante. In particolare, la densità spettrale relativa alla seconda armonica non è trascurabile, come suggerito da Kinoshita (1961) in ambito fluviale in condizioni di equilibrio. Si osserva, infatti, che il valore medio della seconda armonica è maggiore rispetto alla terza armonica.

Queste considerazioni suggeriscono che i modelli ottenuti da osservazioni in ambito fluviale potrebbero essere inadeguati per lo studio dei canali a marea dove si osserva la presenza di più armoniche e, in particolare, un forte contributo della seconda armonica.

---

## 7 Conclusioni

In questo lavoro di tesi sono stati affrontati diversi aspetti legati ai canali a marea, attraverso analisi sedimentologiche, morfometriche e modellistiche. I principali risultati ottenuti possono essere sintetizzati nei seguenti punti:

- L'analisi sedimentologica effettuata sul *ghebo* in esame ha permesso di distinguere la presenza di tre diversi tipi di depositi (depositi di barena, riempimento di canale e depositi di bassofondo), la cui correlazione ha consentito di individuare un trend erosivo alla testa del canale e un trend deposizionale nella porzione terminale fino alla confluenza con un canale di dimensioni maggiori. L'evidenza di strutture sedimentarie, quali, laminazioni, ha dimostrato che il *ghebo* è soggetto a una migrazione laterale principalmente in corrispondenza alle curve di meandro.
- Il confronto con profili topografici della sezione del canale relativi al 2002 ha permesso di valutare l'evoluzione del *ghebo* negli ultimi 13 anni. Da questo confronto emerge come i meandri presentino, in alcuni casi, un comportamento opposto rispetto ai meandri fluviali, in quanto è stata osservata una erosione della sponda interna, mentre la posizione della sponda esterna è rimasta invariata. Attraverso la posizione delle coordinate GPS del 2002, si è osservato, inoltre, un notevole arretramento della sponda della barena negli ultimi 13 anni, stimato intorno a 5 metri.
- Le analisi morfometriche riguardanti la geometria dei meandri a marea della barena San Felice hanno consentito di rappresentare in modo quantitativo le caratteristiche morfologiche dei canali a marea, permettendo confronti con la controparte fluviale. Tra le misure

---

geomorfologiche, il rapporto  $\beta$  tra la larghezza e la profondità di diverse sezioni del *ghebo* in esame ha confermato che i canali che innervano le superfici di barena tendono a essere molto più incisi rispetto ai canali che innervano i bassifondi e alla loro controparte fluviale. Dalle analisi morfometriche, la relazione tra la larghezza e la lunghezza cartesiana dei singoli meandri, di 59 canali totali analizzati in questo studio, mostra valori diversi dai dati finora ottenuti su studi di canali a marea e, anzi, confrontabili con dati ottenuti da meandri fluviali. Infine, l'analisi di Fourier applicata alla curvatura  $c(s)$  dei canali digitalizzati ha individuato una densità spettrale relativa alla seconda armonica non trascurabile, al contrario di quanto suggerito da Kinoshita (1961) per l'ambito fluviale in condizioni di equilibrio.

- Le analisi condotte con un modello idrodinamico semplificato hanno permesso di valutare la distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo, che evidenzia come i valori più elevati di tali sforzi si manifestino in corrispondenza alle estremità dei canali. Questo suggerisce che i fenomeni erosivi che portano alla formazione dei canali stessi, abbiano luogo in corrispondenza alle estremità della rete e che l'incisione della rete stessa avvenga per un processo di “*headward growth*”. Tale risultato, determinato su base modellistica, risulta in perfetto accordo con quanto suggerito dalle analisi sedimentologiche che indicano l'assenza di depositi di riempimento del canale alla testa del *ghebo*, indicando la presenza un trend erosivo.

In conclusione, i risultati ottenuti, pur presentando in alcuni casi delle analogie con la controparte fluviale, suggeriscono che i modelli relativi ai meandri fluviali non possono essere applicati ai canali tidali, ma che lo studio dello sviluppo e dell'evoluzione dei meandri a marea richiede modelli specifici, opportunamente sviluppati.

---

## 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 tidal creek 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, Weisenfluh 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.
- Bondesan, A., A. Fontana, P. Furlanetto, S. Magri, M. Meneghel, P. Mozzi, S. Primon (2008), Lineamenti geologico-geomorfologici ed evoluzione paleoidrografica del territorio urbano di Venezia, Mestre e Marghera. In: *Interventi al Convegno Geologia urbana di Venezia, Mestre-Venezia 24 novembre 2006*, Periodico della SIGEA, supplemento al numero 3/2008, 47-75
- Brambati, A., L. Carbognin, T. Quiaia, P. Teatini, and L.Tosi (2003), The lagoon of Venice: geological setting, evolution and land subsidence. *Episodes*, vol. 26, no. 3, 264-268

- 
- Brice, J.C. (1982), Stream Channel Stability Assessment. Federal Highway Administration Report RHWA/RD-82/021.
- Brown, S.L. (1998), Sedimentation on Humber salt marsh sedimentary process. In: Black K.S., Paterson D.M., Cramp A. (eds) Sedimentary processes in the intertidal zone, Geological Society Special Publication 139. The Geological Society, London, 69–84.
- Chmura, G., S. Anisfeld, D. Cahoon, and J. Lynch (2003), Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Global Biogeochemical Cycles* 17 (4).
- Clayton, J.A., J. Pitlick (2007), Spatial and temporal variations in bed load transport intensity in a gravel bed river bend. *Water Resources Research* 43(2).
- Crosato, A., E. Mosselman (2009), Simple physics-based predictor for the number of river bars and the transition between meandering and braiding. *Water Resources Research*, 45.
- Crovato, F. (2002), Indagini morfologiche e idrodinamiche su canali a marea nella Laguna di Venezia. Tesi di laurea magistrale, Università degli Studi di Padova.
- 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., L. Carniello, and A. Rinaldo (2013), Statistical mechanics of wind wave-induced erosion in shallow tidal basins: Inferences from the Venice Lagoon, *Geophys. Res. Lett.*, 40.
- D'Alpaos, A., S. Lanzoni, M. Marani, and A. Rinaldo (2009), On the O'Brien-Jarrett-Marchi law. *Rend. Fis. Acc. Lincei* 20, 225–236.
- D'Alpaos, A., S.M. Mudd, and L. Carniello (2012), Sulla risposta dei sistemi di barena a variazioni della disponibilità di sedimento e del tasso di

incremento del livello medio del mare. Atti del XXXIII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Brescia, 10-15 settembre 2012.

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.

D'Alpaos, L., A. Defina (2007), Mathematical modeling of tidal hydrodynamics in shallow lagoons: A review of open issues and applications to the Venice lagoon, *Comput. Geosci.*, 33, 476–496. doi:10.1016/j.cageo.2006.07.009

Davidson-Arnott, Robin (2010), Introduction to coastal processes and geomorphology. Cambridge University Press.

Day, J.W., J. Rybczyk, F. Scarton, A. Rismondo, D. Are and G. Cecconi (1999), Site accretionary dynamics, sea-level rise and the survival of wetlands in Venice lagoon: A field and modelling approach, *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 49, 607–628.

Eisma, D. (1998), Intertidal deposits: river mouths tidal flats and coastal lagoons. CRC Press, New York.

Fagherazzi, S., A. Bortoluzzi, W.E Dietrich, A. Adami, M. Marani, S. Lanzoni and A. Rinaldo (1999), Tidal networks: 1 Automatic network extraction and preliminary scaling features from digital terrain maps. *Water Resour Res* 35, 3891–3904.

Fagherazzi, S., D.J Furbish (2001), On the shape and widening of salt marsh creeks. *J Geophys Res* 106(C1), 991–1003.

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. Hannion, P. D'Odorico (2008), Geomorphic structure of tidal hydrodynamics in salt marsh creeks. *Water Resour Res.* doi: 10.1029/2007WR006289
- 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
- Ferguson, R.I. (1975), Meander irregularity and wavelength estimation. *Journal of Hydrology* 26, 315–333.
- 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.
- Friedkin, J.F. (1945), A Laboratory Study of the Meandering of Alluvial Rivers. US Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.
- Friedrichs, C.T. (1995), Stability shear stress and equilibrium cross-sectional geometry of sheltered tidal channels. *J Coast Res* 11, 1062–1074.
- Friedrichs, C.T., D.G. Aubrey (1988), Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Estuar Coast Shelf Sci* 27, 521–545.
- 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.

- 
- Hickin, E.J. (1978), Hydraulic factors controlling channel migration. In: Davidson- Arnott, R., Nickling, W. (Eds.), *Research in Fluvial Geomorphology, Proceedings Fifth Guelph Symposium on Geomorphology*, 59–66.
- 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.
- Hooke, J.M. (2013), River meandering. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 9, *Fluvial Geomorphology*, 260–288.
- Hooke, J.M., A.M. Harvey (1983). Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows. In: Collinson, J., Lewin, J. (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. International Association of Sedimentologists Special Publications, Vol. 6, 121–132.
- Howes, N.C. et al. (2010), Wetland loss during hurricanes: failure of low salinity marshes. *Proc Natl Acad Sci*. doi: 101073/pnas0914582107
- Huat, B.B.K., A. Asadi, and S. Kazemian (2009), Experimental investigation on geomechanical properties of tropical organic soils and peat. *Am J Eng Appl Sci* 2, 184–1888.
- 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.
- Hughes, Z.J., D.M. FitzGerald, C.A. Wilson, S.C. Pennings, K. Wieski, and A. Mahadevan (2009), Rapid headward erosion of marsh creeks in response to relative sea level rise. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L03602, doi:10.1029/2008GL036000.

- 
- Ikeda, I., G. Parker and K. Sawai (1981), Bend theory of river meanders, part I, in the Appalachian region. Univ So Carol, Dep Geol, Carol Coal Group, Columbia, 472–498.
- Jarrett, J.T. (1976), Tidal prism-inlet area relationships. Gen Invest Tidal Inlets Rep 332 US Army Coastal Engineering Research Center, Fort Belvoir.
- Kinoshita, R. (1961), An investigation of channel deformation of the Ishikari River, technical report, 139 pp., Nat. Resour. Div., Minist. of Sci. and Technol. of Jpn., Tokyo.
- Kirwan, M., S. Mudd (2012), Response of salt-marsh carbon accumulation to climate change. *Nature* 489, 550–553.
- Knighton, A.D., C.D. Woodroffe, K. Mills (1992), The evolution of tidal creek networks Mary River Northern Australia. *Earth Surf Proc Land* 17, 67–190.
- Lagasse, P.F., L.W. Zevenbergen, W.J. Spitz, and C.R. Thorne (2004), Methodology for predicting channel migration. NCHRP Web-Only Document 67 (Project 24- 16). Report prepared for TRB (Transportation Research Board of the National Academies of the US)
- Lanzoni, S., and G. Seminara (2002), Long-term evolution and morphodynamic equilibrium of tidal channels, *J. Geophys. Res.*, 107(C1), 3001.
- Leliavsky, S. (1955), *An Introduction to Fluvial Hydraulics*. Dover Publications, New York.
- 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 (1960), River meanders. *Geological Society of America Bulletin* 71, 769–794.
- 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., C. Da Lio, and A. D'Alpaos (2013), Vegetation engineers marsh morphology through competing multiple stable states. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 110, 3259–3263.
- 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: 10.1029/2001WR001051
- 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: 10.1029/2001WR000404
- 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
- Marani, M., A. D'Alpaos, S. Lanzoni, L. Carniello, and A. Rinaldo (2007), Biologically-controlled multiple equilibria of tidal landforms and the fate of the Venice lagoon. *Geophysical Research Letters*, 34(11).
- Marchi, E. (1990), Sulla stabilità delle bocche lagunari a marea. *Rend Fisici Accad Lincei* 9, 137–150.
- Millar, R.G. (2000), Influence of bank vegetation on alluvial channel patterns, *Water Res. Resour.*, 36(4), 1109-1118.
- Myrick, R.M., and L.B. Leopold (1963), Hydraulics geometry of a small tidal estuary, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 422-B, 18 pp.

- 
- Morris, J. T., P. V. Sundareshwar, C. T. Nietch, B. Kjerfve, and D. R. Cahoon (2002), Responses of coastal wetlands to rising sea level. *Ecology*, 83(10), 2869–2877.
- Mudd, S.M., S.M. Howell, and J.T. Morris (2009), Impact of dynamic feedbacks between sedimentation, sea-level rise, and biomass production on near surface marsh stratigraphy and carbon accumulation. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 82(3), 377–389.
- Mudd, S.M., A. D'Alpaos, and J.T. Morris (2010), How does vegetation affect sedimentation on tidal marshes? Investigating particle capture and hydrodynamic controls on biologically mediated sedimentation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 115(F3).
- Novakowski, K.I., R. Torres, L.R. Gardner, and G. Voulgaris (2004), Geomorphic analysis of tidal creek networks. *Water Resour. Res.* doi: 10.1029/2003WR002722
- O'Brien, M.P. (1969), Equilibrium flow areas of inlets in sandy coasts. *J Water Harbors Coastal Eng Div Am Soc Civ Eng* 95, 43–52.
- Pennings, S., M. Grant, M. Bertness (2005), Plant zonation in lowlatitudes salt marshes: Disentangling the roles of flooding, salinity and competition. *Journal of Ecology* 93, 159–167.
- Perillo, G.M.E., O.O. Iribarne (2003), Processes of tidal channel development in salt and freshwater marshes. *Earth Surf Proc Land* 28, 1473–1482.
- Pethick, J.S. (1969), Drainage in tidal marshes, in *The Coastline of England and Wales*, 3rd ed., edited by J. R. Steers, Cambridge Univ. Press, New York, 725 – 730.
- Redfield, A. C. (1972), Development of a New England salt marsh. *Ecological Monographs*, 42, 201-237.
- Rhoads, B.L., M.R. Welford (1991), Initiation of river meandering. *Progress in Physical Geography* 15(2), 127–156.

- 
- Rinaldo, A., E. Belluco, A. D'Alpaos, A. Feola, S. Lanzoni, and M. Marani (2004), Tidal networks: form and function. In: Fagherazzi S, M. Marani, L. Blum (eds) *The ecogeomorphology of tidal marshes*. Amer Geophys Union, Washington, DC
- 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.
- Rodríguez-Iturbe, I. and A. Rinaldo (1997), *Fractal River Basins: Chance and Self-Organization*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Seminara, G. (2006), Meanders. *J Fluid Mech* 554, 271–297.
- Seminara, G., G. Zolezzi, M. Tubino, and D. Zardi (2001), Downstream and upstream influence on river meandering, part two, Planimetric development, *J. Fluid Mech.*, 438, 213–230.
- Silvestri, S. (2000), *La vegetazione alofila quale indicatore morfologico negli ambienti a marea*. PhD thesis, University of Padova. Society Petroleum Geologists, Calgary, 129–160.
- Solari, L., G. Seminara, S. Lanzoni, M. Marani, and A. Rinaldo (2002), Sand bars in tidal channels, part two, Tidal meanders, *J. Fluid Mech.*, 451, 203-238.
- Tosi, L. (1994), *L'evoluzione paleoambientale tardo-quadernaria del litorale veneziano nelle attuali conoscenze*. *Il Quaternario* 7, 589–596.
- Tubino, M., G. Seminara (1990), Free forced interactions in developing meanders and suppression of free bars. *Journal of Fluid Mechanics* 214, 131–159.
- Tubino, M., R. Repetto, and G. Zolezzi (1999), Free bars in rivers. *Journal of Hydraulic Research* 37(6), 759–775.

- van Eerdt, M.M. (1985), The influence of vegetation on erosion and accretion in salt marshes of the Oosterschelde The Netherlands. *Vegetation* 62,367–373
- 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.
- Zecchin, M., L. Baradello, G. Brancolini, F. Donda, F. Rizzetto, and L. Tosi (2008), Sequence stratigraphy based on high-resolution seismic profiles in the late Pleistocene and Holocene deposits of the Venice area. *Marine Geology* 253, 185-198.