



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA CIVILE, EDILE ED AMBIENTALE
Department Of Civil, Environmental and Architectural Engineering

CORSO DI LAUREA MAGISTRALE IN INGEGNERIA IDRAULICA

TESI DI LAUREA

**EFFETTO DELLA SEDIMENTAZIONE E DELLA VEGETAZIONE
SULLA FORMA DI EQUILIBRIO DI UN CANALE A MAREA**

Relatore:

Ch.mo Prof. Stefano Lanzoni

Correlatore:

Prof. Andrea D'Alpaos

Controrelatore:

Prof. Nicoletta Tambroni

Laureando:

Alessandro Sgarabotto

ANNO ACCADEMICO 2015-2016

*Alla mia famiglia,
grazie.*

Alessandro

Sommario

Lo scopo della tesi è quello di analizzare l'evoluzione morfodinamica a lungo termine di un canale a marea, con particolare attenzione alla sua configurazione di equilibrio, tenendo conto dei più rilevanti aspetti idrodinamici, morfologici ed ecologici. L'evoluzione del canale e la sua configurazione di equilibrio sono valutati su un dominio tridimensionale opportunamente discretizzato per un canale rettilineo. Attraverso l'impiego di un codice di calcolo automatico in **FORTRAN**, è stato possibile analizzare quanto la configurazione di equilibrio del canale fosse sensibile a variazioni di: modalità di applicazione della forzante di marea, condizioni iniziali e disponibilità di sedimento. Particolare attenzione è rivolta al ruolo della vegetazione, che influenza in maniera diretta la resistenza al moto sulla barena circostante il canale.

Abstract

The objective of this thesis is to evaluate the evolution and the equilibrium configuration of tidal channels considering the more relevant ecological, hydrological, and morphological features. The equilibrium configuration is evaluated on a properly spaced 3D domain, resulting in a straight channel. Using a numerical code based on **FORTRAN** the channel equilibrium has been computed for different forcings such as tidal timelag, initial condition and sediment supply together with different scenarios such as unvegetated or vegetated cases.

Indice

Introduzione	1
1 Maree	3
1.1 La teoria dell'equilibrio delle maree	3
1.1.1 La teoria statica	3
1.1.2 Effetto della rotazione della Terra attorno al suo asse (marea semidiurna)	8
1.1.3 Orbite ellittiche	9
1.1.4 Effetto della declinazione (disparità diurna)	9
1.1.5 Effetto dell'interazione Sole-Luna sul comportamento delle maree	10
1.1.6 I limiti della teoria dell'equilibrio delle maree	14
1.2 Cenni sugli effetti meteorologici	14
1.3 La previsione delle maree	16
1.3.1 Analisi armonica	16
1.3.2 Classificazione delle maree	17
1.4 Il livello medio del mare (MSL)	18
2 La laguna: un ambiente a marea	21
2.1 Gli elementi morfologici caratteristici	21
2.1.1 Barene	24
2.1.2 Bassifondi e piane subtidali	27
2.1.3 Reti di canali a marea	28
2.2 Complessità morfologica	30
3 Idrodinamica	35
3.1 Il modello quasi-statico	37
3.2 Idroperiodo	39
3.3 Sforzi tangenziali e velocità	40
3.4 Sforzi tangenziali e velocità in presenza di vegetazione	45

3.5	Biomassa vegetale	50
4	Morfodinamica	53
4.1	Equazione di bilancio	53
4.2	Erosione	54
4.3	Deposito organico	55
4.4	Deposito inorganico per intrappolamento	56
4.5	Deposito inorganico	58
4.5.1	Concentrazione media di fase	59
4.6	Equilibrio morfodinamico	64
4.6.1	Equilibrio sulla barena	64
4.6.2	Equilibrio nel canale	67
5	Il modello numerico	69
5.1	Il codice di calcolo	69
5.1.1	La griglia di calcolo	69
5.1.2	Il parametro timelag TL	73
5.1.3	Il time-step morfologico	74
6	Indagini modellistiche precedenti	75
6.1	Indagini modellistiche condotte tenendo conto di disponibilità del sedimento e incremento del medio mare	76
6.2	Indagini modellistiche condotte tenendo conto di disponibilità del sedimento, incremento del medio mare e influenza della vegetazione	80
7	Risultati	85
7.1	Variazione del <i>timelag</i>	86
7.1.1	Influenza di TL sulla risposta del modello erosivo	86
7.1.2	Influenza di TL sulla risposta del modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare	90
7.1.3	Influenza di TL sulla risposta del modello completo con vegetazione	94
7.2	Variazione delle condizioni iniziali	98
7.2.1	Influenza delle condizioni iniziali sulla risposta del modello erosivo	98
7.2.2	Influenza delle condizioni iniziali sulla risposta del modello con disponibilità di sedimento e incremento del medio mare	104
7.2.3	Influenza delle condizioni iniziali sulla risposta del modello completo con vegetazione	110

7.3	Variazione della concentrazione	116
7.4	Resistenze al moto offerte dalla vegetazione alofila sulla barena . . .	120
8	Conclusioni	129
A	Codice FORTRAN 90	131
A.1	Main program	131
A.2	Subroutines	139
A.2.1	La subroutine compu biomass vegetationedge	140
A.2.2	La subroutine checkbiomass	141
A.2.3	La subroutine compu teriminiR	142
A.2.4	La subroutine compu terminiR bio	143
A.2.5	La subroutine compu V	143
A.2.6	La subroutine compu V vegetated	144
A.2.7	La subroutine tau vegetated	146
A.2.8	La subroutine bedevolution ZmarshMax	147
A.3	Subroutine compu biomass vegetationedge	149
A.4	Subroutine checkbiomass	150
A.5	Subroutine compu teriminiR	151
A.6	Subroutine compu terminiR bio	152
A.7	Subroutine compu V	153
A.8	Subroutine compu V vegetated	154
A.9	Subroutine tau vegetated	155
A.10	Subroutine bedevolution ZmarshMax	156
B	Condizione di equilibrio	157
	Bibliografia	167

Elenco delle figure

1.1	Il sistema Terra-Luna. [Wright et al., 1999]	5
1.2	Forza centrifuga e forza gravitazionale. [Wright et al., 1999]	6
1.3	L'effetto dell'attrazione gravitazionale esercitata dalla Luna nei punti A,G e P. [Wright et al., 1999]	7
1.4	L'intensità e la direzione della forza di trazione nei vari punti della superficie terrestre. [Wright et al., 1999]	7
1.5	Rigonfiamento dell'idrosfera causato dall'attrazione gravitazionale della Luna. [Wright et al., 1999]	7
1.6	Rotazione terrestre nel sistema Terra-Luna. [Wright et al., 1999] . .	8
1.7	Andamento della marea per effetto della declinazione. [Masselink et al., 2011]	9
1.8	La declinazione lunare nel sistema Terra-Luna. [Wright et al., 1999]	10
1.9	Rigonfiamenti di marea. [Wright et al., 1999]	11
1.10	Andamento della marea soggetta a disparità diurna. [Masselink et al., 2011]	11
1.11	Posizioni relative Terra, Sole e Luna. [Wright et al., 1999]	12
1.12	Esempi di marea diurna, semidiurna e mista.	13
1.13	Curve di marea classificate secondo il fattore F. [Masselink et al., 2011]	18
1.14	I livelli del mare. [Matteotti, 2014]	19
1.15	Variazioni del livello medio mare annuale a Venezia - Punta Salute. [ISPRA, 2010]	20
2.1	Distribuzione delle tipiche forme lagunari in laguna di Venezia. [D'Alpaos and Defina, 2007]	22
2.2	Rappresentazione schematica di ambienti tidali generici. (Cortesia di Marco Marani)	23
2.3	Immagini di specie alofile. [Verza and Cattozzo, 2015]	25
2.4	Barene (<i>Salt marshes</i>). [Verza and Cattozzo, 2015]	26
2.5	Bassifondi (<i>Tidal flats</i>). [Verza and Cattozzo, 2015]	27
2.6	Canali e <i>ghebi</i> solcano una velma. [Vimine, 2015]	29

2.7	<i>Chiaro</i> collegato a un <i>ghebo</i> . [Vimine, 2015]	29
2.8	Classificazione delle diverse morfologie di <i>channel network</i> . [Hughes, 2012]	31
2.9	La legge di JARRETT-O'BRIEN-MARCHI. [D'Alpaos et al., 2009] . .	33
2.10	Le due diverse popolazioni distinte per barene e bassifondi, in base al rapporto tra la larghezza del canale $2B$ e la profondità D . [Marani et al., 2002]	33
3.1	Conformazione planimetrica tipica di alcuni canali lagunari. [D'Alpaos, 2010a]	36
3.2	Forzante di marea sinusoidale.	38
3.3	Valutazione idroperiodo.	40
3.4	Rappresentazione della generica sezione trasversale.	41
3.5	Schema sezione vegetata.	46
3.6	Schema equilibrio forze.	48
3.7	Andamento della biomassa in funzione di z	51
3.8	Variazione stagionale della biomassa.	52
4.1	Schema erosione	55
4.2	Schema deposito organico.	56
4.3	Schema deposito.	58
4.4	Variazione della concentrazione media all'interno del ciclo di marea.	60
4.5	Variazione della concentrazione media all'interno del ciclo di marea: effetto dell'idroperiodo.	61
4.6	Variazione della concentrazione media all'interno del ciclo di marea: effetto dell'idroperiodo.	62
4.7	Concentrazione media di fase: variazione in funzione della quota del fondale.	63
4.8	Andamento dei tassi di deposito sulla barena in funzione della quota del fondo.	65
4.9	Equilibrio relativo tra il tasso di incremento della barena e il sea level rise.	66
5.1	Diagramma di flusso sintetico del codice per lo studio dell'evoluzione morfodinamica di un bacino a marea.	70
5.2	Esempio di geometria iniziale (funzione coseno).	71
5.3	Schema discretizzazione dominio.	72
5.4	Modulazione in ampiezza della forzante di marea.	73

6.1	Configurazione di equilibrio del canale a marea I3 (<i>Reference Case</i>). [Lanzoni and D'Alpaos, 2015]	78
6.2	Confronto tra dati di campo e risultati modellistici ottenuti da alcuni autori. [Lanzoni and D'Alpaos, 2015]	79
6.3	Equilibrio ecomorfodinamico: risultati	81
7.1	Andamento del tasso erosivo - variazione TL (modello erosivo).	87
7.2	Andamento del livello z - variazione TL (modello erosivo).	88
7.3	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione TL (modello erosivo).	89
7.4	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - variazione TL (modello erosivo).	89
7.5	Relazioni morfologiche - variazione TL (modello erosivo).	91
7.6	Andamento del tasso erosivo - variazione TL (modello con disponibi- lità del sedimento e incremento del medio mare).	92
7.7	Andamento del livello z - variazione TL (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	92
7.8	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione TL (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	93
7.9	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - varia- zione TL (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	93
7.10	Relazioni morfologiche - variazione TL (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	95
7.11	Andamento del tasso erosivo - variazione TL (modello completo con vegetazione).	96
7.12	Andamento del livello z - variazione TL (modello completo con vegetazione).	96
7.13	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione TL (modello completo con vegetazione).	97
7.14	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - variazione TL (modello completo con vegetazione).	97
7.15	Relazioni morfologiche - variazione TL (modello completo con vege- tazione).	99
7.16	Funzione coseno	100
7.17	Funzione gaussiana (amp= 0.05 m)	100
7.18	Funzione gaussiana (amp= 0.1 m).	100
7.19	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione ampiezza coseno (modello erosivo).	101

7.20	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - variazione ampiezza sinusoidale (modello erosivo).	101
7.21	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.05$ m (modello erosivo).	102
7.22	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - variazione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.05$ m (modello erosivo).	102
7.23	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.1$ m (modello erosivo).	103
7.24	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - variazione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.1$ m (modello erosivo).	103
7.25	Relazioni morfologiche - funzione coseno (modello erosivo).	105
7.26	Relazioni morfologiche - funzione gaussiana (modello erosivo).	106
7.27	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione ampiezza coseno (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	107
7.28	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - varia- zione ampiezza sinusoidale (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	107
7.29	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.05$ m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	108
7.30	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - varia- zione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.1$ m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	108
7.31	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.1$ m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	109
7.32	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - varia- zione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.1$ m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	109
7.33	Relazioni morfologiche - funzione coseno (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	111
7.34	Relazioni morfologiche - funzione gaussiana (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	112
7.35	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione ampiezza coseno (modello completo con vegetazione).	113
7.36	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - variazione ampiezza coseno (modello completo con vegetazione).	113
7.37	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.05$ m (modello completo con vegetazione).	114

7.38	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - variazione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.05 \text{ m}$ (modello completo con vegetazione).	114
7.39	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.1 \text{ m}$ (modello completo con vegetazione).	115
7.40	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - variazione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.1 \text{ m}$ (modello completo con vegetazione).	115
7.41	Relazioni morfologiche - funzione coseno (modello con completo con vegetazione).	117
7.42	Relazioni morfologiche - funzione gaussiana (modello completo con vegetazione).	118
7.43	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione concentrazione (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	119
7.44	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - variazione concentrazione (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	119
7.45	Evoluzione nel tempo delle quote di un punto sulla barena e di un punto sul fondo del canale (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	120
7.46	Relazioni morfologiche - variazione concentrazione (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	121
7.47	Sezione di <i>inlet</i> del canale - variazione concentrazione (modello completo con vegetazione).	122
7.48	Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di <i>inlet</i> - variazione concentrazione (modello completo con vegetazione).	123
7.49	Evoluzione nel tempo delle quote di un punto sulla barena e di un punto sul fondo del canale (modello completo con vegetazione).	123
7.50	Relazioni morfologiche - confronto risposta modelli ($C_0 = 30 \text{ mg/l}$).	125
7.51	Relazioni morfologiche - confronto risposta modelli ($C_0 = 40 \text{ mg/l}$).	126
7.52	Relazioni morfologiche - confronto risposta modelli ($C_0 = 50 \text{ mg/l}$).	127
B.1	Andamento del tasso di erosione - variazione ampiezza coseno (modello erosivo).	157
B.2	Andamento del livello z - variazione ampiezza coseno (modello erosivo).	158
B.3	Andamento del tasso di erosione - variazione sigma gaussiana $\text{amp} = 0.05 \text{ m}$ (modello erosivo).	158

B.4	Andamento del livello z - variazione sigma gaussiana amp = 0.05 m (modello erosivo).	159
B.5	Andamento del tasso di erosione - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello erosivo).	159
B.6	Andamento del livello z - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello erosivo).	160
B.7	Andamento del tasso di erosione - variazione ampiezza coseno (mo- dello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	160
B.8	Andamento del livello z - variazione ampiezza coseno (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	161
B.9	Andamento del tasso di erosione - funzione gaussiana amp=0.05 m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	161
B.10	Andamento del livello z - funzione gaussiana amp=0.05 m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	162
B.11	Andamento del tasso di erosione - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	162
B.12	Andamento del livello z - funzione gaussiana amp=0.1 m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).	163
B.13	Andamento del tasso di erosione - variazione ampiezza coseno (mo- dello completo con vegetazione).	163
B.14	Andamento del livello z - variazione ampiezza coseno (modello completo con vegetazione).	164
B.15	Andamento del tasso di erosione - variazione sigma gaussiana amp = 0.05 m (modello completo con vegetazione).	164
B.16	Andamento del livello z - variazione sigma gaussiana amp = 0.05 m (modello completo con vegetazione).	165
B.17	Andamento del tasso di erosione - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello completo con vegetazione).	165
B.18	Andamento del livello z - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello completo con vegetazione).	166

Elenco delle tabelle

1.1	Proprietà della Terra, Sole e della Luna nel calcolo della forza di marea. [Masselink et al., 2011]	4
1.2	Comportamento delle maree previsto dalla teoria dell'equilibrio. [Clancy, 1963]	15
1.3	Componenti principali della marea astronomica.	17
4.1	Parametri per il calcolo di $\hat{C}_0$	64
6.1	Valori dei parametri adottati nelle simulazioni ($Q_{e0} = 0.0003kg/m^3$). [Lanzoni and D'Alpaos, 2015]	77
6.2	Valori dei parametri adottati nelle simulazioni ($Q_{e0} = 0.0003kg/m^3$).	80
7.1	Parametri utilizzati per il calcolo della della configurazione di equilibrio. Tali parametri rappresentano: ρ è la densità del fluido; w_s è la velocità di caduta delle particelle; D_{50} è il diametro delle particelle; τ_{dep} è lo sforzo tangenziale critico di deposito; τ_{ero} è lo sforzo tangenziale critico di erosione; Q_{e0} è il flusso di erosione empirico caratteristico del tipo di sedimento; K_s è il coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler; U_0 è un valore caratteristico della velocità della corrente sulla barena vegetata; z_{max} è la massima quota del fondo che consente la crescita di vegetazione; z_{min} è la minima quota del fondo che consente la crescita di vegetazione; b_{max} è il massimo valore della biomassa; ω è un parametro che tiene conto della riduzione di vegetazione nei mesi invernali; Q_{b0} è la massima produzione di suolo organico; c_{D0} è il coefficiente di drag in assenza di vegetazione; α_{cD} è un parametro di fitting che lega il coefficiente di drag alla biomassa; R è il tasso di incremento del medio mare relativo.	85
7.2	Valori della concentrazione media di sedimento.	116

Introduzione

Le lagune sono ecosistemi molto dinamici in cui ai processi naturali, di tipo fisico e biologico, si sommano fattori climatici e antropici, che interagiscono le caratteristiche morfologiche, fisiche e biologiche di tali ecosistemi. La continua movimentazione di sedimenti ad opera del mare, nella zona antistante la laguna, e ad opera delle correnti di marea e delle onde generate dal vento, al suo interno, sottopone le zone umide costiere, come le lagune e gli estuari, a continui cambiamenti che possono essere amplificati dall'incremento del livello medio del mare. L'azione del mare è contrastata dall'apporto fluviale di materiale detritico e da tutti gli interventi dell'uomo, come le opere idrauliche o marittime. Tali fattori influenzano i complessi fenomeni idrodinamici e morfodinamici che interessano gli ambienti a marea e la loro evoluzione nel tempo. All'interno dei sistemi a marea, come le lagune e gli estuari, si possono individuare principalmente tre diversi ambienti, ognuno dei quali è caratterizzato da diverse caratteristiche idrodinamiche, ecologiche e morfologiche: le barene, i bassifondi e le piane subtidali, e le reti di canali. In particolare, i canali a marea, che incidono le lagune innervando barene e bassifondi, svolgono un ruolo di primaria importanza nell'evoluzione ecomorfodinamica degli ambienti a marea, perchè definiscono vie preferenziali per la propagazione delle maree, scambiando acqua, sedimenti e nutrienti tra le diverse parti dei sistemi lagunari, mettendo inoltre in comunicazione tali sistemi con il mare.

L'oggetto di studio di questa tesi è l'evoluzione morfodinamica a lungo termine di un canale a marea, con particolare attenzione alla sua configurazione di equilibrio, tendendo conto dei più rilevanti aspetti idrodinamici, morfologici ed ecologici. L'evoluzione del canale e la sua configurazione di equilibrio sono valutati su un dominio tridimensionale opportunamente discretizzato per un canale rettilineo in un bacino di forma rettangolare.

Nel **capitolo 1** si tratta della teoria dell'equilibrio delle maree con i suoi limiti applicativi, del metodo di previsione delle maree e della variazione nel tempo del livello medio del mare.

Il **capitolo 2** è dedicato alla presentazione degli ambienti litorali dominati dall'azione delle maree. Inizialmente sono presentati gli elementi morfologici principali

di una laguna e sono esaminati gli effetti del periodo di sommersione dovuto alle maree sui processi di sedimentazione e sullo sviluppo della vegetazione.

Nel **capitolo 3** sono descritti i principali aspetti idrodinamici alla base del modello utilizzato.

Nel **capitolo 4** sono analizzati i processi di erosione e deposito che regolano l'evoluzione morfodinamica dei fondali negli ambienti a marea.

Nel **capitolo 5** vengono analizzate in dettaglio alcune caratteristiche del modello numerico ed è presentata la struttura del codice scritto in **FORTRAN**.

Il **capitolo 6** è dedicato alla sintesi delle precedenti indagini modellistiche condotte su un canale a marea rettilineo in un bacino di forma rettangolare, che costituiscono il punto di partenza per le analisi intraprese in questa tesi.

Nel **capitolo 7** sono commentati i risultati ottenuti con il modello di evoluzione morfologica, sulla base anche di inquadramenti teorici disponibili, e rilassando progressivamente alcune ipotesi semplificative introdotte in lavori precedenti.

Nel **capitolo 8** sono vengono raccolte le principali osservazioni a conclusione del lavoro svolto.

Capitolo 1

Maree

Fra le onde che perturbano la superficie del mare, le maree sono le onde più lunghe conosciute dagli oceanografi avendo un periodo superiore alle dodici ore e una lunghezza d'onda pari alla metà della circonferenza della Terra. Le maree si manifestano attraverso periodici movimenti di innalzamento e abbassamento della superficie del mare causati dall'attrazione del Sole e della Luna sulle masse d'acqua presenti sulla Terra e secondariamente influenzati dalle perturbazioni meteorologiche. La fase di innalzamento raggiunge il suo culmine nel momento di massima elevazione della superficie libera, detta alta marea, mentre la fase di abbassamento termina con la minima elevazione della superficie libera, detta bassa marea. La differenza tra la massima e minima elevazione è detta escursione di marea (*tidal range* nella letteratura anglosassone), la quale svolge un ruolo rilevante nella caratterizzazione dei depositi sedimentari negli ambienti tidali e delle morfologie che caratterizzano tali ambienti.

Nei prossimi paragrafi si tratterà della teoria dell'equilibrio delle maree e i suoi limiti applicativi, del metodo di previsione delle maree e della variazione nel tempo del livello medio mare [Clancy, 1963; Masselink et al., 2011; Matteotti, 2014; Tenani, 1940; Wright et al., 1999]. Infine si procederà alla definizione di una classificazione degli ambienti a marea in base ai concetti introdotti precedentemente da alcuni autori.

1.1 La teoria dell'equilibrio delle maree

1.1.1 La teoria statica

L'attrazione congiunta esercitata dal Sole e dalla Luna sulle masse d'acqua della Terra produce la forza generatrice della marea. La forza di attrazione gravitazionale F_g può essere espressa attraverso la legge della gravitazione universale:

$$F_g = G \frac{m_1 m_2}{R^2} \quad (1.1)$$

essendo G la costante di gravitazione universale pari a $6.67 \times 10^{-11} \text{Nm}^2/\text{kg}^2$, m_1 e m_2 le masse dei corpi in gioco e R la distanza reciproca tra i baricentri delle due masse. Secondo tale principio ogni elemento dell'universo attira ogni altro elemento con una forza che è direttamente proporzionale alla loro massa e inversamente proporzionale al quadrato della distanza. La forza gravitazionale che si esercita tra due corpi è la somma vettoriale di un gran numero di coppie di forze, ovvero quelle generate tra tutte le possibili coppie di elementi appartenenti ai corpi considerati. Tuttavia per gli oggetti sferici, come è possibile assumere quasi tutti i corpi celesti, può essere applicata una semplificazione: si può dimostrare che la forza di attrazione è uguale a quella che si avrebbe se le loro masse fossero concentrate nei loro rispettivi centri di massa.

In teoria ogni corpo celeste può influenzare il comportamento delle maree, tuttavia, in pratica, la loro influenza risulta trascurabile per la loro esigua dimensione o per la loro elevata distanza dalla Terra. La forza generatrice delle maree è condizionata soprattutto dalla Luna, per la sua vicinanza alla Terra, e in maniera minore dal Sole, per la sua grande massa (Tabella 1.1).

	Massa [t]	Raggio [km]	Distanza media dalla Terra [km]
Terra	5.97×10^{21}	6378	0
Luna	7.35×10^{19}	1738	384 400
Sole	1.99×10^{27}	696 000	149 600 000

Tabella 1.1: Proprietà della Terra, Sole e della Luna nel calcolo della forza di marea. [Masselink et al., 2011]

In prima approssimazione si considerano le forze di marea prodotte sulla Terra solo dalla Luna, sulla base delle seguenti ipotesi:

1. la Terra è completamente coperta da mari e oceani di uniforme profondità;
2. gli oceani rispondono istantaneamente alla forza di marea (assenza di inerzia);
3. la forza di Coriolis e le forze di attrito sono trascurabili.

La Terra e la Luna possono essere considerati come un sistema indipendente ruotante attorno al loro comune centro di massa, detto baricentro Terra-Luna. Tale punto è situato sulla congiungente dei baricetri dei singoli corpi celesti, 1800

km sotto la superficie terrestre (Figura 1.1). La Terra descrive un'orbita ellittica piccola attorno al baricentro Terra-Luna, mentre la Luna percorre una traiettoria ugualmente ellittica ma molto più grande attorno allo stesso punto completando la rotazione in 27.3 giorni (mese sidereo).

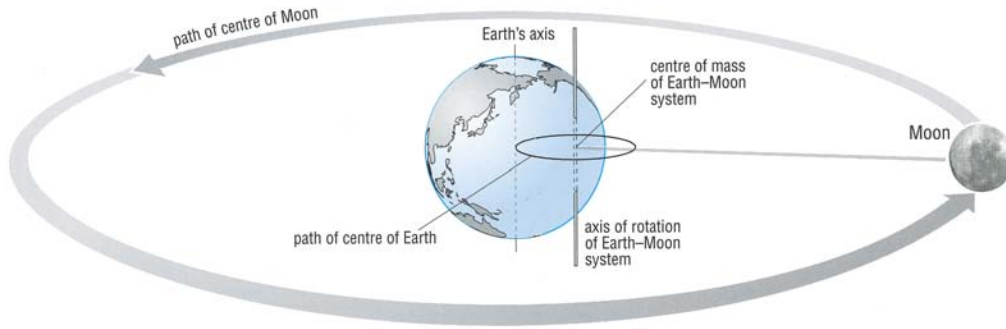


Figura 1.1: Il sistema Terra-Luna. [Wright et al., 1999]

Nel sistema appena descritto tutti i punti della Terra, partecipando alla rotazione, sono soggetti a una forza centrifuga costante. Tale forza è diretta parallelamente alla congiungente dei baricentri della Terra e della Luna e presenta un'intensità pari a:

$$F_g = G \frac{M_T M_L}{R^2} \quad (1.2)$$

essendo M_T e M_L le masse rispettivamente della Terra e della Luna e R la distanza tra i loro baricentri. La forza centrifuga è uguale alla forza gravitazionale esercitata dalla Luna agente sul centro della Terra. Diversamente la forza gravitazionale agente sui punti della superficie terrestre è variabile da punto a punto in direzione e verso. La direzione varia in quanto è sempre diretta verso il baricentro della Luna, mentre l'intensità cambia in rapporto alla distanza del punto dalla Luna (Figura 1.2).

La forza centrifuga assume il valore massimo nel punto G, il più vicino alla Luna:

$$F_{gG} = G \frac{M_T M_L}{(R - a)^2} \quad (1.3)$$

essendo a il raggio della Terra. La differenza tra forza centrifuga e forza di attrazione gravitazionale in un punto qualsiasi costituisce la forza generatrice di marea TFG (*Tidal Producing Force*), che nel punto G è pari a:

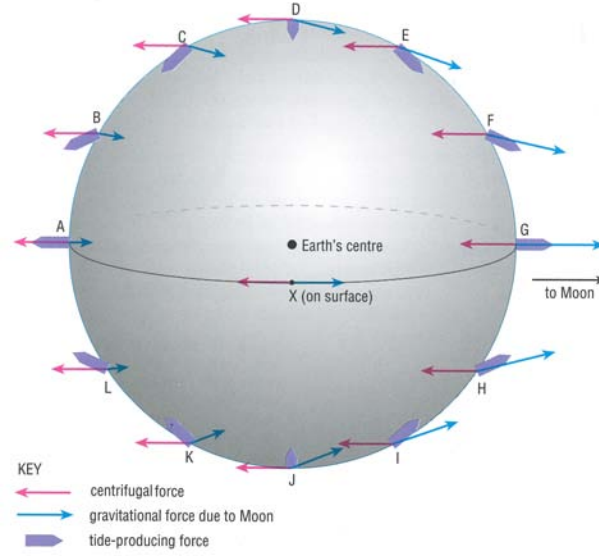


Figura 1.2: Forza centrifuga e forza gravitazionale. [Wright et al., 1999]

$$TPF_G = F_{gG} - F_g = \frac{GM_T M_L a (2R - a)}{R^2 (R - a)^2} \quad (1.4)$$

$$TPF_G = \frac{GM_T M_L a (2R - a)}{R^2 (R - a)^2} \quad (1.5)$$

Poichè a è molto piccolo rispetto a R ($a \ll R$), il termine $(2R - a)$ può essere approssimato con $2R$ mentre il termine $(R - a)^2$ con R^2 :

$$TPF_G = \frac{GM_T M_L 2a}{R^3} \propto \frac{1}{R^3} \quad (1.6)$$

L'ultima relazione evidenzia come la forza di marea sia inversamente proporzionale al cubo della distanza tra i baricentri di Terra e Luna; pertanto anche piccole variazioni nella distanza possono indurre grandi variazioni nella forza di marea.

Nonostante sia stato scelto il punto più vicino alla Luna, TPF_G non costituisce il massimo valore della forza di marea. Nel punto G la forza di marea è opposta alla gravità dovuta alla Terra che è $9 \cdot 10^6$ volte più grande di TPF_G . Per questa ragione la componente radiale della forza di marea ha un effetto trascurabile. Diversamente la componente tangenziale, detta forza di trazione, diventa fondamentale in quanto, pur avendo intensità altrettanto piccola, in assenza di forze che le si oppongano, produce lo spostamento delle masse d'acqua da cui si originano le maree. Per

trovare il massimo valore della forza di trazione si considera la forza di attrazione gravitazionale F_{gP} agente in un generico punto P; ripetendo i passaggi matematici descritti in precedenza, si ottiene il seguente risultato:

$$F_{gP} = G \frac{M_T M_L}{(R - a \sin \psi)^2} \implies TPF_P = \frac{3M_L a^3}{2M_T R^3} g \sin 2\psi \quad (1.7)$$

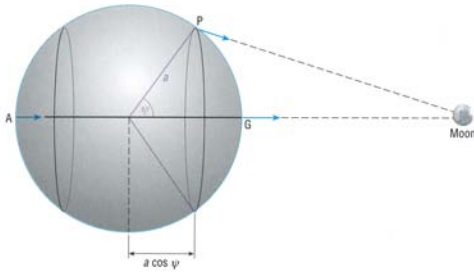


Figura 1.3: L'effetto dell'attrazione gravitazionale esercitata dalla Luna nei punti A, G e P. [Wright et al., 1999]

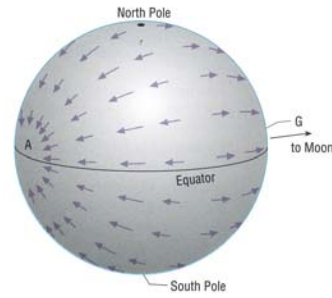


Figura 1.4: L'intensità e la direzione della forza di trazione nei vari punti della superficie terrestre. [Wright et al., 1999]

L'effetto delle forze di trazione è uno spostamento delle masse d'acqua nella regione sotto Luna e nella regione della Terra diametralmente opposta (punti A e G). Le frecce in Figura 1.4 indicano le direzioni delle forze di trazione responsabili dei rigonfiamenti dell'idrosfera. La forza di marea tende a produrre uno stato di equilibrio in cui le masse d'acqua si dispongono secondo un ellissoide il cui asse maggiore giace nella direzione che unisce i baricentri di Terra e Luna (Figura 1.5). L'equilibrio di marea raggiunto è dovuto al bilanciamento tra l'azione combinata della gravità lunare e delle forze centrifughe.

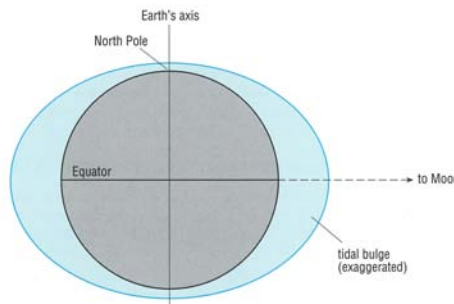


Figura 1.5: Rigonfiamento dell'idrosfera causato dall'attrazione gravitazionale della Luna. [Wright et al., 1999]

1.1.2 Effetto della rotazione della Terra attorno al suo asse (marea semidiurna)

Nella precedente trattazione è stata trascurata la rotazione della Terra attorno al proprio asse che, se aggiunta alla rotazione attorno al baricentro Terra-Luna, introduce alcuni cambiamenti alla teoria statica delle maree. La Terra ruota attorno al proprio asse in senso antiorario completando la rotazione in un periodo di 24 ore (giorno solare). La Luna, muovendosi intorno alla Terra nella stessa direzione della rotazione terrestre, completa la sua rotazione in un periodo di 29.5 g (mese sinodico). Il giorno lunare, intendendo con ciò il tempo tra due passaggi successivi della Luna sopra il meridiano di riferimento, è dunque più lungo del giorno solare; in altre parole è come se la Luna restasse indietro rispetto alla rotazione terrestre di quasi un'ora.

Si consideri un osservatore posto nel punto X della superficie terrestre. Nel punto X si osservano due alte maree separate da due basse maree per effetto della rotazione terrestre (Figura 1.6). Tuttavia, mentre la Terra ruota attorno al proprio asse, la Luna avanza lungo la sua orbita per un arco sotteso da un angolo di 12.2° provocando lo spostamento dei rigonfiamenti di marea. La conseguenza della differenza tra giorno solare e giorno lunare è un periodo aggiuntivo di 49 minuti rispetto al giorno solare perchè nel punto X si osservi la seconda condizione di alta marea. Per questo motivo le condizioni di alta maree e di bassa marea si realizzano quasi un'ora dopo quanto verificatosi il giorno precedente; vale a dire che ogni alta marea avviene 12 ore e 25 minuti circa dopo la precedente (Figura 1.7).

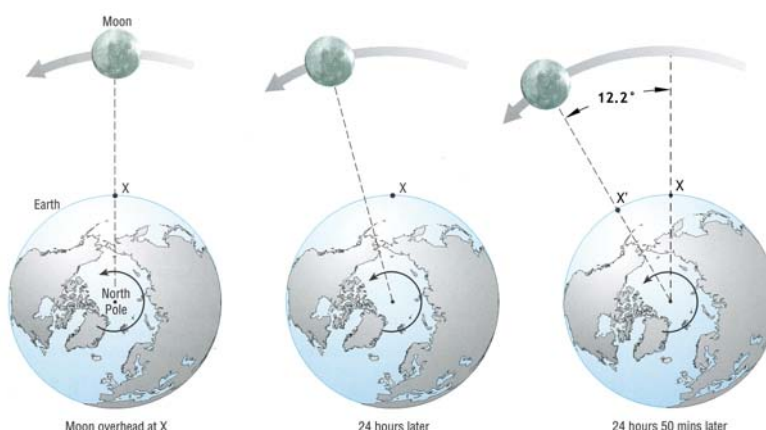


Figura 1.6: Rotazione terrestre nel sistema Terra-Luna. [Wright et al., 1999]

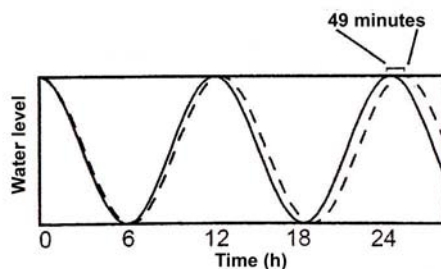


Figura 1.7: Andamento della marea per effetto della declinazione. [Masselink et al., 2011]

1.1.3 Orbite ellittiche

Nei precedenti paragrafi implicitamente sono state assunte orbite circolari. Assumiamo ora che l'orbita della Luna attorno al baricentro Terra-Luna sia ellittica e che la Terra sia posta in uno dei fuochi dell'ellisse. Tale ipotesi comporta variazioni nella distanza tra Luna e Terra che si ripercuotono sul comportamento delle maree; complessivamente la differenza nella distanza tra Terra e Luna è di circa 13%. Quando la Luna si trova nel perigeo, il punto più vicino alla Terra (357 000 km), la forza di marea è circa il 20% maggiore del valor medio considerato nei paragrafi precedenti. Diversamente quando la Luna si trova nell'apogeo, il punto più lontano dalla Terra (407 000 km), la forza di marea è ridotta del 20% rispetto al valor medio. Il tempo che la Luna impiega per andare da un perigeo a quello successivo, conosciuto come mese anomalistico, è di 27.6 giorni. La proporzionalità delle forze generatrici di marea all'inverso del cubo delle distanze significa che anche piccole variazioni nella distanza possono avere effetti osservabili. Tali effetti sono riscontrabili nelle variazioni del comportamento delle maree con la stessa periodicità.

Analogamente l'orbita percorsa dal sistema Terra-Luna attorno al Sole è ellittica. La Terra si trova nel punto più vicino al sole nel perielio (148 500 000 km) e nel punto più lontano nell'afelio (152 200 000 km). L'eccentricità dell'orbita terrestre influisce su quella parte della forza generatrice di marea prodotta dal Sole. In questo caso il periodo corrispondente, detto anno anomalistico, è pari a 366.5 giorni. Per circa la metà di questo periodo la forza di marea dovuta al Sole sarà maggiore del suo valore medio e per la restante parte, invece, minore della media. Pertanto le maree sono leggermente maggiori in autunno e inverno e leggermente inferiori in primavera ed estate.

1.1.4 Effetto della declinazione (disparità diurna)

Fino a questo punto è stato assunto in prima approssimazione che la Luna fosse allineata con l'equatore. In realtà il piano orbitale della Luna è inclinato

rispetto al piano equatoriale; l'angolo di inclinazione è detto declinazione (Figura 1.8). Durante la rotazione della Luna attorno alla Terra (mese sinodico pari a 27.3 g), la declinazione passa a seconda delle latitudini da un valore nullo (posizioni 2 e 4) a valore massimo di 28.5° (posizioni 1 e 3). Per i punti che vedono passare la Luna allo zenit (posizioni 2 e 4), la declinazione è nulla e quindi non vi sono differenze nel comportamento delle maree descritto. In tutti gli altri punti in cui la declinazione non è nulla, si osservano maree con due massimi e due minimi differenti durante la rotazione della Luna attorno al baricentro Terra-Luna; tale differenza è nota come disparità diurna (Figure 1.9 e 1.10). Le maree equatoriali sono le maree in cui la disparità diurna è nulla e quindi i livelli massimi e minimi teoricamente si riproducono identici. Le maree tropicali sono le maree in cui la disparità diurna è massima; tale fenomeno si verifica nelle regioni nelle vicinanze del Tropico del Cancro e del Capricorno.

In modo analogo il piano orbitale del sistema Terra-Luna ruotante attorno al Sole è inclinato di un angolo di 23.5° rispetto al piano equatoriale. L'effetto di tale declinazione è una disparità stagionale nel comportamento delle maree. Il periodo di rivoluzione, detto anno siderale, è pari a 365.25 giorni. Nei giorni di solstizio (21 Giugno e 21 Settembre), quando il Sole si trova sopra i Tropici, il rigonfiamento di marea dovuto al Sole amplifica l'effetto della disparità diurna. Diversamente tale effetto amplificativo non si verifica nei giorni di equinozio (21 Marzo e 21 Settembre) quando il Sole si trova sopra l'equatore.

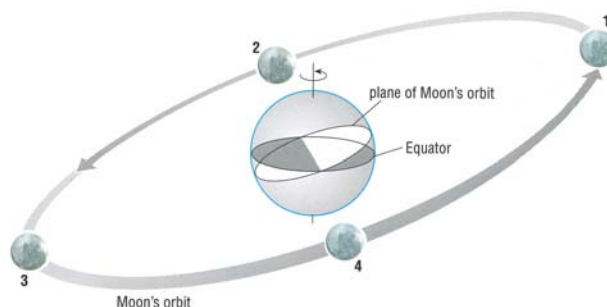


Figura 1.8: La declinazione lunare nel sistema Terra-Luna. [Wright et al., 1999]

1.1.5 Effetto dell'interazione Sole-Luna sul comportamento delle maree

Il sistema Terra-Sole può essere considerato come un secondo sistema indipendente ruotante attorno al proprio baricentro che è situato lungo la congiungente tra Terra e Sole all'interno di quest'ultimo. La forza generatrice di marea dovuta al Sole è pari al 46% di quella dovuta alla Luna per la maggiore distanza dalla Terra.

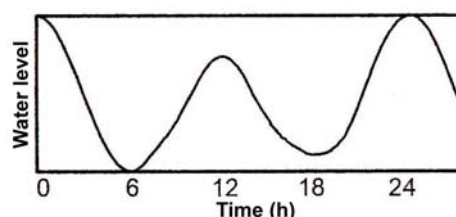
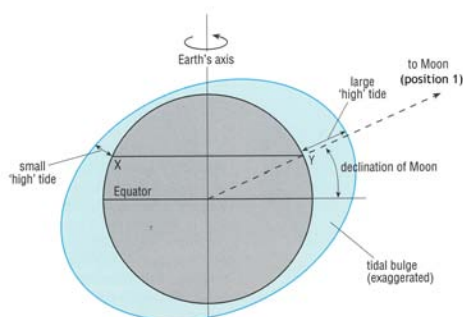


Figura 1.9: Rigonfiamenti di marea. [Wright et al., 1999]

Figura 1.10: Andamento della marea soggetta a disparità diurna. [Masselink et al., 2011]

La Figura 1.11 rappresenta i rigonfiamenti di marea dovuti al Sole e alla Luna in base alle loro posizioni relative. In condizione di congiunzione (Luna Nuova) la Luna è interposta lungo la congiunte tra Sole e Terra e non è praticamente visibile, in quanto la faccia illuminata dal Sole non volge verso la superficie terrestre. Diversamente, nella condizione di opposizione (Luna piena) la posizione della Luna è opposta a quella del Sole rispetto alla Terra. Quando Terra, Luna e Sole sono disposti in linea, l'allineamento ottenuto è detto sigizie. Al contrario, quando le semirette congiungenti la Terra con la Luna e il Sole formano un angolo di 90° , la configurazione è detta quadratura.

In condizione di sigizie, rigonfiamenti di marea dovuti a Sole e Luna sono allineati amplificando i colmi e i cavi della marea. La marea risultante presenta un livello di alta marea maggiore e un livello di bassa marea minore di quanto si sarebbe ottenuto considerando il solo contributo della Luna. In condizione di quadratura i rigonfiamenti di marea dovuti a Sole e Luna formano un angolo retto demoltiplicando i colmi e i cavi di marea. La marea risultante presenta quindi un livello di alta marea minore e un livello di bassa marea maggiore rispetto a quanto si sarebbe ottenuto considerando solo l'effetto della Luna. Una sequenza completa di fasi lunari (congiunzione, quadratura, opposizione, quadratura e nuovamente congiunzione) copre un intervallo di 29.5 giorni (mese sinodico).

Attraverso la precedente trattazione è possibile suddividere le maree in (Figura 1.12):

- *maree diurne* o *declinazionali* quando si verifica una sola Alta Marea (AM) e una sola Bassa Marea (BM) al giorno;
- *maree semidiurne* o *sinodiche* quando si verificano due AM e due BM al giorno di ampiezza poco diversa;

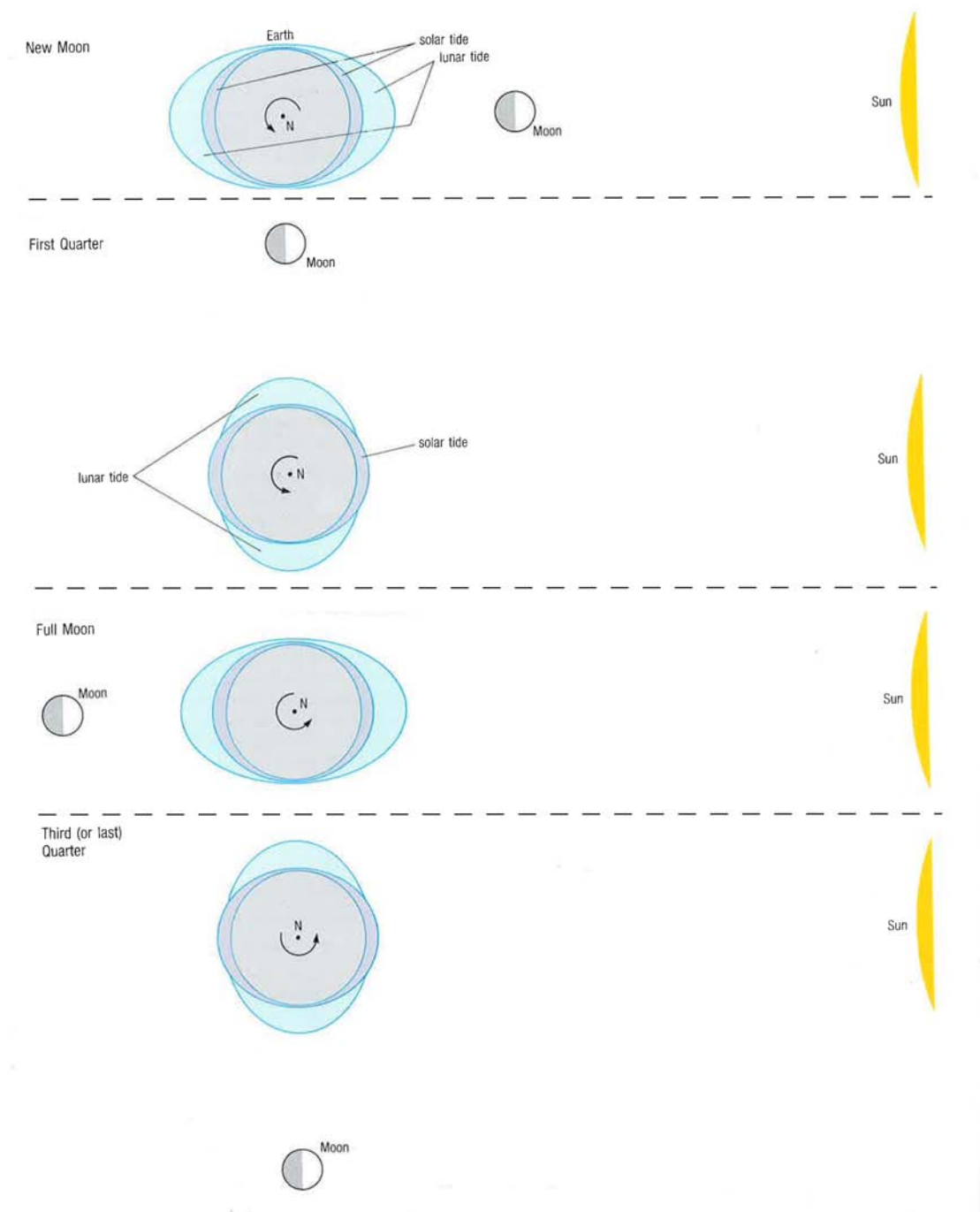


Figura 1.11: Posizioni relative Terra, Sole e Luna. [Wright et al., 1999]

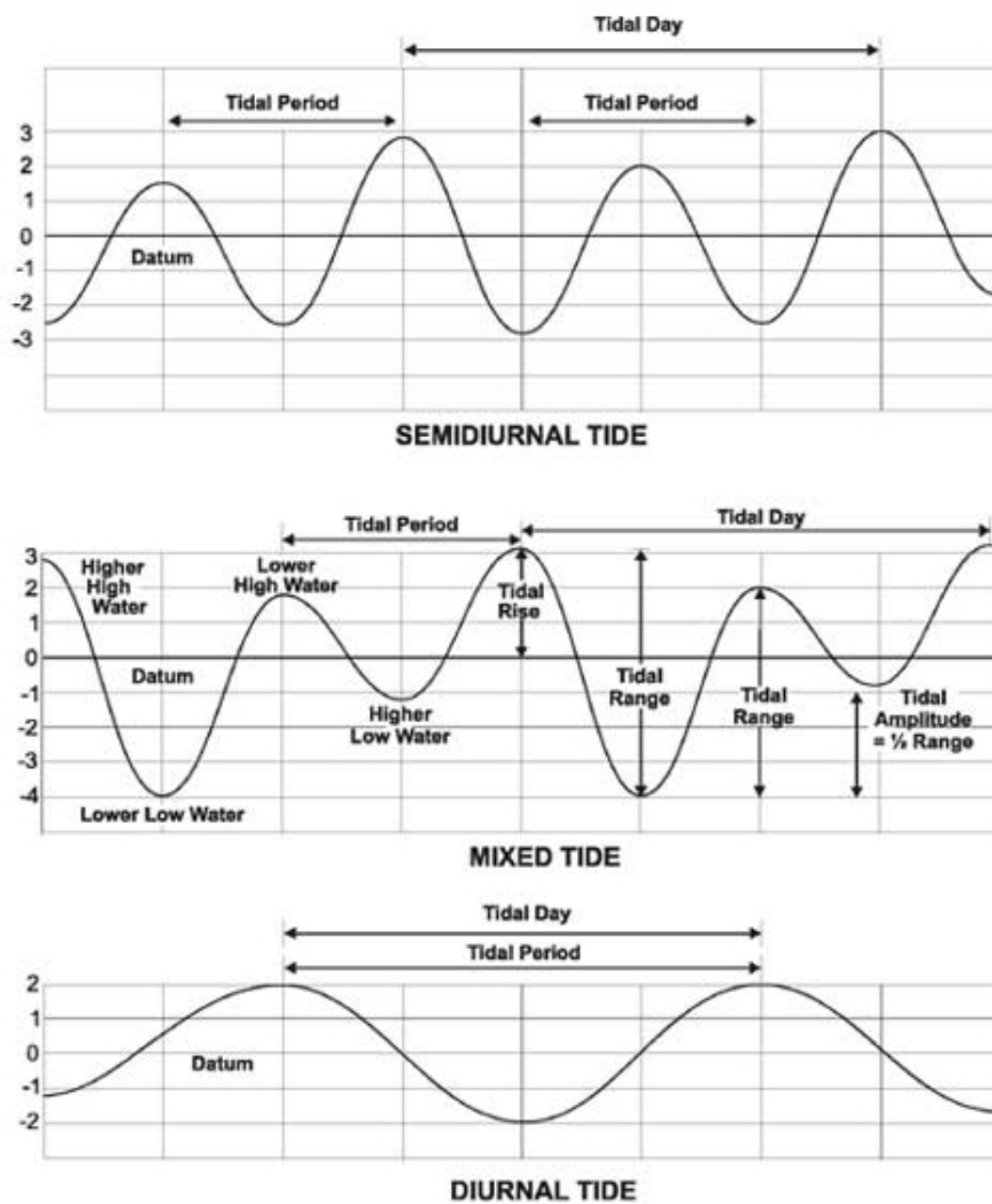


Figura 1.12: Esempi di marea diurna, semidiurna e mista.

- *maree miste o sinodiche-declinazionali* quando si verificano due AM e due BM al giorno di ampiezza molto diversa.

1.1.6 I limiti della teoria dell'equilibrio delle maree

La teoria dell'equilibrio permette di conoscere alcune caratteristiche delle maree spiegando una corrispondenza tra posizione di Terra, Sole e Luna e il comportamento delle maree (Tabella 1.2). Pur permettendo di identificare le periodicità delle maree, tale teoria presenta alcuni aspetti lacunosi:

1. l'ampiezza di marea prevista è in genere minore di quella registrata;
2. l'ampiezza di marea non è costante ma varia a seconda del luogo;
3. l'alta marea si realizza generalmente alcune ore prima o dopo il passaggio di Luna o Sole;
4. le maree sigiziali e di quadratura non si realizzano negli istanti previsti ma generalmente con un giorno di differenza.

Tali lacune sono legate alle ipotesi introdotte dalla teoria che sono troppo vincolanti. Una delle ipotesi che scalzano le previsioni della teoria dell'equilibrio è l'assenza di inerzia e di forze di attrito. La presenza di grandi rigonfiamenti di marea implica il moto di grandi masse d'acqua che non possono prescindere dall'inerzia e dagli attriti. Infine l'assunzione che la Terra sia approssimata come un grande massa d'acqua risulta inadeguata perchè ignora la presenza delle barriere continentali responsabili degli effetti locali sulla marea. Se considerati, tali effetti modificano gli istanti di culminazione della marea e possono dare luogo ad amplificazioni rilevanti dell'ampiezza della marea.

1.2 Cenni sugli effetti meteorologici

I livello della marea viene inoltre influenzato anche da fattori meteorologici, tra i quali i più rilevanti sono le variazioni di pressione atmosferica e il vento. La pressione atmosferica è data dalla forza che le masse d'aria esercitano sulla superficie terrestre; pertanto, la sua azione si estende anche sui mari e sugli oceani, comprimendoli in relazione alla sua intensità. In particolare, a valori di bassa pressione corrispondono valori più elevati dei livelli marini.

L'effetto del vento invece risulta più complesso e dipende dalla sua forza, direzione, durata e dalla forma e dall'estensione del bacino su cui insiste: il vento tende

Tabella 1.2: Comportamento delle maree previsto dalla teoria dell'equilibrio. [Clancy, 1963]

Effetto	Periodo	Ciclo astronomico relativo	Causa
Semidiurno	12 ^h 25 ^m	Intervallo fra la culminazione superiore e inferiore della Luna	Rotazione terrestre
Diurno	24 ^h 50 ^m	Intervallo fra la culminazione successive superiore o inferiore della Luna	Rotazione terrestre e declinazione del Sole della Luna
Intervallo tra maree sigiziali	14 ^g 16 ^h (<i>medio</i>)	Intervallo fra congiunzione e opposizione e viceversa	Relazione di fase fra il Sole e la Luna
Quindicinale lunare	13 ^g 66 ^h	Tempo che impiega la Luna a cambiare declinazione da zero al massimo e dal massimo a zero	Declinazione variabile della Luna
Mese anomalistico	27 ^g 55 ^h	Tempo che impiega la Luna ad andare da un perigeo a quello successivo	Ellitticità dell'orbita lunare
Semianno solare	182 ^g 6 ^h	Tempo che impiega il Sole a cambiare declinazione da zero al massimo e dal massimo a zero	Declinazione variabile del Sole
Anno anomalistico	365 ^g 26 ^h	Tempo che impiega la Luna ad andare da un perielio a quello successivo	Ellitticità dell'orbita terrestre

a insaccare le acque nel proprio verso di propagazione. Per esempio nell'Adriatico settentrionale lo Scirocco (proveniente dai settori di SE) è il vento che può generare significativi sovralti. Inoltre, all'interno dell'Adriatico si sviluppano oscillazioni libere, le sesse, che rappresentano la risposta del mare ad un cambiamento rapido delle forzanti meteorologiche (vento e pressione). Ad una improvvisa diminuzione dell'intensità del vento, si generano delle oscillazioni periodiche che tendono a riportare l'equilibrio idrostatico. La principale sessa dell'Adriatico ha un periodo di 21 ore circa. La somma di questi fenomeni fisici viene denominato con il termine "sovralto", che dà luogo a incrementi positivi o negativi rispetto alle normali oscillazioni astronomiche.

1.3 La previsione delle maree

La teoria dell'equilibrio spiega gli aspetti di periodicità delle maree attraverso una complessa trattazione astronomica mostrando, tuttavia, alcune lacune che impediscono di prevedere correttamente il comportamento delle maree. Per la previsione delle maree occorre adottare un approccio diverso, di tipo empirico, basato sulle passate curve di marea che sono registrate negli Annuari, editi a cura dei servizi mareografici.

1.3.1 Analisi armonica

L'analisi armonica è il metodo più usuale per la previsione dell'ampiezza della marea. Il metodo considera la marea come la somma di un numero di componenti di marea, dette maree parziali, ciascuna caratterizzata dal periodo di uno dei moti astronomici di Terra, Luna e Sole.

In modo più rigoroso la marea complessiva può essere espressa come la sovrapposizione di un certo numero di onde elementari sulla base della relazione:

$$\eta = \bar{\eta} + \sum_{i=1}^n a_i \cos(2\pi f_i t - G_i) + \eta_r(t) \quad (1.8)$$

essendo η il livello di marea, t il tempo, $\bar{\eta}$ il livello medio del mare (MSL), a_i , f_i , G_i rispettivamente l'ampiezza, la frequenza e la fase della marea parziale, mentre η_r è il livello residuo, dovuto principalmente a fenomeni meteorologici. Ciascuna delle maree parziali è caratterizzata da un'ampiezza e da una fase che assumo valori diversi e definiti in modo unico in ogni posizione. La determinazione di ampiezza e fase può essere effettuata sulla base di registrazioni dei livelli di marea relative a un

periodo sufficientemente lungo. In tabella 1.3 sono indicate alcune delle componenti di marea identificate.

Componente	Simbolo	Periodo [h]	Ampiezza [%]
Lunare semidiurna	M_2	12.42	100.0
Solare semidiurna	S_2	12.00	46.6
Lunare ellittica	N_2	12.66	19.2
Luni-solare semidiurna	K_2	11.97	12.7
Luni-solare diurna	K_1	23.93	58.4
Lunare diurna	O_1	25.82	41.5
Solare diurna	P_1	24.07	19.4
Lunare bisettimanale	M_f	327.86	17.2
Lunare mensile	M_n	661.30	9.1

Tabella 1.3: Componenti principali della marea astronomica.

1.3.2 Classificazione delle maree

L'ampiezza delle maree risulta sensibilmente diversa a seconda della morfologia dei bacini in cui si verificano. Gli ambienti a marea possono essere suddivisi sulla base dell'escursione di marea (*tidal range*) secondo il seguente schema:

- ambienti micro-tidali: *tidal range* < 2 m
- ambienti meso-tidali: *tidal range* tra 2 e 4 m
- ambienti macro-tidali: *tidal range* > 4 m

Alternativamente, gli ambienti tidali possono essere classificati sulle base delle tipiche curve di marea locali, calcolando il fattore di forma di marea F :

$$F = \frac{a_{K1} + a_{O1}}{a_{M2} + a_{S2}} \quad (1.9)$$

dove a è l'ampiezza di alcune particolari maree parziali. Il fattore F è un rapporto tra l'ampiezza della maggiore marea diurna e l'ampiezza della minore marea semi-diurna. In base ai valori assunti dal fattore F è possibile distinguere le diverse tipologie della marea astronomica:

- $F=0.00-0.25$ Marea semi-diurna
- $F=0.25-1.50$ Marea mista prevalentemente semi-diurna

- $F=1.50-3.00$ Marea mista prevalentemente diurna
- $F>3.00$ Marea diurna

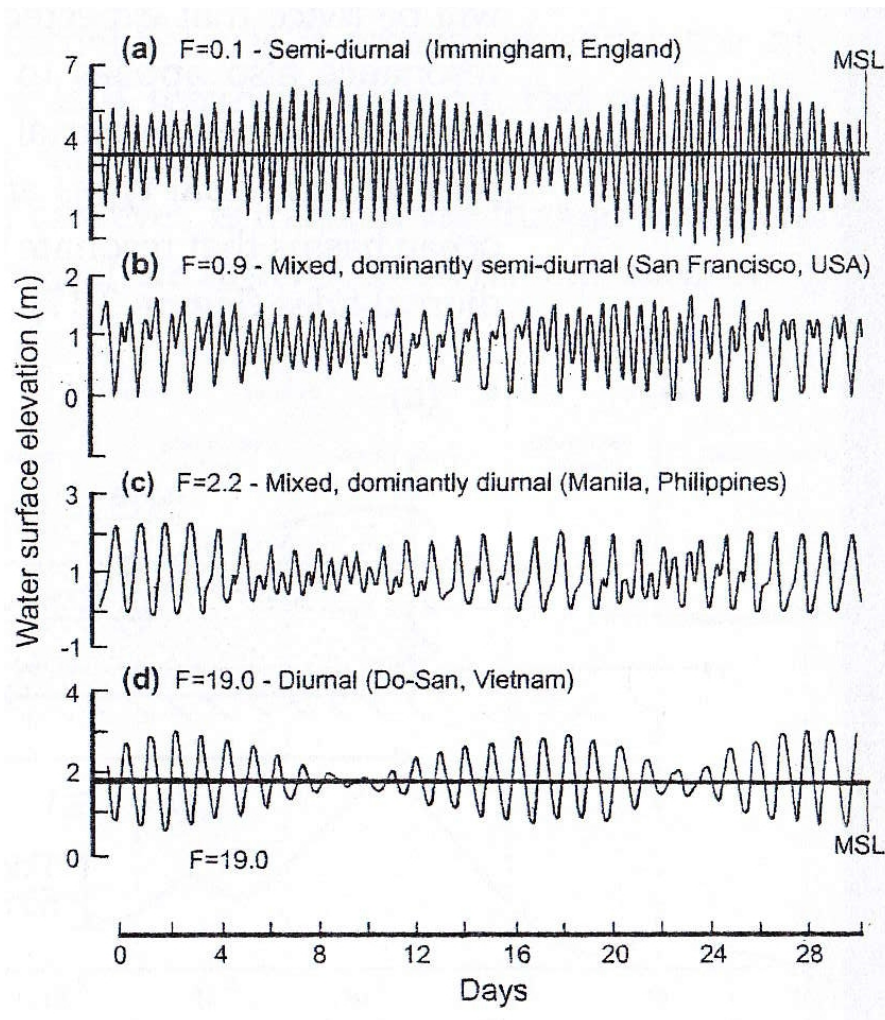


Figura 1.13: Curve di marea classificate secondo il fattore F . [Masselink et al., 2011]

1.4 Il livello medio del mare (MSL)

Per le continue oscillazioni verticali, il livello del mare non è costante; in ogni carta idrografica le profondità sono contate da un livello convenzionalmente costante, scelto in modo che l'acqua discenda raramente al di sotto di esso. Tale piano è detto *chart datum* (o *livello di riduzione degli scandagli, zero di riferimento*).

Il livello medio del mare (l.m.m. o *Mean Sea Level* - MSL) è l'altezza media della superficie del mare, per tutte le fasi di marea, rispetto al fondo marino. Il MSL è calcolato facendo la media rigorosa delle altezze di marea nei singoli istanti,

estesa a periodi di 19 anni. Poichè il livello della superficie del mare è variabile vengono indicati più valori secondo le seguenti definizioni:

- MHWS (*mean high water springs*) media delle alte maree sigiziali;
- MHHWS (*mean higher high water springs*) media delle più alte maree diurne miste;
- MHW (*mean high water*) media delle alte maree semidiurne miste;
- MSL (*mean sea level*) media dei livelli per tutte le fasi di marea;
- MLW (*mean low water*) media delle basse maree semidiurne e miste;
- MLLW (*mean lower low water*) media delle più basse maree semidiurne e miste (*chart datum* per le coste pacifiche degli USA);
- MLWS (*mean lower low water*) media delle basse maree sigiziali (*chart datum* per Italia, Germania e U.K.);

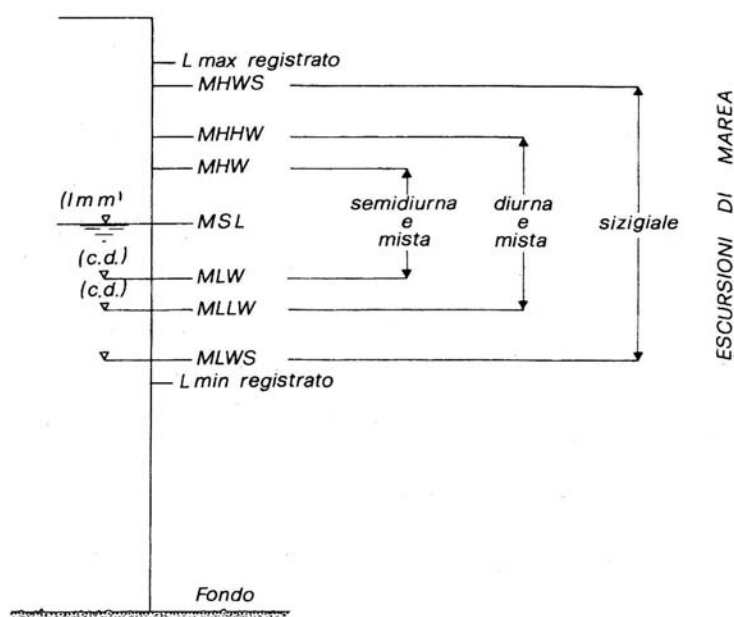


Figura 1.14: I livelli del mare. [Matteotti, 2014]

Il livello medio del mare non è costante nel tempo ma tende a subire delle variazioni dovute a cause climatiche, tettoniche e antropiche. Con il termine subsidenza si intende lo sprofondamento del suolo per cause naturali e antropiche, mentre con il termine eustatismo si intende l'innalzamento del livello del mare legato alle variazioni climatiche del globo.

Un esempio di questo fenomeno è offerto dall'andamento delle variazioni annuali del livello medio mare a Venezia (Figura 1.15). La figura mostra l'andamento crescente del medio mare che, pur con la variabilità insita nel fenomeno, acquisisce una notevole rapidità tra gli anni '40 e '60 del XX secolo. Tale andamento è stato associato agli importanti emungimenti di acqua di falda nella zona di Porto Marghera a fini industriali; per questo motivo il suolo è progressivamente sprofondato. Con la chiusura dei pozzi, da riferirsi agli inizi degli anni '70, l'andamento del medio mare si è stabilizzato.

Al netto dei fenomeni di subsidenza locale, sulla base delle proiezioni dell'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), e in particolare secondo l'ultimo rapporto pubblicato (AR5, 2013), è possibile aspettarci entro la fine del XXI secolo un innalzamento del livello medio del mare compreso tra i 28-61 cm (scenario più ottimistico) e i 52-98 cm (scenario più pessimistico). Nell'ultimo rapporto IPCC si osserva anche che, in caso di collasso dei settori marini della calotta glaciale antartica, l'innalzamento del livello medio del mare potrebbe aumentare di diverse decine di centimetri durante il XXI secolo, portando il limite superiore dell'intervallo ad attestarsi tra i 120 e i 150 cm.

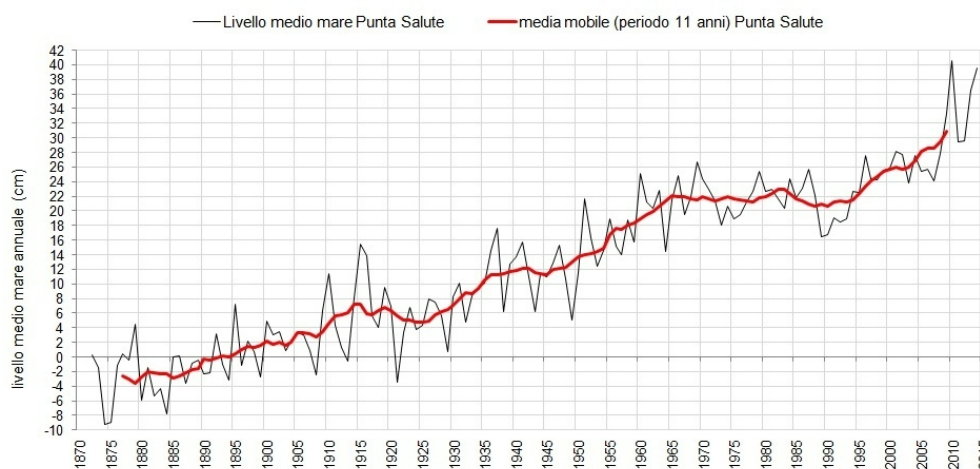


Figura 1.15: Variazioni del livello medio mare annuale a Venezia - Punta Salute. [ISPRA, 2010]

Capitolo 2

La laguna: un ambiente a marea

Questo capitolo è dedicato alla presentazione degli ambienti litorali dominati dall'azione delle maree, con particolare riferimento agli ambienti lagunari, anche se, alcune delle strutture morfologiche descritte sono caratteristiche anche di ambienti estuarini e deltizi. Inizialmente, sono presentati gli elementi morfologici principali di un ambiente lagunare, esaminando come il periodo di sommersione dovuto alle maree influenzi i processi di deposizione e le dinamiche della vegetazione caratteristica di tali ambienti. Successivamente, l'attenzione è focalizzata maggiormente sulle principali strutture biogeomorfologiche presenti nei sistemi a marea, ognuna delle quali è caratterizzata da diverse caratteristiche idrodinamiche, ecologiche e morfologiche: le barene, i bassifondi e le piane subtidali, e le reti di canali. Infine, viene brevemente descritto come classificare i canali a marea in base al loro sviluppo morfologico, tentando di inquadrare i legami che intercorrono tra morfologia e idrodinamica.

2.1 Gli elementi morfologici caratteristici

Una laguna è uno specchio d'acqua salmastra separato dal mare da cordoni litoranei ma comunicante con il mare stesso attraverso bocche di porto che assicurano con le maree il ricambio delle acque lagunari. All'interno della laguna sono presenti alcuni elementi morfologici caratteristici (Figura 2.1):

- cordoni litoranei (noti nella letteratura anglosassone come *barrier islands*): strisce di terra che separano la laguna dal mare, la cui evoluzione è legata al prevalere delle forze distruttive (erosione dovuta alle correnti e al moto ondoso) o costruttive di origine naturale (apporto di sedimenti fluviale o marina) o antropica (ripascimento con nuove sabbie);

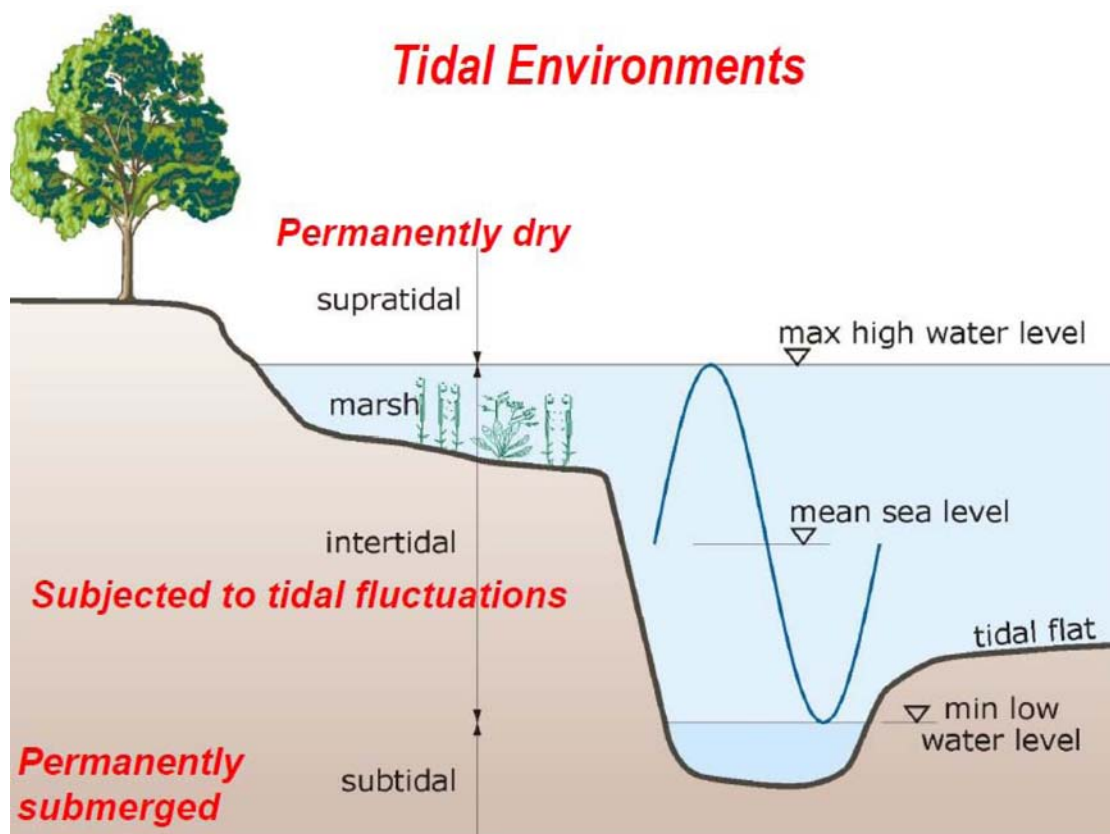


Figura 2.2: Rappresentazione schematica di ambienti tidali generici. (Cortesia di Marco Marani)

- Zona supratidale (*Supratidal*) si sviluppa al di sopra del livello medio di alta marea (*HMWL*);

Osservando la generale distribuzione dei sedimenti negli ambienti lagunari si nota che essi diventano più fini verso terra. Infatti, si trovano fasce di sabbia nelle zone situate in prossimità delle bocche ed in particolari nei canali lagunari che da esse si dipartono. Si trovano invece zone con elevato contenuto di fango verso terra, e una zona intermedia o miste tra le due. Tale zonazione è causata dalle variazioni nella velocità delle correnti di marea dalle bocche verso terra: le velocità maggiori si osservano in prossimità del mare, le velocità minori si osservano, invece, verso terra. È possibile individuare un *pattern* non solo nella distribuzione granulometrica dei sedimenti ma anche nella distribuzione della vegetazione. La vegetazione alofila (in grado di vivere in ambienti salini resistendo a periodi di sommersione prolungati) è diversamente distribuita a seconda della quota della superficie di barena rispetto al livello medio del mare, che determina ad esempio la presenza di zone in cui si ha ristagno di acqua salmastra (dette *chiari*) nelle quali la vegetazione è assente. Nelle zone più elevate rispetto al livello medio mare si trovano più frequentemente *Juncus maritimus*, *Juncus acutus*. Nelle zone marginali più

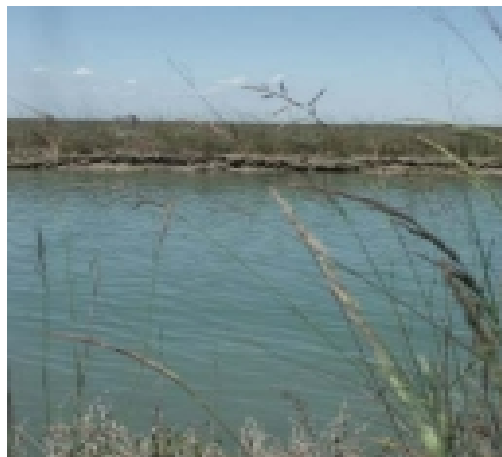
basse e maggiormente soggette alla sommersione *Spartina*, *Salicornia*, *Sarcocornia fruticosa*. Diversamente nelle zone centrali proliferano tendenzialmente *Limonium narbonense*, *Puccinellia palustris* (Figura 2.3).

2.1.1 Barene

Le barene sono zone di transizione tra terre emerse e ambiente marino, composte prevalentemente da sedimenti limoso-argillosi. Queste caratteristiche strutture morfologiche sono solitamente situate ai margini del bacino lagunare, anche se a volte, come nel caso della Laguna di Venezia, fasce potenti di queste strutture si interpongono tra le zone della laguna più prossime alle bocche a mare e gli specchi d'acqua più lontani, posti ai bordi del bacino stesso. Le barene costituiscono la porzione topograficamente più elevata del bacino. Trovandosi a quote superiori a quella 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 2.2, nella quale le tre tipologie di zone sopra descritte sono rappresentate nel piano verticale, così da evidenziare come esse si distribuiscano nella zona intertidale. La posizione delle barene nel piano verticale fa sì che esse siano periodicamente interessate dalle sole fasi di alta marea, che le sommergono durante la fase di flusso, scoprendole durante la successiva fase di riflusso. Si tratta, generalmente, di strutture approssimativamente piatte, con convessità rivolta verso l'alto, caratterizzate però da un andamento altimetrico piuttosto tormentato, anche per la presenza di una rete diffusa di piccoli canali, che le incidono e consentono alle correnti di marea di invaderle in modo regolare e progressivo. La posizione delle barene nel piano verticale fa sì che queste superfici siano regolarmente inondate nelle fasi di alta marea. 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 caratterizzati da un 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 elevate di quelle dell'acqua marina stessa, almeno superiori all' 1-2%. Come già evidenziato, la superficie topografica delle barene risulta sostanzialmente piatta, ma vi sono comunque gradienti di quota rispetto al medio mare che condizionano fortemente la distribuzione spaziale della vegetazione, la quale risulta organizzata in "macchie" o "patches" [Marani et al., 2004, 2006, 2013; Pennings et al., 2005], fenomeno noto con il nome "zonazione". E' generalmente riconosciuto che la



(a) *Salicornia Veneta*.



(b) *Puccinellia palustris*.



(c) *Spartina maritima*.



(d) *Limonium narbonense*.



(e) *Juncus maritimus*.



(f) *Sarcocornia fruticosa*.

Figura 2.3: Immagini di specie alofile. [Verza and Cattozzo, 2015]

vegetazione rappresenta una componente essenziale per la stabilità delle superfici di barena [Fagherazzi et al., 2012], in quanto essa influenza la circolazione idrodinamica ed il trasporto dei sedimenti [Friedrichs and Perry, 2001; Tambroni and Seminara, 2012] e, producendo direttamente suolo organico, condiziona la morfologia delle barene stesse, risultato dei complessi meccanismi di retroazione tra componenti biotiche e abiotiche di tali ecosistemi. La vegetazione alofila, infatti, (i) favorisce una maggior deposizione di sedimenti di natura inorganica, per la maggiore resistenza offerta al flusso, con conseguente diminuzione della velocità delle correnti di marea e della energia cinetica turbolenta [Leonard and Luther, 1995]; (ii) intrappola i sedimenti in sospensione per cattura diretta delle particelle da parte degli steli e delle foglie [Mudd et al., 2010]; (iii) e produce un accumulo diretto di materia organica, incrementando quindi i tassi di accrescimento verticali [Morris et al., 2002; Mudd et al., 2009] in modo così significativo, che le barene non potrebbero sopravvivere ai correnti tassi di incremento del medio mare se non fossero vegetate.



Figura 2.4: Barene (*Salt marshes*). [Verza and Cattozzo, 2015]

La vegetazione, inoltre, è in grado di smorzare la risospensione dei sedimenti, indotta dall'azione delle onde da vento [Friedrichs and Perry, 2001]. Le barene giocano quindi un ruolo di grande importanza nelle dinamiche bio-geomorfologiche e biologica delle aree intertidali [D'Alpaos et al., 10-15 settembre 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, inoltre, sono componenti ecologicamente importanti degli ambienti a marea, perché forniscono sostanziosi servizi ecosistemici: trattengono sostanze nutrienti dalle acque, depurano le acque dagli inquinanti e costituiscono un serbatoio per l'immagazzinamento di carbonio organico [Chmura et al., 2003; Kirwan and Mudd, 2012].

2.1.2 Bassifondi e piane subtidali

I bassifondi sono le porzioni dei bacini lagunari caratterizzate da quote inferiori rispetto alle barene, essendo localizzati al di sotto del livello del medio mare e al di sopra del minimo livello di marea (Figura 2.2). Si trovano generalmente adiacenti ai canali lagunari principali e sono sommersi per la maggior parte della fluttuazione tidale [Marani et al., 2004]. Queste piane, generalmente composte da limi e argille fini, vengono indicate nella letteratura internazionale principalmente col termine *tidal flats*, e nel caso della Laguna di Venezia vengono anche chiamati velme [Bonde-san et al., 24 novembre 2006], in particolare per le zone di bassofondale posizionate 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 essi sono comunque in grado di ospitare un diverso ecosistema marino, costituito da fanerogame marine, alghe, piccoli crostacei e comunità microbiche bentoniche. La scarsa presenza di vegetazione consente facilmente alle onde generate dal vento di portare in sospensione il sedimento, che, se non trattenuto dalle fanerogame, è destinato ad essere trascinato dalle correnti di marea verso i canali principali, e quindi verso le bocche di porto [D'Alpaos et al., 10-15 settembre 2012] e verso il mare aperto. Le piane subtidali, generalmente composte da limi e argille fini, si trovano a quote inferiori al minimo livello di marea e sono perennemente sommerse, anche durante le basse maree eccezionali. Anche le piane subtidali, sono popolate da fanerogame marine e alghe. La mancanza di una fitta vegetazione su bassifondi e piane subtidali, ed i tiranti d'acqua più sostenuti, fanno sì che, in questi ambienti, il flusso mareale sia controllato anche dai termini inerziali, contrariamente a quanto avviene sulle barene, dove l'effetto dovuto alle resistenze al moto è decisamente prevalente.



Figura 2.5: Bassifondi (*Tidal flats*). [Verza and Cattozzo, 2015]

2.1.3 Reti di canali a marea

I canali che incidono barene, bassifondi, e piane subtidali, rappresentano una componente fondamentale dell'ambiente lagunare. Lo studio della loro interazione con l'ambiente eterogeneo che innervano è di cruciale importanza per le implicazioni circa l'origine e l'evoluzione dei bacini a marea come conseguenza sia di fenomeni naturali sia di interventi di origine antropica. La comprensione dei meccanismi che governano la nascita e l'evoluzione di una rete di canali a marea è fondamentale per la previsione delle tendenze evolutive dell'intero bacino lagunare [D'Alpaos et al., 2004].

Le reti di canali a marea sono costituite da strutture connesse e ramificate, nelle quali l'acqua fluisce per effetto delle oscillazioni mareali. Le reti di canali costituiscono delle vie preferenziali per il trasporto delle acque nelle fasi di flusso (*flood*) e di riflusso (*ebb*), ma anche per lo scambio di sedimenti e nutrienti tra il mare e l'area intertidale [Fagherazzi et al., 2012; Hughes, 2012]. I canali lagunari principali si dipartono dalle bocche di porto e si diramano in bracci minori solcando le barene, diminuendo di sezione liquida a misura che ci si allontana dalle bocche di porto (*inlets*). Questo è dovuto alla maggiore erosione generata dalle correnti mareali in in prossimità delle bocche, per effetto degli elevati valori della velocità della corrente e del prisma di marea, che rappresenta il volume d'acqua che transita in una data sezione del canale durante la 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 [Tambroni and Seminara, 2006]. Allontanandosi dai canali principali, verso l'interno della laguna, gli sforzi tangenziali diminuiscono progressivamente raggiungendo valori che impediscono alle correnti di marea di mobilitare il sedimento [D'Alpaos, 2010b], in particolare nei canali di dimensioni minori ed in corrispondenza dei massimi e dei minimi livelli di marea.

I canali minori vengono definiti come *tidal creeks* o, secondo un espressione dialettale veneziana, *ghebi*. Sono piccoli canali tidali meandriciformi che drenano barene e velme nella fase di riflusso e le inondano ad ogni ciclo tidale durante la fase di flusso. 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]: in particolare, 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 *ghebi*;
- sedimento che è stato portato in sospensione al fondo e mobilitato dall'azione delle correnti o dalle onde generate dal vento e dai natanti in navigazione (D'Alpaos, 2010b);
- sedimento che è stato introdotto dai corsi d'acqua.

Nelle barene trova posto un'altra struttura morfologica caratteristica, rappresentata dai *chiari*, ovvero piccoli specchi d'acqua salmastra o piovana poco profondi, che si trovano all'interno delle 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.



Figura 2.6: Canali e *ghebi* solcano una velma. [Vimine, 2015]



Figura 2.7: *Chiari* collegato a un *ghebo*. [Vimine, 2015]

2.2 Complessità morfologica

Le reti di canali, come nel caso fluviale, sono costituite da diverse ramificazioni dove i segmenti più piccoli di ordine inferiore si incontrano a formare una canale di ordine superiore. A differenza delle reti fluviali, tuttavia, le reti a marea non presentano invarianza di scala. Indagini morfometriche sulle reti di canali a marea [Marani et al., 2003; Rinaldo et al., 1999a,b], hanno evidenziato come le semplici relazioni geomorfologiche, del tipo osservato in ambito fluviale, nel caso degli ambienti a marea non si conservino al variare della scala spaziale considerata. Ciò implica che le proprietà geomorfologiche delle reti a marea varino in modo consistente nello spazio, indicando l'esistenza di scale caratteristiche nei modi di aggregazione della rete [Fagherazzi et al., 1999; Marani et al., 2002, 2003; Rinaldo et al., 1999a,b].

Esistono diverse classificazioni per le reti a marea, 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 [Eisma, 1998; Garofalo, 1980]. 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 2.8 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.

Nonostante esista una grande variabilità di reti di canali tidali, è molto frequente osservare reti di canali a marea in cui diverse morfologie coesistono [Hughes, 2012].

È possibile inquadrare il complesso legame che intercorre tra le caratteristiche morfologiche dei canali e le caratteristiche idrodinamiche complessive del campo di moto. Dato un canale a marea, è possibile definire il *prisma di marea* (*tidal prism*) come il volume d'acqua che defluisce attraverso una determinata sezione durante metà del ciclo di marea (cioè nella fase di flusso e nella fase di riflusso). Il prisma di marea può essere calcolato con riferimento a ciascuna sezione di un canale a marea e, quindi, anche con riferimento alla sezione di chiusura di un bacino a marea. I

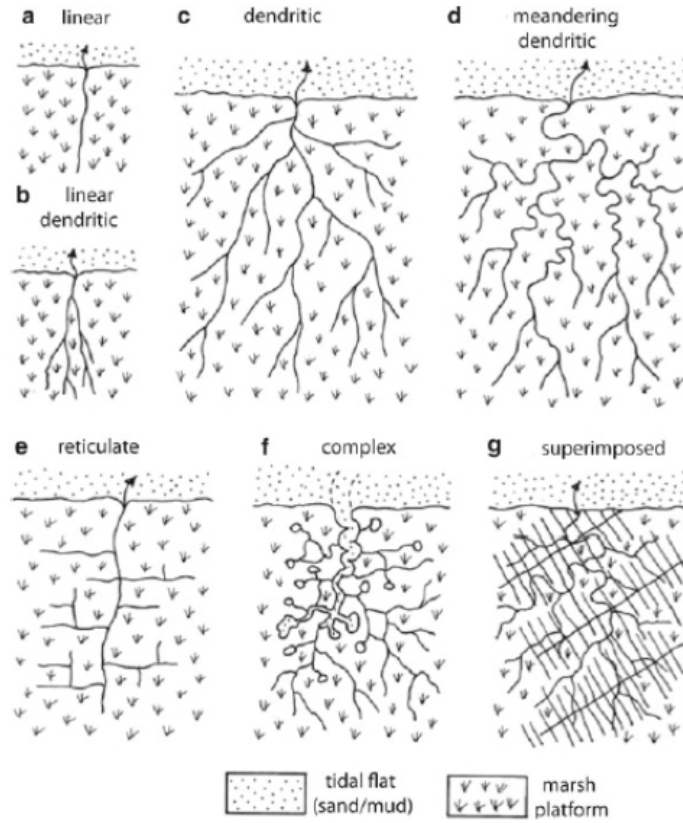


Figura 2.8: Classificazione delle diverse morfologie di *channel network*. [Hughes, 2012]

dati di campo e le simulazioni numeriche suggeriscono una dipendenza del tipo legge di potenza, tra area della sezione e prisma di marea (i.e., la cosiddetta legge di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI) [D'Alpaos et al., 2009; Lanzoni and Seminara, 2002; Seminara et al., 2010]:

$$\Omega \propto aP^b \quad (2.1)$$

essendo Ω l'area liquida della sezione trasversale minima alla bocca, P il volume del prisma di marea di sigizie e a e b sono costanti calcolate empiricamente. Tale relazione suggerisce l'esistenza di un equilibrio dinamico per cui l'area liquida della sezione trasversale si adatta alla portata fluente e al volume d'acqua P (prisma di marea) che deve transitare attraverso la sezione durante la metà del ciclo di marea. Ulteriori indagini teoriche [Marchi, 1990], confermate da analisi modellistiche [D'Alpaos et al., 2010], hanno permesso di stimare i valori dei parametri a e b [D'Alpaos et al., 2009]:

$$\Omega = 0.0025P^{6/7} \quad (2.2)$$

Nel diagramma 2.9 si osserva come la relazione di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI sia verificata per numerosi dati di campo e sperimentali. Tuttavia, ad una maggiore distanza dalla bocca del canale, quando la dimensione delle sezioni trasversali si riduce, l'inquadramento teorico con i valori scelti per i parametri risulta più approssimato in quanto per un fissato valore dell'area liquida il volume del prisma di marea risulta minore di quello previsto.

Una delle più semplici misure geomorfologiche che controllano l'evoluzione morfodinamica di un canale a marea è il rapporto larghezza-profondità della sezione [Allen, 2000; Marani et al., 2002; Solari et al., 2002]. Il rapporto, β , tra la larghezza $2B$ del canale e la sua profondità D , viene introdotto per rappresentare il grado di incisione di un canale, che è funzione dei meccanismi di erosione e migrazione [Marani et al., 2002]. Il coefficiente β viene sostanzialmente suddiviso in due popolazioni: valori inferiori per i canali che innervano le barene e valori superiori per i canali che innervano i bassifondi. Misure in campo del rapporto larghezza-profondità β [Marani et al., 2002] evidenziano, infatti, la grande variabilità dei valori di β , almeno nel contesto lagunare veneziano. Mentre i canali che innervano le barene sono fortemente incisi ($5 < \beta < 7$), 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 β maggiori ($8 < \beta < 50$), presentando caratteristiche vicine al caso fluviale [Marani et al., 2002]. Tale distinzione morfologica è evidente in figura 2.10.

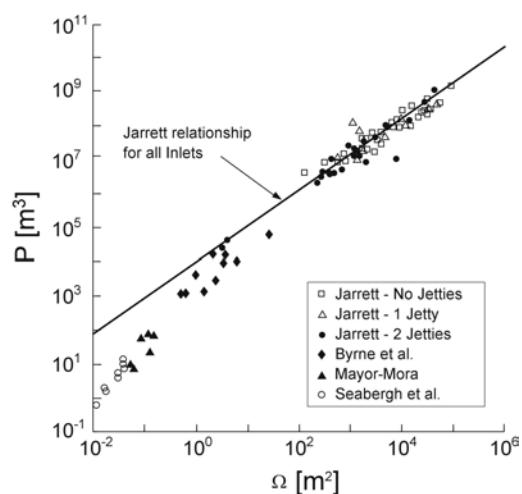


Figura 2.9: La legge di JARRETT-O'BRIEN-MARCHI. [D'Alpaos et al., 2009]

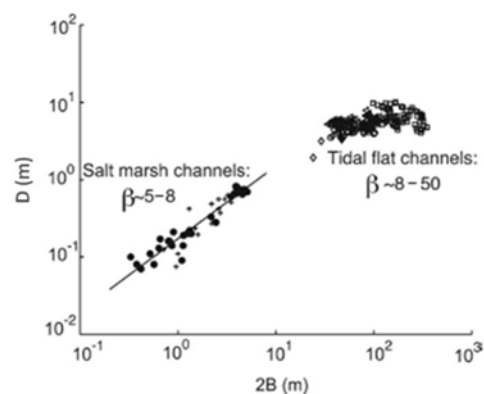


Figura 2.10: Le due diverse popolazioni distinte per barene e bassifondi, in base al rapporto tra la larghezza del canale $2B$ e la profondità D . [Marani et al., 2002]

Capitolo 3

Idrodinamica

Lo scambio d'acqua e di sedimenti tra le diverse parti di un bacino a marea avviene generalmente tramite una rete di canali che si diparte dalla bocca e si innerva all'interno della superficie del bacino stesso. La conoscenza dei processi fisici che regolano la morfologia e l'evoluzione della rete di canali è fondamentale per comprendere sia l'idrodinamica del bacino, sia la dinamica dei sedimenti depositati o erosi nelle varie zone. La struttura della rete dei canali regola, infatti, l'evoluzione dell'intero ambiente a marea.

La forma e la funzione delle reti di canali a marea sono fortemente correlate all'estensione e alla quota delle porzioni del bacino lagunare adiacenti ai canali stessi, quali barene, bassifondi e piane subtidali, cosicchè queste strutture morfologiche sono tra loro interdipendenti, costituendo un sistema intrecciato [Montgomery and Dietrich, 1988; Rodriguez-Iturbe and Rinaldo, 1997]. L'estensione e la quota delle porzioni non canalizzate del bacino lagunare condizionano la propagazione dell'onda di marea, i flussi che transitano attraverso la rete di canali e il prisma di marea, influenzando quindi l'area liquida delle sezioni trasversali dei canali stessi [D'Alpaos et al., 2009; Jarrett, 1976; Marchi, 1990]. Appare pertanto evidente che processi che portino a variazioni dell'estensione e della quota delle porzioni non canalizzate del bacino, come ad esempio variazioni del tasso di incremento del medio mare relativo (*Rate of Relative Sea Level Rise* – RSLR nella letteratura anglosassone) o della disponibilità di sedimento, influenzino in modo importante la forma e la struttura dei canali a marea.

La distribuzione planimetrica delle reti di canali può assumere forme più o meno complesse, da rettilinee a meandriformi, a seconda delle caratteristiche specifiche del sito.

In questa trattazione la forma del canale viene ipotizzata rettilinea, così da semplificare l'applicazione delle equazioni dominanti e rendere più immediata



Figura 3.1: Conformazione planimetrica tipica di alcuni canali lagunari. [D'Alpaos, 2010a]

l'interpretazione dei risultati ottenuti.

Una delle caratteristiche principali della circolazione idrodinamica dei canali a marea è la periodicità del moto. I livelli di marea all'interno dei canali, le portate fluenti, e i volumi d'acqua che transitano attraverso le diverse sezioni, infatti, sono tipicamente generate dall'onda di marea la quale, nella fase ascendente (o fase di flusso, che culmina con il massimo di marea) invade e alimenta le diverse porzioni del bacino a marea, generando una corrente da mare verso terra, mentre nella fase discendente (fase di riflusso, che culmina con il minimo di marea) drena le suddette porzioni del bacino, generando una corrente da terra verso mare. In questo contesto, i canali rappresentano delle vie preferenziali attraverso le quali i flussi mareali, periodicamente, prima invadono e successivamente abbandonano il bacino a marea.

Questo tipo di flusso comporta che le velocità all'interno dei canali non siano uniformi all'interno del ciclo di marea, ma variabili in un intervallo compreso fra due picchi massimi, uno positivo (corrispondente alla fase di flusso) e uno negativo (corrispondente alla fase di riflusso). Idealmente questi picchi di velocità si presentano quando la marea attraversa il suo livello medio, detto anche *mean sea level* (MSL), mentre le velocità si annullano istantaneamente quando la marea raggiunge i suoi livelli estremi, detti anche *high water level slack* HWLS e *low water level slack* LWLS. Tuttavia, osservazioni sperimentali hanno evidenziato che

questi picchi di velocità si presentano con un leggero ritardo (*tidal lag*) rispetto al MSL: questo effetto è direttamente collegato alla resistenza al moto che l'onda di marea incontra nell'attraversare la piana tidale, alle dimensioni della piana tidale stessa, ai flussi laterali (scambio di quantità di moto fra canale e barena/bassofondo circostante) e ai fenomeni di invaso localizzato [Healey et al., 1981; Rinaldo et al., 1999b].

Tipicamente, la formazione del canale lagunare è favorita dalla presenza di irregolarità sul fondale, così che al crescere della perturbazione il flusso idrico tende a concentrarsi nel canaletto appena formato, favorendo l'incremento delle velocità e degli sforzi tangenziali al suo interno e, di conseguenza, del tasso di erosione che comporta il progressivo approfondimento e allargamento del canale. Tuttavia, il conseguente accrescimento della barena circostante al canale tende a ridurre il prisma di marea (*tidal prism*)¹ e quindi, ad un certo punto, viene favorito il riempimento del canale. L'effetto delle variazioni del prisma di marea è di fondamentale importanza nei processi di evoluzione del fondale, ed è quindi una variabile primaria da considerare all'interno del modello.

Il progressivo accrescimento della barena adiacente al canale, comporta una conseguente riduzione dell'idroperiodo sulla stessa favorendo la proliferazione di biomassa vegetale. Da un punto di vista idrodinamico, l'effetto della vegetazione è quello di incrementare la resistenza al moto del fluido, favorendo quindi la concentrazione della portata fluente all'interno del canale. Dal punto di vista delle variazioni morfologiche, ed in particolare delle variazioni di quota delle superfici di barena, l'effetto della vegetazione è quello di favorire il deposito di sedimenti sulla barena, sia a causa del deposito di materia organica dovuto alla mortalità delle piante sia per l'effetto di intrappolamento dei sedimenti trasportati in sospensione dalla corrente.

3.1 Il modello quasi-statico

Si consideri un canale di marea rettilineo, che si forma in un bacino a marea di forma rettangolare avente larghezza B_T e larghezza L_U , quindi con un'area di drenaggio iniziale pari a $A_D = B_T L_U$.

Il modello bidimensionale proposto da Fagherazzi and Furbish, 2001 considera dei valori di portata in transito attraverso una sezione costanti, imposti *a priori*. Seguendo l'approccio proposto da D'Alpaos et al., 2006, si preferisce considerare un

¹Volume d'acqua che defluisce attraverso una determinata sezione durante metà ciclo di marea (cioè nella fase di flusso oppure nella fase di riflusso).

livello idrico variabile nel tempo, a cui consegue una portata anch'essa variabile nel tempo sulla base di un modello *quasi-statico* di propagazione dell'onda di marea.

L'ipotesi fondamentale che sta alla base del modello quasi-statico è quella di assumere che il canale sia *sufficientemente corto* rispetto alla lunghezza dell'onda di marea, così che ad ogni istante temporale t del ciclo di marea, ogni punto del bacino è caratterizzato dalla stessa quota della superficie libera, imposta nella sezione di imbocco del canale dalla forzante di marea.

La forzante di marea, misurata rispetto al livello medio del mare (MSL), viene assunta di forma sinusoidale:

$$H(t) = a_0 \cos(\omega t) \quad (3.1)$$

dove $H(t)$ è quota istantanea della superficie libera (rispetto al MSL), a_0 è l'ampiezza dell'onda di marea, $\omega = 2\pi/T$ è la pulsazione, con T periodo dell'onda.

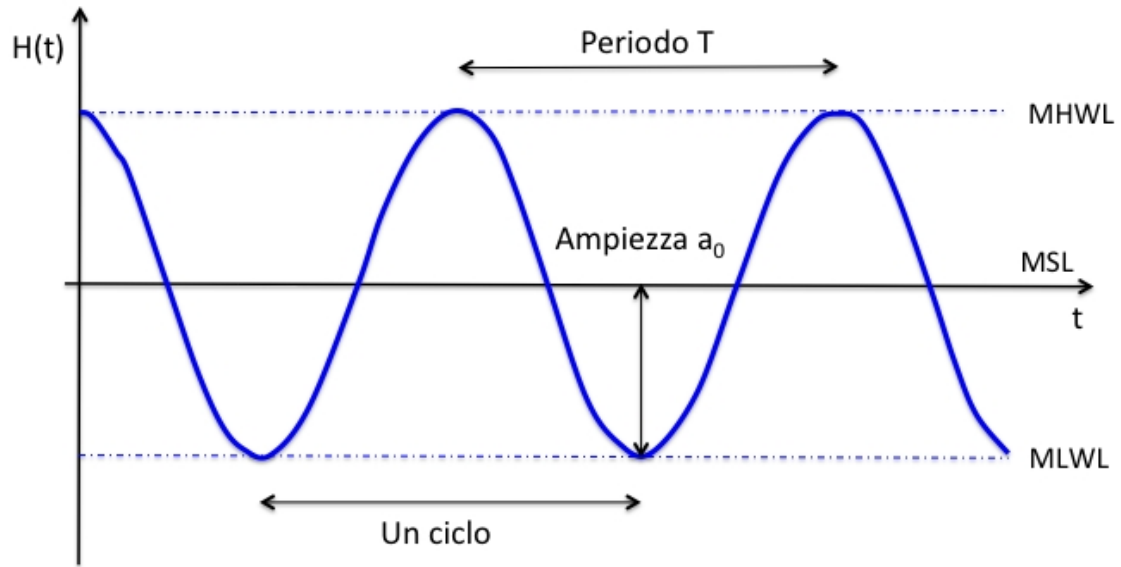


Figura 3.2: Forzante di marea sinusoidale.

In base alla definizione di modello quasi-statico, la portata istantanea che defluisce attraverso la generica sezione x del canale si scrive:

$$Q(x, t) = \frac{dV(x, t)}{dt} \quad (3.2)$$

dove $V(x, t)$ è il volume istantaneo a monte della sezione considerata:

$$V(x, t) = \int_{A_{wet}} [H(t) - \eta] dA \quad (3.3)$$

dove $A(x,t)$ è l'area liquida del bacino drenata dalla sezione corrente, $\eta(x,y,t)$ è la quota locale del fondale. Si noti come, al variare della quota locale del fondale, questo modello permetta di considerare l'influenza dell'idroperiodo sul volume totale defluito, valutando quest'ultimo istante per istante sulla base della sola *porzione bagnata* di area drenata, A_{wet} .

Il modello quasi-statico rappresentato dalle equazioni (3.2) e (3.3) è applicabile a canali di marea relativamente corti, tipici delle aree lagunari costiere soggette a marea semidiurna, e tiene conto dei picchi di flusso e velocità che si verificano a causa dell'emersione/sommersione della barena all'interno del ciclo di marea.

3.2 Idroperiodo

Si consideri la situazione in cui il livello istantaneo del fondo del canale sia fisso rispetto al livello del medio mare (MSL): durante il ciclo di marea, il fondale risulterà quindi sommerso dall'acqua solo per una frazione del periodo T . Questa frazione risulta tanto maggiore quanto minore è la quota del fondale (fino al caso estremo in cui il fondale è sempre sommerso) e, viceversa, risulta tanto minore quanto maggiore è la quota del fondale (fino al caso estremo in cui la barena è completamente emersa).

Si definisce *idroperiodo* la frazione ΔT del periodo di marea T , durante la quale il fondale si trova ad una quota inferiore al massimo livello di marea (che coincide quindi con l'ampiezza della marea, H_m).

Data una forzante di marea di tipo sinusoidale:

$$\eta_0(t) = -H_m \cos(\omega t) \quad (3.4)$$

chiamando z la quota del fondale, l'idroperiodo si individua risolvendo la seguente equazione:

$$\phi = \eta_0 - z = 0 \quad (3.5)$$

Essendo la forzante η_0 periodica con periodo T , in riferimento alla figura 3.3 l'equazione (3.5) fornisce due soluzioni:

$$\begin{aligned} t_1 &= \frac{1}{\omega} \arccos\left(-\frac{z}{H_m}\right) \\ t_2 &= T - t_1 \end{aligned}$$

in base alle quali è facile determinare l'espressione dell'idroperiodo, che risulta:

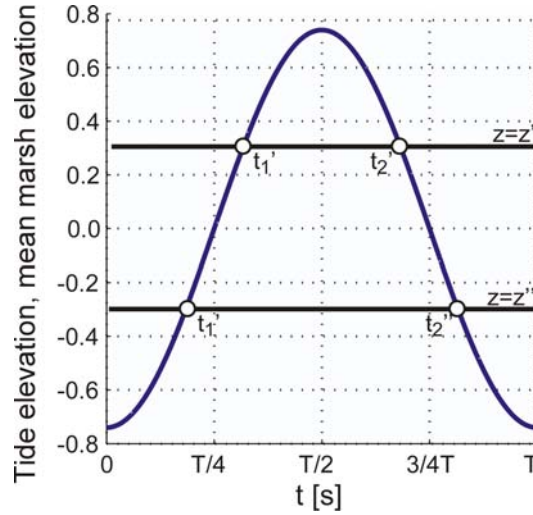


Figura 3.3: Valutazione idroperiodo.

$$\Delta T = t_2 - t_1 = T \left[1 - \frac{1}{\pi} \arccos \left(-\frac{z}{H_m} \right) \right] \quad (3.6)$$

Questo parametro di natura idrodinamica, riveste un ruolo fondamentale nell'analisi dell'evoluzione morfologica del canale. Infatti, le formule che verranno impiegate per il calcolo dei flussi di sedimenti dipendono in maniera diretta dall'idroperiodo, in quanto è proprio il flusso di corrente che permette la movimentazione dei sedimenti all'interno del canale.

Il modello idrodinamico descritto al paragrafo 3.1 è in questo senso un modello ottimale, perché tiene conto degli effetti dell'idroperiodo in maniera diretta.

3.3 Sforzi tangenziali e velocità

La modellazione dell'evoluzione morfodinamica di un canale a marea richiede, ad ogni istante temporale, una stima degli sforzi tangenziali al fondo. La forma del canale, infatti, dipende dalla distribuzione degli sforzi tangenziali lungo la sezione che, a sua volta, stabilisce come le velocità sono distribuite lungo la sezione stessa, contribuendo a generare la portata trasportata Q . Ad ogni istante, la portata calcolata con (3.2) viene impiegata per determinare la distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo.

Per fare questo, la forma della generica sezione trasversale del canale viene descritta attraverso il sistema di riferimento curvilineo (x, n, ζ) illustrato in figura 3.4, dove x rappresenta la coordinata longitudinale, n è la coordinata trasversale curvilinea (con origine in corrispondenza dell'asse del canale) e ζ è la coordinata localmente normale al fondo del canale. Inoltre, z rappresenta l'asse verticale rivolto

verso l'alto mentre x e y individuano il piano di riferimento orizzontale coincidente con il livello medio del mare (MSL).

Le distanze trasversali misurate lungo la superficie riferita a diverse coordinate trasversali n sono, in generale, diverse spostandosi da una coordinata trasversale all'altra, per effetto della curvatura dell'asse di riferimento trasversale. Si definisce il coefficiente metrico trasversale h_n , come:

$$h_n = 1 - \frac{\zeta}{R} \quad (3.7)$$

in cui:

$$R = -\frac{1}{\cos \alpha} \frac{\partial^2 D}{\partial n^2}, \quad \cos \alpha = \sqrt{1 - \left(\frac{\partial D}{\partial n}\right)^2}$$

il quale tiene conto del problema della curvatura. Qui R rappresenta il raggio di curvatura del fondo inclinato, α è l'angolo che la verticale z forma con la normale locale del fondo ζ , e D è la profondità locale della corrente.

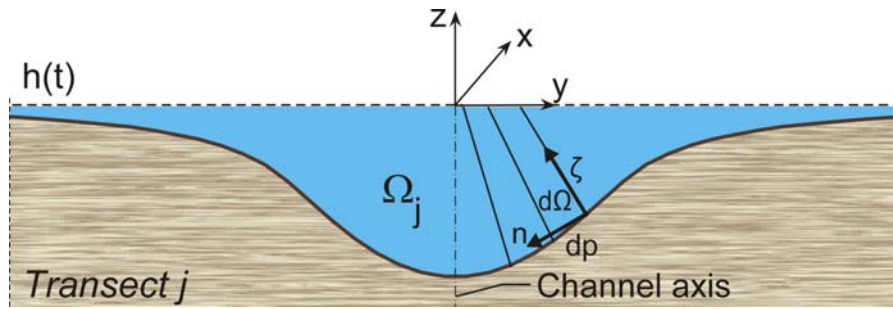


Figura 3.4: Rappresentazione della generica sezione trasversale.

Si consideri ora l'equazione di bilancio della quantità di moto in direzione longitudinale, mediata sulla turbolenza:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{v}{h_n} \frac{\partial u}{\partial n} + w \frac{\partial u}{\partial \zeta} = \\ = -\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p}{\rho} + gh \right) + \frac{1}{\rho h_n} \left[\frac{\partial (h_n T_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial T_{nx}}{\partial n} + \frac{\partial (h_n T_{\zeta x})}{\partial \zeta} \right] - \frac{v^2 + T_{nn}}{h_n} \frac{\partial h_n}{\partial x} \end{aligned} \quad (3.8)$$

dove u, v, w sono le componenti della velocità lungo gli assi x, y, z , rispettivamente, p è la pressione, ρ è la densità del fluido, g è l'accelerazione di gravità, h è la quota rispetto al sistema di riferimento, $T_{xx}, T_{nx}, T_{\zeta x}$ sono le componenti del tensore degli sforzi tangenziali di normale x e T_{nn} è la $n - sima$ componente del tensore degli sforzi tangenziali di normale n .

Nel caso specifico in esame, si possono fare le seguenti ipotesi semplificative sull'equazione (3.8):

1. la scala orizzontale dei principali processi idrodinamici è dominante rispetto alla profondità locale del moto, pertanto il gradiente della quota piezometrica $\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p}{\rho g} + h \right)$ può essere sostituito con il gradiente della linea dell'energia $\frac{\partial H}{\partial x}$;
2. il campo di moto varia gradualmente nel tempo, pertanto il termine di accelerazione temporale $\frac{\partial u}{\partial t}$ può essere trascurato;
3. il campo di moto viene considerato prevalentemente unidirezionale, pertanto le correnti trasversali secondarie possono essere, in prima approssimazione, trascurate;
4. variazioni longitudinali del coefficiente metrico trasversale, definito con l'equazione (3.7), sono trascurabili;
5. le variazioni degli sforzi tangenziali al fondo in direzione longitudinale sono trascurabili rispetto alle stesse in direzione trasversale e verticale.

Sulla base di queste ipotesi, l'equazione (3.8) viene integrata lungo ζ , dal fondo ($\zeta = \zeta_0$) alla superficie libera ($\zeta = D_\zeta$, dove $D_\zeta = D/\cos \alpha$ è la distanza della superficie libera dal fondo lungo la coordinata normale ζ), imponendo le condizioni al contorno cinematica e dinamica sulla superficie libera:

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial D_\zeta}{\partial t} + u \frac{\partial D_\zeta}{\partial x} + \frac{v}{h_n} \frac{\partial D_\zeta}{\partial n} - w \right]_{\zeta=D_\zeta} &= 0, \\ \left[T_{\zeta x} - \frac{1}{h_n} \frac{\partial D_\zeta}{\partial n} T_{nx} - T_{xx} \frac{\partial D_\zeta}{\partial x} \right]_{\zeta=D_\zeta} &= 0 \end{aligned} \quad (3.9)$$

e sul fondo:

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta_0}{\partial x} + \frac{v}{h_n} \frac{\partial \zeta_0}{\partial n} - w \right]_{\zeta=\zeta_0} &= 0, \\ \left[T_{\zeta x} - \frac{1}{h_n} \frac{\partial \zeta_0}{\partial n} T_{nx} - T_{xx} \frac{\partial \zeta_0}{\partial x} \right]_{\zeta=\zeta_0} &= 0 \end{aligned} \quad (3.10)$$

Inoltre, ipotizzando che l'intensità del vettore velocità si possa approssimare con l'intensità di portata mediata sulla sezione trasversale, U_Ω [Lundgren Johnson and Jonnson, 1964; Parker, 1978], è possibile ricavare la seguente espressione per gli sforzi tangenziali al fondo in direzione longitudinale:

$$\tau(x, n, t) = \rho g S \frac{d\Omega}{dn} + \frac{d}{dn} \int_{\zeta_0}^{D_\zeta} T_{nx} d\zeta \quad (3.11)$$

dove

$$S = -\frac{\partial}{\partial x} \left(H + \frac{U_\Omega^2}{2g} \right)$$

è la pendenza della linea dell'energia in direzione longitudinale, $d\Omega$ è la porzione di area trasversale compresa fra due normali al fondo adiacenti e

$$\frac{d\Omega}{dn} = \int_{\zeta_0}^{D_\zeta} h_n d\zeta$$

L'equazione (3.11) fu originariamente impiegata da Glover and Florey, 1951 e Pizzuto, 1990 in campo fluviale, ma successivamente Fagherazzi and Furbish, 2001 e D'Alpaos et al., 2006 la adattarono allo studio dell'evoluzione morfologica di canali a marea. Essa ipotizza implicitamente che la distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo lungo la sezione sia determinata dall'equilibrio fra la forza di resistenza al moto, la componente in direzione del moto della forza peso del fluido e la componente in direzione del moto della forza causata dagli scambi laterali di quantità di moto. Come accennato in precedenza, occorre precisare che l'equazione (3.11) non considera i flussi secondari della corrente in direzione trasversale, che idealmente possono generarsi come conseguenza dello scambio di portata al confine fra il canale e la barena adiacente, oppure a causa del progressivo allargamento della sezione del canale in direzione longitudinale, oppure ancora a causa alla curvatura dell'asse del canale.

Si può osservare che l'equazione (3.11) permette di calcolare, ad ogni istante del ciclo di marea, la distribuzione degli sforzi tangenziali lungo la sezione trasversale, $\tau(x, n, t)$, necessari per determinare l'evoluzione del fondale. Inoltre, essi permettono di calcolare le corrispondenti componenti di velocità mediate sulla verticale $U(x, n, t)$, le quali possono essere utilizzate per stimare la portata $Q^*(x, t)$ passante attraverso la generica sezione, che dipende da un valore a priori incognito della pendenza della linea dell'energia S . La stima della portata $Q^*(x, t)$ viene successivamente confrontata con il valore reale di $Q(x, t)$ fornito dall'equazione (3.2), con lo scopo di determinare per via iterativa la corretta pendenza S e, conseguentemente, la corretta distribuzione degli sforzi tangenziali e delle velocità lungo la sezione. Partendo da un valore di primo tentativo di S , viene stimato un corrispondente valore di primo tentativo per Q^* attraverso la risoluzione dell'equazione (3.11): se questo valore di Q^* risulta maggiore (minore) del valore reale Q , si riduce (incrementa) la pendenza della linea dell'energia S fino a convergenza, cioè quando $|Q^* - Q|$ è inferiore ad

una tolleranza prefissata [Fagherazzi and Furbish, 2001].

Per risolvere l'equazione (3.11) è necessario sviluppare il termine T_{nx} che compare all'interno dell'integrale. Ipotizzando una legge di chiusura della turbolenza alla Boussinesq, le componenti del tensore degli sforzi tangenziali di normale x si scrivono:

$$(T_{xx}, T_{nx}, T_{\zeta x}) = \rho \nu_T \left(\frac{\partial u}{\partial x}, \frac{1}{h_n} \frac{\partial u}{\partial n}, \frac{\partial u}{\partial \zeta} \right) \quad (3.12)$$

dove ν_T è la *eddy-viscosity* o *viscosità cinematica turbolenta*.

Introducendo la coordinata normale al fondo adimensionalizzata

$$\hat{\zeta} = \frac{\zeta}{D_\zeta}$$

che varia nell'intervallo $[0, 1]$, si ipotizza dapprima una distribuzione parabolica della eddy-viscosity lungo la normale, avente la forma:

$$\nu_T(\hat{\zeta}) = u_* D_\zeta \Gamma(\hat{\zeta}) \quad (3.13)$$

dove $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$ è la velocità di attrito, D_ζ è la distanza della superficie libera dal fondo lungo la coordinata normale e

$$\Gamma(\hat{\zeta}) = k \hat{\zeta} (1 - \hat{\zeta})$$

è una funzione adimensionale con andamento parabolico, in cui k è la costante di Von-Karman.

Successivamente, si ipotizza una distribuzione logaritmica della velocità della corrente u lungo la normale, avente la forma:

$$u(\hat{\zeta}) = \frac{U}{C_{ond}} \Theta(\hat{\zeta}) \quad (3.14)$$

in cui U è il valore della velocità mediato sulla verticale,

$$C_{ond} = \frac{U}{u_*}$$

è il valore locale della conduttanza di flusso. Questa quantità adimensionale è data dal rapporto $\chi/\sqrt{g}$, dove $\chi = K_s R_h^{1/6}$ è il coefficiente di resistenza al moto secondo Chézy, K_s è il coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler e R_h è il valore locale del raggio idraulico. Infine

$$\Theta(\hat{\zeta}) = \frac{1}{k} \left(\ln \frac{\hat{\zeta}}{\hat{\zeta}_0} \right)$$

è una funzione adimensionale con andamento logaritmico, in cui k è di nuovo la costante di Von Karman e

$$\hat{\zeta}_0 = \exp(-kC_{ond} - 1)$$

è la distanza di riferimento dal fondo, tale per cui la velocità mediata sulla verticale sia uguale al suo valore medio U .

Richiamando l'equazione (3.12) e sostituendo le equazioni (3.13) e (3.14) in (3.11), si ottiene l'espressione:

$$\tau = \rho g S \frac{d\Omega}{dn} + \frac{1}{2} \frac{d}{dn} \left(\Upsilon C_{ond} D_{\zeta}^2 \frac{d\tau}{dn} \right) \quad (3.15)$$

dove

$$\Upsilon = \int_0^1 \Gamma(\hat{\zeta}) \Theta(\hat{\zeta}) d\hat{\zeta}$$

Si noti che l'integrale Υ dipende implicitamente dalla coordinata trasversale n , attraverso la conduttanza C_{ond} , la quale influenza la forma della funzione Θ . L'integrale Υ può essere calcolato analiticamente come:

$$\Upsilon = \frac{1}{6} \ln \left(\frac{1}{\hat{\zeta}_0} \right) - \frac{1}{9} \hat{\zeta}_0^3 + \frac{1}{4} \hat{\zeta}_0^2 - \frac{5}{36} \quad (3.16)$$

La risoluzione dell'equazione (3.15) si completa andando a sostituire il valore di Υ con quello ottenuto tramite la (3.16), ed imponendo le condizioni al contorno alle estremità della sezione: esse prevedono che, in questi punti, gli scambi laterali di quantità di moto siano identicamente nulli ad ogni istante del ciclo di marea, cioè:

$$\tau_0 = \rho g S D, \quad n = \pm B/2 \quad (3.17)$$

dove D è il tirante idrico localizzato.

3.4 Sforzi tangenziali e velocità in presenza di vegetazione

Quanto detto al paragrafo 3.3 vale nel caso di sezione non vegetata, in cui si assume che il coefficiente di resistenza al moto sia uniforme in tutti i punti della sezione.

Nel caso in cui la sezione risulti parzialmente vegetata, l'ipotesi di distribuzione logaritmica delle velocità lungo la normale al fondo non è più valida nei punti in cui

si manifesta la presenza di biomassa. In questi punti, infatti, la distribuzione delle velocità è fortemente influenzata dalla vegetazione presente [Leonard and Luther, 1995] [Nepf and Vivoni, 2000] e la resistenza al moto della corrente è variabile in funzione della quantità di biomassa.

In questo senso, l'equazione (3.11) può essere applicata solo alla porzione non vegetata della sezione, localizzata prevalentemente nella parte centrale, in riferimento ad una certa frazione Q_{ch} della portata totale Q :

$$Q_{ch} = Q - Q_{veg}$$

a cui va sottratta la frazione di portata Q_{veg} che fluisce sulla porzione vegetata di sezione. Si consideri il caso di sezione parzialmente vegetata, schematizzato in figura 3.5.

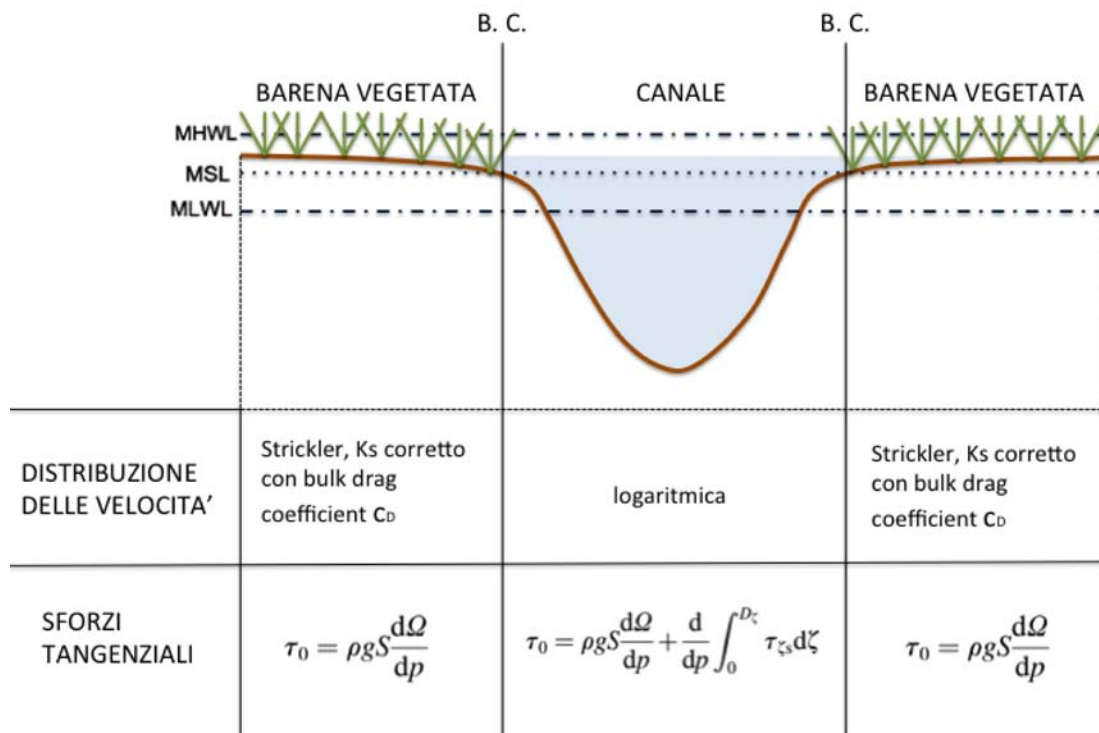


Figura 3.5: Schema sezione vegetata.

Si distinguono principalmente due porzioni di sezione:

- **parte centrale non vegetata:** la distribuzione delle velocità è di tipo logaritmico, e gli sforzi tangenziali al fondo si calcolano con l'approccio di Pizzuto (eq. (3.11));

- **barene vegetate:** la distribuzione delle velocità è fortemente influenzata dalla vegetazione, e per calcolare gli sforzi tangenziali non si può utilizzare l'approccio di Pizzuto.

In quest'ultima situazione, le condizioni al contorno (3.17) vengono imposte sui punti di separazione fra la porzione non vegetata e quella vegetata della sezione, e non più agli estremi della sezione stessa. Successivamente, gli sforzi tangenziali sulla porzione vegetata della sezione sono calcolati considerando esclusivamente il primo termine a secondo membro dell'equazione (3.11):

$$\tau_{veg} = \rho g S \frac{d\Omega}{dn} \quad (3.18)$$

Il secondo termine a secondo membro dell'equazione (3.11), che quantifica gli scambi laterali di quantità di moto, ha un effetto trascurabile sugli sforzi tangenziali quando il fondale è pressoché piatto, come accade sulla barena vegetata.

Per tenere conto della ridistribuzione della portata che si verifica quando una parte della sezione risulta essere vegetata, i flussi nel canale e sulla barena sono calcolati mediante l'approccio di Engelund [Engelund, 1966]. In particolare, laddove si ha la presenza di vegetazione il coefficiente di resistenza al moto K_s da utilizzare nella formula di Strickler può essere valutato sulla base di osservazioni sperimentali [Nepf, 1999], legando il *coefficiente di drag* c_D delle piante all'area proiettata in direzione del moto per unità di volume, a_s , e al diametro degli steli, d_s , entrambi direttamente collegati alla biomassa [Mudd et al., 2004], come sarà illustrato successivamente al paragrafo 3.5.

Si consideri un fluido che si muove su una superficie vegetata con velocità media U_0 . In riferimento alla figura 3.6, l'equilibrio globale delle forze agenti sul volume di controllo si scrive:

$$\bar{F}_D + \bar{C} = \bar{G} \quad (3.19)$$

che proiettata nella direzione del moto diventa:

$$c_D A_T \rho \frac{U_0^2}{2} + \tau_0 PL = \gamma VS \quad (3.20)$$

dove:

- $F_D = c_D A_T \rho \frac{U_0^2}{2}$ è la componente nella direzione del moto della forza di drag, in cui c_D è il coefficiente di drag, A_T è l'area delle piante proiettata nella direzione del moto, U_0 è la velocità media della corrente;

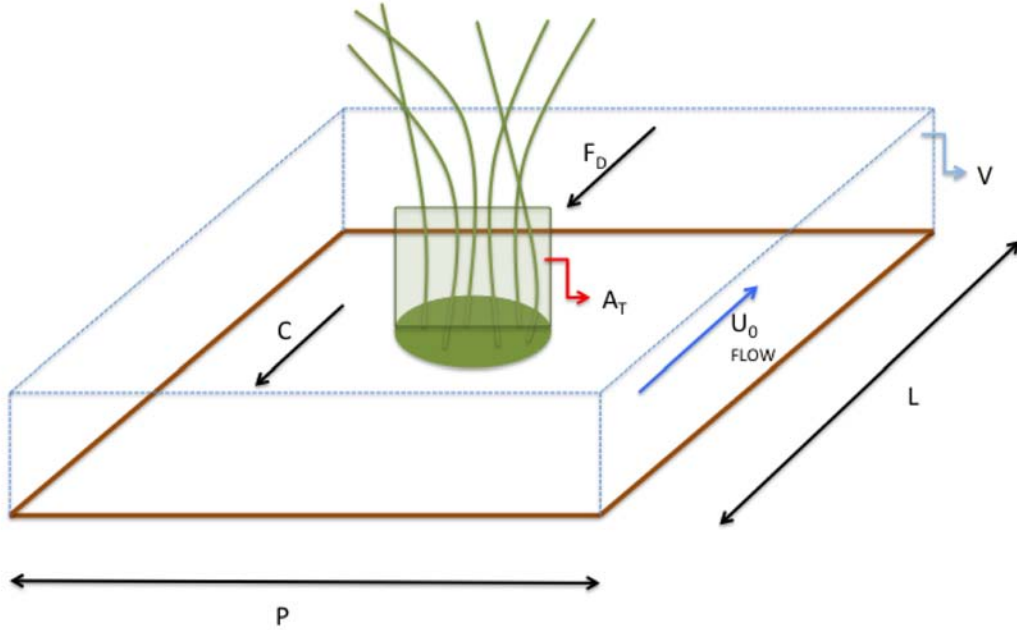


Figura 3.6: Schema equilibrio forze.

- $C = \tau_0 PL$ è la componente nella direzione del moto della forza di resistenza dovuta agli sforzi tangenziali di fondo, in cui τ_0 è lo sforzo tangenziale al fondo, P è il perimetro bagnato, L è la lunghezza del tratto di fondale considerato;
- $G = \gamma VS$ è la componente nella direzione del moto della forza peso, in cui γ è il peso per unità di volume del fluido, V è il volume del fluido, S è la pendenza della linea dell'energia.

Poiché la resistenza al moto dovuta agli sforzi tangenziali sul fondo risulta trascurabile rispetto alla forza di drag della vegetazione, l'equazione (3.20) diventa:

$$c_D A_T \rho \frac{U_0^2}{2} = \gamma VS$$

e ponendo l'area proiettata nella direzione del moto per unità di volume

$$a_s = \frac{A_T}{V}$$

rimane:

$$gS = c_D a_s \frac{U_0^2}{2} \quad (3.21)$$

introducendo in (3.21) la relazione di Strickler $S = \frac{U^2}{K_s^2 R_H^{2/3}}$ si ricava:

$$K_s = \left[\frac{1}{2} c_D a_s \right]^{-1/2} D^{-2/3} g^{1/2} \quad (3.22)$$

Tramite l'equazione (3.22) è possibile calcolare il coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler, da utilizzare per valutare le velocità sulla porzione vegetata della sezione e quindi la ripartizione delle portate.

In base alle osservazioni sperimentali condotte da Mudd et al., 2004, il coefficiente di drag delle piante si può esprimere come:

$$c_d = \alpha_{c_D} b + c_{D0} \quad (3.23)$$

in cui c_{D0} è il coefficiente di drag in assenza di vegetazione, b è il valore locale della biomassa e α_{c_D} è un parametro di fitting che lega il coefficiente di drag alla biomassa.

Alternativamente, il coefficiente di resistenza di Strickler è stato calcolato seguendo l'approccio proposto da Belliard et al. [2015]. Il coefficiente di resistenza secondo Gauckler-Strickler K_s è calcolato sulla base della relazione:

$$K_s^{-2} = K_{s,g}^{-2} + K_{s,r}^{-2} + \phi K_{s,v}^{-2} \quad (3.24)$$

dove $K_{s,g}$ è la resistenza di grano, $K_{s,r}$ esprime il contributo dovuto a macroscabrezze o a irregolarità topografiche, mentre $K_{s,v}$ tiene conto della resistenza esercitata dalla vegetazione pesata secondo il parametro ϕ . Quando la vegetazione comincia a colonizzare la barena, il parametro ϕ cresce, aumentando l'influenza del termine che conto della resistenza esercitata dalla vegetazione (si veda l'equazione 3.24) e riducendo conseguentemente la resistenza complessiva K_s . Dal momento che il termine $K_{s,v}$ è pesato sulla base della vegetazione presente sulla barena, in prima approssimazione si assume che il fattore ϕ corrisponda alla densità di biomassa (i.e. $\phi = b/b_{max}$, dove b_{max} è il massimo valore delle biomassa che le piante possono sviluppare).

Una volta determinata la distribuzione degli sforzi tangenziali in presenza di vegetazione $\tau_{veg}(x, n, t)$, si procede al calcolo della pendenza della linea dell'energia attraverso la procedura iterativa illustrata al paragrafo 3.3. In questo caso, la portata stimata Q^* sarà data dalla somma di due contributi:

$$Q^* = Q_{ch}^* + Q_{veg}^* \quad (3.25)$$

in cui

- Q_{ch}^* è la frazione di portata stimata che fluisce all'interno del canale, calcolata mediante la risoluzione dell'equazione (3.11) assumendo una distribuzione logaritmica delle velocità lungo la verticale;
- Q_{veg}^* è la frazione di portata stimata che fluisce sulla barena vegetata, calcolata mediante la risoluzione dell'equazione (3.18) assumendo un valore della velocità mediata sulla verticale che deriva dall'applicazione diretta della relazione di Strickler, corretta con l'equazione (3.22).

È da sottolineare come questa sia in realtà un'approssimazione, in quanto le reali velocità, la pendenza della linea dell'energia e il tirante idrico sono strettamente correlati fra loro attraverso l'equazione di continuità e l'equazione di bilancio della quantità di moto. Tuttavia, lo scopo di questa trattazione non è quello di descrivere dettagliatamente il campo di moto che si instaura su una superficie di barena attraversata da un'onda di marea, quanto piuttosto quello di fornire un modello geomorfologico semplificato che incorpori le principali caratteristiche che governano l'evoluzione di canali a marea.

3.5 Biomassa vegetale

Per analizzare il ruolo che la vegetazione esercita sulle portate fluenti all'interno della sezione del canale, ed anche sui fenomeni di deposito associati, occorre sviluppare un metodo che permetta di quantificare, in maniera semplice ma esaustiva, la biomassa della vegetazione presente sulla barena.

In questa tesi, si considera una superficie di barena popolata principalmente da *Spartina alterniflora*, specie molto diffusa in ambiente lagunare. Studi sperimentali a lungo termine condotti sul campo da Morris and Haskin, 1990 Morris et al., 2002 e Mudd et al., 2004 stabilirono che la biomassa di *S. alterniflora* può essere legata ai seguenti parametri:

- z_{max} massima quota del fondale che consente la crescita di vegetazione;
- z_{min} minima quota del fondale che consente la crescita di vegetazione;
- z quota locale del fondale.

Per effetto dell'idroperiodo, a misura che la quota del fondale aumenta, diminuisce la frazione di ciclo di marea in cui il suolo risulta sommerso: questo incrementa la salinità del fondale per evapotraspirazione, abbattendo la proliferazione delle piante. Numerosi studi sperimentali [Morris, 2000; Phleger, 1971;

Webb, 1983] hanno infatti dimostrato come l'incremento della salinità nel fondale causato dall'evapotraspirazione sia in grado di limitare, se non del tutto estinguere, la proliferazione della vegetazione sulle barene.

Secondo quanto suggerito da Mudd et al., 2004 è possibile esprimere il valore della biomassa sulla base della relazione:

$$b_{ps} = \begin{cases} 0 & z < z_{min} \\ b_{max} \frac{z_{max}-z}{z_{max}-z_{min}} & z_{min} \leq z \leq z_{max} \\ 0 & z > z_{max} \end{cases} \quad (3.26)$$

in cui b_{ps} è la biomassa [g/m^2] espressa in funzione della quota, b_{max} è il massimo valore di biomassa. L'andamento dell'equazione (3.26) è illustrato in figura 3.7.

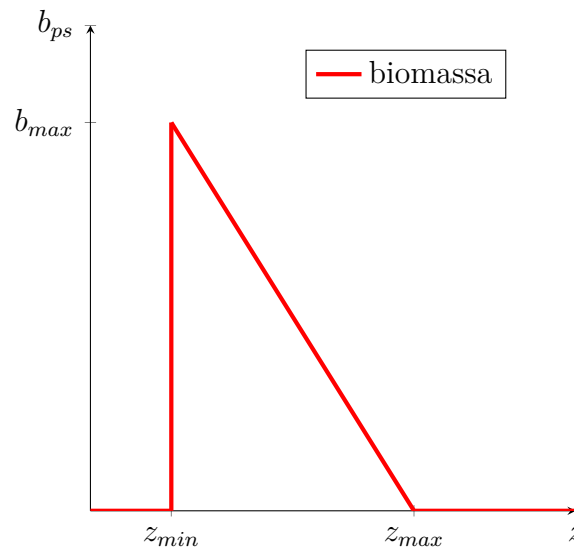


Figura 3.7: Andamento della biomassa in funzione di z .

Inoltre, per tenere conto della variabilità stagionale della biomassa, il valore b_{ps} viene corretto con la seguente espressione:

$$b = \frac{b_{ps}(1-\omega)}{2} \left[\sin\left(\frac{2\pi m}{12} - \frac{\pi}{2}\right) + 1 \right] + \omega b_{ps} \quad (3.27)$$

dove: $m = 1, 12$ sono i mesi, ω è un parametro adimensionale che tiene conto della riduzione di vegetazione nei mesi invernali. La periodicità della funzione biomassa b è data dalla funzione:

$$f = \sin\left(\frac{2\pi m}{12} - \frac{\pi}{2}\right) + 1 \quad (3.28)$$

e l'andamento dell'equazione (3.28) è illustrato in figura 3.8.

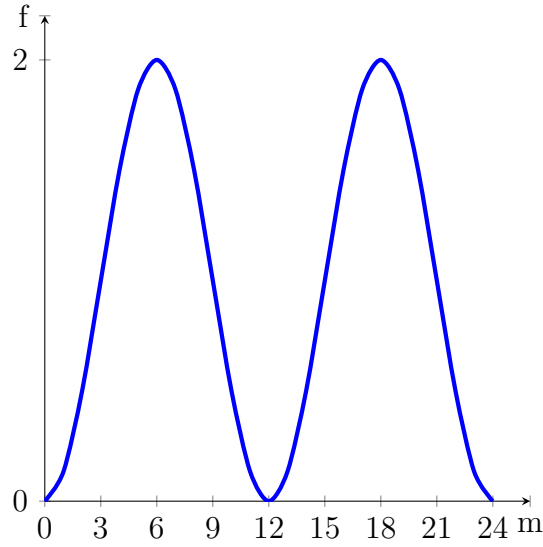


Figura 3.8: Variazione stagionale della biomassa.

Si nota che la funzione è periodica con periodo $T = 12 \text{ mesi}$, presenta i valori massimi in corrispondenza dei mesi estivi $m = 6 + nT$ (*giugno*) e i valori minimi in corrispondenza dei mesi invernali $m = 12 + nT$ (*dicembre*).

Le espressioni (3.27) e (3.26) possono essere utilizzate per calcolare il coefficiente di drag (3.23) e l'area delle piante proiettata nella direzione del moto per unità di volume:

$$a_s = \alpha_a b^{\beta_a} \quad (3.29)$$

necessaria per il calcolo del coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler modificato (3.22). Qui, α_a e β_a sono coefficienti empirici di origine sperimentale.

Capitolo 4

Morfodinamica

L'evoluzione morfodinamica del fondale è determinata dai processi che regolano il deposito e l'erosione dei sedimenti. Tali processi sono schematizzati nel modello tramite relazioni che descrivono, in generale, l'erosione, il trasporto, ed il deposito dei sedimenti. Per poter applicare queste leggi, è necessario prima calcolare il campo di moto del fluido, in particolare sforzi tangenziali e velocità. Il presente modello si pone l'obiettivo di ricercare la condizione di equilibrio morfodinamico del canale, data dall'equilibrio relativo fra il tasso di erosione, il tasso di deposizione di sedimento inorganico, il tasso di produzione di suolo organico, e il tasso di incremento del medio mare relativo (*rate of relative sea level rise*, RSLR). Questa condizione di equilibrio è valutata anche in funzione delle caratteristiche specifiche dei sedimenti che costituiscono il fondale.

4.1 Equazione di bilancio

L'evoluzione nel tempo della quota z del fondo, riferita al MSL, è governata dall'equazione di bilancio dei sedimenti scritta nella forma:

$$\frac{dz}{dt} = Q_s + Q_c + Q_o - E - R \quad (4.1)$$

I termini a secondo membro dell'equazione (4.1) rappresentano:

- Q_s il tasso di deposizione di sedimento inorganico, legato alla concentrazione di sedimenti in sospensione;
- Q_c il tasso di deposizione di sedimento inorganico in sospensione intrappolato dalla vegetazione, legato alla biomassa e alla concentrazione;
- Q_o il tasso di produzione di suolo organico, anch'esso legato alla biomassa;

- E il tasso di erosione del fondale;
- R il tasso di incremento del medio mare relativo, detto anche *rate of relative sea level rise* (RSLR).

È evidente dall'equazione (4.1) che l'equilibrio del fondale è raggiunto quando, punto per punto, è soddisfatta la condizione:

$$\frac{dz}{dt} = 0 \quad (4.2)$$

Tipicamente, il tasso di erosione E risulta significativo nei primi anni di vita del canale, quando la configurazione plano-altimetrica del canale risulta essere fortemente instabile a causa degli intensi flussi che lo attraversano e che tendono a modellare le sue sezioni fino alla condizione di equilibrio. Col procedere della simulazione, ed il conseguente stabilizzarsi del *tidal prism*, questo termine diventa trascurabile, e l'equilibrio morfodinamico viene raggiunto non appena i tassi di deposito inorganico per settling, Q_s , e trapping, Q_c , e il tasso di deposito organico Q_o , sono in grado di bilanciare il tasso di incremento del medio mare relativo, R .

La corretta stima dei termini a secondo membro dell'equazione (4.1) assume, pertanto, un'importanza fondamentale per il raggiungimento degli obiettivi che il modello si pone.

4.2 Erosione

In letteratura sono disponibili numerose formulazioni, di natura sperimentale o empirica, per il calcolo del tasso di erosione E . Il presente modello considera la formulazione proposta da Metha, 1984, che si basa sull'ipotesi che le proprietà del fondale siano relativamente uniformi al variare della profondità, e che esso sia ben consolidato. Il tasso di erosione si può scrivere:

$$E = Q_{e0} \left[\frac{\tau - \tau_{ero}}{\tau_{ero}} \right] \quad se \quad \tau > \tau_{ero} \quad (4.3)$$

dove τ è il valore locale dello sforzo tangenziale al fondo valutato tramite le equazioni (3.11) e (3.18), Q_{e0} è un tasso di erosione costante di natura empirica che dipende dalle proprietà dei sedimenti, τ_{ero} è lo sforzo tangenziale critico per l'erosione, al di sopra del quale gli effetti di erosione diventano significativi.

L'andamento dell'equazione (4.3) è schematizzato in figura 4.1.

È importante sottolineare che il tasso di erosione è fortemente legato all'idro-periodo del ciclo di marea, e il suo contributo è importante nei primi anni di evoluzione, per poi ridursi progressivamente fino a scomparire con l'avanzare del

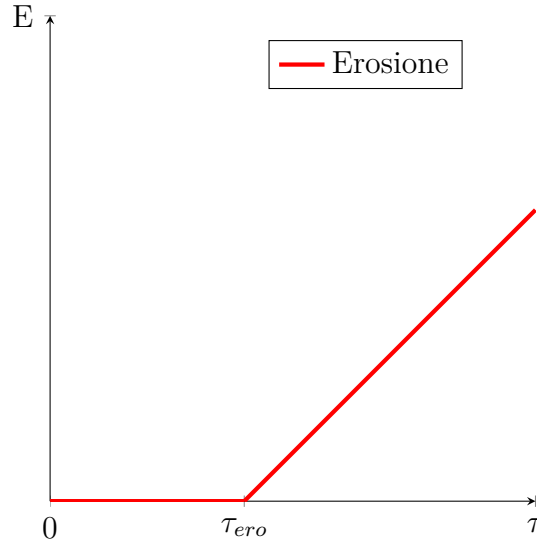


Figura 4.1: Schema erosione

tempo. Inoltre, il suo effetto si nota prevalentemente nella porzione canalizzata della sezione, dove si concentra la maggior parte del flusso, mentre sulla barena risulta di fatto trascurabile durante tutta l'evoluzione della porzione di bacino a marea simulata.

4.3 Deposito organico

Il deposito organico Q_o è legato alla quantità di vegetazione presente sulla superficie. In particolare, all'aumentare della vegetazione aumenta anche il tasso di mortalità della stessa che produce suolo organico e contribuisce all'accrescimento della barena.

Talvolta, in condizioni ambientali e geologiche ottimali, l'intrappolamento di uno strato di suolo organico nel fondale e il successivo accrescimento di quest'ultimo, possono portare negli anni alla formazione di depositi di idrocarburi (tipicamente riserve di gas naturale).

Seguendo l'approccio proposto da Randerson, 1979 il deposito organico può essere espresso nel modo:

$$Q_o = Q_{b0} \frac{b}{b_{max}} \quad (4.4)$$

dove b_{max} è il massimo valore di biomassa, b è il valore locale della biomassa (per il calcolo della biomassa si rimanda al paragrafo 3.5), Q_{b0} è il massimo incremento in $[m/anno]$ che si verifica sulla barena per effetto del deposito organico. Valori tipici per Q_{b0} in barene colonizzate da *Spartina alterniflora* sono dell'ordine dei

$2.5 \cdot 10^{-3} \text{ m/anno}$. In realtà, la produzione organica di sedimento causata dalla presenza di vegetazione è un processo estremamente complesso, che coinvolge anche la produzione di apparati radicali, la decomposizione causata da batteri, la disponibilità di sedimenti e la salinità del sottosuolo. Attraverso l'equazione (4.4), per semplificare la trattazione, tutti questi fattori sono inglobati all'interno dell'unico parametro costante Q_{b0} , il cui valore è riferito alle caratteristiche specifiche dell'ambiente di studio.

L'equazione (4.4) varia linearmente in funzione della biomassa, quest'ultima a sua volta funzione lineare della quota. La figura 4.2 schematizza l'andamento del tasso di deposito organico in funzione della quota riferita al livello medio relativo del mare (MSL).

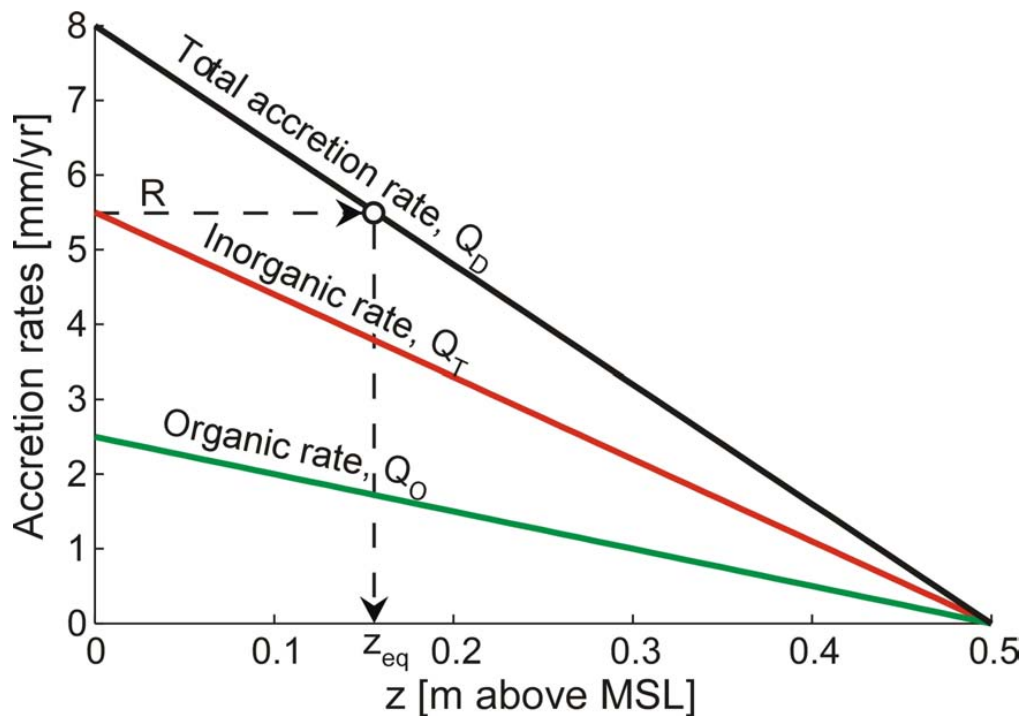


Figura 4.2: Schema deposito organico.

4.4 Deposito inorganico per intrappolamento

Oltre alla produzione di suolo organico, la presenza di vegetazione favorisce ulteriormente il deposito dei sedimenti inorganici in sospensione per l'effetto di intrappolamento, detto anche *trapping*. In realtà, il deposito dei sedimenti è favorito per due motivi:

- intrappolamento diretto dei sedimenti trasportati in sospensione dalla corrente, da parte delle piante e fogliame;

- riduzione dell'energia turbolenta posseduta dalla corrente, la quale permette ai sedimenti di rimanere sospesi nel fluido: studi sperimentali [Leonard and Luther, 1995] hanno dimostrato come l'energia turbolenta del moto sia molto minore sulla barena vegetata rispetto a quella del canale.

Sulla base di quanto appena esposto, il tasso di deposito per intrappolamento può essere considerato proporzionale alla concentrazione di sedimenti in sospensione mediata sulla verticale e al diametro degli steli delle piante. Seguendo la procedura proposta da Palmer et al., 2004 si ottiene la seguente espressione:

$$Q_c = C_0 U_0 \eta d_s n_s h_s \quad (4.5)$$

dove C_0 è la concentrazione dei sedimenti in sospensione mediata sulla colonna d'acqua, U_0 è un valore tipico della velocità della corrente attraverso la vegetazione, d_s è il diametro degli steli delle piante, n_s è la densità degli steli per unità d'area, h_s è l'altezza media degli steli. Il termine η rappresenta l'efficienza di intrappolamento¹ e si esprime attraverso la seguente relazione empirica:

$$\eta = \alpha_n \left(\frac{u d_s}{\nu} \right)^{\beta_n} \left(\frac{d_p}{d_s} \right)^{\gamma_n} \quad (4.6)$$

dove d_p è il diametro delle particelle di sedimento, ν è la viscosità cinematica del fluido, α_n , β_n e γ_n sono coefficienti di derivazione sperimentale. Infine, il diametro degli steli, la densità degli steli per unità d'area e l'altezza media degli steli possono essere espressi tutti in funzione della biomassa nel modo:

$$d_s = \alpha_d b^{\beta_d}$$

$$n_s = \alpha_n b^{\beta_n}$$

$$h_s = \alpha_h b^{\beta_h}$$

dove α_d , β_d , α_n , β_n , α_h e β_h sono parametri di derivazione sperimentale. Per quanto riguarda l'andamento dell'equazione (4.5), essa dipende indirettamente dalla biomassa, attraverso h_s , n_s e d_s , pertanto il suo andamento può essere assunto in prima approssimazione lineare in funzione della quota del fondo, similmente a quello di figura 4.2.

¹Frazione di sedimenti trasportati in sospensione suscettibile all'effetto dell'intrappolamento da parte della vegetazione

4.5 Deposito inorganico

Il tasso di deposizione di sedimento inorganico, detto anche *settling*, agisce in generale sull'intera sezione indipendentemente dal fatto che sia vegetata o meno. Insieme ai tassi di deposito di tipo organico, esso rappresenta la causa principale dell'accrescimento relativo della barena rispetto al canale.

Anche per il calcolo di Q_s sono disponibili numerose formulazioni presenti in letteratura, in particolare in questo modello si considera quella proposta da Einstein and Krone, 1962, che svilupparono la seguente espressione:

$$Q_s = w_s C_0 \left[\frac{\tau_{dep} - \tau}{\tau_{dep}} \right] \quad se \quad \tau < \tau_{dep} \quad (4.7)$$

dove w_s è la velocità di caduta dei sedimenti in acque calme che dipende principalmente dalla forma e dimensione delle particelle (e.g., per $d_{50} = 50\mu m$, $w_s = 0.2 \text{ mm s}^{-1}$), C_0 è la concentrazione dei sedimenti in sospensione mediata sulla verticale di colonna d'acqua, τ_{dep} è lo sforzo tangenziale critico di deposito al di sotto del quale gli effetti di deposito risultano significativi.

L'andamento dell'equazione (4.7) è schematizzato in figura 4.3.

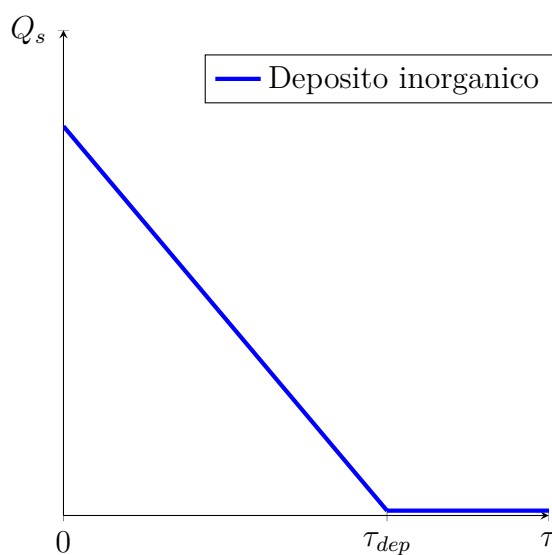


Figura 4.3: Schema deposito.

Come per il tasso di erosione E , anche il tasso di deposito Q_s è fortemente legato all'idroperiodo. Tuttavia, al contrario del tasso di erosione, il tasso di deposito inorganico risulta essere sempre significativo a qualsiasi istante temporale: infatti, la periodicità della forzante di marea fa sì che all'interno del ciclo esista sempre un momento in cui il flusso si riduce fino quasi ad annullarsi, favorendo quindi il deposito dei sedimenti in sospensione. Questo non è altrettanto vero se si considera

il tasso di erosione, in quanto ad un dato istante temporale non è detto che la quota del fondo sia tale per cui la marea generi un flusso di portata di intensità sufficiente per erodere i sedimenti.

4.5.1 Concentrazione media di fase

Il tasso di deposito di tipo inorganico o *settling*, espresso dall'equazione (4.7), necessita di un'analisi più dettagliata.

In particolare, il valore *costante* da attribuire a C_0 deve essere ricavato analizzando come la concentrazione di sedimenti varia all'interno del ciclo di marea. In via del tutto generica, si può ipotizzare che la concentrazione media sia funzione sia del tempo che dello spazio:

$$C_0 = C_0(x, y, z, t) \quad (4.8)$$

Per quanto riguarda la dipendenza dallo spazio, l'idrodinamica semplificata del presente modello (vedi paragrafo 3.1) non tiene conto dei flussi di corrente che si possono generare in direzione trasversale, per i quali servirebbe almeno un approccio bidimensionale. Questo, di fatto, permette di trascurare in prima approssimazione la dipendenza di C_0 dallo spazio.

Rimane quindi da valutare come la concentrazione media C_0 vari nel tempo. Per fare questo, il presente modello si basa sui risultati ottenuti da D'Alpaos et al., 2011b.

Si consideri un sistema soggetto ad una forzante di marea di tipo semidiurno, avente ampiezza $H = 0.5 \text{ m}$ e periodo $T = 12 \text{ ore}$, sollecitato da una concentrazione di sedimenti in sospensione C_0 costante. In realtà, la concentrazione effettiva varia all'interno del ciclo di marea, e la sua variazione può essere determinata attraverso la risoluzione numerica dell'equazione di bilancio dei sedimenti sulla colonna d'acqua [D'Alpaos et al., 2011b]. Il risultato di questa operazione è rappresentato in figura 4.4. In questa situazione, si ipotizza che il fondale si trovi a quota $z = -H$, cioè in corrispondenza del MLWL, così che l'idroperiodo coincide con il periodo T . Si nota come la variazione di concentrazione sia proporzionale alla derivata dH/dt :

- nella fase ascendente dell'onda di marea (fase di flusso) la corrente fornisce sedimento in sospensione al sistema e la concentrazione, progressivamente, aumenta;
- in prossimità del colmo dell'onda di marea, la concentrazione all'interno del sistema è massima, e le basse velocità della corrente permettono ai sedimenti

di depositarsi: è questa la fase del ciclo di marea a cui corrisponde il massimo tasso di deposito;

- nella successiva fase discendente dell'onda di marea (fase di riflusso) la corrente trascina via il sedimento sospeso e di conseguenza la concentrazione, progressivamente, diminuisce, fino ad annullarsi in corrispondenza del MLWT.

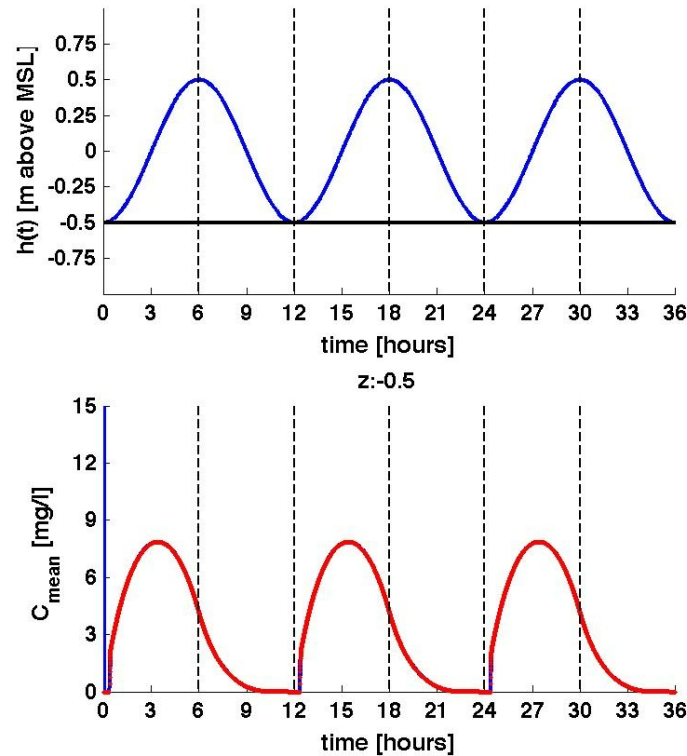


Figura 4.4: Variazione della concentrazione media all'interno del ciclo di marea.

All'aumentare della quota del fondo, l'idroperiodo si riduce e l'effetto sull'andamento della concentrazione è rappresentato in figura 4.5. Anche in questo caso la concentrazione varia proporzionalmente a dH/dt , tuttavia si annulla il contributo nella prima porzione di ciclo, durante il quale il fondo è asciutto: questo comporta una riduzione del tasso di deposito complessivo all'interno del ciclo, tanto maggiore quanto più elevato è il livello del fondo, fino ad annullarsi per $z = +H$, cioè in corrispondenza del MHWL. Quest'ultima situazione è rappresentata in figura 4.6.

Si definisce *concentrazione media di fase* $\bar{C}$, il valore di concentrazione costante, mediato sul periodo T del ciclo di marea, che produce sul sistema lo stesso incremento di fondo che si avrebbe per effetto della variazione di concentrazione media effettiva.

Il valore di $\bar{C}$ dipende chiaramente da quello di C_0 , e l'operazione di media sul ciclo è calcolata, per definizione, con il fondale posto a quota del MSL.

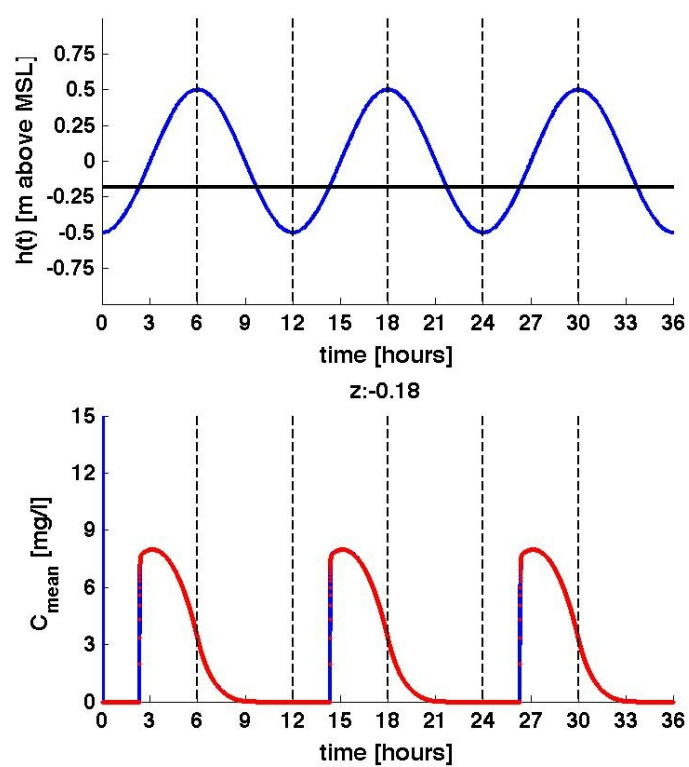


Figura 4.5: Variazione della concentrazione media all'interno del ciclo di marea: effetto dell'idroperiodo.

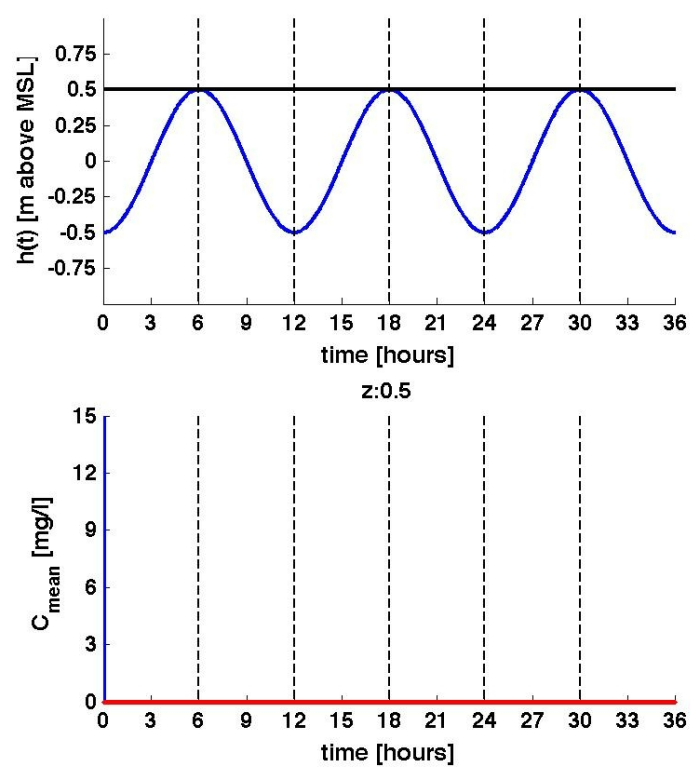


Figura 4.6: Variazione della concentrazione media all'interno del ciclo di marea: effetto dell'idroperiodo.

La concentrazione media di fase è quindi una grandezza mediata sia sulla colonna d'acqua che sul periodo dell'onda di marea. Essa permette il calcolo del tasso di deposito Q_s , considerando un nuovo valore di concentrazione media $\hat{C}_0$ costante ma ridotto, che tiene conto della variazione della C_0 durante il ciclo di marea. Il valore di $\hat{C}_0$ è funzione della quota del fondo, quindi è implicitamente funzione del tempo, e si può esprimere con la seguente legge di variazione lineare [D'Alpaos et al., 2011b]:

$$\hat{C}_0(z(t)) = \bar{C} \left[1 - \frac{z}{H} \right] \quad (4.9)$$

dove H è l'ampiezza della forzante di marea e z è la quota del fondo. L'andamento di (4.9) è illustrato in figura 4.7.

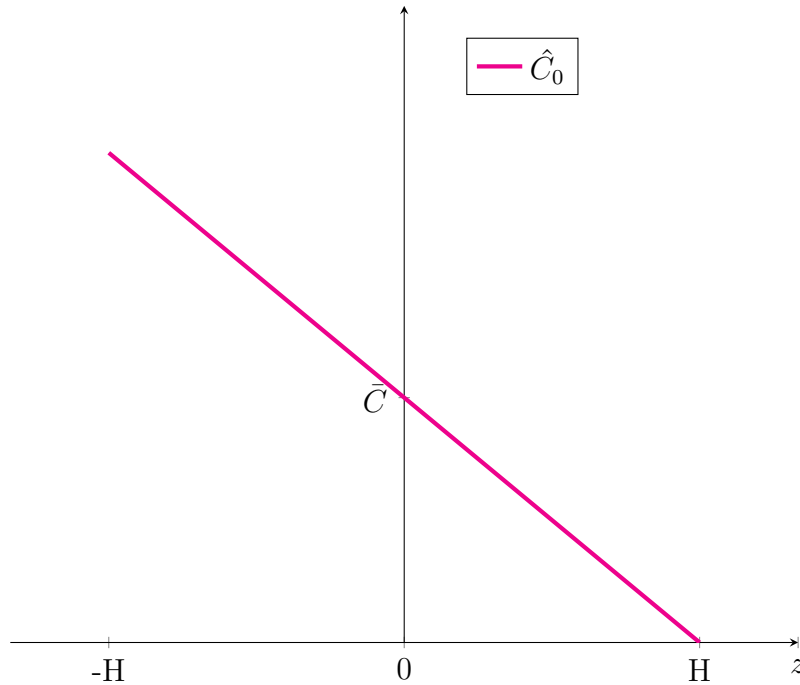


Figura 4.7: Concentrazione media di fase: variazione in funzione della quota del fondale.

In tabella 4.1 sono raccolti alcuni valori di riferimento per il calcolo della $\hat{C}_0$. In particolare, α_T rappresenta il tasso di incremento del fondale, espresso in $[mm/anno]$, riferito al corrispondente valore di $\bar{C}$ e con il fondale a quota del MSL. Questo valore di α_T , è calcolato tramite l'integrazione di $\bar{C}$ su T (vedi figura 4.5).

Infine, sostituendo (4.9) in (4.7) si ottiene l'espressione

$$Q_s = \hat{C}_0 w_s \left[\frac{\tau_{dep} - \tau}{\tau_{dep}} \right] \text{ se } \tau < \tau_{dep} \quad (4.10)$$

che è quella utilizzata dal modello per il calcolo del tasso di deposito di tipo inorganico.

C_0 <i>mg/l</i>	α_T <i>mm/anno</i>	$\bar{C}$ <i>mg/l</i>
10	2.7	0.563
20	5.4	1.125
30	8.0	1.688
40	10.7	2.250
50	13.4	2.813
60	16.1	3.376

Tabella 4.1: Parametri per il calcolo di $\hat{C}_0$.

4.6 Equilibrio morfodinamico

Si consideri un bacino a marea, costituito da una porzione centrale canalizzata e da un'adiacente barena ipotizzata pressoché orizzontale, sulla quale si ha la presenza di biomassa vegetale: tipicamente, la vegetazione sulla barena è presente in un intervallo di quote del fondo comprese fra il MSL e il MHWL. Sia allora z la quota locale rispetto al valore corrente del MSL, che varia per effetto del tasso di incremento del medio mare.

4.6.1 Equilibrio sulla barena

Per quanto riguarda il sistema barena si possono fare le seguenti considerazioni:

- le correnti sono in generale troppo deboli per permettere l'erosione, che viene quindi trascurata (i.e., $E = 0$);
- la vegetazione riveste un ruolo fondamentale per il raggiungimento della condizione di equilibrio.

In riferimento al paragrafo 4.1, sia Q_T il tasso di deposito totale di tipo inorganico, somma dei contributi dovuti al deposito inorganico per *settling* Q_s e all'intrappolamento da parte della vegetazione Q_c :

$$Q_T = Q_s + Q_c \quad (4.11)$$

Studi sperimentali hanno dimostrato che il contributo dovuto all'intrappolamento è, in generale, piccolo rispetto al *settling*. Inoltre, al variare della quota del fondo, Q_s aumenta al diminuire di Q_c e viceversa, così che la loro somma può essere ritenuta costante a parità di quota della superficie della barena Marani et al., 2010.

Sia infine Q_o il tasso di deposito organico, funzione della biomassa e variabile linearmente rispetto alla quota della barena. In riferimento alla figura 4.8, il deposito totale è dato quindi dalla somma:

$$Q_D = Q_T + Q_o \quad (4.12)$$

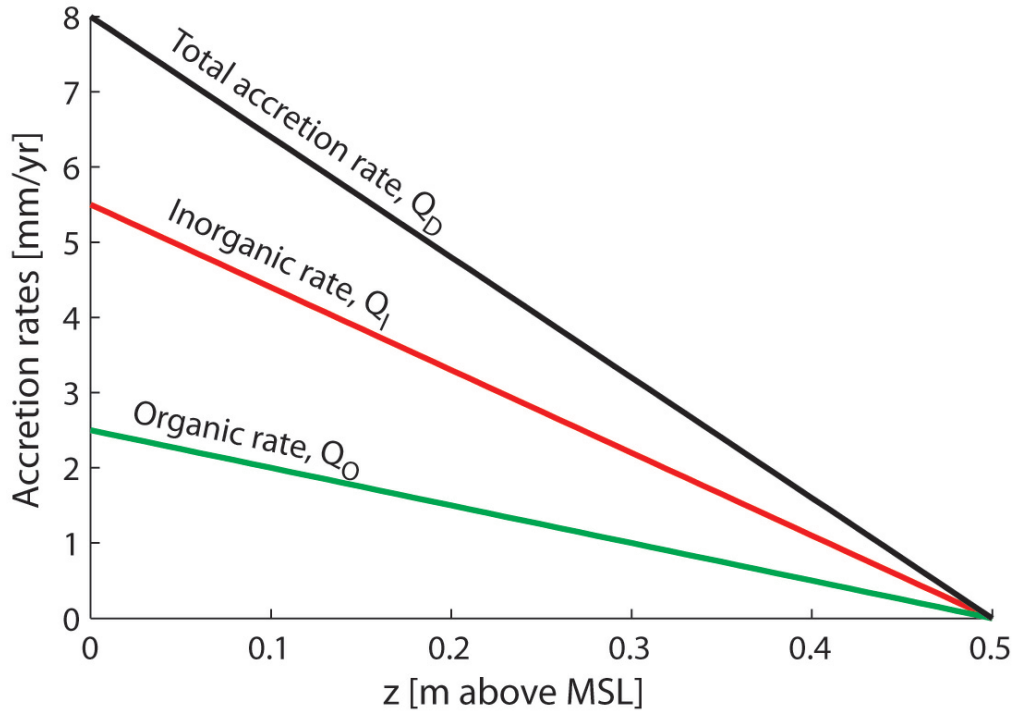


Figura 4.8: Andamento dei tassi di deposito sulla barena in funzione della quota del fondo.

Con queste posizioni, l'equazione (4.1) di bilancio dei sedimenti può essere scritta nella forma:

$$\frac{dz}{dt} = Q_D - R \quad (4.13)$$

dove R rappresenta il valore del tasso di incremento del medio mare, ipotizzato costante nel tempo.

La quota di equilibrio z_{eq} della superficie di barena si trova imponendo che nell'equazione (4.13) sia $dz/dt = 0$, ovvero che il tasso totale di accrescimento Q_D sia pari al tasso di incremento del medio mare R :

$$Q_D = R \quad (4.14)$$

Pertanto, in presenza di condizioni opportune i meccanismi di equazione (4.14) permettono alle superfici di barena di accrescersi con un tasso che equilibra l'incremento del medio mare, mantenendo una quota stabile rispetto al MSL, nella zona intertidale. Questa situazione è schematizzata in figura 4.9.

Recenti studi di ecomorfodinamica lagunare hanno, tuttavia, messo in evidenza l'esistenza di tassi critici di incremento del livello medio mare, superati i quali gli

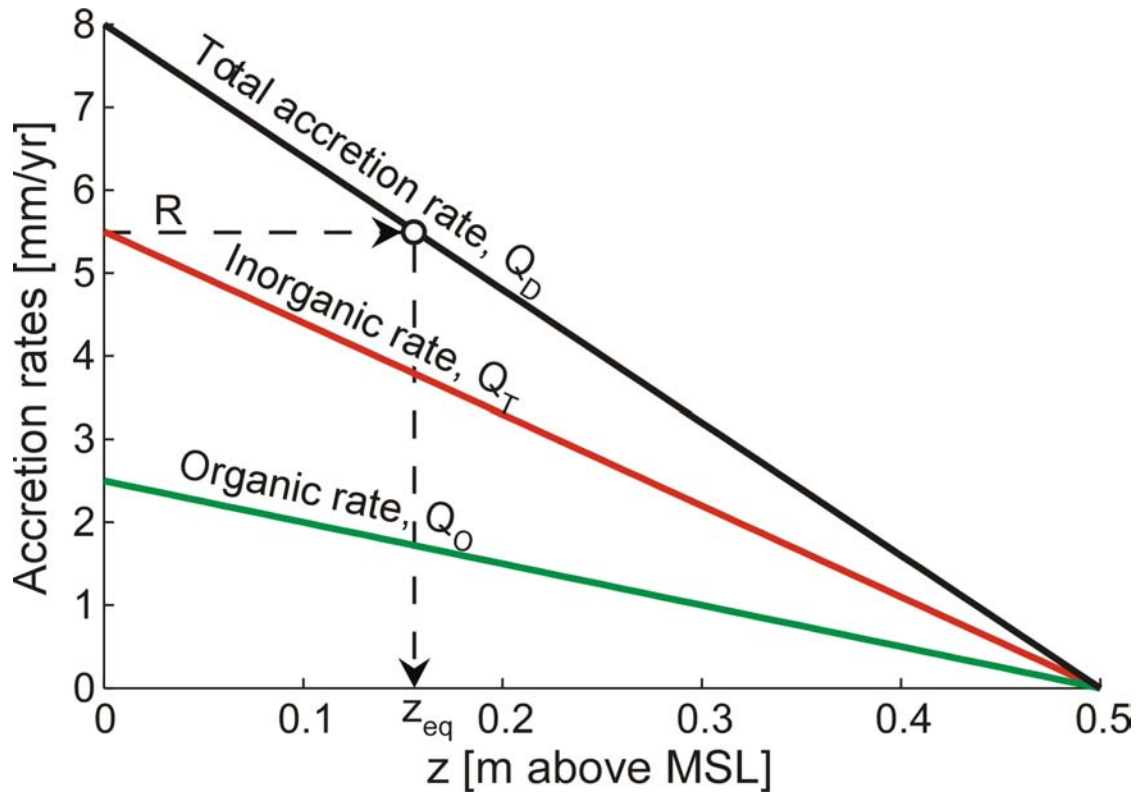


Figura 4.9: Equilibrio relativo tra il tasso di incremento della barena e il sea level rise.

ecosistemi barenali non sono più in grado di fronteggiare il SLR stesso, provocando una perdita di quota delle superfici di barena rispetto al MSL e la loro conseguente scomparsa [D'Alpaos et al., 2011b; Marani et al., 2007]. In riferimento alla figura 4.9, infatti, si osserva che:

- a parità di Q_D , un progressivo aumento del tasso di incremento del medio mare R comporta una riduzione della quota di equilibrio z_{eq} , che può eventualmente portarsi al di sotto del MSL con transizione da barena (vegetata) a bassofondo (non vegetato);
- sempre a parità di Q_D , una progressiva riduzione di R comporta un aumento di z_{eq} , che può eventualmente arrestarsi in corrispondenza del MHWL comportando la completa emersione della barena.

Si può quindi individuare un valore critico R_{cr} per cui se $R > R_{cr}$ le strutture di barena subiscono una transizione che le porta a trasformarsi in superfici di bassofondale.

La diminuzione della quota di equilibrio z_{eq} può essere anche causata dalla riduzione nella disponibilità di sedimento al di sotto di una certa soglia critica, riduzione che non permette alle barene di fronteggiare elevati tassi di incremento del medio mare. In riferimento alla figura 4.9, infatti, si osserva che:

- a parità di R , una riduzione nella disponibilità di sedimento comporta una riduzione della pendenza della retta Q_D , con conseguente approfondimento della quota di equilibrio z_{eq} che può eventualmente portarsi al di sotto del MSL con transizione da barena a bassofondo;
- sempre a parità di R , un aumento della disponibilità di sedimento comporta un aumento della pendenza di Q_D , con conseguente crescita di z_{eq} , che può eventualmente arrestarsi in corrispondenza del MHWL comportando la completa emersione della barena.

Per concludere, si sottolinea come l'accelerazione del tasso di incremento del medio mare e la diminuzione della disponibilità di sedimento, siano i principali fattori che controllano la sommersione e la conseguente scomparsa dei sistemi di barena.

4.6.2 Equilibrio nel canale

Per quanto riguarda il sistema canale si possono fare le seguenti considerazioni:

- tutti i punti canalizzati si trovano ad una quota ampiamente inferiore al MSL, impedendo la formazione di biomassa vegetativa;
- la concentrazione dei flussi di portata comporta l'instaurarsi, periodicamente, di correnti di forte intensità che favoriscono i processi di erosione.

Con queste posizioni, in riferimento all'equazione (4.1), si annullano i contributi al deposito organico Q_o e per intrappolamento Q_c . L'equazione di bilancio dei sedimenti può essere scritta nella forma:

$$\frac{dz}{dt} = Q_s - E - R \quad (4.15)$$

Si può osservare che, in termini relativi, il tasso di incremento del medio mare R ha lo stesso effetto del tasso di erosione E , cioè tendono entrambi ad approfondire la quota del canale. È possibile quindi inglobare questi due contributi in un unico termine:

$$Q_E = E + R \quad (4.16)$$

e l'equazione (4.13) diventa:

$$\frac{dz}{dt} = Q_s - Q_E \quad (4.17)$$

La quota di equilibrio z_{eq} del canale si trova imponendo che nell'equazione (4.17) sia $dz/dt = 0$, ovvero che il tasso di accrescimento inorganico Q_s sia pari al tasso di erosione totale Q_E :

$$Q_s = Q_E \quad (4.18)$$

In questo senso, è di fondamentale importanza la valutazione del contributo relativo a Q_E dato dai termini E ed R . L'evoluzione nel tempo del fondo del canale, in riferimento alle equazioni (4.17) e (4.16) può essere così descritta:

- nelle fasi iniziali, la concentrazione dei flussi di portata nel canale comporta l'instaurarsi di correnti molto forti e quindi un tasso di erosione E molto elevato rispetto ad R : questo genera una condizione fortemente instabile, in quanto il deposito inorganico Q_s non è in grado di bilanciare l'erosione E e la quota del fondale si riduce progressivamente ($dz/dt < 0$);
- ad un certo momento, il *tidal prism* si stabilizza diminuendo l'intensità delle correnti che attraversano il canale, ed il contributo all'erosione totale dato dal termine E si riduce fino ad annullarsi: l'erosione differenziale totale Q_E è a questo punto comandata dal solo R , e l'equilibrio del fondo viene raggiunto quando il tasso di deposito inorganico Q_s bilancia il tasso di incremento del medio mare R .

Si può concludere che la quota di equilibrio z_{eq} del canale, dopo una fase iniziale fortemente instabile, viene raggiunta quando si verifica:

$$Q_s = R \quad (4.19)$$

La condizione (4.19) dipende della disponibilità di sedimento, e può essere influenzata da valori critici del tasso di incremento del medio mare.

Capitolo 5

Il modello numerico

In questo capitolo è illustrato la struttura e il funzionamento del codice, scritto in FORTRAN 90, utilizzato per descrivere l'evoluzione morfodinamica dei canali a marea. A partire da un diagramma di flusso, sono analizzate alcuni degli elementi più significativi del codice.

5.1 Il codice di calcolo

Il problema definito dalle equazioni descritte nei capitoli 3 e 4 è risolto attraverso l'implementazione di un codice di calcolo automatico. Data la complessità del problema è opportuno che il codice abbia una struttura modulare come indicato in figura 5.1.

5.1.1 La griglia di calcolo

Il modello considera un bacino a marea di forma rettangolare, avente larghezza B_T e lunghezza L_U . Tale bacino è forzato da una marea sinusoidale di ampiezza a_0 e di periodo T . Tali grandezze possono essere modificate a seconda del problema da trattare, tuttavia generalmente è simulata una marea semidiurna con un'ampiezza di 0.5 m .

Si vuole considerare una situazione iniziale in cui gran parte del dominio rimane allagato durante tutto il ciclo di marea: in queste condizioni l'idroperiodo ΔT è circa uguale al periodo T .

A tal fine a partire da una piana intertidale posta alla quota è applicata un'incisione iniziale uniforme su tutto il dominio in modo tale che le quote dei punti di ogni sezione siano distribuite simmetricamente nell'intorno del piano η_{tf} secondo la funzione scelta (Figura 5.2). La funzione che definisce l'incisione iniziale è tale per cui lo scavo del canale è localizzato nella parte centrale del dominio e le sezioni

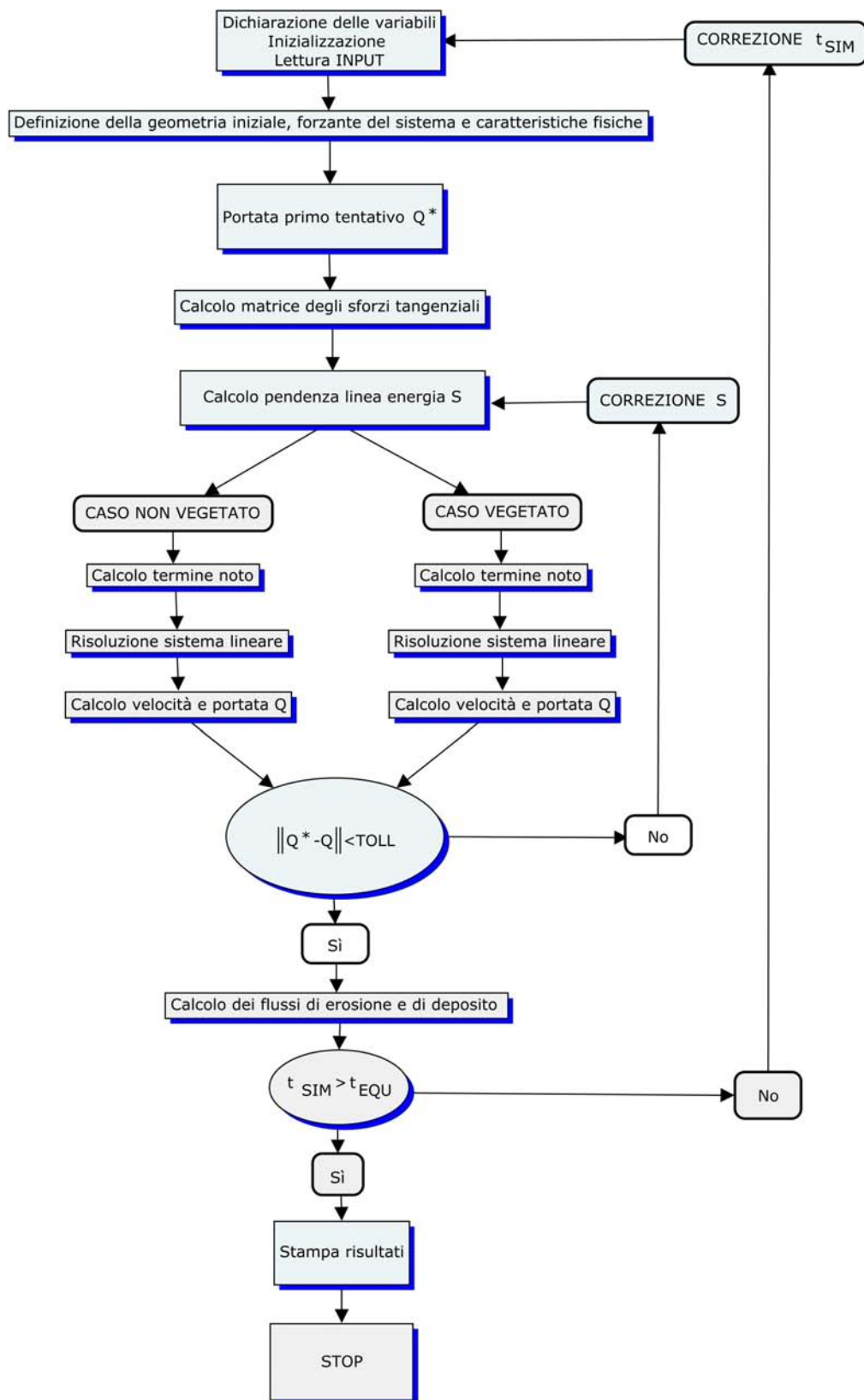


Figura 5.1: Diagramma di flusso sintetico del codice per lo studio dell'evoluzione morfodinamica di un bacino a marea.

si sviluppano nel tempo mantenendo sempre una simmetria trasversale rispetto all'asse del canale.

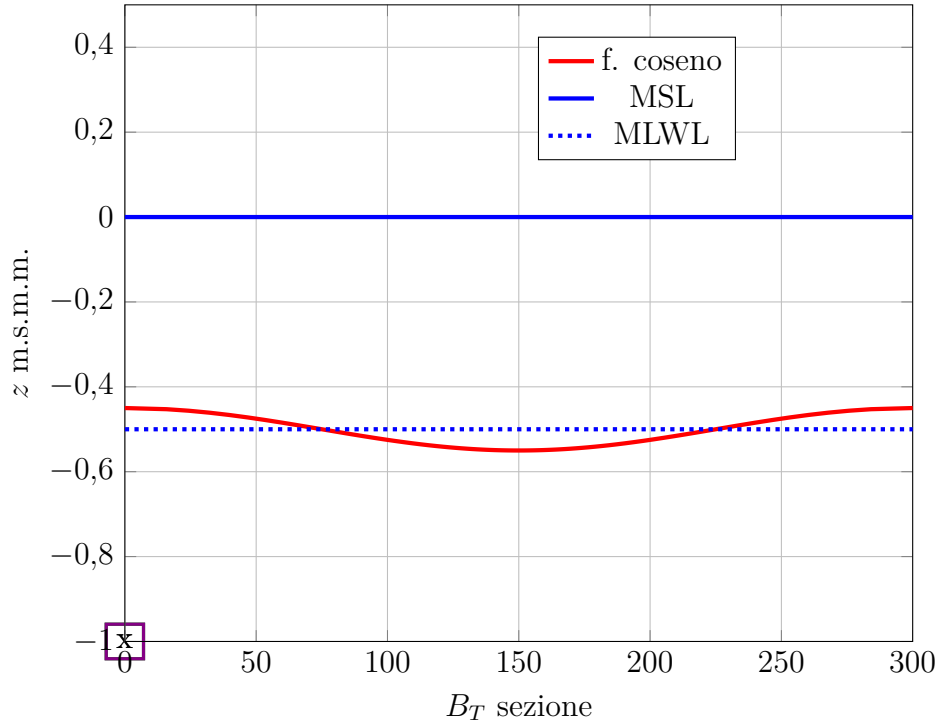


Figura 5.2: Esempio di geometria iniziale (funzione coseno).

Le funzioni utilizzate per descrivere la forma dell'incisione iniziale sono molteplici e possono essere attivate modificando una variabile di scelta GEOCASE:

- funzione coseno (GEOCASE=1);

$$z = \cos(\omega x + \phi)$$

dove la pulsazione ω , espressa come $\frac{2\pi}{T}$, indica quanti periodi ci sono in un intervallo, mentre la fase ϕ rappresenta la frazione di periodo trascorsa rispetto ad un certo istante.

- funzione versiera o *witch of Agnesi* (GEOCASE=2);

$$z = \frac{8a^3}{x^2 + 4a^2}$$

dove il parametro a controlla la convessità della curva.

- funzione gaussiana (GEOCASE=3);

$$z = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}$$

dove la media μ individua la posizione dell'asse di simmetria e del punto di massimo della curva, mentre il parametro σ controlla la dispersione dei valori attorno alla media.

Il bacino rettangolare viene suddiviso in N sezioni trasversali ognuna composta da M nodi (pixel), come illustrato in figura 5.3. Le N sezioni sono equispaziate lungo L_U , mentre gli M nodi sono spaziate *logaritmicamente* sulla larghezza B_T della sezione, in maniera tale da avere una densità di pixel maggiore nella parte centrale dove si andrà a formare il canale, caratterizzata dalla presenza di forti curvature.

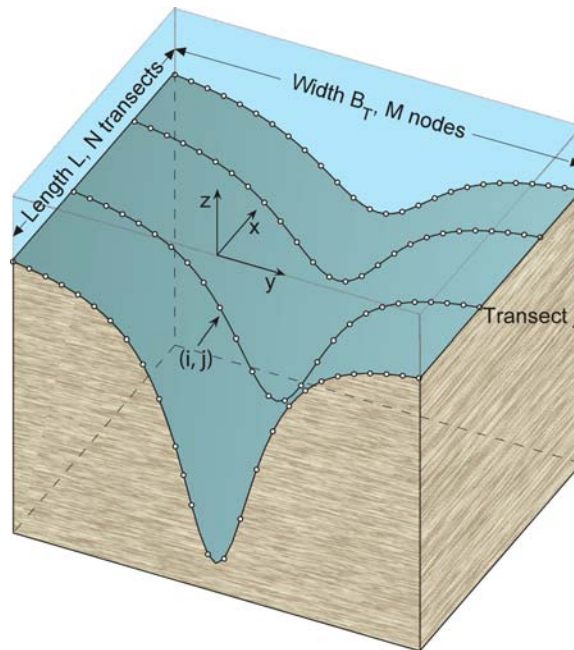


Figura 5.3: Schema discretizzazione dominio.

La portata istantanea Q_j^k che defluisce all'istante t_k attraverso la j -esima sezione è calcolata come:

$$Q_j^k = \frac{V_j^k - V_j^{k-1}}{t_k - t_{k-1}} \quad (5.1)$$

dove V_j^k è il volume totale a monte della j -esima sezione all'istante t_k :

$$V_j^k = \sum_{m=2}^j \frac{\Omega_m^k + \Omega_{m-1}^k}{2} \Delta L_m \quad (5.2)$$

in cui Ω_m^k e Ω_{m-1}^k sono le aree trasversali di due sezioni adiacenti all'istante t_k , separate da una distanza $\Delta L_m = x_m - x_{m-1}$.

Per quanto riguarda la prima sezione ($m = 1$), si assume che l'area afferente in corrispondenza della testa del canale abbia forma approssimativamente semicircolare e sia quindi caratterizzata da un'area $\Omega_1 = \pi B_T^{2/8}$.

Al fine di evitare forti impulsi di sedimenti nelle fasi iniziali della simulazione, quando la differenza fra la configurazione iniziale (piatta) e la configurazione finale di equilibrio (incisa) del fondo è molto pronunciata, l'ampiezza della forzante di marea viene fatta incrementare gradualmente fino al suo valore reale H_0 .

La simulazione si ritiene conclusa al raggiungimento dell'equilibrio morfodinamico dell'intero bacino, cioè quando ciascun punto all'interno del dominio raggiunge asintoticamente una quota relativa al MSL che si mantiene costante nel tempo.

5.1.2 Il parametro timelag TL

La forzante di marea è una funzione sinusoidale che è applicata al bacino in modo tale che l'ampiezza dell'oscillazione raggiunga lentamente il suo valore finale per mantenerlo poi per l'intera durata della simulazione. Pertanto esiste un intervallo transitorio iniziale in cui l'ampiezza della non è ancora costante ma raggiunge progressivamente il suo valore finale. Il parametro che governa l'estensione temporale di tale transitorio è il parametro di timelag TL in modo tale che maggiore è tale parametro, più velocemente la forzante di marea raggiunge il valore di ampiezza finale.

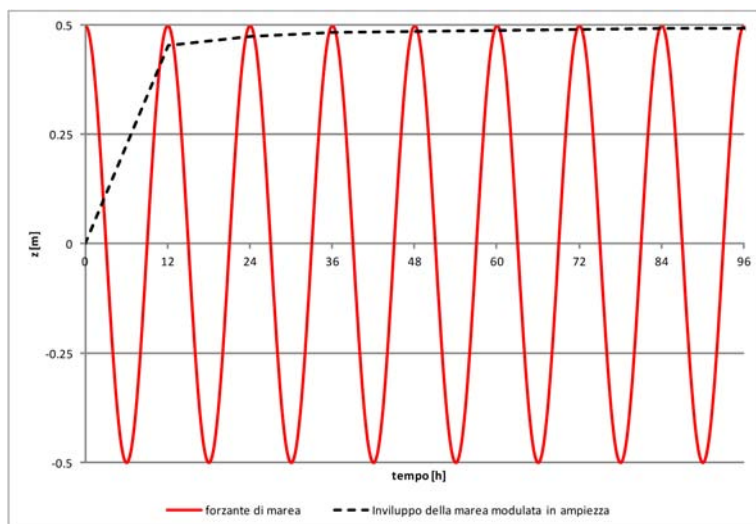


Figura 5.4: Modulazione in ampiezza della forzante di marea.

Nel grafico 5.4 è rappresentato come la forzante di marea è modulata nei primi istanti della simulazione. È evidente che l'ampiezza della marea cresce progressivamente fino a raggiungere il suo valore finale al termine di un intervallo di tempo, la cui estensione temporale è determinata dal parametro di timelag.

5.1.3 Il time-step morfologico

Il modello è strutturato sulla base di due diversi time-step:

- il time-step principale di evoluzione della quota del fondo:

$$\Delta t_{evo} = 1 \text{ mese} \quad (5.3)$$

- il time-step secondario di discretizzazione di due cicli di marea:

$$\Delta t_{tide} = \frac{24 \text{ ore}}{48} \quad (5.4)$$

Il modello aggiorna la quota del fondo ad ogni mese di simulazione. In riferimento all'equazione (4.1), ponendo $Q_{evo} = Q_s + Q_c + Q_o - E$ il contributo complessivo all'accrescimento della quota del fondo, risulta:

$$\Delta z_{evo} = Q_{evo} \Delta t_{evo} \quad (5.5)$$

Tuttavia, il calcolo dei contributi Q_{evo} viene eseguito con riferimento al time-step del ciclo di marea Δt_{tide} .

Il modello, pertanto, calcola i tassi di erosione e deposito nell'arco di due cicli di marea, pari a 24 ore, e suppone che essi si ripetano con le stesse caratteristiche nei rimanenti giorni del mese. I tassi di accrescimento Q_{evo} devono quindi essere moltiplicati per un nuovo fattore Δt_{morpho} , detto *time-step morfologico*, per essere consistenti con la scala temporale dell'equazione (5.5). L'operazione da fare è la seguente:

$$\hat{Q}_{evo} = Q_{evo} \Delta t_{morpho} \quad (5.6)$$

e l'espressione (5.5) diventa:

$$\Delta z_{evo} = \hat{Q}_{evo} \Delta t_{evo} \quad (5.7)$$

La (5.7) permette il calcolo dell'evoluzione della quota del fondo ad ogni time-step Δt_{evo} della simulazione.

Capitolo 6

Indagini modellistiche precedenti

Il modello messo a punto consente di studiare l'equilibrio a lungo termine di un canale a marea rettilineo. La forma rettilinea è stata scelta in quanto lo scopo non è quello di valutare la conformazione planimetrica a lungo termine delle reti di canali a marea, quanto piuttosto quello di valutare l'influenza dei principali parametri idrodinamici, fisici ed ecologici sulla configurazione di equilibrio di un generico canale a marea. Un primo approccio alla modellazione dell'equilibrio morfodinamico di una sezione di canale a marea è dovuto a Fagherazzi and Furbish [2001], in cui è stato sviluppato un modello semplificato per lo studio di un'unica sezione sollecitata da una forzante di marea imposta, soggetta a un tasso di erosione variabile in funzione dello sforzo tangenziale al fondo e sottoposta a un tasso di deposito ipotizzato costante. Successivamente il modello è stato ampliato considerando sia una portata non più imposta *a priori* ma valutata sulla base di un modello idrodinamico quasi-statico [D'Alpaos et al., 2006], sia l'effetto della deposizione in funzione dell'idroperiodo e l'effetto della vegetazione sulla barena. Gli studi più recenti hanno permesso di estendere il calcolo dell'evoluzione morfodinamica a un dominio tridimensionale; tale dominio è discretizzato in un certo numero di sezioni trasversali consentendo di valutare non solo l'equilibrio in direzione trasversale ma anche in direzione longitudinale [Lanzoni and D'Alpaos, 2015]. Tale modello considera uno scenario puramente erosivo e/o una condizione in cui il tasso di deposizione è bilanciato dal solo tasso di incremento del medio mare.

Secondo l'impostazione del modello più recente qui presentato, è possibile invece tener conto separatamente o congiuntamente degli effetti legati all'erosione, all'innalzamento del livello medio mare (*Sea Level Rise SLR*), alla deposizione di sedimento inorganico e organico, mediati dalla presenza di vegetazione. In particolare le simulazioni possono essere condotte secondo tre diverse modalità:

1. Modello puramente erosivo;

2. Modello con apporto di sedimento (**sediment supply** - schematizzato facendo variare la concentrazione) e variazioni del livello medio del mare (*SLR*);
3. Modello completo con vegetazione.

All'interno del capitolo sono esaminati brevemente i risultati ottenuti in indagini modellistiche che hanno preceduto questo lavoro di tesi e hanno contribuito a indicare l'indirizzo dei successivi test modellistici da svolgere.

6.1 Indagini modellistiche condotte tenendo conto di disponibilità del sedimento e incremento del medio mare

Si consideri un bacino a marea di forma rettangolare, avente larghezza B_T e lunghezza L , sottoposto all'azione di una forzante di marea semidiurna di forma sinusoidale. Il bacino rettangolare viene suddiviso in 21 sezioni trasversali ognuna composta da 81 nodi. Le N sezioni sono equispaziate lungo L , mentre gli M nodi sono spazati *logaritmicamente* sulla larghezza B_T della sezione, in modo tale da avere una densità di nodi maggiore nella parte centrale dove si tende a formare il canale, caratterizzata dalla presenza di forti curvature [Lanzoni and D'Alpaos, 2015].

L'equilibrio a lungo termine è stato analizzato attraverso il modello con sediment supply e SLR, modificando i valori di alcune variabili in gioco in una serie di simulazioni (Tabella 6.1). In particolare l'obiettivo è stato quello di osservare l'influenza di: dimensione del bacino (L e B_T), ampiezza della forzante di marea (a_0), quota iniziale della piattaforma intertidale drenata dal canale rispetto al medio mare (η_{tf}), proprietà dei sedimenti (il coefficiente di scabrezza di Gauckler-Strickler K_s e lo sforzo tangenziale critico per l'erosione τ_e).

I test sono stati svolti modificando i valori dei parametri uno alla volta partendo da I3 *Reference Case* (Figura 6.1). Prima di esaminare i risultati ottenuti, è opportuno evidenziare alcuni comportamenti tipici emersi dai test. Al crescere della larghezza del canale, mantenendo invariati gli altri parametri, aumentano il volume del prisma di marea e la massima portata scambiata durante la fase di flusso (*flood*) o di riflusso (*ebb*) su una sezione di chiusura del bacino. Tale comportamento produce un approfondimento e allargamento del canale lasciando inalterata la velocità massima raggiunta. Effetti analoghi sono stati riscontrati al crescere dell'ampiezza di marea e al decrescere della quota della piattaforma intertidale.

Run	L [m]	B_T [m]	η_{tf} [m]	a_0 [m]	τ_e [N/m ²]	K_s [m ^{1/3} /s]
<i>I1</i>	2000	100	−0.5	0.5	0.4	30
<i>I2</i>	2000	200	−0.5	0.5	0.4	30
<i>I3</i>	2000	300	−0.5	0.5	0.4	30
<i>I4</i>	2000	400	−0.5	0.5	0.4	30
<i>I5</i>	2000	500	−0.5	0.5	0.4	30
<i>II1</i>	2000	300	−0.5	0.3	0.4	30
<i>II2</i>	2000	300	−0.5	0.4	0.4	30
<i>II3</i>	2000	300	−0.5	0.6	0.4	30
<i>II4</i>	2000	300	−0.5	0.7	0.4	30
<i>III1</i>	2000	300	−0.1	0.7	0.4	30
<i>III2</i>	2000	300	−0.3	0.7	0.4	30
<i>III3</i>	2000	300	−0.7	0.7	0.4	30
<i>III4</i>	2000	300	−1.0	0.7	0.4	30
<i>IV1</i>	2000	300	−0.5	0.5	0.2	30
<i>IV2</i>	2000	300	−0.5	0.5	0.3	30
<i>IV3</i>	2000	300	−0.5	0.5	0.5	30
<i>IV4</i>	2000	300	−0.5	0.5	0.6	30
<i>V1</i>	2000	300	−0.5	0.5	0.4	20
<i>V2</i>	2000	300	−0.5	0.5	0.4	25
<i>V3</i>	2000	300	−0.5	0.5	0.4	35
<i>V4</i>	2000	300	−0.5	0.5	0.4	40
<i>VI1</i>	3000	450	−0.5	0.5	0.4	30
<i>VI2</i>	4000	600	−0.5	0.5	0.4	30
<i>VI3</i>	6000	900	−0.5	0.5	0.4	30
<i>VI4</i>	3000	75	−0.5	0.5	0.4	30
<i>VI5</i>	500	75	−0.1	0.5	0.4	30

Tabella 6.1: Valori dei parametri adottati nelle simulazioni ($Q_{e0} = 0.0003kg/m^3$). [Lanzoni and D’Alpaos, 2015]

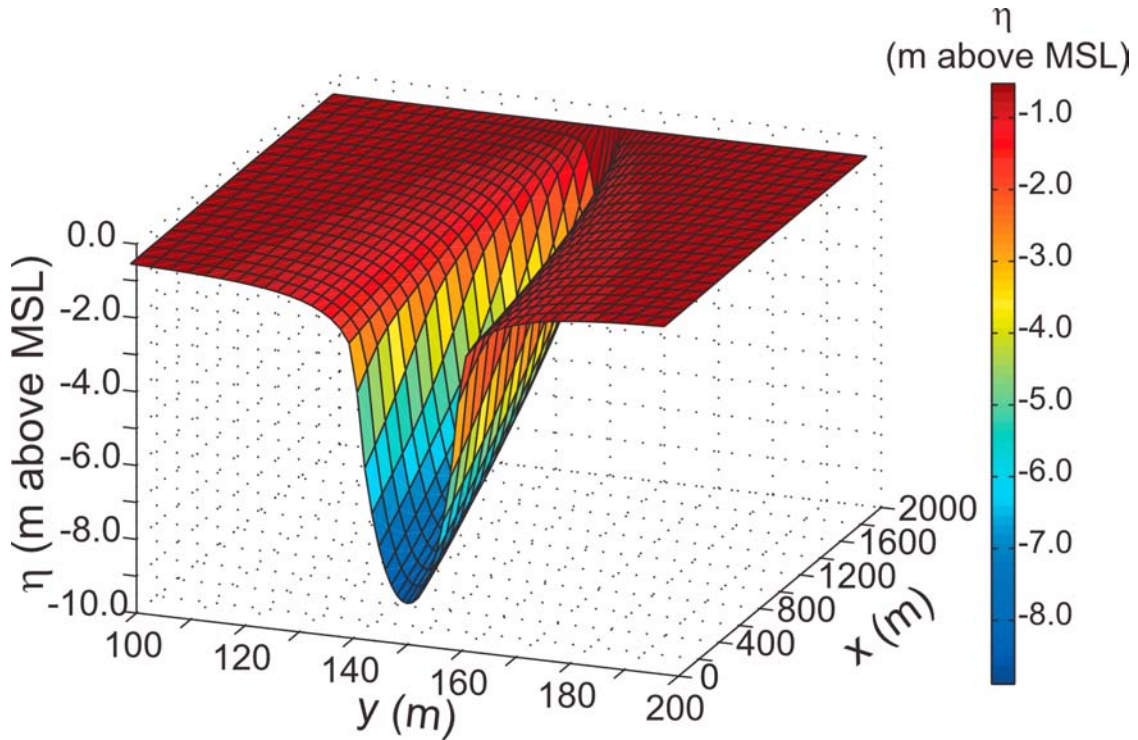


Figura 6.1: Configurazione di equilibrio del canale a marea I3 (*Reference Case*). [Lanzoni and D'Alpaos, 2015]

Diversamente, aumentando lo sforzo tangenziale al fondo per l'erosione τ_e , il canale tende a diventare più stretto e meno profondo senza apportare alterazioni rilevanti al prisma di marea, in quanto la velocità varia compensando quindi la riduzione della sezione trasversale del canale. Un risultato molto simile è ottenuto attraverso un incremento del coefficiente K_s per il quale il prisma di marea non subisce ugualmente variazioni rilevanti. Infine, all'aumentare della lunghezza del bacino, facendo rimanere inalterati gli altri parametri, la distribuzione delle larghezze delle sezioni e il profilo del canale non cambiano; il canale diventa ancora più profondo e largo al crescere della lunghezza del bacino.

Tale indagine ha permesso di confrontare i risultati raccolti con inquadramenti teorici noti in letteratura e brevemente illustrati nel capitolo 2. In figura 6.2a) è rappresentato la relazione tra l'area della sezione di bocca e il prisma di marea; molte sono le evidenze sperimentali che confermano l'andamento previsto attraverso la precedente equazione. Diversamente nelle figure 6.2b) e 6.2c) sono rappresentati l'andamento della profondità del canale in funzione della larghezza e l'andamento del rapporto larghezza-profondità β in funzione della larghezza, utilizzando per entrambi i grafici dati misurati sul campo (marker *croci*) e dati ricavati da altre simulazioni (marker *cerchi*, *diamond*, *triangoli*).

Il diagramma 6.2b) mostra prima un andamento più pendente con profondità

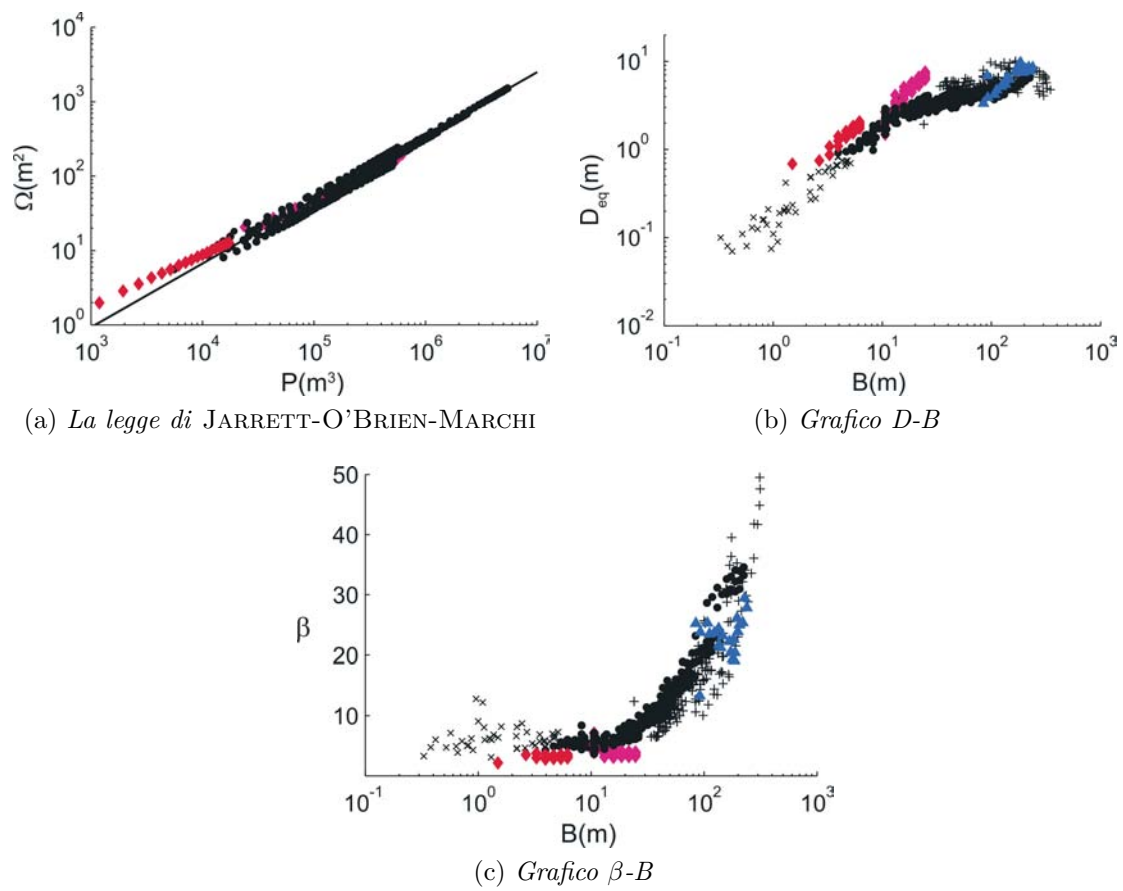


Figura 6.2: Confronto tra dati di campo e risultati modellistici ottenuti da alcuni autori. [Lanzoni and D'Alpaos, 2015]

e larghezza crescenti che rappresenta il caso di canali che incidono barene e poi un andamento quasi orizzontale, con profondità approssimativamente costanti e larghezze crescenti a rappresentare, invece, il caso di canali che incidono bassifondi. Il diagramma 6.2c) mostra la precedente distinzione tra barena e bassifondi in modo spurio in quanto esiste un legame tra l'ordinata β e l'ascissa B .

6.2 Indagini modellistiche condotte tenendo conto di disponibilità del sedimento, incremento del medio mare e influenza della vegetazione

Inquadrati gli effetti legati a variazioni della disponibilità di sedimento e del livello medio del mare, il modello è stato sviluppato per poter descrivere l'effetto della vegetazione e analizzare quindi l'equilibrio ecomorfodinamico tridimensionale di bacini a marea. Nello specifico sono state aggiunte alcune SUBROUTINE per introdurre la vegetazione sulla barena. Per valutare la corretta implementazione del codice, il modello è stato dapprima applicato a un bacino a marea con geometria semplificata, teoricamente riconducibile a un dominio puntuale. In questo modo il problema è stato risolto sia per via analitica sia per via numerica; la solidità del codice è stata confermata dall'ottima corrispondenza fra i risultati ottenuti.

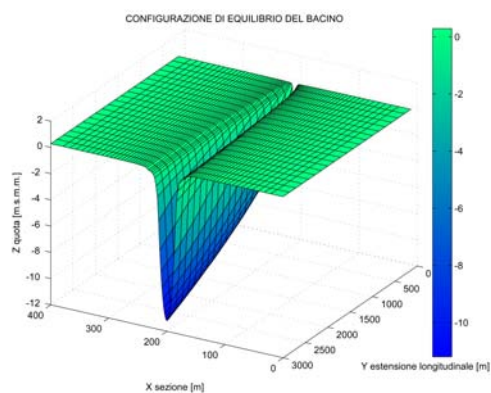
Successivamente, il modello è stato utilizzato per l'analisi della configurazione di equilibrio tridimensionale di un bacino a marea di forma complessa (Tabella 6.2).

L	B_T	η_{tf}	a_0	τ_e	K_s	z_{max}	z_{min}	b_{max}
$[m]$	$[m]$	$[m]$	$[m]$	$[N/m^2]$	$[m^{1/3}/s]$	$[m]$	$[m]$	$[g/m^2]$
3000	400	-0.5	0.5	0.4	30	0.49	0.01	1000

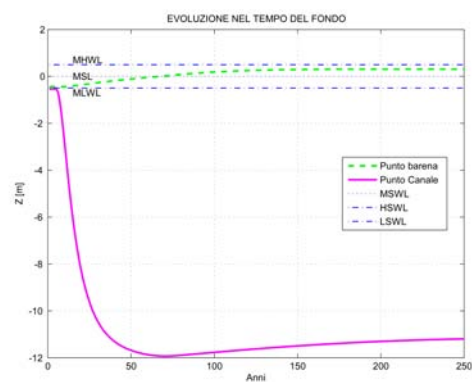
Tabella 6.2: Valori dei parametri adottati nelle simulazioni ($Q_{e0} = 0.0003 kg/m^3$).

L'equilibrio eco-morfodinamico ha messo in luce alcune tendenze generali che possono essere così descritte:

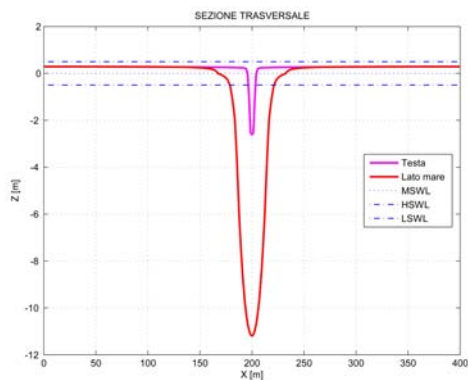
- nelle prime fasi delle simulazioni, a partire da una configurazione con fondale praticamente piatto, con quota iniziale di un bassofondale, i consistenti fenomeni erosivi favoriscono lo scavo del canale al centro del bacino. Successivamente, il progressivo accrescimento della superficie di barena, comporta una notevole riduzione dell'idroperiodo e del prisma di marea: il tasso di erosione si annulla, e il deposito inorganico favorisce il graduale riempimento del canale. Infine, quando il tasso di deposito viene bilanciato dall'innalzamento del medio mare, il canale raggiunge la condizione di equilibrio morfodinamico;



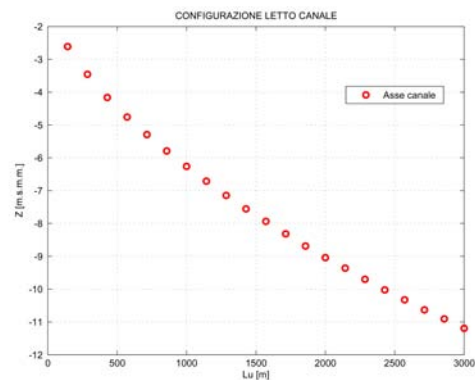
(a) Visualizzazione tridimensionale della configurazione di equilibrio.



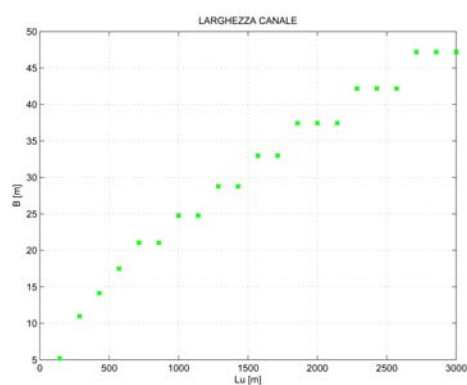
(b) Evoluzione nel tempo della quota di un punto canale e un punto barena.



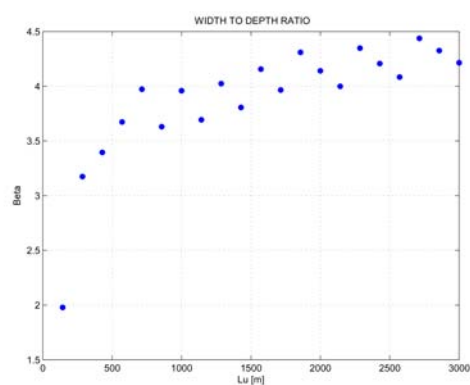
(c) Conformazione delle sezioni di testa e lato mare in condizioni di equilibrio.



(d) Profondità letto canale.



(e) Larghezza canale.



(f) Rapporto larghezza-profondità β .

Figura 6.3: Equilibrio ecomorfodinamico: risultati

- sulle barene, le correnti sono in generale troppo deboli per permettere l'erosione: l'equilibrio viene raggiunto più rapidamente rispetto al canale, attraverso un progressivo accrescimento della superficie di barena che si arresta a una quota stabile rispetto al MSL, quando l'innalzamento del medio mare bilancia il tasso di accrescimento per effetto del deposito organico e inorganico;
- il tasso di deposito inorganico influenza in maniera diretta l'equilibrio morfodinamico dell'intero sistema. In questo senso, la *concentrazione media di fase* è un parametro fondamentale: essa permette di quantificare in maniera semplice la variazione di concentrazione di sedimento in sospensione in ambiente lagunare, per effetto della variabilità nel tempo dei moti a marea;
- la colonizzazione delle barene da parte della specie *Spartina alterniflora* produce effetti significativi non solo sulla morfologia della superficie di barena, il cui accrescimento viene favorito dal contributo al deposito di tipo organico, ma anche sulla morfologia del canale attraverso due meccanismi di natura opposta. Da un lato, l'aumento della resistenza al moto comporta una concentrazione dei flussi nel canale, favorendo i fenomeni erosivi e quindi l'approfondimento della quota. Dall'altro lato, il maggior accrescimento relativo della quota della barena per effetto dei contributi al deposito di tipo organico, comporta una più rapida riduzione del prisma di marea e delle portate ad esso associate, favorendo il deposito e quindi l'accrescimento della quota del canale;
- il coefficiente di resistenza al moto influisce sulla distribuzione dei flussi all'interno della sezione. Se la scabrezza del fondo è elevata, la corrente tende a concentrarsi prevalentemente nel canale, favorendo sia l'accrescimento della barena che lo scavo nel canale. Se invece la scabrezza del fondo è ridotta, la corrente si distribuisce in maniera più uniforme sulla sezione: in questo caso, anche le barene contribuiscono in maniera significativa al deflusso della portata, favorendo il riempimento del canale e l'abbassamento della quota di equilibrio sulla barena;
- l'incremento del *SLR* non produce variazioni significative della forma delle sezioni, quanto piuttosto una generale diminuzione della quota di equilibrio relativa, sia nel canale che sulla barena. Al limite, per valori elevati del tasso di incremento del livello medio del mare, gli ecosistemi barenali non sono più in grado di fronteggiare tale innalzamento, provocando la completa sommersione delle superfici di barena con conseguente transizione a superficie di bassofondale.

Il modello ha fornito dati riguardanti le configurazioni geometriche delle sezioni discretizzate del canale. In particolare, si è osservato come la conformazione del letto del canale sia consistente con i risultati teorici ottenuti da Toffolon and Lanzoni [2010]. Inoltre, attraverso l'analisi dell'andamento del parametro adimensionale larghezza su profondità, si è visto come il modello sia in grado di riprodurre le osservazioni sperimentali condotte sul campo da Lawrence et al. [2004] sulla forma dei canali a marea: stretta e profonda se di basso ordine (i.e. verso terra), larga e meno scavata se di ordine elevato (i.e. verso mare).

Capitolo 7

Risultati

Per le analisi condotte nell'ambito di questa tesi si è considerato un bacino a marea di forma rettangolare, avente larghezza B_T pari a 300 m e lunghezza L_U pari a 2000 m . La forzante di marea sinusoidale, di periodo $T = 12$ ore (semidiurna), ha un'ampiezza a_0 pari a 0.5 m . I dati relativi alle simulazioni sono indicati in tabella 7.1 (le proprietà dei sedimenti desunti dal *Reference Case I3*). Tutti i test sono stati svolti descrivendo l'evoluzione dei canali a marea considerando un intervallo tempo di 250 anni.

Parametro	Valore		Parametro	Valore	
ρ	2650	kg/m^3	z_{max}	0.49	m
w_s	$2 \cdot 10^{-4}$	m/s	z_{min}	0.01	m
D_{50}	50	ηm	b_{max}	1000	g/m^2
τ_{dep}	0.1	N/m^2	ω	0.1	
τ_{ero}	0.4	N/m^2	Q_{b0}	2.5	$mm/anno$
Q_{e0}	$2 \cdot 10^{-4}$	$kg/m^2/s$	c_{D0}	1.1	
K_s	30	$m^{1/3}s^{-1}$	α_{cD}	-0.0003	
U_0	0.1	m/s	R	3.5	$mm/anno$

Tabella 7.1: Parametri utilizzati per il calcolo della della configurazione di equilibrio. Tali parametri rappresentano: ρ è la densità del fluido; w_s è la velocità di caduta delle particelle; D_{50} è il diametro delle particelle; τ_{dep} è lo sforzo tangenziale critico di deposito; τ_{ero} è lo sforzo tangenziale critico di erosione; Q_{e0} è il flusso di erosione empirico caratteristico del tipo di sedimento; K_s è il coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler; U_0 è un valore caratteristico della velocità della corrente sulla barena vegetata; z_{max} è la massima quota del fondo che consente la crescita di vegetazione; z_{min} è la minima quota del fondo che consente la crescita di vegetazione; b_{max} è il massimo valore della biomassa; ω è un parametro che tiene conto della riduzione di vegetazione nei mesi invernali; Q_{b0} è la massima produzione di suolo organico; c_{D0} è il coefficiente di drag in assenza di vegetazione; α_{cD} è un parametro di fitting che lega il coefficiente di drag alla biomassa; R è il tasso di incremento del medio mare relativo.

Secondo l'impostazione del modello è stato possibile tener conto separatamente o congiuntamente degli effetti legati alla sola erosione, alla deposizione di sedimento,

all'incremento del livello medio del mare (*Sea Level Rise SLR*), e alla presenza di vegetazione sulle superfici di barena. L'obiettivo di questo studio è quello di osservare la risposta del sistema rispetto alla variazione di:

- *Timelag* TL, ovvero tempo di adattamento della forzante mareale;
- Condizioni iniziali (forma dell'incisione iniziale);
- Disponibilità del sedimento, ed in particolare concentrazione di sedimento in sospensione data come condizione al contorno;
- Resistenze al moto offerte dalla vegetazione alofila sulla barena.

Un aspetto importante della modellazione matematica di fenomeni naturali, come in questo caso la configurazione di equilibrio di un canale a marea, è quello del confronto dei risultati sintetici con configurazioni reali. In questo caso, si è scelto di considerare per il confronto tra configurazioni sintetiche e reali, alcune leggi geomorfologicamente significative, come la legge di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI e la relazione che lega tra loro la profondità e la larghezza dei canali, o il valore del rapporto larghezza-profondità ([Marani et al., 2002]).

7.1 Variazione del *timelag*

La forzante di marea è una funzione sinusoidale che è applicata al bacino in modo tale che l'ampiezza dell'oscillazione raggiunga il suo valore finale in un certo intervallo di tempo, per rimanere poi costante per l'intera durata della simulazione. Tale artificio modellistico è adottato per evitare di forzare bruscamente il sistema quando questo si trova lontano dalle condizioni di equilibrio. Il parametro *timelag* definisce l'estensione dell'intervallo transitorio in cui l'ampiezza della marea non ha raggiunto il suo valore finale. La risposta del modello è stata analizzata variando il parametro TL da 0.005, valore di *default* utilizzato nelle precedenti simulazioni, fino a 1. Infine è stato considerato l'effetto della mancata modulazione iniziale dell'ampiezza di marea trascurando il *timelag*. In tutti i test effettuati l'incisione iniziale è descritta da una funzione coseno con ampiezza pari a 0.05 m.

7.1.1 Influenza di TL sulla risposta del modello erosivo

L'analisi dei dati comincia a partire dai risultati ottenuti dal modello puramente erosivo. Nonostante la variazione del parametro TL, la durata della simulazione è sufficiente a garantire il raggiungimento della condizione di equilibrio. In figura 7.1

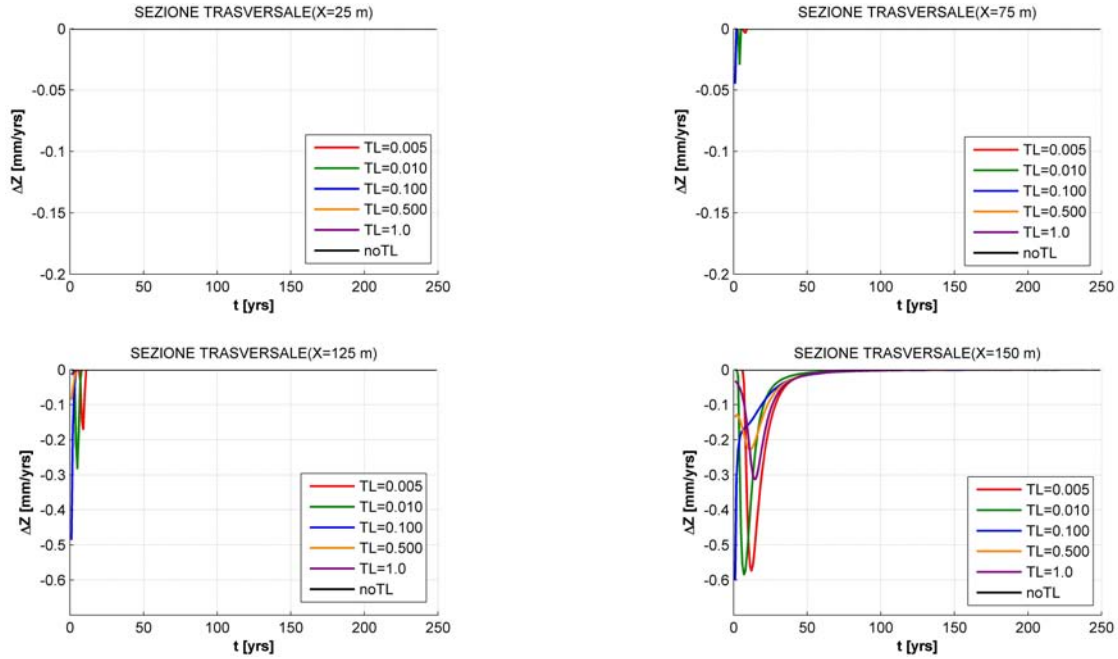


Figura 7.1: Andamento del tasso erosivo - variazione TL (modello erosivo).

è rappresentato il tasso di erosione nella sezione di *inlet* del canale in corrispondenza di 4 nodi della sezione. Tale diagramma spiega come il tasso di erosione (variazione della quota z riferita al medio mare nell'unità di tempo) si riduce fino ad annullarsi più lentamente in corrispondenza dell'asse del canale, dove il flusso è maggiore, e più velocemente all'estremità del bacino, dove il flusso è ridotto. È interessante notare come nel caso di assenza di modulazione di marea il tasso di erosione rimane nullo in ogni nodo durante la simulazione. Tale condizione si verifica perché, quando non vi è modulazione iniziale della marea, il sistema, inizialmente lontano dalla condizione di equilibrio, è forzato in modo repentino con una marea sinusoidale di ampiezza a_0 . Si produce quindi uno scavo localizzato iniziale che non è recuperato in alcun modo durante la simulazione, in assenza di processi di deposito di sedimento in grado di compensare l'erosione procurata nel canale.

Un'ulteriore conferma riguardo all'equilibrio raggiunto è data osservando l'evoluzione nel tempo delle quote di fondo nei medesimi nodi della sezione di *inlet* (Figura 7.2). In corrispondenza dell'asse del canale, dove il tasso di erosione si annulla più lentamente, le quote di fondo tendono ad assumere un andamento orizzontale per qualsiasi valore di TL. In modo analogo negli altri nodi tale andamento asintotico è ampiamente raggiunto.

Nel campo di test effettuati l'incremento del valore di TL non sembra inficiare il raggiungimento dell'equilibrio nelle sezioni del canale ma, come in parte già evidente dalla figura 7.2, modifica il tipo di configurazione di equilibrio raggiunta al termine della simulazione. Nelle figure 7.3 e 7.4 sono rappresentate le molteplici sezioni di

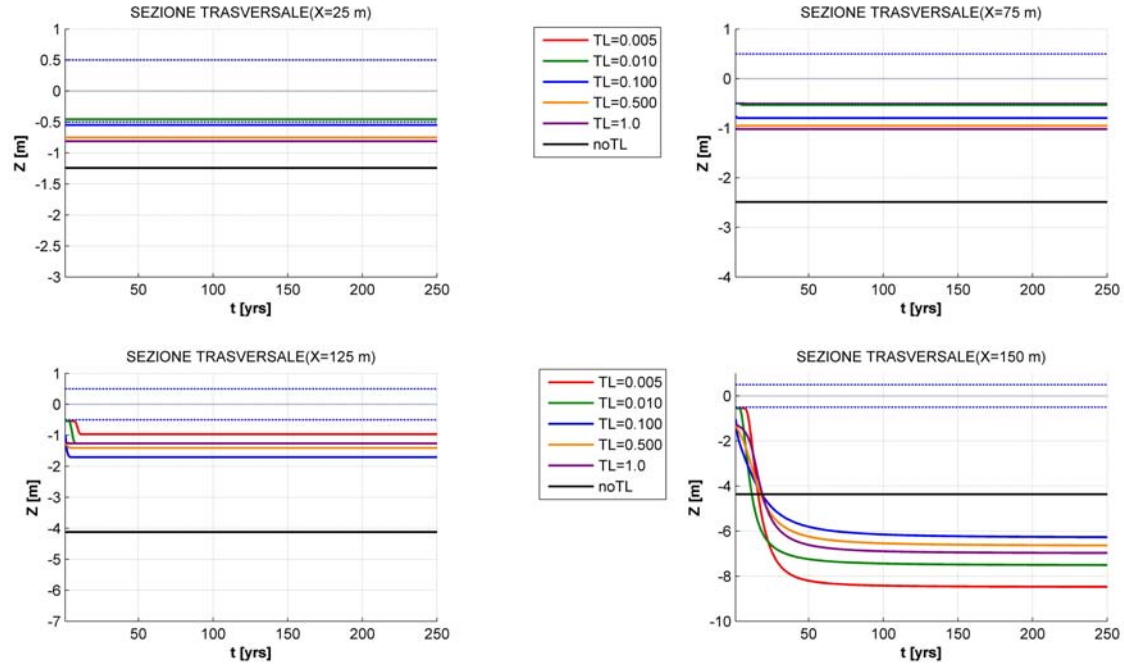


Figura 7.2: Andamento del livello z - variazione TL (modello erosivo).

equilibrio raggiunte dal canale al termine della simulazione. Ogni configurazione di equilibrio è formata da un canale più inciso centrale affiancato da barene laterali non vegetate e sommerse. L'area di scavo maggiore nella sezione di bocca è ottenuto nel caso non sia adottato alcun espediente nel modulare l'ampiezza della forzante di marea; nello specifico il fondo del canale arriva a quota -5 m, mentre la barena si attesta attorno -2 m rispetto al MSL. In questo caso applicando fin da subito la marea con la massima ampiezza, lo scavo localizzato conseguente non è rimpinguato da nessun apporto di sedimento in sospensione per l'intera durata della simulazione lasciando il canale fortemente inciso. Incrementando il valore del *timelag*, si nota come si riduca la larghezza delle sezioni sollevando la quota delle barene. Per TL pari a 0.005 il fondo del canale è a quota -9.5 m, per TL pari a 0.1 il canale raggiunge la quota massima di -6.5 m, mentre per TL pari a 0.5 il fondo scende a quota -7.5 m. E' evidente, quindi, che l'incremento del parametro TL non è accompagnato da una variazione monotona del fondo del canale. Analogo comportamento si osserva in corrispondenza del margine della barena. Tale margine è quota -1.5 m per TL=0.005, a quota -3 m per TL=0.1, mentre sale a quota di -2.5 m per TL pari a 0.5. L'influenza del *timelag* sulla risposta del modello erosivo suggerisce di prestare attenzione al valore da assegnare a tale parametro.

I risultati raccolti sono stati utili, inoltre, a valutare le caratteristiche morfologiche delle sezioni alla luce dei dati di campo e sperimentali presenti in letteratura (Figura 7.5). La relazione di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI è verificata in tutti i

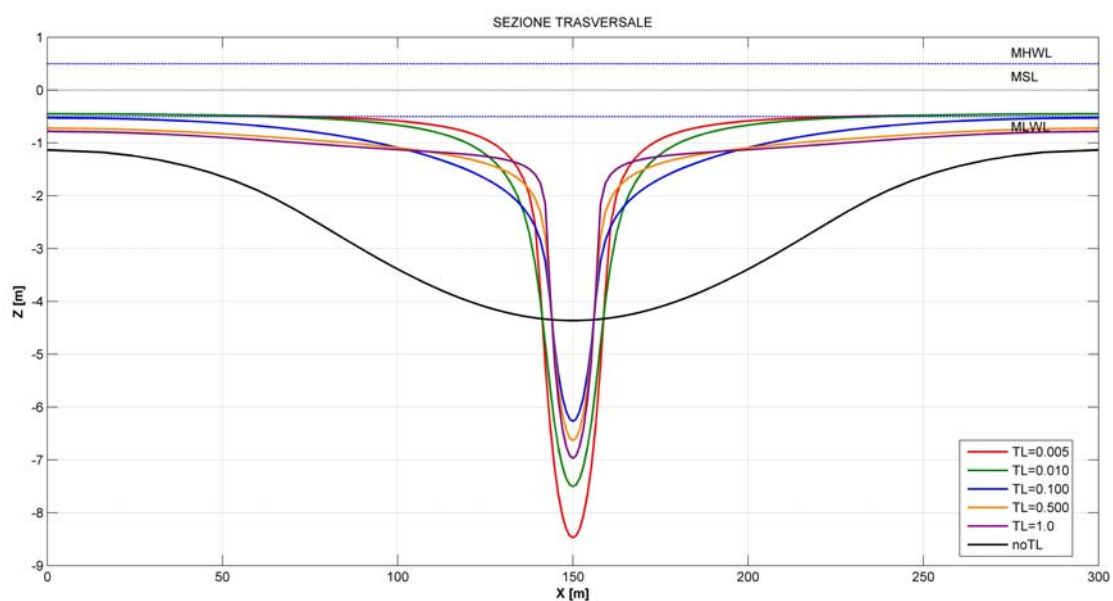


Figura 7.3: Sezione di *inlet* del canale - variazione TL (modello erosivo).

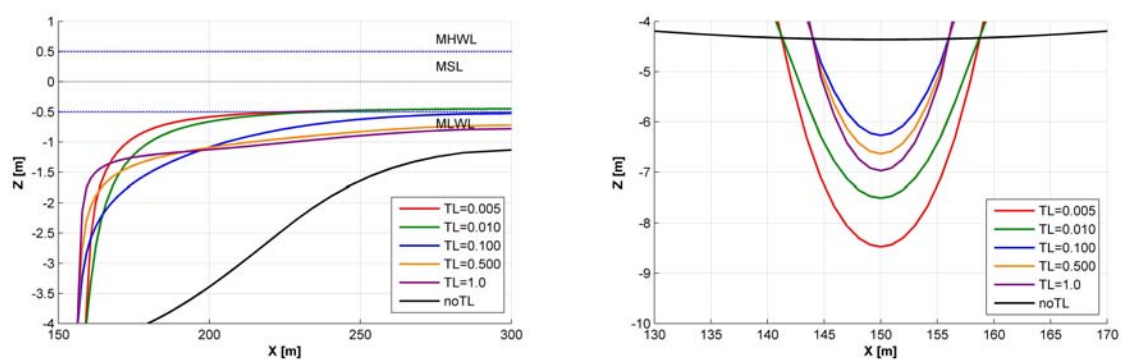


Figura 7.4: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione TL (modello erosivo).

casi in cui vi è modulazione in ampiezza della marea negli istanti iniziali della simulazione. Diversamente, trascurando il parametro *timelag*, lo scavo localizzato generato dalla marea produce sezioni che mostrano per un fissato valore del prisma di marea aree liquide superiori a quanto previsto dall'inquadrimento teorico. Questa discrepanza è tanto più amplificata quanto più ci si avvicina alla sezione di *inlet*.

L'incongruenza del modello nel descrivere l'equilibrio del canale senza modulare la forzante di marea si ripercuote nella distribuzione dei rapporti larghezza-profondità delle sezioni che assume valori anomali. Se, invece, il parametro TL non è trascurato, il rapporto β larghezza-profondità delle sezioni si mantiene su valori medio-alti (20-50) corrispondenti al caso di canali che incidono bassifondi ([Marani et al., 2002]). Tale risultato è ragionevole dal momento che il canale modellato è affiancato da bassifondi non vegetati e sommersi.

7.1.2 Influenza di TL sulla risposta del modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare

Gli stessi test sono stati ripetuti descrivendo anche gli effetti legati all'incremento del livello del medio mare e alla disponibilità di sedimento in sospensione. Per qualsiasi valore attribuito a TL, è garantito il raggiungimento della condizione di equilibrio. In figura 7.6 è rappresentato il tasso di erosione in alcuni nodi della sezione di bocca del canale. In tale figura si osserva come più ci si allontana dall'asse del canale, più velocemente è raggiunto l'equilibrio in quanto, allontanandosi progressivamente dall'asse, il flusso diventa meno sostenuto consentendo un più rapido assestamento del fondo. Al contrario, in assenza di modulazione dell'ampiezza di marea il tasso di erosione non è sempre nullo perchè la concentrazione di sedimento in sospensione compensa l'erosione rimpinguando di sedimento il canale.

Il raggiungimento di una condizione di equilibrio è confermato anche dal grafico relativo all'evoluzione nel tempo delle quote di fondo in alcuni nodi della sezione di *inlet* (Figura 7.7). Nel diagramma le curve tendono a disporsi lungo un asintoto orizzontale al termine della simulazione. Rispetto al caso precedente, tuttavia, le differenze tra le curve sono ridotte in quanto il processo di erosione è mitigato dal deposito dei sedimenti in sospensione. A differenza del modello erosivo la barena non è emersa rispetto al MSL e il fondo del canale si mantiene su quote tra 8.0-10.0 m, per qualsiasi valore di TL.

Gli aspetti appena messi in luce sono ancora più evidenti dal confronto fra le sezioni di equilibrio (Figure 7.8 7.9). Analogamente al modello erosivo, le quote del fondo del canale e delle barene non crescono in modo monotono al variare di TL. In particolare il fondo del canale si attesta a quota -9.0 m per TL=0.005, a

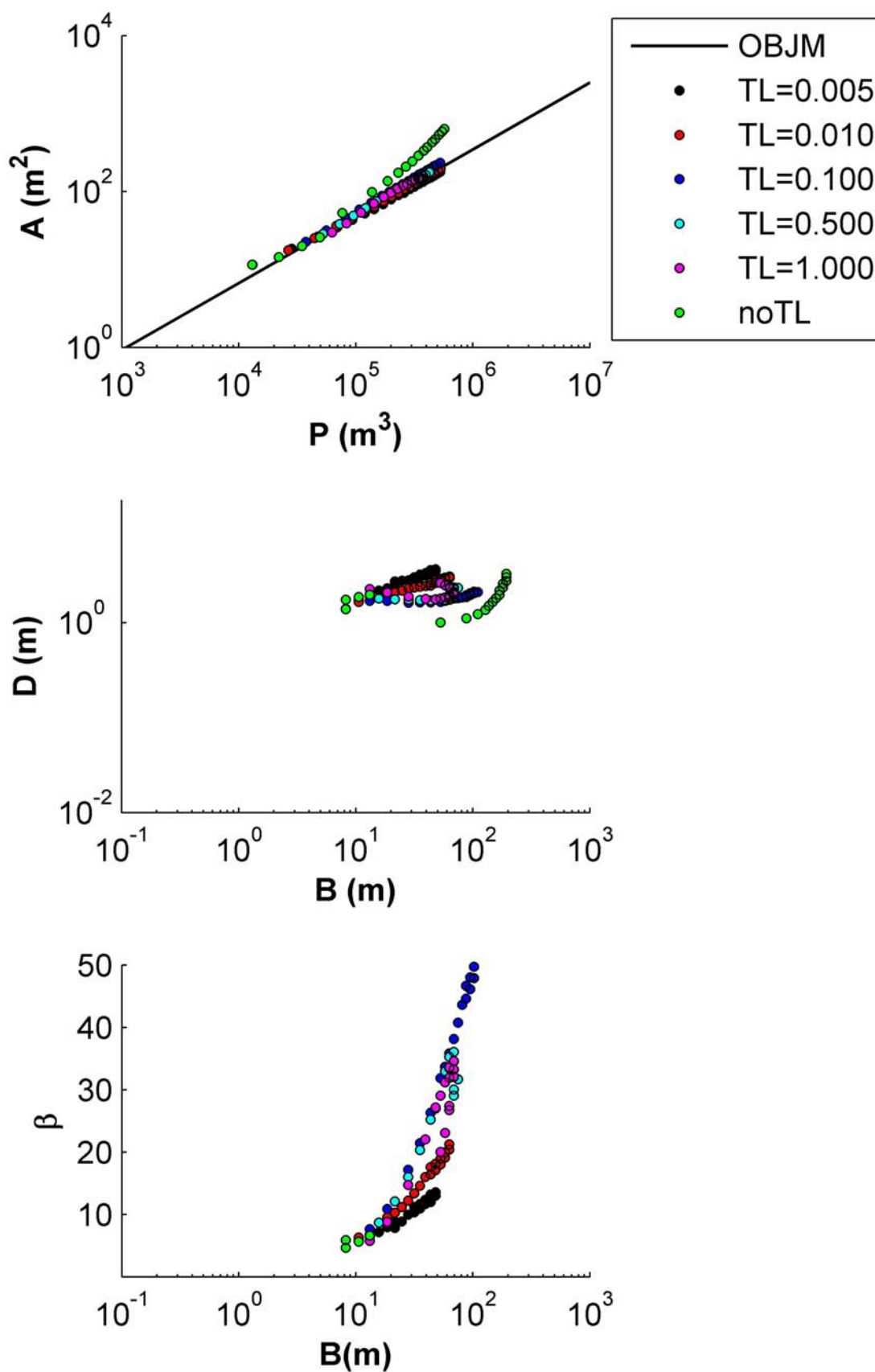


Figura 7.5: Relazioni morfologiche - variazione TL (modello erosivo).

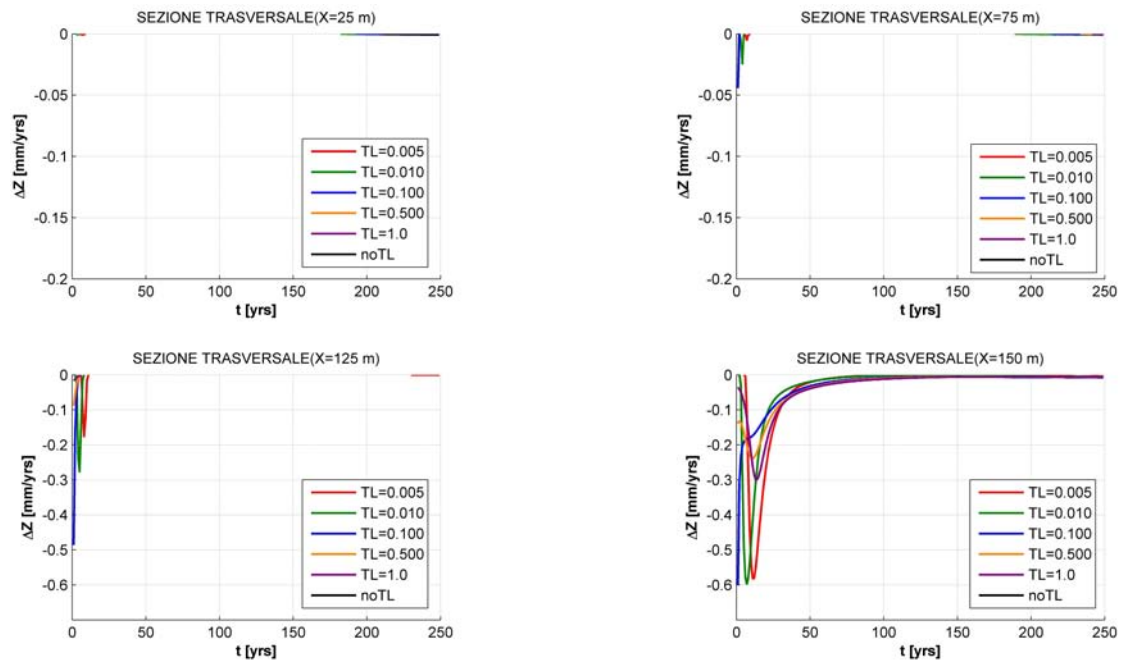


Figura 7.6: Andamento del tasso erosivo - variazione TL (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

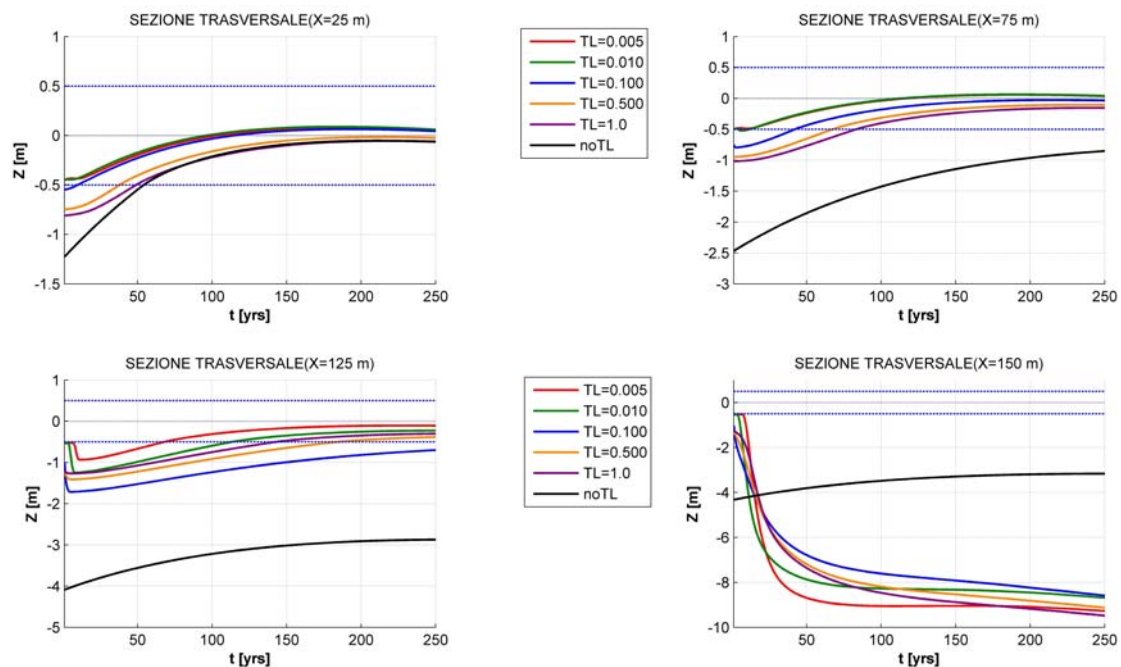


Figura 7.7: Andamento del livello z - variazione TL (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

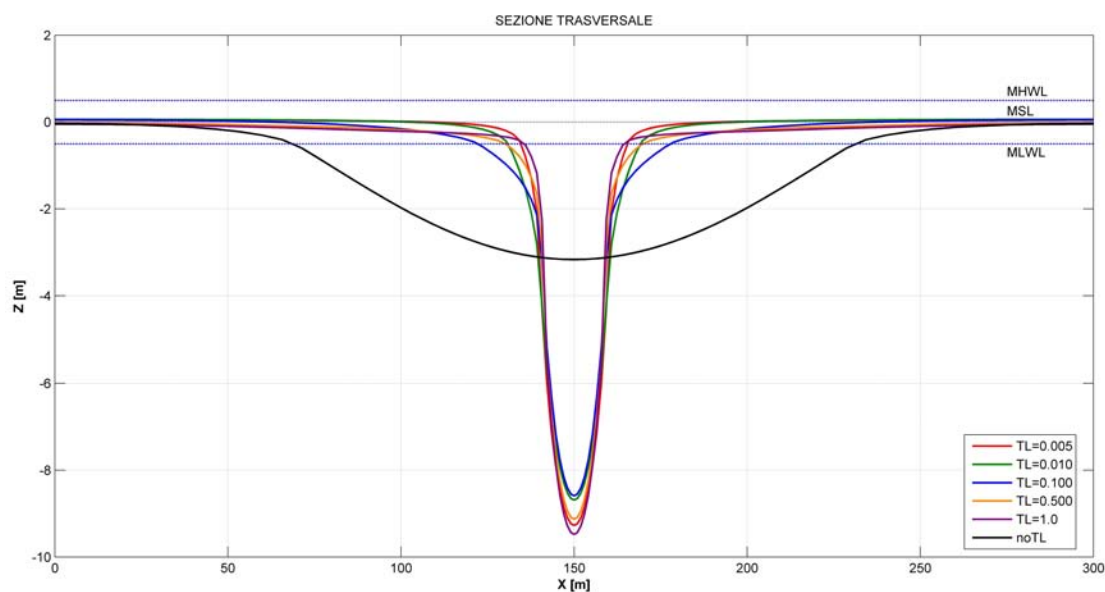


Figura 7.8: Sezione di *inlet* del canale - variazione TL (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

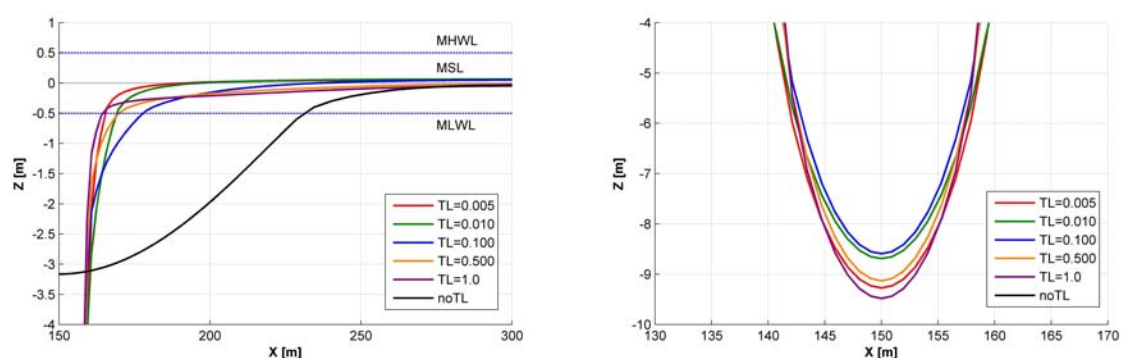


Figura 7.9: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione TL (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

quota -8.5 m per $TL=0.1$, mentre scende circa a quota -9 m per TL pari a 0.5; le barene non vegetate raggiungono la quota del medio mare per qualsiasi valore di TL . Diversamente dal modello erosivo, le differenze tra le diverse configurazioni di equilibrio sono meno pronunciate in quanto l'erosione è compensata dal deposito di sedimenti in sospensione. L'introduzione degli effetti legati alla disponibilità di sedimenti e all'incremento del livello medio del mare, riduce l'influenza del parametro di *timelag* sull'esito delle simulazioni. Tale effetto risulta ridotto, tuttavia la configurazione di equilibrio della sezione di *inlet* mantiene ancora memoria del valore attribuito a TL , sebbene in modo minore rispetto al caso puramente erosivo.

I risultati ottenuti per le sezioni del canale sono stati utili per verificare le loro caratteristiche morfologiche rispetto ai dati noti in letteratura (Figura 7.10). La relazione di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI è verificata in tutti i casi in cui

vi è modulazione in ampiezza della marea negli istanti iniziali della simulazione. Diversamente per valori nulli del parametro *timelag* (ovvero nel caso in cui l'ampiezza di marea non venga modulata), lo scavo localizzato generato dalla marea produce sezioni che mostrano, per un fissato valore del prisma di marea, aree liquide inferiori a quanto previsto dall'inquadrimento teorico. Questa discrepanza è più amplificata nelle sezioni comprese tra la sezione di testa e la sezione di bocca del canale.

L'incongruenza del modello nel descrivere l'equilibrio del canale senza modulare la forzante di marea si ripercuote nella distribuzione dei rapporti larghezza-profondità delle sezioni che assume valori anomali. Se, invece, si considerano maree inizialmente modulate tramite il parametro TL, il rapporto β larghezza-profondità delle sezioni si mantiene su valori medi (10-25) corrispondenti a una condizione di transizione tra canali che incidono barene e canali che incidono bassifondi. Tale risultato è giustificato dal fatto che le sponde laterali del canali, pur non essendo vegetate, emergono rispetto al livello medio del mare.

7.1.3 Influenza di TL sulla risposta del modello completo con vegetazione

L'indagine modellistica è proseguita considerando il modello che descrive la crescita di vegetazione sulle barene laterali in tutti i test precedenti. Fissato il valore massimo di biomassa pari a 1000 g/m^2 , nell'arco della simulazione l'altezza della vegetazione sulla barena è compresa tra un livello minimo di 0.01 m e un livello massimo di 0.49 m.

Per qualsiasi valore attribuito a TL, è garantito il raggiungimento della condizione di equilibrio. In figura 7.11 è rappresentato il tasso di erosione in alcuni nodi della sezione di bocca del canale. In tale figura si osserva come più ci si allontana dall'asse del canale, più velocemente è raggiunto l'equilibrio in quanto, allontanandosi progressivamente dall'asse, il flusso diventa meno sostenuto consentendo una più rapido assestamento del fondo. Il tempo necessario al canale a raggiungere la condizione di equilibrio è doppio rispetto ai casi precedenti per l'influenza della vegetazione sulla barena.

Il raggiungimento di una condizione di equilibrio è confermato anche dal grafico relativo all'evoluzione nel tempo delle quote di fondo in alcuni nodi della sezione di *inlet* (Figura 7.12). Nel diagramma le curve tendono a disporsi lungo un asintoto orizzontale al termine della simulazione. Rispetto al caso precedente, tuttavia, la barena emerge rispetto al medio mare e le differenze in corrispondenza del fondo del canale sono meno pronunciate.

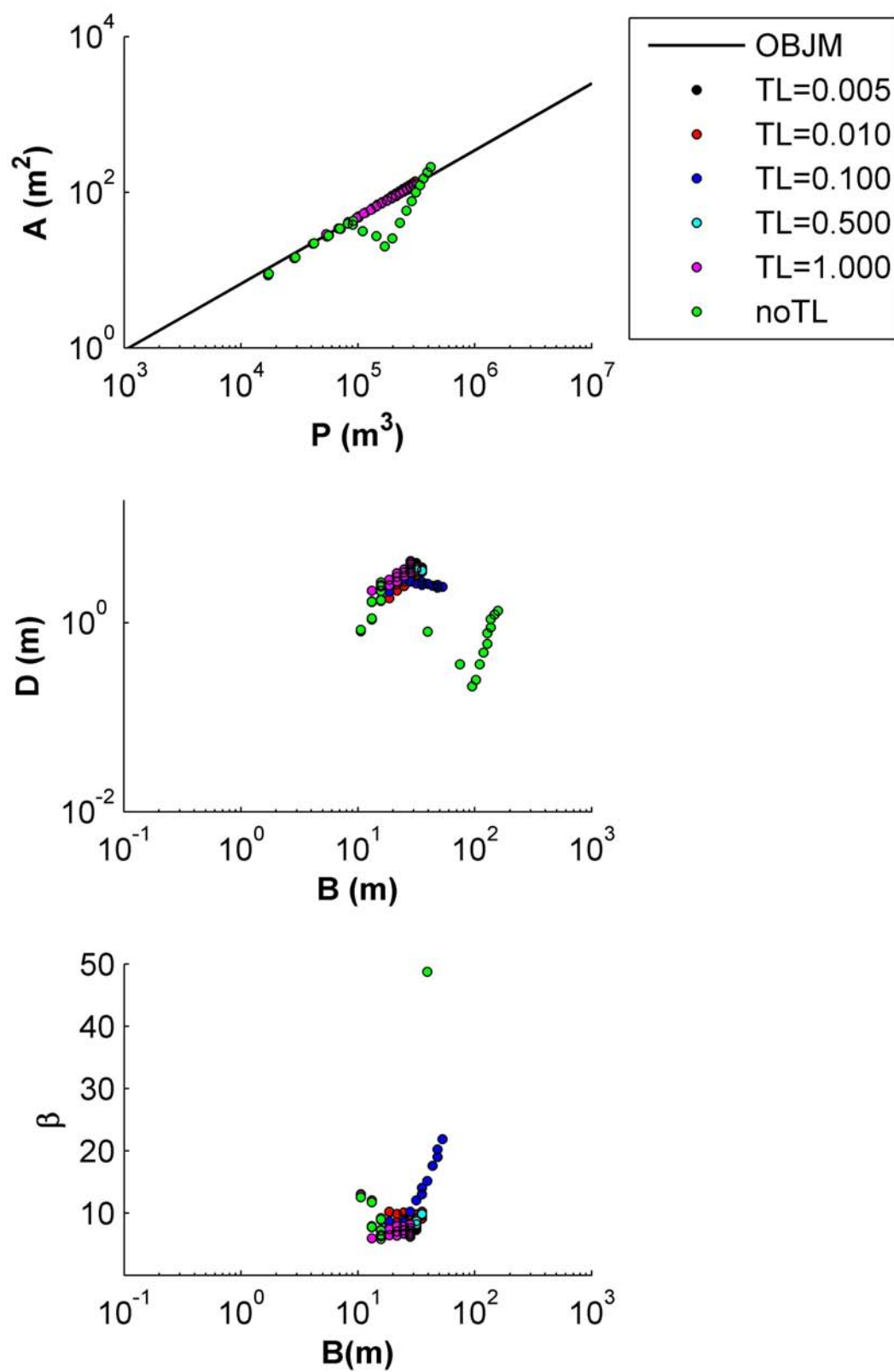


Figura 7.10: Relazioni morfologiche - variazione TL (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

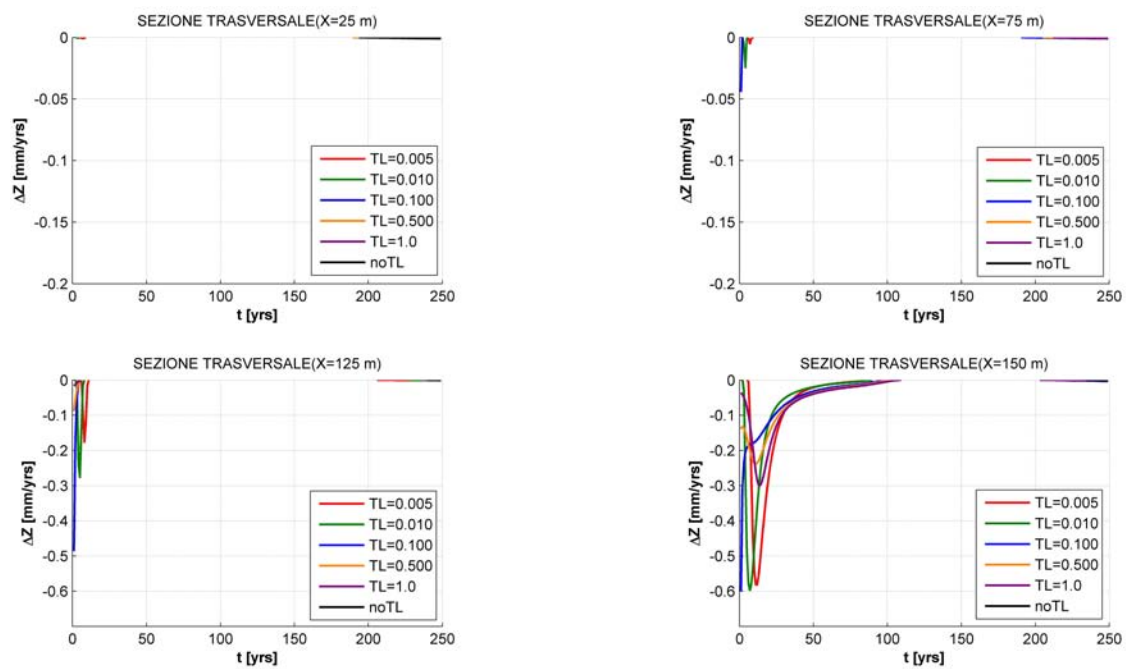


Figura 7.11: Andamento del tasso erosivo - variazione TL (modello completo con vegetazione).

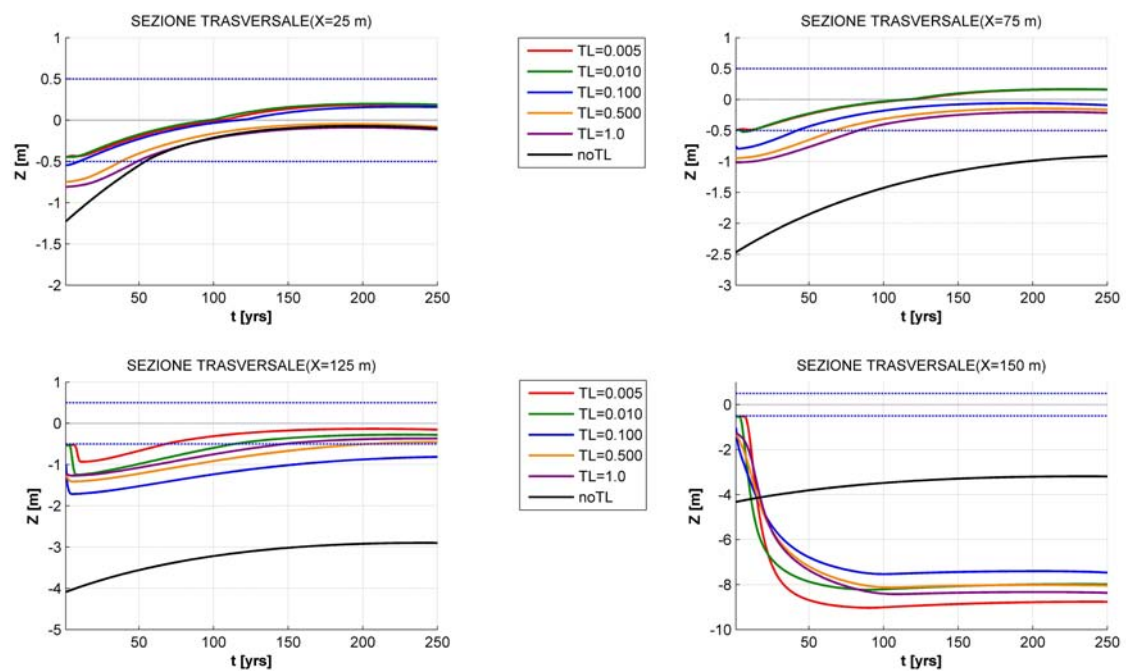


Figura 7.12: Andamento del livello z - variazione TL (modello completo con vegetazione).

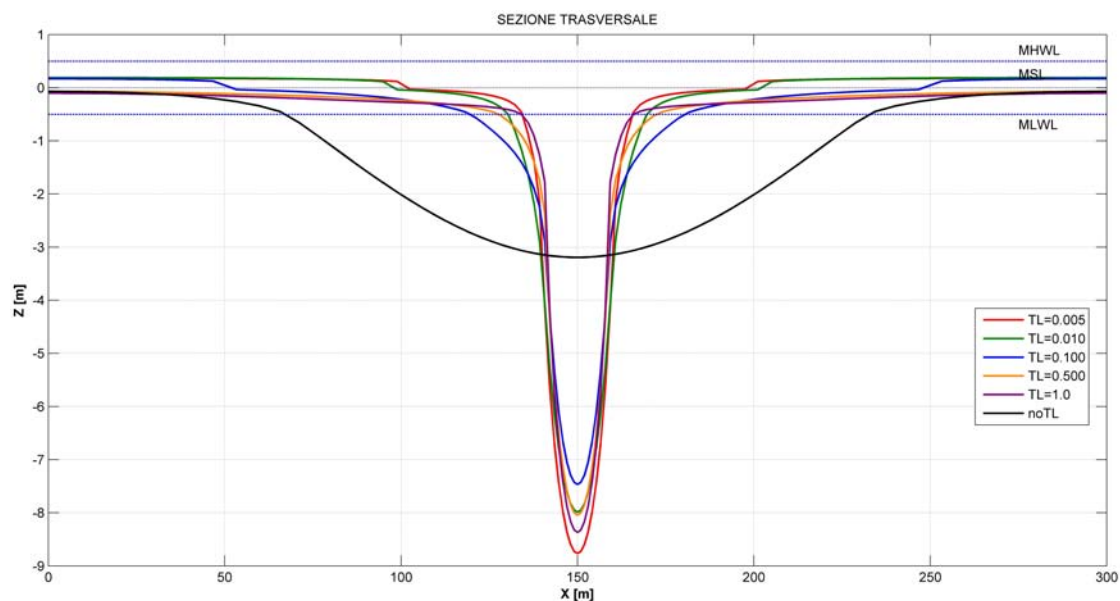


Figura 7.13: Sezione di *inlet* del canale - variazione TL (modello completo con vegetazione).

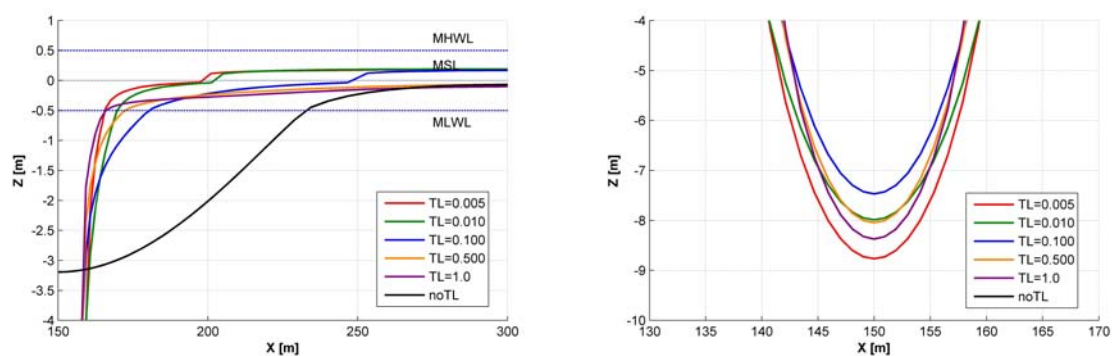


Figura 7.14: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione TL (modello completo con vegetazione).

Gli aspetti appena messi in luce sono ancora più evidenti dal confronto fra le sezioni di equilibrio (Figure 7.13 e 7.14). L'introduzione della vegetazione comporta la comparsa di un gradino sul margine della barena che individua la parte in cui la vegetazione si è sviluppata, incrementando la resistenza al moto di quella zona. Analogamente ai modelli precedenti, le quote del fondo del canale e delle barene non crescono in modo monotono al variare di TL. In particolare il fondo del canale si attesta a quota -9.0 m per $TL=0.005$, a quota -8.5 m per $TL=0.1$, mentre scende circa a quota -9.0 m per TL pari a 0.5; le barene vegetate raggiungono una quota superiore al livello medio del mare per qualsiasi valore di TL. Al contrario dei modelli precedenti, le differenze tra le diverse configurazioni di equilibrio sono meno marcate.

I risultati raccolti per le sezioni del canale sono stati utili per verificare le loro caratteristiche morfologiche rispetto ai dati noti in letteratura (Figura 7.15). I

risultati ottenuti sono molto simili alla risposta del modello che tiene conto della disponibilità di sedimento e dell'incremento del livello medio del mare. La relazione di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI è verificata in tutti i casi in cui vi è modulazione in ampiezza della marea negli istanti iniziali della simulazione. Diversamente trascurando il parametro *timelag*, lo scavo localizzato generato dalla marea produce sezioni che mostrano per un fissato valore del prisma di marea aree liquide inferiori a quanto previsto dall'inquadramento teorico. Questa discrepanza è amplificata nelle sezioni comprese tra la sezione di testa e la sezione di bocca del canale.

L'incongruenza del modello nel descrivere l'equilibrio del canale senza modulare in ampiezza la forzante di marea si ripercuote nella distribuzione dei rapporti larghezza-profondità delle sezioni che assume valori anomali. Se, invece, il parametro TL non è trascurato, il rapporto β larghezza-profondità delle sezioni si mantiene su valori medi (10-25) corrispondenti a una condizione di transizione tra il caso di canali che incidono barene e quello di canali che incidono bassifondi. Tale risultato è giustificato dal fatto che le sponde laterali del canali, pur non essendo vegetate, emergono rispetto al livello medio del mare.

7.2 Variazione delle condizioni iniziali

La geometria iniziale del modello è generata considerando un'incisione simmetrica e uniforme su tutto il dominio su una piana intertidale posta alla quota η_{tf} di -0.5 m. L'incisione iniziale assicura che lo scavo del canale sia localizzato nella parte centrale del dominio e che le sezioni si sviluppino nel tempo mantenendo sempre una simmetria trasversale rispetto all'asse del canale.

L'incisione iniziale presenta forme diverse descritte da una funzione coseno o una funzione gaussiana normalizzata. Le tipologie di geometrie iniziali utilizzate sono indicate nelle figure 7.16, 7.17 e 7.18. Il valore del parametro *timelag* è stato posto pari a 0.005, valore di default fissato anche nei test precedenti. Per qualsiasi forma dell'incisione iniziale la condizione di equilibrio è raggiunta in tutte le modalità in cui il modello è stato utilizzato. In appendice B sono stati aggiunti alcuni grafici ottenuti nelle diverse prove che riportano l'andamento del tasso di erosione e l'andamento della quota di fondo.

7.2.1 Influenza delle condizioni iniziali sulla risposta del modello erosivo

La variazione dell'ampiezza della funzione coseno nell'incisione iniziale produce alcune differenze nella configurazione di equilibrio della sezione di *inlet* (Figure

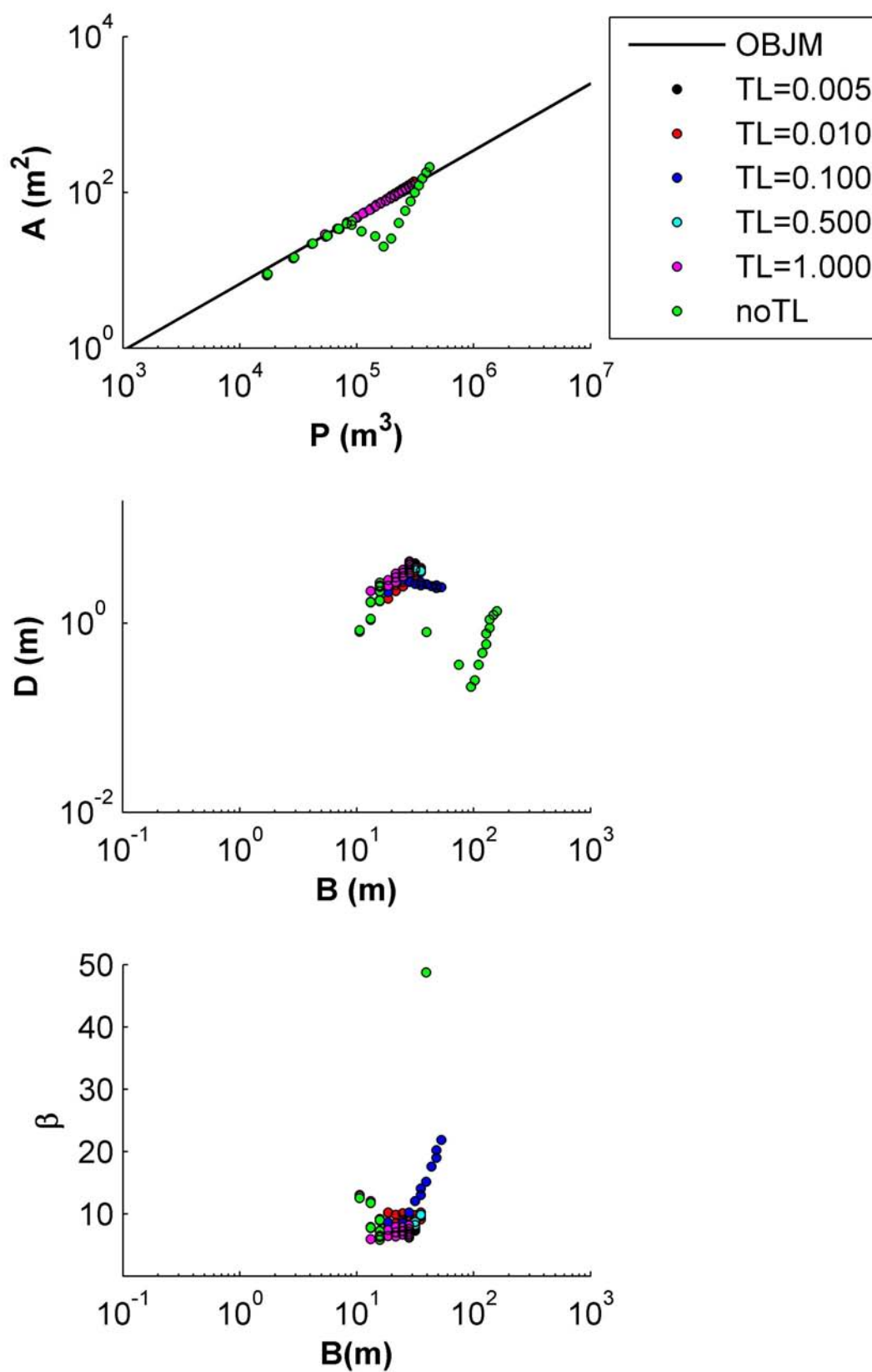


Figura 7.15: Relazioni morfologiche - variazione TL (modello completo con vegetazione).

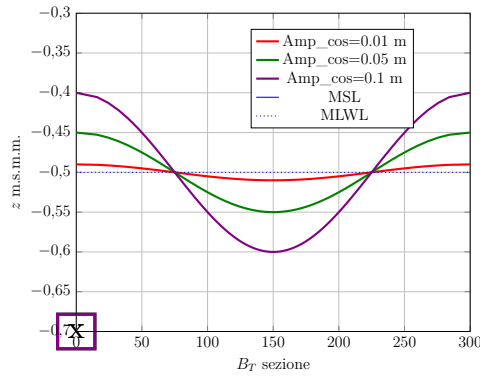


Figura 7.16: Funzione coseno

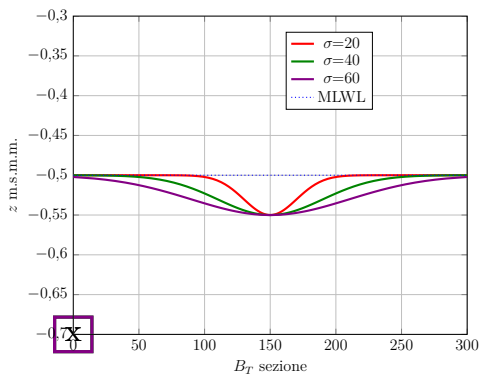


Figura 7.17: Funzione gaussiana (amp= 0.05 m)

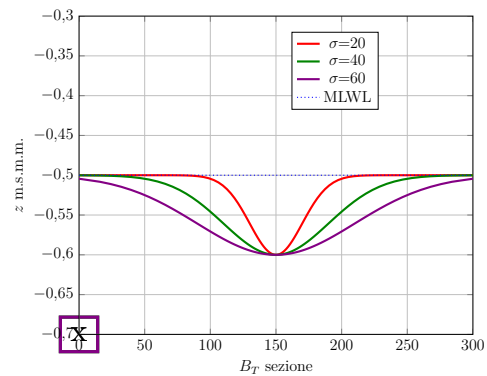


Figura 7.18: Funzione gaussiana (amp= 0.1 m).

7.19 e 7.20). Tali differenze sono di lieve entità in quanto al crescere dell'ampiezza del coseno il fondo del canale si solleva di 0.5 m, mentre il margine della barena risulta ancor meno sensibile a tale variazione. Tuttavia si nota che la sezione di *inlet* cambia gradualmente al variare delle condizioni iniziali. In particolare si osserva che al crescere dell'ampiezza del coseno il canale diventa più fondo e più stretto aumentando, quindi, potenzialmente il valore del parametro β . Come già evidenziato, la barena non vegetata è sempre sommersa indipendentemente dalla geometria iniziale, in quanto il modello descrive solamente gli effetti erosivi della corrente.

Si consideri a questo punto una diversa incisione iniziale descritta da una funzione gaussiana di ampiezza fissata pari a 0.05 m. Al variare del parametro σ della curva (che descrive la varianza), si nota come l'incisione tende ad allargarsi mantenendo la stessa profondità (Figura 7.17). Al variare di σ , si rilevano alcuni cambiamenti nella sezione di *inlet* del canale (Figure 7.21 e 7.22). Il fondo del canale raggiunge una profondità di 9.0 m con una differenza di quota di 1.0 m; la barena, invece, rimane sempre sommersa vedendo arretrare il proprio margine di circa 0.5 m al crescere di σ . Come nel caso precedente è possibile individuare una gradualità nei risultati modificando le condizioni iniziali. In altre parole al crescere

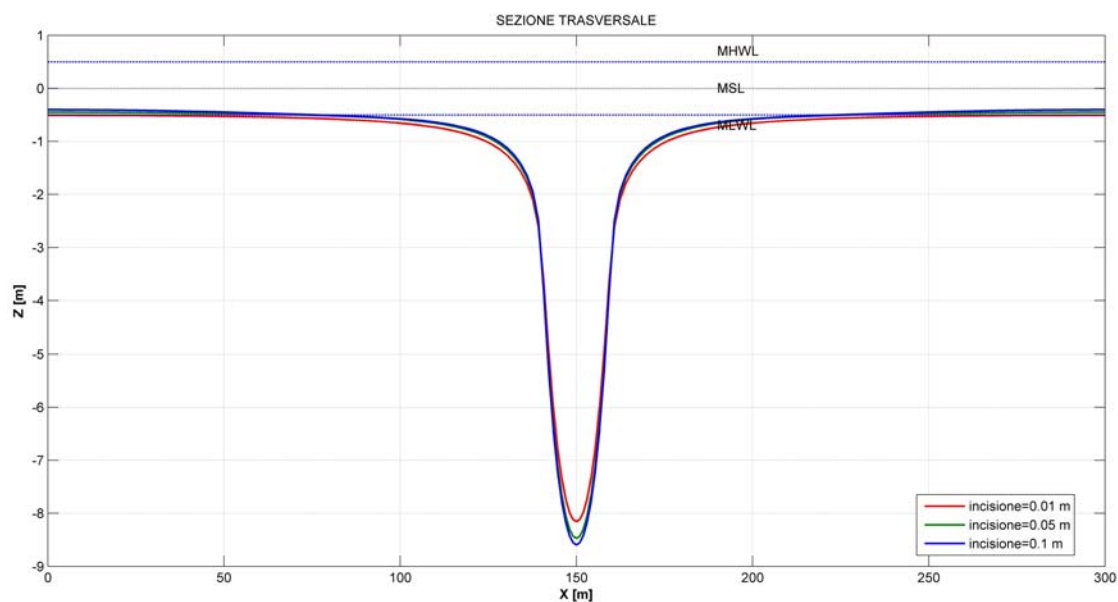


Figura 7.19: Sezione di *inlet* del canale - variazione ampiezza coseno (modello erosivo).

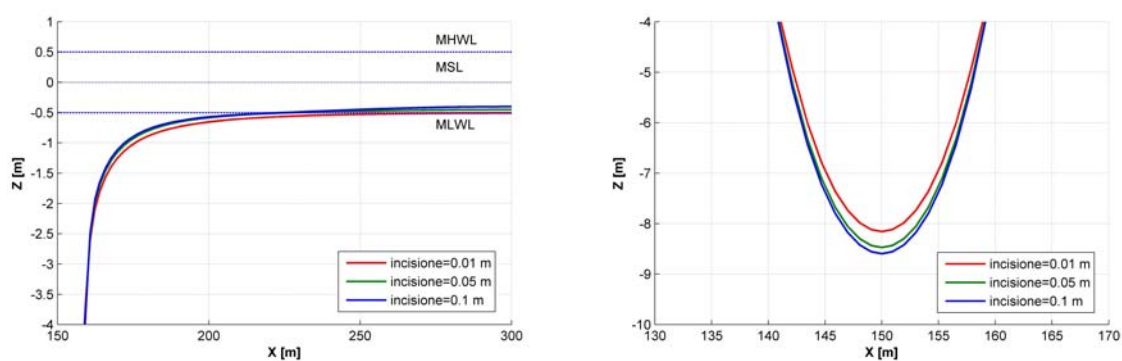


Figura 7.20: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione ampiezza senoide (modello erosivo).

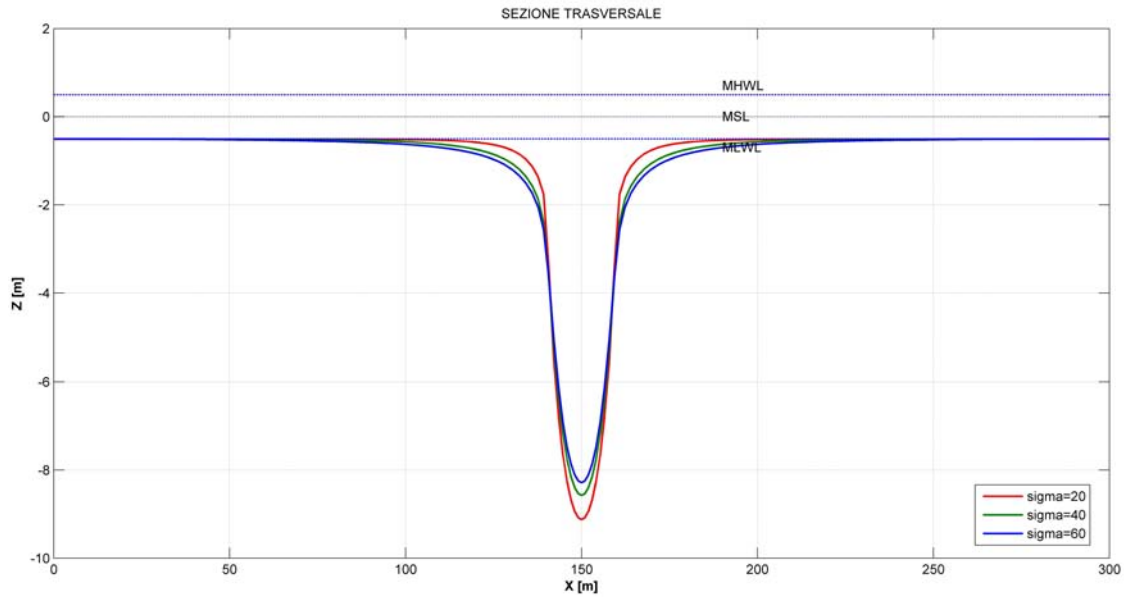


Figura 7.21: Sezione di *inlet* del canale - variazione sigma gaussiana amp = 0.05 m (modello erosivo).

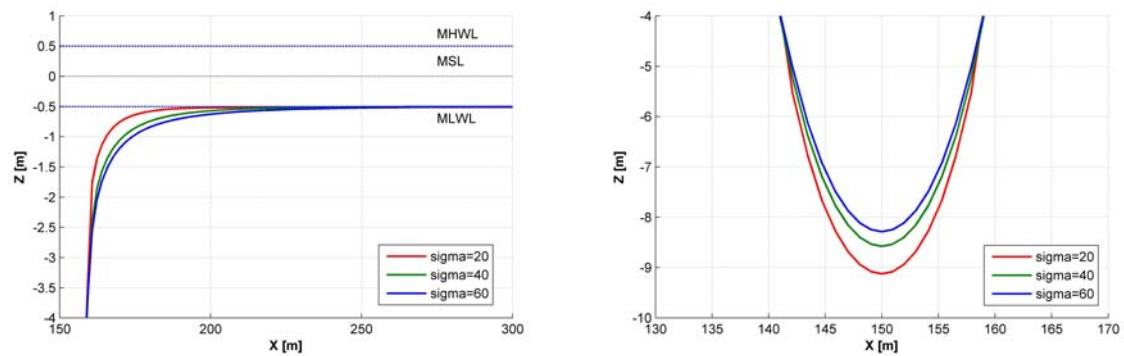


Figura 7.22: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione sigma gaussiana amp = 0.05 m (modello erosivo).

della larghezza dell'incisione iniziale, il canale diventa più largo e meno profondo incrementando quindi potenzialmente i valori di β . Il sistema ha dunque memoria delle condizioni iniziali.

Simili risultati sono stati ottenuti con un'incisione iniziale descritta da una funzione gaussiana con un'ampiezza maggiore pari a 0.1 m. Incrementando σ , il fondo del canale raggiunge una quota leggermente minore con una differenza di quota di 1.0 m, mentre la barena rimane ancora sommersa vedendo arretrare il proprio margine di 0.5 m. I risultati hanno la stessa regolarità del caso precedente: maggiore è la larghezza dell'incisione iniziale, minore è la profondità del canale e maggiore è la sua larghezza.

I risultati modellistici raccolti possono ora essere analizzati sulla base di alcuni inquadramenti teorici noti in letteratura. Nel caso del modello erosivo, la legge

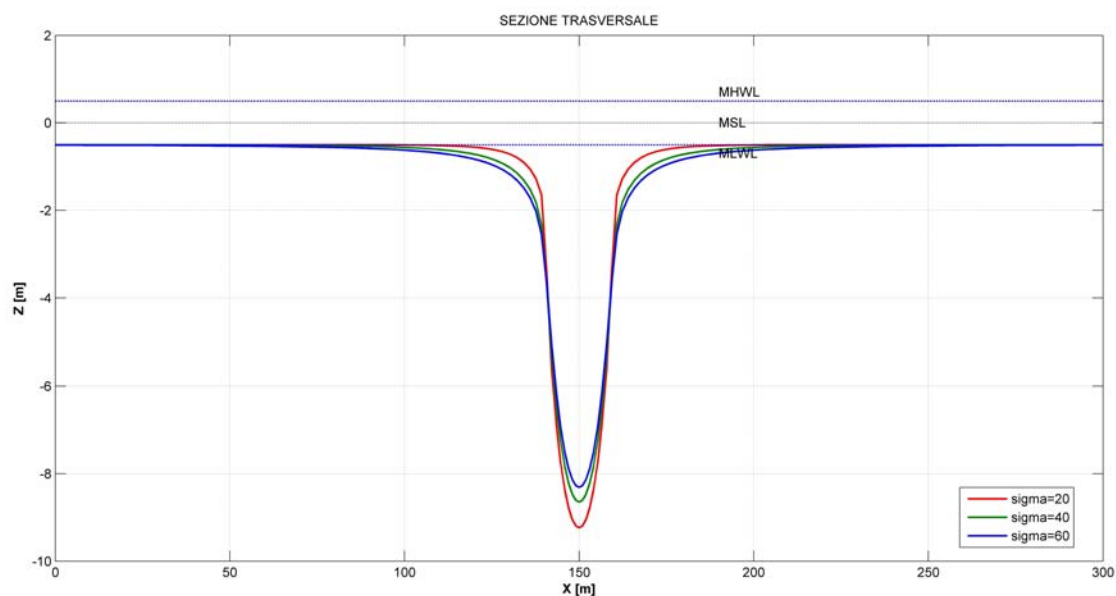


Figura 7.23: Sezione di *inlet* del canale - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello erosivo).

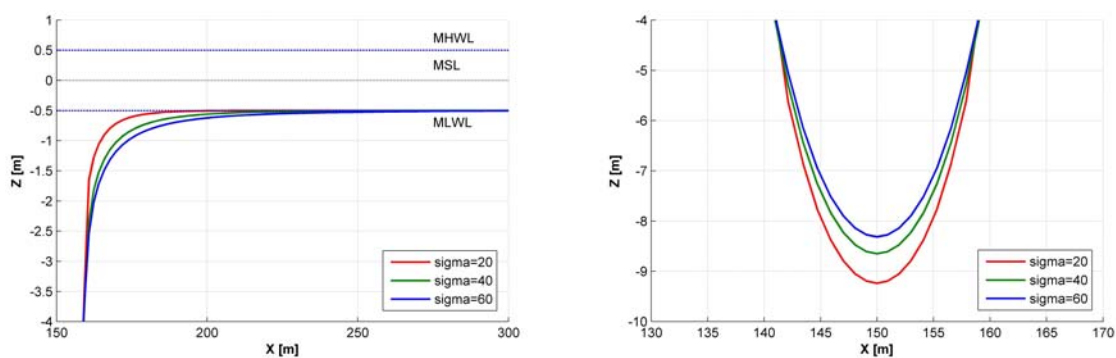


Figura 7.24: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello erosivo).

di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI è verificata nel caso di incisione sia sinusoidale sia gaussiana (Figure 7.25 e 7.25). A maggiore distanza dalla sezione di bocca del canale si nota una leggera incongruenza: a parità di valori del prisma di marea le aree liquide delle sezioni sono maggiori rispetto a quanto previsto dalla relazione di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI.

Nei diagrammi riguardanti il rapporto larghezza-profondità si osserva come nei casi testati i canali presentano valori di β intermedi tra quelli corrispondenti a canali che incidono barene e quelli relativi a canali che incidono bassifondi. Nel caso di incisioni descritte da una funzione gaussiana si aggiunge che al crescere di σ , i valori di β aumentano come è stato già stato evidenziato in precedenza. Analogamente nel caso di incisione sinusoidale, al variare dell'ampiezza del coseno i valori del rapporto larghezza-profondità delle sezioni del canale crescono anche se in modo meno marcato.

7.2.2 Influenza delle condizioni iniziali sulla risposta del modello con disponibilità di sedimento e incremento del medio mare

L'indagine sperimentale procede valutando come cambia la risposta del modello al variare delle condizioni iniziali se si considerano anche gli effetti della crescita del medio mare e della disponibilità di sedimento in sospensione. Nel caso di un'incisione sinusoidale, la variazione dell'ampiezza del coseno produce minime differenze nella sezione di *inlet* (Figure 7.27 e 7.28). A differenza del modello erosivo, in questo caso le sezioni di equilibrio presentano differenze molto meno marcate: il fondo del canale raggiunge quota di -9.5 m con una differenza di quota minima, mentre la barena emersa a livello medio mare presenta margini piuttosto definiti. Tale risultato è legato al fatto che il deposito dei sedimenti in sospensione ha compensato gli effetti erosivi della corrente mitigando l'influenza delle condizioni iniziali sulla configurazione di equilibrio del canale.

L'introduzione della concentrazione di sedimento in sospensione produce lo stesso effetto mitigativo anche nel caso di un'incisione di altra forma. Si consideri a questo punto una diversa incisione iniziale descritta da una funzione gaussiana di ampiezza fissata pari a 0.05 m. Al variare di σ , si rilevano alcuni cambiamenti nella sezione di *inlet* del canale meno marcati rispetto al modello erosivo (Figure 7.29 e 7.30). Il fondo del canale raggiunge una profondità di -9.5 m con una variazione di quota di 1 m; la barena, invece, si mantiene al livello del medio mare vedendo arretrare il proprio margine di circa 0.5 m al crescere di σ . È ancora possibile individuare una gradualità nei risultati modificando le condizioni iniziali: al crescere

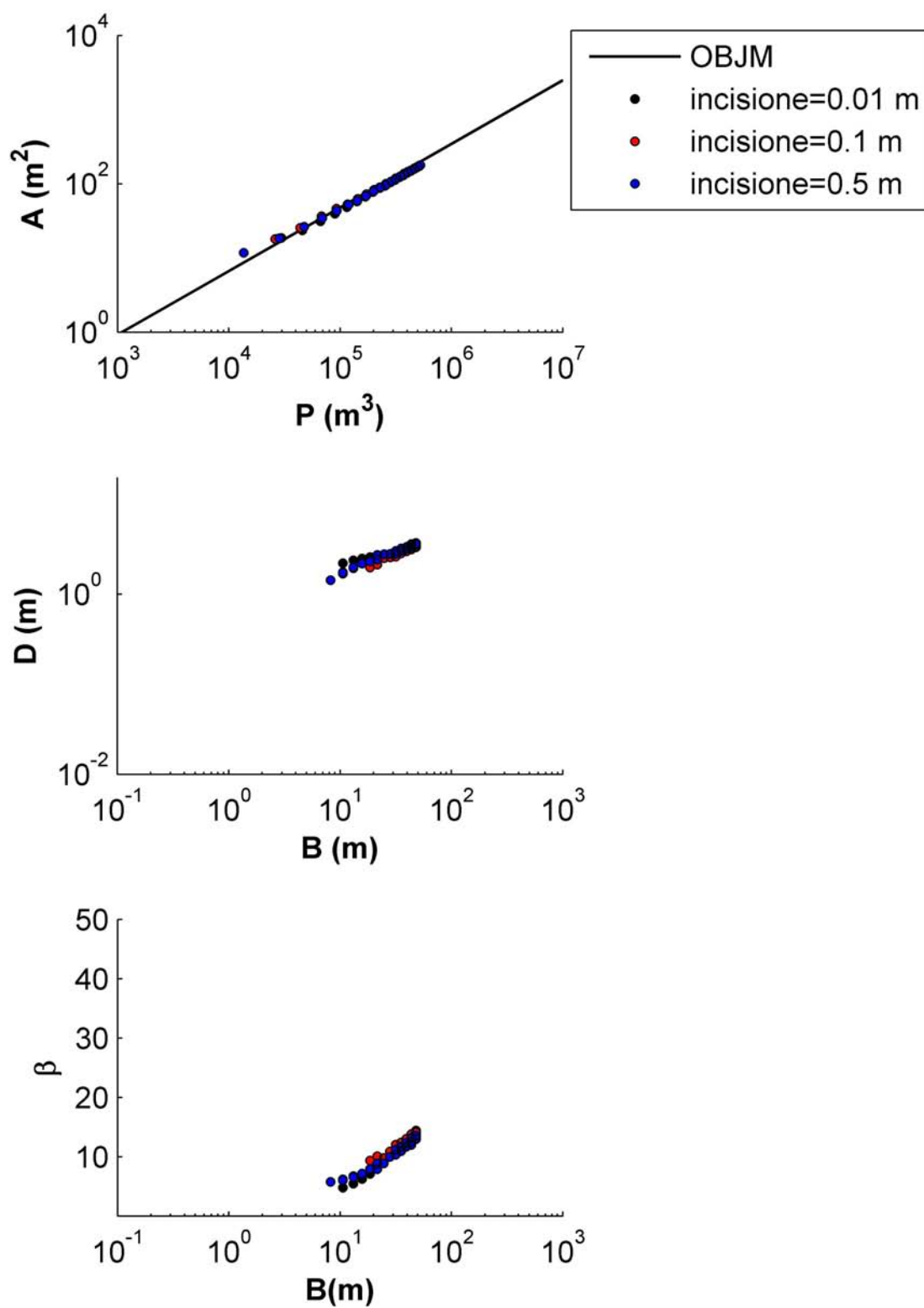


Figura 7.25: Relazioni morfologiche - funzione coseno (modello erosivo).

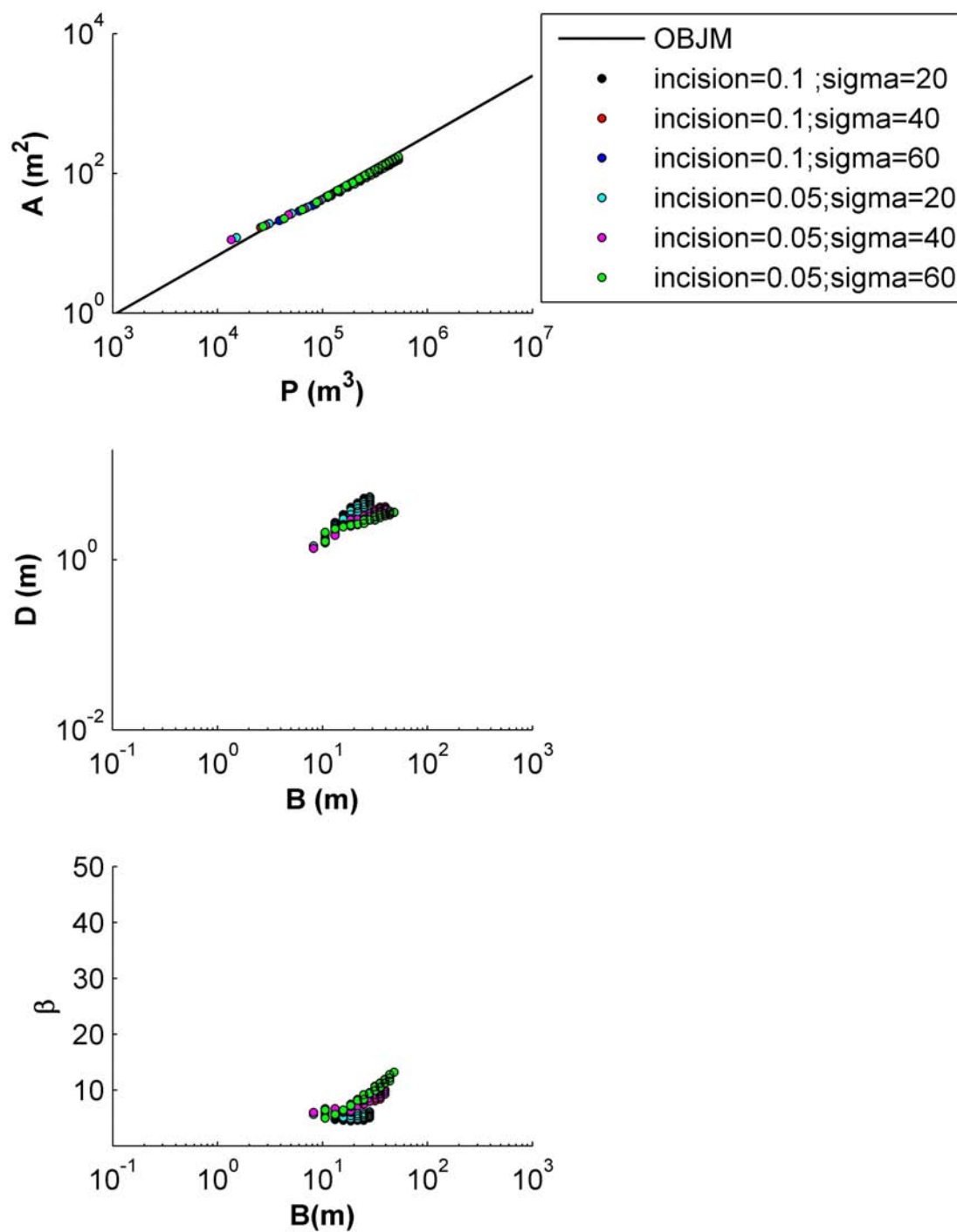


Figura 7.26: Relazioni morfologiche - funzione gaussiana (modello erosivo).

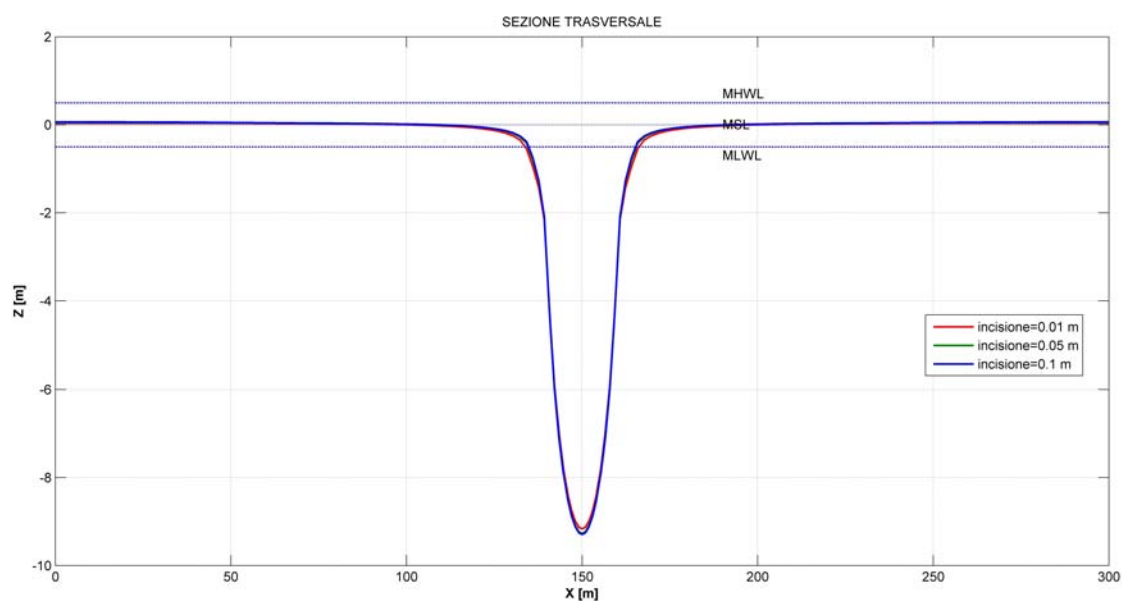


Figura 7.27: Sezione di *inlet* del canale - variazione ampiezza coseno (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

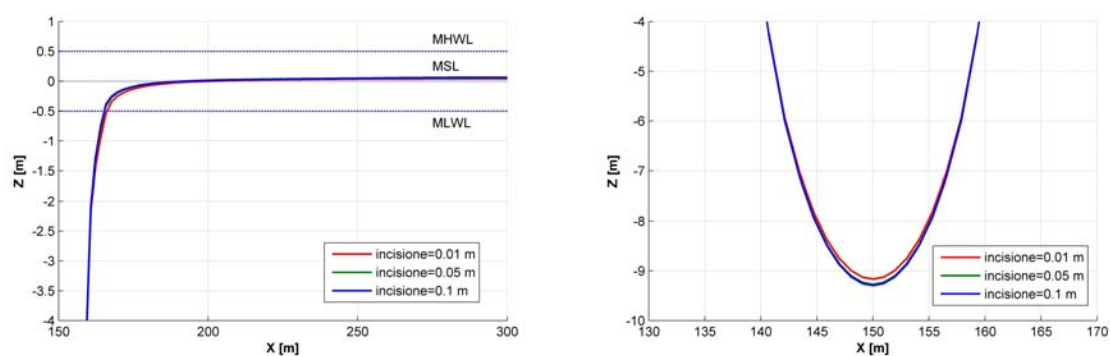


Figura 7.28: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione ampiezza sinusoidale (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

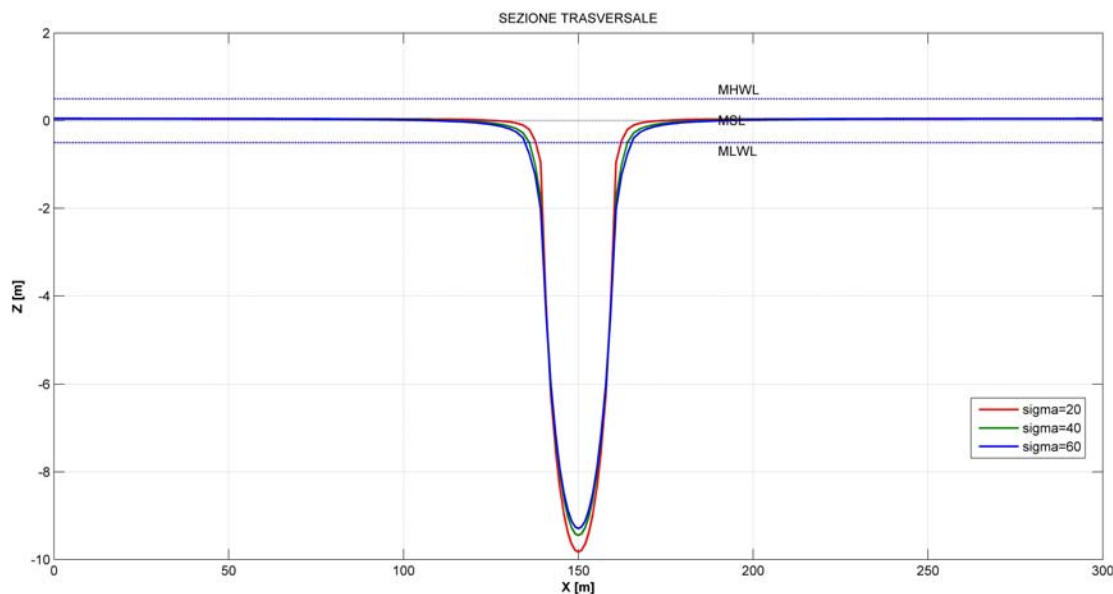


Figura 7.29: Sezione di *inlet* del canale - variazione sigma gaussiana amp = 0.05 m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

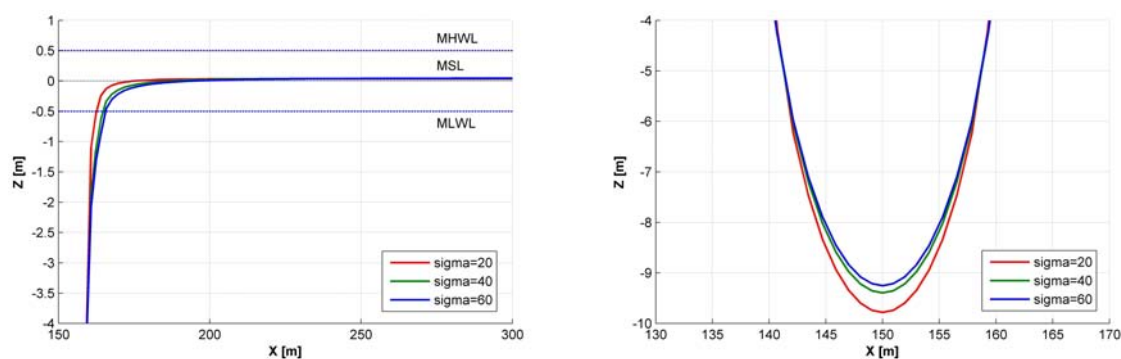


Figura 7.30: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

dell'ampiezza dell'incisione iniziale, il canale diventa più largo e meno profondo aumentando potenzialmente i valori di β delle sezioni.

Gli stessi aspetti possono essere messi in luce nel caso di un'incisione iniziale descritta da una gaussiana con un'ampiezza maggiore, pari a 0.1 m (Figure 7.31 e 7.32). Incrementando σ , il fondo del canale raggiunge una quota di -9.5 m con una differenza di quota di 1 m, mentre la barena emerge alla quota MSL vedendo variare i propri margini di 0.5 m. I risultati hanno la stessa regolarità del caso precedente: maggiore è la larghezza dell'incisione iniziale, minore è la profondità del canale e maggiore è la sua larghezza.

I risultati modellistici raccolti possono ora essere guardati sulla base di alcuni inquadramenti teorici noti in letteratura. Nel caso del modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare, la legge di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI

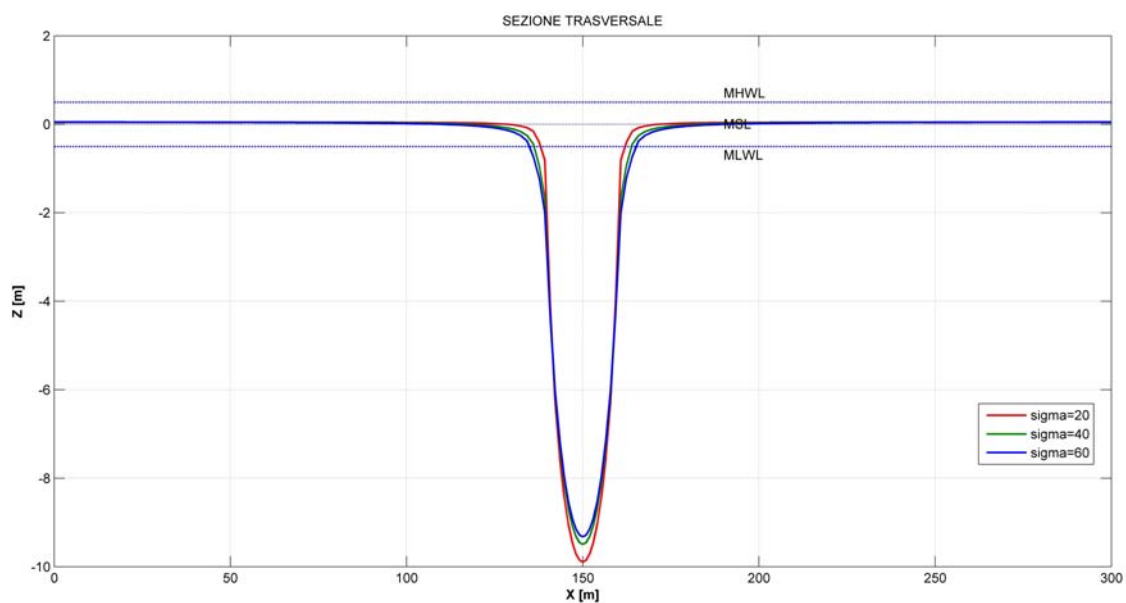


Figura 7.31: Sezione di *inlet* del canale - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

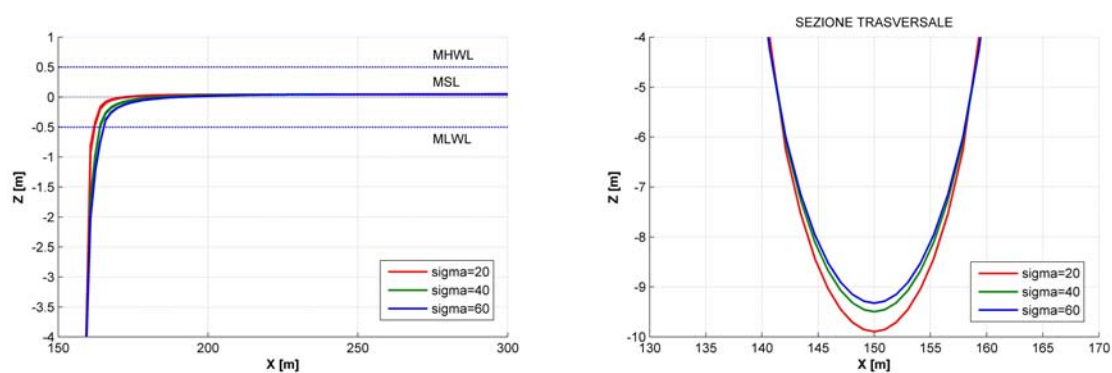


Figura 7.32: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

è verificata per le forme testate della geometria iniziale (Figure 7.25 e 7.25). A maggiore distanza dall'imboccatura del canale, si nota una leggera discrepanza rispetto a quanto previsto dalla relazione di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI: a parità di volume del prisma di marea, le sezioni presentano una sezione liquida minore come già visto in altri casi.

Nei diagrammi riguardanti il rapporto larghezza-profondità, si osserva come i valori di β siano diminuiti rispetto a quanto ottenuto con il modello erosivo rappresentando maggiormente il caso di canali che incidono barene. Poichè le barene sono emerse rispetto a MSL, tale risultato è coerente con quanto emerso dalle simulazioni.

7.2.3 Influenza delle condizioni iniziali sulla risposta del modello completo con vegetazione

L'indagine modellistica procede valutando la risposta del modello al variare delle condizioni iniziali se si ammette la possibilità di crescita della vegetazione sulla barena.

Nel caso di un'incisione sinusoidale, la variazione dell'ampiezza del coseno produce minime differenze nella sezione di *inlet* (Figure 7.35 e 7.36). A differenza del modello con erosivo, in questo caso le sezioni di equilibrio presentano differenze molto meno marcate: il fondo del canale raggiunge la quota di -8.5 m con una differenza di quota minima, mentre la barena emerge a una quota superiore al livello medio mare presentando margini piuttosto definiti. Tale risultato è legato al fatto che il deposito dei sedimenti in sospensione ha compensato gli effetti erosivi della corrente mitigando l'influenza delle condizioni iniziali sulla configurazione di equilibrio del canale. Diversamente dal modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare, il canale è meno profondo e lungo il margine della barena compare una sorta di gradino che innalza rapidamente la quota della barena stessa. Tale situazione è legata alla formazione della vegetazione che modifica la resistenza al moto sulla barena.

L'introduzione della vegetazione mitiga gli effetti erosivi come evidente anche nel caso di un'incisione di altra forma. Si consideri a questo punto una diversa incisione iniziale descritta da una funzione gaussiana di ampiezza fissata pari a 0.05 m. Al variare di σ si rilevano alcuni cambiamenti nella sezione di *inlet* del canale meno marcati rispetto al modello erosivo (Figure 7.37 e 7.38). Il fondo del canale raggiunge una profondità di -9.5 m con una differenza di quota di 1 m; la barena, invece, si mantiene al livello del medio mare vedendo arretrare il proprio margine di circa 0.5 m al crescere di σ . Diversamente dal modello con disponibilità

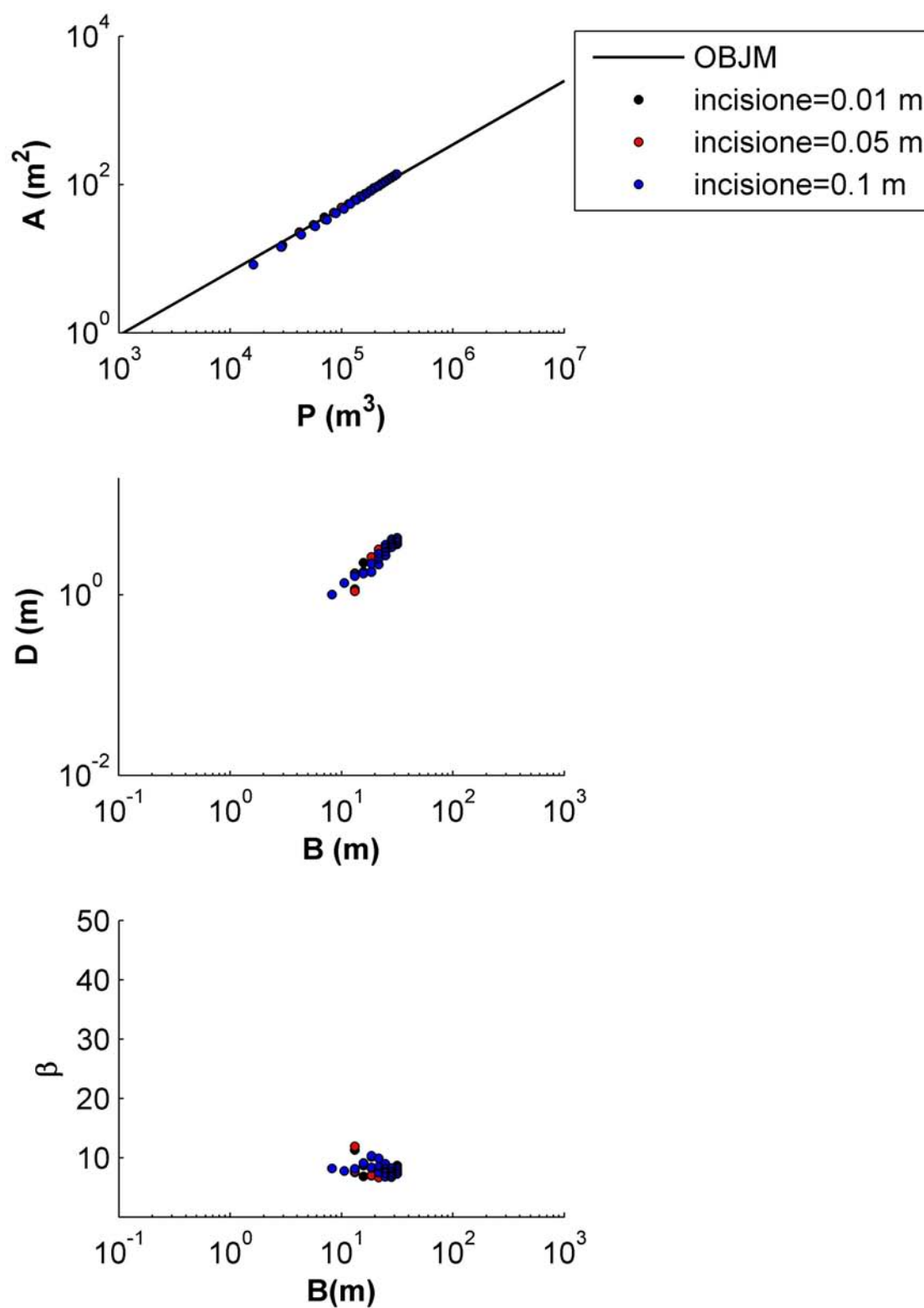


Figura 7.33: Relazioni morfologiche - funzione coseno (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

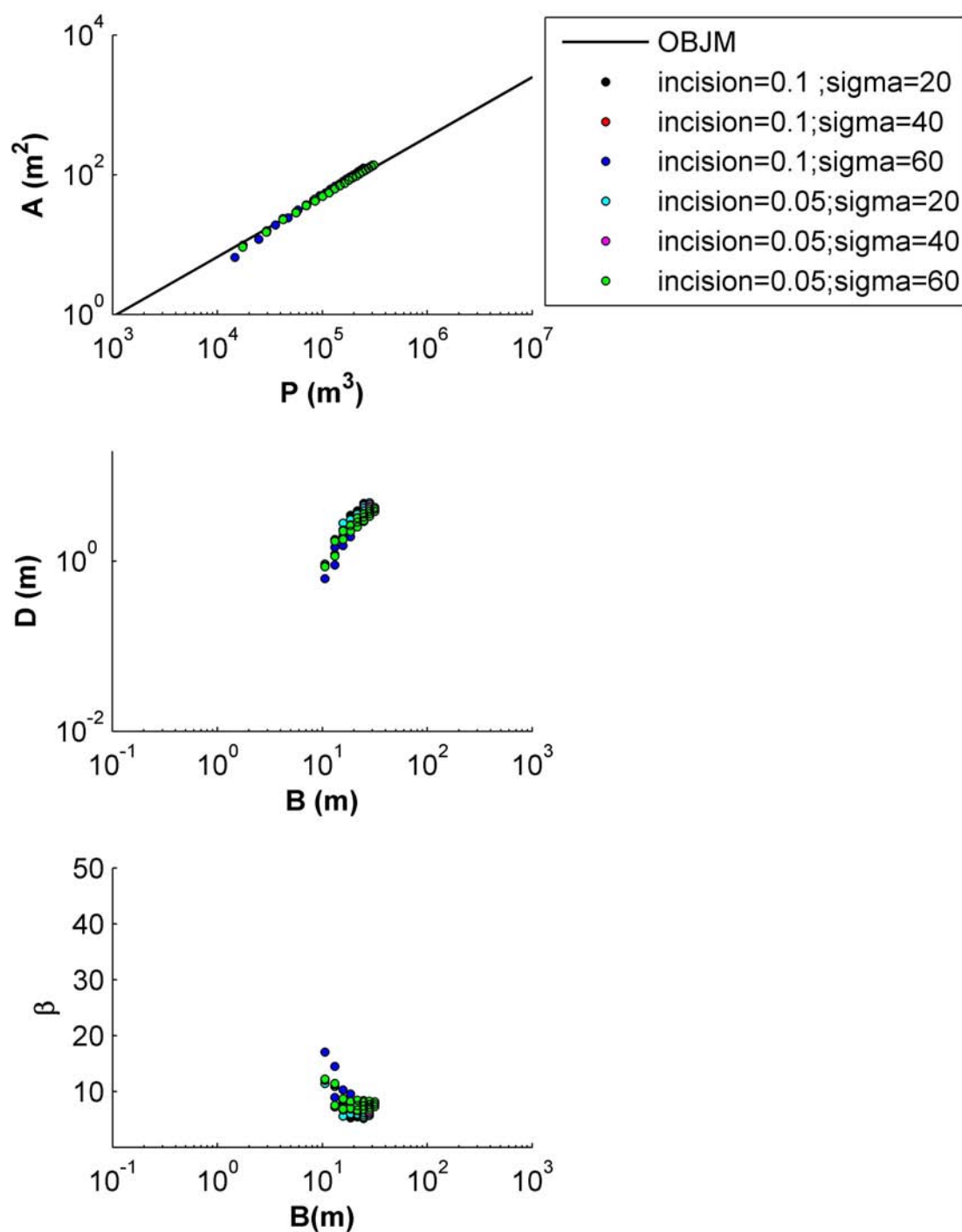


Figura 7.34: Relazioni morfologiche - funzione gaussiana (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

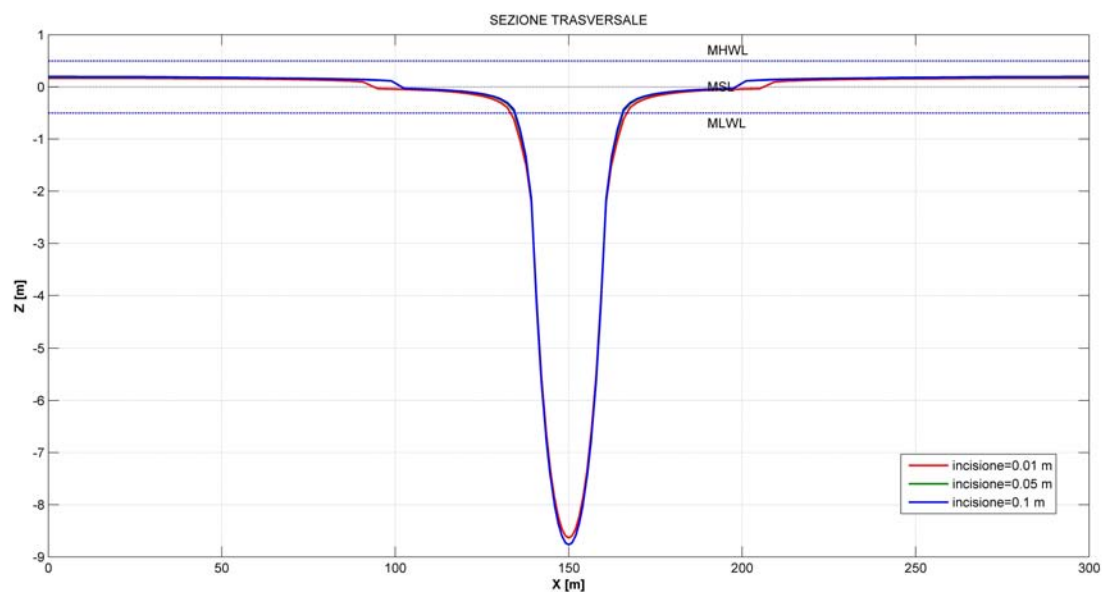


Figura 7.35: Sezione di *inlet* del canale - variazione ampiezza coseno (modello completo con vegetazione).

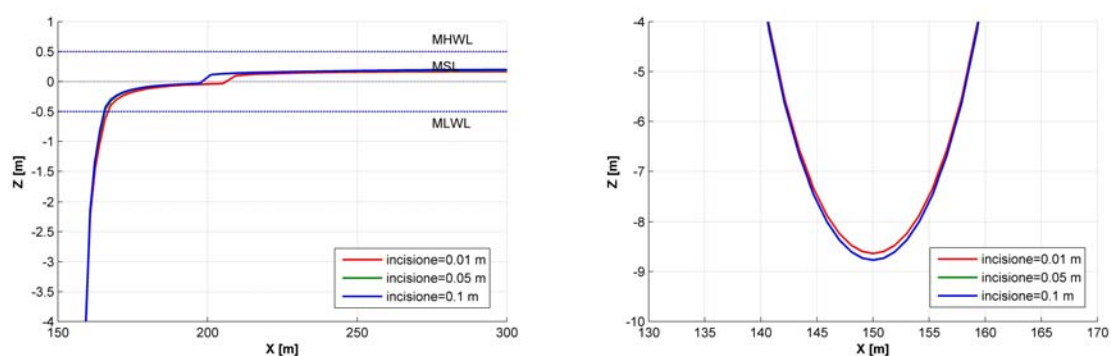


Figura 7.36: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione ampiezza coseno (modello completo con vegetazione).

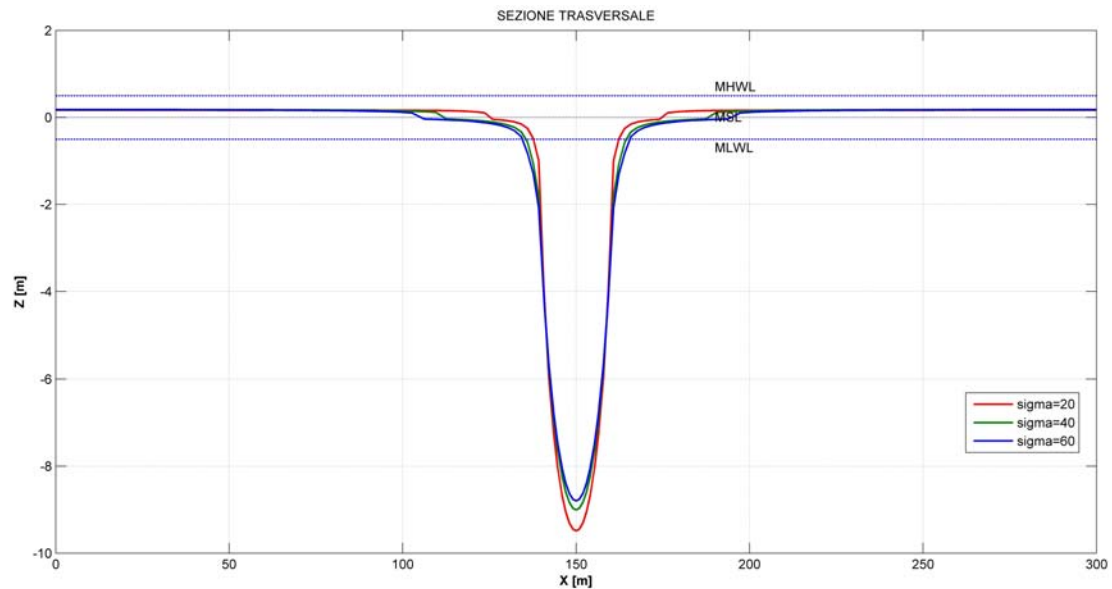


Figura 7.37: Sezione di *inlet* del canale - variazione sigma gaussiana amp = 0.05 m (modello completo con vegetazione).

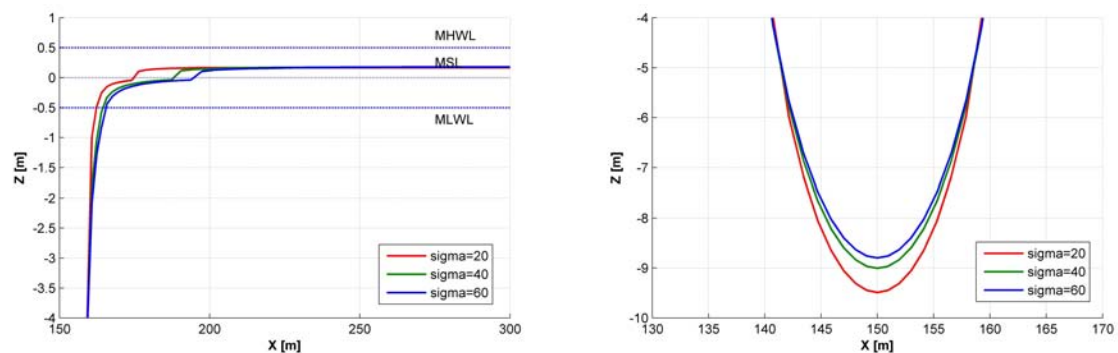


Figura 7.38: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione sigma gaussiana amp = 0.05 m (modello completo con vegetazione).

di sedimento e incremento del medio mare, il canale è meno profondo e lungo il margine della barena compare un sorta di gradino che innalza rapidamente la quota della barena stessa. É ancora possibile individuare una gradualità nei risultati al variare delle condizioni iniziali: al crescere dell'ampiezza dell'incisione iniziale, il canale diventa più largo e meno profondo aumentando potenzialmente i valori di β delle sezioni.

Gli stessi aspetti possono essere messi in luce nel caso di un'incisione iniziale descritta da una gaussiana con un'ampiezza maggiore, pari a 0.1 m (Figure 7.39 e 7.40). Incrementando σ , il fondo del canale raggiunge quota di -9.5 m con una variazione di quota di 1 m, mentre la barena è emersa a quota superiore al MSL, vedendo variare i propri margini di 0.5 m. I risultati hanno la stessa regolarità del caso precedente: maggiore è la larghezza dell'incisione iniziale, minore è la

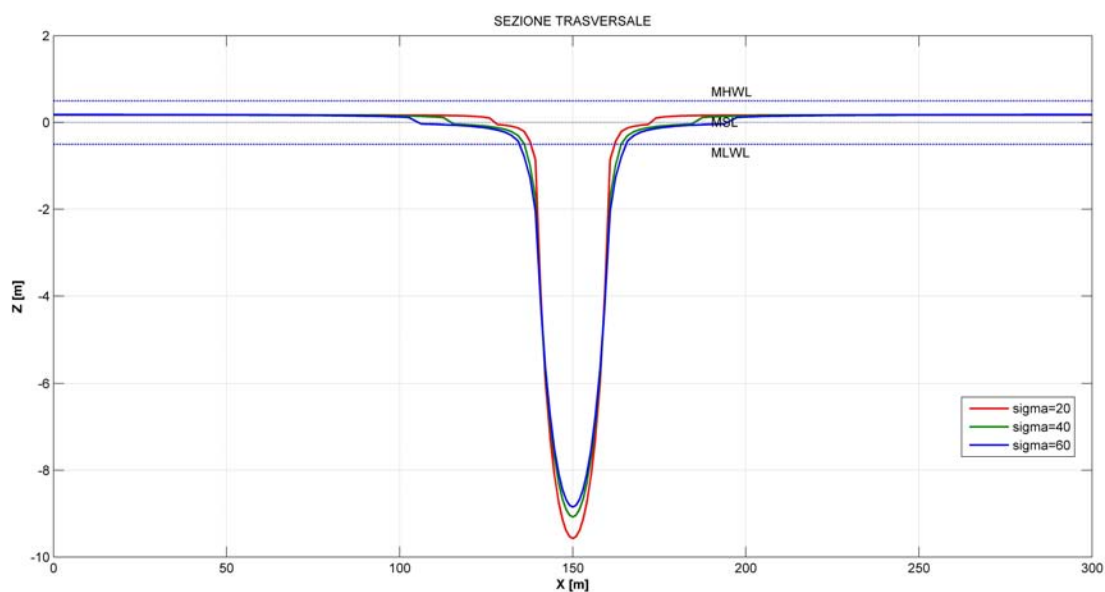


Figura 7.39: Sezione di *inlet* del canale - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello completo con vegetazione).

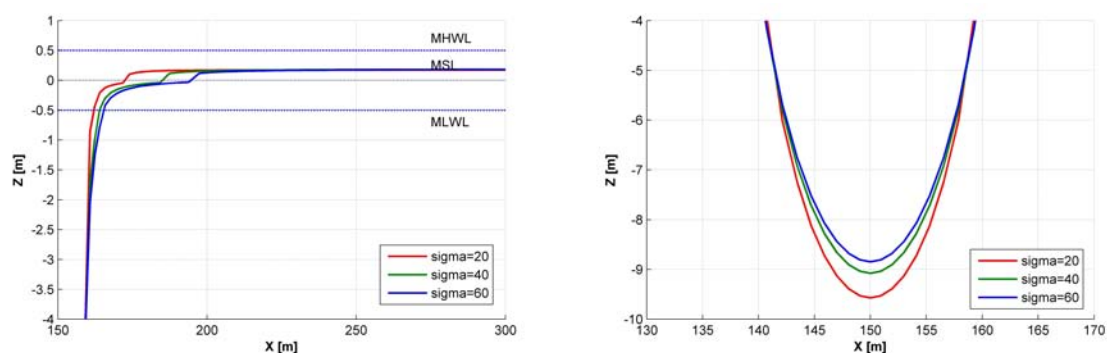


Figura 7.40: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello completo con vegetazione).

profondità del canale e maggiore è la sua larghezza. Diversamente dal modello con disponibilità di sedimento e incremento del medio mare, il canale è meno profondo e lungo il margine della barena compare un sorta di gradino che innalza rapidamente la quota della barena stessa.

I risultati modellistici raccolti possono ora essere guardati sulla base di alcuni inquadramenti teorici noti in letteratura. Nel caso del modello completo con vegetazione, la legge di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI è verificata per le forme testate della geometria iniziale (Figure 7.41 e 7.42). A maggiore distanza dall'imboccatura del canale, si nota una leggera discrepanza rispetto a quanto previsto da O'BRIEN-JARRETT-MARCHI: a parità di volume del prisma di marea, le sezioni presentano una sezione liquida minore come già visto in altri casi.

Nei diagrammi riguardanti il rapporto larghezza-profondità, si osserva come

i valori di β siano diminuiti rispetto a quanto ottenuto con il modello erosivo, rappresentando maggiormente il caso di canali che incidono barene. Poichè le barene sono emerse rispetto al MSL, tale risultato è coerente con quanto emerso dalle simulazioni.

7.3 Variazione della concentrazione

Le prove precedenti hanno dimostrato come la configurazione di equilibrio del canale risenta in modo minore dell'influenza della variazione delle condizioni iniziali qualora il modello tenga conto della disponibilità di sedimento in sospensione e del tasso di crescita del medio mare. A questo punto, fissata una geometria iniziale, si vuole esaminare come varia la configurazione di equilibrio del canale al variare disponibilità del sedimento (Tabella 7.2). In particolare l'attenzione è rivolta a come si modifica la distribuzione dei rapporti larghezza-profondità delle sezioni del canale al variare della disponibilità del sedimento. Nei test effettuati il valore di TL è assunto pari a 0.005, mentre l'incisione iniziale è descritta da una funzione coseno di ampiezza pari a 0.05 m. Il tasso di incremento del medio mare è mantenuto pari a 3.5 *mm/anno* come in precedenza.

	Simulazione 1	Simulazione 2	Simulazione 3
C_0 [mg/l]	30	40	50
$\bar{C}$ [mg/l]	1.688	2.250	2.813

Tabella 7.2: Valori della concentrazione media di sedimento.

L'incremento della concentrazione media da un lato favorisce l'aumento della quota della barena, dall'altra solleva il fondo del canale (Figure 7.43, 7.44 e 7.45). La barena non vegetata incrementa la propria quota di quasi 0.5 m, rimanendo sommersa rispetto al medio mare solo nel caso della concentrazione minore. L'aumento della quota della barena comporta anche un restringimento minimo del canale. Analogamente, la quota di fondo del canale cresce di circa 0.5 m all'aumentare della concentrazione in sospensione.

Tali variazioni nella configurazione di equilibrio del canale possono essere spiegati nel seguente modo. L'accrescimento della barena adiacente al canale tende a ridurre il prisma di marea e la portata favorendo ad un certo punto il riempimento del canale. L'incremento della quota della barena comporta anche una riduzione dell'idroperiodo che tuttavia in questo caso non può favorire la crescita di vegetazione in quanto il modello considerato esclude la proliferazione di vegetazione sulla barena.

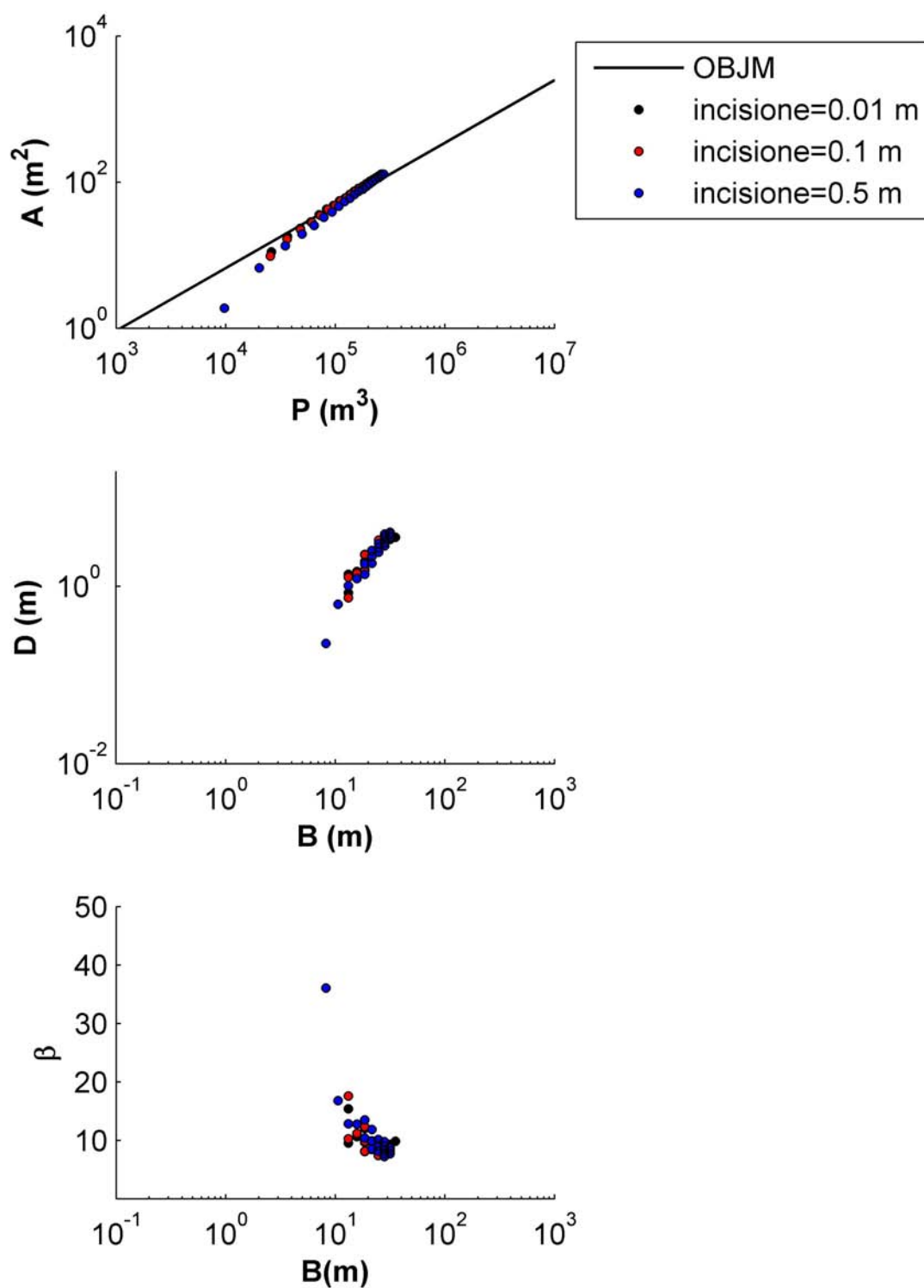


Figura 7.41: Relazioni morfologiche - funzione coseno (modello con completo con vegetazione).

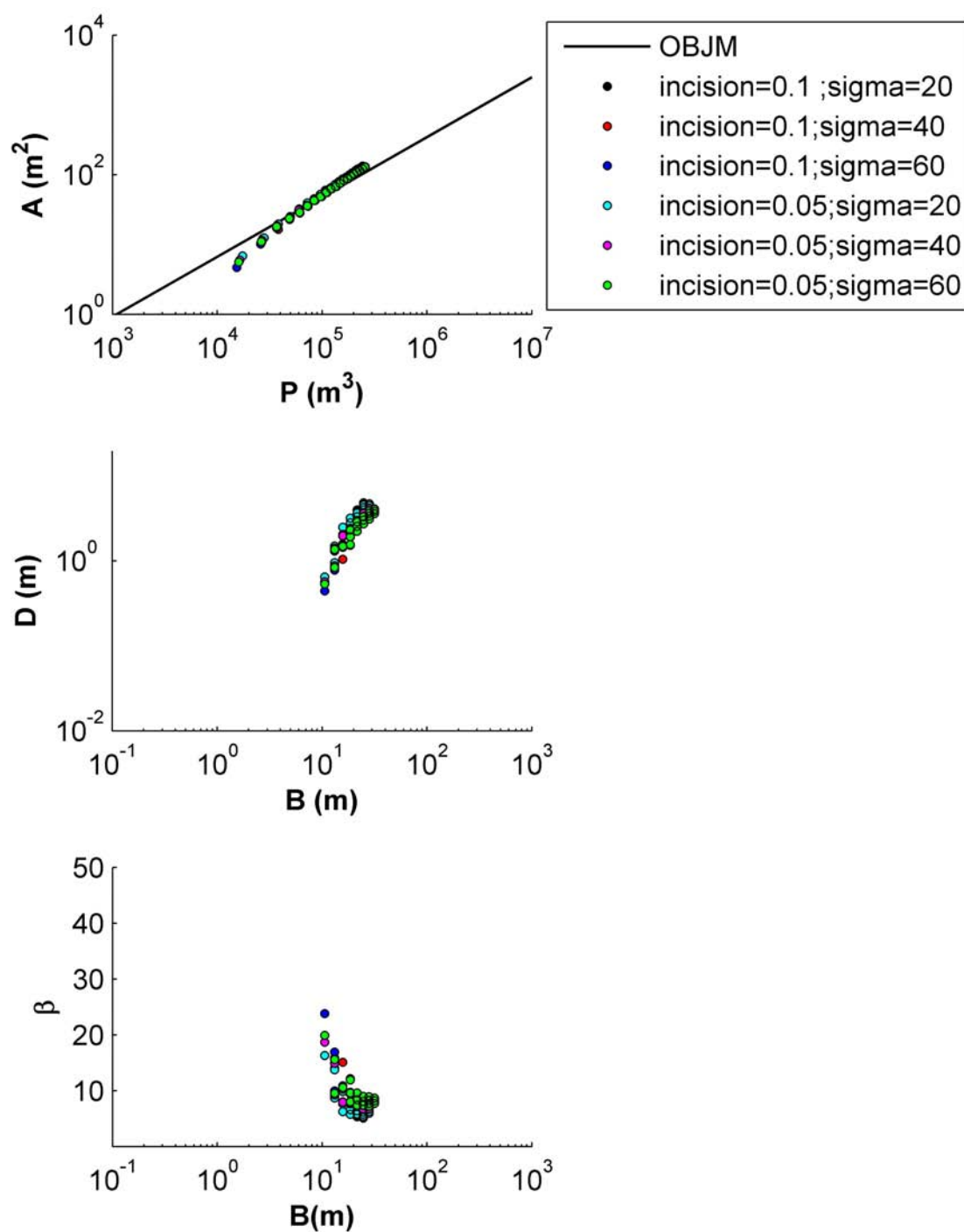


Figura 7.42: Relazioni morfologiche - funzione gaussiana (modello completo con vegetazione).

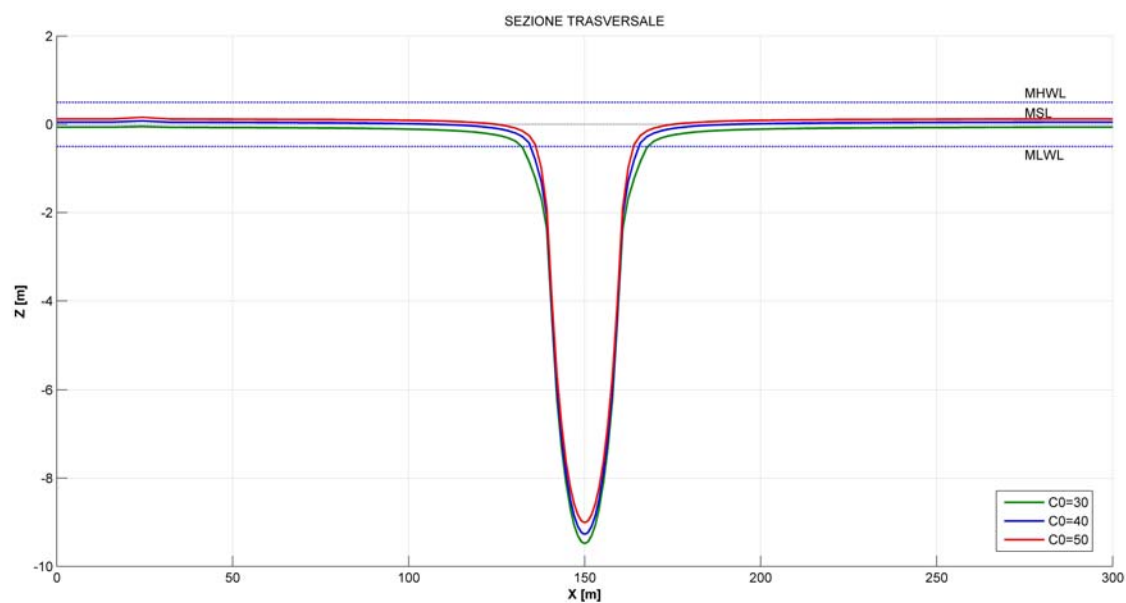


Figura 7.43: Sezione di *inlet* del canale - variazione concentrazione (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

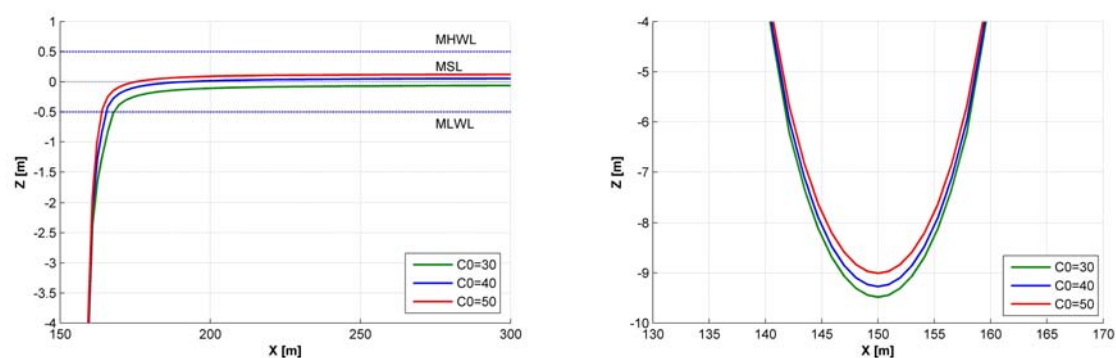


Figura 7.44: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione concentrazione (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

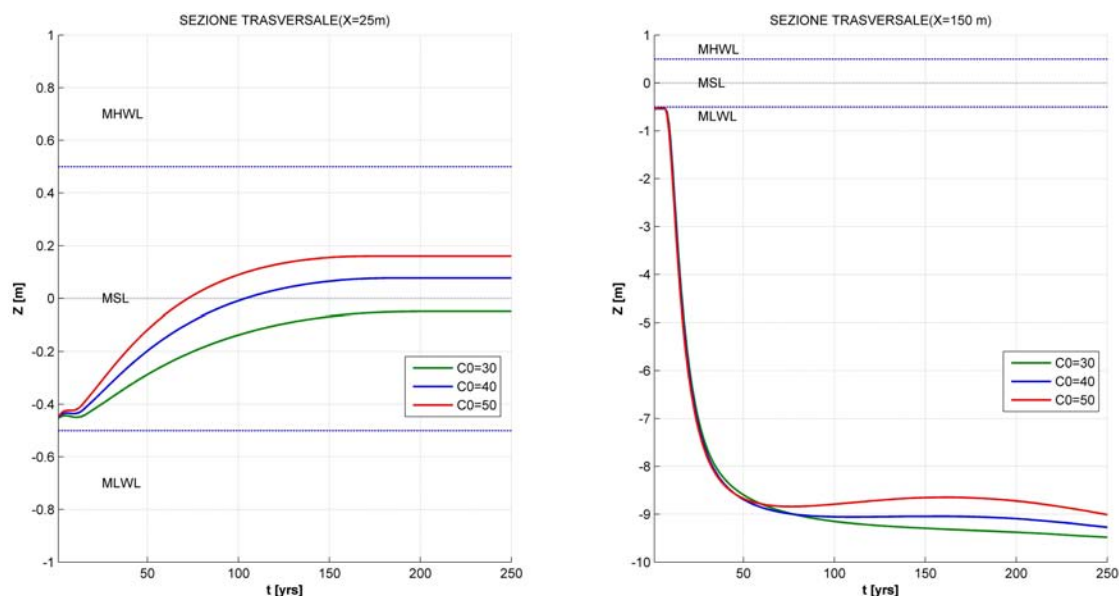


Figura 7.45: Evoluzione nel tempo delle quote di un punto sulla barena e di un punto sul fondo del canale (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

Le differenze nella configurazioni di equilibrio del canale al variare della concentrazione hanno rispercussioni sui rapporti larghezza-profondità delle sezioni del canale (Figura 7.46). Per rendere il confronto più chiaro, nei diagrammi sono stati rappresentati i risultati ottenuti con il modello erosivo e i risultati ottenuti con il modello con disponibilità di sedimento e incremento del medio mare per C_0 pari a 30 e 50 mg/l . La legge di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI è sempre verificata nei test effettuati; come già visto in precedenza, le sezioni più distanti dalla sezione di bocca del canale presentano aree liquide leggermente superiori a quelle previste dall'inquadramento teorico. L'incremento della concentrazione riduce i valori del rapporto larghezza-profondità delle sezioni. All'aumentare della concentrazione le sezioni diventano meno profonde e meno larghe maturando valori bassi di β (< 10) che rappresentano il caso di canali che incidono barene. Diversamente nel caso di modello erosivo le sezioni sono più larghe e meno profonde raggiungendo valori medio-alti di β ($> 15 - 20$) tipici di canali che incidono bassifondi.

7.4 Resistenze al moto offerte dalla vegetazione alofila sulla barena

L'indagine modellistica è proseguita introducendo le resistenze al moto offerte dalla vegetazione alofila sulla barena per riprodurre i test del paragrafo precedente. Nei test effettuati il valore di TL è mantenuto pari a 0.005, mentre l'incisione

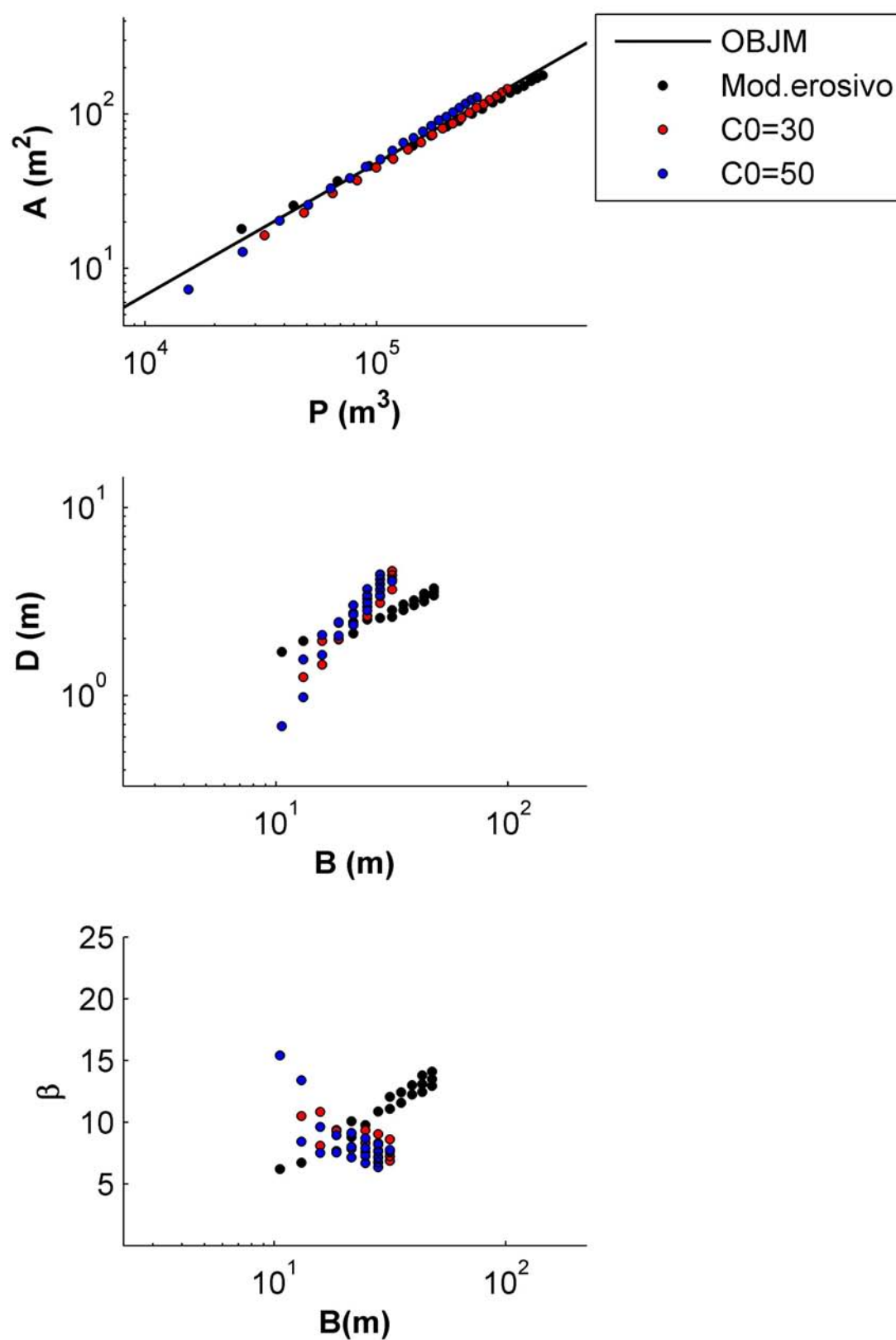


Figura 7.46: Relazioni morfologiche - variazione concentrazione (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

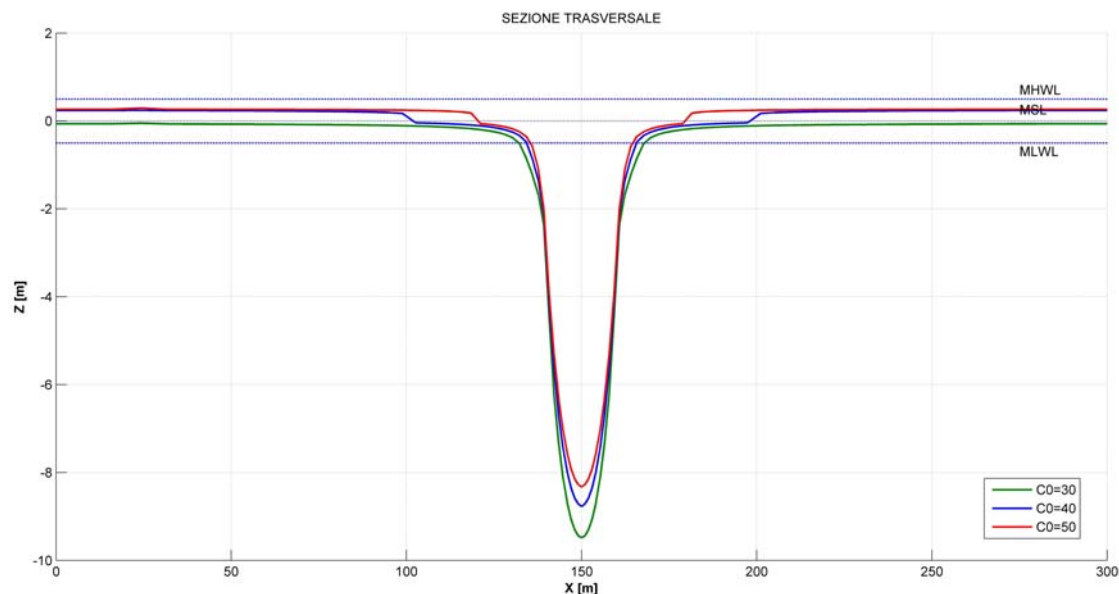


Figura 7.47: Sezione di *inlet* del canale - variazione concentrazione (modello completo con vegetazione).

iniziale è descritta da una funzione coseno di ampiezza pari a 0.05 m. Il tasso di incremento del medio mare è pari a 3.5 *mm/anno*.

Le diverse configurazioni di equilibrio raggiunte al variare della disponibilità di sedimento sono rappresentate nelle figure 7.47, 7.48, 7.49 e 7.49. Si osserva come l'aumento della concentrazione di sedimento favorisca l'accrescimento verticale della superficie della barena che raggiunge quote superiori a quanto ottenuto con il modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare. In particolare per valori di C_0 di 40, 50 *mg/l*, la quota raggiunta dalla barena è superiore di 10-15 cm rispetto a quanto ottenuto con il modello senza vegetazione. Al contrario quando la disponibilità di sedimento è limitata, la barena raggiunge approssimativamente la quota del medio mare analogamente a quanto ottenuto in precedenza. Sulla superficie della barena l'effetto della vegetazione si traduce in un aumento del deposito di sedimenti a causa della produzione di suolo organico e della cattura delle particelle di sedimento. Per elevate disponibilità di sedimento, si osserva come la barena non solo emerga rispetto a MSL ma tenda anche a far avanzare il proprio margine restringendo il canale.

Oltre all'accrescimento verticale della barena, l'introduzione della vegetazione aumenta la resistenza sulla superficie della barena favorendo la concentrazione del flusso all'interno del canale e quindi l'approfondimento del canale stesso. Tale effetto è evidente per basse disponibilità di sedimento quando la barena si trova al livello del medio mare; in tal caso il fondo del canale si approfondisce di circa 10 cm rispetto al modello senza vegetazione. Per disponibilità di sedimento medio-alte,

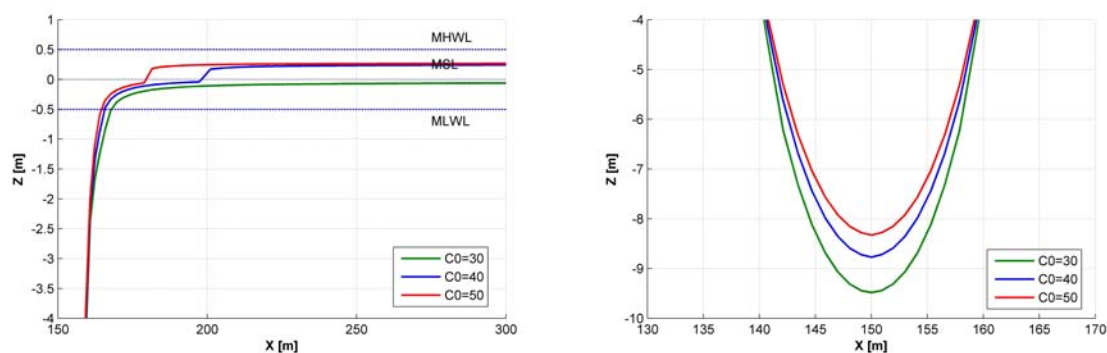


Figura 7.48: Ingrandimento del fondo e della sponda della sezione di *inlet* - variazione concentrazione (modello completo con vegetazione).

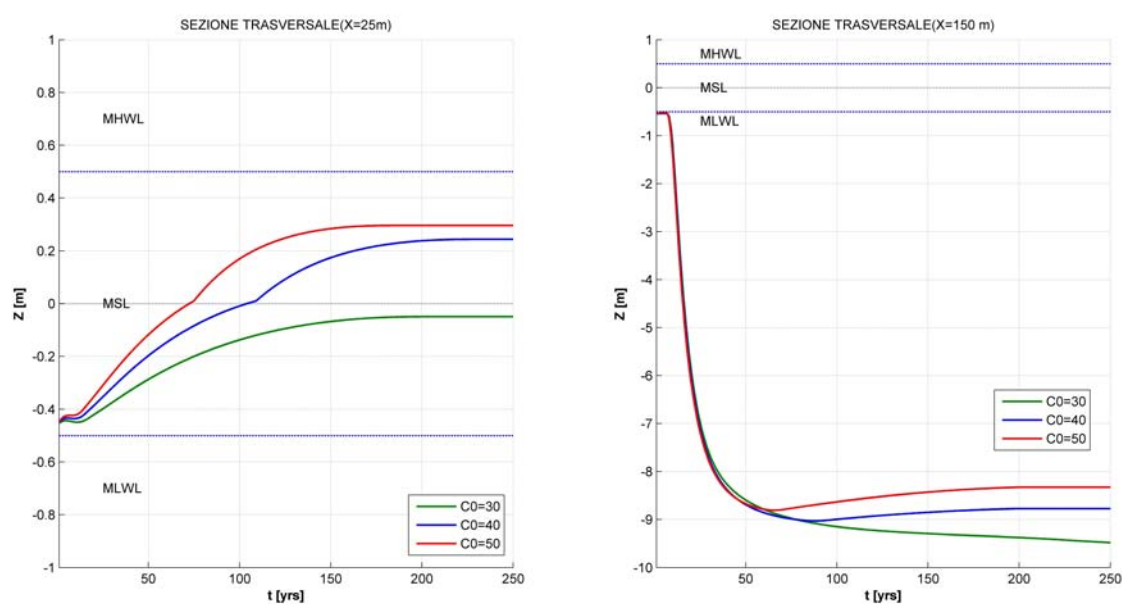


Figura 7.49: Evoluzione nel tempo delle quote di un punto sulla barena e di un punto sul fondo del canale (modello completo con vegetazione).

invece, tale effetto è meno evidente in quanto probabilmente la maggior parte dei flussi sono già confinati all'interno del canale stesso e quindi l'incremento di flusso nel canale legato all'incremento di resistenza al moto sulle barene risulta meno importante.

I risultati ottenuti con il modello completo con vegetazione possono essere analizzati sulla base di inquadramenti teorici noti in letteratura. Quando la disponibilità di sedimento è limitata, l'introduzione della vegetazione non riduce i valori del prisma di marea calcolati per le varie sezioni con il modello con disponibilità di sedimento e incremento del medio mare (Figura 7.50). Tale situazione è legata al fatto che con entrambi i modelli la barena rimane al livello medio mare mantenendo pressoché invariato il prisma di marea. Analogamente non c'è differenza nelle risposte dei due modelli rispetto alla distribuzione del rapporto larghezza-profondità

delle sezioni. Se la barena è al livello medio mare, la proliferazione di vegetazione sulla barena stessa è limitata e quindi la risposta dei due modelli è simile.

Quando la disponibilità di sedimento è più elevata, l'introduzione della vegetazione mostra alcune differenze nella risposta dei due modelli (Figure 7.51 e 7.52). In particolare per valori di C_0 di 40, 50 mg/l , l'accrescimento verticale della barena per effetto della proliferazione di vegetazione tende a ridurre i valori del prisma di marea calcolati con il modello con disponibilità di sedimento e incremento del medio mare. In modo simile l'effetto della proliferazione della vegetazione si nota anche nella distribuzione del rapporto larghezza-profondità delle sezioni. In questo caso la risposta del modello con vegetazione è effettivamente distinta da quella del modello che riproduce solo la disponibilità di sedimento e l'incremento medio mare. Tuttavia, come analizzato in precedenza, per elevate disponibilità di sedimento, l'accrescimento verticale della barena per effetto della proliferazione di vegetazione non è accompagnato da un approfondimento del canale perchè la maggior parte dei flussi sono già concentrati all'interno del canale stesso. Per questo motivo il modello completo con vegetazione non riesce a riprodurre canali più stretti e incisi rispetto al modello con disponibilità di sedimento e incremento medio mare.

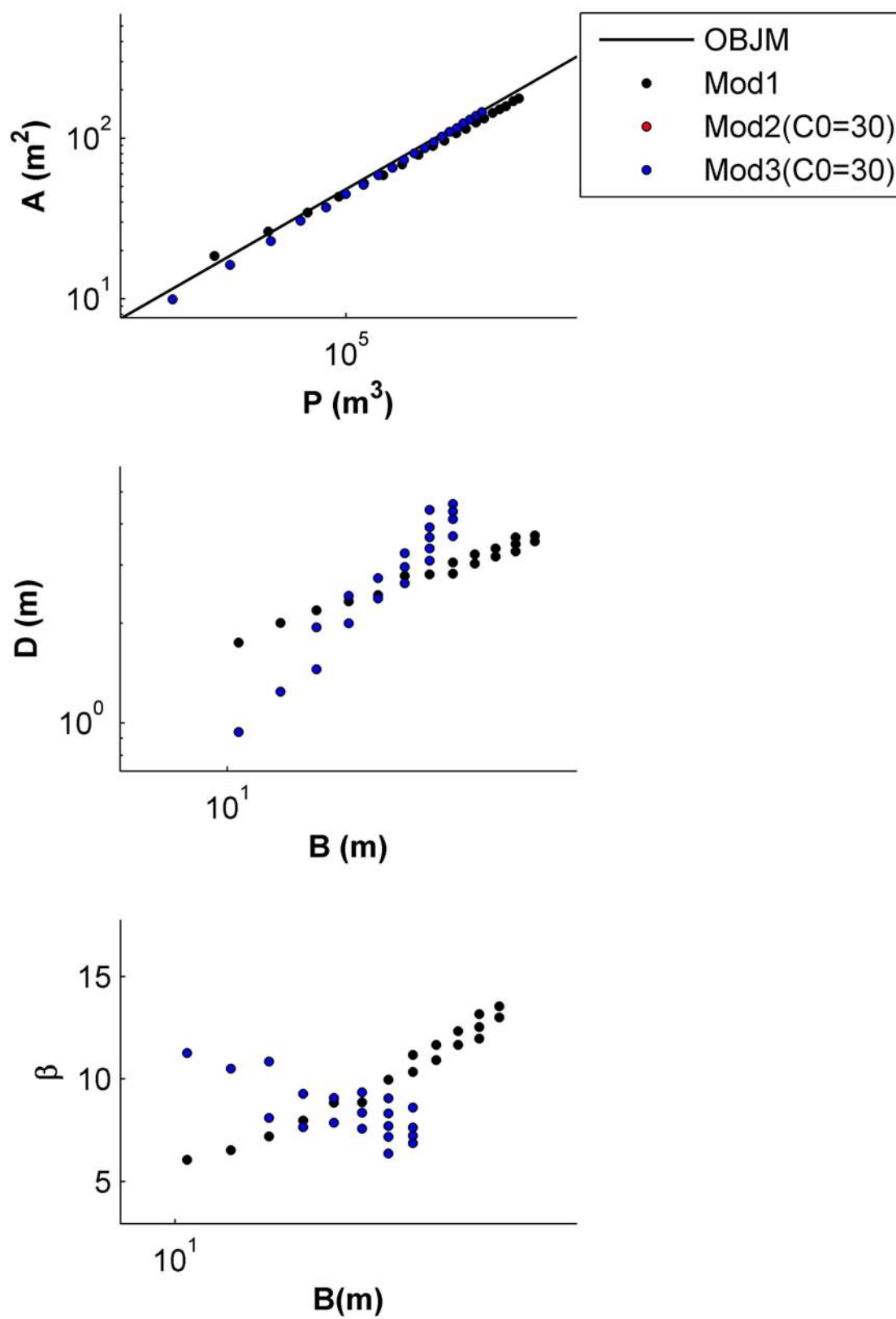


Figura 7.50: Relazioni morfologiche - confronto risposta modelli ($C_0 = 30mg/l$).

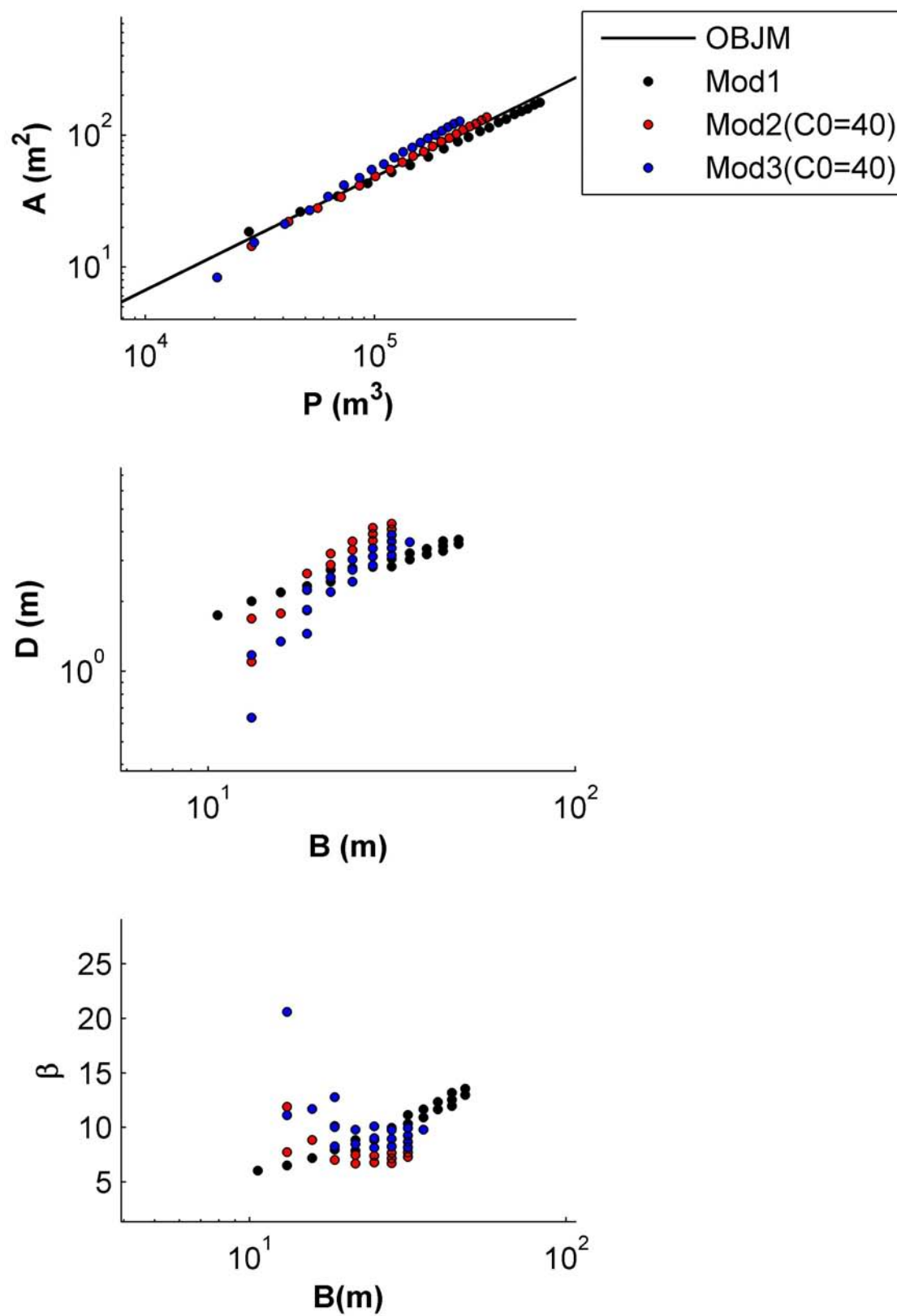
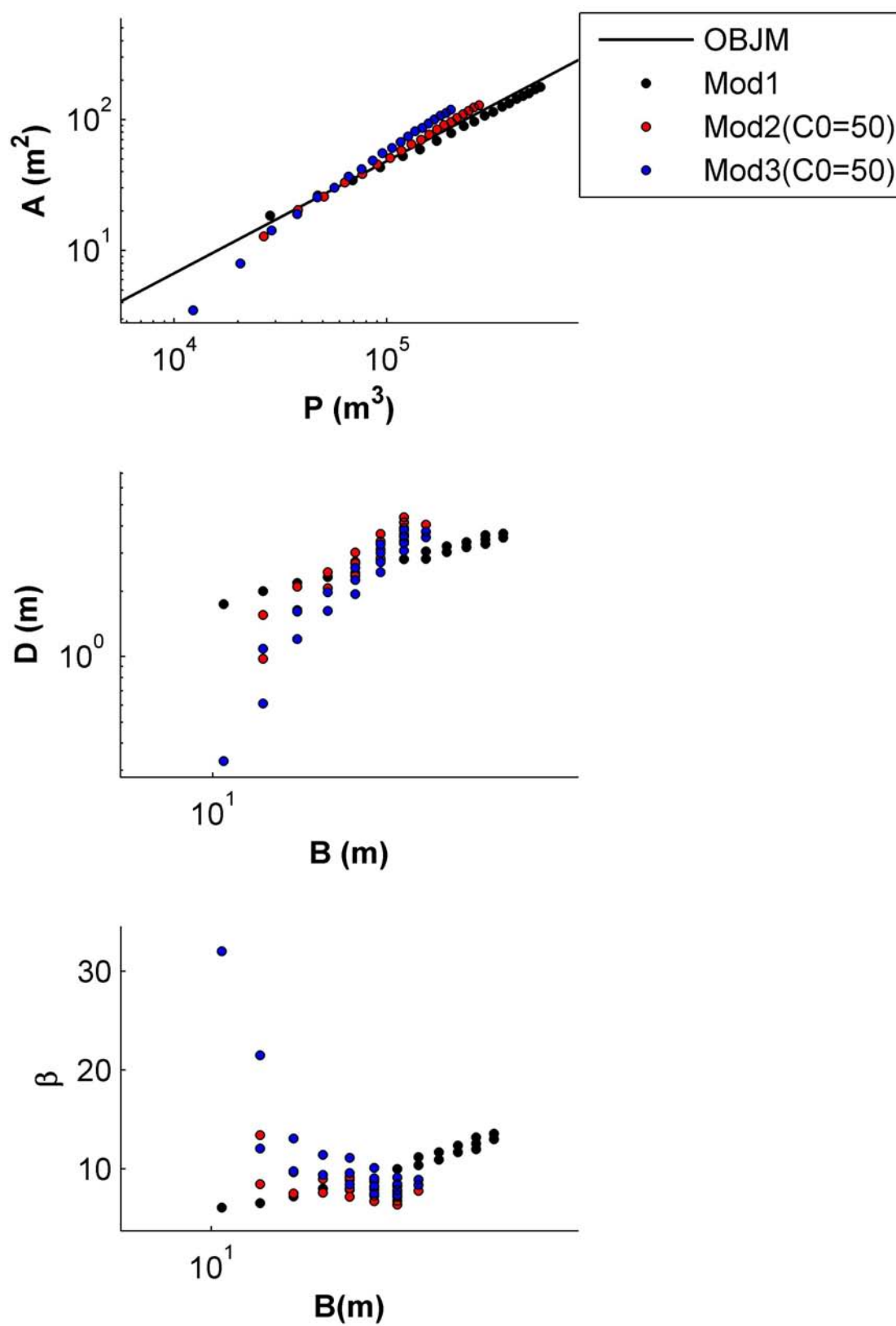


Figura 7.51: Relazioni morfologiche - confronto risposta modelli ($C_0 = 40 \text{ mg/l}$).

Figura 7.52: Relazioni morfologiche - confronto risposta modelli ($C_0 = 50 \text{ mg/l}$).

Capitolo 8

Conclusioni

La tesi ha avuto come oggetto l'analisi dell'equilibrio a lungo termine di un canale in un bacino a marea tenendo conto degli aspetti idrodinamici, morfologici ed ecologici. L'equilibrio è stato valutato su un dominio tridimensionale opportunamente discretizzato per un canale di forma rettilinea che incide un bacino rettangolare; su tale dominio è stata applicata una forzante di marea sinusoidale semidiurna. L'evoluzione del canale a marea è stata osservata in un intervallo di 250 anni.

Secondo l'impostazione del modello è stato possibile tener conto separatamente o congiuntamente degli effetti legati all'erosione, all'innalzamento del livello del medio mare, alla disponibilità di sedimento in sospensione e alla presenza di vegetazione sulla barena. Le principali conclusioni possono essere riassunte come di seguito descritto:

- La configurazione di equilibrio del canale mantiene memoria del valore del *timelag* (parametro che descrive come l'ampiezza della forzante di marea imposta cresca nel tempo) sia nel caso del modello puramente erosivo che nel caso del modello completo con disponibilità di sedimento, incremento del medio mare ed effetti della vegetazione. Tuttavia, la memoria del sistema diminuisce passando dal modello puramente erosivo, al modello con disponibilità di sedimento e incremento del medio mare, al modello completo che tiene conto anche degli effetti della vegetazione. Per qualsiasi valore attribuito al parametro TL è garantito il raggiungimento della condizione di equilibrio. Inoltre, la legge di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI è verificata nel caso ci sia una modulazione in ampiezza della forzante di marea; qualora tale modulazione iniziale fosse trascurata, la relazione non risulta soddisfatta in quanto in ogni sezione si ottengono per un fissato valore di prisma di marea sezioni liquide maggiori di quelle previste.

- La configurazione di equilibrio del canale ha memoria delle condizioni iniziali, ovvero dell'incisione iniziale. Le differenze nelle configurazioni di equilibrio raggiunte al variare delle condizioni iniziali sono mitigate dagli effetti legati all'innalzamento del medio mare, alla disponibilità di sedimento in sospensione e alla presenza di vegetazione sulla barena. La legge di O'BRIEN-JARRETT-MARCHI è sempre verificata al variare delle condizioni iniziali tenendo conto o meno di tutti i possibili effetti descritti da modello.
- L'incremento della concentrazione in sospensione tende a far perdere memoria delle condizioni iniziali al sistema e comporta un innalzamento della quota della barena e del fondo del canale nella configurazione di equilibrio del canale. L'accrescimento della barena tende a ridurre la portata e il prisma di marea favorendo il riempimento del canale. All'aumentare della concentrazione in sospensione, il canale diventa meno profondo e leggermente più stretto facendo diminuire il rapporto larghezza-profondità coerentemente con gli effetti che il modello è in grado di esprimere.
- Infine, i risultati del modello mostrano che la crescita della vegetazione sulla superficie di barena produce due effetti contrastanti. Da un lato la vegetazione produce un maggiore accrescimento verticale associato alla cattura delle particelle di sedimento e alla produzione di suolo organico, aumentando la quota della superficie di barena e riducendo così il prisma marea e la dimensione della sezione del canale trasversale. D'altraparte, l'aumento della resistenza moto prodotto dalla vegetazione favorisce la concentrazione del flusso all'interno del canale, favorendo la formazione di sezioni trasversali che dovrebbero risultare più incise. Le simulazioni condotte indicano che il secondo effetto è più importante nel caso in cui le barene siano a quote di poco superiori al medio mare, mentre il primo effetto è più importante in barene a quote elevate, quando la maggior parte dei flussi di marea sono già confinati all'interno del canale stesso e quindi l'incremento di flusso nel canale legato all'incremento di resistenza al moto sulle barene risulta meno importante.

Appendice A

Codice FORTRAN 90

In questa Appendice viene riportato il listato del codice, scritto in FORTRAN 90, impiegato per lo studio dell'evoluzione morfodinamica di un bacino a marea.

A.1 Main program

In questa sezione verranno sinteticamente descritte le operazioni principali che si possono distinguere direttamente all'interno del MAIN PROGRAM, facendo riferimento al numero di riga di codice. Innanzitutto, si sottolinea come il programma sia strutturato sulla base di 3 cicli *do* principali:

- il primo, **righe** [177:435], è riferito all'evoluzione morfologica del fondo e si basa sul time-step $\Delta t_{evo} = 1 \text{ mese}$;
- il secondo, **righe** [196:392], è riferito a due successivi cicli di marea e si basa sul time-step $\Delta t_{tide} = 24 \text{ ore}/48$;
- il terzo, **righe** [226:385], è riferito alle singole sezioni che compongono il dominio di calcolo.

Al loro interno si possono distinguere i seguenti passaggi fondamentali:

- # **riga** [186] viene aggiornato il tasso di incremento del medio mare, ipotizzato costante per tutta la durata della simulazione;
- # **righe** [212:223] viene calcolata la concentrazione media di fase (paragrafo 4.5.1), riferita alla quota media dell'intero bacino all'iterazione precedente, e aggiornata ad ogni Δt_{tide} ;
- # **righe** [256:263] si calcola la portata Q con il modello quasi-statico (paragrafo 3.1);

righe [285:354] procedura iterativa per il calcolo della pendenza della linea dell'energia S, che permette di determinare la distribuzione delle velocità e degli sforzi tangenziali al fondo, distinguendo fra i casi di sezione vegetata e sezione non vegetata;

righe [258:366] vengono calcolati i tassi di accrescimento/erosione, successivamente scalati con il *time step morfologico* Δt_{morpho} (paragrafo 5.1.3);

righe [409:413] si aggiorna la quota del fondo ad ogni Δt_{evo} .

```

1  !=====
2  PROGRAM crossection
3  !=====
4  ! Questo modello calcola l'evoluzione nel tempo di un canale di
5  !marea su un dominio 3D, considerando i processi di erosione e
6  ! deposito di sedimenti, il ruolo della vegetazione e del
7  !sea level rise. La distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo
8  ! indotti dal fluido sulla sezione sono calcolati sulla base
9  ! dell'approccio proposto da Pizzuto [1990].
10 !-----
11 IMPLICIT NONE
12 !-----
13 ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
14 ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
15 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
16 INCLUDE 'param.dat'
17 !-----
18 ! Dichiarazione delle variabili impiegate solo nel main program
19 !-----
20 INTEGER :: i, inst, n_mesi, n_steps, N_Z, count, j, iy
21 INTEGER :: n_steps2, check
22 INTEGER :: restart=1
23 REAL*8 :: ZZ(nodes), tauCHECK(INT(nodes/2)), MSL2store(MAXSTEPS)
24 REAL*8, allocatable :: Z_0(:,,:), X_0(:,,:), Qs_0(:,,:), E_0(:,,:), msl_0(:)
25 REAL*8 :: Qstore(inst_c,nsez,nodes)
26 REAL*8 :: Qstore2(inst_c,nsez), Vstore(inst_c,nsez)
27 REAL*8 :: Qhead, AREAiym1, AREAiym, LPxiym1, LPxiym, time, ddH, Hmin
28 REAL*8 :: psi,phi,depth
29 CHARACTER(len=100) fileZ, fileX, fileQs, fileE, fileMSL
30 LOGICAL test
31 CHARACTER(len=5) answer
32 REAL*8 :: Dum2(nodes-2)
33 INTEGER :: IPIV(nodes)
34 INTEGER :: INFO
35 INTEGER :: NRHS=1
36 CHARACTER :: TRANS='N'
37 ! parametri per la Error function (aumento graduale ampiezza marea)
38 REAL*8 :: timelag
39 REAL*8 :: terf, aux1, aux2, taux
40 REAL*8 :: erftaux(MAXSTEPS)
41 REAL*8 :: Qaux1,Qaux2,Qaux3
42 Qstore=0.
43 !-----
44 ! Apertura dei file di INPUT e OUTPUT
45 !-----
46 open(unit=8,FILE='Input.dat', status='old')
47 OPEN(10,FILE='output\Z.txt') ! sez inlet ogni timestep
48 OPEN(11,FILE='output\ZZZ.txt') ! configurazione finale dominio
49 OPEN(13,FILE='output\Erates.txt') ! erosione ad ogni time step
50 OPEN(14,FILE='output\V.txt') !velocita' sez inlet ogni timestep
51 OPEN(15,FILE='output\T.txt') ! tau sez inlet ad ogni time step
52 OPEN(5426,FILE='output\QQQ.txt')
53 OPEN(16,FILE='output\Q_store.txt')
54 OPEN(1718,FILE='output\D_s.txt') ! dep inorg sez inlet ogni t.s.
55 OPEN(1719,FILE='output\E.txt') ! erosione sez inlet ogni t.s.
56 OPEN(1720,FILE='output\D_B.txt') ! deposito org sez inlet t.s.
57 OPEN(1721,FILE='output\D_T.txt') ! deposito trap sez inlet t.s.
58 OPEN(1730,FILE='output\Ksvect.txt') ! Strickler c. sez inlet t.s.
59 OPEN(1740,FILE='output\Velocita.txt') ! velocita' sez inlet ogni t.s.
60 !-----

```

```

61 ! Lettura dei dati in INPUT dal file "input.dat"
62 !-----
63 ! Caratteristiche dei sedimenti
64 read(8,*) Cmean      ! concentrazione media di fase (mg/l)
65 read(8,*) rhos       ! densita' dei sedimenti (kg/m3)
66 read(8,*) w_s        ! velocita' di caduta (m/s)
67 read(8,*) D50        ! diametro delle particelle (mm)
68 read(8,*) tau_dep     ! sforzo tangenziale critico di deposito
69 read(8,*) tau_ero     ! sforzo tangenziale critico di erosione
70 read(8,*) mu_eros     ! tasso di erosione costante empirico
71 read(8,*) porosity    ! porosita' dei sedimenti
72
73 D50=D50/1000.        ! diametro delle particelle (m)
74 mu_eros=mu_eros/rhos ! tasso erosione empirico costante adim.
75
76 ! Caratteristiche della forzante di marea
77 read(8,*) amplitude  ! ampiezza dell'onda (m)
78 read(8,*) T_tide     ! periodo (semidiurna) (hours)
79 read(8,*) seconds    ! secondi in un ora
80 read(8,*) months     ! mesi in un anno
81 read(8,*) dd         ! giorni in un mese
82
83 T_tide=T_tide*3600.   ! periodo in (s)
84 w=2.*pi/T_tide       ! pulsazione angolare
85 dt=24./inst_c        ! time step per un giorno (due cicli) in (ore)
86 dtciclo=dt*3600.     ! time step in (s)
87 dTmorpho=dd*dtciclo  ! timestep morfologico
88
89 read(8,*) Lupstream   ! lunghezza del bacino (m)
90 read(8,*) Ltransect   ! larghezza del bacino (m)
91 read(8,*) ncos        ! parametro per la geometria iniziale
92 read(8,*) ampl_incision ! parametro per la error function
93 read(8,*) meandepth0  ! quota iniziale media (msmm)
94 read(8,*) geoCASE     ! scelta della configurazione iniziale
95
96 dx=Ltransect/(nodes-1) ! spaziatura griglia sulla sezione (m)
97 dy=Lupstream/(nsez-1)  ! spaziatura griglia longitudinale (m)
98 dy0=dy/3.             ! distanza fra testa canale e testa bacino
99
100 ! Altri parametri
101 read(8,*) es           ! local roughness length (m)
102 read(8,*) Ks           ! coeff. Strickler (m1/3 s-1)
103 read(8,*) QTOLL       ! tolleranza calcolo iterativo di Q*
104
105 ! Parametri biologici
106 read(8,*) Zbiomax      ! massima quota a cui cresce biomassa
107 read(8,*) Zbiomin      ! quota a cui nasce la biomassa
108 read(8,*) Bmax         ! massimo valore di biomassa (g/m2)
109 read(8,*) omega        ! parametro riduzione biomassa mesi invernali
110 read(8,*) kb           ! produzione organica al suolo max (m/anno)
111
112 kb=kb/(365.*24.*3600.) ! produzione organica al suolo massima (m/s)
113
114 ! Parametri da Mudd et. al. 2004 per grandezze biologiche
115 read(8,*) alpha1
116 read(8,*) alpha2
117 read(8,*) alpha_n
118 read(8,*) beta_n
119 read(8,*) alpha_h
120 read(8,*) beta_h
121 read(8,*) delta1
122 read(8,*) delta2
123
124 ! Parametri da Palmer et. al. 2004 per grandezze biologiche
125 read(8,*) kappa_t
126 read(8,*) gamma_t
127 read(8,*) epsilon_t
128
129 ! Parametri da Mudd. et. al. 2004 per il bulk drag coeff
130 read(8,*) Scd
131 read(8,*) Cobar
132
133 read(8,*) Utrapp       ! velocita' media sulla barena vegetata
134 read(8,*) ZmarshMax    ! eventuale blocco quota barena
135 read(8,*) MSLrate      ! tasso di incremento del medio mare in (m/anno)
136 MSLrate=MSLrate/12.   ! tasso di incremento medio mare in (m/mese)
137

```

```

138 !-----
139 ! Stampa a video i principali parametri in lettura
140 !-----
141 write(*,'("----- Sediments -----")')
142 write(*,'("C0 (%)",F12.6)')Cmean
143 write(*,'("D50(m)",F12.6,"rhos(kg/m3)",F12.6)')D50,rhos
144 write(*,'("w_s(m/s)",F12.6,"porosity",F12.6)')w_s,porosity
145 write(*,'("tau_dep",F12.6,"tau_ero ",F12.6)')tau_dep,tau_ero
146 write(*,'("mu_eros",F12.6)')mu_eros
147
148 write(*,'("----- Tide -----")')
149 write(*,'("ampli(m)",F12.6,"T_tide(s)",F12.6)')amplitude,T_tide/3600.
150 write(*,'("dtciclo(hours)",F12.6,"dTmorpho",F12.6 )')dtciclo,dTmorpho
151
152 write(*,'("----- Geometry -----")')
153 write(*,'("Ly(m)",F12.6,"Lx(m)",F12.6)')Lupstream,Ltransect
154 write(*,'("dy(m)",F12.6,"dx(m)",F12.6)')dy,dx
155
156 write(*,'("-----")')
157 write(*,'("es(m)",F12.6,"Chezy((m^0.5/s)",F12.6)')es,Ks
158 write(*,'("QTOLL (m^3/s??) ",F12.6)')QTOLL
159 !-----
160 CALL initialization      ! Inizializzazione delle variabili
161 CALL tidalforcing       ! def forzante H(t) e sua derivata dH/dt
162 CALL initialgeometry    ! Definizione del dominio iniziale
163 check=1
164 !-----
165 ! definizione error function per incrementare gradualmente la marea
166 !-----
167 !Tidal range increasing gradually in time as multiplied by erf
168 !timelag=1.0D0
169 !timelag=0.9D0
170 !timelag=0.5D0
171 !timelag=0.1D0
172 !timelag=0.01D0
173 timelag=0.005D0 !default value
174 !timelag=0.001D0
175 !timelag=0.0005D0
176
177
178
179
180 do n_steps=1,MAXSTEPS
181   taux=timelag*n_steps
182   call erff(taux,erftaux(n_steps))
183   ! erftaux(n_steps)=1.0      ! scommentare se voglio ampiezza marea non modulata
184 end do
185 !-----
186 time=0.
187 n_steps2=0
188
189 !=====
190 ! INIZIO DEL CICLO SUI MESI
191 !=====
192 TTT=0.
193 VVV=0.
194 Hmin=10.
195 do n_steps=restart,MAXSTEPS      ! MAXSTEPS=numero di mesi di simulazione
196   write(*,199) n_steps,Hmin,sumcheckbio,MSL2
197   199 FORMAT("Anno:",I4,"Hmin:",F12.6,"Nodi vegetati:",I3,"MSL:", F6.3)
198
199   MSL2=MSL2+MSLrate      ! incremento del medio mare ad ogni mese
200   MSL2store(n_steps)=MSL2
201   Q_Sc=0.      ! inizializzazione contributo deposito inorg mese corrente
202   Q_Tc=0.      ! inizializzazione contributo deposito trap mese corrente
203   Q_Bc=0.      ! inizializzazione contributo deposito org mese corrente
204   Q_Ec=0.      ! inizializzazione contributo erosione mese corrente
205
206   write(*,989) ZmeanC0 ! stampa a video quota media bacino
207   989 FORMAT(" ZmeanC0:",F8.4)
208   !=====
209   ! INIZIO CICLO SUL GIORNO (DUE CICLI DI MAREA)
210   !=====
211   do inst=1,inst_c ! inst_c=istanti campionamento temporale in 24 ore
212
213   !-----
214   ! valori istantanei elevazione marea (quasi-statico) e sua derivata

```

```

215  !-----
216  MSL = MSL2 + erftaux(n_steps)*H(inst) ! elevazione marea
217  ddH = erftaux(n_steps)*dH(inst)      ! derivata
218  ! sono entrambi corretti con la error function!!
219  !-----
220
221  if (MSL < Hmin) Hmin=MSL !controllo sullo stato regime marea
222  time=time+dt
223
224  !-----
225  ! CONCENTRAZIONE MEDIA CORRETTA valutata con elev. media bacino
226  !-----
227
228  Zmeansum=0.
229
230  do i=1,nsez
231    Zmeansum=Zmeansum+Zmeansez(i)
232  end do
233
234  ZmeanC0=Zmeansum/float(nsez) ! quota fondale media su tutto bacino
235
236  C0=Cmean/(1000.*rhos)*(1-ZmeanC0/amplitude) ! conc. media corretta
237
238  !=====
239  ! INIZIO CICLO SULLE SEZIONI
240  !=====
241
242  Q_inst=0.D0 ! inizializzazione portata reale
243
244  do iy=1,nsez ! nsez=numero sezioni in cui e' suddiviso il bacino
245
246    Z(:)=ZZZ(iy,:) ! quota fondo sezione precedente
247    X(:)=XXX(iy,:) ! ascisse sezione precedente
248
249    !-----
250    CALL derivatives
251    CALL abscissae
252    CALL normalcontrol
253    CALL distDN
254    CALL trapezi
255    CALL compu_biomass_vegetationedge(n_steps)
256    !-----
257    AREAiym1=AREAiym
258    LPxiym1=LPxiym
259    CALL compu_wetP_Area
260    AREAiym=AAREA
261    LPxiym=LPx
262    !-----
263    ! Campionamento quota media di ogni sezione
264    !-----
265    CALL compu_Zmean
266    Zmeansez(iy)=Zmean
267
268    !-----
269    ! calcolo della portata reale Q con il modello quasi statico
270    ! si tiene conto solo della porzione bagnata di bacino
271    !-----
272    if (iy==1) then
273      Q_inst=abs(ddH)*LPx*LPx*0.39 ! prima sez area drenata semicirc
274    else
275      Q_inst=Q_inst+abs(ddH)*dy*0.5*(LPxiym1+LPxiym)
276    end if
277    !-----
278
279    !-----
280    ! Controlla se ci sono pixel vegetati sulla sezione
281    !-----
282    !Biomass=0.0
283    CALL checkbiomass
284    !-----
285
286    !-----
287    ! Assembla matrice sforzi tau distinguendo se vegetazione o no
288    !-----
289    if (sumcheckbio==0) then
290      CALL matrixA ! caso non vegetato
291    else

```

```

292      CALL matrixA_bio      ! caso vegetato
293  end if
294  !-----
295  CALL DGTRRF(nodes,DLmat,Dmat,DUmat,DUm2,IPIV,INFO) ! A=LU
296  !-----
297
298  !*****
299  ! Inizio iterazioni portata Q* correzione pend. linea energia S
300  !*****
301  Qzero=Q_inst-QTOLL-1.
302  S=0.0001      ! valore di primo tentativo per S
303  if (Q_inst>QTOLL) then !controlla se ho flusso sulla sezione
304      count=0
305      do while (abs(Q_inst-Qzero)>QTOLL) ! criterio convergenza
306          count=count+1
307          !-----
308          ! CASO NON VEGETATO
309          !-----
310          if (sumcheckbio==0) then
311              !Calcola i termini noti R
312              CALL compu_terminiR
313              !Risolve il sistema lineare e trova gli sforzi T con Pizzuto.
314  CALL DGTRRS(TRANS,nodes,NRHS,DLmat,Dmat,DUmat,DUm2,IPIV,R,nodes,INFO)
315              T=R
316              ! Calcola la velocita' in ogni punto della sezione
317              call compu_V
318              !-----
319
320              !-----
321              ! CASO VEGETATO
322              !-----
323              else
324                  ! calcola termini R solo nella parte non vegetata
325                  CALL compu_terminiR_bio
326                  ! risolve sistema sforzi alla Pizzuto solo parte non vegetata
327  CALL DGTRRS(TRANS,nodes,NRHS,DLmat,Dmat,DUmat,DUm2,IPIV,R,nodes,INFO)
328                  T=R
329                  ! calcola gli sforzi T nella parte vegetata
330                  CALL tau_vegetated
331                  ! Calcola la velocita' in ogni punto della sezione
332                  CALL compu_V_vegetated
333                  !-----
334
335              end if
336
337              !-----
338              !Calcola la Q fluente nella sezione come somma
339              !delle portate tra 2 normali al fondo.
340              !Ciascuna di queste portate e' calcolata come area
341              !per la media della velocita' nelle due normali al contorno
342              !-----
343              Qzero=0.
344              QA=0.
345              do i=1,(nodes-1)
346                  QA(i)=AREAsz(i)*0.5*(V(i)+V(i+1))
347              Qzero=Qzero+QA(i)
348              end do
349
350              !-----
351              !Corregge la pendenza della linea dell'energia
352              !-----
353              Szero=S
354              if (Qzero==0.) then
355                  S=0.
356                  V=0.
357                  T=0.
358                  exit
359              else
360                  S=Szero*(Q_inst/Qzero)**2
361              end if
362              end do ! fine del criterio di convergenza
363  else
364      V=0.
365      T=0.
366  end if      ! fine del controllo se ho flusso sulla sezione
367  !*****
368  ! Fine iterazioni portata Q* correzione pend. linea energia S

```

```

369      ! *****
370
371      ! -----
372      ! calcolo dei flussi di erosione e deposito
373      ! -----
374      CALL bedevolution_ZmarshMax ! valori per inst di ciclo di marea
375
376      ! flussi estesi al time-step mese
377      Q_Sc(iy,:)=Q_Sc(iy,:)+ Q_S(:)*dTmorpho
378      Q_Tc(iy,:)=Q_Tc(iy,:)+ Q_T(:)*dTmorpho
379      Q_Bc(iy,:)=Q_Bc(iy,:)+ Q_B(:)*dTmorpho
380      Q_Ec(iy,:)=Q_Ec(iy,:)+ Q_E(:)*dTmorpho
381
382      ! -----
383      ! Salvataggio di grandezze importanti
384      ! -----
385      if (iy==2)                Qaux1=Q_inst
386      if (iy==NINT(nsez/2.))    Qaux2=Q_inst
387      if (iy==nsez)             Qaux3=Q_inst
388
389      if (n_steps==MAXSTEPS) then
390      do i=1,nodes
391          Qstore(inst,iy,i)= QA(i)
392          if (T(i) > TTT(iy,i)) TTT(iy,i)=T(i)
393          if (V(i) > VVV(iy,i)) VVV(iy,i)=V(i)
394      end do
395      end if
396
397      end do
398      ! =====
399      ! FINE CICLO SULLE SEZIONI
400      ! =====
401
402      WRITE(5426,600) time,H(inst),dH(inst),Qaux1,Qaux2,Qaux3
403
404      end do
405      ! =====
406      ! FINE CICLO SUL GIORNO (DUE CICLI DI MAREA)
407      ! =====
408
409      ! -----
410      ! salva le caratt. principali inlet section ogni time-step (MESE)
411      ! -----
412      WRITE(1718,600) (Q_Sc(nsez,i), i=1,nodes) ! deposito inorganico
413      WRITE(1719,600) (Q_Ec(nsez,i), i=1,nodes) ! erosione
414      WRITE(1720,600) (Q_Bc(nsez,i), i=1,nodes) ! deposito organico
415      WRITE(1721,600) (Q_Tc(nsez,i), i=1,nodes) ! deposito trapping
416      WRITE(1730,600) (Ks_vect(i), i=1,nodes) ! coeff. res. moto Strickler
417      WRITE(1740,600) (V(i), i=1,nodes) ! velocita'
418      WRITE(10,600) (Z(i), i=1,nodes) ! Quota Z
419      600 FORMAT(350E14.6)
420      ! -----
421
422      ! =====
423      ! EVOLVE IL FONDALE per ogni time-step (mese)
424      ! =====
425      do iy=1,nsez
426          ZZZ(iy,:)=ZZZ(iy,:)+Q_Sc(iy,:)-Q_Ec(iy,:)+Q_Tc(iy,:)+Q_Bc(iy,:)
427      end do
428      ! =====
429
430      if (n_steps==MAXSTEPS) then
431      do inst=1,inst_c
432      do iy=1,nsez
433          WRITE(16,9117) inst,iy,(Qstore(inst,iy,i), i=1,nodes)
434      end do
435      end do
436      end if
437      9117 FORMAT(2I4,200E12.5)
438      ! -----
439      ! stampa la quota di ogni pixel ogni xxx anni
440      ! -----
441      if (mod(n_steps,12)==0) then
442          n_steps2=n_steps2+1
443          call stampa2(n_steps2)
444      end if
445      ! -----

```

```
446
447 end do
448 !=====
449 ! FINE DEL CICLO SUI MESI
450 !=====
451
452 !-----
453 ! stampa la configurazione finale di equilibrio del bacino
454 !-----
455 do iy=1,nsez
456   WRITE(11,600) (ZZZ(iy,i), i=1,nodes) ! quota fondale
457   WRITE(13,600) (Q_Ec(iy,i), i=1,nodes) ! tassi erosione
458   WRITE(14,600) (VVV(iy,i), i=1,nodes) ! velocita'
459   WRITE(15,600) ((TTT(iy,i)), i=1,nodes) ! sforzi tangenziali
460 end do
461 !-----
462 close(8)
463 close(10)
464 close(11)
465 close(13)
466 close(14)
467 close(15)
468 close(5426)
469 close(16)
470
471 END
```

A.2 Subroutines

In questa Appendice vengono riportati i listati delle subroutines, scritte in FORTRAN 90, impiegate per lo studio dell'evoluzione morfodinamica di un bacino a marea, organizzate in ordine di chiamata nel programma principale.

Vengono qui descritte le seguenti SUBROUTINE:

- * **INITIALIZATION**, riga [160], inizializza le variabili principali di scambio;
- * **TIDALFORCING**, riga [161], calcola l'elevazione dell'onda di marea $H(t)$ e la sua derivata dH/dT per ogni Δt_{tide} ;
- * **INITIALGEOMETRY**, riga [162], definisce la geometria iniziale del bacino, sulla base di una funzione coseno (GEOCASE=1), funzione versiera o *witch of Agnesi* (GEOCASE=2) o funzione gaussiana (GEOCASE=3);
- * **DERIVATIVES**, riga [237], calcola la pendenza trasversale del fondo per ogni punto della sezione corrente;
- * **ABSCISSAE**, riga [238], per ogni punto della sezione corrente, calcola la ascissa del punto di intersezione fra la normale al fondo e la superficie libera;
- * **NORMALCONTROL**, riga [239], per ogni punto della sezione corrente, controlla che la normale al fondo non intersechi quella di uno dei due punti adiacenti. Dove possibile, aggiusta l'inclinazione delle normali che si intersecano preservando l'eventuale simmetria;
- * **DISTDN**, riga [240], per ogni punto della sezione corrente, calcola la distanza dal fondo alla superficie libera, lungo la direzione normale al fondo stesso;
- * **TRAPEZI**, riga [241], calcola il termine T_{nx} nell'integrale a secondo membro dell'equazione (3.11) secondo l'approccio di Pizzuto;
- * **COMPU WETP AREA**, riga [246], per ogni punto della sezione corrente, calcola i perimetri bagnati e le aree compresi fra due normali al fondo adiacenti¹;
- * **COMPU ZMEAN**, riga [252], calcola la quota media della sezione corrente;
- * **MATRIXA**, riga [276], calcola la matrice A necessaria per risolvere il sistema lineare associato all'integrale a secondo membro dell'equazione (3.11);

¹Questa operazione viene eseguita solo sui punti che risultano bagnati all'istante corrente

- * **MATRIXA BIO**, riga [278], calcola la matrice A nel caso di sezione vegetata: sostanzialmente, i termini di A sono diversi da zero solo nei punti non vegetati, dove il calcolo degli sforzi tangenziali viene eseguito con l'approccio di Pizzuto (eq. (3.11)). Nei punti vegetati i termini di A sono nulli, in quanto il calcolo degli sforzi tangenziali si basa sull'equazione (3.18);
- * **DGTTRF**, riga [281], calcola la fattorizzazione $A = LU$ per la risoluzione del sistema lineare;
- * **DGTTRS**, riga [300], risolve il sistema lineare associato all'integrale a secondo membro dell'equazione (3.11), che permette di completare il calcolo della distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo;
- * **STAMPA2**, riga [429], stampa la configurazione del fondale dell'intero bacino per ogni anno di simulazione.

A.2.1 La subroutine **compu biomass vegetationedge**

Tale SUBROUTINE calcola il valore della biomassa per ogni nodo della sezione corrente. Inoltre, essa individua i nodi che separano la barena vegetata dal canale. Le variabili principali in **INPUT** sono:

- **n mesi**: mese corrente della simulazione;
- **Z(i)**: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;
- **MSL2**: MSL all'iterazione corrente, comprensivo dell'effetto del sea level rise;
- **Zbiomax**: massima quota, riferita al MSL, alla quale può crescere la vegetazione;
- **Zbiomin**: minima quota, riferita al MSL, alla quale nasce la vegetazione;
- **Bmax**: massimo valore della biomassa in $[g/m^2]$;
- **amplitude**: ampiezza dell'onda di marea in $[m]$ rispetto al MSL.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- **Biomass(i)**: vettore contenente i valori di biomassa per ogni punto della sezione corrente;

- `primnnveg`: numero intero corrispondente al numero di nodi che separano il canale dalla barena vegetata. Se la sezione è vegetata allora `primnnveg=2`, altrimenti `primnnveg=0`;
- `node edgeveg(primnnveg)`: vettore contenente l'indice `i` dei nodi che separano il canale dalla barena vegetata. Se `primnnveg=0` allora anche `node edgeveg(primnnveg)=0`.

La SUBROUTINE è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

- # righe [18:30] per ogni nodo della sezione corrente calcola il valore della biomassa attraverso l'equazione (3.26) e lo corregge in base al mese corrente tramite l'equazione (3.27), restituendo in OUTPUT il vettore `Biomass(i)`;
- # righe [40:52] attraverso un controllo incrociato con i nodi adiacenti, individua i primi due nodi non vegetati che separano il canale dalla barena vegetata, restituendo in OUTPUT il vettore `node edgeveg(primnnveg)=0`.

A.2.2 La subroutine `checkbiomass`

Tale SUBROUTINE calcola il numero di nodi vegetati nella sezione corrente.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- `Biomass(i)`: vettore contenente i valori di biomassa per ogni punto della sezione corrente.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- `checkbio(i)`: vettore i cui valori sono `checkbio(i)=1` se il nodo `i` è vegetato, oppure `checkbio(i)=0` se il nodo `i` non è vegetato;
- `sumcheckbio`: numero intero corrispondente al numero di nodi vegetati sulla sezione corrente.

La SUBROUTINE è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

- # righe [18:25] per ogni nodo vegetato assegna al vettore `checkbio(i)` il valore 1, mentre per ogni nodo non vegetato assegna al vettore `checkbio(i)` il valore 0. Successivamente, somma i valori di `checkbio(i)` per ottenere il numero complessivo di nodi vegetati sulla sezione corrente, che salva in `sumcheckbio`.

A.2.3 La subroutine compu teriminiR

Tale SUBROUTINE calcola il valore dei termini R a secondo membro dell'equazione (A.1).

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- **Z(i)**: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;
- **S**: pendenza della linea dell'energia all'iterazione corrente;
- **MSL**: quota istantanea dell'onda di marea all'iterazione corrente, comprensiva dell'effetto del sea level rise;
- **AREAsz(i)**: vettore contenente l'area della porzione di sezione compresa fra le due normali adiacenti al nodo di riferimento **i**;
- **UnoSuP(i)**: vettore contenente l'inverso della porzione di perimetro bagnato riferita al nodo **i**.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- **R(i)**: vettore contenente i valori dei termini noti R, riferiti all'equazione (A.1), per ogni punto della sezione corrente, necessari per la risoluzione del sistema lineare.

I *termini R* rappresentano il primo termine a secondo membro dell'equazione (3.11):

$$\tau = \underbrace{\rho g S \frac{d\Omega}{dn}}_R + \frac{d}{dn} \int_{\zeta_0}^{D_\zeta} T_{nx} d\zeta \quad (\text{A.1})$$

La risoluzione dell'equazione (A.1) corrisponde, nel modello, alla risoluzione di un sistema lineare.

La SUBROUTINE è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

- # **righe [20:22]** e **righe [30:32]** impone le condizioni al contorno (3.17) sui punti estremi della sezione;
- # **righe [24:28]** per ogni nodo della sezione corrente (ad esclusione dei due nodi di estremità), calcola il valore dei termini R necessari per la risoluzione del sistema lineare (eq. (A.1)).

A.2.4 La subroutine `compu terminiR bio`

Tale SUBROUTINE calcola il valore dei termini R a secondo membro dell'equazione (A.1), nel caso in cui la sezione sia parzialmente vegetata.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- $Z(i)$: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;
- $Biomass(i)$: vettore contenente i valori di biomassa per ogni punto della sezione corrente;
- S : pendenza della linea dell'energia all'iterazione corrente;
- MSL : quota istantanea dell'onda di marea all'iterazione corrente, comprensiva dell'effetto del sea level rise;
- $AREAsz(i)$: vettore contenente l'area della porzione di sezione compresa fra le due normali adiacenti al nodo di riferimento i ;
- $UnoSuP(i)$: vettore contenente l'inverso della porzione di perimetro bagnato riferita al nodo i .

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- $R(i)$: vettore contenente i valori dei termini noti R , riferiti all'equazione (A.1), necessari per la risoluzione del sistema lineare, calcolati sui soli punti non vegetati della sezione. In tutti i punti vegetati $R = 0$.

La SUBROUTINE `compu terminiR bio` esegue essenzialmente le stesse operazioni della `compu terminiR` descritta al paragrafo A.2.3, con la differenza che il calcolo dei termini noti R viene eseguito *solo sui nodi non vegetati*: infatti, in base a quanto esposto al paragrafo 3.4, solo nei punti canale gli sforzi tangenziali vengono calcolati con il metodo di Pizzuto (eq.(3.11)).

A.2.5 La subroutine `compu V`

Tale SUBROUTINE calcola la velocità media di ogni nodo della sezione corrente.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- $DN(i)$: vettore contenente la distanza dal fondo alla superficie libera, lungo la direzione normale al fondo stesso, per ogni punto della sezione corrente;
- Ks : coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler, espresso in $[m^{1/3}s^{-1}]$;

- $Z(i)$: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;
- MSL : quota istantanea dell'onda di marea all'iterazione corrente, comprensiva dell'effetto del sea level rise;
- $T(i)$: vettore contenente il valore degli sforzi tangenziali al fondo per ogni punto della sezione corrente.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- $V(i)$: vettore contenente i valori di velocità della corrente, mediati sulla verticale, per ogni punto della sezione corrente.

La SUBROUTINE è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

righe [19:28] calcola il valore della velocità della corrente, per ogni punto della sezione, in corrispondenza di 30 quote diverse lungo la verticale, assumendo un andamento logaritmico. Ogni nodo viene successivamente caratterizzato con la media delle velocità calcolate. È interessante notare come il calcolo delle velocità $V(i)$ dipenda dal valore degli sforzi tangenziali $T(i)$, a loro volta funzione della pendenza S della linea dell'energia: durante il processo iterativo di correzione di S è, pertanto, tutto il campo di moto, comprensivo di velocità e sforzi tangenziali, ad essere aggiornato ad ogni iterazione fino al raggiungimento del criterio di convergenza.

A.2.6 La subroutine compu V vegetated

Tale SUBROUTINE calcola la velocità media di ogni nodo, nel caso in cui la sezione sia parzialmente vegetata.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- $DN(i)$: vettore contenente la distanza dal fondo alla superficie libera, lungo la direzione normale al fondo stesso, per ogni punto della sezione corrente;
- $Biomass(i)$: vettore contenente i valori di biomassa per ogni punto della sezione corrente;
- S : pendenza della linea dell'energia all'iterazione corrente;
- Ks : coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler dove il fondale non è vegetato, espresso in $[m^{1/3}s^{-1}]$;

- $Z(i)$: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;
- MSL : quota istantanea dell'onda di marea all'iterazione corrente, comprensiva dell'effetto del sea level rise;
- $Cobar$: coefficiente di drag in assenza di vegetazione;
- Scd : parametro di fitting per il calcolo del *bulk drag coefficient* delle piante;
- $T(i)$: vettore contenente il valore degli sforzi tangenziali al fondo per ogni punto della sezione corrente.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- $Ks\ vect(i)$: vettore contenente i valori del coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler, per ogni nodo della sezione corrente;
- $V(i)$: vettore contenente i valori di velocità della corrente, mediati sulla verticale, per ogni nodo della sezione corrente.

La SUBROUTINE è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

righe [20:30] calcola il valore del coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler in ogni nodo della sezione, distinguendo fra parte vegetata e non. Nei nodi in cui non è presente biomassa, impone il valore di Ks relativo ad un fondale non vegetato. Nei nodi in cui si ha la presenza di biomassa, il valore di Ks viene ridotto in funzione della quantità di biomassa presente, mediante l'equazione (3.22).

righe [34:49] calcola il valore della velocità della corrente per ogni nodo della sezione corrente, distinguendo fra la parte vegetata e non. Nei nodi in cui non è presente biomassa, calcola la media di 30 valori di velocità calcolati a quote diverse lungo la normale assumendo un andamento logaritmico. Nei nodi in cui si ha la presenza di biomassa, la velocità media viene calcolata con la formula di Strickler, considerando però un valore del coefficiente di resistenza al moto ridotto tramite il *bulk drag coefficient* delle piante, dato dall'equazione (3.22). In questo caso, il calcolo delle velocità $V(i)$ dipende, sulla porzione non vegetata, dal valore degli sforzi tangenziali $T(i)$, implicitamente legati alla pendenza della linea dell'energia S , mentre sulla porzione non vegetata le velocità dipendono da S in maniera diretta attraverso la legge di Strickler. Durante il processo iterativo di correzione di S è, pertanto, tutto il campo di moto, comprensivo di velocità e sforzi tangenziali, ad essere aggiornato ad ogni iterazione fino al raggiungimento del criterio di convergenza.

A.2.7 La subroutine **tau vegetated**

Tale SUBROUTINE calcola lo sforzo tangenziale per ogni nodo della sezione corrente in cui è presente biomassa.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- **Z(i)**: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;
- **Biomass(i)**: vettore contenente i valori di biomassa per ogni punto della sezione corrente;
- **S**: pendenza della linea dell'energia all'iterazione corrente;
- **MSL**: quota istantanea dell'onda di marea all'iterazione corrente, comprensiva dell'effetto del sea level rise;
- **primnveg**: numero intero corrispondente al numero di nodi che separano il canale dalla barena vegetata. Se la sezione è vegetata allora **primnveg=2**;
- **node edgeveg(primnveg)**: vettore contenente l'indice **i** dei nodi che separano il canale dalla barena vegetata;
- **AREAsz(i)**: vettore contenente l'area della porzione di sezione compresa fra le due normali adiacenti al nodo di riferimento **i**;
- **UnoSuP(i)**: vettore contenente l'inverso della porzione di perimetro bagnato riferita al nodo **i**.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- **T(i)**: vettore contenente gli sforzi tangenziali al fondo, per ogni nodo della sezione corrente.

La SUBROUTINE è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

righe [26:41] calcola gli sforzi tangenziali sui soli nodi dove si ha la presenza di biomassa, mediante l'equazione (3.18). Si noti come, in riferimento alle **righe [313:316]** del MAIN PROGRAM, al momento della chiamata della SUBROUTINE **tau vegetated** il vettore degli sforzi tangenziali **T(i)** sia parzialmente completo: esso comprende già i valori calcolati sui nodi canale non vegetati. La SUBROUTINE **tau vegetated** lascia inalterati questi valori, e va a completare il vettore **T(i)** con i valori degli sforzi tangenziali dei soli nodi vegetati.

righe [44:49] impone le condizioni al contorno (3.17) non agli estremi della sezione, ma sui primi nodi non vegetati che separano il canale dalla barena vegetata (vedi figura 3.5).

A.2.8 La subroutine bedevolution ZmarshMax

Tale SUBROUTINE calcola i tassi di erosione e deposito, per ogni nodo della sezione corrente.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- **Z(i)**: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;
- **Biomass(i)**: vettore contenente i valori di biomassa per ogni punto della sezione corrente;
- **MSL**: quota istantanea dell'onda di marea all'iterazione corrente, comprensiva dell'effetto del sea level rise;
- **T(i)**: vettore contenente il valore degli sforzi tangenziali al fondo per ogni punto della sezione corrente;
- **ZmarshMax**: massima quota per la barena, è una variabile di controllo priva di significato fisico;
- **C0**: concentrazione media costante corretta attraverso la *concentrazione media di fase*, calcolata alla riga [223] del MAIN PROGRAM mediante l'equazione (4.9);
- **w s**: velocità di caduta delle particelle;
- **tau dep**: sforzo tangenziale critico per il deposito inorganico;
- **alpha tot**, **D50epsilon t**, **Utrappgamma t1**, **beta tot**: parametri per il calcolo del tasso di deposito inorganico per intrappolamento;
- **kb**: massimo incremento della quota del fondo per effetto del deposito organico (tipicamente 2.5 mm/anno);
- **tau ero**: sforzo tangenziale critico di erosione;
- **mu eros**: tasso di erosione costante di natura empirica, riferito alle caratteristiche dei sedimenti del fondale e al grado di coesione.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- **Q E(i)**: vettore contenente il tasso di erosione, in $[m/s]$, per ogni nodo della sezione corrente, riferito al Δt_{tide} ;
- **Q S(i)**: vettore contenente il tasso di deposito di tipo inorganico, in $[m/s]$, per ogni nodo della sezione corrente, riferito al Δt_{tide} ;
- **Q T(i)**: vettore contenente il tasso di deposito inorganico per intrappolamento, in $[m/s]$, per ogni nodo della sezione corrente, riferito al Δt_{tide} ;
- **Q B(i)**: vettore contenente il tasso di deposito di tipo organico, in $[m/s]$, per ogni nodo della sezione corrente, riferito al Δt_{tide} .

Per il calcolo dell'evoluzione della quota del fondo ad ogni Δt_{evo} , tutti questi tassi di accrescimento/erosione devono essere moltiplicati per il *time-step morfologico* Δt_{morpho} .

La subroutine **bedevolution ZmarshMax** assume che il campo di moto (velocità e sforzi tangenziali) sia risolto a priori, infatti all'interno del MAIN PROGRAM viene chiamata alla **riga [360]**, a seguito della procedura iterativa per la correzione della pendenza della linea dell'energia S . Essa è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

- # **riga [16]** si ha la possibilità di arrestare l'accrescimento del fondale ad una quota **ZmarshMax**, oltre la quale si annullano tutti i tassi di accrescimento/erosione. Questa operazione non ha un riscontro fisico, ma può rivelarsi utile in fase di **debug** nell'interpretazione dei risultati forniti dal modello. Nelle simulazioni pratiche, questo valore viene imposto molto elevato, in maniera tale che non possa in alcun modo influenzare l'accrescimento della quota della barena;
- # **riga [21]** il calcolo dei tassi di accrescimento/erosione viene eseguito solo quando il fondo è bagnato: con questa operazione si tiene conto in maniera diretta dell'effetto dell'*idroperiodo*;
- # **riga [22]** calcola il tasso di deposito di tipo inorganico, mediante l'equazione (4.10), quando il valore locale dello sforzo tangenziale è inferiore allo sforzo critico di deposito. La formula tiene conto dell'effetto della *concentrazione media di fase* (vedi paragrafo 4.5.1);
- # **riga [23]** calcola il tasso di deposito di tipo inorganico per intrappolamento, funzione della biomassa e della concentrazione di sedimento, mediante l'equazione (4.5);

riga [25] calcola il tasso di deposito di tipo organico, funzione della biomassa, mediante l'equazione (4.4);

riga [25] calcola il tasso di erosione, mediante l'equazione (4.3), quando il valore locale dello sforzo tangenziale è superiore allo sforzo critico di erosione.

A.3 Subroutine compu biomass vegetationedge

```

1  SUBROUTINE compu_biomass_vegetationedge(n_mesi)
2  !=====
3  ! Calcola la biomassa per ogni nodo vegetato della sezione
4  ! Individua i nodi che separano la barena vegetata dal canale
5  !=====
6  IMPLICIT NONE
7  !-----
8  ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
9  ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
10 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
11 INCLUDE 'param.dat'
12 !-----
13 INTEGER :: i, n_mesi
14 REAL*8 :: Bio
15 !-----
16
17 !=====
18 ! Calcola la biomassa in ogni nodo della sezione
19 !=====
20 Bio=0.
21 do i=1,nodes
22   if (Z(i)<MSL2+amplitude-Zbiomax) then
23     Bio=0
24   else
25     if (Z(i)>MSL2+amplitude-Zbiomin) then
26       Bio=0
27     else
28       Bio=Bmax*(MSL2+amplitude-Zbiomin-Z(i))*UnoSuZbio
29     end if
30   end if
31
32   ! corregge il valore della biomassa in base alla stagione
33   Biomass(i)=Bio*0.5D0*(1-omega)*(sin(2.D0*pi*n_mesi/12.D0-0.5D0*pi)+1)+omega*Bio
34   !! SEGUE ALLA LINEA PRECEDENTE
35
36 end do
37 !-----
38
39 !=====
40 ! Individua i nodi estremita' della parte centrale non vegetata
41 !=====
42 primnnveg=0
43 node_edgeveg=0
44 do i=2,(nodes-1)
45   \tiny{if(((Biomass(i)==0.).and.(Biomass(i-1)>0.)).or.((Biomass(i)==0.).and.(Biomass(i+1)>0.))) then}
46     !! SEGUE RIGA PRECEDENTE
47
48     primnnveg=primnnveg+1
49     node_edgeveg(primnnveg)=i
50   end if
51 end do
52 !-----
53
54 RETURN
55 END

```

A.4 Subroutine checkbiomass

```
1  SUBROUTINE checkbiomass
2  !=====
3  ! Controlla se ho vegetazione sulla sezione
4  ! Calcola il numero di nodi vegetati
5  !=====
6  IMPLICIT NONE
7  !-----
8  ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
9  ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
10 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
11 INCLUDE 'param.dat'
12 !-----
13 INTEGER :: i
14 !-----
15
16 checkbio=0
17 sumcheckbio=0
18 do i=1,nodes
19   if (Biomass(i)==0.) then
20     checkbio(i)=0
21   else
22     checkbio(i)=1
23   end if
24   sumcheckbio=sumcheckbio+checkbio(i)
25 end do
26
27 RETURN
28 END
```

A.5 Subroutine compu teriminiR

```

1  SUBROUTINE compu_terminiR
2  !=====
3  ! Calcola i termini noti R per la soluzione del sistema lineare
4  ! Impone le CONDIZIONI AL CONTORNO ai bordi della sezione
5  !=====
6  IMPLICIT NONE
7  !-----
8  ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
9  ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
10 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
11 INCLUDE 'param.dat'
12 !-----
13 INTEGER :: i
14 REAL*8 :: dummy
15 !-----
16
17 R=0.
18 dummy=rho*Gconst*S
19
20 if (Z(1)<MSL) then
21   R(1)=dummy*(MSL-Z(1))
22 end if
23
24 do i=2,(nodes-1)
25   if (Z(i)<MSL) then
26     R(i)=dummy*.5DO*(AREAsez(i-1)*UnoSuP(i-1)+AREAsez(i)*UnoSuP(i))
27   end if
28 end do
29
30 if (Z(nodes)<MSL) then
31   R(nodes)=dummy*(MSL-Z(nodes))
32 end if
33
34 RETURN
35 END

```

A.6 Subroutine compu terminiR bio

```

1  SUBROUTINE compu_terminiR_bio
2  !=====
3  ! Calcola i termini noti R per la soluzione del sistema lineare
4  ! nel caso di sezione parzialmente vegetata
5  !=====
6  IMPLICIT NONE
7  !-----
8  ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
9  ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
10 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
11 INCLUDE 'param.dat'
12 !-----
13 INTEGER :: i,j
14 REAL*8 :: dummy
15 !-----
16
17 R=0.
18 dummy=rho*Gconst*S
19
20 !-----
21 ! calcola i termini R solo sui nodi non vegetati, dove vegetati R=0
22 !-----
23 if ((Z(1)<MSL).and.(Biomass(1)==0.)) then
24   R(1)=dummy*(MSL-Z(1))
25 else
26   R(1)=0.
27 end if
28
29 do i=2,(nodes-1)
30   if ((Z(i)<MSL).and.(Biomass(i)==0.)) then
31     R(i)=dummy*.5D0*(AREAsez(i-1)*UnoSuP(i-1)+AREAsez(i)*UnoSuP(i))
32   else
33     R(i)=0.
34   end if
35 end do
36
37 if ((Z(nodes)<MSL).and.(Biomass(nodes)==0.)) then
38   R(nodes)=dummy*(MSL-Z(nodes))
39 else
40   R(nodes)=0.
41 end if
42 !-----
43
44 RETURN
45 END

```

A.7 Subroutine compu V

```

1  SUBROUTINE compu_V
2  !=====
3  ! Calcola la velocita' in direzione normale al fondo sulla base di un
4  ! andamento di tipo logaritmico.
5  ! La velocita' e' calcolata su 30 punti lungo la normale, di cui
6  ! viene calcolato il valore medio
7  !=====
8  IMPLICIT NONE
9  !-----
10 ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
11 ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
12 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
13 INCLUDE 'param.dat'
14 !-----
15 INTEGER :: i,j
16 REAL*8 :: XI0,Cond
17 !-----
18
19 do i=1,nodes
20   Cond=Ks*(DN(i)**(1./6.))/3.1321
21   XI0=exp(-0.4*Cond-1.)
22   es=XI0*DN(i)
23   if (Z(i)<MSL-es) then
24     V(i)=(-log(XI0) - 1. + XI0)*sqrt(T(i)*UnoSurho)/(.4D0*(1-XI0))
25   else
26     V(i)=0.
27   end if
28 end do
29
30 RETURN
31 END

```

A.8 Subroutine compu V vegetated

```

1  SUBROUTINE compu_V_vegetated
2  !=====
3  ! Calcola la velocita' dei punti della sezione vegetata
4  ! Nella parte centrale non vegetata assume distribuzione logaritmica
5  ! Nella parte vegetata utilizza la legge di Strickler, con coeff di
6  ! resistenza al moto modificato tramite bulk drag coeff.
7  !=====
8  IMPLICIT NONE
9  !-----
10 ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
11 ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
12 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
13 INCLUDE 'param.dat'
14 !-----
15 INTEGER :: i,j
16 REAL*8 :: XI0,Cond
17 !-----
18
19 !-----
20 ! Calcola i coefficienti Ks in ogni nodo, distinguendo la parte vegetata
21 !-----
22 do i=1,nodes
23   if (Biomass(i)==0.) then
24     Ks_vect(i)=Ks
25   else
26     Cdrag=Cobar+Scd*Biomass(i)
27     Ks_vect(i)=((0.5*Cdrag*alpha1*Biomass(i)**alpha2)**0.5)*((MSL-Z(i))**(-2./3.))*(Gconst**0.5)
28   end if
29 end do
30 !-----
31
32 !-----
33 ! Calcolo le velocita' in ogni nodo, distinguendo la parte vegetata
34 !-----
35 do i=1,nodes
36   if (Z(i)<MSL-es) then
37     if (Biomass(i)==0.) then
38       Cond=Ks_vect(i)*(DN(i)**(1./6.))/3.1321
39       XI0=exp(-0.4*Cond-1.)
40       es=XI0*DN(i)
41       V(i)=(-log(XI0) - 1. + XI0)*sqrt(T(i)*UnoSurho)/(0.4D0*(1-XI0))
42     else
43       V(i)=Ks_vect(i)*((MSL-Z(i))**(2./3.))*(S**0.5)
44     end if
45   else
46     V(i)=0.
47   end if
48 end do
49 !-----
50
51 RETURN
52 END

```

A.9 Subroutine tau vegetated

```

1  SUBROUTINE tau_vegetated
2  !=====
3  ! Calcola gli sforzi tangenziali Tau sulla parte di sezione vegetata
4  ! Nella parte di barena vegetata il fondale si puo' considerare piatto.
5  ! Il secondo termine a secondo membro dell'equazione di Pizzuto
6  ! puo' essere ragionevolmente trascurato.
7  ! Gli sforzi tangenziali vengono calcolati in maniera diretta
8  ! con il primo termine a secondo membro dell'equazione di pizzuto.
9  ! Impone le condizioni al contorno sui nodi di separazione
10 ! fra barena vegetata e canale.
11 !=====
12 IMPLICIT NONE
13 !-----
14 ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
15 ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
16 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
17 INCLUDE 'param.dat'
18 !-----
19 INTEGER :: i,j
20 REAL*8 :: dummy
21 !-----
22
23 dummy=rho*Gconst*S
24
25 !-----
26 ! calcola gli sforzi tangenziali sulla parte vegetata di sezione
27 !-----
28 if ((Z(1)<MSL).and.(Biomass(1)>0.)) then
29   T(1)=dummy*(MSL-Z(1))
30 end if
31
32 do i=2,(nodes-1)
33   if ((Z(i)<MSL).and.(Biomass(i)>0.)) then
34     T(i)=dummy*.5D0*(AREAsz(i-1)*UnoSuP(i-1)+AREAsz(i)*UnoSuP(i))
35   end if
36 end do
37
38 if ((Z(nodes)<MSL).and.(Biomass(nodes)>0.)) then
39   T(nodes)=dummy*(MSL-Z(nodes))
40 end if
41 !-----
42
43 !-----
44 ! impone le condizioni al contorno sui nodi estremi del canale
45 !-----
46
47 do j=1,primnveg
48   T(node_edgeveg(j))=dummy*(MSL-Z(node_edgeveg(j)))
49 end do
50
51 !-----
52
53
54 RETURN
55 END

```

A.10 Subroutine bedevolution ZmarshMax

```

1  SUBROUTINE bedevolution_ZmarshMax
2  !=====
3  ! Calcola i tassi di accrescimento/erosione
4  !=====
5  IMPLICIT NONE
6  !-----
7  ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
8  ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
9  ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
10 INCLUDE 'param.dat'
11 !-----
12 INTEGER :: i
13 !REAL*8 psi,phi,depth
14 !-----
15 do i=1,nodes
16   if (Z(i)<ZmarshMax) then
17     Q_S(i)=0.
18     Q_T(i)=0.
19     Q_B(i)=0.
20     Q_E(i)=0.
21     if (Z(i)<=MSL) then
22       if (T(i) < tau_dep + 0.0001) Q_S(i)=C0*w_s*(1.-T(i)*UnoSutau_dep)
23       Q_T(i)=C0*alpha_tot*D50epsilon_t*Utrappgamma_t1*Biomass(i)**beta_tot
24       end if
25       Q_B(i) = kb*(Biomass(i)*UnoSuBmax)
26       if (T(i) > tau_ero + 0.0001) Q_E(i)=mu_eros*(T(i)*UnoSutau_ero-1.)
27     else
28       Q_E(i)=0.
29       Q_S(i)=0.
30       Q_T(i)=0.
31       Q_B(i)=0.
32     end if
33   end do
34
35
36 RETURN
37 END

```

Appendice B

Condizione di equilibrio

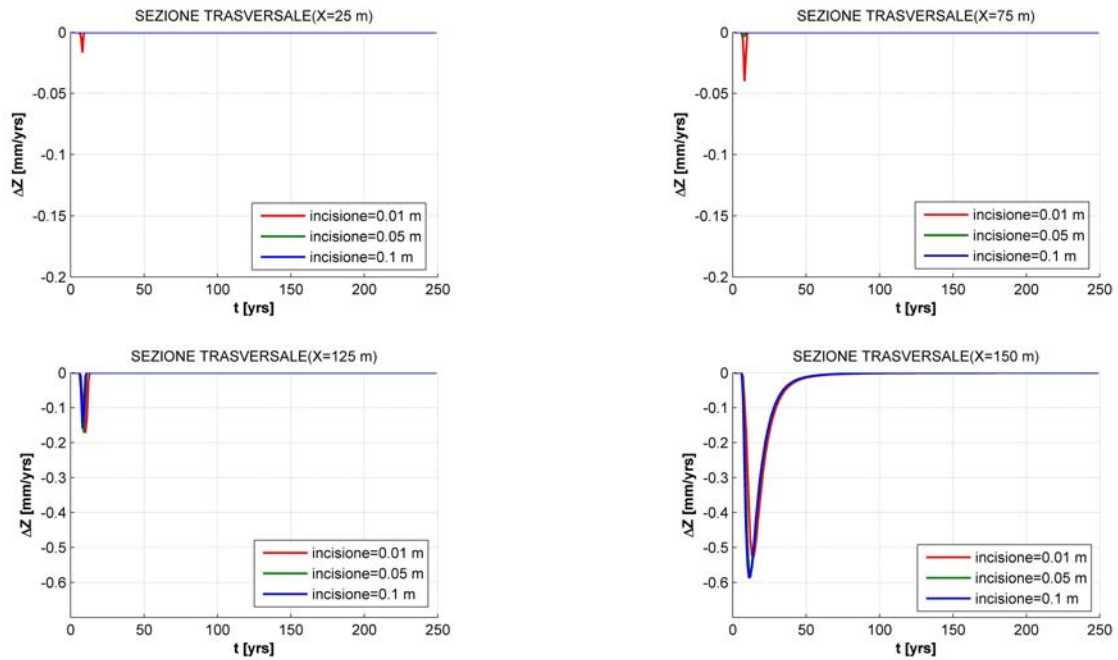


Figura B.1: Andamento del tasso di erosione - variazione ampiezza coseno (modello erosivo).

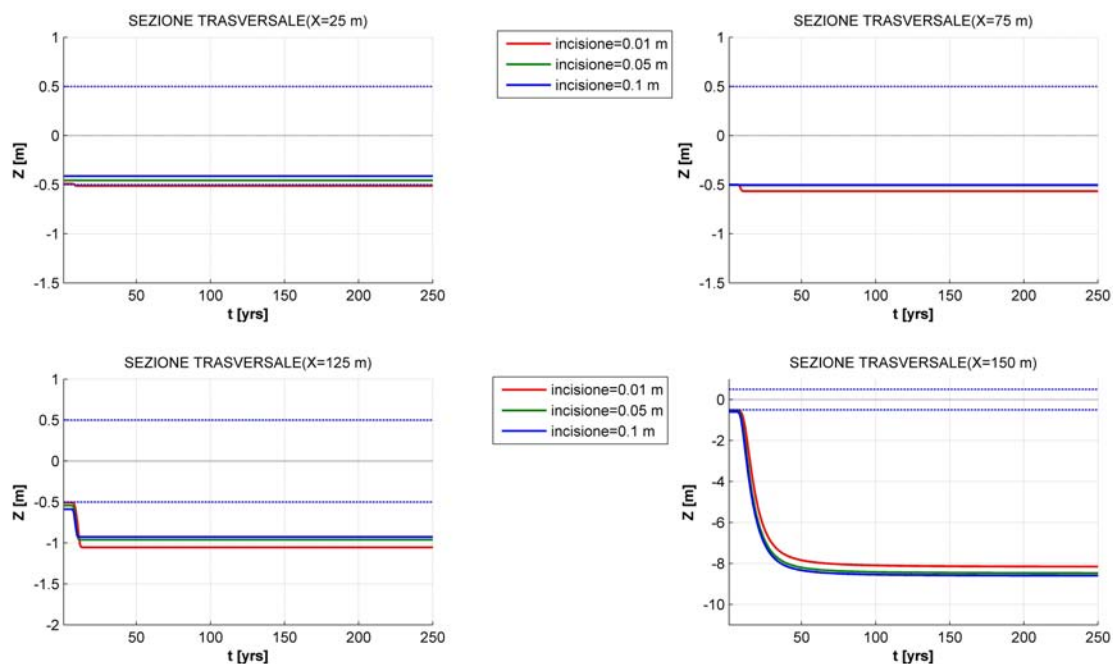


Figura B.2: Andamento del livello z - variazione ampiezza coseno (modello erosivo).

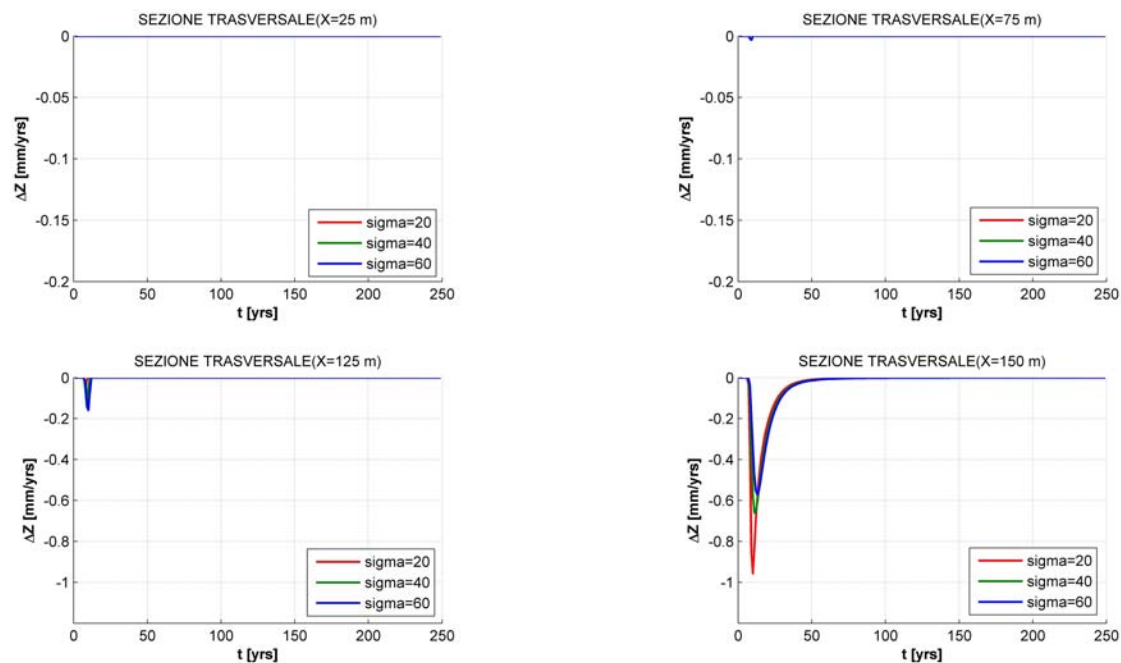


Figura B.3: Andamento del tasso di erosione - variazione sigma gaussiana amp = 0.05 m (modello erosivo).

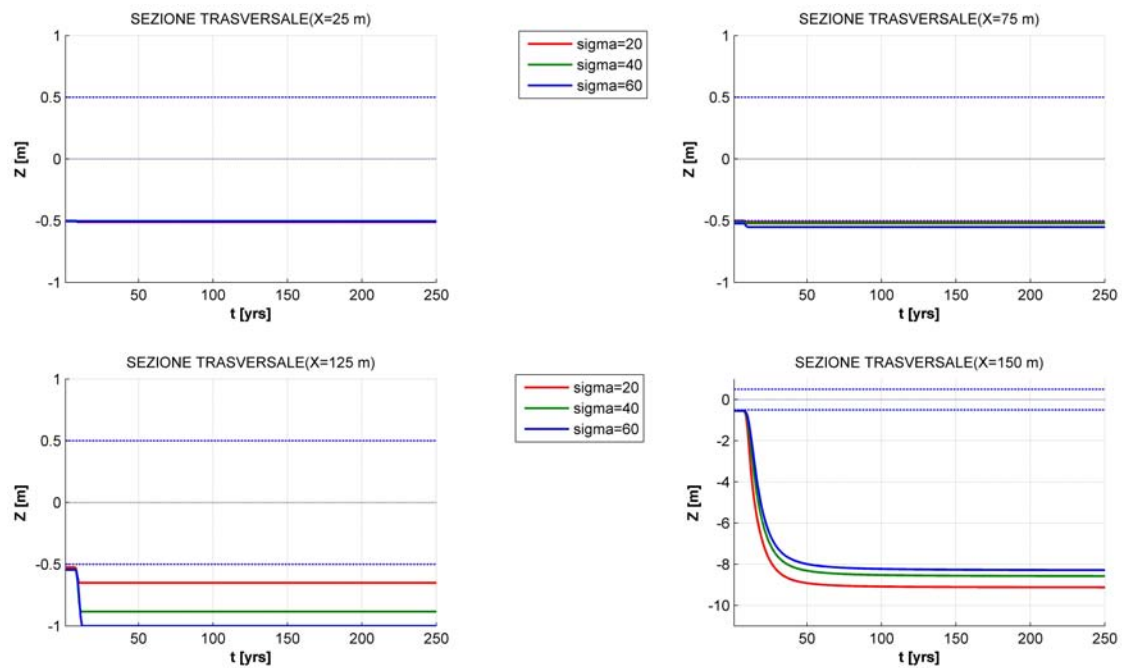


Figura B.4: Andamento del livello z - variazione sigma gaussiana amp = 0.05 m (modello erosivo).

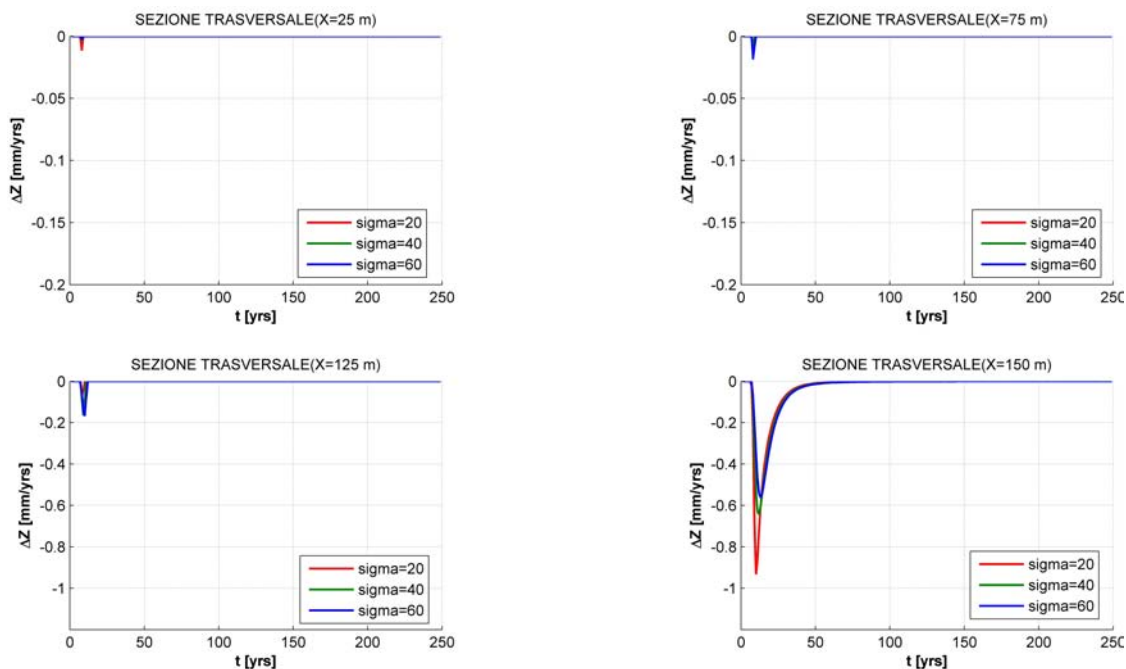


Figura B.5: Andamento del tasso di erosione - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello erosivo).

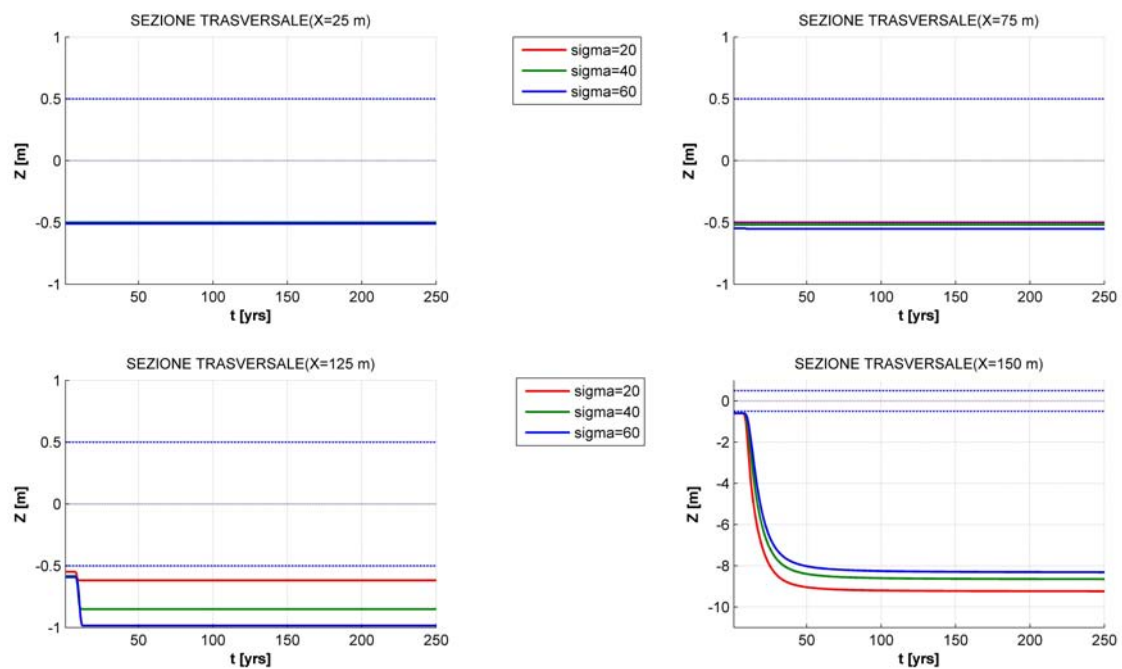


Figura B.6: Andamento del livello z - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello erosivo).

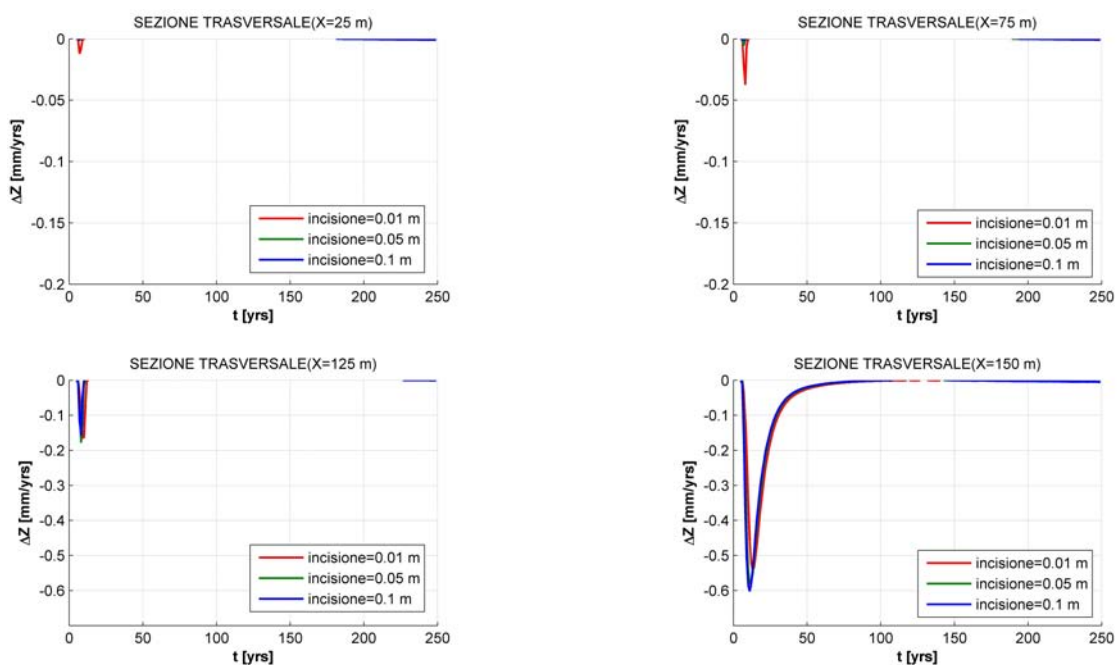


Figura B.7: Andamento del tasso di erosione - variazione ampiezza coseno (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

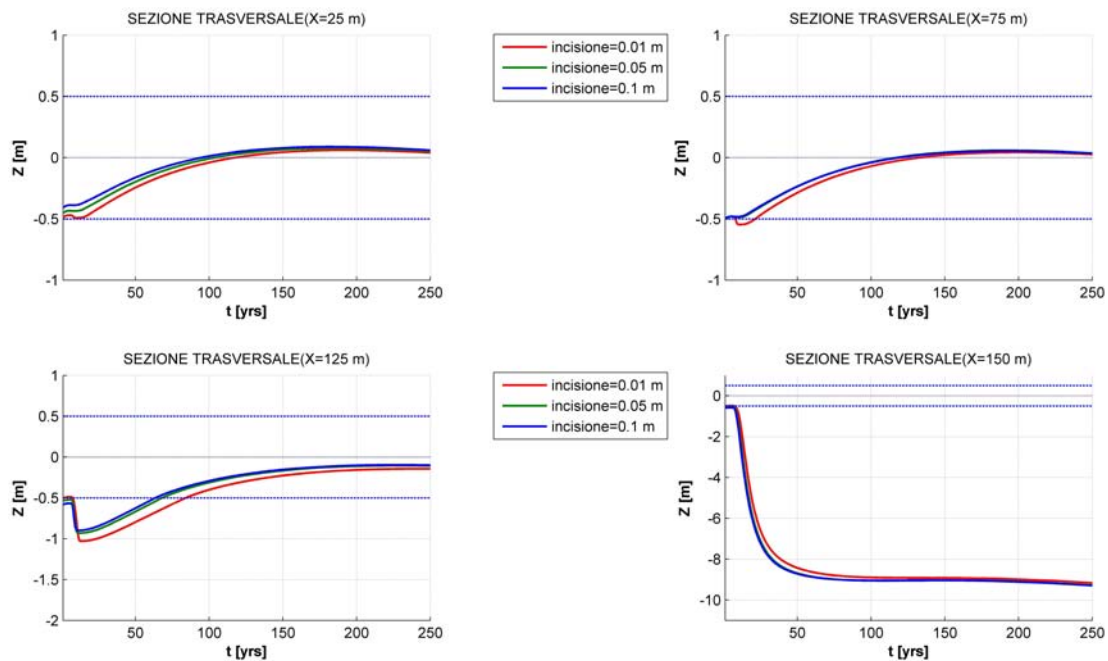


Figura B.8: Andamento del livello z - variazione ampiezza coseno (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

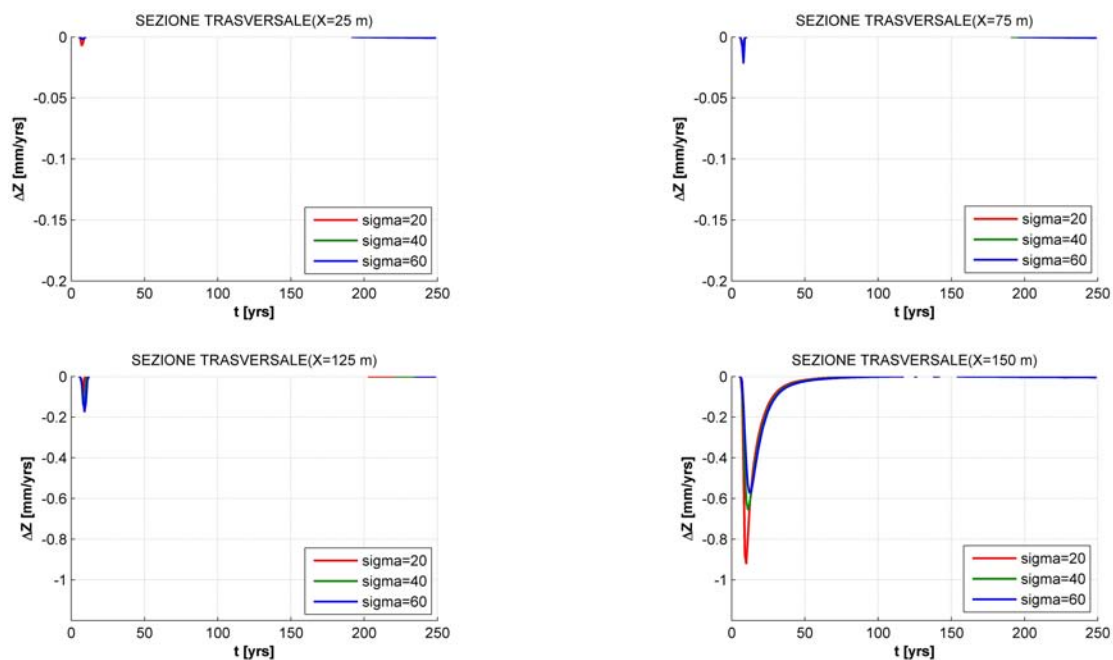


Figura B.9: Andamento del tasso di erosione - funzione gaussiana amp=0.05 m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

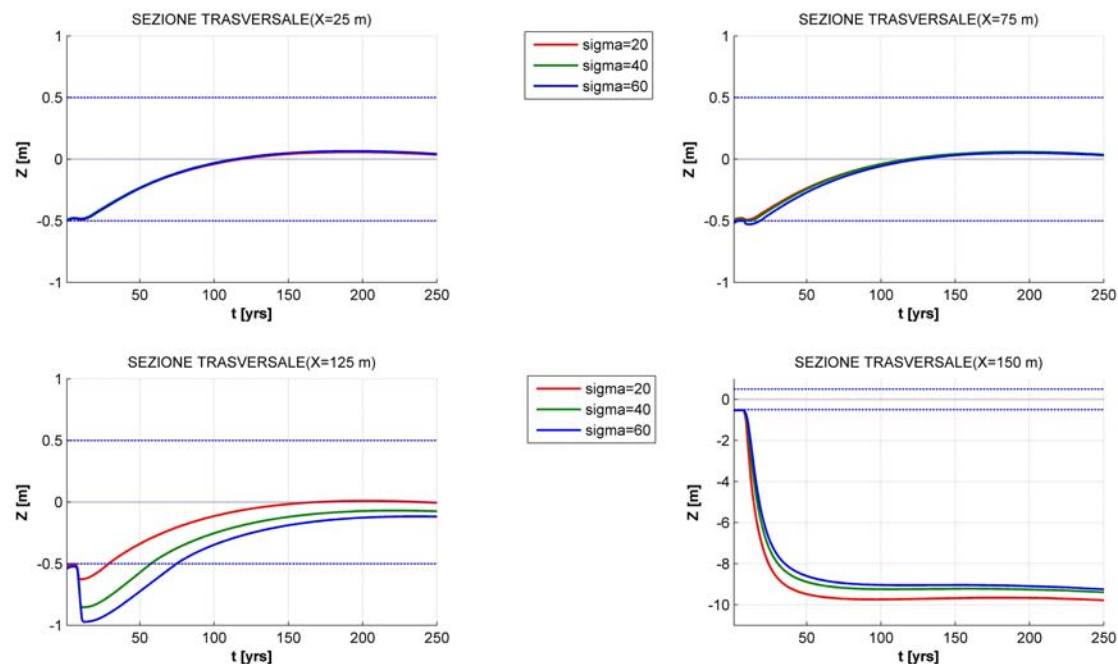


Figura B.10: Andamento del livello z - funzione gaussiana amp=0.05 m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

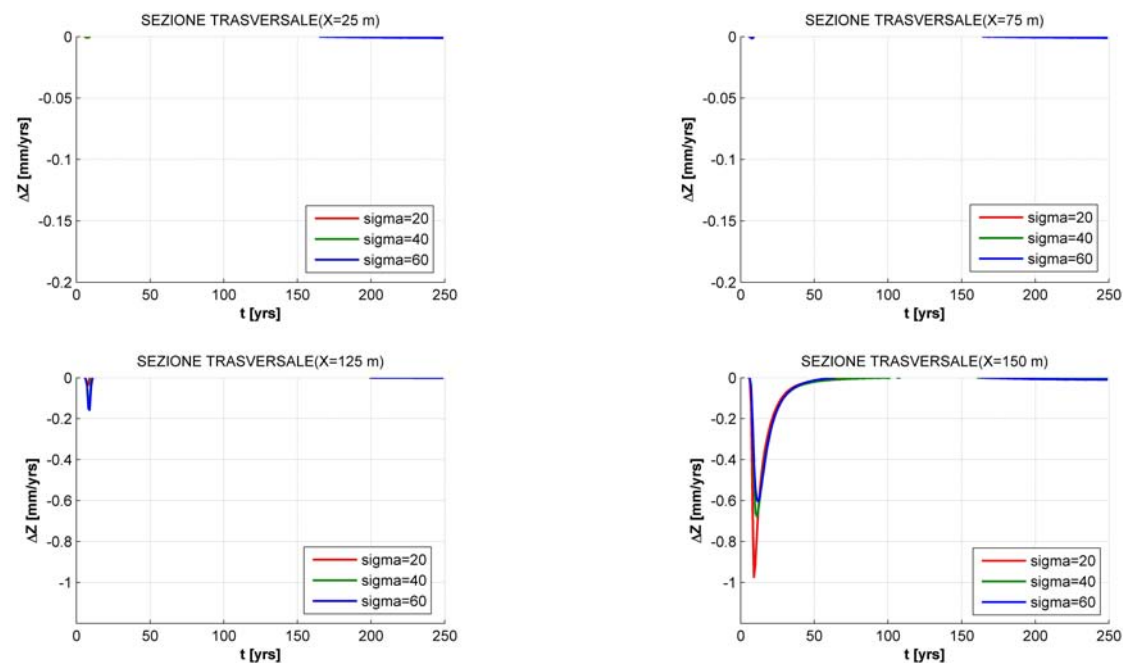


Figura B.11: Andamento del tasso di erosione - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

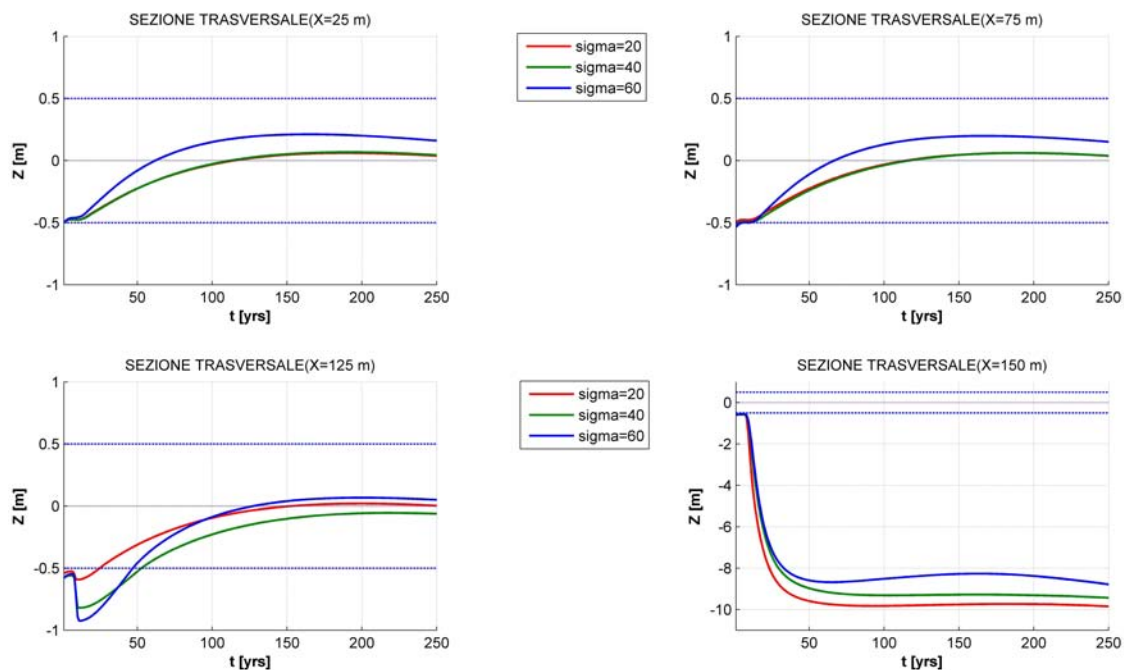


Figura B.12: Andamento del livello z - funzione gaussiana $\text{amp}=0.1$ m (modello con disponibilità del sedimento e incremento del medio mare).

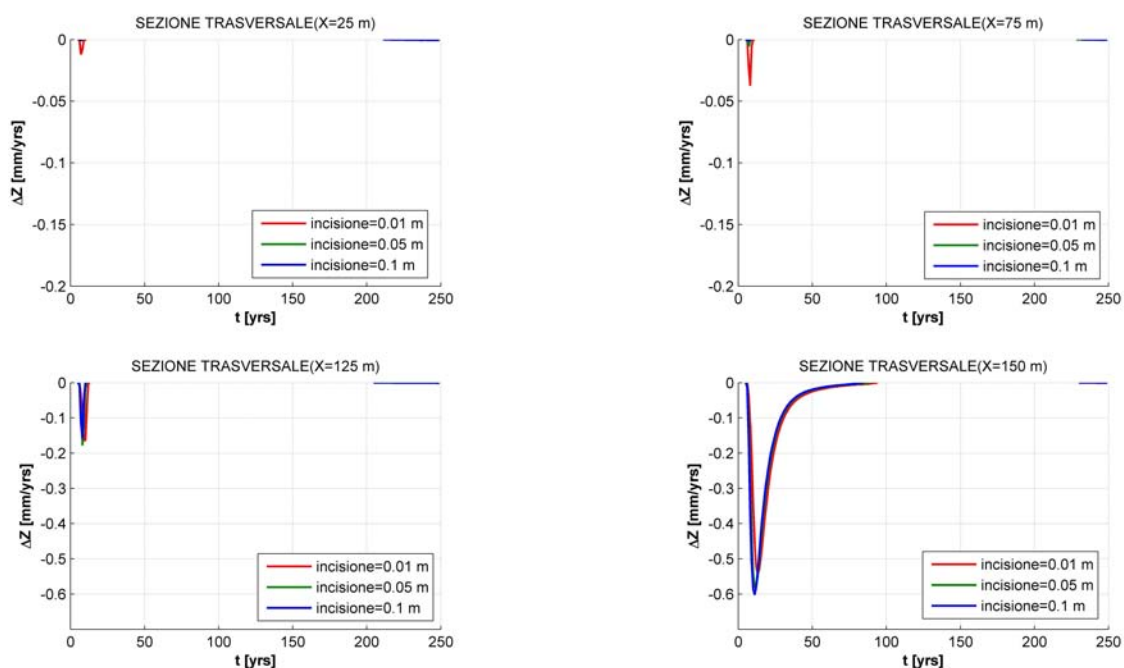


Figura B.13: Andamento del tasso di erosione - variazione ampiezza coseno (modello completo con vegetazione).

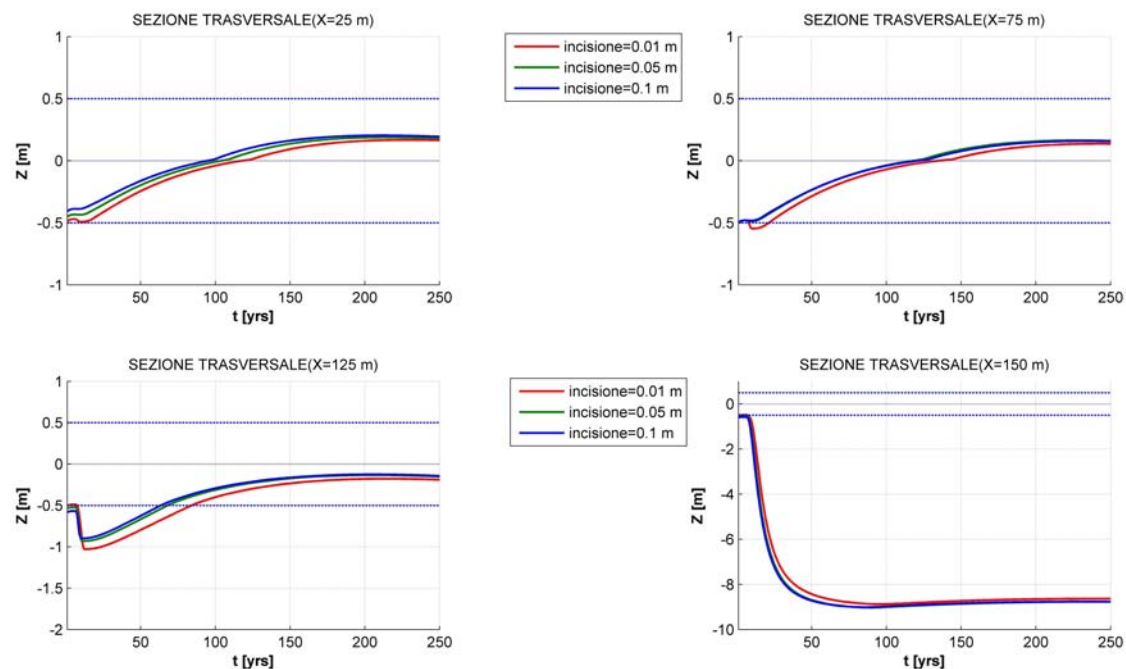


Figura B.14: Andamento del livello z - variazione ampiezza coseno (modello completo con vegetazione).

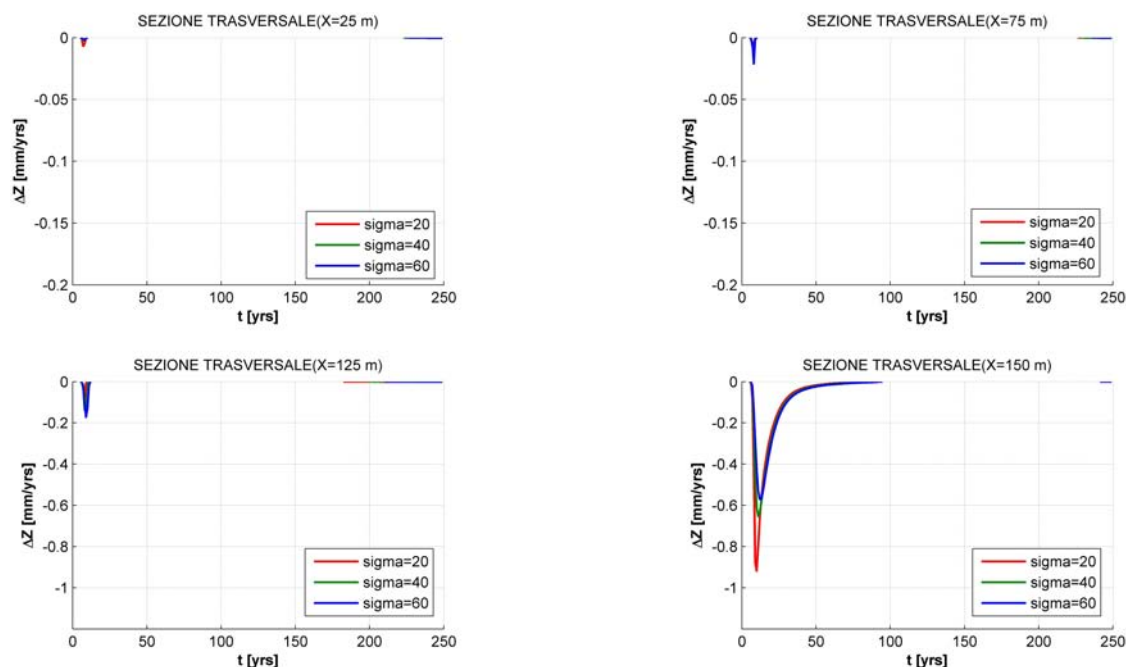


Figura B.15: Andamento del tasso di erosione - variazione sigma gaussiana amp = 0.05 m (modello completo con vegetazione).

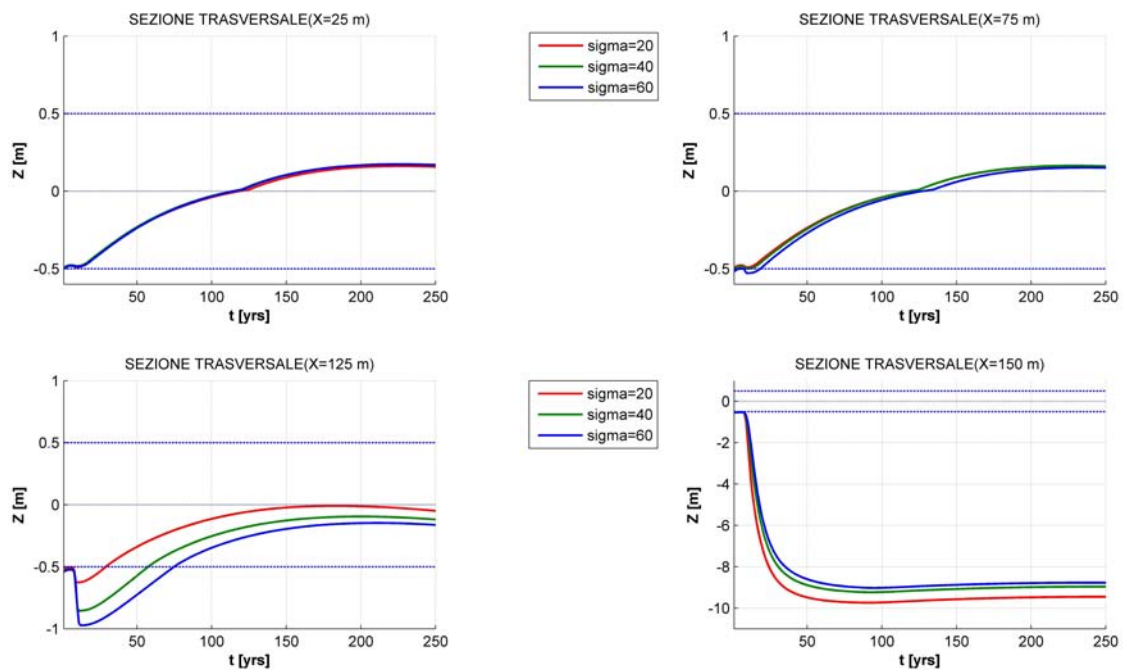


Figura B.16: Andamento del livello z - variazione sigma gaussiana amp = 0.05 m (modello completo con vegetazione).

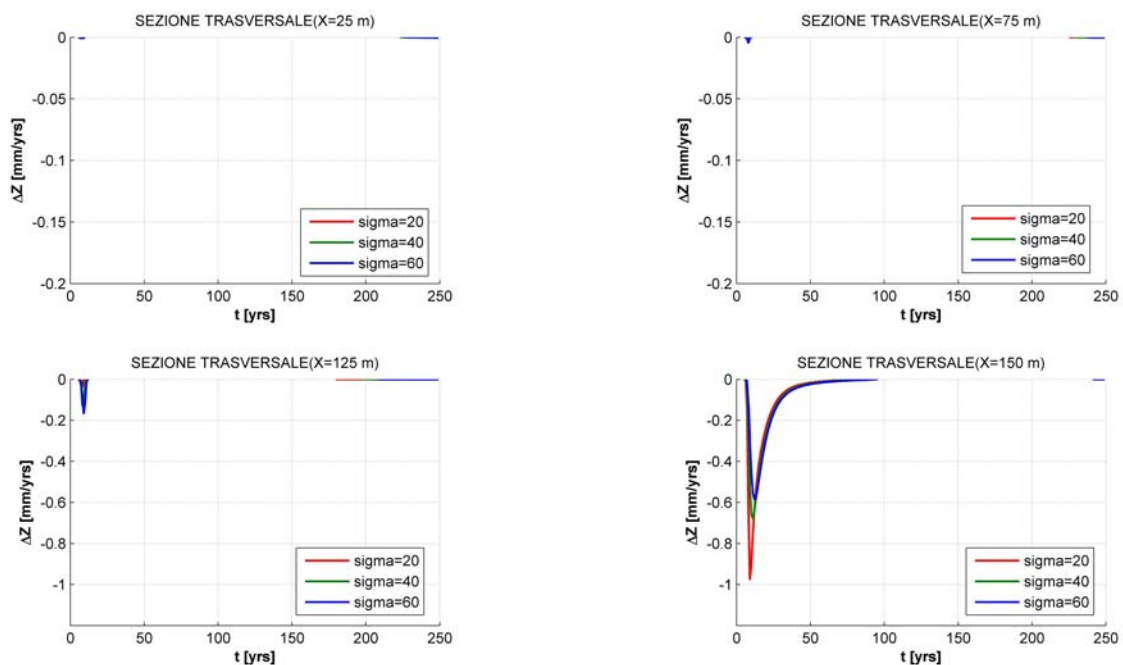


Figura B.17: Andamento del tasso di erosione - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello completo con vegetazione).

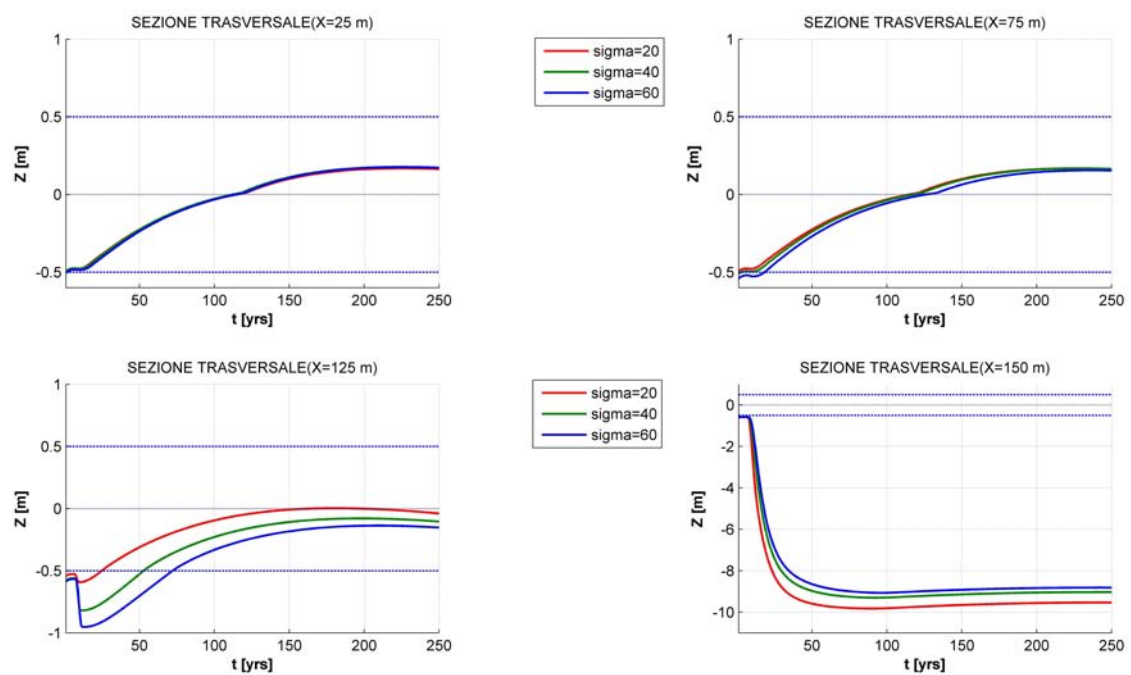


Figura B.18: Andamento del livello z - variazione sigma gaussiana amp = 0.1 m (modello completo con vegetazione).

Bibliografia

- J.R.L. Allen. Morphodynamics of holocene salt marshes: a review sketch from the atlantic and southern north sea coasts of europe. *Quaternary Science Reviews*, 19 (12):1155–1231, 2000.
- J.P. Belliard, M. Toffolon, L. Carniello, and A. D’Alpaos. An ecogeomorphic model of tidal channel initiation and elaboration in progressive marsh accretional contexts. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, 120:1040–1064, 2015.
- A. Bondesan, A. Fontana, P. Furlanetto, S. Magri, M. Meneghel, P. Mozzi, and S. Primon. Lineamenti geologico-geomorfologici ed evoluzione paleoidrografica del territorio urbano di venezia, mestre e marghera. Interventi al Convegno Geologia urbana di Venezia, 24 novembre 2006.
- G. Chmura, S. Anisfeld, D. Cahoon, and J. Lynch. Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. global biogeochemical cycles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, page 17(4), 2003.
- E. P. Clancy. *Le maree, pulsazioni della terra*. Zanichelli, Bologna, 1963.
- A. D’Alpaos, S. Mudd, and L. Carniello. Sulla risposta dei sistemi di barena a variazioni della disponibilit  di sedimento e del tasso di incremento del livello medio del mare. Atti del XXXIII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, 10-15 settembre 2012.
- A. D’Alpaos, S. Lanzoni, M. Marani, and A. Rinaldo. Evoluzione morfologica a lungo termine di bacini a marea: ontogenesi della rete. XXIX Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, 2004.
- A. D’Alpaos, S. Lanzoni, and S. Mudd, Simon M. Fagherazzi. Modelling the influence of hydroperiod and vegetation on the cross-sectional formation of tidal channels. *Estuarine coastal and shelf science*, pages 1–14, 2006.
- A. D’Alpaos, S. Lanzoni, M. Marani, and A. Rinaldo. On the o’brien-jarret-marchi law. *Rend. Fis. Accad. Lincei*, pages 20, 225–236, 2009.

- A. D'Alpaos, S. Lanzoni, M. Marani, and A. Rinaldo. On the tidal prism-channel area relations. *Journal of Geophysical Research*, page 115, 2010.
- A. D'Alpaos, S. Mudd, and L. Carniello. The mutual influence of biotic and abiotic components on the long-term ecomorphodynamics evolution of salt marsh ecosystem. *Journal of geophysical research*, 2011a.
- A. D'Alpaos, Simon M. Mudd, and L. Carniello. Dynamic response of marshes to perturbation in suspended sediment concentrations and rates of relative sea level rise. *Geomorphology*, pages 269–278, 2011b.
- L. D'Alpaos. *L'evoluzione morfologica della Laguna di Venezia attraverso la lettura di alcune mappe storiche e delle sue carte idrografiche*. Istituzione Centro Previsioni e Segnalazioni Maree, Venezia, 2010a.
- L. D'Alpaos. *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, Venezia, 2010b.
- L. D'Alpaos and A. Defina. Mathematical modeling of tidal hydrodynamics in shallow lagoons: A review of open issues and applications to the venice lagoon. *Computers & Geosciences*, pages 33, 476–496, 2007.
- G. Davies and Colin D. Woodroffe. Tidal estuary width convergence: Theory and form in north australian estuaries. *Earth surface processes and landscape*, pages 737–749, 2009.
- H.A. Einstein and R. Krone. Experiments to determine modes of cohesive sediment transport in salt water. *Journal of Geophysical Research*, pages 1451–1461, 1962.
- D. Eisma. *The influence of wetland vegetation on tidal stream migration and morphology*. CRC Press, New York, 1998.
- F. Engelund. Hydraulic resistance of alluvial streams. *Journal of Hydraulic Division*, pages 315–326, 1966.
- S. Fagherazzi and D. Furbish. On the shape and widening of salt marsh creeks. *Journal of geophysical research*, 106:pp. 991–1003, 2001.
- S. Fagherazzi, A. Bortoluzzi, W.E. Dietrich, A. Adami, M. Marani, S. Lanzoni, and A. Rinaldo. Tidal networks. 1. automatic network extraction and preliminary scaling features from dtms. *Water Resources Research*, 35(12):3891–3904, 1999.

- S. Fagherazzi, M.L. Kirwan, S.M. Mudd, G.R. Guntenspergen, A. Temmerman, S. D'Alpaos, J. van de Koppel, J.M. Rybczyk, E. Reyes, C. Craft, and J. Clough. Numerical models of salt marsh evolution: ecological, geomorphic, and climatic factors. *Reviews of Geophysics*, 2012.
- C. Friedrichs and J. Perry. Tidal salt marsh morphodynamics: A synthesis. *Journal of Coastal Research*, pages 7–37, 2001.
- D. Garofalo. The influence of wetland vegetation on tidal stream migration and morphology. *Estuaries*, pages 3, 258–270, 1980.
- R.E. Glover and Q.L. Florey. Stable channel profiles. Hydraulic Laboratory Report, 1951.
- R.G. Healey, D.R. Pye, K. Stoddart, and T.P. Bayliss-Smith. Velocity variations in salt marsh creeks. *Earth surface processes and landscape*, pages 535–545, 1981.
- Z. J. Hughes. *Tidal Channels on Tidal Flats and Marshes*, chapter 11, pages 269–300. Springer Netherlands, 2012.
- ISPRA. Laguna di venezia - le caratteristiche della marea, 2010. <http://www.venezia.isprambiente.it/la-marea/>.
- J. T. Jarrett. Tidal prism-inlet area relationships. Gen. Invest. Tidal Inlets Rep. 3, 1976.
- M. Kirwan and S. Mudd. Response of salt-marsh carbon accumulation to climate change. *Nature*, pages 489, 550–553, 2012.
- S. Lanzoni and A. D'Alpaos. On funneling of tidal channels. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, pages 1–20, 2015.
- S. Lanzoni and G. Seminara. Long-term evolution and morphodynamic equilibrium of tidal channels. *Journal of Geophysical Research*, pages 107 (C1), 3001, 2002.
- D. Lawrence, J. Allen, and G. Havelock. Salt marsh morphodynamics: an investigation of tidal flows and marsh channel equilibrium. *Journal of geophysical research*, 20:301–316, 2004.
- L. Leonard and M. Luther. Flow hydrodynamics in tidal marsh canopies. *Limnology and Oceanography*, pages 1474–1484, 1995.

- L. Leonard, A. Hine, and E. Luther. Surficial sediment transport and deposition. processes in a *Juncus roemerianus* marsh, west-central florida. *Journal of geophysical research*, 11:322–336, 1995.
- H. Lundgren Johnson and I. Jonnson. Shear and velocity distribution in shallow channels. *Proc. ASCE J. Hydraulic Division*, pages 1–21, 1964.
- M. Marani, D. Lanzoni, S. and Zandolin, G. Seminara, and A. Rinaldo. Tidal meanders. *Water Resour. Res.*, pages 38(11), 1225, 2002.
- M. Marani, S. Lanzoni, E. Belluco, A. D’Alpaos, A. Defina, and A. Rinaldo. On the drainage density of tidal networks. *Water Resources Research*, 39(2):105–113, 2003.
- M. Marani, S. Lanzoni, S. Silvestri, and A. Rinaldo. Tidal landforms, patterns of halophytic vegetation and the fate of the lagoon of venice. *Journal of marine system*, pages 191–210, 2004.
- M. Marani, E. Belluco, S. Ferrari, S. Silvestri, A. D’Alpaos, S. Lanzoni, A. Feola, and A. Rinaldo. Analysis, synthesis and modelling of high-resolution observations of salt-marsh eco-geomorphological patterns in the venice lagoon. *Estuarine coastal shelf science*, pages 414–426, 2006.
- M. Marani, A. D’Alpaos, S. Lanzoni, L. Carniello, and A. Rinaldo. Biologically-controlled multiple equilibria of tidal landforms and the fate of the venice lagoon . *Journal of geophysical research*, 34:1–5, 2007.
- M. Marani, A. D’Alpaos, S. Lanzoni, L. Carniello, and A. Rinaldo. The importance of being coupled: Stable states and catastrophic shifts in tidal biomorphodynamics. *Journal of geophysical research*, 115:1–15, 2010.
- M. Marani, C. Da Lio, and A. D’Alpaos. Vegetation engineers marsh morphology through competing multiple stable states. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2013.
- E. Marchi. Sulla stabilit  delle bocche lagunari a marea. *Rend. Fis. Accad. Lincei*, 9:137–15, 1990.
- G. Masselink, M. Hughes, and J. Knight. *Introduction to Coastal Processes & Geomorphology*. Hodder Education, London, 2011.
- G. Matteotti. *Lineamenti di costruzioni marittime*. SGE editoriali, Padova, 2014.

- A. Metha. *Characterization of cohesive sediment properties and transport processes in estuaries*, pages 290–315. Springer-Verlag, 1984.
- D. R. Montgomery and W. E. Dietrich. Where do channels begin? *Nature*, 336(6196):232–234, 1988.
- J.T. Morris. *Effects of sea level anomalies on estuarine processes*, pages 107–127. Island Press, 2000.
- J.T. Morris and B. Haskin. A 5-yr record of aerial primary production and stand characteristics of *spartina alterniflora*. *Ecology*, pages 2209–2217, 1990.
- J.T. Morris, P.V. Sundareshwar, C.T. Nietch, and D.R. Kjerfve, B. Cahoon. Responses of coastal wetlands to rising sea level. *Ecology*, pages 2869–2877, 2002.
- Simon M. Mudd, S. Fagherazzi, M. Morris, and D. Furbish. *Flow, sedimentation and biomass production on a vegetated salt marsh in South Carolina: toward a predictive model of marsh morphologic and ecologic evolution*, pages 165–188. American Geophysical Union, 2004.
- S.M. Mudd, S.M. Howell, and J.T. Morris. Impact of dynamic feedbacks between sedimentation, sea-level rise, and biomass production on near surface marsh stratigraphy and carbon accumulation. *Estuarine Coastal Shelf Science*, pages 377–389, 2009.
- S.M. Mudd, A. D’Alpaos, and J.T. Morris. How does vegetation affect sedimentation on tidal marshes? investigating particle capture and hydrodynamic controls on biologically mediated sedimentation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, page 115(F3), 2010.
- H. Nepf and E. Vivoni. Flow structure in depth-limited, vegetated flow. *Journal of Geophysical Research*, 105:28547–28557, 2000.
- H. M. Nepf. Drag, turbulence, and diffusion in flow through emergent vegetation. *Water Resources Research*, 35:479–489, 1999.
- M.R. Palmer, H.M. Nepf, T. Petterson, and J. Ackerman. Observations of particle capture on a cylindrical collector: implications for particle accumulation and removal in aquatic systems. *Journal of geophysical research*, pages 76–85, 2004.
- G. Parker. Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. part 2. the gravel river. *Journal of Fluid Mechanics*, 89:127–146, 1978.

- S. Pennings, M. Grant, and M. Bertness. Plant zonation in lowlatitudes salt marshes: Disentangling the roles of flooding, salinity and competition. *Journal of ecology*, pages 159–167, 2005.
- J. Taylor. Perron and S. Fagherazzi. The legacy of initial conditions in landscape evolution. *Earth surface processes and landscape*, 37:52–63, 2012.
- C.F. Phleger. Effect of salinity on growth of a salt marsh grass. *Ecology*, pages 908–911, 1971.
- James E. Pizzuto. Numerical simulation of gravel river widening. *Water Resources Research*, 26:1971–1980, 1990.
- P. Randerson. *A simulation model of salt-marsh development and plant ecology*, pages 48–67. Saxon House, 1979.
- F. Ricci Lucchi. *Sedimentologia*, volume 3. CLEUB, Bologna, 1980.
- A. Rinaldo, S. Fagherazzi, A. Bortoluzzi, A. Adami, M. Marani, S. Lanzoni, and W.E. Dietrich. Tidal networks. 2. watershed delineation and comparative network morphology. *Water Resources Research*, 35(12):3905–3917, 1999a.
- A. Rinaldo, S. Fagherazzi, S. Lanzoni, and M. Marani. Tidal networks 3. landscape-forming discharges and studies in empirical geomorphic relationships. *Water Resources Research*, 35:3919–3929, 1999b.
- I. Rodriguez-Iturbe and A. Rinaldo. *Fractal River Basins: Chance and Self-Organization*. Cambridge Univ. Press, New York, 1997.
- G. Seminara, S. Lanzoni, N. Tambroni, and M. Toffolon. How long are tidal channels ? *Journal of Fluid Mechanics*, 643:479–494, 2010.
- L. Solari, G. Seminara, S. Lanzoni, M. Marani, and A. Rinaldo. Sand bars in tidal channels, part two, tidal meanders. *Journal of Fluid Mechanics*, 451:203–238, 2002.
- L. Stefanon. *Analisi sperimentale sulla nascita e sullo sviluppo di reti a marea generate in laboratorio*. Ph.D. Thesis, Universita' degli Studi di Padova, 2011.
- N. Tambroni and G. Seminara. Are inlets responsible for the morphological degradation of venice lagoon? *Journal of Geophysical Research*, page 111, 2006.

- N. Tambroni and G. Seminara. A one-dimensional eco-geomorphic model of marsh response to sea level rise: Wind effects, dynamics of the marsh border and equilibrium. *Journal of Geophysical Research*, pages 117, F03026, 2012.
- M. Tenani. *Maree e correnti di marea*. Istituto Idrografico della R. Marina, Genova, 1940.
- M. Toffolon and S. Lanzoni. Morphological equilibrium of short channels dissecting the tidal flats of coastal lagoons. *Journal of geophysical research*, 115:1–15, 2010.
- E. Verza and L. Cattozzo. *Atlante lagunare costiero del Delta del Po*. Consorzio di Bonifica Delta del Po, Rovigo, 2015.
- Life Vimine. Quaderno didattico per la salvaguardia della laguna e delle barene, 2015. <http://www.lifevimine.eu/>.
- W.J. Webb. Soil-water salinity variations and their effects on *Spertina alterniflora*. *Contributions in Marine Science*, pages 1–13, 1983.
- J. Wright, A. Colling, and D. Park. *Waves, tides and shallow-water processes*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 1999.