



# Università degli Studi di Ferrara

## DOTTORATO DI RICERCA IN "SCIENZE DELLA TERRA"

CICLO *XXIII*

COORDINATORE Prof. Beccaluva Luigi

### **Video-monitoraggio della variabilità morfologica delle barre sommerse: il caso del litorale di Terracina**

Settore Scientifico Disciplinare GEO/04

**Dottorando**

Dott. Parlagreco Luca

---

*(firma)*

**Tutore**

Prof. Simeoni Umberto

---

*(firma)*

**Co-tutore**

Prof. Archetti Renata

---

*(firma)*

Anni 2008/2010

# Indice

<b>Introduzione e obiettivi</b>	4
<b>1. <u>Le barre sabbiose</u></b>	7
1.1. <u>Genesi delle barre</u>	10
1.2. <u>Dinamica delle barre</u>	13
1.3. <u>Previsione del comportamento delle barre</u>	16
<b>2. <u>Descrizione dell'area di studio</u></b>	19
<b>3. <u>Materiali e metodi</u></b>	23
3.1. <u>La stazione di video-monitoraggio di Terracina</u>	23
3.2. <u>Rilievi topografici e batimetrici</u>	25
3.2.1. <u>Struttura del piano di campionamento ed elaborazione dati</u>	26
3.2.2. <u>Rilievi a supporto del video-monitoraggio</u>	31
3.3. <u>Procedure di <i>image processing</i></u>	32
3.3.1. <u>Calcolo della geometria interna</u>	34
3.3.2. <u>Calcolo della geometria esterna</u>	37
3.3.3. <u>Geo-referenziazione e ribaltamento delle foto</u>	39
3.3.4. <u>Accuratezze e risoluzione spaziale nominale delle foto ribaltate</u>	40
3.3.5. <u>Metodiche per l'estrazione delle video-morfologie</u>	45
3.4. <u>Clima meteo-marino</u>	53
3.4.1. <u>Dati</u>	53
3.4.2. <u>Elaborazione dei dati ondosi</u>	57
<b>4. <u>Risultati</u></b>	60
4.1. <u>Analisi topo-batimetrica</u>	60
4.1.1. <u>Variabilità morfologica del settore emerso</u>	60
4.1.2. <u>Variabilità morfologica del settore sommerso</u>	68
4.1.3. <u>Variabilità volumetrica post-ripascimento</u>	75
4.2. <u>Analisi video-morfologica</u>	77
4.2.1. <u>Rappresentatività morfologica delle video-morfologie</u>	77
4.2.2. <u>Evoluzione video-morfologica</u>	85

4.2.3. <u>Discontinuità morfologica delle barre</u>	92
4.3. <u>Forzanti meteo-marine</u>	96
4.3.1. <u>Statistiche dei dati ondosi</u>	97
4.3.2. <u>Modellizzazione idrodinamica</u>	100
<b>5. <u>Discussioni</u></b>	103
<b>6. <u>Conclusioni e prospettive di ricerca</u></b>	112
<b><u>Bibliografia</u></b>	117
<b><u>Ringraziamenti</u></b>	
<b><u>Tavole fuori testo</u></b>	

## **Introduzione e obiettivi**

La gestione del fenomeno erosivo rappresenta uno dei principali obiettivi della politica di gestione della costa.

Negli ultimi anni la ricerca scientifica sempre più si è indirizzata verso l'individuazione di parametri che descrivessero sinteticamente lo stato morfologico litorale (Davidson et al., 2007) con l'assunto che la morfologia riflettesse più o meno direttamente i processi che la controllano.

L'analisi delle dinamiche evolutive costiere si avvale del concetto di "sistema morfodinamico costiero", ovvero un sistema caratterizzato dalla mutua interazione di tre componenti: 1) morfologia; 2) trasporto sedimentario; 3) idrodinamica. Qualsiasi modificazione nella modalità d'interazione tra queste tre componenti indurrà un cambiamento nelle modalità di riequilibrio morfologico del sistema spiaggia. Il concetto di equilibrio, a sua volta, risulta strettamente dipendente dalla scala spaziale e temporale di analisi (Stive et al., 2002).

L'orma di un piede sulla battigia rappresenta una variazione di forma, il cui ripristino si compie attraverso una serie di processi fisici confinati a poche decine di centimetri dall'impronta ed agenti entro pochi minuti dalla perturbazione applicata. Differentemente, la costruzione di una struttura portuale su un litorale sabbioso indurrà dei meccanismi di ripristino morfologico che agiscono a scale spaziali dei chilometri e scale temporali degli anni.

Le barre sabbiose sono un corpo sedimentario che generalmente si trova a profondità minori dei 10m. Esse rappresentano uno stato di perturbazione della morfologia dei fondali generata dall'incidenza delle onde verso costa. Come tali, esse subiscono variazioni di forma e di posizionamento in funzione della variazione dell'entità e della frequenza con cui l'energia ondosa si trasferisce a costa. La particolare interazione tra moto ondoso e barre influenza sensibilmente la dinamica morfologica dell'intero settore del sottocosta (Wijnberg & Terwindt, 1995; Plant et al., 2001; Li et al., 2005) e di conseguenza le correnti che in esso si generano.

Le dinamiche che governano la variabilità morfologica delle barre influenzano più o meno velocemente le dinamiche della spiaggia emersa. Lo studio di tale interazione rappresenta una tematica di ricerca che da decenni interessa ricercatori nazionali ed internazionali (ad

esempio Wright & Short, 1984; Brambati & Finocchiaro, 1987; Simeoni, 1989; Lippmann & Holman, 1990; Dal Cin & Simeoni, 1994; Shand et al., 1999; Ranasinghe et al., 2004, Armaroli et al., 2006; 2007; Armaroli & Ciavola, 2011).

Le evidenze, e di conseguenza le conoscenze, sulla mutua interazione della spiaggia emersa e sommersa variano in funzione della climatologia ondosa, e quindi della geografia. Di conseguenza, la percezione della variabilità naturale di una spiaggia può essere differente a secondo dei contesti oceanografici. Le spiagge mega- e meso-tidali, ad esempio, sono caratterizzate da ampiezze di oscillazione mareale che inducono dinamiche di variazione della spiaggia emersa molto maggiori dei settori costieri micro-tidali, come ad esempio la gran parte delle spiagge Mediterranee. Ulteriormente, la dinamica delle spiagge presenta delle ampiezze di variazione che crescono al crescere dell'energia che le modella, e quindi al crescere della dimensione delle onde incidenti.

Si introduce, quindi, un ulteriore vincolo all'analisi della variabilità morfologica di spiaggia, ovvero la frequenza di osservazione relazionata alla frequenza e all'ampiezza di variazione morfologica.

La misura della morfologia di una spiaggia si avvale di tecniche e strumentazioni più o meno sofisticate, uno dei metodi più comuni è la misura della quota topografica e batimetrica ad opera di ricevitori GPS e altimetri digitali. Questa tecnica di monitoraggio della *morfologia costiera* presenta un limite, ovvero la possibilità di osservazione in determinate condizioni meteo-climatiche, ovvero durante i periodi di mare calmo. L'informazione che si acquisisce rappresenta, pertanto, un'istantanea della spiaggia la cui interpretazione fenomenologica è strettamente dipendente dalla relazione tra frequenza delle osservazioni e velocità della variabilità morfologica che si intende risolvere.

Verso la fine degli anni '80 Lippmann & Holman (1989) propongono una tecnologia di osservazione remota automatizzata della spiaggia tramite l'utilizzo di video camere, nota come video-monitoraggio costiero. I concetti principali della fotogrammetria vengono applicati per interpretare quantitativamente le morfologie desumibili da foto. La grande potenzialità di tale tecnica risiede nella possibilità di analisi morfologica della spiaggia per lunghi intervalli temporali e con un'elevata frequenza di osservazione (oraria), e indipendente dalle condizioni meteo-marine.

Dall'avvento di tale metodologia le conoscenze in ambito costiero sono aumentate enormemente e hanno fornito nuove interpretazioni sulla dinamica e sulla ciclicità della variazione morfologica.

La presente tesi di dottorato si pone l'obiettivo di analizzare le dinamiche di spiaggia utilizzando semplici indicatori della morfologia emersa e sommersa. L'analisi viene svolta mediante l'utilizzo di dati da video-monitoraggio e di dati topo-batimetrici.

Tale interesse nasce dalla necessità gestionale di individuare semplici indicatori dello stato costiero, inteso nella sua interezza, e dal contemporaneo bisogno di calibrare l'esportazione delle conoscenze acquisite in contesti oceanografici *oceanici*<sup>1</sup> alle aree Mediterranee, caratterizzate da modeste energie ondose e da minime oscillazioni mareali (Jiménez et al., 2008, Armaroli & Ciavola, 2011).

Il sito di studio è localizzato presso la spiaggia di Terracina, lungo il margine costiero Laziale prospiciente il Tirreno centro-meridionale dove, nel Giugno 2007 sono stati sversati circa 300.000 m<sup>3</sup> di sabbia lungo un kilometro di litorale (ripascimento artificiale della spiaggia).

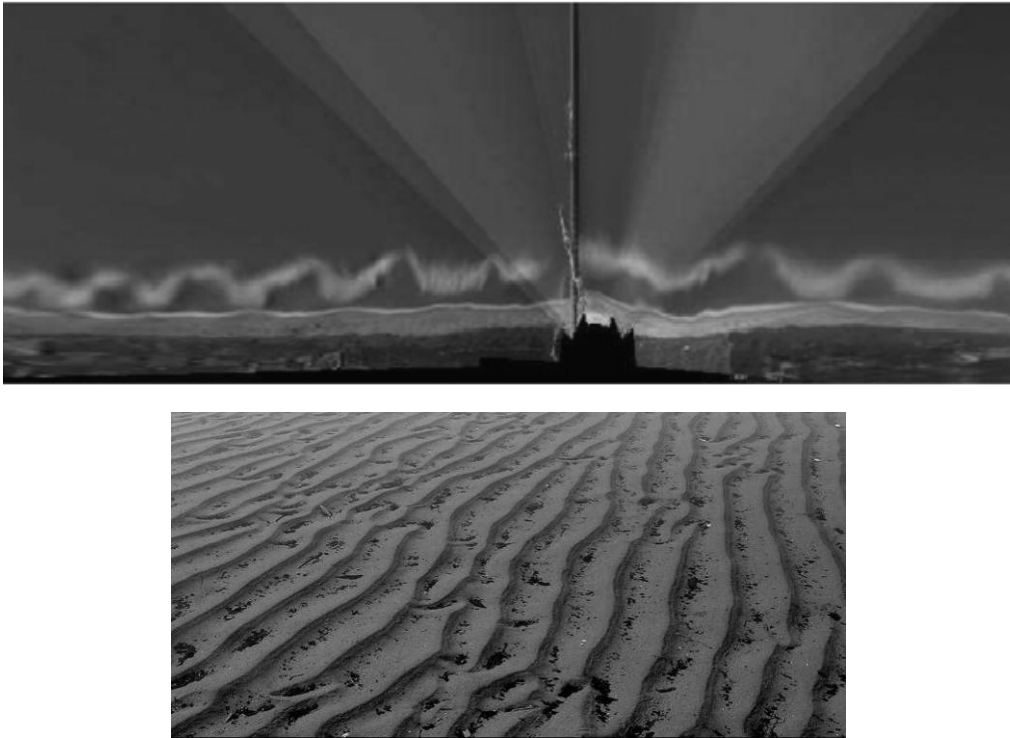
La morfologia *non-naturale* indotta dall'intervento di ripascimento, nonché la volumetria nota dei materiali rifluiti sulla spiaggia, hanno reso possibile di quantificare sia le modalità che le velocità con cui la spiaggia riorganizzava la sua forma, la variabilità morfologica delle barre sommerse è stata analizzata con tale finalità.

---

<sup>1</sup> Australia, Giappone, USA, Nuova Zelanda, Olanda.

## 1. Le barre sabbiose

Lungo le coste sabbiose la zona del *nearshore*<sup>2</sup> è spesso caratterizzata da *pattern* morfologici che naturalmente si sviluppano con scale spaziali e temporali ben differenti (Fig. 1.1.). L'osservazione di tali morfologie, più o meno complesse, ha sempre suscitato un grande interesse di ricerca (Komar, 1976; Short, 1999; Coco & Murray, 2007).



**Figura 1.1.** – Barre ritmiche (stazione Argus a Duck, North Carolina, USA) e *ripples* sabbiosi.

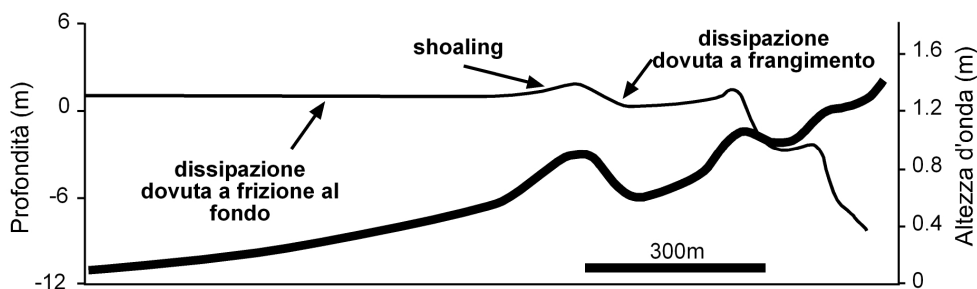
Una caratteristica morfologica del *nearshore* di particolare interesse è rappresentata dalle barre, un prisma sedimentario sabbioso generalmente posizionato a profondità inferiori ai 10m. Esse rappresentano un elemento morfologico la cui natura e dinamica sono profondamente correlate alla modalità di dissipazione del contenuto energetico delle onde incidenti.

Approcciando a costa un'onda modifica sistematicamente le proprie caratteristiche fisiche in funzione delle modalità di dissipazione dell'energia che trasporta (Fig. 1.2.). Nella zona al largo (*offshore*) l'attrito al fondo induce una progressiva diminuzione dell'altezza d'onda. Nella sua ulteriore propagazione verso costa l'altezza e la pendenza d'onda

---

<sup>2</sup> Porzione della zona litorale in cui il moto orbitale delle onde viene definitivamente compromesso dall'interazione con il fondale marino (Komar, 1976).

tendono ad aumentare a causa dello *shoaling*, ovvero una contemporanea diminuzione della celerità e della lunghezza dell'onda. In prossimità della barra, il continuo aumento della pendenza d'onda pregiudica una condizione di disequilibrio che porta l'onda a frangersi. Eventualmente, se la profondità tendesse ad aumentare nuovamente, l'onda potrebbe rigenerarsi nella zona del truogolo e frangere di nuovo su altre barre (se presenti) o in prossimità della riva.



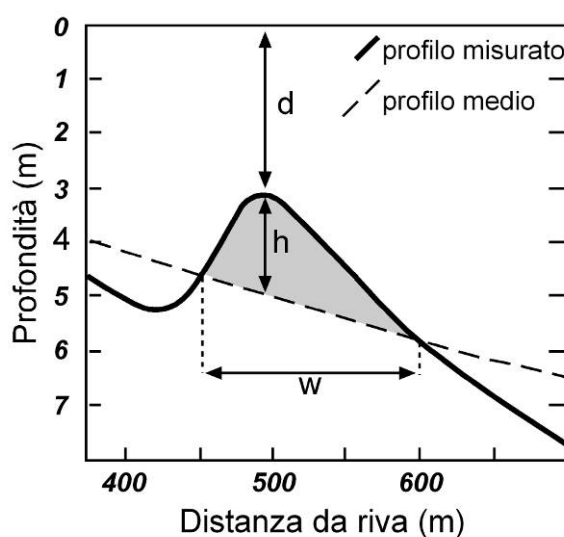
**Figura 1.2.** – Schema della dissipazione energetica di un'onda che viaggia verso costa.

Il campo idrodinamico generato dall'interazione tra moto ondoso e barre sommerse influenza sensibilmente la dinamica morfologica dell'intero settore del *nearshore*, dove la variabilità morfologica delle barre rappresenta il maggior contributo alla varianza della morfologia dell'intero sistema spiaggia (Wijnberg & Terwindt, 1995; Plant et al., 1999; 2001; Li et al., 2005).

La variabilità morfologica delle barre si esplica tramite una variazione di forma e/o di posizione rispetto la riva, ovvero posizione *cross-shore*. La variazione della forma di una barra si esplica tramite una variazione del suo andamento planimetrico lungo costa (Fig. 1.1.), oppure tramite una variazione della sua volumetria. L'indicatore (*proxy*) più utilizzato per identificare la forma di una barra è la posizione della sua cresta, ovvero il punto a minor profondità del corpo di barra. Generalmente, le caratteristiche morfometriche del corpo di barra sono definite tramite l'extrapolazione di alcuni parametri dai profili batimetrici (Fig. 1.3.), spesso statisticamente relazionati alla posizione della cresta di barra. (Ruessink & Kroon, 1994; Pruszek et al., 1997). La rappresentatività di alcuni parametri morfometrici può essere notevolmente compromessa da tale dinamismo e dalla possibilità (o meno) di paragonare tale perturbazione ad una morfologia stabile, ovvero alla morfologia media che i fondali avrebbero assunto nel lungo-periodo. Ad esempio, il volume di un corpo di barra può essere definito correttamente solo se in



possesso di una lunga serie temporale di misure, e quindi di un profilo medio che permetta la stima attendibile delle sue dimensioni (ad esempio  $w$  ed  $h$ ). In caso contrario, la definizione dei limiti morfologici entro cui computare il volume potrebbe essere sensibilmente dipendente dai singoli eventi meto-marini, e quindi apparente. Ecco perché, nella maggior parte dei casi, l'andamento plano-altimetrico della cresta di barra rappresenta uno dei parametri maggiormente utilizzati nel definire la morfologia di una barra e le sue variazioni nel tempo (ad esempio Guillen & Palanques, 1993; Wijnberg & Terwindt, 1995; Gallagher et al., 1998; Grunnet & Hoekstra, 2004).



**Figura 1.3.** – Parametri morfometrici di una barra. Dove:  $d$  rappresenta la profondità della cresta di barra;  $h$  e  $w$  rappresentano l'altezza e l'ampiezza della barra derivanti dall'intersezione tra il profilo misurato ed il profilo medio; in grigio è rappresentato il volume per unità di lunghezza ( $m^3/m$ ). Da Grunnet & Hoekstra (2004).

La morfologia delle barre rimane, comunque, subordinata all'interazione tra disponibilità e tipologia del sedimento di spiaggia e caratteristica delle onde incidenti. Quest'ultimo parametro è indubbiamente relazionato al contesto oceanografico e quindi geografico. Ne risulta che le modalità di organizzazione morfologica dei fondali non sono infinite, o almeno non lo sono a livello macro-scopico. Uno degli schemi di classificazione delle morfologie di barra che ha riscosso più successo negli ultimi decenni è stato proposto da Wright & Short (1984). Gli Autori formalizzarono il continuum di variabilità morfologica del sistema spiaggia tramite 3 stadi morfodinamici, *dissipative*, *intermediate* e *reflective*. A sua volta lo stadio *intermediate* venne suddiviso in 4 sottostadi, *rhythmic bar and beach* (RBB), *transverse bar and rip* (TBR), *ridge-runnel or low-tide terrace* (LTT). Tale

modello è stato successivamente implementato da Lippmann & Holman (1990), Short & Aagaard (1993), Ranasinghe et al. (2004), Armaroli & Ciavola (2011) e Price & Ruessink (in stampa).

Generalmente, le morfologie di barra che caratterizzano i suddetti stadi morfodinamici possono essere descrivibili tramite alcune semplici caratteristiche spaziali quali, numero delle barre, geometria in pianta e disposizione rispetto la riva. Si possono riconoscere dei sistemi a barra singola, a barra doppia o multi-barra, delle barre a geometria lineare con disposizione parallela e non parallela (obliqua) a costa, barre distaccate e non distaccate da riva, forme ritmiche, quasi-ritmiche e irregolari (Wijnberg & Kroon, 2002 per una review). Un sistema di barre può sviluppare, quindi, una serie di stadi morfodinamici in funzione del contributo energetico che interessa un determinato tratto costiero in un determinato intervallo temporale. Ad ogni variazione del contributo energetico, sia che aumenti che diminuisca, le barre (e quindi il sistema spiaggia) possono evolvere da uno stadio all'altro con diverse velocità in funzione del rapporto tra volumetria del corpo di barra e dei livelli energetici in gioco (Short, 1999).

L'importanza della morfologia è legata all'assunzione che la variabilità morfologica rifletta più o meno direttamente i processi che la controllano (Wright & Short, 1984). Ad esempio, il numero delle barre sembra mostrare una relazione inversa con la pendenza della spiaggia sommersa, al cui decremento corrisponderebbe un aumento del numero delle barre (Dolan & Dean, 1985; Simeoni, 1989; Wijnberg & Kroon, 2002).

### **1.1. Genesi delle barre**

La presenza di barre sabbiose sembra essere attribuibile principalmente ad una convergenza di flussi sedimentari, come espressione dei gradienti idrodinamici, e del trasporto sedimentario associato, nella zona del *surf*<sup>3</sup>.

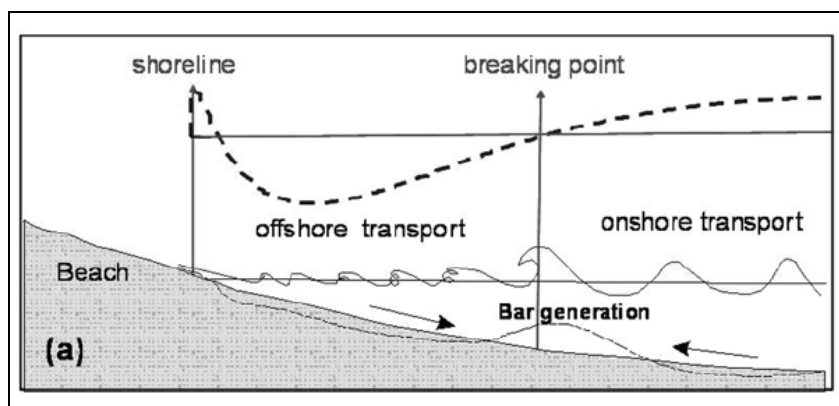
Nel corso degli ultimi anni sono stati proposti vari meccanismi per la genesi e la dinamica delle barre sabbiose. Di seguito si riportano due teorie maggiormente accreditate negli ultimi anni.

La *breaking-point hypothesis* spiega la formazione della barra come risultato della convergenza di flussi nei pressi della zona di frangimento (Fig. 1.4). In questo settore,

---

<sup>3</sup> Porzione del *nearshore* limitata verso terra dalla zona dello *swash* (porzione permanentemente sommersa della battigia) e verso mare dalla fascia dei frangenti.

verrebbero ad incontrarsi il flusso di ritorno diretto verso mare, l'*undertow*<sup>4</sup> e il flusso al fondo connesso allo *shoaling* delle onde.



**Figura 1.4.** - Rappresentazione schematica della genesi e delle barre sommerse secondo la “breaking-point hypothesis”. Da Marinõ-Tapia et al. (2007).

Il concetto del *breakpoint* assume che la rottura delle onde sia responsabile della formazione e della migrazione delle barre.

I vortici che si generano sotto i frangenti di tipo *plunging*<sup>5</sup> producono una risospensione di sedimento al fondo. La corrente diretta verso mare trasporta successivamente questo materiale in sospensione a formare la barra (Zhang & Sunamura, 1994; Gallagher et al., 1998; Marinõ-Tapia et al., 2007). Tale processo sarebbe in grado di formare una barra anche presso fondali ad alta pendenza ed in assenza di precedenti barre subtidali. Ad esempio, nel caso in cui sia presente una piccola barra di *swash* in prossimità della linea di riva, un frangente di tipo *plunging* sarebbe capace di formare una barra presso la riva nelle fasi iniziali di un evento di mareggiata che, successivamente si allontanerebbe da riva per effetto del flusso di *undertow*. Tale migrazione sarebbe accompagnata da una progressiva modifica nelle modalità di frangimento, da *plunging* a *spilling*<sup>6</sup>.

Le barre sabbiose possono generarsi e rimanere in equilibrio ugualmente attraverso una combinazione di processi legati allo *shoaling* delle onde e alla formazione di frangenti tipo *spilling*. Il moto asimmetrico d'onda prodotto dallo *shoaling* genererebbe un trasporto

<sup>4</sup> Flusso di fondo generato per un riequilibrio di massa dovuto ad un gradiente di pressione innescato dal set-up durante le mareggiate.

<sup>5</sup> Frangente caratterizzato da una porzione superiore che si rompe sulla porzione sottostante in un unico momento, perdendo gran parte dell'energia. Questa tipologia di frangimento si genera con onde moderatamente pendenti che approssimano settori moderatamente pendenti.

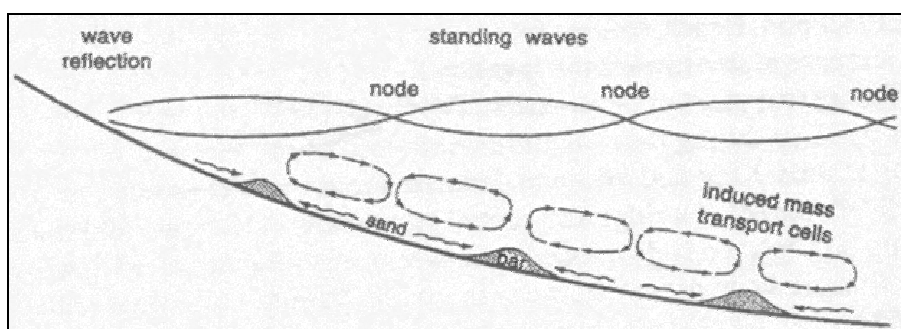
<sup>6</sup> Frangente generato dall'approccio di onde ad elevata pendenza su fondali debolmente pendenti. Questi frangenti sono caratterizzati da una graduale rottura dell'onda tramite una schiumata bianca che si sviluppa nella zona frontale e superiore del frangente.

diretto verso costa che aumenterebbe verso il punto di rottura delle onde e diminuirebbe nella porzione immediatamente verso costa ad esso, successivamente le correnti connesse all'*undertow* sarebbero capaci di reindirizzare i flussi verso mare.

Nel caso di circolazione a celle (circolazione tridimensionale), le correnti lungo costa potrebbero mantenere e/o approfondire il truogolo antistante la barra rimuovendo sedimenti che successivamente verrebbe trasportato verso mare dalle correnti di *rip*.

La migrazione *onshore* si sviluppa in condizioni di calma con moti d'onda fortemente asimmetrici connessi a deboli flussi di *undertow* (Hoefel & Helgar, 2003).

Un altro meccanismo di genesi può essere attribuito all'abbattimento del gradiente di trasporto sedimentario nei punti nodali e anti-nodali di onde stazionarie di lungo periodo (Fig. 1.5.).



**Figura 1.5.** – Genesi delle barre sommerse ai punti nodali di onde stazionarie. Da Komar (1976).

Queste onde possono generarsi per fenomeni di riflessione a riva o per fenomeni di interazione tra onde corte e onde lunghe (O'Hare & Huntley, 1994).

Vari studi indicano che onde di lungo periodo (infragravitali), in particolare le *bound long wave*, possono generarsi proprio da gruppi di onde corte che, entrando nella zona del *surf*, proseguono il loro moto liberamente verso costa (*free long waves*) (Masselink, 1995; Ruessink, 1998; Grasmeyer & Van Rijn, 1999). Nonostante venga rilasciata una *free long wave*, possono persistere delle relazioni di fase tra l'involuppo delle onde corte e il moto dell'onda lunga. Tali relazioni potrebbero generare una vergenza nel trasporto sedimentario. La direzione di tale trasporto netto dipenderebbe dalla relazione di fase tra i due treni di onde. Nel caso in cui la differenza di fase variasse sistematicamente sul profilo, potrebbero generarsi delle zone di convergenza (formazione della barra) e divergenza (migrazione di forme pre-esistenti) dei flussi sedimentari al fondo.

## **1.2. Dinamica delle barre**

Nel tempo la variabilità morfologica di un sistema di barre consta di due componenti principali, una di natura uniforme lungo costa (così detta bi-dimensionale, 2D) che corrisponde alla migrazione *on/offshore* della barra, ed una che descrive la variabilità non-uniforme lungo costa (così detto tri-dimensionale, 3D) e quindi una variazione della forma planimetrica. Quest'ultima può essere causata sia da una ridistribuzione di sabbia lungo costa durante lo sviluppo di forme ritmiche (ad es. Fig. 1.1.), sia dalla loro migrazione lungo costa.

Ruessink et al. (2000), analizzando la variabilità morfologica di un sistema di barre multiple per un periodo 6 settimane, identificano che l'80% della variabilità morfologica delle barre interne è spiegata da variazioni di forma e migrazione lungo-costa della stessa (variabilità morfologica non-uniforme lungo-costa, 3D). Similmente van Enckevort et al. (2004) e Ruessink et al. (2007a) individuano che la variabilità non-uniforme lungo costa interesserebbe principalmente la variabilità morfologica delle barre nel breve termine. Il cambiamento più significativo che caratterizzerebbe l'evoluzione di un sistema di barre, generalmente, sarebbe espresso dalla variabilità del posizionamento *cross-shore* della cresta di barra (Plant et al., 2001).

Armaroli & Ciavola (2011) osservano come la variazione di forma di barre ritmiche possa rappresentare una moda di variabilità anche nel lungo termine. Gli Autori riconoscono tale comportamento presso il sistema di barre di Lido di Dante (Ravenna), ambiente micro-tidale e caratterizzato da un clima meteo-marino con basse energie d'onda. In tale contesto oceanografico, il sistema di barre analizzato esibisce una minima variazione di posizionamento *cross-shore* delle barre nel lungo termine (4 anni), con valori medi annuali che difficilmente superano i 50m di spostamento. Similmente, Gullen & Palanques (1993) analizzano un altro sistema costiero Mediterraneo, la zona della foce dell'Ebro, e riconoscono che la dinamica *cross-shore* delle barre nel breve periodo è sicuramente maggiore di quella che esibiscono nel lungo periodo, ovvero la distanza media delle barre da riva sembra non subire variazioni di rilievo se mediata durante tutto il periodo di osservazione (1990-1991). Differentemente, Certain & Borusseau (2005) osservano che nel breve periodo la variabilità di posizionamento *cross-shore* delle barre presso il Golfo del Leone oscilla intorno ad una posizione di equilibrio, con spostamento relativi verso mare durante le mareggiate. Nel lungo termine gli stessi Autori osservano che l'incidenza

delle mareggiate più severe (con periodi di ritorno di 20-25 anni) inneschi una migrazione delle barre verso mare (*NOM-Net Offshore Migration*).

In generale, nel breve termine, una barra tende a migrare verso mare all'aumentare dell'altezza d'onda in funzione della crescente velocità (e quindi capacità di trasporto sedimentario) della corrente di *undertow*. Una diminuzione di altezza d'onda ne innescherebbe uno spostamento verso riva in risposta ad un trasporto sedimentario maggiormente legato allo *shoaling*, e quindi diretto verso riva (Thornton & Humiston, 1996; Gallagher et al., 1998, Plant et al., 1999; Marino-Tapia et al., 2007). I maggiori spostamenti *cross-shore* delle barre si verificano, quindi, all'occorrenza di singoli eventi di mareggiata. In riferimento al contesto Mediterraneo, Armaroli et al. (2007) individuano differenti soglie energetiche, espresse in funzione del quadrato dell'altezza d'onda, responsabili di significative variazioni nella morfologia di barra.

Ad una scala temporale più lunga, possono generarsi dei *trends* di spostamento, ad esempio stagionali, in cui una barra sabbiosa può localizzarsi in posizioni più esterne (maggiormente distanti da riva) durante il periodo autunnale-invernale in risposta ad un contributo energetico delle onde incidente complessivamente maggiore. Contrariamente, durante i periodi primaverili ed estivi, quando le onde incidenti mostrano altezze minori, il posizionamento medio può essere relativamente più prossimo a riva.

Su periodi di osservazione ancora più lunghi (anni) le barre sabbiose spesso esibiscono ulteriori *trends* nel loro posizionamento *cross-shore*. Tali *trends* possono essere svincolati dalla variabilità stagionale delle altezze d'onda incidenti (Plant et al., 1999). Lungo diverse aree costiere, infatti, la migrazione *offshore* delle barre durante i periodi invernali (elevata energia cumulata) può essere maggiore della successiva migrazione verso costa (*onshore*) nei periodi meno energetici estivi. La risultante è una migrazione netta verso mare alla scala degli anni e delle decine di anni (NOM). Evidenze Mediterranee di tali comportamenti di lungo periodo delle barre sono spesso contrastanti, sia per la mancanza di una adeguata testimonianza di tali osservazioni in molti ambiti costieri, sia per un difficoltoso confronto di dati ottenuti con metodi di osservazione differenti (rilievi topobatimetrici classici e video-monitoraggio).

La variabilità *cross-shore* delle barre può, pertanto, caratterizzare sia sistemi costieri in cui il comportamento è strettamente dipendente dall'altezza d'onda incidente, sia sistemi che nel lungo termine mostrano comportamenti autonomi caratterizzati soprattutto da *trends* di

posizionamento *cross-shore* delle barre (Lippmann et al., 1993; Ruessink & Kroon, 1994; Wijnberg & Terwindt, 1995; Plant et al., 1999; Shand et al., 1999; Kuriyama, 2002, Aagaard et al., 2004; Certain & Barousseau, 2005; Ruggiero et al., 2005; Ruessink et al., 2003; 2007b; 2009).

In generale, in sistemi costieri contraddistinti da *trends* interannuali di variabilità morfologica dei fondali (NOM), il comportamento delle barre è descrivibile in quattro fasi:

1. genesi presso la riva;
2. migrazione netta *offshore*;
3. diminuzione dei tassi di migrazione *offshore*;
4. scomparsa dell'evidenza morfologica della cresta di barra.

La migrazione *offshore* si arresterebbe al raggiungimento di una profondità tale da indurre un trasporto sedimentario prevalentemente diretto verso riva. Tale situazione sarebbe indotta da una diminuzione del frangenza sulla barra stessa (Ruessink & Terwindt, 2000). Nel momento in cui una barra arriva a perdere la sua evidenza morfologica innescherebbe un meccanismo di *feedback* che forzerebbe la migrazione *offshore* della/e barra/e più interna/e e la genesi di una nuova presso la riva (Plant et al., 2001).

In sistemi costieri costituiti da due o più barre la profondità della cresta della barra più esterna influenzi maggiormente il comportamento di quella interna (Lippman et al., 1993), e in funzione della profondità della cresta i barra esterna il contenuto energetico delle onde viene modulato differentemente. Ecco perché Lippman et al. (1993) osservano una transizione ciclica da un sistema a barra singola ad un sistema a barra doppia. Durante la presenza della barra esterna, quella interna si posizionerebbe più vicina a riva e migrerebbe con tassi netti molto bassi (se non nulli). Durante eventi di mareggiata più consistenti, successivamente alla scomparsa della barra esterna, quella interna andrebbe migrando fino a raggiungimento della posizione di quella appena scomparsa. Contemporaneamente sotto riva andrebbe formandosi un'altra. Il meccanismo della migrazione è ipotizzato come risultante dalla direzione prevalente dei vettori di trasporto verso mare, innescata dalla scomparsa della barra più esterna e quindi indotta dal maggior contributo energetico che raggiungerebbe la riva. Condizione che risulterebbe dallo sviluppo di veloci correnti di *undertow* capaci di notevole trasporto sedimentario *off-shore* in sospensione.

Similmente, la capacità dissipativa delle barre viene analizzata da Shand et al. (1999; 2004) lungo le spiagge della Nuova Zelanda. Gli Autori individuano una correlazione tra le

tipologie di fenomeni evolutivi della spiaggia (in termini di estensione areale, persistenza temporale e ampiezza del fenomeno erosivo) e stadi evolutivi delle barre sommerse. Gli Autori attribuirebbero alla scomparsa della barra esterna, e alla conseguente morfologia a barra singola, la causa dello sviluppo di fenomeni erosivi più estesi e persistenti. Le fenomenologie erosive più localizzate, invece, occorrerebbero in concomitanza di un sistema a due barre con quella interna caratterizzata da elevata variabilità morfologica lungo costa (morfologia 3D, o stadi RBB/TBR di Wrigth & Short, 1984).

### **1.3. Previsione del comportamento delle barre**

La comprensione dei processi che influenzano il comportamento *cross-shore* delle barre rappresenta un importante e dibattuto tema di ricerca nell'ambito delle scienze costiere.

Negli ultimi anni, il comportamento delle barre sabbiose è stato descritto con differenti tecnologie, variabili dalle semplici osservazioni qualitative, alle descrizioni più quantitative basate sull'analisi di dati remoti (immagini satellitari e aeree) e di dati topografici (acquisiti con livellazioni topografiche, rilievi dGPS accoppiati ad altimetri digitali single-beam e multi-beam, metodologie LIDAR) sino alla formulazione matematica dei processi fisici che fattivamente concorrono alla modellazione della morfologia costiera. In quest'ultimo approccio, le equazioni matematiche che descrivono l'idrodinamica e il trasporto sedimentario vengono utilizzate per descrivere, o ipotizzare, un comportamento quantitativo delle barre.

Mentre la modellistica numerica può riprodurre diversi aspetti del comportamento *cross-shore* delle barre sabbiose, includendo migrazioni *offshore* e *onshore*, genesi e decadimento, cicli di migrazione netta *off-shore* (Ruessink et al., 2007b; Walstra & Ruessink, 2009), una previsione accurata del comportamento *cross-shore* delle barre su periodi previsionali maggiori di alcune settimane è ancora molto difficoltosa (van Rijn et al., 2003; Grunnet et al., 2004).

I limiti delle previsioni di lungo periodo scaturiscono dalla limitata comprensione delle modalità con cui i processi fisici che governano il comportamento delle barre possano essere parametrizzati in un modello, e quindi quali processi debbano essere inclusi. Ulteriormente, le difficoltà computazionali dei processi in gioco nel lungo periodo riguardano una loro efficiente integrazione temporale, l'indeterminazione degli errori risultanti e la scarsa conoscenza dell'influenza degli errori residuali (Ruessink &



Kuriyama, 2008) che, seppur minimi, influenzano la simulazione della variabilità morfologica nel lungo termine, problema noto in climatologia come *chaos* deterministico (Lorenz, 1963). Anche se la rappresentazione dei processi fisici da modello è esatta, l'effetto del *chaos* deterministico limita la predizione di un comportamento su scale temporali molto maggiori delle scale dei processi fisici modellizzati (Stive et al., 2002; Southgate et al., 2003).

L'attuale comprensione dei processi fisici che concorrono a definire le dinamiche del tratto costiero è fortemente limitata al breve periodo (singolo evento di mareggiata), vincolando le corrispettive capacità previsionali di modelli numerici e fisici (*process-based models*) basati su tali assunti (Stive et al., 1995; De Vriend, 1997).

L'introduzione della tecnica del video monitoraggio costiero, inizialmente sviluppata presso l'Università dell' Oregon dal 1992 e nota come Argus (Holman & Stanley, 2007), ha fornito la possibilità di osservare le dinamiche costiere con una frequenza di osservazione e una durata temporale delle serie di osservazioni senza precedenti, dove il sistema di video monitoraggio colleziona automaticamente le immagini della costa a intervalli regolari per un periodo programmabile dalla giornata alla decina di anni.

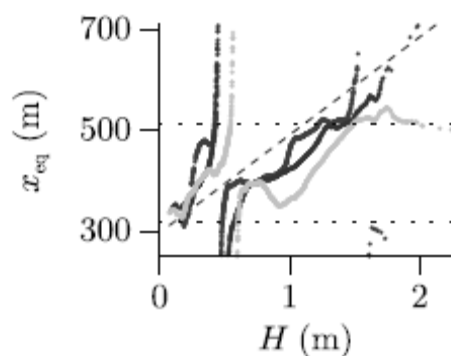
Le sempre più sofisticate analisi dei gruppi di dati (*data set*) costituiti da immagini video, collezionate con Argus e con altri sistemi<sup>7</sup> (Archetti et al., 2008a, Nieto et al., 2010), ha rivelato informazioni sulla dinamica costiera che le tecniche di rilievo tradizionale non avrebbero potuto esplorare con lo stesso grado di dettaglio spaziale (e soprattutto) temporale (Archetti, 2009).

Lo stato attuale delle conoscenze sulla relazione tra dinamica *cross-shore* delle barre sommerse ed energia ondosa deriva dall'analisi di lunghe serie temporali di osservazioni video. Il lavoro di Pape et al. (2010) rappresenta l'attuale stadio di avanzamento delle conoscenze maturate in questo campo. Gli Autori applicando un *data-base modelling* relazionano il posizionamento delle barre all'altezza d'onda e risalgono empiricamente alla posizione di equilibrio a cui le barre tenderebbero per diverse altezza d'onda. Tali formulazioni empiriche sono state testate su tre differenti settori costieri, Gold Coast in Australia, Egmond aan Zee in Olanda e Hazaki in Giappone. Per entrambe i siti si

---

<sup>7</sup> Cam-Era sviluppato da National Institute of Water and Atmospheric Research (New Zealand); EVS-SVM, Eardman Video System-Sistemi di Video Monitoraggio (USA-ITA); Kosta, sistema sviluppato daLL'Università di Perpignan (Francia).

disponevano di serie temporali di osservazioni giornaliere dell'idrodinamica, della morfologia e della video-morfologia variabili dai 9 ai 16 anni. Il risultato più importante a cui arrivano gli Autori si può così riassumere, i tempi necessari al raggiungimento della posizione di equilibrio di una barra (*response time*) sono sicuramente maggiori della velocità di variazione del clima ondoso locale (che può variare sensibilmente nell'arco di pochi giorni), implicando che una barra durante la sua vita si troverebbe per la maggior parte del tempo in una condizione di non-equilibrio con le onde incidenti (Fig. 1.6.). Le minime distanze (osservate) delle barre da riva coinciderebbero approssimativamente con la predetta posizione di equilibrio connessa ai minimi valori di altezza d'onda osservati. Contrariamente le posizioni di equilibrio connesse alle altezze d'onda maggiori predirebbero un posizionamento delle barre in settori ben più lontani dei massimi posizionamenti osservati. Questo implicherebbe, appunto, la persistenza di una condizione di non-equilibrio in gran parte della vita di una barra.



**Figura 1.6.** - Posizione di equilibrio ( $x_{eq}$ ) in funzione dell'altezza d'onda ( $H$ ). Le linee tratteggiate orizzontali esprimono le posizioni delle barre osservate (minime e massime). Caso di Egmond, Olanda. Da Pape et al. (2010).

## 2. Descrizione dell'area di studio

Il sito di studio, la spiaggia di Terracina, si localizza all'interno del paraggio Sud-Pontino che si estende per circa 16km tra il promontorio del Circeo e l'abitato di Terracina. Con una arcuatura regolare ed un'orientazione principale ENE-WSW esso delimita la Pianura Pontina, uno dei settori morfologicamente più depressi della Regione Lazio, dal Mar Tirreno (Fig. 2.1.).

Le pendenze dei fondali sono variabili tra 1 e 1.5% (CNR, 1981), le profondità superiori a -10m si localizzano a circa 1000m di distanza dalla riva a S. Felice Circeo e a 450m a Terracina; gli alti fondali (profondità maggiori di -30m) si trovano a circa 4.0km dalla costa a S. Felice Circeo e a circa 1.7km a Terracina.

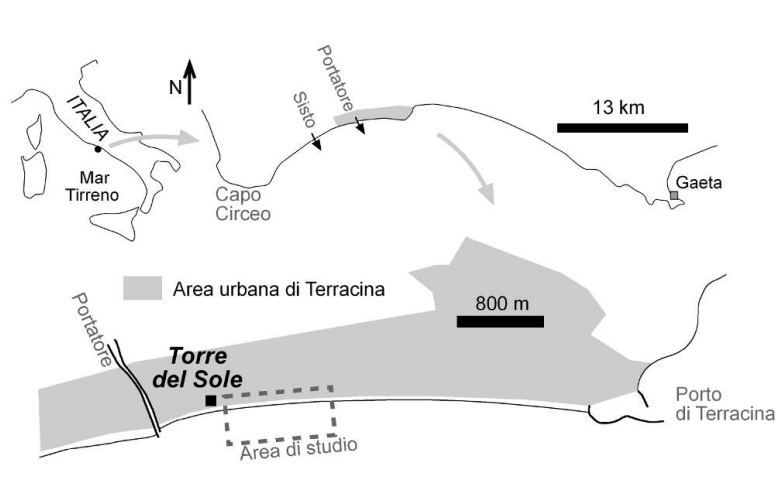
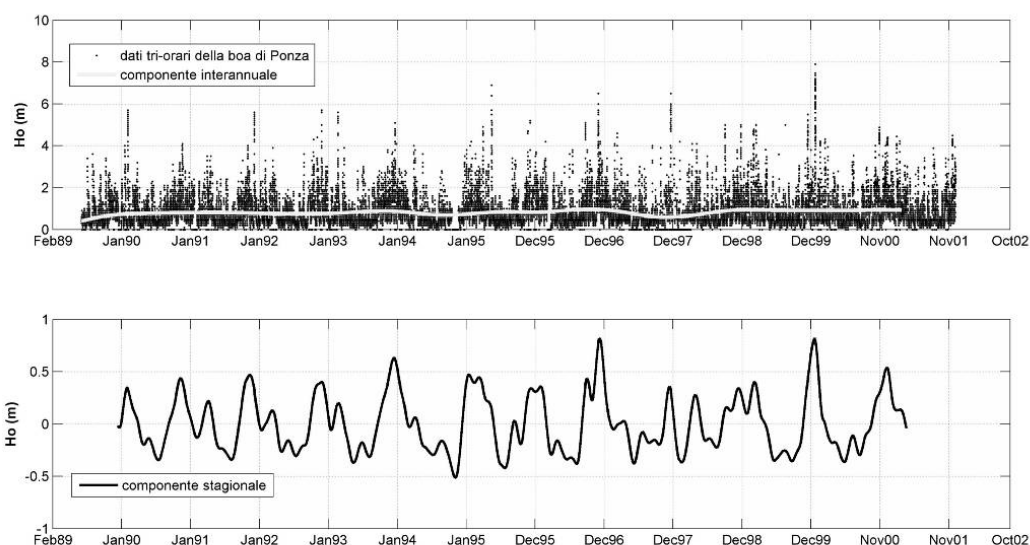


Figura 2.1. – Localizzazione dell'area di studio.

L'orientazione meridionale del paraggio ne caratterizza una circolazione idrodinamica maggiormente connessa alle ondate da S, SW, SE e W che generano un *drift* litoraneo netto diretto verso E (Evangelista et al., 2004). Le minime escursioni mareali (<40cm) non generano correnti tali da indurre trasporto sedimentario (Evangelista et al., 2004).

La variabilità stagionale dell'energia ondosa incidente è caratterizzata da mareggiate nel periodo Ottobre-Maggio e periodi di minima agitazione ondosa nell'intervallo Giugno-Settembre. In Figura 2.2. sono riportate le altezze d'onda registrate nel periodo 1989-2001 dalla boa onda metrica di Ponza, la stazione onda metrica RON più vicina al sito di studio. Le componenti interannuali e stagionali sono state calcolate secondo Ruessink et al. (2009).



**Figura 2.2.** – Variabilità interannuale e stagionale delle altezze d’onda presso la boa onda metrica di Ponza.

La sedimentologia originaria del tratto litorale è composta da sabbie fini e medio-fini e localmente da materiali più grossolani, introdotti a seguito degli interventi di difesa effettuati nei decenni scorsi (Evangelista et al., 1992). Da un punto di vista compositivo le sabbie di questo settore appartengono alla provincia petrografica T15 di Gandolfi & Paganelli (1984). La composizione petrografica è data dal 25% di carbonati, 40% quarzo, 25% feldspati e da augite, selci, siltiti e vulcaniti basiche. La provenienza delle sabbie di spiaggia è ad opera dei fenomeni di erosione costiera dai settori sopraflutto, visto che gli apporti solidi dei corsi d’acqua possono essere considerati minimi (Gandolfi & Paganelli, 1984).

L’evoluzione morfologica recente del paraggio Sud-Pontino è stata ampiamente relazionata alla crescente urbanizzazione, e di conseguenze pressione turistica, della fascia costiera. Per tali motivi, già verso la fine degli anni ’50 il cordone dunale preesistente veniva distrutto e la mobilità dei sedimenti lungo costa veniva notevolmente compromessa dalla costruzione (anche abusiva) di svariate opere di difesa rigida (sia longitudinali che trasversali). La spiaggia di Terracina, come conseguenza, si vede limitata in entrambe le sue terminazioni da opere rigide. Esse sono la foce armata del Portatore, il porto e la strada lungomare, rispettivamente sopraflutto, sottoflutto e nella porzione interna della spiaggia (Fig. 2.3.).



**Figura 2.3.** – Urbanizzazione del litorale della città di Terracina.

Con riferimento all'ultimo rapporto del Gruppo Nazionale per la Ricerca sull'Ambiente Costiero (Stato dei Litorali Italiani, 2006), l'evoluzione netta di questo tratto litorale tra il 1977 e il 1998 è caratterizzata dai valori riportati in tabella 2.1..

**Tabella 2.1.** - Trend evolutivi caratteristici dell'Unità meridionale. Da Stato dei Litorali Italiani (2006).

	avanzamento/arretramento medio	massimo avanzamento/arretramento
Capo Circeo-Foce Sisto	+ 39m	+ 76m
Foce Sisto-Badino	- 7m	- 39m
Badino-Terracina	+ 21m	+ 47m

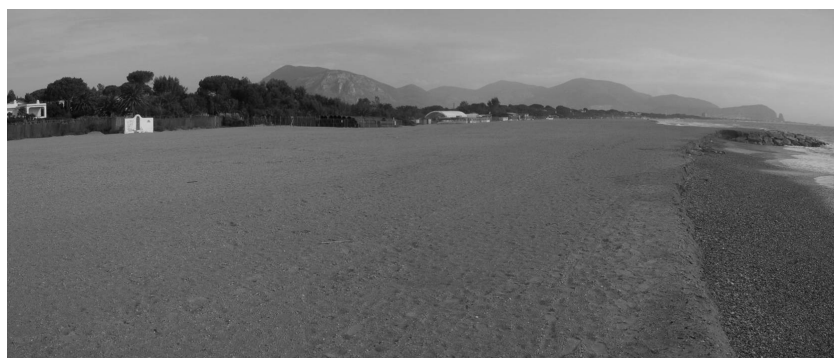
Dati pregressi rispetto la dinamica del settore sommerso sono molto scarsi. L'Atlante Italiano delle Spiagge (CNR, 1981) evidenzia l'esistenza di un sistema di barre lungo tutto il paraggio (unità fisiografica), non fornendo però indicazioni specifiche su numero e tipologia di barre presenti. Evangelista et al. (1992) osservano un incremento della pendenza dei fondali e un progressivo deterioramento del volume delle barre sommerse, senza fornire dati quantitativi su tali trasformazioni.

Analogamente a gran parte della costa Laziale, anche questo tratto litorale è stato caratterizzato da vistosi cambiamenti nel corso degli ultimi decenni.

Le opere di gestione del fenomeno erosivo presso il litorale terracinese risalgono già ai primi anni '50. E' negli anni '70 che l'ampliamento del porto di San Felice Circeo induce un depauperamento dei volumi di sabbia che naturalmente ripascevano le spiagge sotto flutto, tra cui Terracina.

Con decreto regionale del 2004 la ricostruzione tramite ripascimento artificiale della spiaggia tra Foce Sisto, Porto Badino e Terracina pone di nuovo l'attenzione sulle criticità erosive di questo tratto litoraneo. L'intervento fa parte del progetto generale per la difesa

del litorale Pontino, conclusosi nell'estate 2007. Le aree interessate sono state: 1150m di spiaggia a Levante di Porto Badino su cui sono stati sversati circa 303000 m<sup>3</sup> di materiale; 4000m di litorale a Levante e Ponente di Foce Sisto su cui sono stati sversati circa 1064000 m<sup>3</sup> di materiale. A fine progetto il paraggio compreso tra Capo Circeo e Terracina vede implementato il *budget* sedimentario di circa 1.5 milioni di m<sup>3</sup> di materiali, con un volume unitario medio nelle due aree di ripascimento di circa 265 m<sup>3</sup>/m (Fig. 2.4.). Negli anni precedenti il volume unitario medio tra tutti i progetti eseguiti fino al 2001 era di 176 m<sup>3</sup>/m (Hanson et al., 2002). Per confronto, si riporta lo stesso valore stimato da Hanson et al. (2002) lungo le coste del Mare del Nord, ovvero un volume unitario medio dei progetti di circa 210 m<sup>3</sup>/m.



**Figura 2.4.** – Spiaggia di Terracina prima (in alto) e dopo (in basso) il ripascimento. Il manufatto bianco per riferimento di scala.

Nel capitolo 4 verrà fornita una descrizione del rilievo batimetrico 2003 eseguito dalla Regione Lazio e rappresentante l'unico dato morfologico di dettaglio del sito di analisi precedente all'intervento di ripascimento del 2007.

### 3. Materiali e metodi

Con l'obiettivo di monitorare l'evoluzione post-ripascimento del litorale di Terracina (LT), la Regione Lazio ha installato un sistema di video-monitoraggio SVM<sup>8</sup> sul tetto dell'albergo *Torre del Sole* (Fig. 3.1.).



**Figura 3.1.** – Centralina di video monitoraggio *Torre del Sole*.

In questo capitolo vengono descritte le caratteristiche e le modalità di funzionamento della stazione di video-monitoraggio, i rilievi topo-batimetrici eseguiti da Marzo 2009 a Maggio 2010 per calibrare l'attendibilità dei dati video-morfologici, le procedure di elaborazione delle immagini (*image processing*) per l'estrazione delle video-morfologie, i dati meteo-marini utilizzati per relazionare l'evoluzione morfologica (misurata e desunta da video) con le forzanti agenti.

#### **3.1. La stazione di video-monitoraggio di Terracina**

La stazione di Terracina, denominata *Torre del Sole*, è posizionata a 44m slm e a circa 100m dalla battigia.

Il sistema di video-monitoraggio utilizzato è analogo a quello installato presso Igea Marina nel 2006 (Archetti & Zanuttigh, 2010, Archetti et al., 2008b) ed è composto da due fotocamere digitali che guardano il litorale con una vista di quasi 180°. Nella presente tesi verranno analizzate le foto scattate dalla Camera di Levante, attiva dal 18 Giugno 2007.

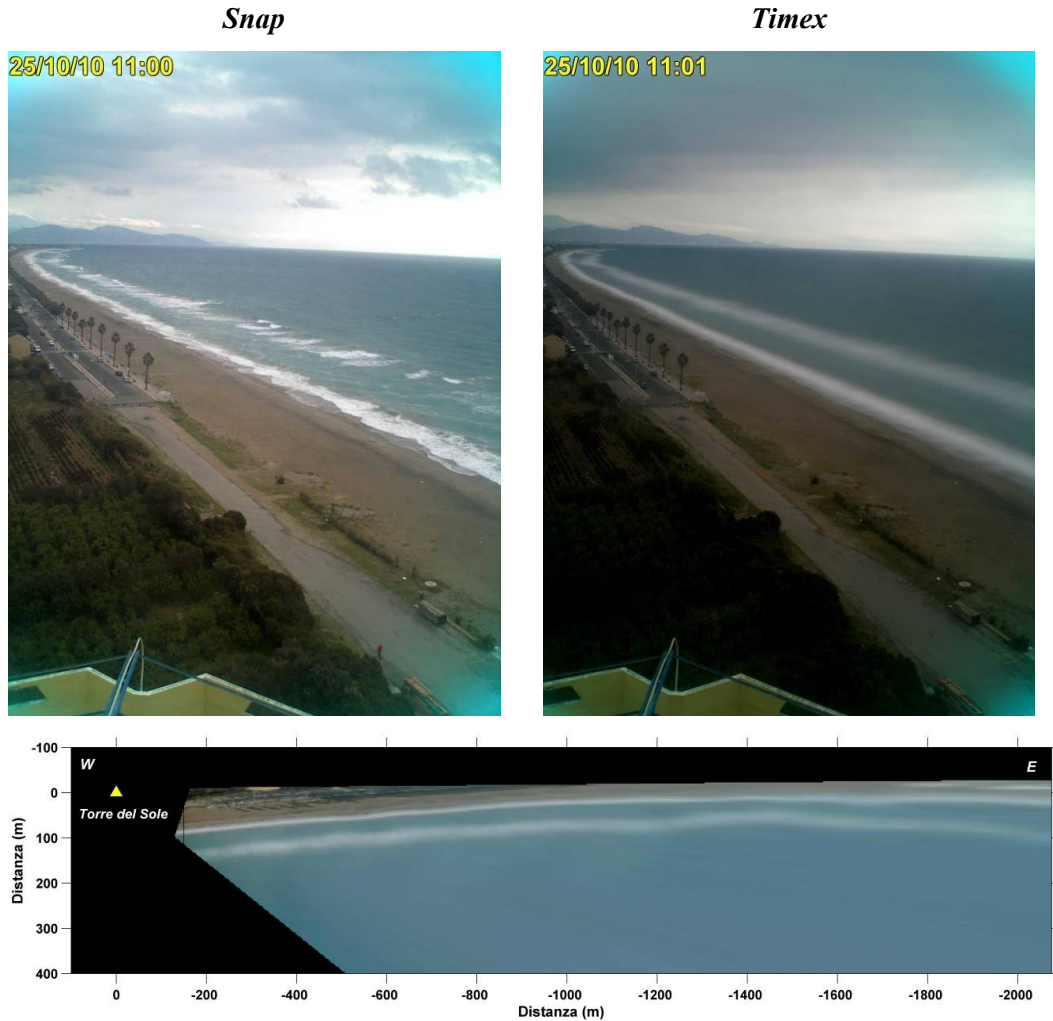
Ogni fotocamera è collegata ad un computer, installato presso l'albergo, che ne gestisce e ne sincronizza le attività. Tutti i dati video sono inviati su un server della Regione Lazio, e consultabili via *ftp*.

---

<sup>8</sup> Sistemi di Video Monitoraggio, [www.svm.it](http://www.svm.it).

L'acquisizione delle foto è stata impostata in modo tale da garantire almeno cinque foto al giorno, negli orari che vanno dalle 11 alle 15 del pomeriggio, evitando i riverberi nocivi ai sensori che si generano per il riflesso del sole sul mare nei suoi momenti di salita e tramonto.

Le immagini fornite dalla stazione sono di due tipi, *snapshot* e *timex* (Fig. 3.1.1.).



**Figura 3.1.1.** – Immagini *snap* e *timex* eseguite il giorno 25 Ottobre 2010 alle ore 11 dalla camera di Levante (S3). In basso la rispettiva foto *timex* rettificata e proiettata nel sistema di riferimento locale centrato sulla stazione di video monitoraggio.

La *snap* è una foto istantanea che documenta semplicemente l'attività del sistema spiaggia, ovvero ciò che accade al momento dall'acquisizione, è quindi utile ad esempio per osservare i ripascimenti, le caratteristiche del campo d'onda.



L'immagine con maggiore potenzialità nel fornire informazioni quantitative di tipo morfologico è la *time-exposure* (o *timex*), un'immagine media costruita su 10 minuti di registrazione.

Nel sistema *Torre del Sole* è stata imposta una media di 20 immagini a lunga esposizione (qualche secondo) in 10 minuti di registrazione. Per facilitare l'acquisizione di foto a lunga esposizione sono stati montati dei particolari filtri 'grigi' sulle ottiche delle foto-camere. Solo nell'ultimo periodo, Ottobre 2010, è stata modificata la frequenza di acquisizione in concomitanza della sostituzione di una delle tre camere, passando a 40 immagini a lunga esposizione mediate in 10 minuti.

Da questo tipo di immagine si può sintetizzare la morfologia della spiaggia emersa e sommersa tramite la mappatura di alcuni video-elementi che sono, più o meno direttamente, connessi alla dinamica del moto ondoso. Ad esempio, la posizione della frangenza a riva e sulle barre sommerse.

Come si vede da figura 3.1.1., la posizione dei frangenti è ben documentata da bande chiare (alta luminosità) che si formano in conseguenza al processo di media temporale. Da un punto di vista statistico, quindi, le bande chiare delle immagini *timex* sono caratterizzate da valori massimi di intensità luminosa che documentano il posizionamento  $xy$  delle porzioni di spiaggia in cui c'è stata una maggiore frequenza di frangimento in un intervallo di 10 minuti, ovvero il valore medio e la deviazione standard dell'intensità luminosa saranno maggiori e minori, rispettivamente. Dalla *timex* è quindi possibile ottenere un'indicazione sul posizionamento ( $xy$ ) della frangenza sulle barre (ad esempio) mediata in 10 minuti. Differentemente, la corrispondente immagine *snap* non fornisce altrettanto semplicemente tale evidenza, e tantomeno l'informazione statistica associata.

### **3.2. Rilievi topografici e batimetrici**

A partire dal 27 novembre 2008 sono state eseguite una serie di campagne topobatimetriche per monitorare l'evoluzione morfologica della porzione di spiaggia ripasciuta e contestualmente calibrare tutte le informazioni video-morfologiche ottenibili dal sistema di *Torre del Sole*.

Per tale motivo è stata eseguita una prima campagna di rilievi in cui è stato definito un sistema di riferimento locale metrico, centrato sul caposaldo della Regione Lazio (*Tsol*) posizionato sul tetto dell'albergo Torre del Sole. Ulteriormente, data l'orientazione quasi

rettilenea del tratto litorale in analisi, è stato ruotato il sistema di riferimento per far coincidere l'asse delle x con la strada *Lungomare di Circe* che borda il limite interno della spiaggia in analisi. La matrice di roto-traslazione utilizzata permette di convertire bi-univocamente tutti i dati ottenuti sia dalle campagne di rilievo topo-batimetrico che dal video-monitoraggio. Tutte le elaborazioni eseguite sono state condotte nel sistema di riferimento locale metrico, denominato *Terracina-orto*.

I rilievi topografici sono stati eseguiti con sistema GPS differenziale costituito da una base Leica GPS1200 posizionata sul caposaldo *Tsol* e da un ricevitore Leica GPS1200 trasportato dall'operatore.

I rilievi batimetrici sono stati eseguiti utilizzando varie imbarcazioni su cui è stato montato un computer portatile per gestire simultaneamente il dato di posizionamento proveniente dal ricevitore GPS (opportunosamente posizionato sull'imbarcazione) e il dato di profondità proveniente da un ecoscandaglio digitale IMAGENEX 864 con risoluzione nominale di 20mm.

La stima delle accuratezze plano-altimetriche per le metodologie di rilievo eseguite variano da 5cm per la topografia a circa 20cm per la batimetria. Tutte le variazioni di quota registrate che presentavano valori inferiori di queste soglie non sono state prese in considerazione.

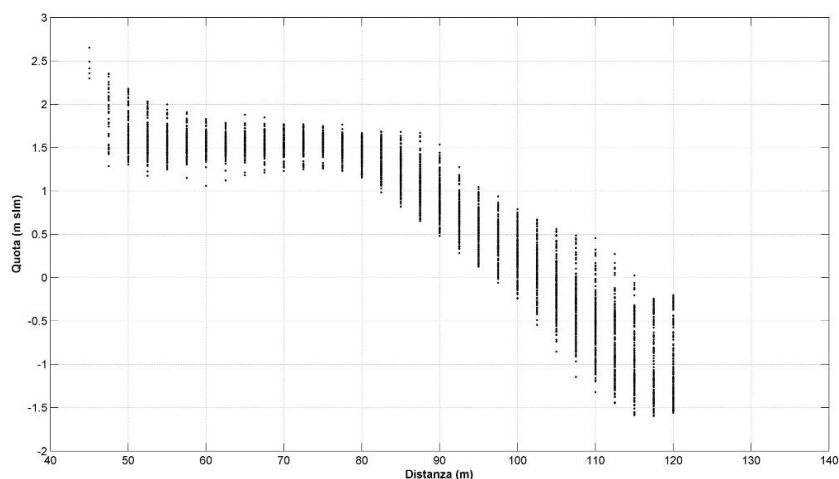
### **3.2.1. Struttura del piano di campionamento ed elaborazione dati**

#### **TOPOGRAFIA**

La struttura del campionamento topografico è stata vincolata dalla necessità di calibrare le potenzialità del monitoraggio tramite video, a tale scopo la scelta di una adeguata spaziatura dei transetti di misura pregiudicava sia la risoluzione spaziale minima delle morfologie di spiaggia, sia le procedure di interpolazione dei dati acquisiti.

Per il primo motivo è stata definita una maglia di campionamento regolarmente spaziata lungo costa, con transetti perpendicolari alla direzione media del paraggio in esame (quindi paralleli all'asse delle y del sistema di riferimento locale) e distanziati ogni 25m. Lo *step* di acquisizione dei punti lungo i transetti è stata di circa 2.5m. Le quote minime registrate durante le campagne si aggirano intorno a -1m rispetto al *datum* geodetico nazionale, 0m IGM.

La seconda motivazione che ha reso necessario impostare una maglia di campionamento fittamente e regolarmente distribuita nello spazio è stata l'esigenza di ottimizzare gli errori di interpolazione. E' stata utilizzata, quindi, un'interpolazione di tipo lineare che ha assicurato una minima deviazione tra dato registrato e dato interpolato, e di conseguenza non ha fornito valori estrapolati. A tale scopo sono stati implementati dei codici di calcolo in Matlab® che hanno assicurato un *grid* di interpolazione con maglie 12.5m x 2.5m. La matrice risultante è costituita da 29 transetti lungo 700m di costa, suddivisi in 65 osservazioni per transetto (effettive 31). Una funzione di controllo ha permesso di eliminare tutti i dati interpolati qualora essi fossero distanti più di 25m dal punto di misura più vicino, ovvero ogni nodo della griglia interpolata doveva contenere almeno un dato misurato (Fig. 3.2.1.).



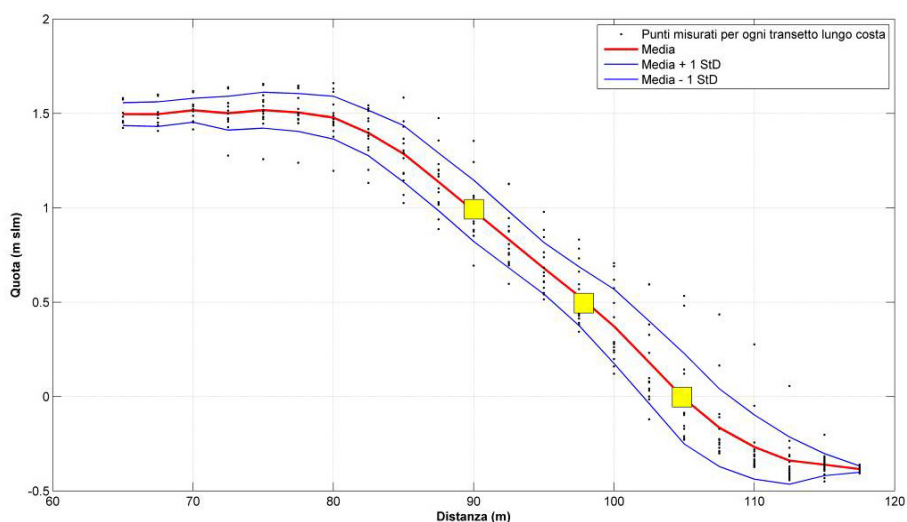
**Figura 3.2.1.** – Andamento altimetrico dei punti interpolati per ogni transetto di ogni rilievo eseguito.

Sono stati eseguiti 14 rilievi topografici da Marzo 2009 ad Aprile 2010. Due dei rilievi sono stati eseguiti con spaziatura dei transetti a 50m ed uno con spaziatura di 100m. I rilievi di Giugno 2009 e Gennaio, Marzo e Aprile 2010 sono stati eseguiti su un tratto di litorale di circa 2km. La maggioranza dei rilievi però è stata eseguita nella porzione di spiaggia posizionata da 0 a 700m di distanza della stazione di video-monitoraggio.

In fine sono stati processati ed analizzati i rilievi forniti dalla Regione Lazio eseguiti in Aprile 2003 e Giugno 2007 (rilievo di prima posa del ripascimento). Per tutto il periodo 2008 mancano rilievi topografici e batimetrici.

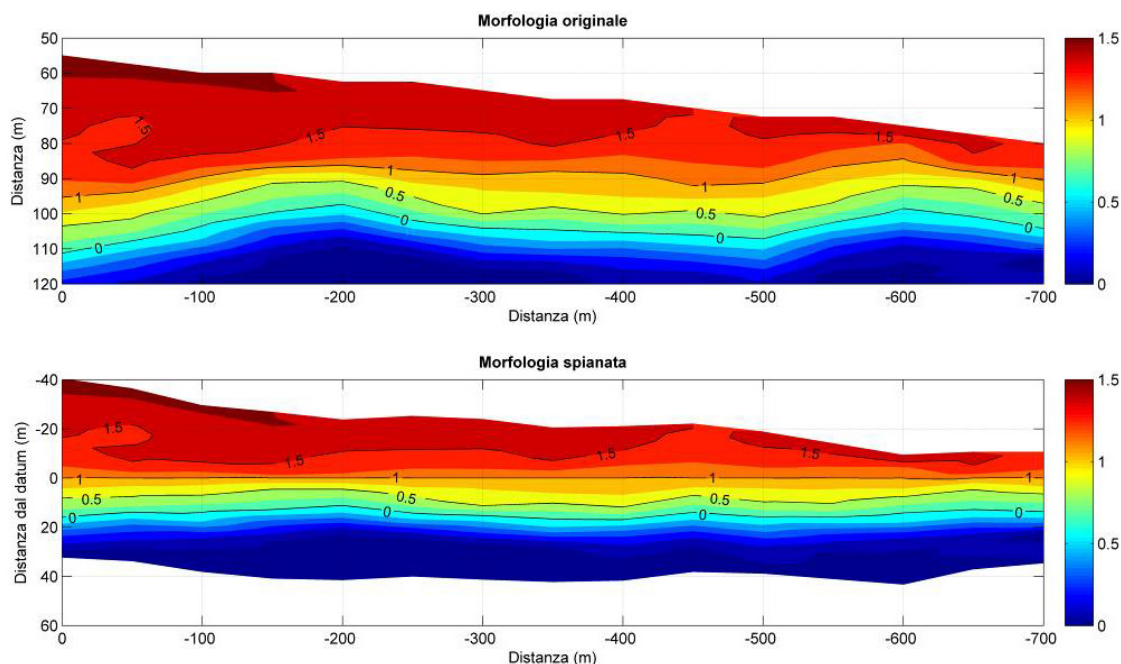
Per ogni rilievo topografico, quindi per ogni *grid* di interpolazione (matrice) è stata calcolata la sua media e la sua deviazione standard (Fig. 3.2.2.), utili per la successiva

sintesi dei dati morfologici (si veda in seguito). Per ottenere un'indicazione sulla variabilità morfologica dei profili di spiaggia, e quindi per filtrare il contributo di una loro variazione di posizione dovuta ad avanzamento/arretramento è stata eseguita una 'spianatura' dei dati ad una determinata quota di riferimento, ovvero alla posizione *cross-shore* di una determinata quota (*datum*). Il vincolo principale per la scelta del *datum* è stato duplice. Per prima cosa si voleva definire un *datum* che rappresentasse una porzione di spiaggia il cui dinamismo fosse attivo unicamente durante gli eventi maggiormente energetici, e non nelle normali dinamiche di *swash*. Non esistendo dune retrostanti alla spiaggia non è stato possibile identificare il piede della duna, ad esempio, come limite di tale zona dinamica (*datum*). In secondo luogo, la spiaggia di Terracina risulta tuttora costituita da una porzione superiore quasi tabulare e posizionata ad una quota di circa +1.5m IGM (quota di posa del progetto di ripascimento, si veda la figura 4.1.2b.). La posizione *cross-shore* della quota +1.5m IGM potrebbe rappresentare, pertanto, un indicatore della quantità di materiale asportato dal cuneo di ripascimento. Differentemente, è stata scelta come quota di riferimento la posizione *cross-shore* della quota +1m IGM in quanto indicativa sia del limite tra le porzioni interessate dalle normali dinamiche *swash* e quelle connesse agli eventi di mareggiata, sia delle dinamiche di ripristino morfologico del fronte di ripascimento. Ulteriormente tale quota risulta meno influenzata dalle dinamiche morfologiche indotte dall'attività balneare nel periodo turistico, come la pulitura con trattori della porzione più 'fruibile' della spiaggia (posta alla quota +1.5m IGM).



**Figura 3.2.2.** – Confronto tra dati interpolati per ogni transetto lungo costa (esempio del rilievo di Settembre 2009) e la loro media. La deviazione standard è stata visualizzata come involucro 'media  $\pm$  1 StD'. I quadrati gialli rappresentano i valori mediati lungo costa di specifiche quote topografiche.

Un confronto tra morfologia originale e morfologia spianata è fornita in figura 3.2.3..



**Figura 3.2.3.** – Confronto tra rilievo originale (pannello superiore) e spianato alla +1m IGM (pannello inferiore). La isoipsa nera indica la quota +1m IGM, quella blu la +0.5m IGM e quella rossa la 0m IGM.

La sintesi delle informazioni morfologiche desumibili dai rilievi è stata ottenuta: i) tramite la media lungo costa del posizionamento *cross-shore* di specifiche isoipse come indicatore delle dinamiche generali di avanzamento/arretramento del tratto analizzato; ii) tramite la deviazione standard del posizionamento *cross-shore* di specifiche isoipse come indicatore della sinuosità morfologica lungo costa.

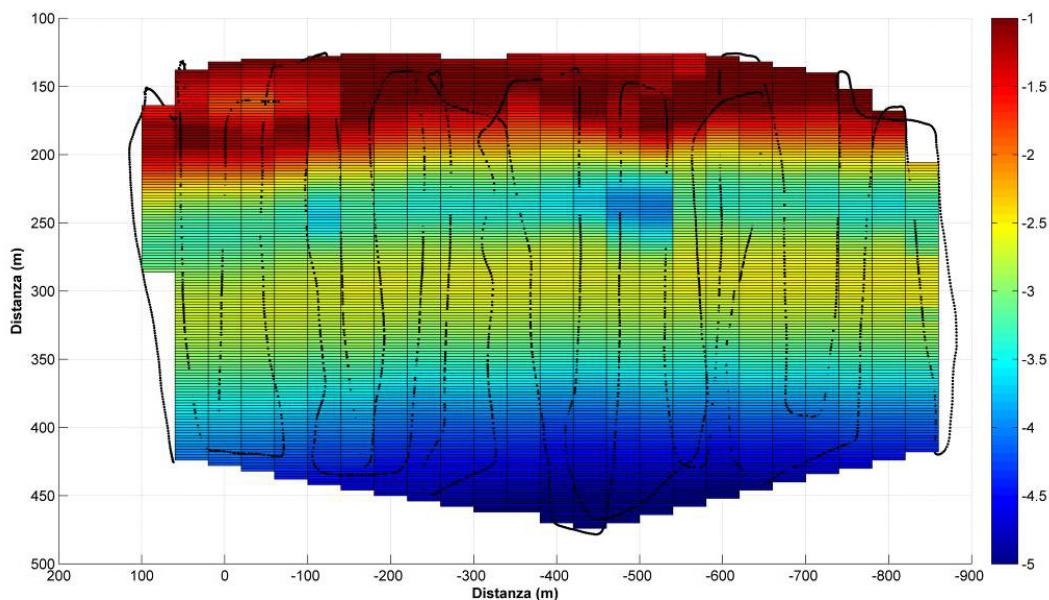
Similmente, dai rilievi spianati è stato estratto l'andamento delle quote lungo costa per porzioni di spiaggia a specifiche distanze dal *datum*, e le massime variazioni di quota (*range*) lungo le stesse fasce di spiaggia. In particolare sono stati analizzati gli andamenti altimetrici delle porzioni poste a  $\pm 5\text{m}$  e  $\pm 15\text{m}$  dal posizionamento *cross-shore* del *datum*, dove le distanze negative indicano una posizione verso terra e quelle positive una posizione verso mare. Il *range* di variazione altimetrica lungo costa per le suddette porzioni di litorale è stato utilizzato come indicatore delle morfologie erosive localizzate, visto che le forme erosive con maggiore estensione areale sono spesso correlabili ad un arretramento generalizzato del profilo di spiaggia (e quindi descrivibili con un altro indicatore).

## BATIMETRIA

L'analisi dell'evoluzione batimetrica è stata eseguita tramite 5 rilievi eseguiti fino alla profondità di -5m. Differentemente dai rilievi topografici non è stato possibile acquisire i dati batimetrici ne con una cadenza temporale regolare, ne con una maglia di campionamento ben definita. In totale sono stati eseguiti 3 rilievi nel periodo estivo del 2009, uno nel periodo autunnale del 2009 ed uno nel periodo primaverile 2010.

Si è disposto anche dei rilievi topo-batimetrici 2003 e 2007 forniti dalla Regione Lazio, che sono stati elaborati e processati con i stessi *grid* di interpolazione.

In generale è stata assicurata una griglia di campionamento con transetti perpendicolari a costa spaziatati ogni 50m per un intervallo di litorale che comprendesse almeno 500m del tratto ripasciuto (Fig. 3.2.4.).



**Figura 3.2.4.** – Confronto del *grid* di interpolazione batimetrico e dati misurati.

L'interpolazione dei dati batimetrici è stata leggermente diversa rispetto la procedura topografica in quanto l'acquisizione dei punti è stata complicata dalla difficoltà di eseguire rotte perfettamente lineari e dalla necessità di filtrare i movimenti (seppur minimi) dovuti al rollio e beccheggio del imbarcazione. A tale scopo tutti i dati sono stati filtrati utilizzando un filtro passa basso di tipo *Hanning* con ampiezza variabile da 2 a 5 osservazioni. Tutti i valori di profondità sono stati filtrati dalla marea tramite correzione differenziale del ricevitore GPS utilizzato.

La maggiore incertezza nell'interpolazione dei valori batimetrici, non regolarmente distribuiti nello spazio, ha inficiato sulla qualità dei *grid* elaborati. Di conseguenza sono stati estratti i profili rappresentativi dei soli transetti (interpolati) in cui le distanze dai punti misurati fossero state minori ai 25m. Da tali transetti sono stati estratti dei parametri morfologici quali, posizione *cross-shore* della cresta di barra, quota della cresta di barra e profondità del truogolo. Soltanto per due rilievi, Agosto e Ottobre 2009, è stato possibile elaborare un grigliato di interpolazione soddisfacente e quindi operare delle considerazioni sull'andamento lungo costa dei fondali misurati.

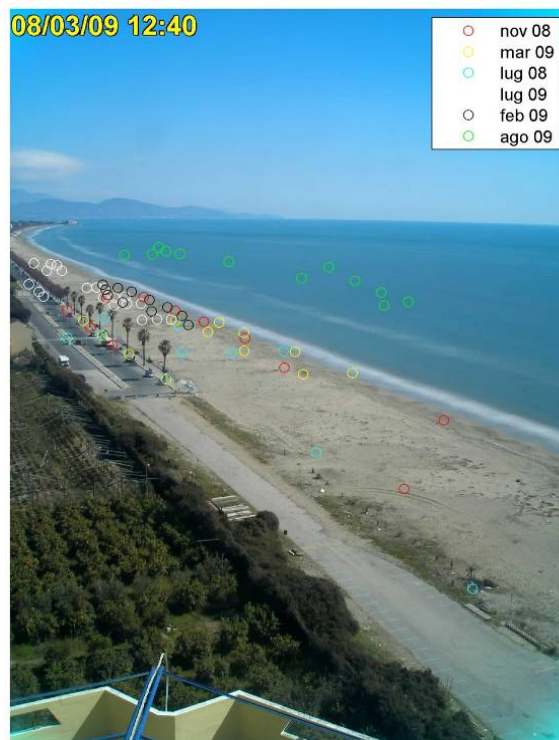
L'analisi e l'elaborazione di un rilievo *multibeam* eseguito in Agosto 2009 dalla Regione Lazio ha assicurato una copertura della morfologia dei fondali dai -4m ai -20m di profondità. Similmente per le topografie, è stata eseguita una procedura di spianamento dei rilievi batimetrici, con *datum* fissato alla +0.5m IGM per problemi di rappresentatività topografica della +1m IGM del rilievo 2003 (in alcuni tratti di litorale questa quota non era rappresentata per evidenti fenomeni di erosione). Tuttavia, con l'obiettivo di analizzare la variabilità del posizionamento *cross-shore* delle barre, la spianatura delle batimetrie è stata necessaria per filtrare l'influenza degli evidenti avanzamenti dei profili di spiaggia a seguito del ripascimento.

### **3.2.2. Rilievi a supporto del video-monitoraggio**

Contestualmente ai classici rilievi topografici e batimetrici, sono stati eseguiti una serie di rilievi mirati alla misura di particolari punti di controllo (*Ground Control Point, GCP*) utili sia alla procedura di rettifica delle foto, sia ad analizzare le accuratezze e gli errori intrinseci nell'elaborazione delle immagini video. Per ogni *GCP* misurato (Fig. 3.2.5.) sono state archiviate le coordinate spaziali nel sistema di riferimento locale ( $x,y,z$ ) e le relative coordinate nel piano immagine ( $u,v$ , si veda prossimo paragrafo).

In particolare sono state utilizzate delle mire graduate di 1m x 1m posizionate sulla spiaggia a diverse distanze dalla stazione di video-monitoraggio e utilizzate per stimare l'andamento delle accuratezze della rettifica in funzione della distanza dalla stazione stessa (Fig. 3.2.6.).

Con un maggior grado di errore, sono state misurate una serie di boe di salvataggio (Agosto 2009) per analizzare gli stessi errori di rettifica nella zona delle barre.



**Figura 3.2.5.** – Posizionamento sul piano immagine dei GCPs utilizzati.



**Figura 3.2.6.** – Particolare della foto scattata in data 18 Febbraio 2009, in cui sono state posizionate delle mire graduate di 1m x 1m, evidenziate dalle frecce.

### **3.3. Procedure di image processing**

Un'immagine digitale è una rappresentazione bidimensionale discreta di una porzione tridimensionale dello spazio continuo.

Tale rappresentazione avviene per mezzo di determinati processi di campionamento, in cui la misura della luce è demandata a sensori elettronici che convertono l'intensità del segnale luminoso in un impulso elettrico semplice. Le pellicole, diversamente, traducono l'intensità della luce ed il colore tramite processi chimico-fisici della pellicola fotografica.



La rappresentazione dello spazio fotografato è detta 'discreta' in quanto la foto digitale è composta da un numero finito di elementi principali, detti *pixels*.

Generalmente, un'immagine RGB codifica, per ogni *pixel*, il colore per mezzo di tre livelli o bande di colore (R rosso; G verde, B blu). Ne risulta che, un'immagine digitale  $a[m,n,i]$ , sarà costituita da  $m \times n$  *pixels*, di cui  $m$ -*pixels* lungo l'asse verticale della foto ed  $n$ -*pixels* lungo quello orizzontale. Ulteriormente gli  $m \times n$  *pixels* della foto sono ripetuti per ogni spazio di colore  $i$ , nel caso RGB  $i=3$  ( $i=1$  rosso,  $i=2$  verde,  $i=3$  blu). Un esempio, un'immagine con formato 640 x 480 sarà costituita da 640 *pixels* verticali e 480 *pixels* orizzontali, ognuno di questi sarà caratterizzato da un colore (come risultante della sovrapposizione della banda rossa, verde e blu). In termini puramente matematici la foto digitale è una matrice dove ogni *pixel* è caratterizzato da una coppia di coordinate (coordinate immagine), di seguito chiamate  $u$  e  $v$  ( $u$  = riga e  $v$  = colonna). Ogni processo applicato ad una foto digitale risulta quindi da una serie di operazioni matematiche eseguite per ogni elemento (*pixel*) della matrice (foto).

Il video-monitoraggio utilizza come dato di *input* una visione prospettica di un determinato tratto litorale (fotografia). Vengono utilizzate, quindi, una serie di procedure matematiche per eliminare l'influenza della distorsione prospettica sulla rappresentatività spaziale della foto, e quindi per analizzare la foto in chiave metrica (fotogrammetria) ed estrarre informazioni circa lunghezze e relazioni tra lunghezze desumibili da foto.

Il grado di accuratezza delle potenziali informazioni spaziali estraibili da una foto sono funzione di:

- orientazione spaziale della camera (definita dalla sua geometria esterna);
- caratteristiche intrinseche del sistema di ripresa (definite dalla sua geometria interna).

Mentre definire i parametri della geometria esterna è funzionale alla geo-referenziazione del dato immagine, conoscere i parametri intrinseci della foto-camera utilizzata (geometria interna) è funzionale alla correzione delle distorsioni che gli obiettivi sferici impartiscono all'immagine fotografata, e quindi alla rappresentatività spaziale della foto. In figura 3.3.1. è ben evidente la distorsione che le ottiche impartiscono alla foto, dove l'orizzonte è tutt'altro che rettilineo.



**Figura 3.3.1.** – Immagine *timex* della camera di Ponente (S4) della stazione *Torre del Sole*.

La calibrazione di una camera digitale rappresenta una specifica procedura necessaria per definire, in maniera quanto più esatta possibile, i parametri caratteristici della geometria interna ed esterna di un sistema di ripresa. Una volta determinati tali parametri, è possibile calcolare la relazione geometrica tra coordinate immagine e coordinate spaziali, ovvero è possibile proiettare una foto digitale prospettica  $a[m,n,i]$  in un nuovo sistema di coordinate piane in cui l'unità di misura dei *pixels* può rappresentare un'unità di misura metrica, la nuova foto digitale  $r[p,q,i]$  è detta rettificata (o ribaltata).

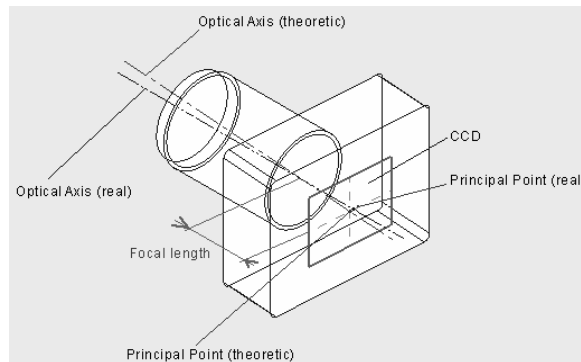
La risoluzione spaziale della foto  $r[p,q,i]$  sarà ben differente, quindi, dalla risoluzione della foto originale  $a[m,n,i]$ , è sarà funzione della maglia di ri-campionamento prescelta durante il calcolo della proiezione dal piano immagine al piano 'spiaggia' (processo di rettifica). Ad esempio se  $p=1000$  e  $q=500$ , l'immagine  $r$  è interpretabile come una mappa topografica di una porzione di territorio di 500.000 unità. La porzione sarà di 500.000mq se ogni *pixel* dell'immagine rettificata rappresentasse una porzione di territorio di  $1m \times 1m$ .

### **3.3.1. Calcolo della geometria interna**

I principali parametri che caratterizzano la geometria interna di un sistema di ripresa sono:

- a. posizione del punto principale all'interno del piano immagine (*principal point*);
- b. focale effettiva (*focal length*);
- c. grado di asimmetria dei *pixel* (*skew coefficient*);
- d. coefficienti di distorsione ottica delle lenti (*distorsion coefficients*).

In figura 3.3.2. vengono raffigurati i parametri  $a$  e  $b$ . Per le camere non-metriche (quali quelle utilizzate dal sistema SVM) il posizionamento del punto principale effettivo non coincide necessariamente con il centro geometrico della foto. Analogamente, la lunghezza della focale effettiva non necessariamente coincide con il valore nominale fornito dal costruttore.

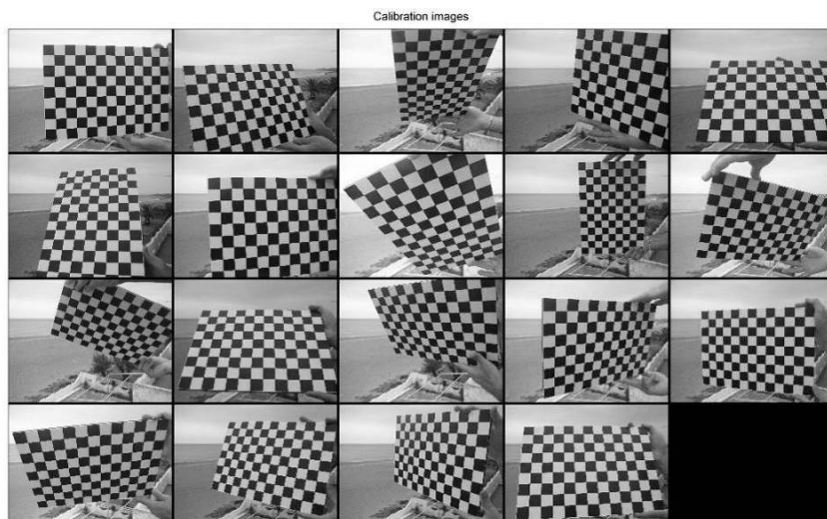


**Figura 3.3.2.** - Struttura schematica di una camera digitale.

La deviazione tra valori nominali e valori effettivi dei parametri in oggetto può pregiudicare notevolmente il rendimento di un sistema di ripresa, per tale motivo la calibrazione della camera viene utilizzata per ottimizzare il rendimento del sistema, ovvero per raffinare la procedura di calcolo che cerca la relazione tra sistema di riferimento immagine e sistema di riferimento spaziale.

La calibrazione di un sistema di ripresa, soprattutto, fornisce un modo per conoscere e correggere l'errore dovuto alla distorsione ottica dell'obiettivo. A tale scopo, si è utilizzato un toolbox<sup>9</sup> sviluppato in ambiente Matlab® che permette di calcolare gli errori relativi alla deformazione delle ottiche e quindi a rettificare le immagini. Il metodo utilizzato è riconducibile al metodo di Zhang (2000). Questo metodo si basa sul *pinhole camera model*, ovvero si basa sul principio che la stazione di ripresa si fissa nello spazio, come nel sistema di video-monitoraggio. L'approccio utilizza una serie di regole della geometria proiettiva per calcolare, iterativamente, e indirettamente le caratteristiche interne della macchina. La procedura si basa sull'utilizzo di una mira, generalmente costituita da una scacchiera piana, fotografata in diverse orientazioni rispetto l'orientazione della fotocamera da calibrare (Fig. 3.3.3.).

<sup>9</sup> Camera Calibration Toolbox for Matlab®, disponibile al [http://www.vision.caltech.edu/bouguetj/calib\\_doc/](http://www.vision.caltech.edu/bouguetj/calib_doc/)

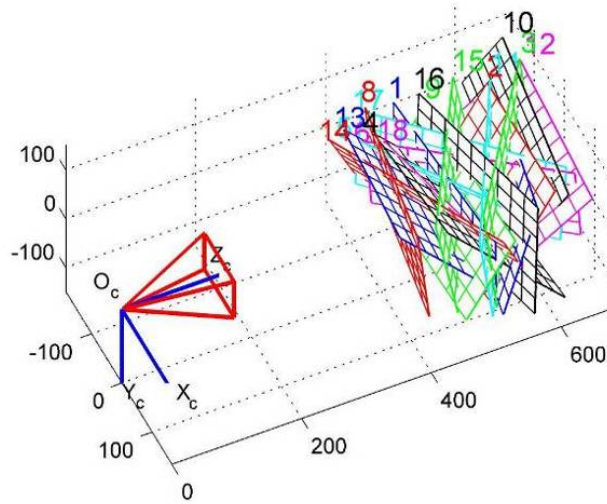


**Figura 3.3.3.** - Immagini utilizzate per la calibrazione di una foto-camera della stazione *Torre del Sole*.

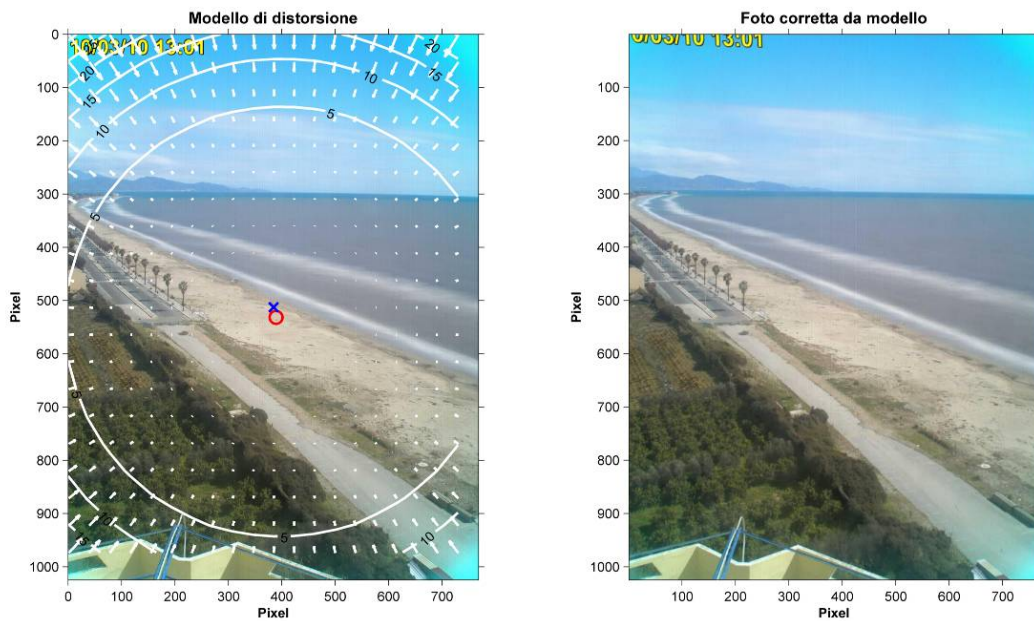
Caricate le immagini della scacchiera nel toolbox la procedura di calibrazione si effettua selezionando, per ogni istantanea, un'area della scacchiera in cui i relativi riquadri siano ben visibili e nitidi. L'algoritmo sviluppato da Zhang estrae automaticamente i vertici della griglia fotografata per ognuna delle orientazioni, al fine di computare una trasformazione proiettiva tra i punti immagine delle  $n$  immagini scattate (di solito 15/20 foto). Conoscendo le dimensioni reali dei riquadri, calcola tutti i parametri caratteristici della camera con i relativi errori. Successivamente, per ogni orientazione della scacchiera è stato possibile stabilire la relazione spaziale tra il posizionamento della videocamera e l'orientazione del piano fotografato (Fig. 3.3.4.). Una volta definita la relazione tra mire fotografate e videocamera, conoscendo anche la spaziatura della griglia utilizzata, è possibile risolvere i parametri interni della videocamera ai minimi quadrati. Ulteriormente, tale metodo minimizza gli errori di proiezione e raffina l'estrazione dei parametri interni. L'errore di proiezione indica la risoluzione con cui il modello calcola i parametri interni della macchina, e quindi le distorsioni delle ottiche utilizzate (Fig. 3.3.5.).

Un ulteriore parametro utile alla calibrazione del sistema è il *field of view (FOV)*, indicante l'apertura angolare effettiva della foto-camera in funzione della lunghezza focale utilizzata. Tale parametro è stato calcolato tramite il suddetto toolbox per un formato immagine di 1024 x 768 *pixels*.

L'algoritmo di Zhang (2000) è stato utilizzato con successo anche per altre stazioni di video-monitoraggio SVM (Archetti et al., 2008a e b).



**Figura 3.3.4.** - Orientazione delle scacchiere fotografate relativa alla foto-camera S3 del sistema *Torre del Sole*.  $O_c$  rappresenta la posizione della foto-ocamera in coordinate locali.



**Figura 3.3.5.** – Immagine originale ed errori di distorsione delle ottiche (modello di distorsione calcolato) e immagine corretta da modello. Al centro della foto di sinistra sono riportati i Punti Principali nominali ed effettivi. Si noti, inoltre la distorsione della scritta in alto a sinistra nella foto di destra a testimonianza della correzione della distorsione ottica sull'immagine fotografica.

### 3.3.2. Calcolo della geometria esterna

I parametri di orientamento esterno definiscono la posizione della foto-camera nello spazio reale, il loro calcolo permette di stabilire la relazione geometrica tra le coordinate immagine ( $u, v$ ) e le coordinate spaziali ( $x, y, z$ ).

I parametri che definiscono la geometria esterna di un sistema di ripresa sono definiti da tre valori angolari (Fig. 3.3.6.): i) l'azimuth ( $\phi$ ); ii) il tilt ( $\tau$ ); iii) il roll ( $\sigma$ ).

La relazione tra coordinate immagine ( $u,v$ ) a coordinate spaziali ( $x,y,z$ ) è formalizzata a mezzo di una serie di coefficienti lineari:

$$u = \frac{L_1 x L_2 y L_3 z L_4}{L_9 x L_{10} y L_{11} z} \quad \text{e} \quad v = \frac{L_5 x L_6 y L_7 z L_8}{L_9 x L_{10} y L_{11} z} \quad (3.1)$$

dove,  $L_1-L_{11}$  rappresentano funzioni lineari di sette incognite:  $\tau, \phi, \sigma, [x_c, y_c, z_c]$  (posizione del sistema di ripresa) ed  $f$  (focale effettiva):

$$\begin{aligned} L &= -(x_c m_{31} + y_c m_{32} + z_c m_{33}) & L_6 &= \frac{(v_0 m_{32} + f m_{22})}{\lambda_v L} \\ L_1 &= \frac{(u_0 m_{31} + f m_{11})}{(\lambda_u L)} & L_7 &= \frac{(v_0 m_{33} + f m_{23})}{\lambda_v L} \\ L_2 &= \frac{(u_0 m_{32} + f m_{12})}{(\lambda_u L)} & L_8 &= -(L_8 x_c + L_9 y_c + L_{10} z_c) \\ L_3 &= \frac{(u_0 m_{33} + f m_{13})}{(\lambda_u L)} & L_9 &= \frac{m_{31}}{L} \\ L_4 &= -(L_1 x_c + L_2 y_c + L_3 z_c) & L_{10} &= \frac{m_{32}}{L} \\ L_5 &= \frac{(v_0 m_{31} + f m_{21})}{\lambda_v L} & L_{11} &= \frac{m_{33}}{L} \end{aligned}$$

Gli  $m$ -coefficienti descrivono le successive rotazioni rispetto l'azimuth ( $\phi$ ), il tilt ( $\tau$ ) e il roll ( $\sigma$ ):

$$\begin{aligned} m_{11} &= \cos \phi \cos \sigma + \sin \phi \cos \tau \sin \sigma & m_{23} &= \sin \tau \cos \sigma \\ m_{12} &= -\sin \phi \cos \sigma + \cos \phi \cos \tau \sin \sigma & m_{31} &= \sin \phi \sin \tau \\ m_{13} &= \sin \tau \sin \sigma & m_{32} &= \cos \phi \sin \tau \\ m_{21} &= -\cos \phi \sin \sigma + \sin \phi \cos \tau \cos \sigma & m_{33} &= -\cos \tau \\ m_{22} &= \sin \phi \sin \sigma + \cos \phi \cos \tau \cos \sigma & & \end{aligned}$$

Queste incognite possono essere calcolate tramite l'ausilio di una serie di punti di riferimento nell'immagine ( $GCP$ ) di cui siano note sia le coordinate immagine ( $u,v$ ) sia le coordinate spaziali ( $x, y, z$ ).

Sebbene questa procedura riesca a calcolare indirettamente il posizionamento della fotocamera ( $x_c, y_c, z_c$ ), Holland et al. (1997) indicano che la loro misura diretta fornisce una maggiore accuratezza della trasformazione. Per tale motivo, sono state misurate le coordinate spaziali del baricentro dei sistemi di ripresa.

Conoscendo almeno tre GCPs è possibile risolvere le equazioni di collinearità e calcolare le incognite (parametri della geometria esterna,  $\tau$ ,  $\varphi$ ,  $\sigma$ ). Il calcolo del  $FOV$  ( $\delta$ ) è stato ottenuto mediante la procedura di calibrazione del modello.

In seguito ad una serie di prove, utilizzando un totale di circa 30 GCPs misurati sulla spiaggia si è optato per l'utilizzo di 5 GCPs per la camera di levante (S3) e 4 GCPs per la camera di ponente (S4).

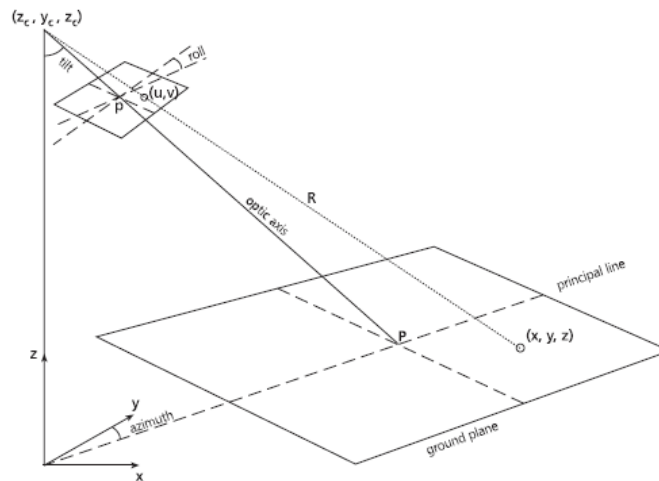


Figura 3.3.6. - Relazione tra coordinate immagine ( $u, v$ ) e coordinate reali ( $x, y, z$ ).

### 3.3.3. Geo-referenziazione e ribaltamento delle foto

La geo-referenziazione delle immagini è funzione dei parametri di geometria esterna della foto-camera ( $\tau$ ,  $\varphi$ ,  $\sigma$ ,  $x_c$ ,  $y_c$ ,  $z_c$ ) e dalla focale effettiva  $f$ .

Partendo dalla seguente equazione è possibile geo-referire le immagini:

$$\begin{bmatrix} L_1 - L_9u & L_2 - L_{10}u & L_3 - L_{11}u \\ L_5 - L_9v & L_6 - L_{10}v & L_7 - L_{11}v \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} v - L_4 \\ v - L_8 \end{bmatrix}. \quad (3.2)$$

dove i coefficienti L-L<sub>11</sub> sono stati precedentemente descritti. La trasformazione di ogni *pixel* dell'immagine obliqua ( $u, v$ ) permette di localizzare nello spazio ( $x, y, z$ ) una determinata porzione di spiaggia fotografata. Dal punto di vista matematico, questa trasformazione è di tipo bidimensionale, ovvero trasforma il piano immagine (foto obliqua) nel piano spiaggia, assumendo una quota di riferimento ( $z$ ) costante, solitamente il livello di marea al momento di scatto. Generalmente, questo significa che le coordinate  $xy$  vengono proiettate su un piano la cui quota è coincidente, per esempio, al livello mareale.

Quando la quota di rettifica  $z$  utilizzata non è ben rappresentativa delle condizioni idrodinamiche a costa si possono introdurre degli errori nel calcolo delle coordinate  $xy$  che complicheranno l'interpretazione morfologica della foto (si veda in seguito).

Nel nostro caso, la su menzionata relazione è stata calcolata per ogni *pixel* della foto prospettica (corretta dalla distorsione ottica) e ha fornito una nuova foto ribaltata caratterizzata da una risoluzione di 2.5m x 2.5m per il tratto di litorale posizionato tra 0m e -1500m lungo costa e da 0m a 700m trasversalmente a costa (Fig. 3.1.1).

### 3.3.4. Accuratezze e risoluzione spaziale nominale delle foto ribaltate

Le immagini ribaltate e rettificate costituiscono la base per tutte le successive analisi e descrizioni dei dati video-morfologici. L'accuratezza di questi dati limita a sua volta l'accuratezza di tutti i parametri morfologici estratti da foto. Le accuratezze della rettifica dipendono dalle accuratezze della calibrazione delle foto-camere e dalla quota di riferimento ( $z$ ) del piano di proiezione. L'accuratezza della calibrazione viene espressa da un errore spaziale della foto. Esso rappresenta la distanza euclidea tra un punto misurato (visibile nella foto) e la sua posizione nel piano fotografico calcolata a partire dalle coordinate  $xyz$  tramite l'equazione 3.1.. Questa procedura è stata eseguita per ogni GCPs proprio per tarare la risoluzione geometrica più appropriata. Gli errori spaziali calcolati risultano generalmente inferiori al *pixel*.

La prospettiva induce una capacità di risoluzione spaziale della foto che varia in funzione dell'angolo che l'asse ottico forma con la superficie che si vuole fotografare. Generalmente si definisce *pixel footprint* la quantità di spazio che viene rappresentato da un singolo *pixel* della foto. Va da se che in una visione prospettica, quale una presa fotografica, il *pixel footprint* varierà sistematicamente in funzione della distanza dal punto di scatto (Fig. 3.3.7.).

Generalmente il *pixel footprint* rappresenta una porzione rettangolare di territorio fotografato, in cui il lato maggiore  $dy$  (in foto effettuate con presa orizzontale) è funzione della distanza dalla camera di scatto ( $R$  in figura 3.3.6.) e del  $FOV$   $\delta$  (in radianti), secondo la relazione

$$dy = R \delta / \text{numero di pixel orizzontali} \quad (3.3)$$

Il lato minore  $dx$  del *pixel footprint* dipende dall'angolo di tilt  $\tau$ , e viene calcolato come,

$$dx = \tan(\tau) R \delta / \text{numero di pixel orizzontali} \quad (3.4)$$



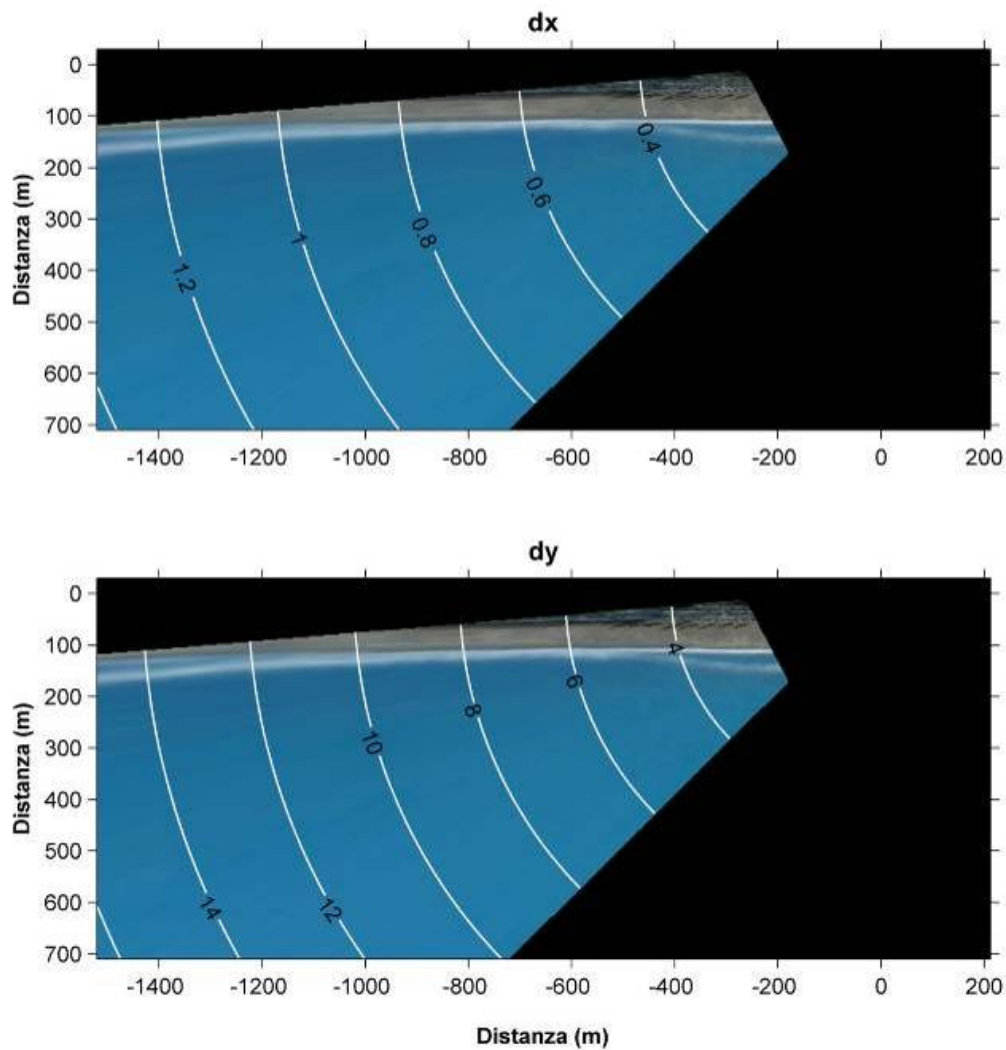


**Figura 3.3.7.** – Andamento del *pixel footprint* in funzione della prospettiva. Tramite una funzione inversa è stata trasformata un'immagine piana nella sua versione prospettica. Sull'immagine piana erano stati disegnati dei quadrati bianchi 5m x 5m. Nella visione prospettica si capisce bene quanto una stessa porzione di territorio (quadrantini bianchi) sia rappresentata da un numero diverso di *pixels* in funzione della distanza dalla camera (e quindi della prospettiva).

Il *pixel footprint* è spesso orientato obliquamente rispetto alla linea di riva, in quanto le prese fotografiche di video-monitoraggio hanno una visione obliqua della spiaggia. Per tale motivo, sia  $w$  che  $l$  deviano leggermente dalla risoluzione *cross-shore* e *alongshore*. Utilizzando l'angolo tra l'azimuth e l'orientazione della linea di riva,  $dx$  e  $dy$  possono essere trasformati in risoluzioni *cross-shore* e *alongshore*. Figura 3.3.8. mostra queste dimensioni calcolate per la camera S3 di *Torre del Sole*.

Le dimensioni  $dx$  del *pixel footprint* variano in tutta l'area di video-monitoraggio da 0.4m a 1.2m, ben inferiori della maglia di ri-campionamento utilizzata nella procedura di rettifica (2.5m). Le dimensioni lungo costa ( $dy$ ) dello stesso variano tra i 4m in vicinanza della camera ( $x = -400$ ) a 14m a circa 1500m dalla camera.

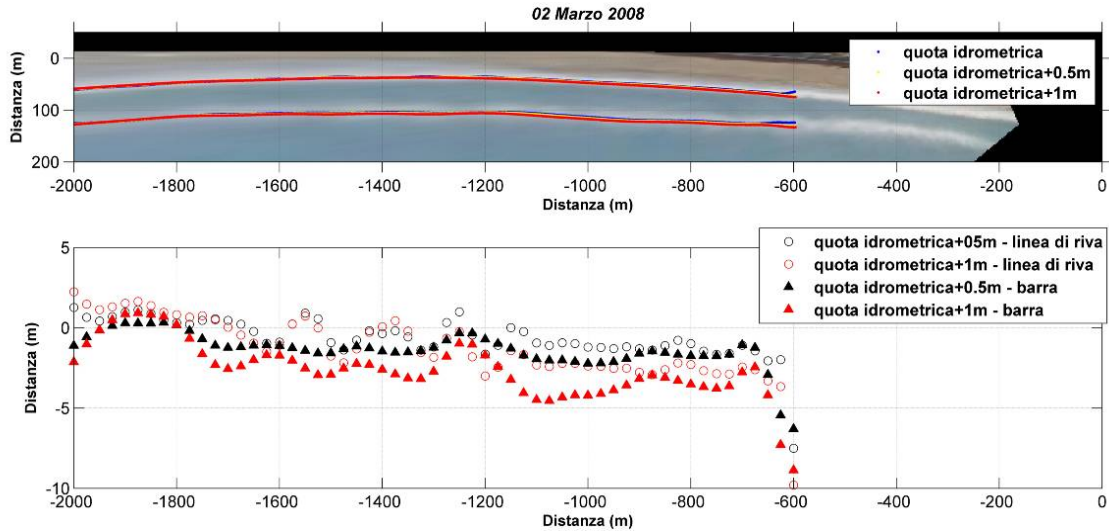
Per valutare l'influenza sulla procedura di rettifica, e quindi sul posizionamento  $xy$ , della variabilità della quota di rettifica ( $z$ ), sono state estratte le video-morfologie da una stessa foto ma rettificata a quote  $z$  differenti (nel prossimo paragrafo verranno discusse le metodiche per l'estrazione delle video-morfologie). Tale simulazione è stata effettuata per stimare la potenziale compromissione del dato morfologico estraibile da video nel caso le quote di rettifica non fossero realmente rappresentative del livello idrometrico al momento dello scatto (Fig. 3.3.9.).



**Figura 3.3.8.** – Andamento del *pixel footprint* (in m) per la camera S3.

E' stato già riportato, infatti, che la rettifica di una foto viene proiettata ad un piano coincidente, di solito, con il livello idrometrico al momento dello scatto. In condizioni di mareggiata tale livello potrebbe deviare sensibilmente dai valori del reale livello del mare al momento di scatto della foto, soprattutto quando le misure idrometriche vengono effettuate all'interno di strutture portuali. Tale deviazione è funzione dei contributi di *wave setup*, *wind setup*, effetto barometrico e *surge* che si sommano alla marea astronomica. E' stimato che il *wave setup* può innalzare il livello marino misurato *offshore* di circa 0.2m in occasione delle mareggiate più intense (Battjes & Stive, 1985).

Come si vede dalla figura 3.3.9. le variazioni di posizionamento  $xy$  delle morfologie è compreso entro i 5m per differenze di quote di rettifica di 0.5m e 1m. Quindi molto prossime alla griglia di ri-campionamento delle foto ribaltate (2.5m).



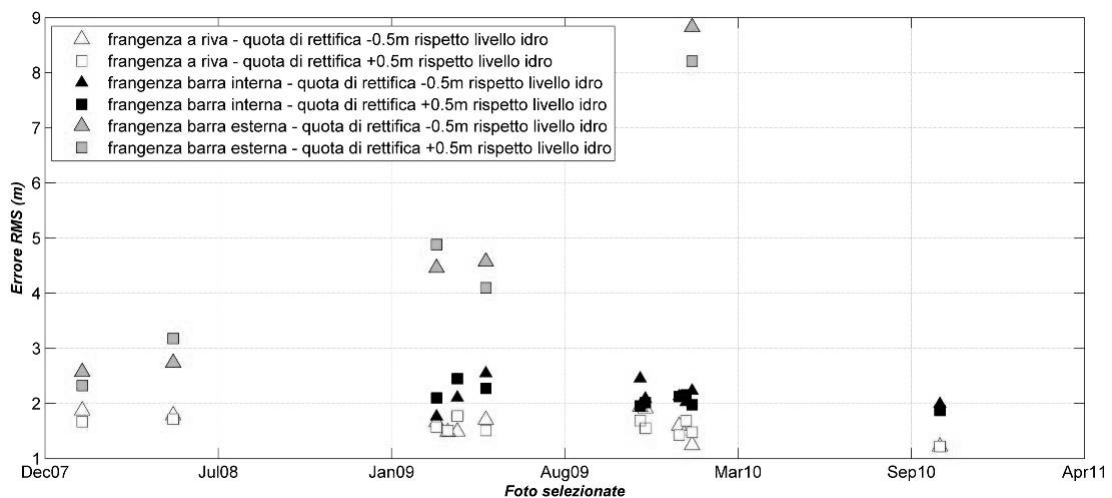
**Figura 3.3.9.** – Pannello superiore: posizionamento delle morfologie estratte da foto in funzione di diversi valori di livello di rettifica (quota idrometrica, quota idrometrica+0.5m, quota idrometrica+1m). Pannello inferiore: distanze tra morfologie estratte a quota idrometrica e morfologie estratte a +0.5m e +1m sopra tale livello.

Per analizzare in che misura le variazioni locali del livello marino possano influenzare l'accuratezza globale della foto rettificata, definita dalla maglia di ri-campionamento e dalle soglie del *pixel footprint*, sono stati eseguiti ulteriori test. Sono state scelte delle foto in cui i valori di altezza d'onda fosse stata sensibilmente diversa, di modo da analizzare l'entità degli *offset* planimetrici ( $xy$ ) per le diverse video-morfologie estratte (frangenza a riva e sulle barre). Per ogni prova è stata rettificata una foto alla sua quota idrometrica e alle quote poste a  $\pm 0.5m$  rispetto tale quota. Da queste tre foto rettificate sono state estratte le video-morfologie e sono stati calcolati gli errori di *offset* come le distanze *rms* tra la posizione  $xy$  della morfologia estratta da foto rettificata a livello idrometrico e quella ottenuta dalle foto rettificate con quote fittizie,  $\pm 0.5m$  rispetto la quota idrometrica (Fig. 3.3.10.).

Si evidenziano alcune importanti informazioni:

1. l'errore di posizionamento  $xy$  (RMS) varia in funzione della distanza da riva delle morfologie, probabilmente dovuto ad una non risoluzione del *wave setup* nelle misure idrometriche effettuate del mareografo utilizzato (posizionato in un porto);

2. l'errore di posizione della barra interna è mediamente di 2.5m, ben in accordo con la risoluzione minima della foto rettificata (2.5m x 2.5m);
3. l'errore di posizione della barra esterna aumenta drasticamente a partire da Gennaio 2009, proprio in funzione della variazione di posizionamento *cross-shore* della stessa (si veda paragrafo 4.2), ma in genere inferiore ai 10m;
4. il posizionamento della frangenza sulla linea di riva non è influenzato dalle variazioni di livello di rettifica, o meglio ne è influenzato in una misura minore della risoluzione spaziale minima della foto (2.5m x 2.5m).



**Figura 3.3.10.** – Influenza della quota di rettifica sul posizionamento *xy* delle video-morfologie per differenze di 1m. Il Beachface identifica la linea di riva, barra1 e barra2 le barre presenti (si veda il Cap. 4).

Sintetizzando, gli errori del processo di rettifica sono dell'ordine di 1-2 *pixel* e risultano da errori casuali (*random*) nel processo di calibrazione. L'analisi video-morfologica nella zone delle barre può essere misurata con accuratezze spaziali che variano da 0.4m a 1.2m nella direzione *cross-shore* e accuratezze spaziali lungo costa (*alongshore*) che variano da 4m a 14m in funzione della variazione del *pixel footprint*. Quindi, considerando la risoluzione massima della foto rettificata di 2.5m x 2.5m, gli spostamenti *cross-shore* delle video-morfologie sono documentabili con una risoluzione massima di 2.5m. Contrariamente, la capacità di osservazione della variabilità morfologica lungo costa varia in funzione del *pixel footprint* ed è sempre minore della maglia di ri-campionamento della foto rettificata (2.5m). Ulteriormente, la variazione di posizionamento *xy* (fittizia) dovuta alla indeterminatezza del reale livello marino locale al momento di scatto ha una entità variabile tra 2m e 9m, che cresce all'aumento della distanza da riva.

Complessivamente, le incertezze dovute al processo di rettifica e alla variabilità spaziale del reale livello marino sono state individuate cautelativamente in  $\pm 10\text{m}$  per l'area della barra esterna e  $\pm 2\text{m}$  per la zona della barra interna e linea di riva.

### **3.3.5. Metodiche per l'estrazione delle video-morfologie**

Il *data set* di immagini archiviate dalla stazione *Torre del Sole* nei suoi primi tre anni e mezzo di attività ammonta a circa 19 mila foto. In particolare, il lavoro di analisi si è concentrato nella camera di Levante (S3) che ha collezionato circa 6300 foto. Per ragioni pratiche è stata condotta una prima analisi visiva di tutte le foto per costituire un sub-campione di foto in cui fosse presente almeno una zona di frangimento oltre a quello sulla linea di riva. Fra queste foto è stata selezionata una singola immagine per giorno, scattata in prossimità del momento di bassa marea. Le variazioni morfologiche intra-giornaliere sono state quindi escluse dall'analisi del presente lavoro, sia perché presumibilmente molto modeste, sia perché lo spostamento medio *cross-shore* delle barre, nell'ordine di  $1\text{m/giorno}$  (Gallagher et al., 1998; Ruessink et al., 2000), è ben comparabile con le dimensioni del *pixel footprint* (Figura 3.3.8) e quindi non discriminabile. Ulteriormente, la variazione morfologica delle barre non mostra una sistematicità giornaliera, visto che le barre tipicamente non rispondono alle variazioni di alta-frequenza del livello marino durante i cicli tidali (Carter & Kitcher, 1979). Inoltre, le variazioni di altezza d'onda associate alle mareggiate più severe difficilmente inducono variazioni di posizionamento nell'arco di 5 ore (intervallo giornaliero di osservazione della stazione). La scelta di una singola immagine al giorno in prossimità del livello di bassa marea garantisce ulteriormente una maggiore probabilità di occorrenza di frangimento sulla barra, anche con altezze d'onda minime. Va tuttavia tenuto in considerazione che il regime micro-tidale del Tirreno Centrale è caratterizzato da oscillazioni del livello mareale inferiori al mezzo metro (si veda paragrafo 3.4.).

In conclusione, il *data set* è stato ristretto al periodo di analisi che va da Gennaio 2008 ad Ottobre 2010 (34 mesi), permettendo un monitoraggio con cadenza circa settimanale di tre anni di dati.

Tutte le immagini selezionate sono state rettificate con una griglia di maglia  $2.5\text{m}$ , per una porzione di litorale che va da  $0\text{m}$  a  $1500\text{m}$  in direzione longitudinale (*alongshore*) e  $0\text{m}$  a  $700\text{m}$  in direzione *cross-shore* dalla stazione di video-monitoraggio. Da tale *data set* sono

state estratte 112, 46 e 102 osservazioni per la linea di riva, la barra1 e la barra2, con una media di 4 osservazioni al mese.

Nel presente studio sono stati sviluppati dei codici di calcolo in Matlab® che hanno permesso l'estrazione semi-automatica della zona di frangimento a riva, del limite spiaggia asciutta/bagnata e del posizionamento della frangenza sulle barre sommerse.

### **ESTRAZIONE DELLA LINEA DI RIVA**

Il concetto di linea di riva è quanto mai condizionato dalla definizione fisica della stessa e dalla scala di osservazione spaziale e temporale (Boak & Turner, 2005).

Una definizione ideale di linea di riva può coincidere con l'interfaccia livello marino/superficie topografica (Dolan et al., 1980). Questa tipologia di definizione però presenta diverse complicazioni legate alla dinamica di variazione di questo *proxy*, sensibilmente condizionato da fattori che variano con scale temporali ben differenti (ad esempio altezza d'onda, livello di marea e livelli idrometrici in genere). L'utilizzo di un indicatore della linea di riva deve essere scelto, quindi, in funzione della frequenza di osservazione.

Nell'ambito del video-monitoraggio ogni morfologia estraibile dalle foto è più o meno direttamente connessa al livello idrometrico (livello del mare) e quindi all'altezza d'onda.

Negli ultimi anni, con il crescente sviluppo delle tecniche di video monitoraggio (Holman & Stanley, 2007), sono state elaborate una serie di procedure semi-automatizzate per l'estrazione della linea di riva (Plant & Holman, 1997; Aarninkhof & Roelvink, 1999; Turner & Leyden, 2000; Turner et al., 2000; Kingston et al., 2000; Madsen & Plant, 2001; Aarninkhof et al., 2003).

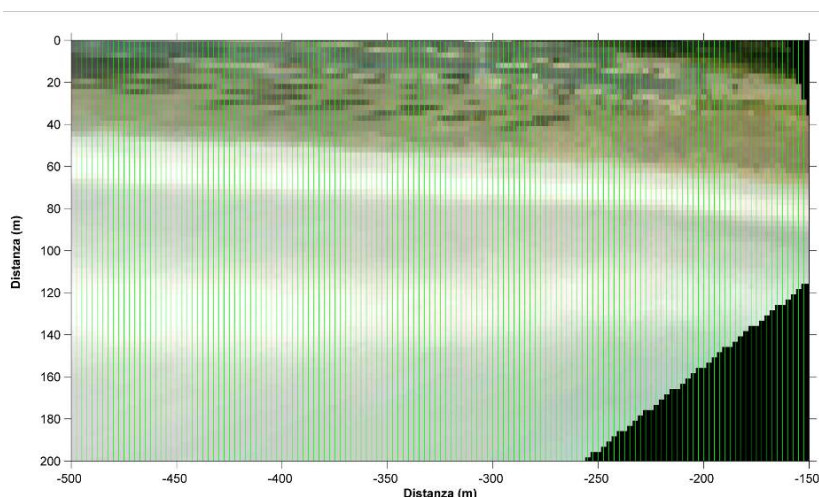
Nelle osservazioni video l'alternanza delle oscillazioni dello *swash* sulla battigia possono generare una schiumata bianca che nel procedimento di media temporale delle immagini *timex* produce una distinta fascia di alta luminosità (bianca) parallela alla costa. Plant & Holman (1997) nominano questa video-morfologia SLIM (*shoreline intensity maximum*). Variazioni nella posizione dello SLIM indicherebbero una correlata variazione del livello di marea (o meglio del livello del mare). Naturalmente le ampiezze con cui si sposta (*cross-shore*) lo SLIM è vincolato dall'interazione di *range* mareali, granulometria e pendenza della zona di battigia.

Il limite spiaggia asciutta/bagnata, diversamente, può essere estratto da una un'immagine RGB in cui si analizza la differenza tra l'intensità nella banda del Rosso rispetto a quella del Blu, modello CCD (*color channel divergence*) sviluppato da Turner et al. (2000) e Turner & Leyden (2000). Questo approccio si basa sull'assunto fisico che la luce viene riflessa dalla superficie marina in maniera sufficientemente differente dalle bande del rosso, del blu e del verde tale da distinguere se tale riflessione sia avvenuta sulla superficie della spiaggia o sulla superficie marina. Il primo step per applicare tale modello di estrazione è rappresentato dalla scomposizione dell'immagine RGB nelle sue tre componenti (Red, Green e Blu). La linea di riva può essere estratta ad ogni posizione lungo costa nei punti in cui le componenti R, G e B iniziano a divergere, con i *pixels* che rappresentano la superficie marina che esibiscono una maggiore intensità nella banda del blu. Ad un punto critico tutte le bande di colore mostreranno una brusca diminuzione dell'intensità luminosa, per poi rapidamente divergere. L'interpretazione fisica di questo caratteristico andamento dei segnali luminosi è che la coincidente diminuzione di luminosità in entrambe le bande di colore corrisponde al limite superiore dello *swash*, con la divergenza dei segnali che occorre nel punto in cui la battigia viene solitamente coperta dal flutto montante. Se si ripete questa procedura su una serie di transetti perpendicolari a costa è possibile marcare questa tipologia di linea di riva lungo tutta la zona di interesse. Leggermente meno automatizzata risulta, invece, la scelta del valore di soglia che imprescindibilmente marca la posizione della linea di riva CCD. Tale soglia può essere calibrata esclusivamente tramite l'utilizzo di contemporanei dati topografici.

Una procedura notevolmente più complessa, in termini di calcolo, è rappresentata dal *pixel clustering*, metodologia sviluppata da Aarninkhof et al. (2003) in cui si sviluppa una nuova procedura per l'estrazione del limite spiaggia asciutta/bagnata (IBM). Il modello sviluppato dagli Autori discrimina dei *clusters* di *pixels* 'bagnati' da quelli 'asciutti', basandosi sulla differente intensità luminosa che queste porzioni di spiaggia mostrano, soprattutto in termini di colore e luminosità. La codifica RGB del colore nelle immagini-video risulta da una composizione dei colori primari (rosso, verde e blu), dove l'informazione del colore e della luminosità sono tradotti contemporaneamente. Questa caratteristica pregiudica notevolmente la possibilità di analizzare separatamente una immagine RGB in termini di colore o luminosità. La conversione di un'immagine RGB nello spazio di colore HSV ('Hue Saturation Value') rende possibile analizzare la porzione

di spiaggia sia in termini di colore che di luminosità, dove le porzioni della spiaggia asciutta mostrano un notevole differenza negli segnali delle bande H ed S rispetto alla porzione di spiaggia bagnata.

Gli algoritmi sviluppati ed utilizzati nel presente lavoro per l'estrazione di indicatori (*proxy*) del posizionamento della linea di riva si basano sui concetti di Plant & Holman (1997) e di Aarninkhof et al. (2003). Per ogni immagine rettificata si è proceduto alla definizione di una griglia di calcolo (Fig. 3.3.11.) con transetti perpendicolari a costa e distanziati ogni 2.5m, ovvero un transetto per ogni colonna della matrice immagine.



**Figura 3.3.11.** – Esempio di griglia di calcolo utilizzata per l'estrazione delle video-morfologie.

### ***Frangimento a riva – BEACH STEP***

L'algoritmo sviluppato per l'estrazione del posizionamento del frangimento a riva, similmente al modello SLIM, è stato applicato iterativamente su ogni foto rettificata, sulle quali è stato ulteriormente applicato un procedimento di aumento del contrasto (*image enhancement*). L'immagine risultante, quindi, è stata trasformata nello spazio di colore  $Lab^{10}$ , dove  $L$  rappresenta la chiarezza ed  $a$  e  $b$  rappresentano la variazione cromatica tra i quattro colori principali. Ogni immagine è stata analizzata la sola componente  $L$  (Fig. 3.1.12.).

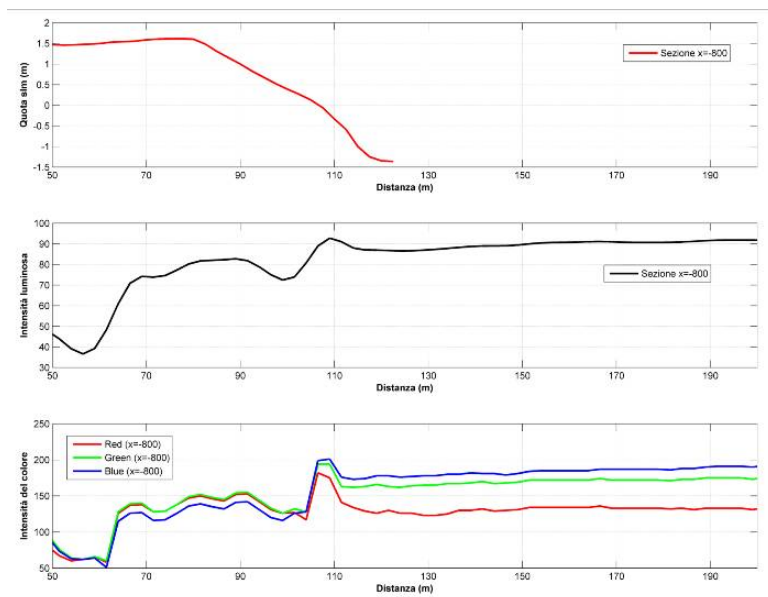
In maniera non automatizzata, per ogni immagine è stata selezionata una porzione di foto in cui fosse presente la linea di riva presunta (ROI, *region of interest*) che è stata ulteriormente filtrata per eliminare il rumore dell'immagine. Per ogni colonna della ROI,

---

<sup>10</sup> Spazio di colore concettualmente simile all'HSV. Per una esaustiva descrizione dello spazio di colore  $Lab$  si veda Pranzini et al. (2010).

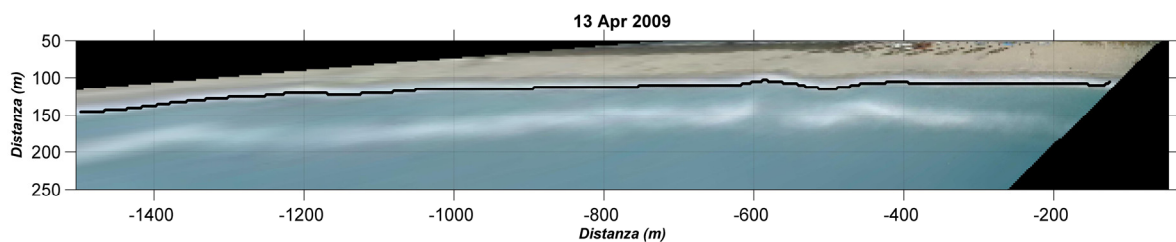


ovvero per ogni colonna della sotto-matrice foto è stata analizzata la componente  $L$ , è stato localizzato il picco della di tale segnale luminoso ed è stata archiviata la sua posizione lungo l'asse  $y$  (ovvero *cross-shore*). Come precedentemente riportato (Plant & Holman, 1997), il picco dell'intensità luminosa è un buon indicatore del posizionamento della fascia ad alta luminosità visibile presso la riva, ovvero la zona dove si rompe l'onda a riva e dove risale sulla battigia (*swash*), l'entità dell'ampiezza di *swash* dipenderà anche dalla dimensione dei granuli, dal loro *sorting*, dalla pendenza del *foreshore* e dalla sommergezza della falda freatica presso la riva.



**Figura 3.3.12.** – Andamento della morfologia (pannello superiore), di  $L$  (pannello intermedio) e del colore RGB (pannello inferiore) lungo il transetto  $x=-800m$ .

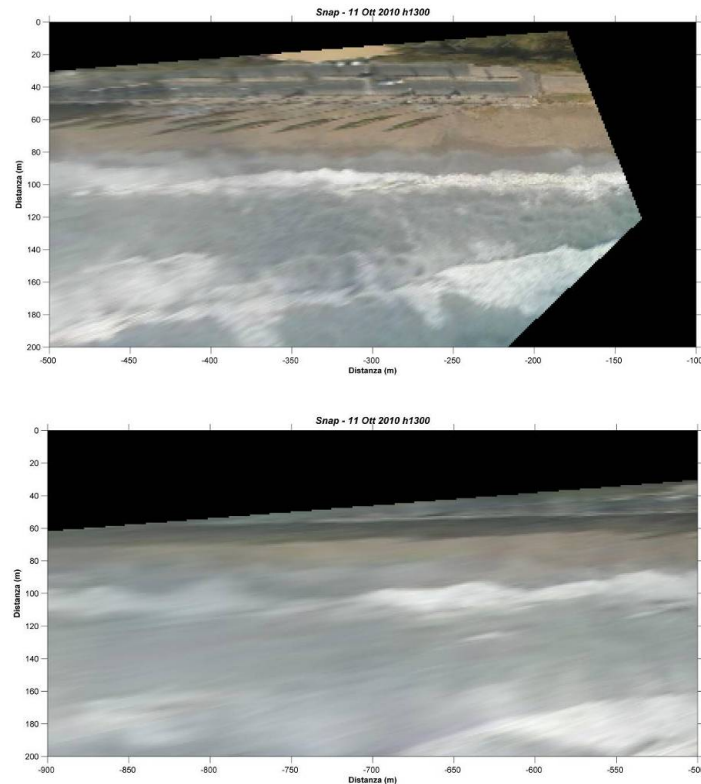
L'output finale, il posizionamento *cross-shore* della frangenza a riva, risulta dall'insieme di tutti i picchi estratti per ogni colonna, ovvero estratti ogni 10m della foto. Un'ulteriore filtraggio di tale segnale ha assicurato l'eliminazione di tutti i disturbi di calcolo e della foto (Fig. 3.3.13.).



**Figura 3.3.13.** – Frangimento a riva estratto da video.

### ***Limite spiaggia asciutta/bagnata - SWASH***

L'estrazione di tale morfologia è stata maggiormente condizionata dalla risoluzione spaziale della foto rettificata. Il procedimento di *clustering*, infatti, è risultato maggiormente influenzato dalla variazione lungo costa della cromaticità e dell'intensità luminosa. Il processo di ri-campionamento operato durante la rettifica delle foto, infatti, media ed estrapola i valori di intensità in maniera diversa in funzione del dato a disposizione. Tale informazione, come riportato precedentemente, è funzione della prospettiva. In figura 3.3.14. si nota bene la variazione di risoluzione spaziale della foto in funzione della distanza dalla stazione, dove la porzione più vicina ha un dettaglio spaziale sicuramente maggiore delle porzioni più lontane.



**Figura 3.3.14.** – Andamento della risoluzione spaziale della foto *snap* rettificata in prossimità della stazione (pannello superiore) e ad una maggiore distanza da essa (pannello inferiore).

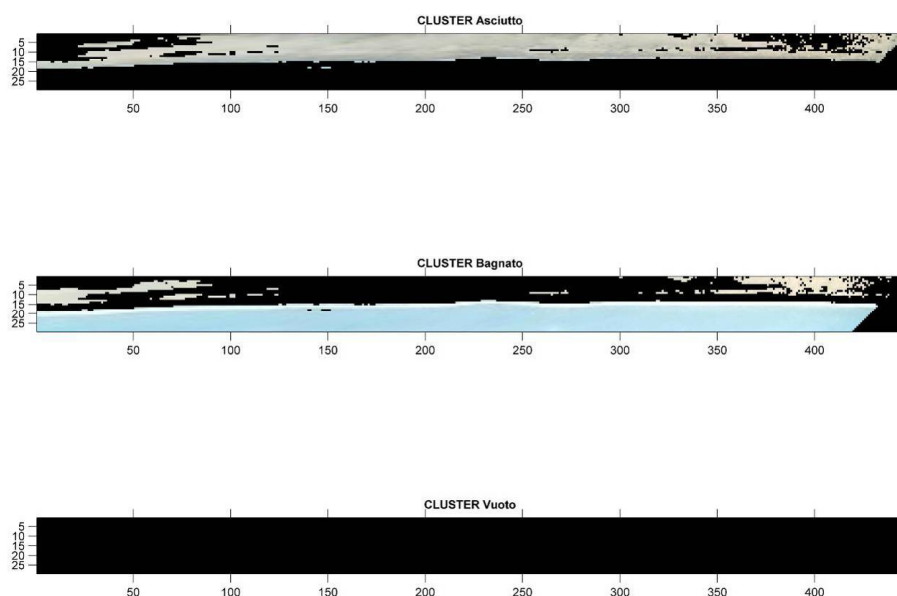
Per tale motivo l'estrazione semi-automatica del limite spiaggia asciutta/bagnata (*swash*) è stata limitata alla porzione più vicina alla zona di scatto, i primi 500m dalla camera.

La procedura di *clustering* è stata operata all'interno di una ROI, posizionata a cavallo della linea di riva. E' stata scomposta la foto nelle sue componenti *L*, *a* e *b*.

Successivamente è stata condotta una *cluster analysis* per avere un'informazione sia del colore che della luminosità. Tale procedura è avvenuta a mezzo di un numero prestabilito di *clusters*. Varie prove hanno evidenziato che un numero di 3 *clusters* riusciva a descrivere discretamente l'intera zona di interesse (ROI). In condizioni di luminosità e colore abbastanza uniformi la *cluster analysis* ha restituito un *cluster* vuoto, ovvero tutte le informazioni di variabilità sono state spiegate a mezzo di due *clusters* (Fig. 3.3.15.).

Una volta suddivisa la foto nei 3 (o 2) *clusters*, la ricerca del posizionamento limite tra i *clusters* asciutti e quelli bagnati non si è basata, come la procedura di Aarninkhof et al. (2003), su un'analisi di un fattore discriminante ma è stato scelto visivamente il *cluster* più opportuno ed è stata trovata la posizione *xy* del limite con il *cluster* adiacente.

Della reale differenza tra le due morfologie estratte, e della loro rappresentatività morfologica se ne parlerà ampiamente nel capitolo 4, dove il dato video-morfologico è stato calibrato sul dato topografico appositamente campionato.

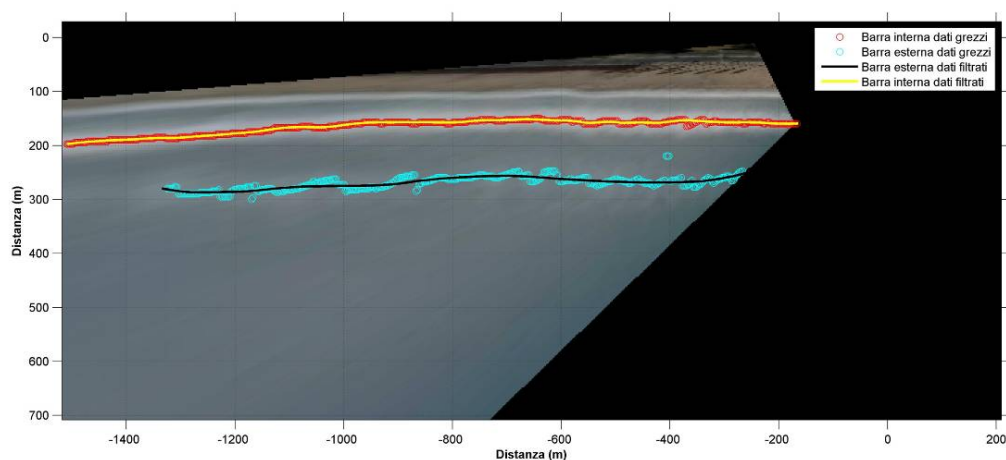


**Figura 3.3.15.** – Procedura di *pixel clustering*, caso in cui la variabilità viene spiegata a mezzo di due *cluster*.

### **ESTRAZIONE DELLE BARRE**

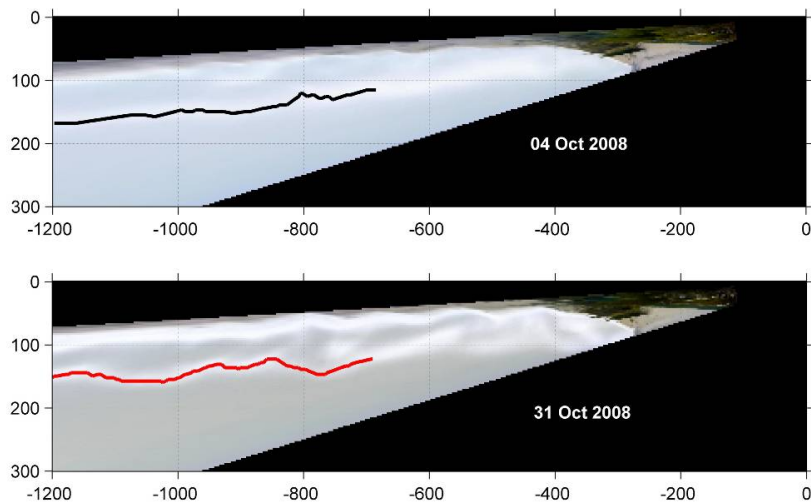
L'estrazione di tale video-morfologia si basa sulla stessa procedura di calcolo del *beach step*. L'unica differenza è consistita nella procedura di filtraggio dei segnali che ha utilizzato delle 'finestre di filtraggio' differenti. In particolare, data la maggiore ampiezza della zona di frangimento sulle barre, il segnale campionato dall'algoritmo risultava maggiormente disturbato. E' stato quindi utilizzato un procedimento di *local regression*

*smoothing* proprio per eliminare l'influenza di picchi (*outliers*) nell'estrazione della morfologia sull'intero tratto di analisi (Fig. 3.3.16.).



**Figura 3.3.16.** – Output del algoritmo di calcolo per l'estrazione della posizione delle video-barre.

Per testare l'efficienza dell'algoritmo sviluppato sono state analizzate alcune foto derivanti dalla stazione Argus di Lido di dante (RA). In particolare sono state campionate le morfologie maggiormente irregolari anche per testare la capacità di risoluzione delle morfologie complesse (Fig. 3.3.17.).



**Figura 3.3.17.** – Test dell'algoritmo sviluppato su alcune foto della stazione Argus Lido di Dante.

## 3.4. Clima meteo-marino

### 3.4.1. Dati

#### MAREA

Le stazioni mareografiche più vicine al sito di analisi sono localizzate presso i porti di Civitavecchia e Napoli, circa 100km a Nord e Sud del litorale di Terracina. A partire da Giugno 2010 l'ISPRA ha installato un nuovo mareografo presso il porto di Gaeta, a circa 20km da Terracina (Fig. 3.4.1).

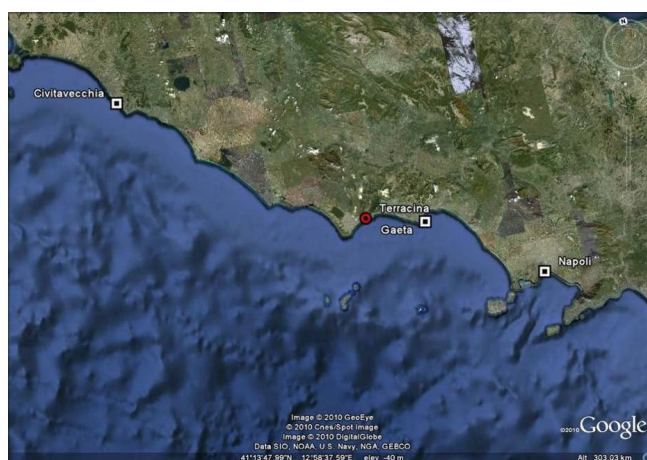


Figura 3.4.1. – Posizionamento delle stazioni mareografiche rispetto l'area di studio.

I livelli idrometrici, risultanti dalla combinazione tra livello mareale, pressione barica al livello del mare e *pilling-up* all'interno del porto (come risultato di *wave-setup*, *wind-setup* e *storm surge*) vengono acquisiti da un trasduttore radar ogni 10min e mediati nell'arco di 1 ora.

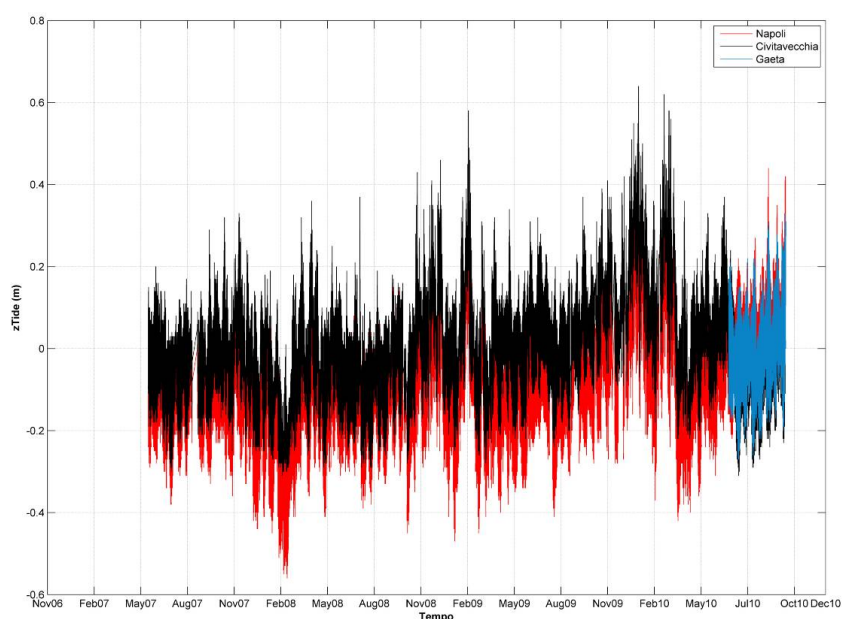
Gli andamenti dei livelli idrometrici registrati a Civitavecchia e Napoli mostrano sistematicamente delle ampiezze differenti, nell'ordine del cm, ma una stessa fase di oscillazione. In particolare i livelli idrometrici di Civitavecchia mostrano sempre un valore maggiore. L'evidente differenza tra i due tratti di litorale può essere ricondotta ad una differente ampiezza delle variazioni mareali connesse probabilmente a differenze nella fisiografia della piattaforma continentale antistante. Per tale motivo è stato mediato il livello idrometrico tra le due stazioni e lo si è utilizzato per le analisi del tratto di studio. A partire da Giugno 2010 la messa in funzione del mareografo di Gaeta ha ulteriormente vincolato la supposizione iniziale, per cui la zona limitrofa a Terracina mostrava un'ampiezza mareale intermedia tra Civitavecchia e Napoli. Un confronto tra le tre serie di

dati mareografici, sebbene qualitativo, ha evidenziato il posizionamento del livello di Gaeta circa a metà tra Civitavecchia e Napoli (Fig. 3.4.2.).

Il confronto dei dati mareografici presi a tre siti ci indica che i livelli di marea, e quindi tutti i contributi alla sua variazione (pressione atmosferica, *surge*, *wave*- e *wind-setup*) agiscono con valori molto paragonabili all'interno di un tratto litorale di circa 300km.

La serie utilizzata è composta da un valore medio Civitavecchia/Napoli fino a Giugno 2010 e successivamente il dato derivante dalla stazione di Gaeta.

I massimi valori della serie utilizzata variano tra 0.6m e -0.6m, con massime escursioni mareali giornaliere di circa 0.2m.



**Figura 3.4.2.** – Andamenti dei livelli idrometrici delle stazioni più vicine al sito di studio.

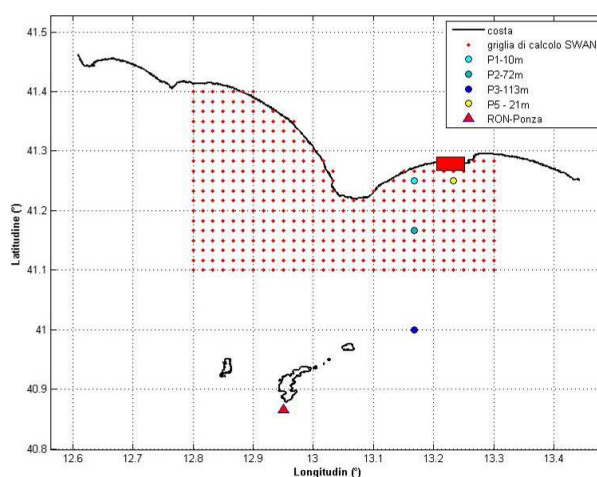
## ONDE

La boa della Rete Ondametrica Nazionale più vicina a Terracina è quella di Ponza, la cui attività è stata interrotta tra il 2005 e parte del 2010. Di conseguenza, sono stati ottenuti dati ondosi (altezza, periodo e direzione) dal sistema di previsione dello stato del mare dell'ARPA-SIMC Emilia-Romagna, MEDITARE (Valentini et al., 2007). Questo sistema previsionale si basa sul modello SWAN (Booij et al., 1999), versione 40.51AB, e consiste di una sequenza di *nested runs* che inizialmente si calcolano sull'intera area mediterranea ad una risoluzione di circa 25 km. Questo primo *run* del modello impartisce le condizioni al contorno per il calcolo delle onde sull'intero dominio Italiano ad una risoluzione di 8

km. Successivamente, la risoluzione viene aumentata tramite la precedente tecnica di *nesting* ma localizzata ai domini costieri.

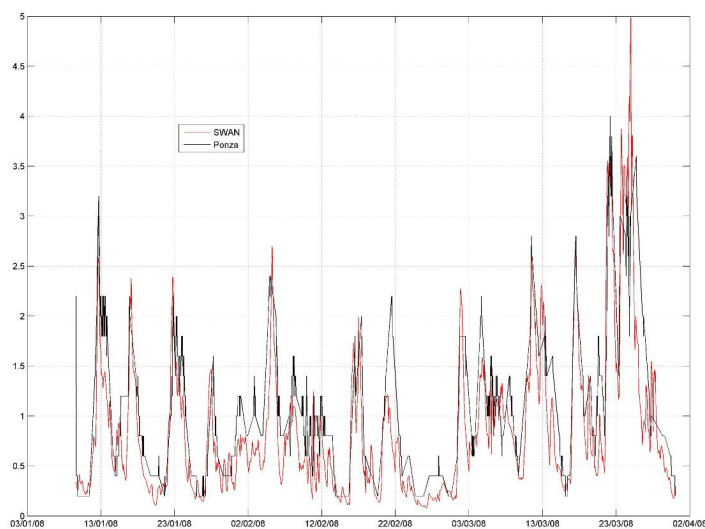
Il dato di input del modello è rappresentato dai valori orari di vento (a 10 m dal suolo) computati dal modello meteorologico COSMO-I7 (COSMO Newsletter, 2004) e dal modello IFS-ECMWF per i domini esterni a quelli utilizzati dal COSMO-I7.

La serie previsionale di dati ondosi è stata calcolata in 4 nodi della griglia di calcolo MEDITARE, posti a diverse profondità nel paraggio di studio (Fig. 3.4.3.).



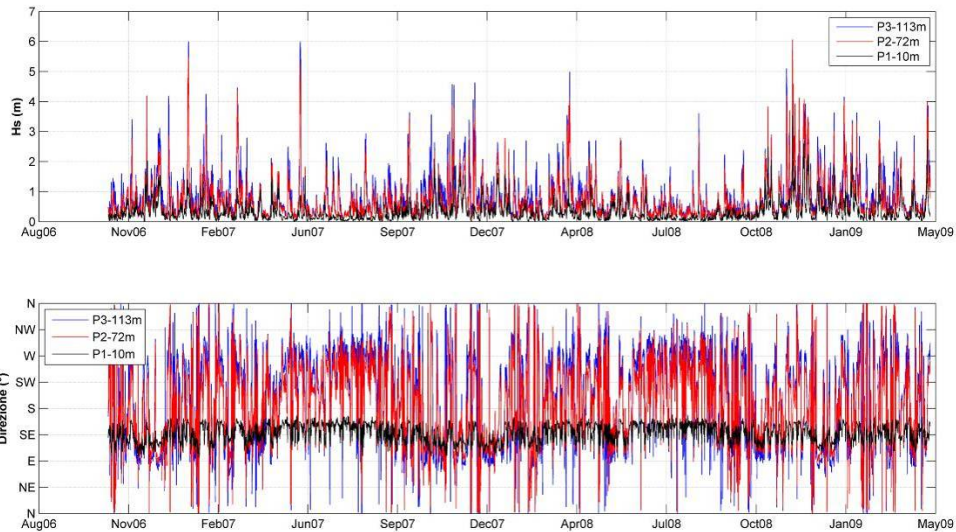
**Figura 3.4.3.** – Posizionamento dei punti SWAN utilizzati. Il rettangolo rosso indica l'area di studio.

Il punto P3 (72m di profondità) posto in vicinanza della boa di Ponza è stato utilizzato per confrontare il dato simulato con il dato osservato dalla Boa di Ponza nell'unico periodo di attività Gennaio-Marzo 2008 (Fig. 3.4.4).



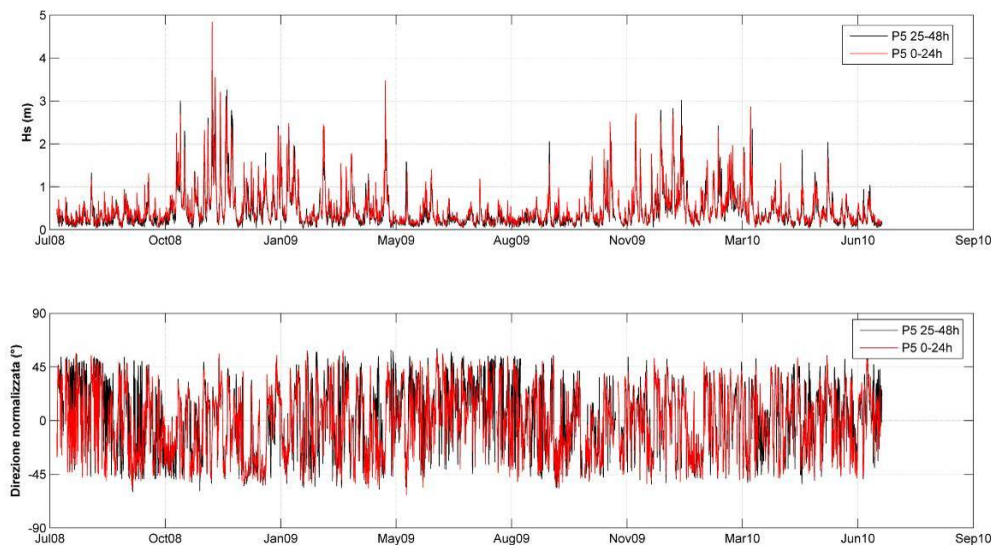
**Figura 3.4.4.** – Confronto tra Hs (m) misurata a Ponza e simulata nel punto P3-SWAN.

Il punto P1, posto a 10m di profondità ha evidenziato un'evidente *cut-off* nei valori della direzione probabilmente impartiti da problemi al contorno della griglia di calcolo, e comunque non è stato utilizzato per evidenti problemi legati alla rappresentatività della griglia di calcolo utilizzata, rispetto alle reali condizioni batimetriche (Fig. 3.4.5.).



**Figura 3.4.5.** – Confronto tra i dati di onda SWAN estratti a tre diverse profondità.

Il punto più rappresentativo del tratto di studio è stato estratto in un nodo della griglia di calcolo localizzato circa 1200m da riva e approssimativamente ad una profondità di 21 m (P5-Swan in Figura 3.4.3.). La lunghezza del *data set* P5-Swan (713 giorni, dal 16/07/2008 al 30/06/2010) è minore della serie di dati video (1025 giorni), ma abbastanza lunga per assicurare la copertura ondosa di due stagioni invernali consecutive (Fig. 3.4.6).



**Figura 3.4.6.** – Serie ondosa estratta nel punto P5, e paragone tra la previsione 0-24h e 25-48h.



Per facilitare l'informazione derivate dal dato direzione d'onda, sono state calcolate le direzioni rispetto la normale alla costa, dove i valori negativi spettano alle onde provenienti dai quadranti orientali e quelle positive ai quadranti occidentali.

Su i punti P1, P2 e P3 sono disponibili le previsioni dal 25/10/2006 al 01/11/2009. In particolare è stato utilizzato il dato estratto al punto P2, posto a 72m di profondità, per vincolare qualitativamente l'evoluzione del tratto di studio nel periodo precedente alle simulazioni P5-Swan.

### 3.4.2. Elaborazione dei dati ondosi

La descrizione dei dati ondosi è stata condotta in modo tale da individuare i parametri statistici caratteristici, ad esempio distribuzione degli eventi caratterizzati da determinate altezze d'onda significative ( $H_s$ ) e direzioni, sia per individuare delle soglie energetiche e quindi analizzare l'impatto degli stati ondosi sopra-soglia sull'evoluzione morfologica osservata da video e misurata. Esaminando anche l'influenza della persistenza temporale degli stati di mare sopra soglia.

In primo luogo sono stati identificati gli eventi di mareggiata seguendo la metodologia sviluppata durante il progetto europeo CADSEALAND, che classifica un evento di mareggiata secondo tale criterio:

- altezza significativa superiore a 1.5 m per un tempo di almeno 6 ore;
- due eventi sono separati se  $H_s$  rimane inferiore a 1.5m per almeno 3 ore;
- nessun filtro sulla direzione.

Tale analisi è stata effettuata esclusivamente sulla serie ondosa estratta dal punto P5-SWAN, pregiudicando tale classificazione al periodo Luglio 2008-Giugno 2010. Le caratteristiche e il numero delle mareggiate saranno discusse nel Capitolo 4.

La componente lungo costa della potenza del moto ondoso ( $P_{yo}$ ) rappresenta un buon indicatore sia della direzione che dell'intensità della corrente lungo costa. Le correnti lungo costa, infatti, sono spesso responsabili di importanti movimenti di materiale durante le mareggiate. Come indicato in Komar (1976), la potenza del moto ondoso, e le rispettive componenti *alongshore* e *cross-shore*, possono essere calcolate partendo dal valore di  $H_s$  *offshore* (P5-Swan) come:

$$(alongshore) \quad P_{yo} = Ee \cdot cg \cdot \sin d(\theta) \quad (3.3)$$

$$(cross-shore) \quad P_{xo} = Ee \cdot cg \cdot \cos d(\theta) \quad (3.4)$$

$$(complessiva) \quad P_{to} = \sqrt{P_{xo}^2 + P_{yo}^2} \quad (3.5)$$

dove  $E_e$  rappresenta la densità dell'energia del moto ondoso a largo,  $c_g$  rappresenta la velocità di gruppo dell'onda ed è funzionale al periodo *offshore*  $T_o$ ,  $\sinh(\theta_o)$  e  $\cosh(\theta_o)$  rappresentano il seno e coseno iperbolico dell'angolo di incidenza del moto ondoso.

L'energia  $E_e$  si calcola come

$$E_e = 1/8 \cdot \rho \cdot g \cdot H_s^2 \quad (3.6)$$

dove  $\rho$  è la densità media dell'acqua,  $g$  è l'accelerazione di gravità.

$P_{yo}$  non dipende esclusivamente dall'intensità della mareggiata, esprimibile da  $H_s$ , ma anche dall'angolo di incidenza della stessa, espresso rispetto la normale alla spiaggia.

L'unità di misura di  $P_{yo}$  è [W/m].

Successivamente, è stato calcolato il flusso energetico per ogni evento di mareggiata, ovvero l'integrale  $\int E_e \cdot c_g \cdot dt$  tra i momenti di inizio e di fine della mareggiata.

Ulteriormente, a partire dai valori di  $H_s$  *offshore* e di  $E_e$  è stata computata la trasformazione dell'onda su determinati profili batimetrici utilizzando le equazioni di dissipazione del contenuto energetico. Il modello utilizzato si costituisce di due equazioni differenziali accoppiate che descrivono il bilancio dell'energia d'onda e dell'energia del roller ( $E_r$ ) nel tempo. Dove  $E_r$  esprime la quantità di moto coinvolta nel frangimento. In particolare, visto che le zone di alta intensità delle immagini video identificano la frangenza delle onde sulla barra, ci danno indirettamente l'informazione del posizionamento  $xy$  dei picchi della  $E_r$  (Aarninkhof & Holman, 1999).

La trasformazione *cross-shore* di  $E_r$  è data da

$$\frac{d}{dx}(E_e \cdot c_g \cdot \cos \theta) = -D_{br} - D_{bf} \quad (3.7)$$

dove  $D_{br}$  e  $D_{bf}$  rappresentano la dissipazione dell'energia al frangimento per la rottura dell'onda e per la frizione al fondo, e sono stati modellizzate secondo Battjes & Janssen (1978) e Nielsen (1983), rispettivamente. Sono stati utilizzati i valori standard per i seguenti parametri utilizzati nel modello secondo Battjes & Stive (1985), con  $\alpha^{11}=1$  e  $\gamma^{12}=0.5 + 0.4(\tanh(33s_o))$ . La dissipazione al fondo risulta trascurabile nella zona del *surf*, dove la maggiore quantità di dissipazione energetica avviene tramite i processi di

---

<sup>11</sup> Parametro di dissipazione.

<sup>12</sup> Parametro relazionato alla massima altezza d'onda *offshore* e alla sua pendenza ( $s_o$ ).

frangimento. Per tale motivo, il bilancio energetico al frangimento secondo Stive & De Vriend (1994) è dato da:

$$\frac{d}{dx}(2Er \cdot c \cdot \cos \theta) = \frac{2g \cdot Er \cdot \sin \beta}{c} + Dbr \quad (3.8)$$

dove  $c$  rappresenta la velocità di fase dell'onda e  $\beta$  la pendenza del fronte d'onda, considerata 0.1 secondo Reniers & Battjes (1997). La teoria lineare delle onde (*linear wave theory*) è stata utilizzata per il computo di  $c$  e  $cg$ .

Il modello per il calcolo della trasformazione d'onda, assumendo una morfologia uniforme *alongshore*, è stato risolto tramite passi discreti lungo il profilo ( $dx$ ), assumendo il valore iniziale di  $Er$  uguale a zero ( $Er(0)=0$ ) e impostando i valori di input  $Hs$ ,  $Dir$  e  $T$  estratti alla profondità di 21m circa 1200m da costa (P5-SWAN).

La variazione dell'altezza d'onda è stata quindi calcolata per ogni incremento  $dx$  dall'equazione 3.6 e 3.7.

Esempi di tale procedura di calcolo sono discussi nel paragrafo 4.3.2..

## 4. Risultati

L'analisi morfologica della spiaggia di Terracina è stata finalizzata al monitoraggio dei fenomeni di redistribuzione sedimentaria innescati dall'implementazione di circa 300.000m<sup>3</sup> di sabbia su una porzione di spiaggia di circa 1000m.

All'interno della stessa unità fisiografica sono stati ulteriormente sversati 1 milione di m<sup>3</sup> di sabbia lungo una porzione di 4km di litorale (a cavallo del Fiume Sisto) posizionata sopra flutto della spiaggia di Terracina (Fig. 4.1.).



**Figura 4.1.** – Localizzazione dei siti ripascimento all'interno dell'unità fisiografica (riquadri colorati). Le frecce blu indicano le foci dei Fiumi Sisto e Portatore. Le frecce bianche indicano il verso della deriva litoranea netta.

Nei prossimi paragrafi si presenteranno i risultati ottenuti dall'analisi dei dati topografici, di video-monitoraggio e dei dati meteo-marini acquisiti. La discussione dei dati topografici e batimetrici è stata suddivisa in funzione della differente frequenza di acquisizione dei dati, l'analisi congiunta dei dati morfologici è presentata quindi nel paragrafo 4.1.3.. I dati di video-monitoraggio sono stati introdotti da un paragrafo in cui si fornisce l'analisi della rappresentatività morfologica desumibile da dati video, e quindi le soglie di incertezze da tenere in considerazione in una loro analisi quantitativa.

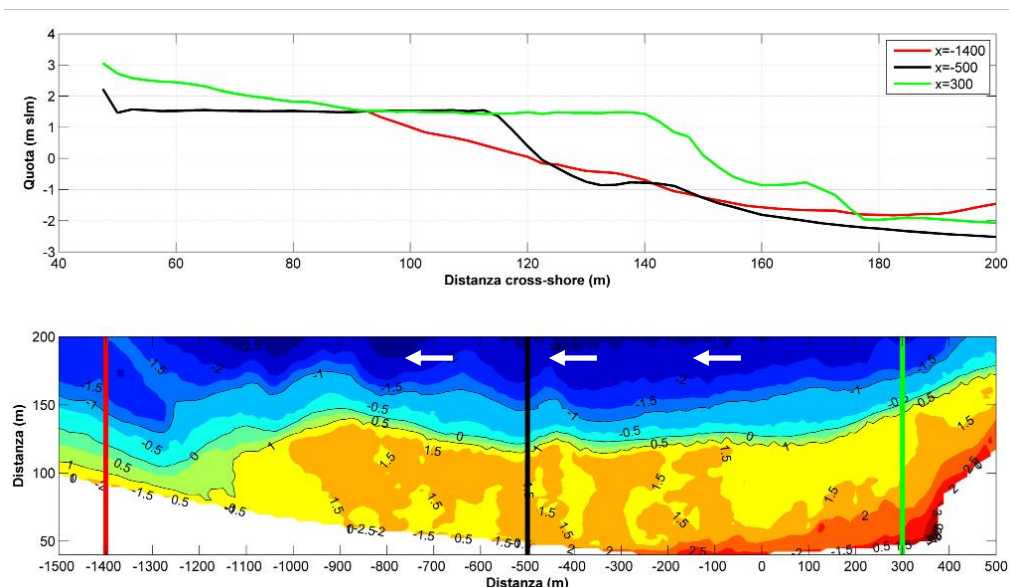
### 4.1. Analisi topo-batimetrica

#### 4.1.1. Variabilità morfologica del settore emerso

La porzione di spiaggia ripasciuta mostra inizialmente una tipica morfologia di spiaggia tabulare ampia mediamente 70m. Le adiacenti porzioni (sottoflutto), al contrario, mostrano un'ampiezza di spiaggia variabile tra i 20/30m. Circa il 46% della superficie di spiaggia si attesta a quote prossime alla +1.4 IGM, arrivando al 64% se si considera l'intervallo compreso tra la quota +1.2 e +1.6. Le pendenze alla battigia raggiungono il valore medio

di 0.13m/m, inteso come pendenza calcolata tra la quota +1m IGM e la -0.5m IGM, tale valore decresce sensibilmente se calcolato tra la +1m IGM e la -1m IGM (0.06m/m).

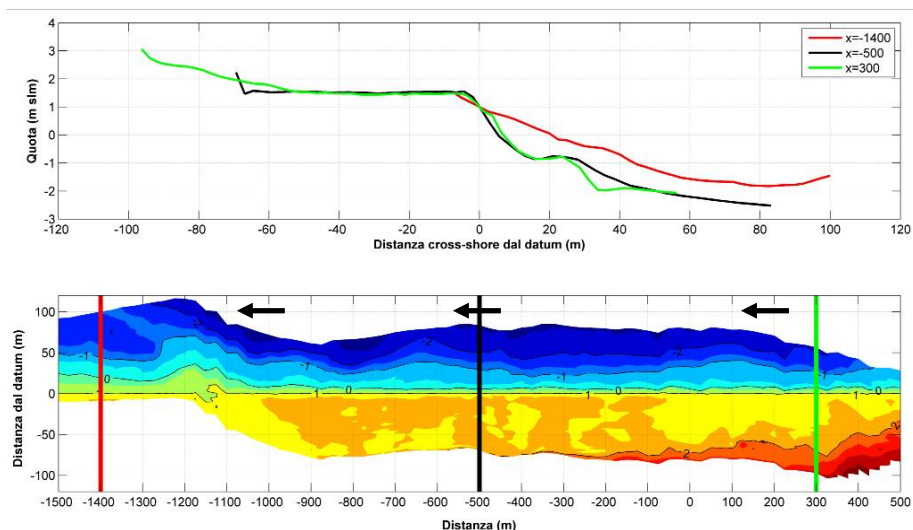
La morfologia nei pressi della linea di riva è caratterizzata dalla presenza di una modesta barra con una sommergenza minore di 0.5m, evidente relitto della morfologia precedente al refluento (Fig. 4.1.1.).



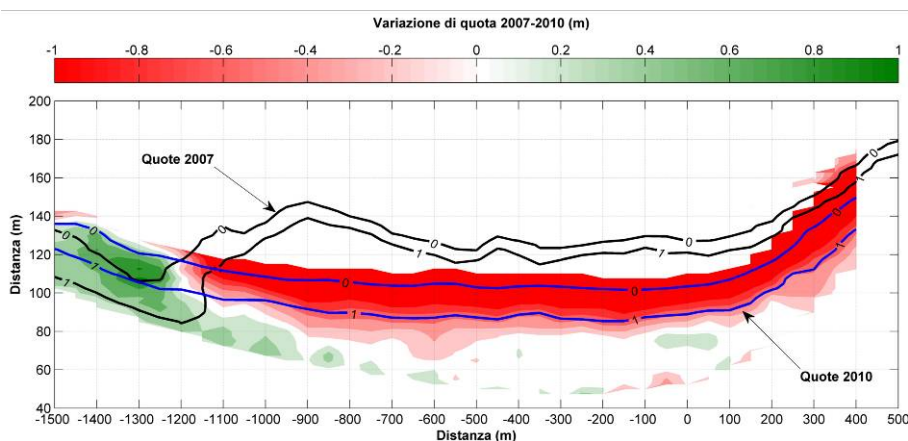
**Figura 4.1.1.** – Pannello inferiore: rilievo di prima pianta del cuneo ripasciuto e localizzazione delle sezioni da cui sono estratti i profili rappresentativi. Pannello superiore: profili eseguiti in due porzioni del cuneo ripasciuto (verde e nero) e nella porzione sottoflutto (rosso). Le frecce indicano il verso della deriva litoranea netta.

Dalla morfologia del cuneo di ripascimento spianata alla +1m IGM (Fig. 4.1.2.) risulta maggiormente evidente la notevole differenza tra le pendenze (innaturali) del fronte spiaggia e quelle originarie della porzione sottoflutto, 0.04 m/m tra la +1m e la -0.5m IGM. L'entità dei volumi di sedimento che ha caratterizzato l'evoluzione netta della spiaggia emersa (2007-2010) si aggira intorno ai 75.000m<sup>3</sup> su una porzione di 1000m di tratto ripasciuto. La perdita di superficie media è di circa 33.000m<sup>2</sup> (Fig. 4.1.3.) e l'arretramento della linea di riva, intesa come 0 IGM, ammonta a circa 25m (Fig. 4.1.4.).

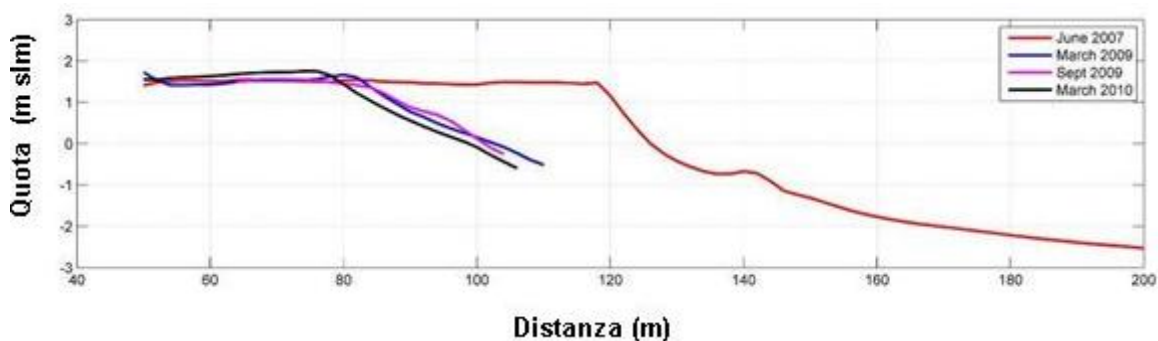
Nelle porzioni immediatamente sottoflutto alla zona di refluento (tra  $X_{1200}$  e  $X_{1500}$ ) l'avanzamento della linea di riva e l'innalzamento delle quote stanno a testimoniare una modesta redistribuzione del materiale ripasciuto lungo costa (almeno nelle porzioni contigue al ripascimento).



**Figura 4.1.2.** - Rilievo di prima pianta del cuneo ripasciuto spianato alla +1m IGM e localizzazione delle sezioni da cui sono estratti i profili rappresentativi. Le frecce indicano il verso della deriva litoranea netta.



**Figura 4.1.3.** – Andamento in pianta delle variazioni di quota 2007-2010. Le variazioni di quota sono state computate fino alla -0.9m IGM, quota raggiunta sia dal rilievo 2007 che 2010.

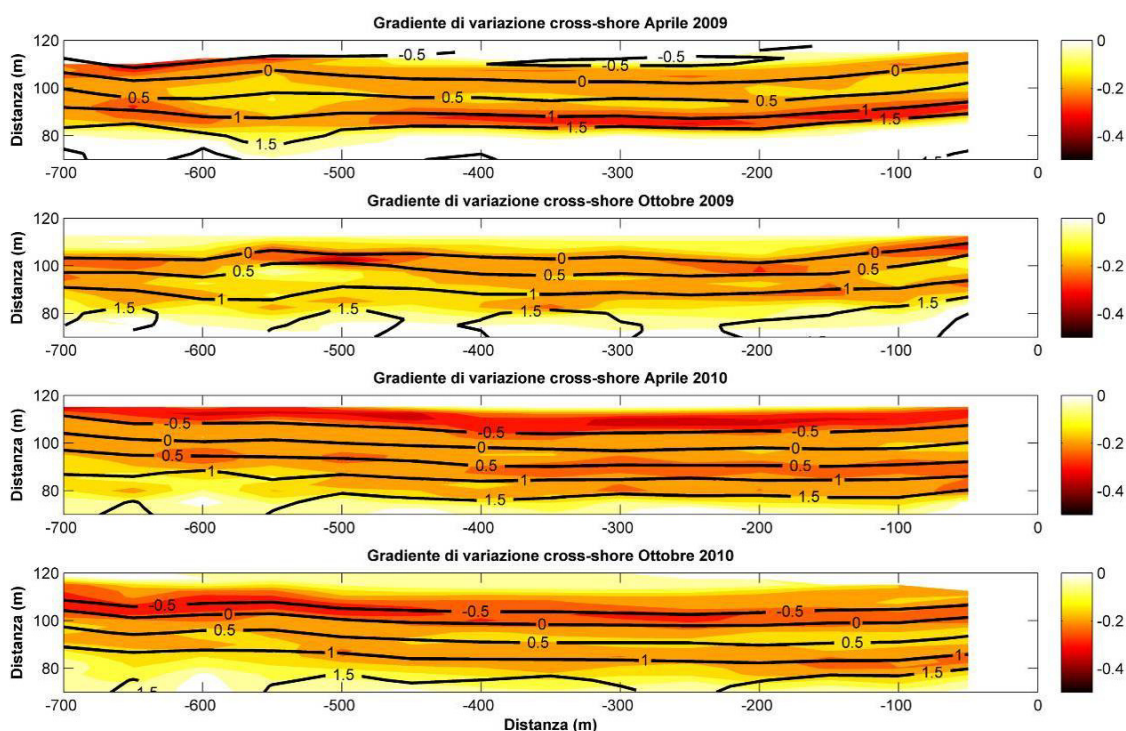


**Figura 4.1.4.** – Variazioni morfologiche susseguitesi nei tre anni successivi al ripascimento della spiaggia di Terracina. Particolare del settore emerso.

Le dinamiche evolutive che hanno operato tra il 2009 e il 2010 sono state analizzate con un maggior grado di dettaglio temporale, fornendo anche informazioni sulla stagionalità delle

variazioni morfologiche della spiaggia emersa. L'estensione del tratto monitorato è di 700m, da  $X_0$  a  $X_{700}$ .

L'andamento delle pendenze di spiaggia, esprimibile tramite il gradiente della superficie topografica misurata, mostra una chiara variazione stagionale nella costituzione della berma di tempesta. Nel rilievo di Aprile 2009, precedente alla stagione turistico-balneare, la spiaggia è caratterizzata da una brusca rottura di pendenza che si posiziona al passaggio tra la +1m e +1.5m IGM (Fig. 4.1.5).

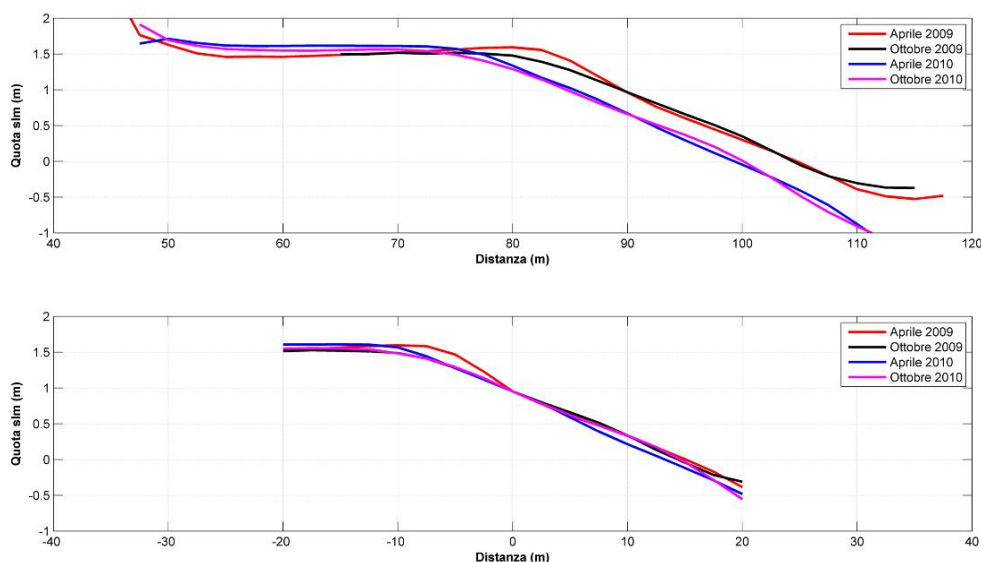


**Figura 4.1.5.** –Andamento delle pendenze della spiaggia nel intervallo Aprile 2009–Aprile 2010, unitamente alle quote topografiche (isolinee in neretto).

Ad Ottobre dello stesso anno, tale evidenza morfologica sembra diminuita. Durante il 2010 le tendenze evolutive pre- e post stagione estiva mostrano una caratteristica simile al 2009, anche se la morfologia della berma di tempesta è molto meno evidente. Se, nell'intervallo 2009-2010, lo spostamento *cross-shore* della linea di riva indica un tasso di arretramento di circa 5m/anno, un'analisi più dettagliata della morfologia del fronte di spiaggia evidenzia una minima variazione di forma dei profili (Fig. 4.1.6.). Oltre alla recessione omogenea del profilo di spiaggia avvenuta nel periodo (invernale) tra Ottobre 2009 e Aprile 2010, un'altra caratteristica importante è rappresentata dalla scomparsa della berma di tempesta (ben evidente nel pannello inferiore di figura 4.1.6.) e nella tendenza all'accumulo di

sabbia nella porzione a ridosso della strada litoranea (tutti i profili misurati terminano contro il muretto di protezione della strada).

L'evidenza morfologica della berma di tempesta è stata quantificata in relazione alla variazione di forma dei profili spianati alla +1m IGM (Fig. 4.1.6., pannello inferiore), ne risulta una perdita di circa 800m<sup>3</sup> di sabbia.

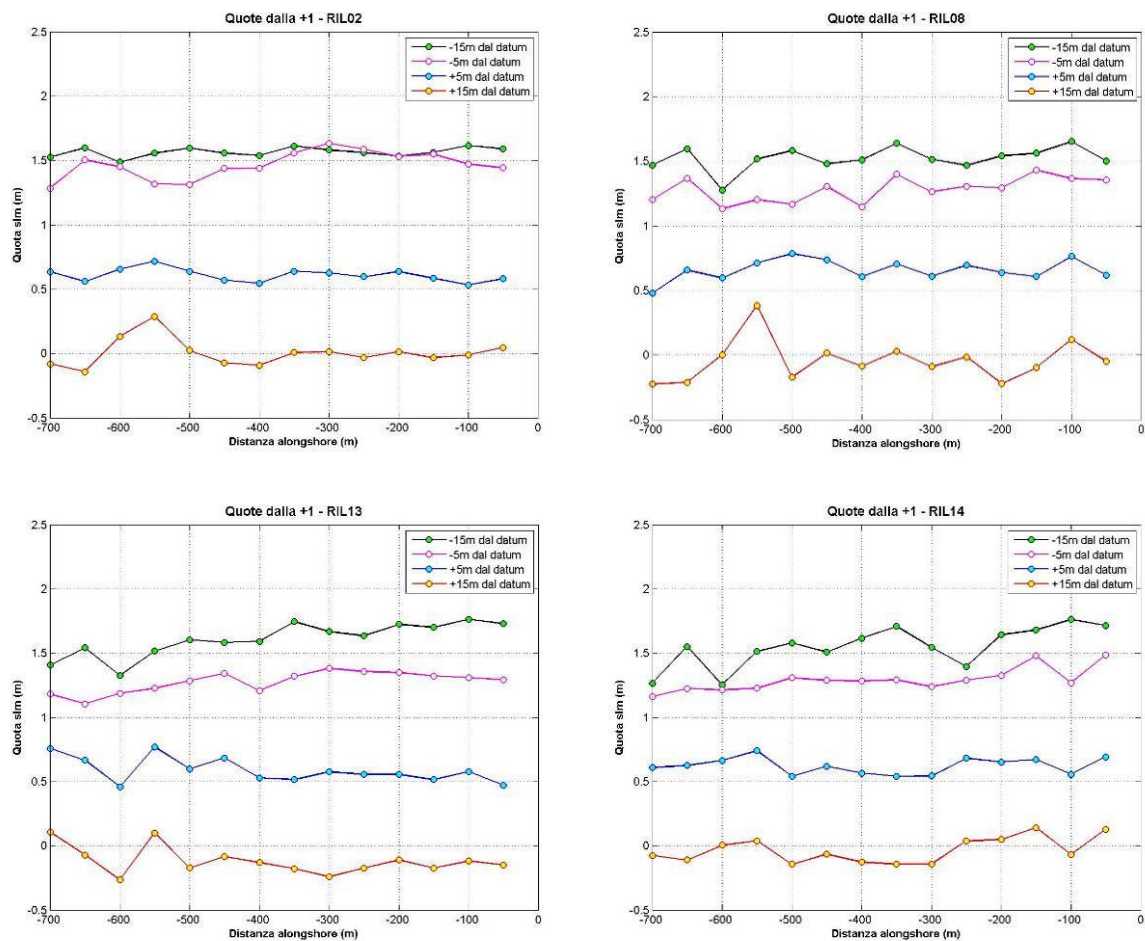


**Figura 4.1.6.** – Evoluzione del profilo di spiaggia nei periodi primaverili ed autunnali 2009 e 2010. Nel pannello superiore i profili mediati lungo costa, nel pannello inferiore gli stessi spianati alla +1m IGM e tagliati a  $\pm 20$ m da questo datum.

Analogamente l'accumulo di sedimento a ridosso della strada è valutabile intorno a 280m<sup>3</sup> di sabbia (si veda il paragrafo 4.1.3. per una trattazione più approfondita).

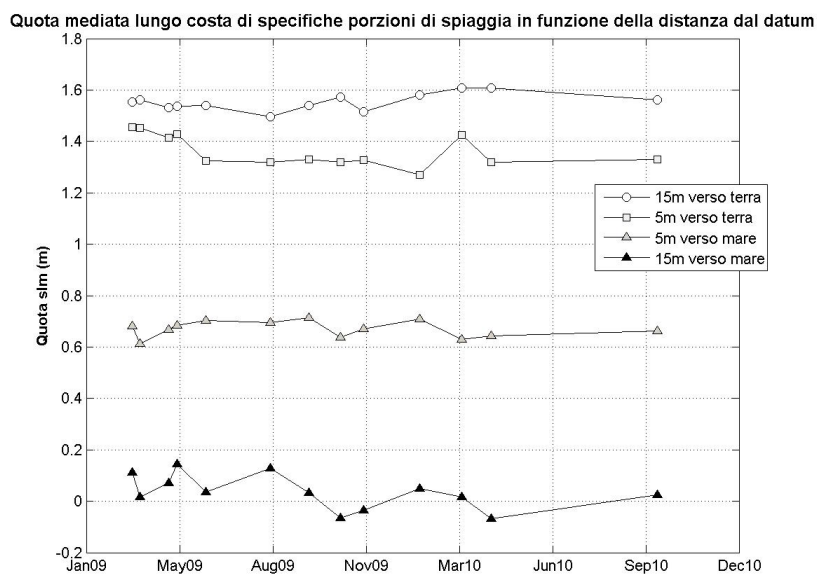
La variabilità morfologica ed altimetrica della spiaggia è stata sintetizzata tramite l'analisi dell'andamento altimetrico delle fasce di spiaggia poste a  $\pm 15$ m e  $\pm 5$ m dalla posizione *cross-shore* del datum (si veda Paragrafo 3.2.1.). L'andamento altimetrico di queste quattro fasce di spiaggia testimonia una morfologia regolare lungo tutto il tratto ad esclusione della posizione  $X_{600}$ , dove si registrano le maggiori variazioni di quota nelle porzioni prossime alla linea di riva (settori a +15m di distanza dal datum). Parallelamente, è individuabile un aumento di quota dei settori posti a retro del datum, caratteristica più marcata nella porzione sopraflutto e più evidente a partire da Aprile 2010 (Fig. 4.1.7.). L'andamento altimetrico di queste fasce di spiaggia ( $\pm 15$ m e  $\pm 5$ m dal datum) è stato mediato lungo costa e non mostra particolari tendenze (Fig. 4.1.8.)



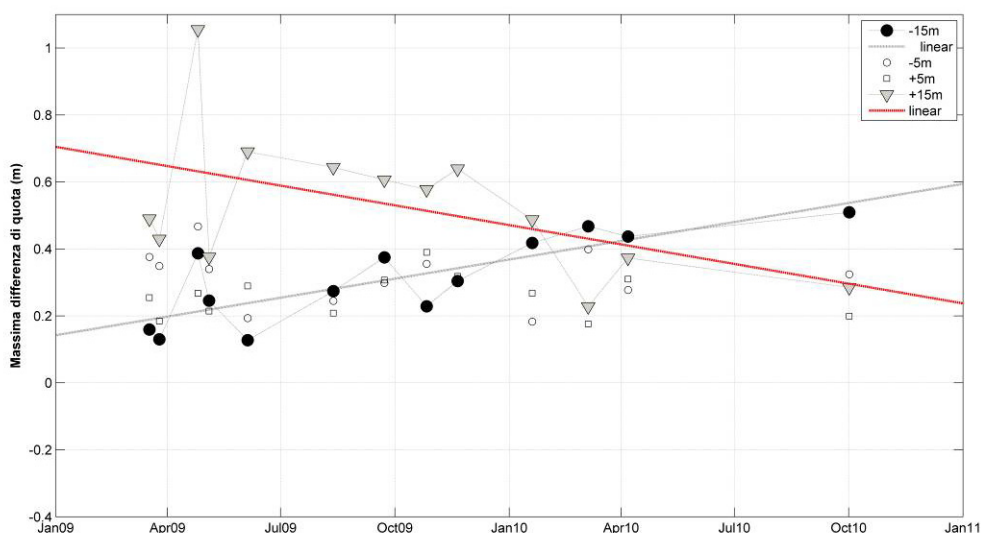


**Figura 4.1.7.** – Andamento altimetrico lungo costa di specifiche porzioni di litorale in funzione della loro posizione rispetto il *datum*. Rilievi topografici di Aprile 2009 (RIL02), Ottobre 2009 (RIL08), Aprile 2010 (RIL13), Ottobre 2010 (RIL14).

Se alternativamente, si considerano le massime variazioni altimetriche (*range*) delle suddette fasce di spiaggia ne risulta una tendenza alla diminuzione della variabilità altimetrica nella porzione verso mare (+15m), ed un concomitante incremento della stessa nelle porzioni retrostanti (-15m). Differentemente, le porzioni poste in prossimità del *datum* (ad una distanza di  $\pm 5m$ ) mostrano una variabilità limitata, intorno ai  $\sim 0.4m$  (Fig. 4.1.9.). Tale andamento altimetrico, ed in particolare le massime variazioni di quota, potrebbero essere degli utili indicatori della presenza di morfologie erosive/deposizionali più o meno accentuate.

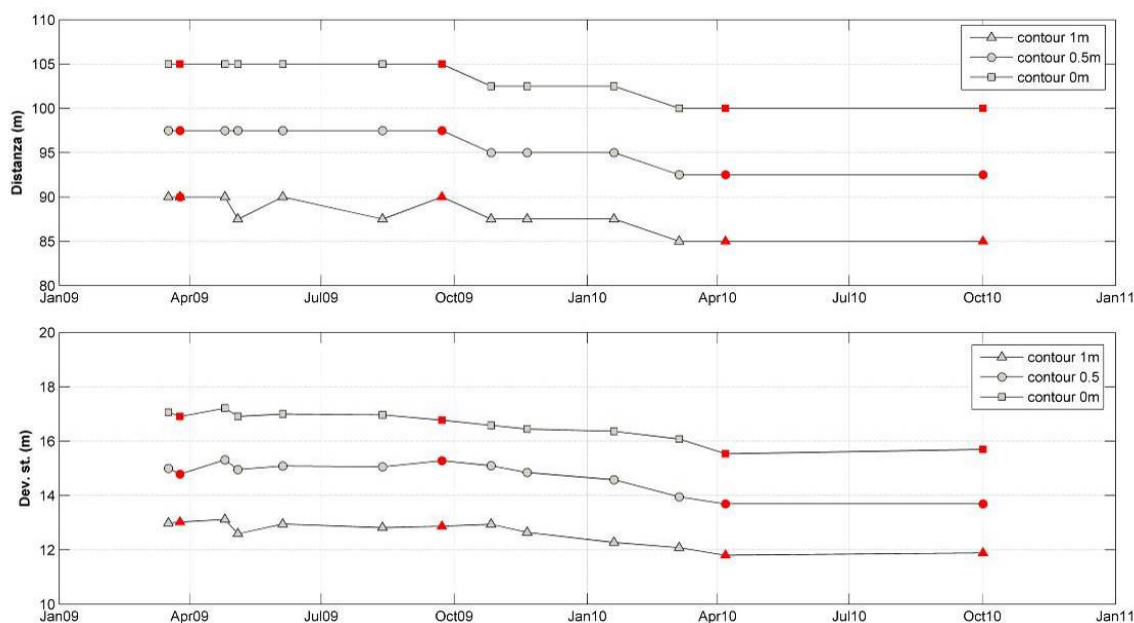


**Figura 4.1.8.** – Andamento altimetrico del fronte di spiaggia.



**Figura 4.1.9.** – Andamento delle massime variazioni altimetriche su specifiche porzioni di litorale e loro *fitting* lineare.

L'evoluzione *cross-shore* della spiaggia evidenzia un progressivo arretramento del profilo di spiaggia ed una modesta diminuzione della sua 'articolazione' lungo costa, espressa dalla deviazione standard, similmente alle porzioni a +15m dal *datum* (Fig. 4.1.9.). La morfologia evidenzia una minima variazione estiva (2009 e 2010) rispetto al periodo invernale (2009) in cui si assiste ad un progressivo arretramento del fronte di spiaggia, dalla isoipsa +1m IGM alla 0 IGM (Fig. 4.1.10.).

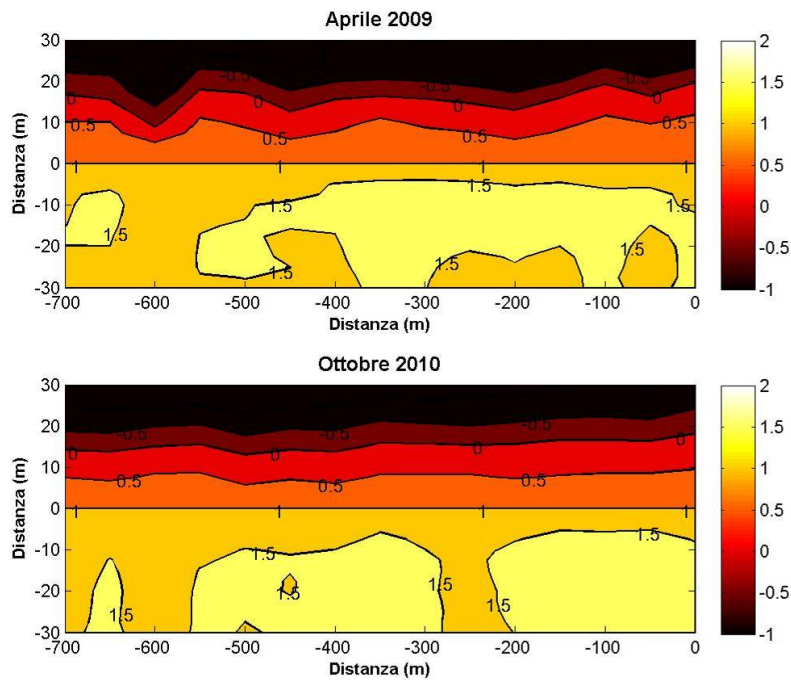


**Figura 4.1.10.** – Evoluzione *cross-shore* desunta dall’andamento nel tempo della posizione mediata lungo costa delle isoipse (*contour*) +1m, +0.5m e 0m IGM. Nel pannello inferiore si riportano le deviazioni dal posizionamento medio (deviazione standard). Con i pallini rossi si evidenziano i rilievi di Aprile 2009, Ottobre 2009, Aprile 2010 e Ottobre 2010.

Sintetizzando, l’evoluzione morfologica della spiaggia emersa è stata analizzata su due scale temporali differenti, nel lungo termine (2007-2010) la maggiore evidenza è data dal forte arretramento del cuneo di spiaggia ripasciuta e da un parallelo aumento dell’ampiezza di spiaggia nelle porzioni immediatamente sottoflutto (Fig. 4.1.3.).

Nel medio termine (2009-2010) oltre ai fenomeni di erosione del fronte di ripascimento, si registra una progressiva complicazione delle morfologie (e quindi delle quote) lungo costa. In particolare, mentre l’andamento della variabilità morfologica (sia planimetriche che altimetrica) sembra diminuire presso la linea di riva, la porzione posta a tergo di essa e a quote superiori di +1m IGM (*datum*) evidenzia una modesta variabilità altimetrica, anche nell’ordine dei 0.7m.

La porzione lungo costa che mostra la maggiori irregolarità altimetrica si posiziona intorno alla  $X_{600}$ , mostrando anche una certa persistenza nel tempo (Fig. 4.1.7.). Successivamente la stagione balneare 2010 si evidenzia una ulteriore irregolarità (inflexione) della superficie topografica nei pressi della  $X_{300}$  (Fig. 4.1.11.).



**Figura 4.1.11.** – Primo ed ultimo rilievo topografico eseguito, entrambe spianati al *datum* (+1m IGM).

#### 4.1.2. Variabilità morfologica del settore sommerso

L'obiettivo dell'analisi morfologica dei fondali è spesso riconducibile all'analisi geometrica e planimetrica delle forme che spesso li caratterizzano. Le barre sommerse rappresentano una caratteristica ubiquitaria del settore sommerso e la loro variabilità descrive la quasi totalità delle variazioni morfologiche dell'intero *nearshore* (Wijnberg & Terwindt, 1995; Plant et al., 2001; Li et al., 2005).

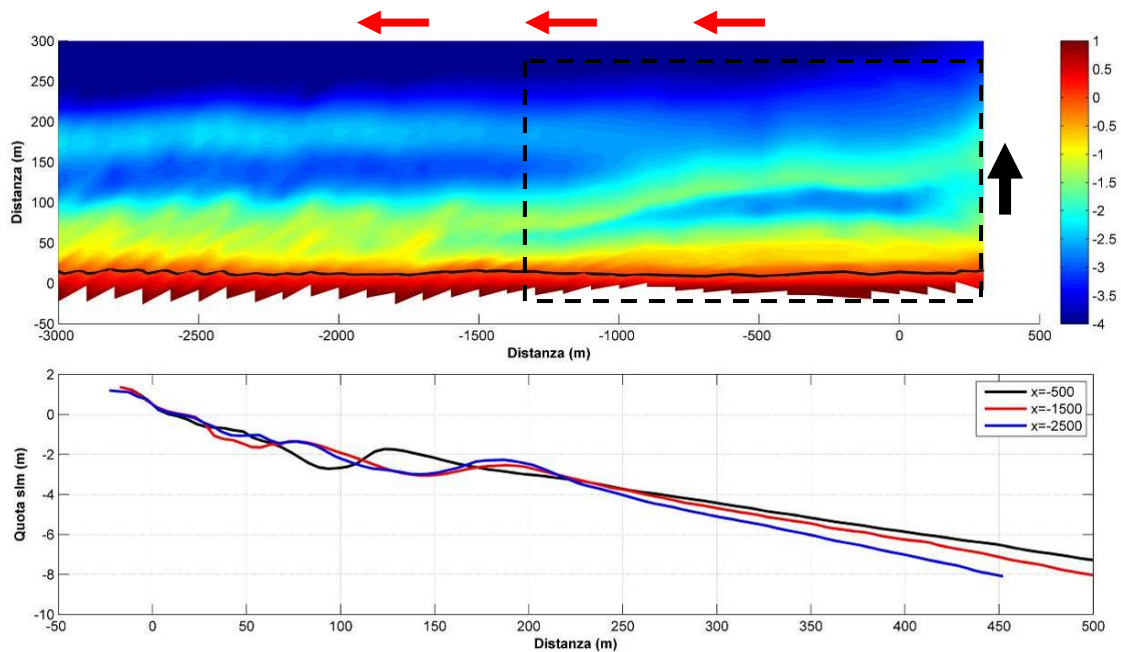
A tal riguardo, informazioni pregresse sulla morfologia dei fondali del tratto analizzato sono limitate. L'Atlante delle Spiagge Italiane (CNR, 1981) indica che presso il Lungomare di Terracina è presente un sistema di barre disposte parallelamente a costa. Indicazioni specifiche sul numero delle barre non viene fornito, probabilmente per una diretta osservazione di una sua variabilità nel tempo. Evangelista et al. (1992), già qualche decennio fa, riconoscevano un decremento del volume delle barre presenti sul litorale.

Da una semplice analisi delle foto aeree a disposizione, opportunamente georeferite e roto-traslate nel sistema locale *Terracina -orto*, è risultato che almeno nel periodo 1994-1998 il litorale di Terracina abbia sperimentato un passaggio da un sistema a barra singola (estate 1994) ad uno a barra doppia (estate 1996 ed estate 1998). La mancanza di ulteriori

immagini aeree di qualità ha pregiudicato la possibilità di estendere nel tempo tale semplice osservazione (si vedano le tavole fuori testo Tav. 1, 2 e 3).

Nel 2003 la Regione Lazio ha commissionato una serie di rilievi topo-batimetrici per definire lo stato dei litorali Laziali. La morfologia 2003 rappresenta, pertanto, l'unico rilievo di dettaglio utilizzabile per l'analisi delle morfologie autonome della spiaggia pre-ripascimento (conclusosi nel Giugno 2007).

Il rilievo è stato elaborato costruendo un grigliato di interpolazione della maglia 100m x 5m ed è stato spianato (come tutti gli altri rilievi batimetrici) alla quota +0.5m IGM. Tale rilievo ha ulteriormente permesso l'analisi di una porzione di litorale più ampia (da  $X_{3000}$  a  $X_{500}$ ) del tratto ripasciuto nel 2007 (Fig. 4.1.12. e Tav. 4).



**Figura 4.1.12.** – Morfologia della spiaggia di Terracina ad Aprile 2003 in pianta (pannello superiore) ed in sezione (pannello inferiore). La freccia nera indica la posizione della foce armata del Poratore e quella rossa il verso del *drift* litoraneo. Il riquadro mostra l'area di ripascimento 2007.

Si ricorda che la spiaggia di Terracina è limitata verso ponente (intorno alla  $X_{600}$ ) dalla foce armata del Fiume Portatore, le cui portate idriche non sono ben documentate e quelle solide sono minime (Gandolfi & Paganelli, 1984).

Le caratteristiche del sistema di barre mostra alcune differenze lungo costa, sia dal punto di vista della continuità laterale delle barre che della geometria dei corpi di barra. La porzione compresa tra  $X_{500}$  e  $X_{1000}$  è caratterizzata da un'unica barra con disposizione obliqua rispetto la linea di riva, di seguito denominata *barra di sopraflutto*. Un profilo

caratteristico di tale porzione è riportato nel pannello inferiore di figura 4.1.12. ( $X_{500}$ ), si evidenzia un truogolo ben sviluppato con quote prossime ai -3m a circa 80m da riva. La continuità laterale del truogolo è strettamente subordinato all'andamento obliquo della barra che tende a chiuderlo sottoflutto. La forma in sezione della barra è notevolmente asimmetrica, con il lato verso terra (*lee side*) molto più pendente del lato verso mare (*stoss side*). La cresta di barra ha una profondità media di -1.7m e nella sua posizione più esterna (orientazione obliqua) si attesta a circa 120m dal *datum*.

Nelle porzioni sottoflutto (da  $X_{1000}$  a  $X_{3000}$ ) la *barra di sopraflutto* va ad allinearsi parallelamente a costa ad una distanza di circa 70m e viene bordata da un truogolo profondo circa -2m. L'elevato errore di interpolazione (dovuto, presumibilmente, alle basse quote di sommergenza della cresta di barra e quindi ad un disturbo eccessivo nel segnale dell'ecoscandaglio) non facilita il riconoscimento della sua forma planimetrica, probabilmente discretamente articolata.

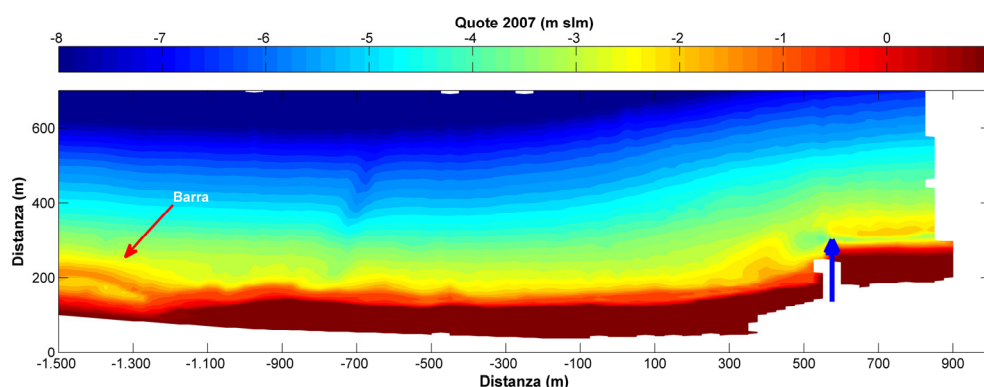
La zona posta in prossimità di  $X_{1000}$  rappresenta il settore di raccordo morfologico e sedimentario tra la porzione di spiaggia a barra singola e quello a barra doppia. La barra esterna posizionata dalla  $X_{1000}$  a  $X_{3000}$  mostra un andamento parallelo e rettilineo con una geometria del corpo di barra simmetrica. La cresta si posiziona a circa 180m dal *datum* con una profondità media della cresta di -2.5m che tende a diminuire sottoflutto (Fig. 4.1.12.).

L'andamento dei fondali posti a quote maggiori registra un aumento progressivo delle pendenze da Ovest ad Est, ovvero nella direzione del trasporto litoraneo netto, fenomeno già evidenziato nell'Atlante delle Spiagge Italiane (CNR, 1981).

In sintesi, l'unica osservazione disponibile sulla morfologia 'naturale' della spiaggia di Terracina risale ai rilievi regionali eseguiti nell'Aprile del 2003. I fondali si articolano in due sub-unità. La porzione adiacente alla foce del Portatore (da  $X_{500}$  a  $X_{1000}$ ) presenta una singola barra, asimmetrica in sezione, ed orientata obliquamente a costa. La continuità laterale di tale corpo di barra è in relazione sia con la barra esterna che con quella interna nelle porzioni sottoflutto. La porzione più distante dal Portatore (da  $X_{1000}$  a  $X_{3000}$ ) mostra una morfologia a due barre, lineari e parallele a costa. In particolare, la barra esterna registra un debole aumento delle quote di cresta nel verso della corrente litoranea prevalente. La *barra di sopraflutto* potrebbe indicare un settore in cui il materiale viene ridistribuito lungo costa, zona di *bypass*. L'accumulo dei materiali trasportati lungo riva è forzato dall'azione idraulica del Portatore, che funge appunto da pennello idraulico,

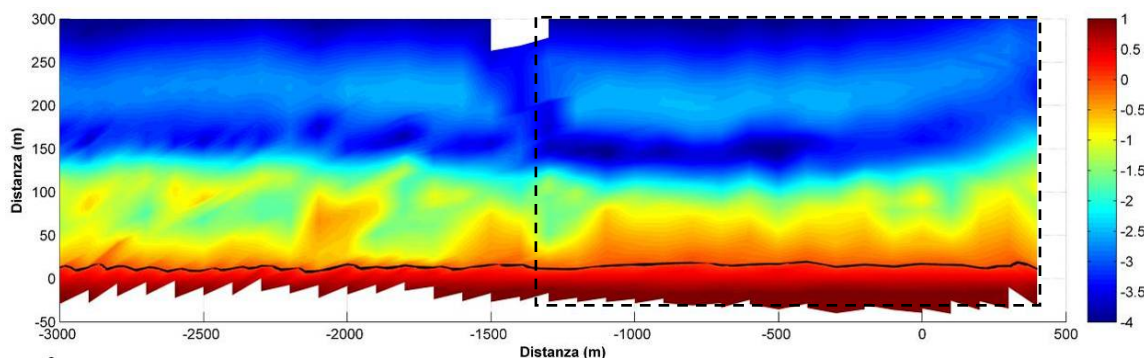
successivamente la deriva potrebbe convogliare tali materiali a differenti profondità (connessione fisica sia con la barra interna che barra esterna) in funzione della velocità della corrente, e quindi dell'altezza d'onda.

La morfologia di seconda pianta, Giugno 2007, testimonia il tombamento delle precedenti morfologie sommerse nella zona di ripascimento. La morfologia della barra originaria, precedente al ripascimento, è testimoniata esclusivamente nei settori sottoflutto all'area ripasciuta, tra  $X_{-1000}$  e  $X_{-1500}$  (Fig. 4.1.13.).



**Figura 4.1.13.** – Morfologia a fine ripascimento, Giugno 2007. La freccia blu indica la foce del Portatore mentre quella rossa la barra che caratterizza le porzioni sottoflutto.

A due anni dal ripascimento la morfologia sommersa si presenta caratterizzata da un sistema a barra doppia (Fig. 4.1.14.).



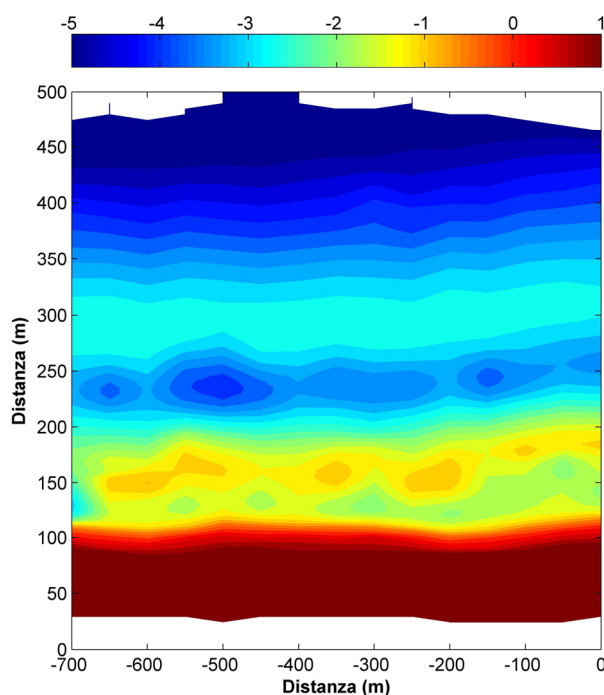
**Figura 4.1.14.** – Morfologia a due anni dal ripascimento, Luglio 2009. La qualità dell'interpolazione è stata vincolata dalla spaziatura di acquisizione del dato originale. Il riquadro indica l'area ripasciuta nel 2007.

La barra esterna è posta ad una distanza media di 220m dal *datum* (+0.5m IGM), le quote della cresta si aggirano intorno ai -2.5m slm. In particolare la cresta di barra presenta una culminazione nei pressi del settore compreso tra  $X_{-2000}$  e  $X_{-500}$ . Il truogolo esterno mostra una variabilità lungo costa modesta, con una zona più depressa in prossimità della culminazione della cresta di barra esterna, dove si raggiungono profondità di -4m a circa

150m dal *datum*. L'andamento delle profondità nel truogolo esterno sembra ben correlarsi alla morfologia erosiva che interrompe la continuità della cresta di barra esterna (sistema di correnti di *rip*).

Un rilievo di maggior dettaglio, eseguito in una porzione più ristretta di spiaggia, il mese successivo (Agosto 2009), ha fornito maggiori informazioni sulla morfologia della barra interna, la cui risoluzione spaziale fornita dall'interpolazione del rilievo di Luglio 2009 è stata sicuramente minore (Fig. 4.1.15.). La barra interna è caratterizzata da un andamento articolato in culminazioni e depressioni, e comunque ben limitata dal truogolo interno. Similmente sia il truogolo interno che quello esterno mostrano una discreta variabilità altimetrica lungo costa.

In media si può identificare la posizione della cresta di barra interna e di quella esterna a circa 70m e 200m dal *datum*, con quote di -1.3m e -2.6m (Fig. 4.1.16.).



**Figura 4.1.15.** – Rilievo di dettaglio dei fondali spianato al datum (+0.5m IGM), Agosto 2009.

Le depressioni nel truogolo esterno corrispondono a delle inflessioni della cresta di barra esterna, con particolari evidenze presso  $X_{500}$  e  $X_{150}$ . Le culminazioni della barra interna sono leggermente sfasate rispetto al sistema barra/truogolo esterno, e si posizionano presso  $X_{600}$  e  $X_{200}$ . Va sottolineato che le zone di culminazione della barra interna si posizionano



sempre ad una distanza minore dal *datum*. Le minime distanze tra la cresta di barra interna e la linea di riva sono prossime ai 50m.

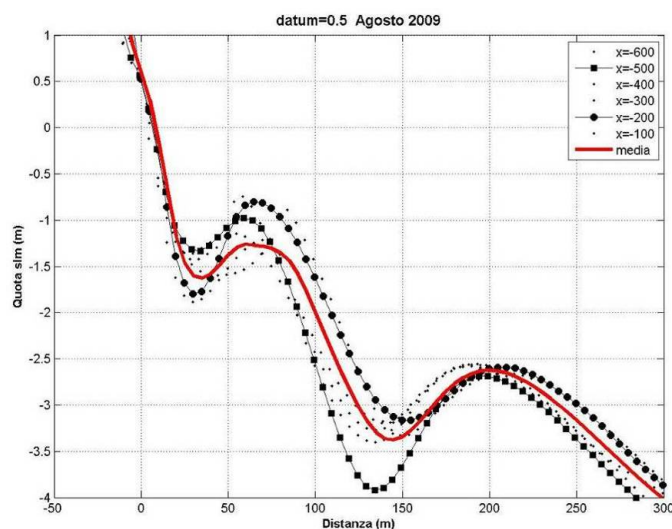


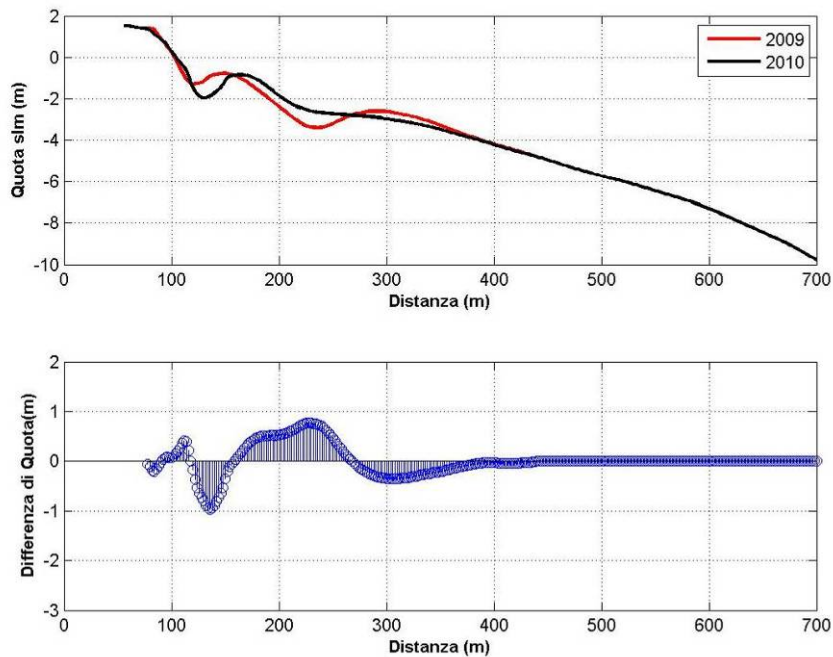
Figura 4.1.16. – Andamento lungo costa dei profili di spiaggia, e loro confronto con il profilo medio.

Nella porzione sotto flutto, il sistema barra/truogolo interno sembra più articolato, e contraddistinto da una posizione della cresta di barra più lontana da riva (circa 100m dal *datum*), parallelamente il truogolo evidenzia una maggiore ampiezza e profondità (Fig. 4.1.14.). Va tuttavia ricordato che tali considerazioni sono da considerarsi qualitative, in quanto desunte da un rilievo la cui risoluzione è stata fortemente inficiata dal dato originale, acquisito con una maglia di 100m lungo costa.

L'evoluzione morfologica che segue la stagione invernale 2009/2010 registra una diminuzione dell'evidenza morfologica del sistema barra/truogolo esterno ed un aumento di dimensioni della barra interna, che si posiziona ad una maggiore distanza da riva (Fig. 4.1.17.).

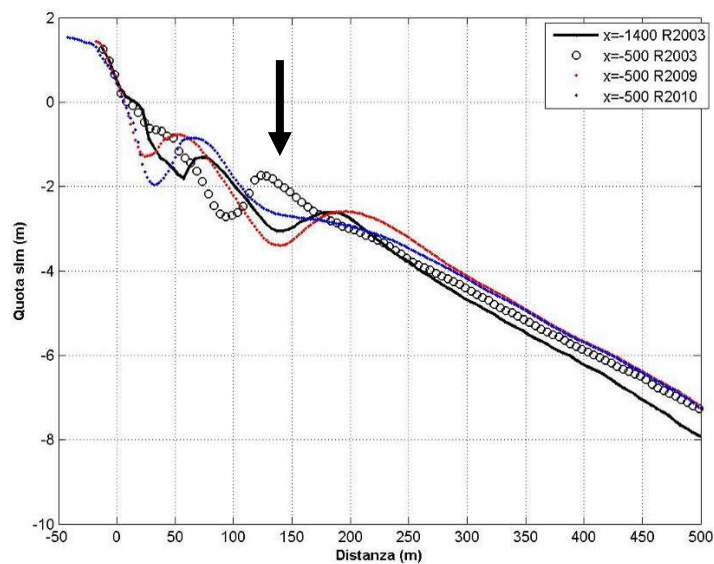
In sintesi, l'evoluzione morfologica del tratto analizzato è stata condotta su più intervalli temporali. Un'analisi di lungo termine (anni) ci indica che il litorale di Terracina è stato caratterizzato sia da un sistema di barre doppie che singole, ulteriormente la condizione del 2003 evidenzia una coesistenza lungo 3km di litorale di una porzione a barra singola ed una a barra doppia. L'evoluzione morfologia post ripascimento<sup>13</sup>, similmente evolve da una situazione a barra doppia (coerentemente su tutto il tratto) ad una a barra singola.

<sup>13</sup> Misurata nel solo intervallo 2009-2010.



**Figura 4.1.17.** – Variazione dei profili medi tra il periodo estivo 2009 e quello primaverile 2010.

Il confronto tra i profili caratteristici del 2003, 2009 e 2010 (Fig. 4.1.18.) evidenzia che il posizionamento *cross-shore* delle creste di barra interna varia tra 50m e 75m dal *datum*, mentre quello della barra esterna tra 180m e 200m dal datum. L'unica deviazione è rappresentata dalla posizione 2003 della *barra di sopraflutto* (indicata dalla freccia nera in figura).



**Figura 4.1.18.** – Morfologie delle barre nel settore analizzato. La freccia indica la posizione *cross-shore* della *barra di sopraflutto* del 2003, si veda la figura 4.1.12..

### 4.1.3. Variabilità volumetrica post-ripascimento

Le modalità e le quantità di volumi movimentati durante i tre anni successivi al ripascimento viene di seguito analizzato.

In particolare è stata condotta un'analisi di lungo e breve termine sull'intero profilo di spiaggia estratto dai rilievi topo-batimetrici. Un maggior grado di dettaglio è stato ottenuto dall'analisi dei soli dati topografici, acquisiti con una frequenza temporale (e spaziale) maggiore dei rilievi batimetrici.

In figura 4.1.19. vengono riportati i profili rappresentativi di 1000m di litorale ripasciuto eseguiti nell'estate 2007 e in Agosto 2009.

Si possono individuare quattro differenti zone di erosione/accumulo:

1. zona erosiva al fronte del cuneo ripasciuto (*beachface*);
2. zona di accumulo nei pressi della barra interna;
3. zona di erosione nella porzione del truogolo esterno;
4. zona deposizionale presso la barra esterna.

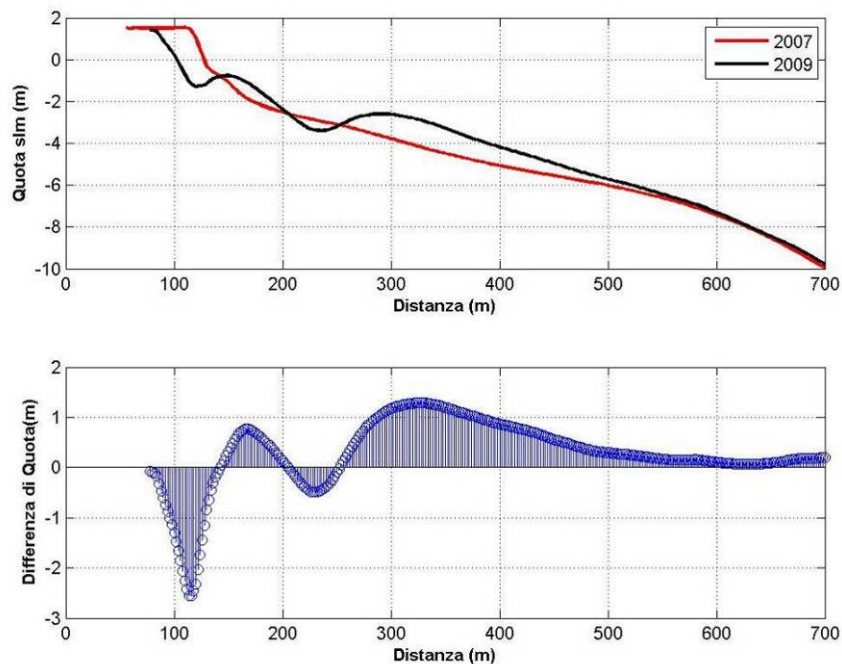
L'entità volumetrica<sup>14</sup> delle zone riconosciute è la seguente:

1. erosione di  $74.8\text{m}^3/\text{m}$ ;
2. accumulo di  $28.7\text{m}^3/\text{m}$ ;
3. erosione di circa  $14.6\text{m}^3/\text{m}$ ;
4. accumulo di circa  $227\text{m}^3/\text{m}$ .

Chiaramente tale computo è comprensivo tanto dell'apporto sedimentario *cross-shore* che lungo costa. Un semplice bilancio all'interno della macro-area analizzata ci indica che la porzione di spiaggia ripasciuta, a due anni dall'intervento mostra un bilancio sedimentario positivo che ammonta a circa 150 mila  $\text{m}^3$  di sabbia. La barra esterna rappresenta la zona con maggiore accumulo, il cui volume è almeno un ordine di grandezza maggiore della sorgente locale, appunto il materiale eroso dalla spiaggia emersa. Ne consegue che, a meno di errori di misure batimetriche maggiori di 1m (difficilmente raggiungibili), la costituzione della barra esterna ha fortemente risentito dell'apporto di materiali lungo costa. Si ricorda che in totale sono stati sversati nel paraggio circa 1.3 milioni di  $\text{m}^3$  di sabbia (Fig. 4.1.). Nell'estate 2008, infatti, la foce del Portatore ha subito notevoli problemi di insabbiamento.

---

<sup>14</sup> Computata su un 1km di litorale.



**Figura 4.1.19.** – Differenza di quota tra il 2007 e il 2009.

Differentemente, le variazioni volumetriche nei pressi della spiaggia sommersa superiore indicano una probabile redistribuzione in senso *cross-shore* di parte del materiale che è stato asportato dal fronte del cuneo di ripascimento e che ha ripasciuto la barra interna.

L'evoluzione 2009-2010 è stata contraddistinta da uno spostamento di volumi minori di sedimento (Fig. 4.1.17.), differenziabili nelle seguenti zone di erosione/accumulo:

- a) erosione del *lee side* della barra interna;
- b) accumulo nei pressi del trugolo esterno;
- c) erosione della cresta di barra esterna.

L'entità volumetrica<sup>15</sup> è la seguente:

- a) asporto di 22.7 m<sup>3</sup>/m;
- b) deposizione di 53.3 m<sup>3</sup>/m;
- c) asporto di 27 m<sup>3</sup>/m.

Il bilancio della spiaggia è nullo, ovvero la quantità di materiale che si sposta dalla barra interna ed esterna è bilanciato dal materiale in accumulo nel trugolo. Tale movimentazione non necessariamente implica una movimentazione dei materiali esclusivamente *cross-shore*, ma sicuramente mette in relazione la dinamica di tre differenti porzioni del profilo, le barre ed il trugolo esterno.

<sup>15</sup> Computata su un 1km di litorale.

L'evoluzione volumetrica della sola spiaggia emersa, sebbene fornisca una informazione non completa, ci individua le quantità e i periodi in cui si è modificato sensibilmente il fronte di ripascimento.

Nel periodo primaverile-estivo la spiaggia è contraddistinta da una minima movimentazione di materiali. In particolare nel 2009 si riscontra una perdita di circa 2 m<sup>3</sup>/m della berma di tempesta su una perdita complessiva di 3.8 m<sup>3</sup>/m (Fig. 4.1.6.).

La stagione autunnale ed invernale 2009/2010 è contraddistinta da un arretramento progressivo di tutto il profilo di spiaggia e da una perdita volumetrica di circa 7.1 m<sup>3</sup>/m. La successiva stagione primaverile ed estiva è stata caratterizzata da minime variazioni volumetriche.

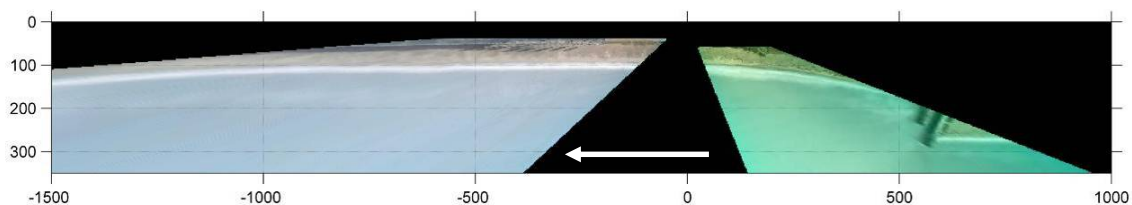
In sintesi, la redistribuzione dei materiali nei primi due anni di ripascimento ci indica una dinamica molto consistente, atta alla ricostruzione di un novo profilo equilibrio. In tale fase il contributo della deriva litoranea ha giocato positivamente nella formazione della barra esterna. La cresta di barra esterna, ulteriormente, mostra una culminazione in prossimità del tratto di ripascimento, differentemente dalla situazione 2003, in cui le creste di barra esterna andavano aumentando di quota nel verso della deriva litoranea come risultato della decelerazione dei flussi in prossimità della struttura portuale di Terracina. L'evoluzione di breve periodo (2009-2010) ci indica che nel periodo invernale si manifesta una fase erosiva in cui il fronte spiaggia arretra progressivamente ed omogeneamente, perdendo circa 7000m<sup>3</sup><sup>16</sup>. Contestualmente, la barra interna tende a spostarsi verso mare (circa 20m) e il sistema barra/truogulo esterno perde la propria evidenza morfologica. Tale evoluzione, se non vincolata all'apporto sedimentario dalle porzioni sopraflutto, indicherebbe una redistribuzione di sedimento lungo il profilo con un bilancio quasi nullo.

## **4.2. Analisi video-morfologica**

E' stata analizzata una porzione di litorale di 1km, corrispondente alla porzione ripasciuta nel 2007, in particolare è stato analizzato il tratto dalla  $X_0$  alla  $X_{1000}$  inquadrato dalla telecamera di Levante s3 e posto sottoflutto della foce armata del Portatore (Fig. 4.2.1.).

---

<sup>16</sup> Computati su un 1km di litorale.



**Figura 4.2.1.** – Porzione di litorale inquadrato dal sistema SVM *Torre del Sole*. La freccia indica il verso della deriva litoranea netta.

Il *data set* a disposizione è costituito da 112, 46 e 102 osservazioni per la linea di riva, la barra1 e la barra2 in un periodo temporale di circa 3 anni (Tab. 4.1.). Le denominazioni delle barre (**barra 1** e **barra2**) sono state vincolate al loro ordine di apparizione, che verrà successivamente argomentato.

**Tabella 4.1.** – Frequenza di acquisizione del dato video-morfologico.

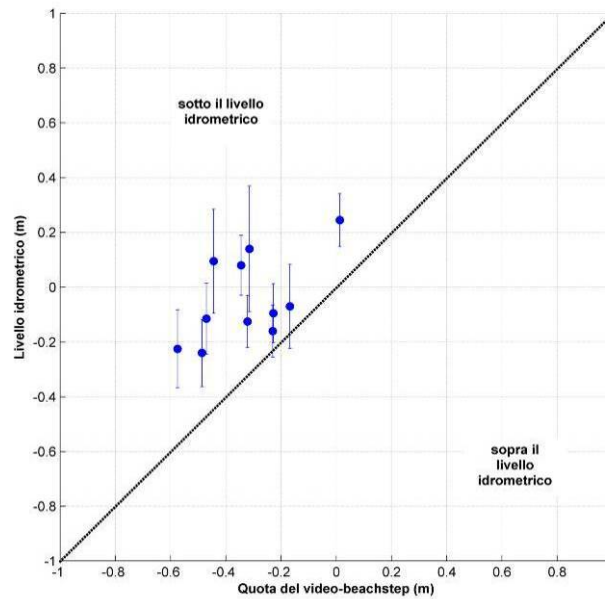
	<b>Linea di riva</b>	<b>Barra 1</b>	<b>Barra2</b>
<b>Valore max.</b>	127gg	149gg	127gg
<b>Media</b>	9.2gg	17.5gg	6.5gg
<b>Mediana</b>	3gg	8gg	2gg
<b>Moda</b>	2gg	1gg	1gg
<b>Dev. St.</b>	17.6gg	27.2gg	14.6gg
<b>Range</b>	126gg	148gg	126gg
<b>Num. Oss.</b>	112	46	102

#### **4.2.1. Rappresentatività morfologica delle video-morfologie**

La rappresentatività morfologica delle informazioni estratte da video è stata definita a mezzo del confronto con i dati topo/batimetrici acquisiti nel corso del 2009-2010, dei livelli idrometrici misurati dal mareografo, delle caratteristiche d'onda estratte dal modello SWAN.

##### ***Frangimento a riva – BEACH STEP***

La linea di riva intesa come frangimento a riva (*beach step*) è stata tarata con 11 rilievi topografici. Per ogni rilievo utile è stata interpolata la quota della video-morfologia ed è stata mediata lungo costa. Il valore ottenuto è stato paragonato alle quote idrometriche misurate al momento del rilievo topografico, e le deviazioni standard dovute al processo di media spaziale sono state inserite come barre di errore (Fig. 4.2.2.).



**Figura 4.2.2.** – Quota IGM della video-morfologia *beach step* e relative incertezze.

La relazione tra livello idrometrico e quota IGM dello *beach step* indica una chiara, e prevedibile, dipendenza del secondo dal primo. In particolare, il *beach step* si posiziona a quote IGM sempre inferiori del livello idrometrico.

Una relazione lineare ben definita, anche per il minimo numero di dati disponibili, non è tuttavia estrapolabile visto che il coefficiente di correlazione è di 0.3.

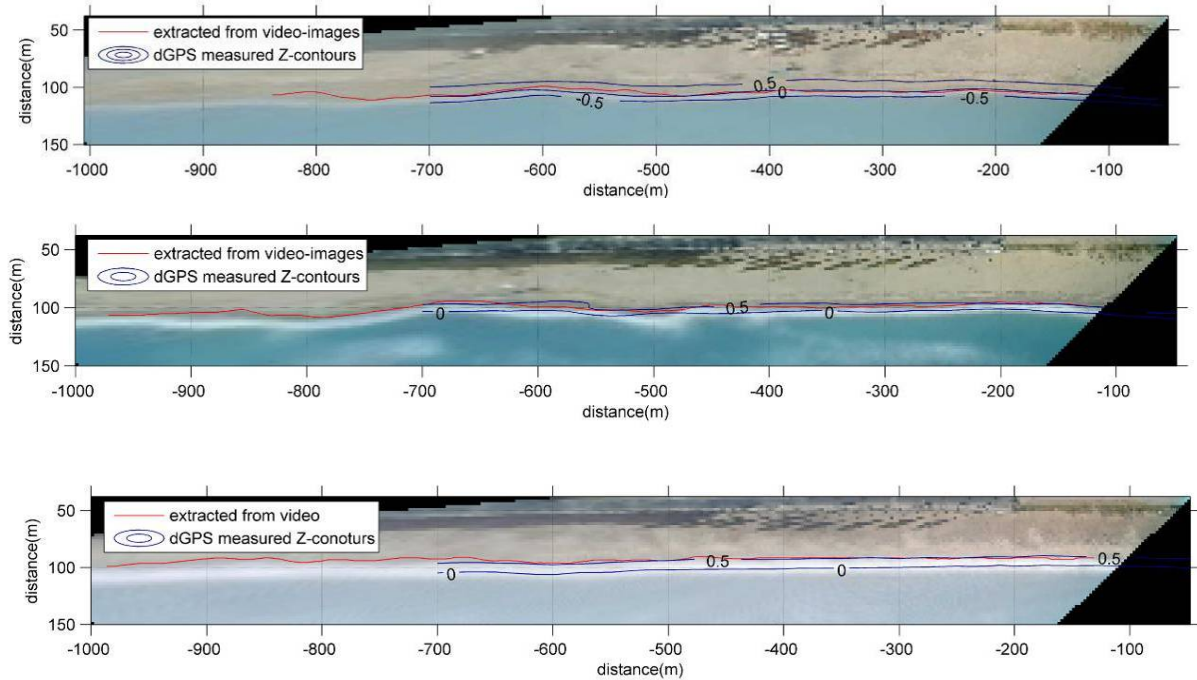
#### ***Limite spiaggia asciutta/bagnata - SWASH***

La quota IGM dello *swash* segue una simile relazione con il livello idrometrico, ma posizionandosi a quote maggiori rispetto lo zero IGM (Fig. 4.2.3.).

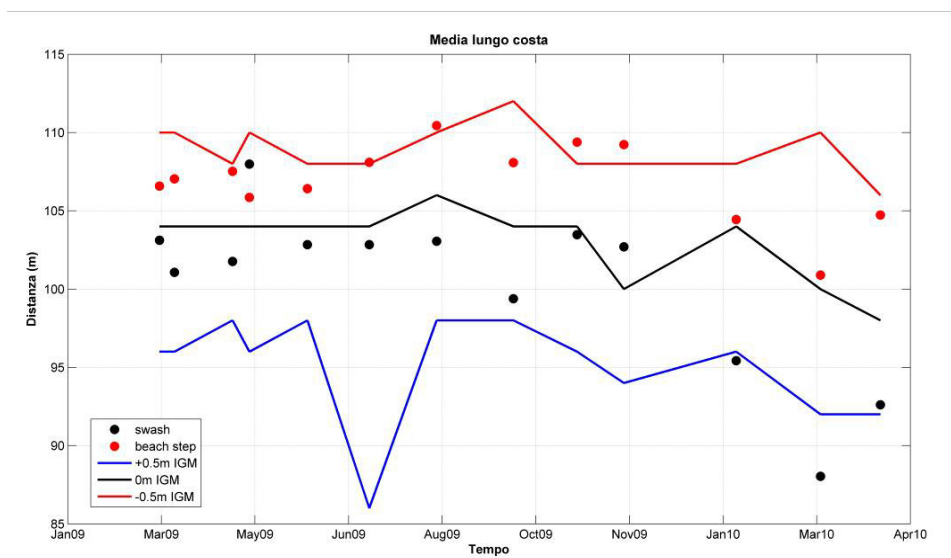
In base alle evidenze topografiche il *beach step* oscilla tra quote sempre inferiori dello zero IGM, mentre lo *swash* si posiziona a quote comprese tra lo zero IGM e lo +0.5m IGM (Fig. 4.2.4.).

In sintesi, e tenendo in considerazione che le assunzioni fatte si limitano ad un periodo in cui le pendenze medie della zona di battigia sono rimaste simili, si può individuare nel posizionamento del video-*beach step* la posizione di massima turbolenza nel frangimento sulla linea di riva, processo fisico alla base della formazione della morfologia di *beach step*. La quota ( $z$ ) di tale video-morfologia è sempre inferiore allo 0 IGM e al corrispettivo livello idrometrico. Differentemente, il limite spiaggia asciutta/bagnata, denominato *swash*,

ha trovato un corrispettivo morfologico e fisico meno evidente, fornendo il posizionamento di una zona della linea di riva compresa tra lo 0 e lo +0.5m IGM. La rappresentatività di tale porzione al limite spiaggia asciutta/bagnata è stata soprattutto vincolata dalla metodologia utilizzata per la sua estrazione (si veda paragrafo. 3.3.5.).



**Figura 4.2.3.** – Posizione xyz dello *swash* interpolata dai rilievi topografici di Aprile 2009, Settembre 2009 e Marzo 2010.



**Figura 4.2.4.** – Rappresentatività morfologica delle video-morfologie *beach step* e *swash* per i periodi di rilievo topografico.



### ***Frangenza sulle barre sommerse***

In generale, la posizione della cresta di barra ( $xc$ ) fornisce la rappresentazione più compatta del comportamento di una barra (Plant et al., 2001). Quindi, molte ricerche si sono concentrate sull'analisi della posizione della cresta di barra (ad esempio Lippmann et al., 1993) e sulla sua variazione nel tempo (ad es. Birkemeier, 1984; Gallagher et al., 1998). Ulteriormente, altri parametri morfometrici del corpo di barra sono spesso statisticamente relazionati alla posizione della cresta di barra (Ruessink & Kroon, 1994; Pruszek et al., 1997).

Il sistema di video-monitoraggio utilizzato è in grado di visualizzare la morfologia sommersa tramite il posizionamento della zona di frangimento sulle barre sommerse mediato in dieci minuti (immagine *timex*). La posizione dal massimo valore di intensità ( $xi$ ) fornisce, pertanto, una buona indicazione della posizione  $xy$  della cresta di barra ( $xc$ ).

Tipicamente,  $xi$  devia da  $xc$  di una distanza  $\Delta x$ ,

$$\Delta x = xi - xc . \quad (4.1)$$

$\Delta x$  è dell'ordine della decina di metri e varia nel tempo e lungo costa in funzione dell'altezza d'onda  $Hs$ , del livello idrometrico  $\eta$  e della batimetria stessa (van Enckevort & Ruessink, 2001)

$$\Delta x = f(Hs, \eta, batimetria). \quad (4.2)$$

Questa dipendenza è facilmente intuibile, visto che il posizionamento della frangenza sulle barre è funzione della batimetria, della profondità della cresta di barra e dell'altezza d'onda.

E' stata condotta un'analisi simile sul *data set* di batimetrie a disposizione, limitando però la valutazione di  $\Delta x$  in funzione della sola altezza d'onda  $Hs$

$$\Delta x = f(Hs). \quad (4.3)$$

Tale semplificazione è stata vincolata sia dalla natura e tipologia dei dati ondosi a disposizione, sia da alcune considerazioni di tipo oceanografico.

Il valore di  $\eta$  assume un'informazione differente in funzione della localizzazione della misura. Se tale parametro deve essere utilizzato per stimare la sua influenza sul processo di frangimento sulle barre deve, di fatto, essere rappresentativo del reale livello del mare che, oltre alle quote delle creste d'onda, è funzione di *surge*, di *wave set-up*, di *wind set-up* e del contributo barometrico. Il valore di  $\eta$  utilizzato nella presente tesi deriva da una lettura

mareografica all'interno di una struttura portuale (porto di Gaeta), di fatto non rappresentativa totalmente delle componenti sopra elencate. A discapito di tale limitazione strumentale, tuttavia va ricordato il contesto oceanografico del Tirreno centro-meridionale, dove i livelli idrometrici eccezionalmente variano con *ranges* maggiori di 0.5m (Fig. 3.4.2.). L'entità di tali variazioni, se paragonata alla variazione di  $H_s$  durante le mareggiate, ha una influenza molto modesta sul posizionamento delle zone di frangimento, come è stato verificato nelle simulazioni discusse al paragrafo 3.3.4.. Tale influenza, quindi, risulta sicuramente minore di quella dei contesti costieri micro- e meso-tidali nei quali le oscillazioni mareali, dell'ordine di 1m/1.5m, inficiano sostanzialmente sul posizionamento  $xy$  delle barre estratte da video (van Enckevort & Ruessink, 2001)

### **ANALISI DI $\Delta x$**

Si descrive il metodo utilizzato nella presente tesi, che rappresenta una semplificazione del modello proposto da van Enckevort & Ruessink (2001).

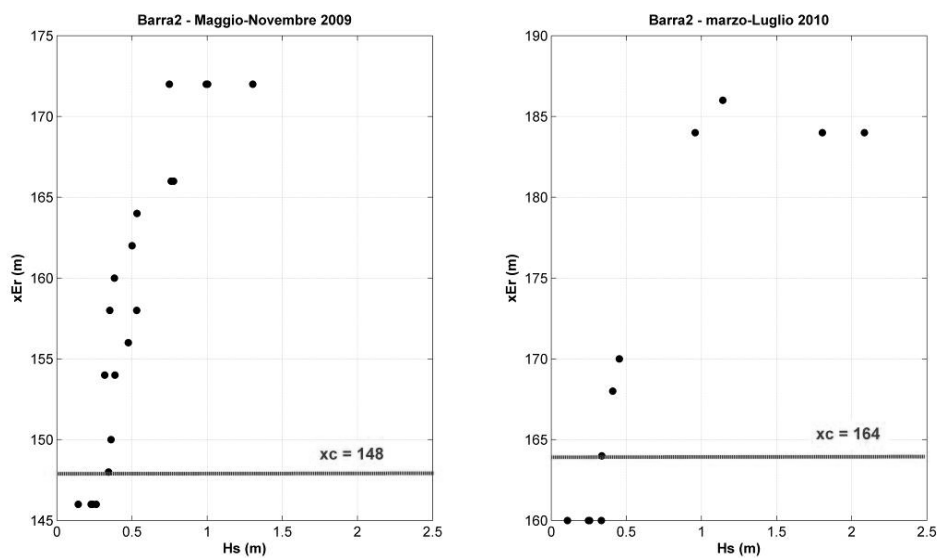
Gli elevati valori dell'intensità luminosa nei pressi della zona di frangimento ( $x_i$ ) corrispondono alla porzione di acqua turbolenta nei pressi del fronte d'onda, o *roller* (Aarninkhof & Holman, 1999).  $X_i$  approssima il posizionamento del picco dell'energia del roller,  $x_{Er}$ . La distribuzione *cross-shore* di  $Er$  è stata modellizzata utilizzando le equazioni 3.8.

In questo modo è stata riscritta l'equazione 4.1.

$$\Delta x = x_{Er} - x_c . \quad (4.2)$$

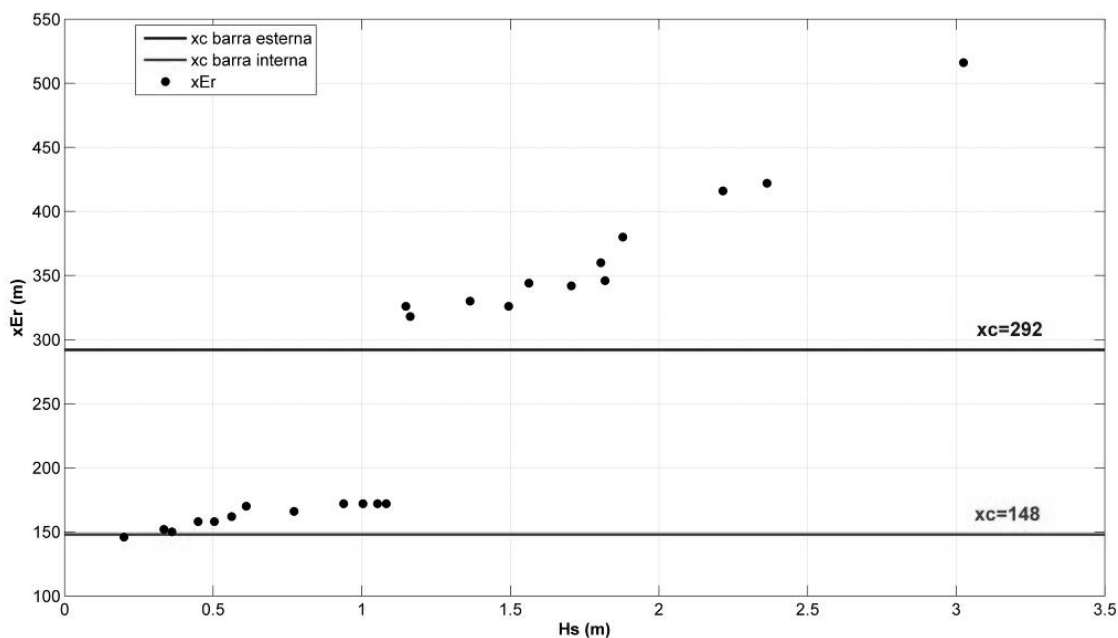
La dipendenza di  $\Delta x$  su  $H_s$  è stata investigata calcolando l'evoluzione della dissipazione energetica su alcuni profili misurati, e utilizzando i valori di input disponibili dal modello SWAN (Fig. 4.2.5.).

All'aumentare di  $H_s$  la posizione del picco di  $Er$  ( $x_{Er}$ ) va a spostarsi verso mare rispetto il posizionamento della cresta di barra ( $x_c$ ). In particolare, per valori di  $H_s$  maggiori di  $\sim 1$ m  $x_{Er}$  rimane costante poiché influenzato dall'aumento di profondità nel truogolo a tergo della barra



**Figura 4.2.5.** – Andamento di  $\Delta x$  sulla barra interna in funzione di  $H_s$ .  $X_c$  rappresenta il posizionamento mediato lungo costa della cresta di barra interna in due rilievi successivi, assunti come rappresentativi dell'intervallo Maggio-Novembre 2009 e Marzo-luglio 2010.

La relazione tra  $\Delta x$  e  $H_s$  sulla barra esterna è stata analizzata limitando la scelta delle  $H_s$  alle giornate in cui fosse realmente visibile dalle immagini il frangimento sulla barra esterna (Fig. 4.2.6.).



**Figura 4.2.6.** - Andamento di  $\Delta x$  sulla barra esterna in funzione di  $H_s$ .  $X_c$  rappresenta il posizionamento mediato lungo costa della barra interna ( $x_c=148$ ) e di quella esterna ( $x_c=292$ ).

Il picco della  $Er$  ( $xEr$ ) si posiziona sulla barra interna per valori di  $Hs$  minori di  $\sim 1.2\text{m}$ , per valori maggiori la massima dissipazione del contenuto energetico a rottura (picco di  $Er$ ) si concentra sulla barra esterna e tende ad allontanarsi rispetto la posizione di  $xc$ . Per valori di  $Hs$  compresi tra  $\sim 1.2\text{m}$  e  $2\text{m}$  i massimi valori di  $\Delta x$  sono dell'ordine di  $50\text{m}$  (si veda eq. 4.2). Valori di  $Hs$  maggiori di  $2\text{m}$  inducono dei  $\Delta x$  difficilmente paragonabili ai massimi valori di  $xi$  osservati dalle foto ( $xi_{max} 320\text{m}$ ).

Riassumendo, la rappresentatività morfologica delle video morfologie estratte dalle foto è stata analizzata e comparata al dato topografico, batimetrico, ondametrico e mareale.

Il posizionamento dello *swash* individua una porzione della battigia compresa tra i  $0\text{m}$  e  $+0.5\text{m}$  IGM, anche se tali valori tendono ad aumentare in condizioni di mareggiata. Il posizionamento dello *beach step*, indicando la zona di frangimento a riva, si posiziona più verso mare (rispetto lo *swash*) e individua quote di spiaggia sempre inferiori del corrispettivo livello mareale.

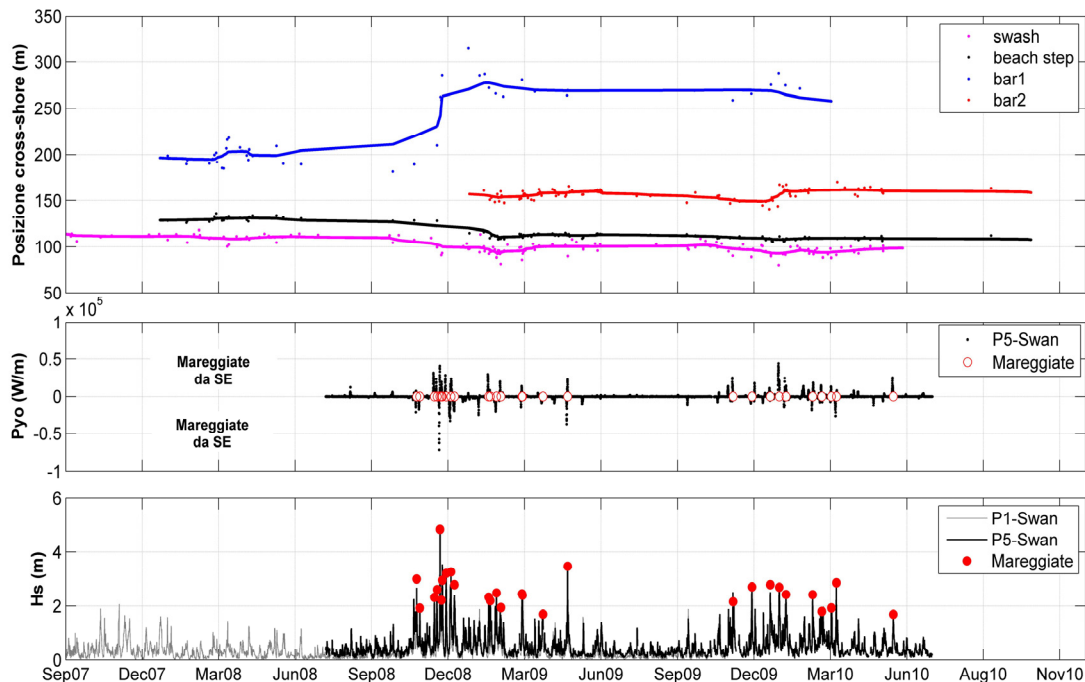
Una valutazione dell'errore di posizionamento  $xy$  dello *swash* e dello *beach step* rispetto una riferimento altimetrico non è stato analizzato, anche se le osservazioni 2009-2010 indicano la persistenza di tali video-morfologie in determinate fasce altimetriche. Tale indicazione è comunque sempre vincolata alla variabilità nel tempo delle pendenze e delle granulometrie alla battigia.

Il posizionamento  $xy$  delle video-barre è stato analizzato in funzione dell'altezza d'onda ( $Hs$ ), ovvero è stata approssimato il posizionamento di  $xi$  (picco di intensità luminosa) al posizionamento della massimo valore di dissipazione energetica per il frangimento (Aarninkhof & Holman, 1999; van Enckevort & Ruessink, 2001). La dipendenza da  $Hs$  è ben evidente. Per altezze d'onda fino a  $\sim 1.1\text{m}$  la differenza tra posizione della cresta di barra e la video-barra interna varia da  $0$  a  $20\text{m}$ . All'aumentare di  $Hs$  tale *offset* rimane costante. L'influenza di  $Hs$  sulla differenza di posizione tra cresta di barra esterna e video-barra esterna varia da  $0$  a  $50\text{m}$ , per valori di  $Hs$  fino a  $2\text{m}$ .

Come conseguenza, l'analisi dell'evoluzione morfologica della cresta di barra è stata vincolata a tali soglie di massima indeterminatezza ( $20\text{m}$  per la barra interna e  $50\text{m}$  per la barra esterna). Nell'analisi di breve periodo (singola mareggiata), i movimenti della cresta di barra inferiori a tali soglie non sono stati presi in considerazione. Nell'analisi di lungo periodo, differentemente, l'effetto di tali indeterminatezze perde di significato perche meno dipendente dai singoli eventi di mareggiata.

## 4.2.2. Evoluzione video-morfologica

Sono state individuate quattro video-morfologie rappresentative dell'evoluzione morfologica del tratto analizzato (Fig. 4.2.7.).



**Figura 4.2.7.** – Posizione *cross-shore* delle morfologie mediate lungo costa nel periodo 2007-2010 (pannello superiore), i pallini indicano i dati grezzi e le linee i dati filtrati. Andamento della componente lungo costa della potenza del moto ondoso (pannello intermedio) e altezze d'onda *offshore* (pannello inferiore). I pallini rossi indicano i momenti di massima altezza d'onda durante le mareggiate.

Fino ad Ottobre 2009 la morfologia dei fondali è stata caratterizzata da un sistema a barra singola (Tav. 5.) e dalla presenza di una modesta barra di *swash* in prossimità della riva. Quest'ultima morfologia si osserva esclusivamente nei pressi della porzione compresa tra  $X_0$  e  $X_{.500}$  e nella porzione sottoflutto del tratto ripasciuto (a partire da  $X_{.1200}$ ) dove mostra un'orientazione obliqua rispetto la linea di riva. Durante gli eventi di mareggiata l'aumento dell'ampiezza della zona di frangimento a riva tende a far diminuire l'evidenza di tale video-morfologia, che poi ricompare nei periodi di mare calmo (Tav. 6.1. e Tav. 6.2.), per tale motivo non è stata estratta da foto. Nello stesso periodo, il posizionamento *cross-shore* di *swash* e del *beach step* non subisce variazioni di rilievo.

Il posizionamento della barra sommersa, d'ora in avanti chiamata **barra1**, registra discreti spostamenti in funzione delle mareggiate. La massima distanza da costa viene raggiunta in occorrenza delle mareggiate di Marzo 2008. Nel periodo successivo **barra1** tende a

migrare verso costa, attestandosi per tutto il periodo estivo 2008 ad una distanza di ~60m dallo *beach step* (Fig. 4.2.7., dati non filtrati).

In concomitanza di una serie di mareggiate eccezionali (Novembre-Dicembre 2008), con altezze d'onda di oltre 3m e periodi di picco di circa 10sec, l'assetto morfologico subisce una drastica evoluzione, passando da un sistema a barra singola ad uno a barra doppia (Fig. 4.2.7. e Tav. 7.). Durante questo nuovo stadio morfologico la distanza media tra le due barre varia in funzione dell'entità delle mareggiate, tra un massimo di 150m ad un minimo di 90m. Si osserva, inoltre, una progressiva diminuzione nella distanza tra le due barre fino ad annullarsi a partire da Marzo 2010, quando la frangenza sulla barra esterna (**barra1**) non è più visibile nelle foto<sup>17</sup>. La distanza tra la nuova barra interna (**barra2**) e lo *beach step* raggiunge un valore minimo (~30m), ben inferiore allo stadio morfologico precedente in cui la barra (unica) si posizionava a ~60m dal *beach step*. Un'ulteriore differenza tra le due barre interne è rappresentata dalla loro differente dinamica di spostamento *cross-shore*. Durante gli eventi di mareggiata **barra1** mostra una maggiore reattività negli spostamenti *cross-shore*, diversamente da **barra2** che mostra delle ampiezze di spostamento *cross-shore* molto più limitate.

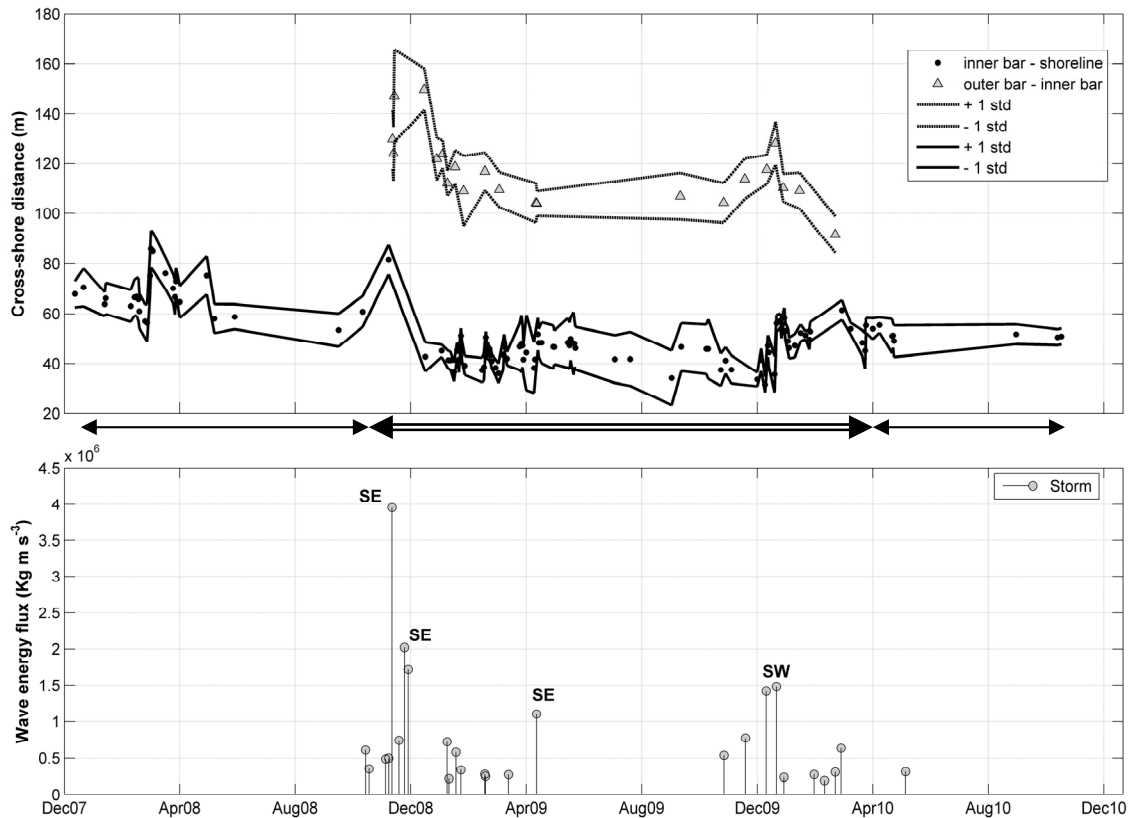
Nel corso del 2010 la progressiva diminuzione della distanza tra le due barre è accompagnata da uno spostamento verso mare di **barra2**, che si posiziona a distanze sempre minori da riva rispetto quelle raggiunte da **barra1** durante lo stadio morfologico a barra singola (Fig. 4.2.8.).

Dal punto di vista planimetrico, il nuovo sistema a barra doppia è contraddistinto da un'ampia zona di frangimento esterno (**barra1**) con disposizione parallela a costa, o LBT (*Longshore Bar-Trough*) nella classificazione di Wright & Short (1984), e da una ristretta zona di frangimento presso la nuova barra interna (Tav. 7.). La morfologia lungo costa di **barra2** è spesso contraddistinta da uncinature verso riva e dalla contemporanea presenza di zone di discontinuità della video-cresta di barra, presumibilmente indicanti la presenza di canali di *rip* (Tav. 8.1, 8.2 e 8.3.) e quindi classificabile secondo lo schema di Wright & Short (1984) come RBB (*Rhythmic Bar and Beach*) oppure TBR (*Transverse bar and Rip*). La limitata risoluzione delle foto a distanze maggiori di 1000m dalla stazione inficia sulla capacità di riconoscere rigorosamente se le morfologie sviluppate dalla barra interna siano

---

<sup>17</sup> Immagini recenti, non processate, indicano una nuova persistenza di frangimento su barra2 in una posizione molto più vicina a riva (mareggiate di Novembre 2010).

meglio classificabili come RBB o TBR, ma sicuramente si riesce a discriminare se classificabile come LBT. Tale configurazioni (RBB/TBR) sono maggiormente sviluppate nel periodo primavera-estate 2009.

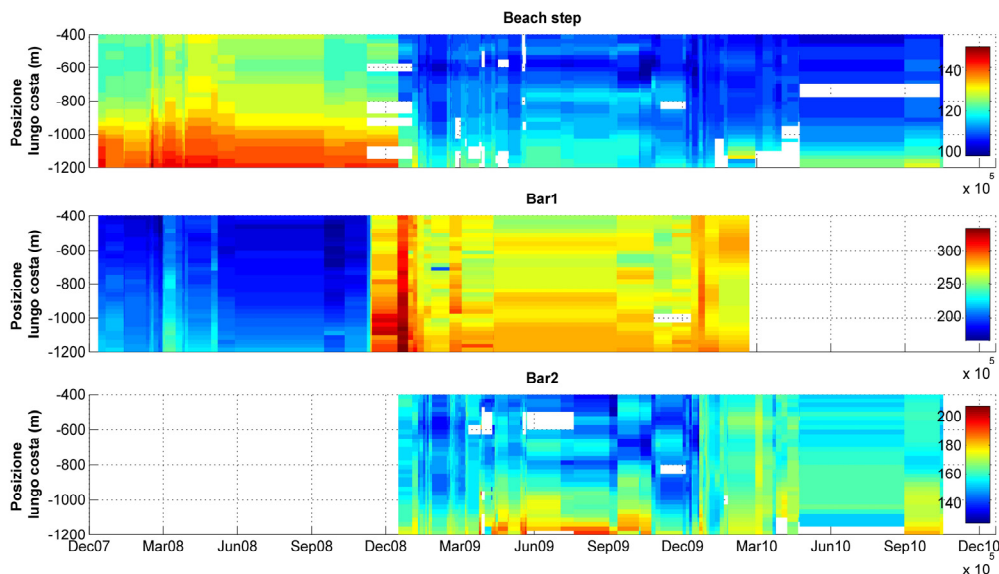


**Figura 4.2.8.** – Serie temporale delle distanze mediate lungo costa tra le video-morfologie campionate più l’involuppo di  $\pm 1$  deviazione standard (pannello superiore) e flusso energetico calcolato per ogni evento di mareggiata (pannello inferiore). Le frecce singole indicano i periodi in cui il frangimento visibile è unico, quella doppia indica periodi in cui sono visibili due frangenti.

In particolare, si individua un posizionamento di **barra2** più prossimo a costa nei settori compresi tra  $X_{400}$  e  $X_{800}$  (individuabile in figura 4.2.9. dalla gradazione del blu scuro), evidenza che sembra diminuire a partire da Gennaio 2010 (le tonalità sono più omogenee su tutto il tratto) quando la continuità del sistema barra/truogolo interno è maggiormente ascrivibile ad una configurazione LBT.

Pertanto, la rappresentatività di un valore mediato lungo costa può mascherare la morfologia più o meno articolata di alcuni settori. Per tale motivo, e considerato che la maggiore variabilità morfologica di **barra2** viene maggiormente espressa dalla variazione della sua forma, è stata paragonata la posizione media lungo costa di **barra2** rispetto le posizioni che assume in diversi transetti lungo costa. Sono stati individuati i posizionamenti  $X_{500}$  e  $X_{1000}$  i più rappresentativi di tale variabilità (Fig. 4.2.9.). Una

minore distanza da riva di **barra2** è ben evidente in  $X_{500}$ , diversamente dal suo posizionamento mediato lungo costa e presso il transetto  $X_{1000}$ . A partire da Gennaio 2010 anche la posizione *cross-shore* di **barra2** presso  $X_{500}$  tende a seguire l'andamento di tutto il restante tratto. In particolare, posizionandosi a distanze leggermente maggiori rispetto la stessa stagione del periodo 2009 (Fig. 4.2.9. e Fig. 4.2.10.).

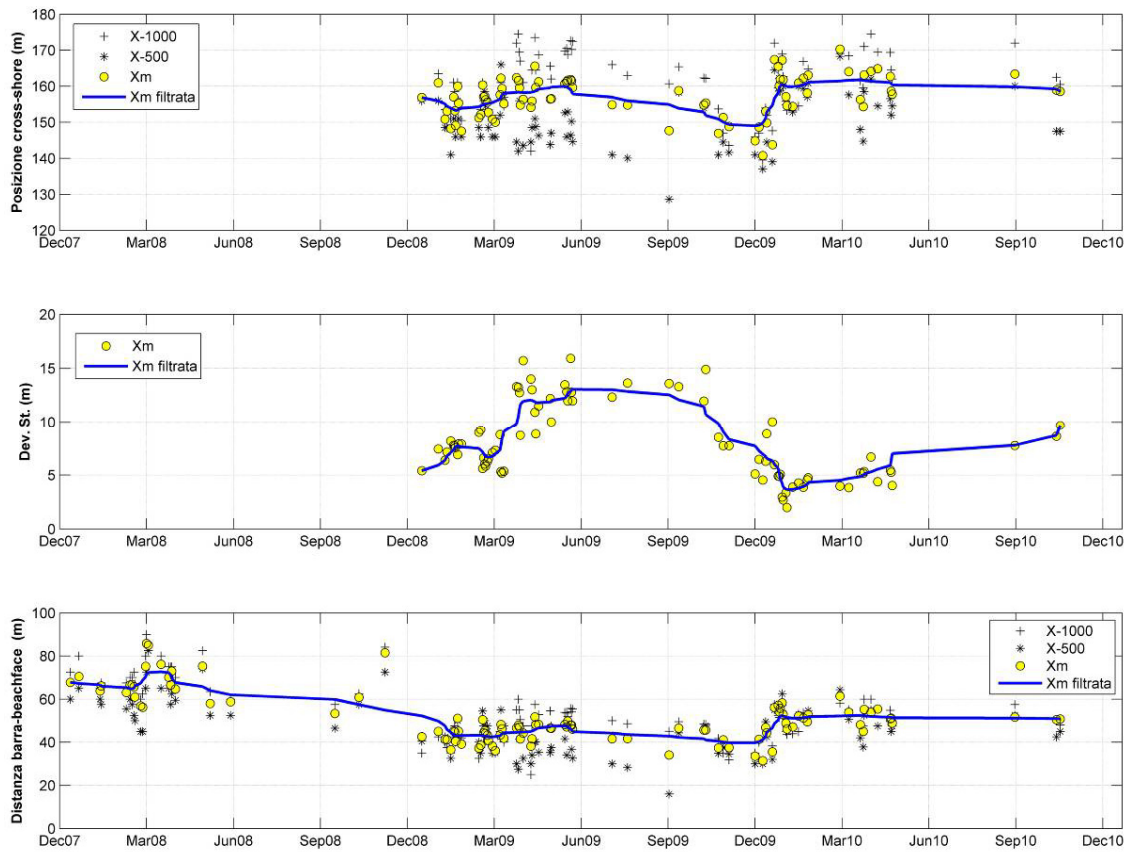


**Figura 4.2.9.** – Posizionamento *cross-shore* delle video-morfologie su tutto il tratto di analisi. Le gradazioni di colore indicano le distanze in metri nel sistema di riferimento locale.

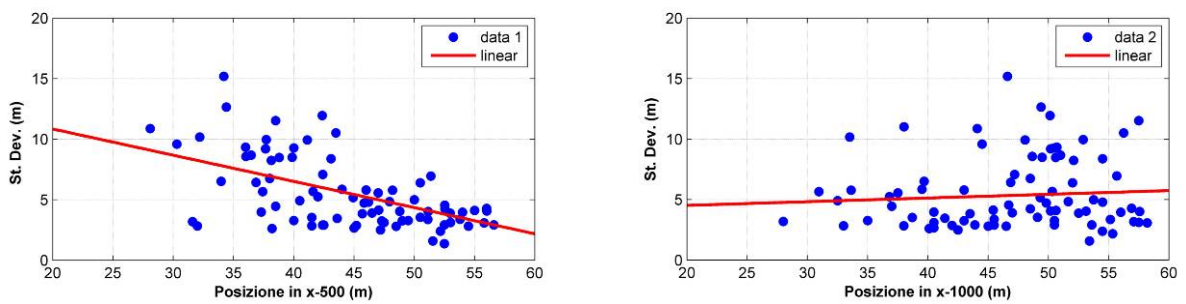
L'andamento della deviazione standard di **barra2**, e quindi della sua sinuosità lungo costa, è risultato maggiormente influenzato dal posizionamento che la barra assume nei pressi di  $X_{500}$ . In particolare, al diminuire della distanza di **barra2** da riva aumenta la deviazione standard, quindi la sinuosità della cresta di **barra2** (Fig. 4.2.10.).

In figura 4.2.11. viene analizzata la relazione tra la posizione di **barra2** e il valore della sua sinuosità (espressa tramite la deviazione standard del suo posizionamento *cross-shore* mediato lungo costa). I coefficienti di correlazione di 0.36 e 0.002, rispettivamente per le posizioni  $X_{500}$  e  $X_{1000}$ , indicano una bassa correlazione ma una maggiore influenza sull'andamento della sinuosità della posizione che la barra assume nei pressi di  $X_{500}$ . Nei pressi di  $X_{500}$  si osserva infatti una discontinuità di **barra2** che si protrae almeno da Giugno a Ottobre 2009 e diminuisce drasticamente nel 2010 (Fig. 4.2.12., Tav. 8.1, 8.2 e 8.3).





**Figura 4.2.10.** – Pannello superiore: posizione cross-shore di barra2 mediata lungo costa ( $X_m$ ) e presso i transesti  $X_{500}$  e  $X_{1000}$ . Pannello intermedio: deviazione standard della posizione cross-shore di barra2 mediata lungo costa ( $X_m$ ). Pannello inferiore: distanza della prima barra da riva, ovvero barra1 nel 2008 e barra 2 nel 2009-2010, mediata lungo costa ( $X_m$ ) e presso i transesti  $X_{500}$  e  $X_{1000}$ .



**Figura 4.2.11.** – Influenza della posizione di barra2 sulla sinuosità.

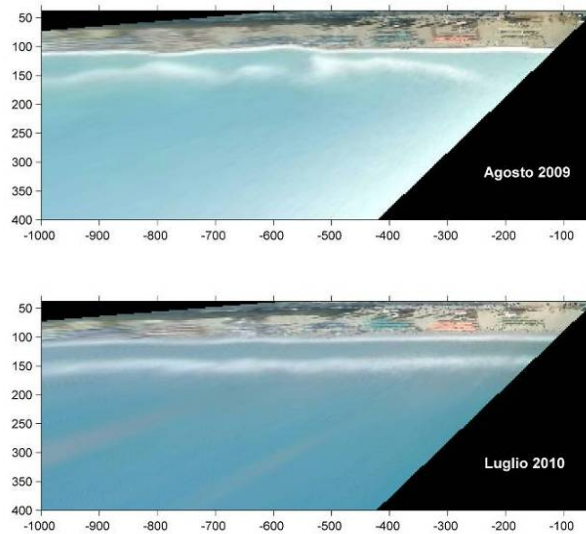


Figura 4.2.12. – Morfologia tipo sviluppata dalla barra2 nei periodi estivi 2009 e 2010.

La netta variazione della morfologia dei fondali occorsa a cavallo di Novembre 2008 viene registrata anche dalla variazione di posizionamento *cross-shore* della linea di riva. In concomitanza di tali mareggiate sia lo *swash* che lo *beach step* subiscono un arretramento di circa 20m (Fig. 4.2.13.).

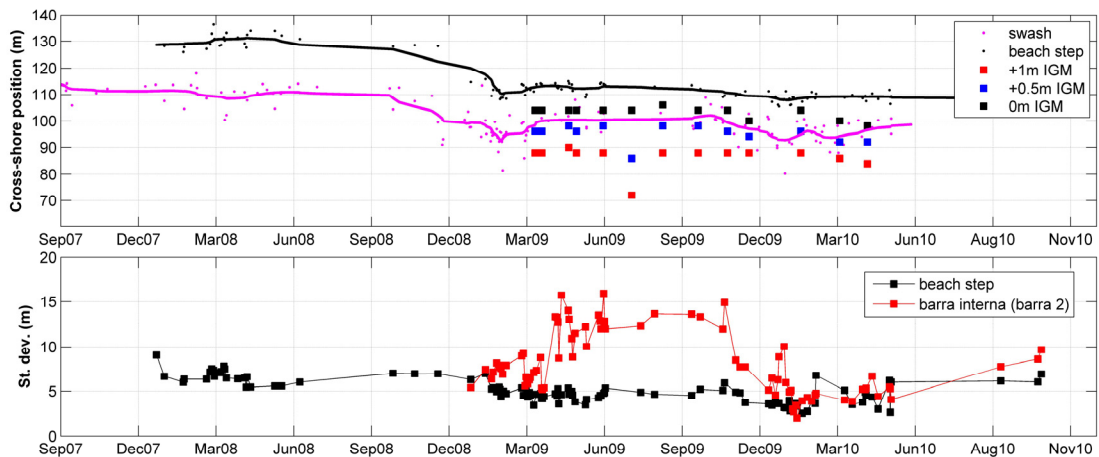
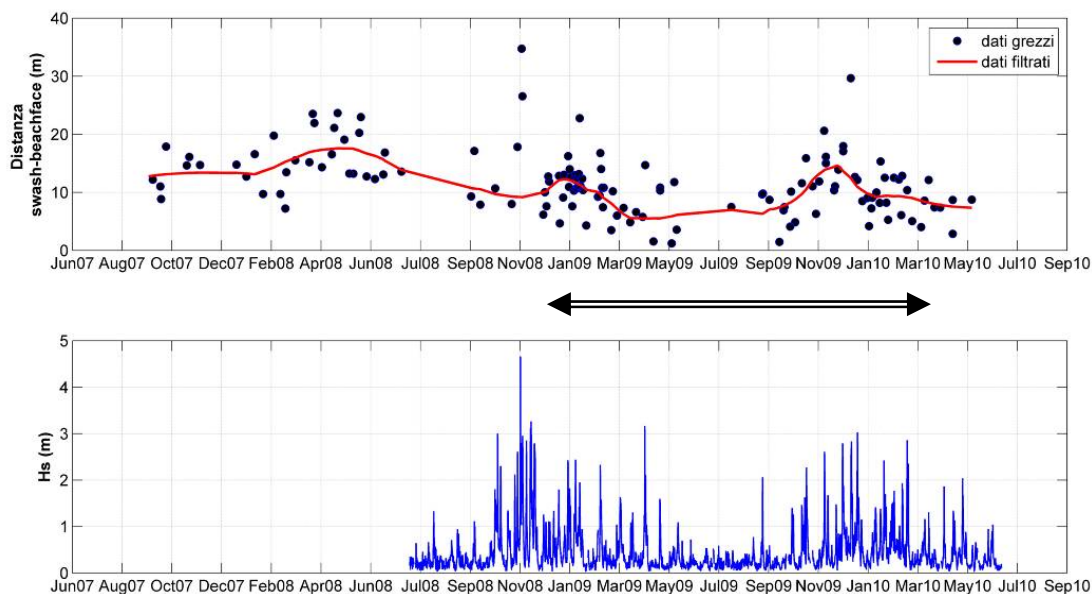


Figura 4.2.13. – Andamento della posizione *cross-shore* di *beach step* e *swash*. I valori mediati di 0m IGM, +0.5m IGM e +1m IGM sono riportati per confronto (pannello superiore). Andamento della sinuosità di barra2 e *beachface* (pannello inferiore).

L'andamento della sinuosità della linea di riva (*beach step*) mostra una debole variazione legata alla sinuosità di **barra2**. Unica relazione tra le due video-morfologie è osservabile ad inizio 2010 quando alla brusca diminuzione della sinuosità di **barra2** si accompagna un

progressivo arretramento di tutto il fronte spiaggia dalla quota +1m alla 0m IGM (Fig. 4.2.13).

L'andamento della distanza tra lo *swash* e lo *beach step* registra una variazione correlabile alla variazione del numero delle barre sommerse. Nello stadio a barra doppia, infatti, si osserva un debole aumento della sua variabilità all'occorrenza degli eventi di mareggiata (Fig. 4.2.14.).



**Figura 4.2.14.** – Andamento della distanza di *beach step* e *swash* con il dato ondoso ( $H_s$ ). La freccia indica il periodo a barra doppia.

La distanza tra *beach step* e *swash* è funzione dell'energia con cui risale il flutto sulla battigia. Elevati valori di tale parametro indicherebbero quindi una morfologia della battigia meno pendente. In occasione delle mareggiate tale distanza aumenta, anche considerevolmente, ma soprattutto per un aumento del run-up (indicato da un posizionamento dello *swash* più verso terra). L'andamento di tale parametro risulta, quindi, molto sensibile alla severità degli eventi di mareggiata. Con l'ipotesi che il frangimento sulla barra interna moduli l'energia che raggiunge la linea di riva, è stata analizzata la correlazione tra distanza *beach step/swash* e la posizione della barra interna<sup>18</sup> (Fig. 4.2.15.).

<sup>18</sup> Intesa come distanza di barra2 dallo *beach step*.

Sebbene tale relazione mostri una debole correlazione positiva, espressa da un coefficiente di correlazione di 0.3, la dipendenza della risalita del flutto in funzione della distanza della barra interna potrebbe essere mascherata da una risoluzione temporale del fenomeno ancora troppo vincolato dai singoli eventi di mareggiata. La prosecuzione delle osservazioni video presso Terracina nei prossimi mesi (e magari anche anni) potrebbe contrariamente fornire una più stretta relazione tra questi due comportamenti morfologici.

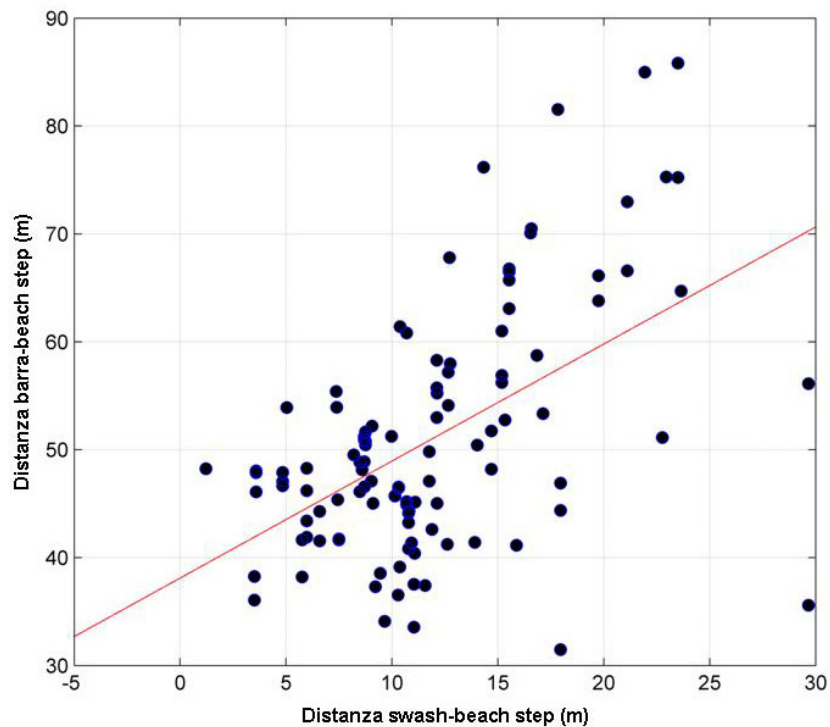


Figura 4.2.15. – Relazione tra distanza *beach step*/*swash* e posizione della barra interna.

#### 4.2.3. Discontinuità morfologica delle barre

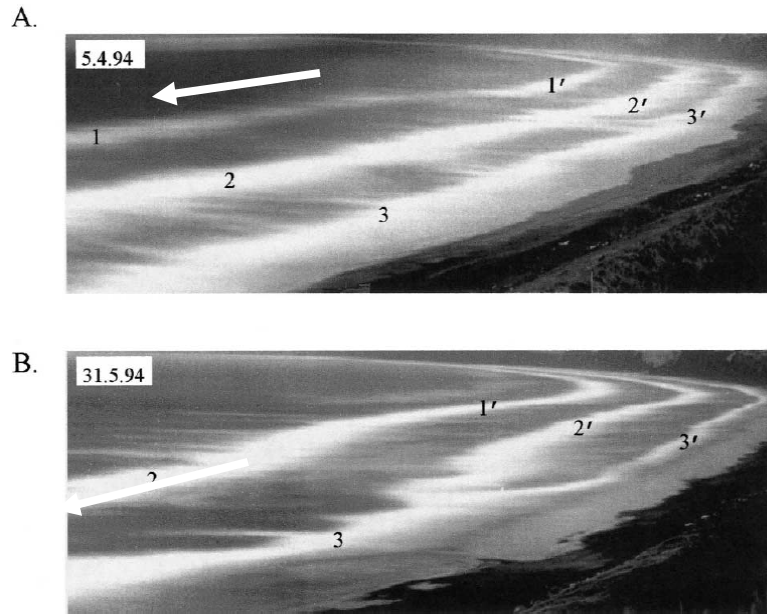
Le foto aeree pregresse indicano una presenza di un numero variabile di barre lungo il litorale di Terracina. In periodi in cui sono visibili due barre, l'andamento della barra esterna è lineare mentre quello della barra interna è più o meno articolato. Spesso le flessioni della barra interna sono in fase con le uncinature della linea di riva (Tav. 1, 2 e 3). L'andamento in pianta della barra esterna sembra variare in funzione del numero delle barre, con una morfologia più sinuosa durante lo stadio a barra singola. Ulteriormente, anche la distanza da riva sembra aumentare al diminuire del numero delle barre. Comunque, in entrambe le situazioni, la porzione a ridosso della foce del Portatore mostra la maggiore complessità morfologica, soprattutto in termini di sinuosità delle morfologie. Tale evidenza indicherebbe un'interazione morfologia/correnti più complessa,

probabilmente legata anche a pendenze dei fondali minori nella porzione sottoflutto della foce. Osservazioni simili sono documentate anche lungo altri settori adiacenti a foci fluviali presso le coste Adriatiche (Simeoni, 1989).

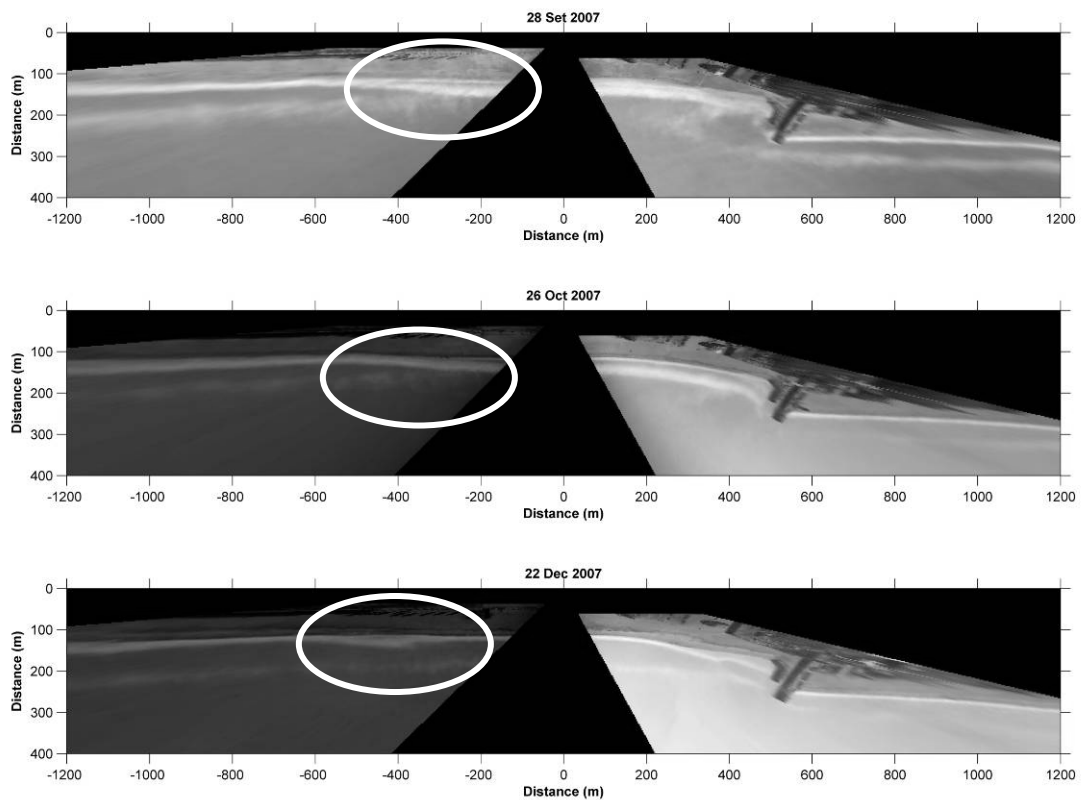
I moli aggettanti a protezione della foce del Portatore inducono, quindi, una discontinuità nella morfologia del sistema di barre che, in maniera più o meno continua, è presente lungo l'intera unità fisiografica. Le modalità con cui un sistema di barre può accomodare una discontinuità dei fondali è individuabile in un'evoluzione differente delle porzioni sopraflutto e sottoflutto a tale discontinuità. Tale fenomeno può essere confinato sia nel tempo che nello spazio. Wijnberg & Wolf (1994), a seguito dell'analisi del comportamento di lungo periodo delle barre lungo le coste olandesi, individuano dei momenti in cui determinate porzioni di litorale erano caratterizzate da una evoluzione delle barre non uniforme lungo settori adiacenti di costa. Gli autori ascrivono tale fenomeno ad una migrazione fuori fase delle barre, ovvero ad un avanzamento (o arretramento) presso un settore ne corrisponderebbe uno opposto nei settori adiacenti.

Shand et al. (2001) individuano un simile comportamento lungo le coste sabbiose di Wanganui (Nuova Zelanda) e lo relazionano alla discontinuità morfologica rappresentata da un molo a protezione di una foce (*jetty*). Gli Autori analizzano il meccanismo tramite cui un sistema di barre ripristina le discontinuità planimetriche, e lo denominano *bar switching* (biforcazione della barra). Le forzanti che generano tali episodi sono sempre caratterizzati da elevati valori di  $H_s$  tali da innescare flussi lungo costa molto consistenti. Non sempre, però, stessi valori di  $H_s$  producono una biforcazione. In figura 4.2.16. viene raffigurato un esempio di *bar switching* osservato a Wanganui. Da notare che la frangenza sulla barra 3 e 3' della foto indica il frangimento sulla riva, che gli Autori definiscono come un frangimento su una barra di tipo *low tide terrace*.

Un simile comportamento è stato osservato lungo il litorale di Terracina, dove un primo *bar switching* è stato osservato a pochi mesi dalla messa in posto del materiale ripasciuto (Fig. 4.2.17.).



**Figura 4.2.16.** – Esempio di bar switching a Wanganui. Da Shand et al. (2001). Le frecce indicano il senso della corrente lungo costa al momento delle foto. La posizione del molo aggettante a protezione della foce fluviale è posizionato in sinistra della foto (non visibile).



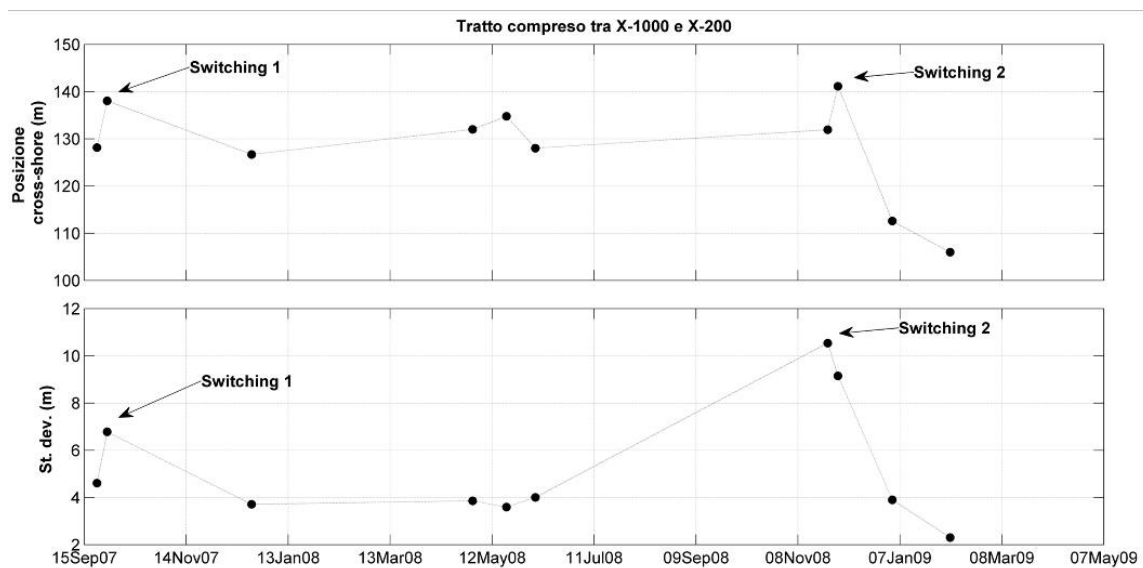
**Figura 4.2.17.** – Fenomeno di *bar switching* osservato presso la spiaggia di Terracina. Evidenziate le zone di biforcazione.

Dalla prima foto è ben identificabile la discontinuità laterale della barra (esterna) nei pressi della foce del Portatore. In particolare, è ben visibile la complessità morfologica nella porzione immediatamente sottoflutto della foce. Da Settembre ad Ottobre 2007 è individuabile una barra da  $X_{400}$  a  $X_{1200}$ , posizionata trasversalmente a costa e una barra di *swash* che si origina dalla foce per saldarsi a riva nei pressi di  $X_{600}$ . La porzione di spiaggia compresa tra  $X_{200}$  e  $X_{600}$  risulta caratterizzata, pertanto, da una discontinuità della barra interna, le cui dimensioni e volumi crescono discontinuamente allontanandosi dalla foce del Portatore.

La discontinuità della barra viene eliminata tramite un fenomeno di *switching*, che si sviluppa tra Ottobre e Dicembre, periodo in cui la stazione di video monitoraggio non ha acquisito immagini. Le evidenze dell'avvenuto fenomeno sono tuttavia visibili dalla nuova morfologia assunta dalla barra, ora continua su tutto il tratto (22 Dic. 2007). Nel settore di biforcazione rimane un'evidenza morfologica della precedente morfologia, nei pressi di  $X_{400}$  è visibile una bombatura della linea di riva. Un'ulteriore evidenza morfologica, sebbene qualitativa, è data dalla presenza di un gradino di erosione nei pressi della posizione  $Y_{100}$ , che testimonia un cospicuo e lateralmente continuo asporto di materiale dalla spiaggia nei pressi della berma di tempesta. Nei pressi di  $X_{400}$  sembra persistere tale discontinuità della barra interna (e analogamente della barra di *swash*) almeno fino a tutto il 2009 (Tav. 5; Tav. 6.1 e 6.2).

Un secondo fenomeno di *switching* è riconducibile alla genesi di **barra2**, ancora caratterizzato dalla discontinuità indotta sulla barra interna dalla presenza di una nuova barra di *swash*. Precedente alle mareggiate di Novembre 2008, la morfologia della barra di *swash* mostrava un tipico andamento obliquo, ed una diminuzione della sua evidenza in prossimità di  $X_{600}$  (si veda l'immagine del 26/11/2008 in Tavola 9.1.). La sequenza degli stadi morfologici indica che la progressiva formazione della barra interna (**barra2**) si esplica tramite una rotazione progressiva della barra di *swash* verso mare, come accaduto nello *switching* precedente. La definitiva formazione della barra e del truogolo interno, infatti, sono associabili alla contemporanea scomparsa della barra di *swash*. L'evidenza di un frangimento sulla **barra2** ben differenziato da quello a riva è chiaramente visibile a fine anno 2008 (immagine del 28/12/2008 in Tavola 9.1.), a qualche settimana dalle mareggiate di fine Novembre 2008.

Se si paragonano i due eventi di *switching* è possibile individuare come la fase successiva alla biforcazione sia caratterizzata da una diminuzione della sinuosità del *beach step* nel settore in cui si esplica lo *switching* (Fig. 4.2.18.). In particolare, mentre il fenomeno di fine 2007 non comporta un arretramento della linea di riva consistente, quello di fine 2008 induce una recessione di tutto il fronte spiaggia di circa 20m e una drastica diminuzione della deviazione standard di circa 6m.



**Figura 4.2.18.** – Variazione del posizionamento *cross-shore* dello *beach step* indotte dai fenomeni di *switching* (pannello superiore). Variazione della sinuosità dello *beach step* indotte dai fenomeni di *switching* (pannello inferiore).

### 4.3. Forzanti meteo-marine

Il clima meteo marino è stato caratterizzato in un intervallo temporale minore della serie temporale di dati acquisiti dalla stazione di *Torre del Sole*, ovvero 714 su 1144 giorni. Le simulazioni SWAN utilizzate coprono il periodo dal 16 Luglio 2008 al 30 Giugno 2010, mentre le osservazioni video coprono il periodo dal 7 Settembre 2007 al 25 Ottobre 2010.

Il punto di simulazione SWAN utilizzato (denominato P5-Swan) è posizionato a 21m di profondità in un settore posto a circa 1200m *offshore* del sito analizzato. Ulteriormente, per indagare le relazioni tra onde e variabilità morfologica del periodo precedente sono state utilizzate le simulazioni al punto P1-Swan posto a 10m di profondità (Fig. 3.4.3.). Si rimanda al paragrafo 3.4. per la discussione sulla qualità del dato P1-Swan.



La serie di dati P5-Swan copre, comunque, una parte del periodo in cui la morfologia dei fondali è costituito da una singola barra, fornendo la possibilità di analizzare in dettaglio le forzanti che hanno contribuito tale cambio morfologico.

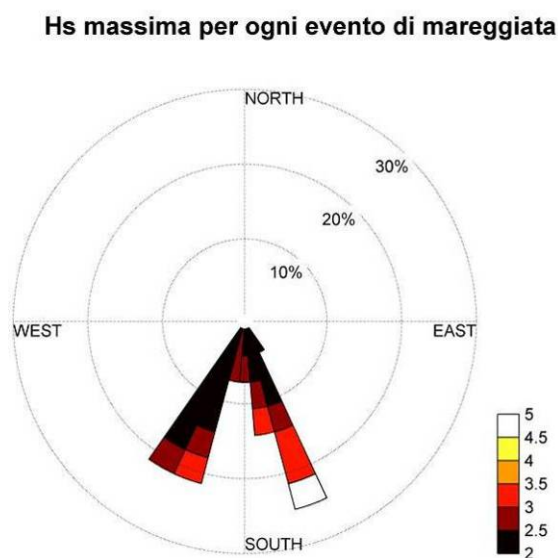
#### 4.3.1. Statistiche dei dati ondosi

Sono stati identificati 28 eventi di mareggiata secondo tale criterio di classificazione:

- altezza significativa superiore a 1.5 m per un tempo di almeno 6 ore;
- due eventi sono separati se  $H_s$  rimane inferiore a 1.5m per almeno 3 ore;
- nessun filtro sulla direzione.

La distribuzione delle direzioni di provenienza per le massime  $H_s$  raggiunte per ogni evento di mareggiata indica una prevalenza delle mareggiate di Libeccio e di Scirocco, con le massime altezze d'onda raggiunte dai mari di Scirocco (Fig. 4.3.1.).

La durata di ogni evento di mareggiata varia da un minimo di 7 ad un massimo di 37 ore, inoltre la persistenza dei valori sopra soglia spetta sempre alle mareggiate di Scirocco (Fig. 4.3.2.). Di conseguenza, anche il flusso energetico, cumulato per ogni evento di mareggiata, risulta prevalente per i mari di Scirocco (Fig. 4.3.3.).



**Figura 4.3.1.** – Distribuzione delle direzioni di provenienza per le massime  $H_s$  (m).

### Durata (h) per ogni evento di mareggiata

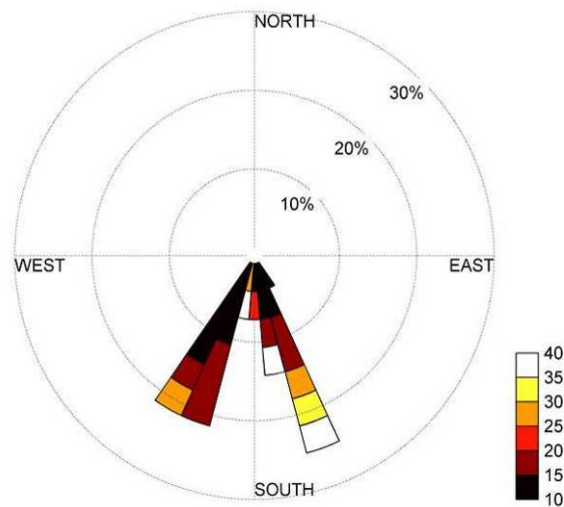


Figura 4.3.2. – Durata (ore) delle mareggiate per settori di provenienza.

### Flusso energetico per ogni evento di mareggiata

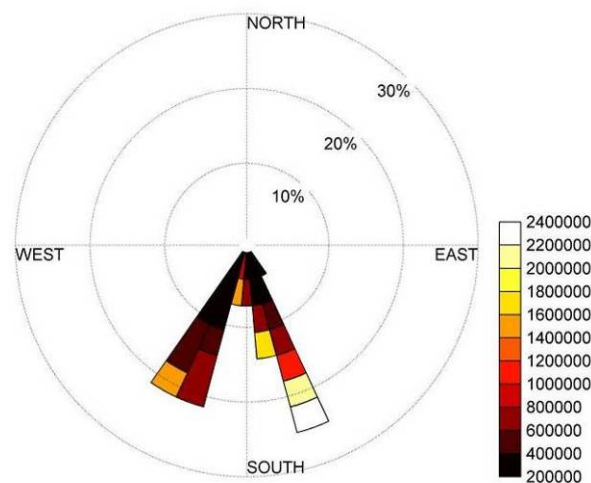
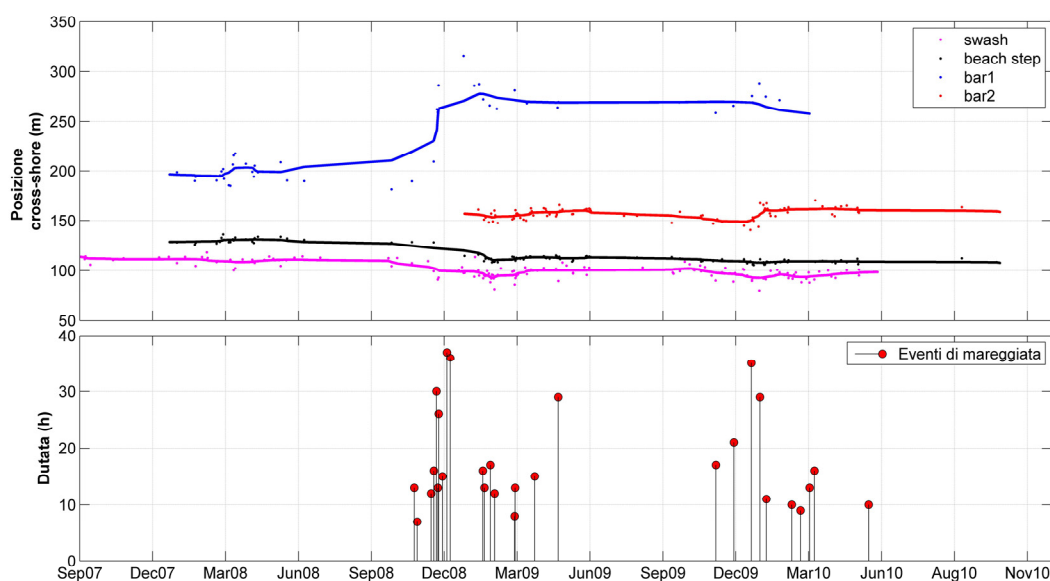


Figura 4.3.3. – Distribuzione del flusso energetico ( $\text{kg m s}^{-3}$ ) per settori di provenienza.

Un paragone tra l'evoluzione video-morfologica di Terracina e la durata dei singoli eventi di mareggiata ci indica che su un totale di 499 ore di  $H_s$  sopra soglia (mareggiate) in 714 giorni<sup>19</sup> ben 185 ore di mareggiata si concentrano in 23 giorni, a cavallo di Novembre 2008. Ovvero il 37% degli stati sopra soglia si concentra in un intervallo di tempo che rappresenta il 3.2% del totale di osservazioni P5 Swan disponibili (Fig. 4.3.4.).

<sup>19</sup> Durata della serie P5 SWAN.

E' ulteriormente osservabile la chiara stagionalità delle mareggiate, che si concentrano nel periodo invernale e primaverile, con gli eventi di fine 2008 che rappresentano una chiara eccezionalità sia nelle altezze d'onda che nella frequenza di accadimento delle mareggiate. È stato possibile, quindi, relazionare il passaggio allo stadio morfologico a due barre all'occorrenza di una serie di mareggiate di Libeccio, ed in particolare a seguito di una brusca variazione nella direzione di provenienza per l'occorrenza di una violenta mareggiata di Scirocco (valori di  $P_{yo}$  riportati in figura 4.2.7.), durante la quale le altezze d'onda hanno raggiunto il valore di 4m per una durata cumulata di 69 ore. A fine Aprile 2009, nel periodo immediatamente precedente alla stagione estiva, si osserva un'ulteriore mareggiata di Scirocco caratterizzata da una  $H_s$  massima di 3.5m e una persistenza di 29 ore. Nella successiva stagione invernale (2010) il valore massimo raggiunto dalle altezze d'onda è 2.8m durante una mareggiata che incide quasi perpendicolarmente la spiaggia per un periodo di 35 ore. L'occorrenza dell'ultima mareggiata prima del periodo estivo (15 Maggio 2010) è caratterizzata da valori di  $H_s$  e durata sicuramente minori del 2009, 1.7m e 10 ore, e una direzione di provenienza da Libeccio.



**Figura 4.3.4.** – Raffronto tra la durata delle mareggiate e le osservazioni video-morfologiche.

Complessivamente, durante l'intervallo inverno-primavera 2009 si concentrano 328 ore di eventi di mareggiata con altezze d'onda soprasoglia, di cui 197 ore spettanti a mareggiate

da Scirocco. Nella successivo intervallo inverno-primavera 2010 si concentrano 171 ore di mari sopra soglia, di cui 60 ore spettanti a mareggiate da Scirocco.

Le dinamiche evolutive che hanno caratterizzato il sistema a barra doppia sono state, pertanto, connesse a stati di mare sensibilmente differenti e sicuramente meno energetici nel periodo inverno-primavera 2010. L'occorrenza di un minor numero di mareggiate di Scirocco durante il 2010, inoltre, potrebbe aver rafforzato la persistenza della direzione della deriva litoranea netta, maggiormente dipendente dai mari di Ponente.

#### 4.3.2. Modellizzazione idrodinamica

È stata effettuata una simulazione della capacità dissipativa delle morfologie misurate.

Sono state usate le equazioni di dissipazione energetica descritte nel paragrafo 3.4.

Partendo dal punto di simulazione a 21m di profondità (P5-Swan) sono state trasportate verso costa una serie di onde<sup>20</sup>. Il punto finale di trasposizione è stato fissato nel fianco lato mare della barra esterna ad una profondità di circa 5m.

La simulazione, che non tiene in considerazione la modulazione batimetrica sul periodo d'onda, fornisce tuttavia una stima della potenziale altezza d'onda prima del frangimento nei pressi della barra esterna. La morfologia dei fondali indurrebbe un *cutoff* di tutte le onde con altezze maggiori di ~1.3m (Fig. 4.3.5.).

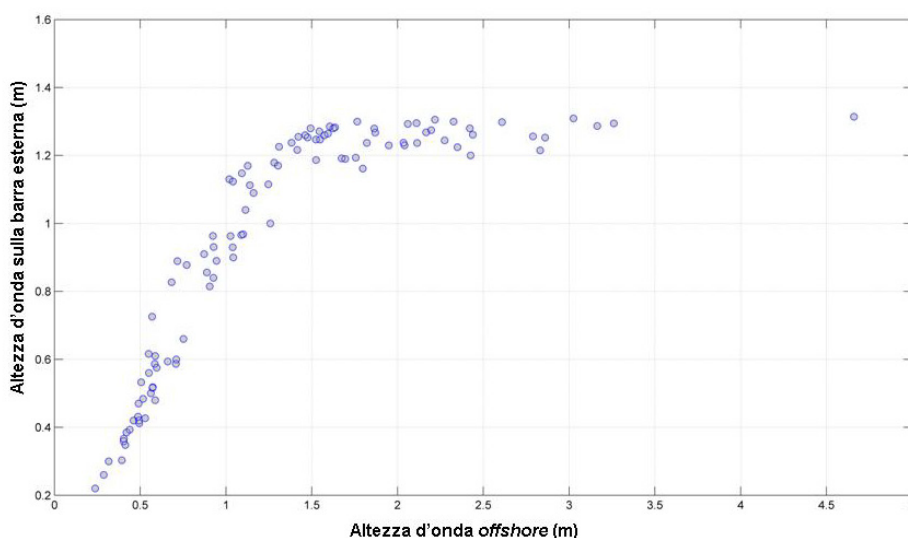


Figura 4.3.5. – Relazione tra  $H_s$  *offshore* e  $H_s$  in prossimità della barra esterna.

<sup>20</sup> Per profondità maggiori ai 7m i profili sono stati agganciati agli ultimi rilievi *multibeam* disponibili (2009), che paragonati ai dati 2003 non evidenziavano grandi variazioni di quota.

Tale relazione potrebbe fornire un'indicazione, qualitativa, delle più probabili altezze d'onda che innescherebbero la dissipazione in prossimità della barra esterna.

In base a tale assunzione, considerando un valore di  $H_s$  di 1.3m come un valore massimo che si genera sul fianco lato mare della barra, e precedentemente al frangimento, è stata ricalcolata la dissipazione energetica di un'onda che arriva in prossimità della barra con un'altezza di 1.3m sui tre profili 2007, 2009 e 2010. Inoltre, considerando le assunzione della teoria lineare utilizzata dalle equazioni, si è proceduto a far corre l'onda simulando periodi d'onda di 6, 7, 8, 9 e 10 secondi.

La prima importante considerazione è la coincidenza tra il picco della *roller energy* sul profilo del 2007 e la posizione della barra esterna del 2009 (Fig. 4.3.6.). A testimonianza che la zona in cui si concentra la dissipazione energetica per frangimento sulla morfologia del 2007, di fatto, è molto prossima alla posizione che **barra1** raggiunge durante il 2008 e successivamente alle mareggiate di Novembre 2008.

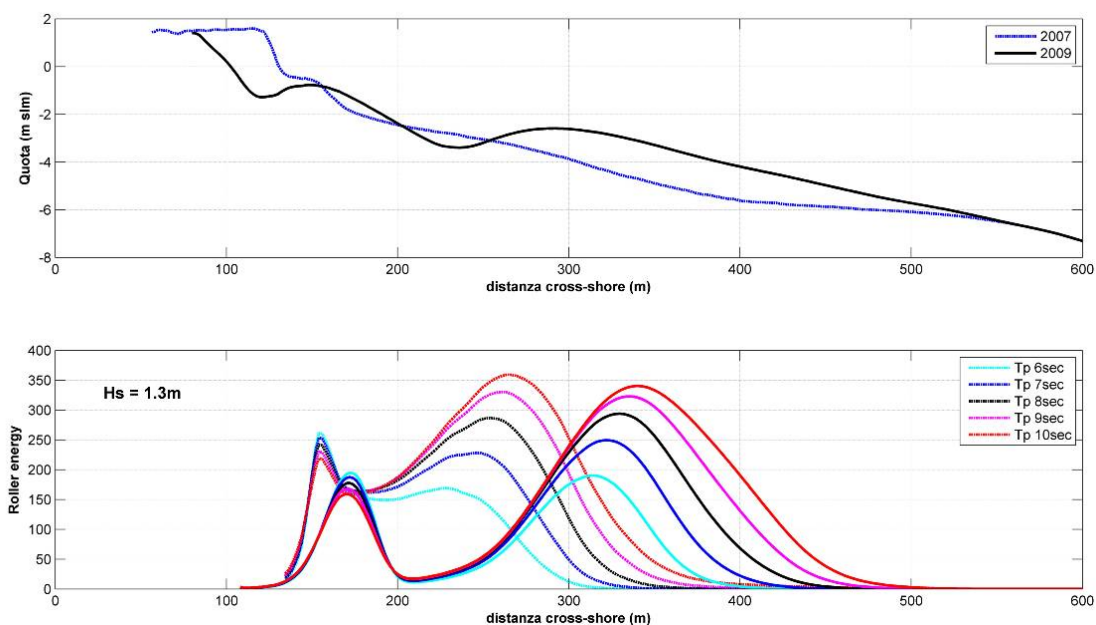
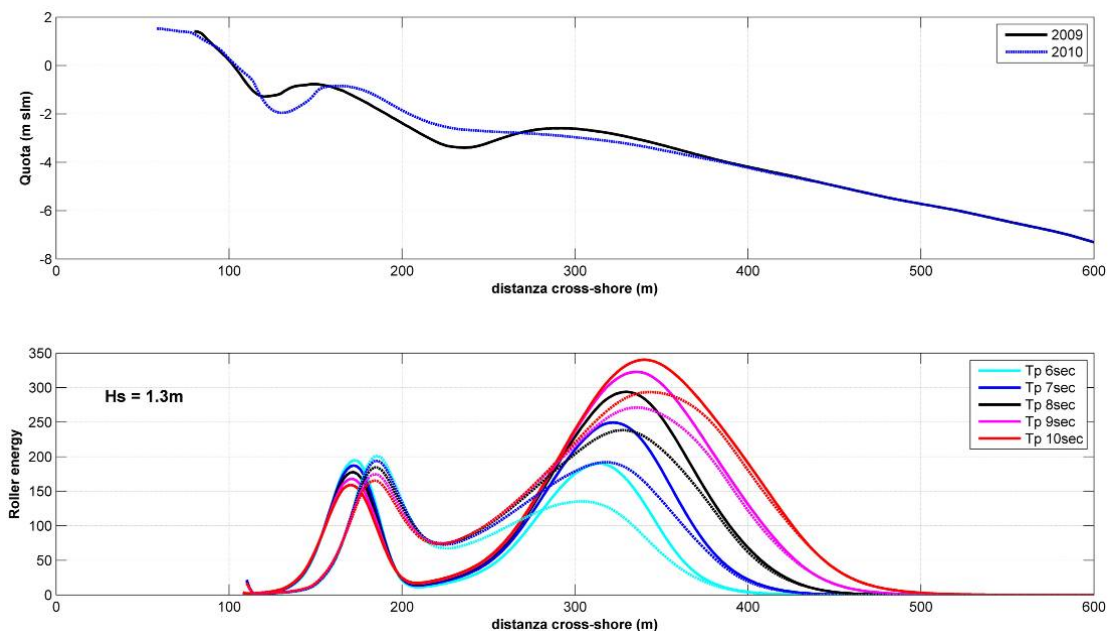


Figura 4.3.6. – Modalità di dissipazione di un'onda standard sui profili del 2007 e del 2009.

Le morfologie 2009 e 2010, caratterizzate da una barra esterna consistente ben sviluppata, tendono a dissipare un maggior contenuto di energia a distanze maggiori da costa del profilo 2007 (Fig. 4.3.7.).

Osservazioni video non hanno supportato, comunque, l'evidenza di frangenza a distanze maggiori di 320m (nel sistema metrico locale, e 180m da riva). In ultimo è osservabile

l'aumento (relativo al profilo 2009) della dissipazione nei pressi del fianco lato mare della barra interna 2010, diversamente dal 2009 in cui un trugolo ben formato impediva la dissipazione e induceva ad una rigenerazione dell'onda.



**Figura 4.3.7.** - Modalità di dissipazione di un'onda standard sui profili del 2009 e del 2010.

## 5. Discussioni

La spiaggia di Terracina si colloca all'interno dell'unità fisiografica Sud Pontina, un arco litorale regolarmente arcuato che si estende per circa 15km. L'orientazione meridionale del paraggio preclude una dinamica costiera maggiormente influenzata dai 'mari' provenienti da W, SW, S e SE. I fenomeni di rifrazione e diffrazione inducono quindi una deriva litorale netta verso Est, localmente intercettata dalle foci armate presso i fiumi Sisto e Portatore. A fine Giugno 2007 sono stati sversati ~1.5milioni di m<sup>3</sup> di materiali presso tre distinte macro-aree dell'unità fisiografica, di cui ~300mila m<sup>3</sup> su 1000m di spiaggia del Lungomare di Terracina. Esso risulta limitato dalla foce del Portatore e dal Porto di Terracina, rispettivamente nella sua porzione sopraflutto e sottoflutto, per una lunghezza complessiva di 4.2km (Fig. 4.1.).

La dinamica morfologica della spiaggia di Terracina è stata indagata tramite l'analisi della morfologia e della video-morfologia del tratto di litorale ripasciuto, e da un loro confronto con le forzanti ondose.

L'evoluzione morfologica dei fondali è stata caratterizzata da una complessa interazione tra le dinamiche di trasporto *cross-shore* dei materiali erosi dal cuneo di ripascimento e le dinamiche di trasporto lungo costa dei materiali provenienti dai settori di sopraflutto.

Nel primo anno di ripascimento i fondali sono costituiti da una barra (**barra1**) che si estende parallelamente a costa, ad una distanza media di circa 60m da riva. La dinamica della barra è maggiormente caratterizzata da una sua migrazione *on/offshore* in funzione dell'entità delle mareggiate. In occasione di quelle più intense la barra migra verso una posizione a maggiore distanza da riva con velocità di migrazione maggiori delle successive migrazioni verso costa. I massimi *ranges* di variazione del posizionamento della barra non superano i 20m (Fig. 4.2.7., 4.2.8. e 4.2.9.).

Certain & Barusseau (2005) descrivono questo stesso comportamento di oscillazione della barra rispetto una posizione di equilibrio e lo denominano OPE, *Oscillation around a Position of Equilibrium*.

Armaroli & Ciavola (2011) osservano che la dinamica di spostamento *cross-shore* della cresta di barra esterna presso Lido di Dante è contraddistinta da movimenti uniformi limitati. La maggiore variabilità della morfologia delle barre sarebbe maggiormente caratterizzata da una sua variabilità planimetrica. Gli Autori osservano, infatti, che la

maggior moda di variabilità morfologica caratterizza la variazione delle ampiezze e del numero delle forme ritmiche. Ulteriormente, solo occasionalmente le barre di Lido di Dante passano ad uno stadio LBT in risposta alle mareggiate più intense, per tornare successivamente a sviluppare nuovamente le forme ritmiche. Una chiara evidenza di comportamenti tipo OPE sembra, quindi, non caratterizzare la dinamica delle barre a Lido di Dante.

A Terracina, durante lo ‘stadio morfologico’ a barra singola, la linea di riva mostra minime variazioni di arretramento/avanzamento e una morfologia lineare, presumibilmente dovuta ad una pendenza del fronte di spiaggia ripasciuta ancora molto elevata. In generale, lo stadio morfodinamico più rappresentativo della condizione a barra singola è classificabile secondo Wright & Short (1984) come LBT. Ulteriormente, presso la riva è presente una effimera barra di *swash*, scarsamente continua lungo costa e maggiormente visibile in prossimità della foce del Portatore durante periodi di mare calmo (Tav. 5, 6.1 e 6.2).

All’occorrenza di una serie di mareggiate di Libeccio e di Scirocco, con altezze d’onda di oltre 3m a 1200m da costa (Novembre 2008), la morfologia della spiaggia evolve bruscamente. In poco più di una settimana si osserva una migrazione della barra di oltre 50m verso mare. Parallelamente anche la barra di *swash* migra verso mare e va a costituire una nuova barra interna (**barra2**). Il fronte del ripascimento arretra di circa 20m (Fig. 4.2.7., 4.2.8. e 4.2.9.).

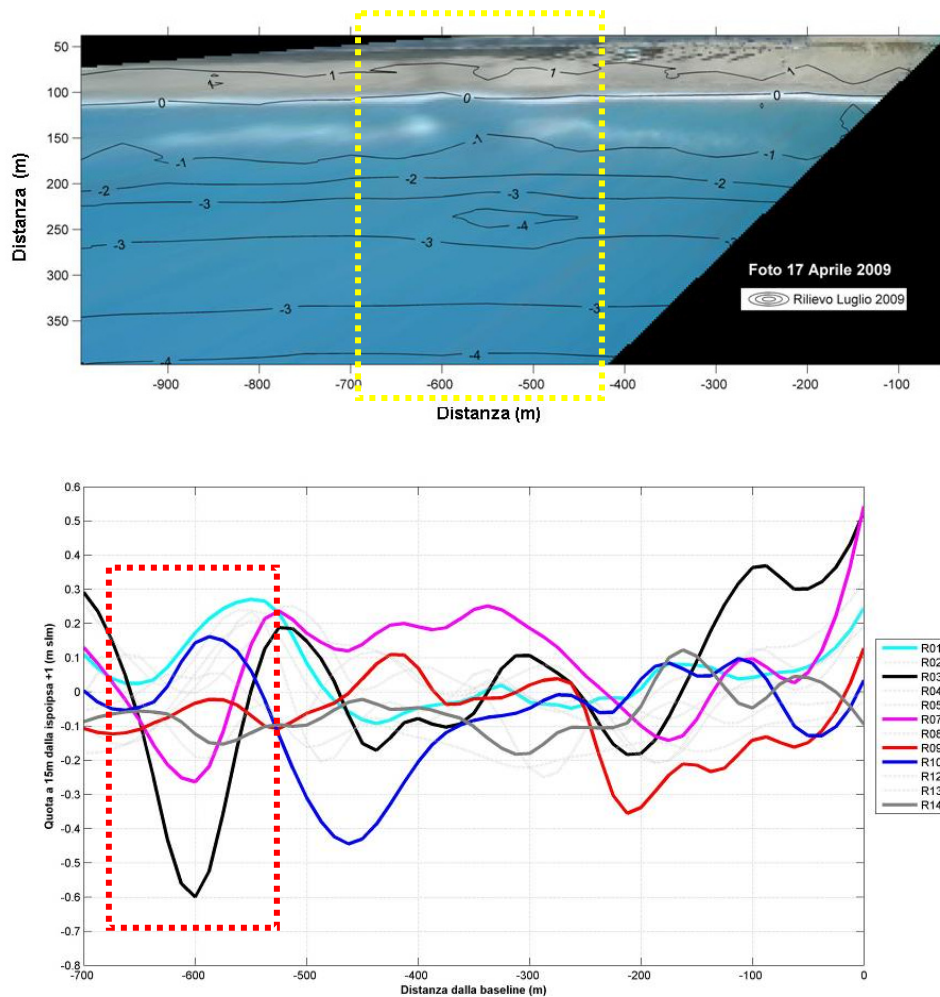
Il nuovo sistema a barra doppia (Tav. 7) mostra una dinamica sensibilmente differente della precedente condizione a barra singola.

La nuova barra interna (**barra2**) si posiziona ad una distanza sempre minore di quella a cui si osservava **barra1** nella morfologia a barra singola. Durante la primavera-estate 2009 essa aumenta notevolmente la propria sinuosità lungo costa (Fig. 4.2.10.). Si assiste, quindi, ad un graduale passaggio da LBT a TBR/RBB, come espressione di una classica *inner bar accretionary sequence* o *downstate transition* (Wright & Short, 1984). Non è mai stata osservata una morfologia della barra interna tipo LTT (*Low Tide Terrace*), probabilmente per un persistente stadio riflettivo del fronte di ripascimento. L’innesco della sequenza sembra essere successiva all’incidenza dell’ultima mareggiata primaverile prima delle calme estive, ovvero una mareggiata proveniente da Scirocco, caratterizzata da una persistenza di valori sopra soglia (1.5m) per oltre 24 ore consecutive. Successivamente, in un periodo estivo caratterizzato dall’assenza di eventi di mareggiata, la morfologia di



**barra2** sembra evolvere autonomamente e influenzare di conseguenza l'idrodinamica del sottocosta.

La spiaggia emersa inizia ad articolare la sua morfologia soprattutto nei settori in cui **barra2** si posizionava in prossimità della riva. In tali settori le variazioni della quota di spiaggia raggiungono i valori più elevati. Anche la morfologia del truogolo esterno sviluppa una zona a maggiore profondità nei pressi degli stessi settori (Fig. 5.1.).



**Figura 5.1.** – Confronto morfologia dei fondali e discontinuità video-morfologica di **barra2** (pannello superiore). Andamento temporale delle massime variazioni di quota misurate nella porzione prossima a riva (pannello inferiore). I riquadri tratteggiati indicano approssimativamente le stesse porzioni di litorale.

I fattori ambientali che hanno favorito l'incremento delle morfologie complesse della barra interna possono essere relazionati sia all'effetto indotto dalla barra esterna, sia alla progressiva diminuzione della distanza tra le barre (Fig. 4.2.8.). Tale soglia è stata raggiunta poco prima della stagione balneare (Giugno 2009) e sufficientemente dopo l'occorrenza dell'ultima mareggiata primaverile (27 Aprile 2009). L'incidenza di tale

mareggiata avrebbe indotto, pertanto, una diminuzione della distanza tra le due barre. La persistenza della morfologia di **barra2** sarebbe dovuta a meccanismi di auto-regolazione (*self-organization*) della barra, in cui la variabilità altimetrica lungo costa della cresta avrebbe indotto meccanismi di rifrazione delle onde incidenti (seppur minime) che si andavano concentrando e divergendo nelle festonature della barra. Simili comportamenti sono stati riscontrati in altri contesti (Ranasinghe et al., 2004; Castelle et al., 2007, Armaroli & Ciavola, 2011) e sono classificabili come modelli evolutivi *self-organisational* (Coco & Murray, 2007).

Se si esclude la notevole variabilità di forma lungo costa di **barra2**, la sua dinamica di variazione *cross-shore* risulta molto diminuita rispetto quella espressa da **barra1** nello stadio a singola barra. Tale immobilità è manifestata anche dalla barra esterna che, dopo aver raggiunto le massime distanze da riva durante le mareggiate di Novembre/Dicembre 2008, permane ad una distanza media di circa 110m da riva (Fig. 4.2.8.).

Sebbene meno evidente, le mareggiate invernali del 2009-2010 inducono un'ulteriore modifica nel comportamento di entrambe le barre, e della spiaggia.

All'occorrenza della mareggiata più intensa del 2010, che incide la spiaggia quasi ortogonalmente con altezze d'onda di 2.8m, **barra2** migra ulteriormente verso mare di circa 20m ripristinando una morfologia lineare (LBT) e inducendo una diminuzione della variabilità altimetrica nelle porzioni di spiaggia prossima alla linea di riva (Fig. 4.1.9.). Diminuiscono, quindi, le evidenze morfologiche di una circolazione a celle. Il ripristino della morfologia lineare di **barra2** è accompagnato da un minimo arretramento della linea di riva, ma che interessa omogeneamente l'intero profilo di spiaggia (Fig. 4.1.6.) con un volume unitario di  $-7 \text{ m}^3/\text{m}$ .

Tale assetto morfologico persiste per il restante periodo di osservazione.

L'influenza delle mareggiate invernali 2009/2010 induce, ulteriormente, una progressiva perdita dell'evidenza video-morfologica della barra esterna (**barra1**), ovvero la barra non induce più frangimento delle onde. La cresta di barra esterna, misurata in Marzo 2010, indica infatti una diminuzione della sua quota, soprattutto per il riempimento del trugolo esterno. L'evoluzione 2009-2010 del profilo di spiaggia è caratterizzata da un bilancio sedimentario nullo, indicando che il sedimento si è semplicemente ri-distribuito lungo il profilo senza diminuirne la volumetria. In questa interpretazione, il riempimento del trugolo sarebbe imputato alla modesta migrazione verso mare di **barra2** in risposta delle

mareggiate invernali (Fig. 4.1.17.). In relazione al 2009, durante il 2010 diminuisce sia il numero delle mareggiate, sia l'occorrenza di quelle da Scirocco (si veda Pyo in Fig. 4.2.7. e 4.2.8.). Tale variazione potrebbe aver incrementato sia la corrente di deriva litoranea, sia il trasporto sedimentario netto verso riva, ovvero lo *shoaling* delle onde o i moti al fondo connessi alla asimmetria d'onda (Hoefel & Elgar, 2003) avrebbero pregiudicato il disfacimento (spianamento) della cresta di barra esterna. Le altezze d'onda, seppur generavano frangimento sulla barra interna, non avevano un'energia tale da indurre frangimento su quella esterna, contribuendo ad una corrente al fondo sostanzialmente diretta verso costa (Plant et al., 2001).

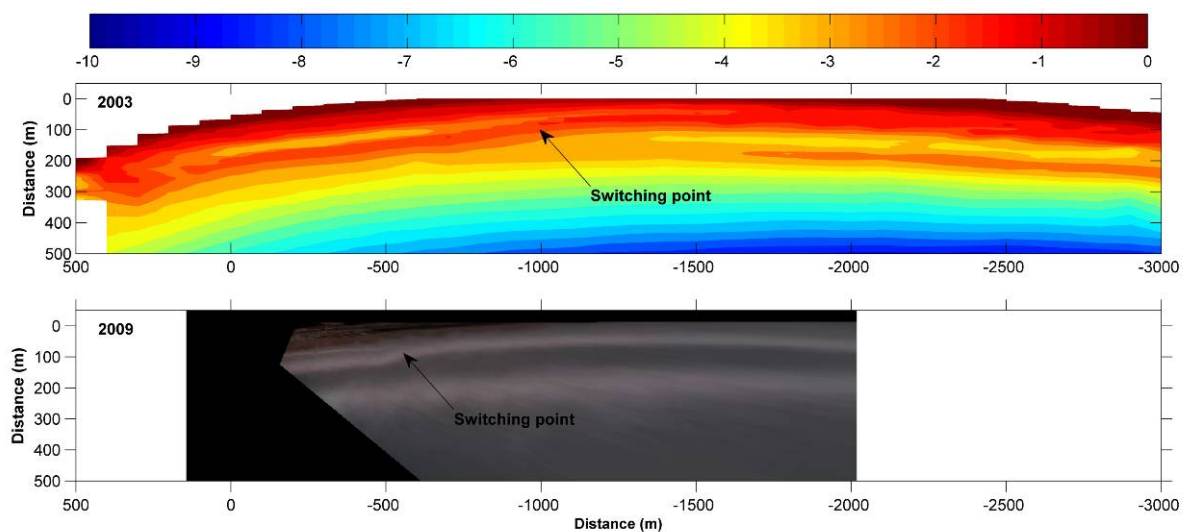
Tale interpretazione supporterebbe una movimentazione dei materiali esclusivamente *cross-shore*, senza considerare il potenziale apporto di sedimenti ad opera delle correnti litoranee, soprattutto dalle porzioni ripasciute sopraflutto. Per valutare tale influenza si procede ad analizzare le morfologie di barra nei pressi del Portatore, unico elemento di discontinuità che intercetta i flussi litoranei, per la situazione pre-ripascimento (2003) e quella post-ripascimento.

La morfologia naturale della spiaggia di Terracina, approssimabile esclusivamente dal rilievo topo-batimetrico di Aprile 2003, è caratterizzata da una discontinuità lungo costa delle barre tale da differenziare due sub-unità morfologiche (Fig. 5.2.). La porzione in prossimità del Portatore era costituita da una barra trasversale (*barra di sopraflutto*) che diminuiva la sua distanza da riva nel verso della deriva litorale (verso Est). Oltre i 1500m dalla foce si sviluppava una sistema a due barre disposte parallelamente a costa per il restante tratto del lungomare di Terracina (oltre 3km). La zona di transizione tra questi due settori è caratterizzata da una biforcazione della *barra di sopraflutto* la cui connessione fisica, e sedimentaria, risultava con entrambe le barre sottoflutto (Fig. 5.2.). La morfologia 2003 sembra indicare chiaramente una perturbazione della morfologia sommersa indotta dalla presenza della foce del Portatore, la cui influenza è osservabile fino ad una distanza di 1500m dalla foce.

La morfologia post-ripascimento è caratterizzata da una barra esterna continua su tutto il litorale, da una barra interna più o meno articolata e da una barra di *swash* maggiormente evidente nei primi 1000m di distanza dalla foce del Portatore e nelle porzioni immediatamente sottoflutto della zona di ripascimento (Fig. 4.1.14., Tav. 6.1 e 6.2).

L'orientamento obliquo della barra di *swash* mostra una stretta similitudine con quello della *barra di sopraflutto* del 2003 (Fig. 5.2.).

In particolare, nel 2003 la discontinuità del sistema di barre si esplica tramite una biforcazione (*switching*) della *barra di sopraflutto* con entrambe le barre sottoflutto. Le quote di tale raccordo variano in funzione della connessione con la barra interna (la cui cresta si trova a circa -1.5m di profondità) o con quella esterna (profondità della cresta di -2.5m).



**Figura 5.2.** – Confronto delle discontinuità morfologiche dei fondali pre- e post-ripascimento (stadio a barra singola).

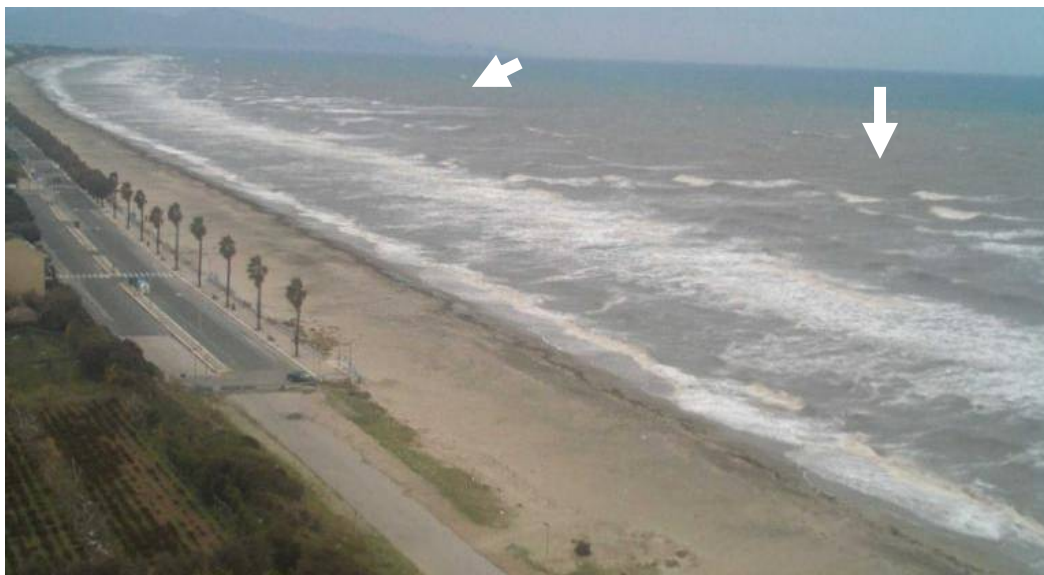
Nel caso post-ripascimento la perturbazione della morfologia dei fondali è maggiormente rappresentata dalla biforcazione della barra di *swash* rispetto la linea di riva. Il meccanismo di ripristino della continuità lungo costa di tale barra si esplica tramite una sua ‘rotazione verso mare’ che mette in connessione diretta il cuneo di ripascimento con i fondali antistanti (Fig. 4.2.17.). La capacità di redistribuzione di tali fenomeni di biforcazione, infatti, è fortemente connessa alle mareggiate che producono veloci correnti lungo costa (Shand et al., 2001). Gli eventi di biforcazione (*bar switching*) che hanno modellato il cuneo di ripascimento si sono esplicitati all’occorrenza di mareggiate a basso angolo di incidenza rispetto la riva (soprattutto da Scirocco). La persistenza di tale mareggiate sembra rappresentare un ulteriore fattore predisponente a tali fenomeni, o almeno alle variazioni morfologiche discrete che sono state osservate a Terracina (Fig. 4.3.4.). La durata delle mareggiate rappresenta, infatti, un fattore chiave nell’evoluzione morfodinamica delle spiagge Mediterranee (Armaroli et al., 2006; 2007; Jimnez et al.,

2008; Armaroli & Ciavola, 2011). Recentemente, Price & Ruessink (in stampa) evidenziano che la mobilità di sedimento lungo costa (e quindi l'angolo di incidenza delle mareggiate) può rappresentare un'ulteriore fattore caratterizzante l'evoluzione morfodinamica di sistemi a barra doppia.

Anche la migrazione verso mare di **barra1**, a fine Novembre 2008, potrebbe aver sensibilmente interagito con il flusso sedimentario lungo costa, e quindi con le perturbazioni indotte dalla presenza del Portatore.

Il dato 2003 ci indica, infatti, che l'altezza della cresta di barra esterna si andava innalzando nel verso della deriva litoranea, come risultato di una sedimentazione forzata dalla decelerazione dei flussi sedimentari nei pressi del Porto di Terracina, posizionato a 4.2km dalla foce del Portatore. Differentemente, la barra esterna del 2009 presenta delle culminazioni della cresta nei pressi del settore di ripascimento. Anche il riempimento del truogolo esterno, e la conseguente scomparsa della cresta di barra esterna nel 2010 potrebbero essere relazionati alla stessa intercettazione dei flussi sedimentari ad opera, però, della barra esterna (**barra1**). Lo stadio morfologico a barra doppia, e quindi lo spostamento verso mare della barra esterna, potrebbe aver interagito con il campo idrodinamico sottocosta rallentando la velocità della deriva litoranea, favorendo la deposizione sopraflutto e il depauperamento di materiali sotto flutto (van Duin et al., 2004; Ojeda et al., 2008). Tale fenomeno sarebbe maggiormente attivo durante gli eventi di mareggiata, momento in cui la continuità del flusso sedimentario lungo costa è assicurato dalle correnti generate per frangimento sulla barra esterna. Durante le mareggiate del 2008-2009, infatti, la continuità fisica di **barra1** con le porzioni sopraflutto è ben evidente anche nei pressi della foce del Portatore (Tav. 10.). Ulteriormente, l'evoluzione recente di **barra1**, ovvero la sua minore evidenza morfologica ed ottica nel corso del 2010 è stata accompagnata da una trasformazione dei frangenti nel settore antistante al ripascimento. Foto recenti, ancora in fase di processamento, indicano infatti una localizzazione preferenziale della frangenza sulla barra esterna nella porzione antistante al ripascimento. Tale evidenza è maggiormente visibile con minimi valori di altezze d'onda, quando la frangenza si focalizza sulle culminazioni della barra. Sembra quindi che la culminazione di **barra1** continui a persistere nella zona di ripascimento (Fig. 5.3.).

Le evidenze di una stretta relazione tra evoluzione del profilo *cross-shore* e *drift* litoraneo sembra possa aver influenzato la spiaggia di Terracina sia precedentemente che successivamente al ripascimento.



**Figura 5.3.** – Immagine *snap* del 21 Novembre 2010. Le frecce indicano le zone dove si concentra la frangenza sulla barra esterna.

L'assetto morfologico a tre anni dal ripascimento è stato caratterizzato, quindi, da un'evoluzione consistente del profilo, innescato soprattutto da una serie di mareggiate di Libeccio e di Scirocco che a fine 2008 hanno determinato una nuova condizione di equilibrio della spiaggia di Terracina, costituita da un sistema a barra doppia. L'evoluzione 2009/2010 ci indica un ulteriore ripristino di una condizione a barra singola<sup>21</sup>.

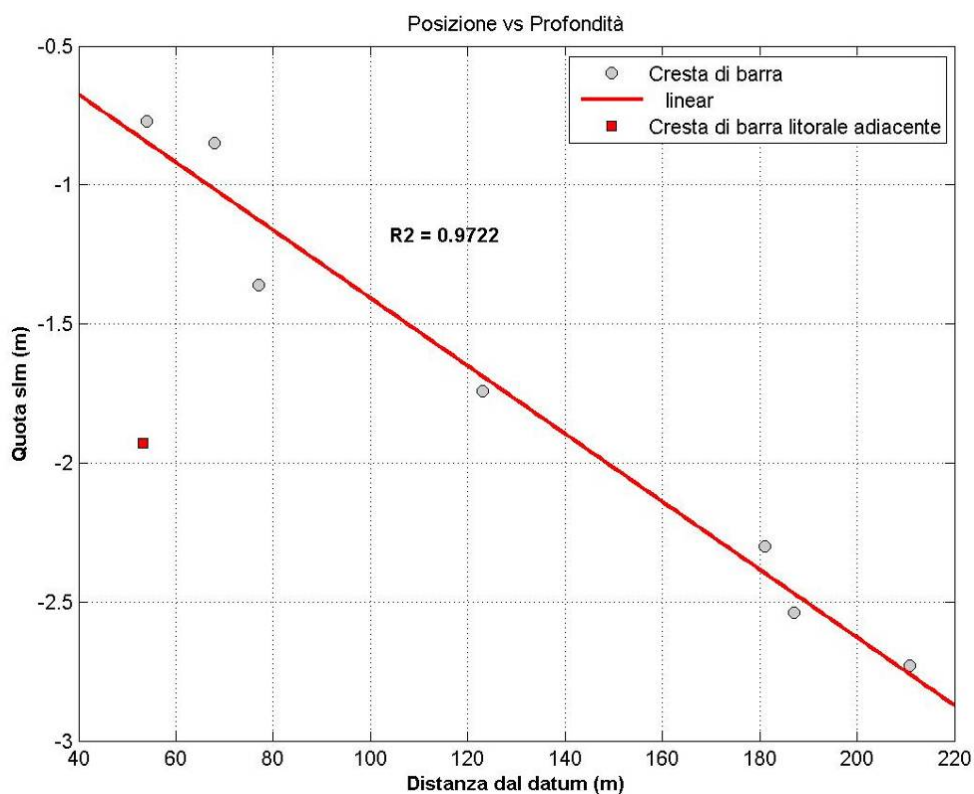
Dati morfologici pregressi ci indicano, infatti, che i fondali del litorale di Terracina sono stati caratterizzati sia da sistemi a barra singola che sistemi a barra doppia.

Le barre che si sono sviluppate sul litorale Terracina, dal 2003 al 2010, sembrano seguire una nota relazione tra profondità della cresta di barra e sua distanza da riva (Fig. 5.4.). L'unica deviazione da tale tendenza spetta alla morfologia delle barre posizionate nella spiaggia adiacente la foce del Portatore (quadrato rosso nella figura). La morfologia di equilibrio del litorale sembra, quindi, essere dipendente dal *budget* sedimentario a disposizione ma comunque seguire un determinato *pattern* morfologico che naturalmente

---

<sup>21</sup> Evidenze video recenti mostrano nuovamente un frangimento sulla barra esterna, anche se in una posizione più prossima a riva, si veda la figura 5.3..

ripristina l'interazione tra geomorfologia locale (pendenza dei fondali) e caratteristiche del clima meteo-marino locale (Brambati & Finocchiaro, 1987; Simeoni, 1989; Shand et al., 1999; Ruessink et al., 2003, Kuriyama et al., 2008; Pape et al., 2010).



**Figura 5.4.** – Relazione tra quota e distanza da riva della cresta di barra.

## 6. Conclusioni e prospettive di ricerca

La tecnica del video-monitoraggio costiero è stata utilizzata per analizzare l'evoluzione morfologica del tratto di litorale di Terracina a seguito di un intervento di ripascimento. A fine estate 2007 sono stati sversati oltre 300 mila m<sup>3</sup> di sabbia su circa 1000m di spiaggia.

La dinamica evolutiva del litorale è stata indagata tramite l'osservazione del posizionamento *cross-shore* di quattro indicatori morfologici, due caratterizzanti il *foreshore* e due la zona delle barre (zona del *surf*). Con riferimento particolare alle barre, l'andamento lungo costa delle video-morfologie è stato analizzato anche in termini di sinuosità della cresta di barra e suo andamento nel tempo. Non sono state analizzate le eventuali modalità di migrazione di tali morfologie lungo costa, è stato assunto che l'evoluzione *cross-shore* delle morfologie fosse rappresentativa di un comportamento omogeneo dell'intero tratto analizzato (circa 1000m di spiaggia) o almeno di forme con dimensioni pari o maggiori del tratto in analisi.

La rappresentatività morfologica di queste video-morfologie è stata tarata tramite un confronto con quattordici rilievi topografici e cinque rilievi batimetrici eseguiti nello stesso tratto di litorale durante la primavera del 2009 e l'autunno del 2010. Le incertezze di posizionamento planimetrico delle video-morfologie è risultata maggiormente dipendente dai valori delle altezze d'onda. La variabilità video-morfologica delle video-morfologie, e soprattutto delle barre, è stata complicata dai movimenti fittizi indotti dalla variabilità della posizione ottica delle barre durante gli eventi di mareggiata. Per ovviare a tale indeterminatezze, è stata analizzata la sola componente di bassa frequenza della variabilità video-morfologica, ovvero le dinamiche di lungo termine. L'analisi del comportamento morfologico di breve termine, in risposta ai singoli eventi di mareggiata, è stata filtrata e gli errori derivanti da falsi spostamenti delle morfologia hanno perso di significatività su intervalli di osservazione molto maggiori del singolo evento. Tuttavia, la variabilità di alta frequenza legata all'occorrenza dei singoli eventi di mareggiata è stata analizzata qualitativamente, e sempre vincolata dalle incertezze di posizionamento planimetrico delle video-morfologie.



L'evoluzione della spiaggia di Terracina è suddividibile in tre periodi in funzione delle caratteristiche morfologiche dei sistemi di barre osservate. Nel primo anno successivo al ripascimento la morfologia è rappresentata da un sistema a barra singola che fronteggiava una spiaggia tabulare e con pendenze alla battigia modeste. In occasione di una serie di violente mareggiate di Scirocco e Libeccio (Novembre 2008), la morfologia di equilibrio cambia drasticamente. Si osserva una netta migrazione *offshore* della barra pre-esistente e la formazione di una nuova barra sottoriva. Il sistema assume una morfologia a barra doppia che permane fino al successivo periodo invernale (Novembre-Dicembre 2009). L'evoluzione 2010 è caratterizzata da un ripristino della condizione morfologica a barra singola.

Le differenti morfologie di barra sono caratterizzate da dinamiche evolutive essenzialmente differenti. Nel sistema a barra singola tutta l'energia del moto ondoso viene assorbita da una singola barra, che per risposta alle mareggiate è soggetta ad una notevole dinamica di migrazioni *on/offshore*, con velocità di migrazione verso mare (*offshore*) sempre maggiori delle successive migrazioni verso costa (*onshore*). La barra, infatti, tendeva a ri-assumere la posizione occupata precedentemente all'evento di mareggiata. Nel corso del 2008 tale posizione di equilibrio era a circa 60m da riva. Il sistema a barra doppia evidenzia una dinamica *cross-shore* molto meno evidente, la barra esterna dissipa la maggior parte del contenuto energetico e permane ad una distanza (quasi stabile) di 120m da riva. La barra interna subisce l'influenza di quella esterna e viene forzata a permanere ad una distanza da costa di circa 40m. La diminuzione della distanza tra la barra interna e la linea di riva, nonché tra la barra interna e quella esterna, innescano una complessa circolazione a celle e lo sviluppo di canali di *rip*. Tale tendenza persiste per tutto il periodo estivo 2009. Ad un aumento della distanza tra la barra interna e la riva, ed ad una diminuzione della capacità dissipativa della barra esterna, viene ristabilita una morfologia della barra interna lineare (LBT), e conseguentemente una diminuzione delle evidenze morfologiche di una circolazione a celle.

Gli stadi morfologici osservati sono stati paragonati con i dati pregressi, supportando ulteriormente l'evidenza che il litorale di Terracina modula la morfologia dei fondali in funzione, soprattutto, dell'occorrenza delle mareggiate più severe. L'alternanza di periodi a

barra singola o doppia potrebbe indicare una variazione naturale del *budget* sedimentario di spiaggia, non relazionabile però ai minimi apporti solidi fluviali. Dati petrografici e mineralogici pregressi supportano l'idea che le sabbie del litorale possano derivare dal disfacimento di porzioni costiere sopraflutto. La quantità di sabbia a disposizione del sistema spiaggia potrebbe variare in funzione della maggiore o minore movimentazione di materiali lungo costa influenzata sia dall'occorrenza delle mareggiate più severe, sia dalla loro direzione di incidenza. Nel lungo periodo, la morfologia dei bassi fondali di Terracina seguirebbe una condizione di equilibrio che, indipendentemente dal *budget* sedimentario a disposizione, si modulerebbe al clima meteo-marino in funzione delle principali caratteristiche geomorfologiche locali (granulometria e pendenze dei fondali).

La persistenza degli stadi morfologici osservati durante il 2007/2010 sembra sia funzione esclusiva del numero e della durata degli eventi di mareggiata. Dove la condizione a barra doppia esprime un'organizzazione morfologica di alta energia, mentre quella a barra singola si genera in conseguenza di una minore energia delle mareggiate invernali e primaverili, e quindi rappresenta la morfologia a cui naturalmente la spiaggia tende nella maggior parte dell'anno.

Le morfologie dei fondali di Terracina sono influenzate da un'importante elemento di discontinuità del flusso sedimentario lungo costa, rappresentato dalla foce armata di un canale di bonifica (Portatore) che sfocia nei pressi della spiaggia in esame. La dinamica netta dell'unità fisiografica in cui si colloca la spiaggia di Terracina è fortemente influenzata da una deriva litoranea diretta verso Est. L'azione idraulica del Portatore indurrebbe uno stile di discontinuità dei bassi fondali che si esaurirebbe nei primi 1500m di distanza dal canale. Il cuneo di ripascimento di Terracina è stato messo in posto proprio in questa area di influenza del Portatore. L'interazione tra la nuova morfologia della spiaggia ripasciuta e il flusso del Portatore ha generato un meccanismo di erosione progressiva del fronte di ripascimento che ha rifornito i fondali antistanti tramite dei fenomeni di biforcazione della barra di *swash*.

La formazione della barra esterna nel 2009 potrebbe aver ulteriormente compromesso la continuità dei flussi di deriva litorale inducendo una decelerazione dei flussi e innescando sia un aumento dei tassi di sedimentazione nelle sue immediate vicinanze, sia un

depauperamento dei materiali che naturalmente ripascevano la barra esterna nei settori sottoflutto. La volumetria della barra esterna nei pressi del ripascimento, quasi il doppio del volume della porzione erosa dalla spiaggia antistante, supporterebbe ulteriormente l'influenza che l'apporto sedimentario da sopraflutto ha avuto nella sua crescita, e nella (de)crescita delle porzioni sottoflutto.

Il confronto tra le due tipologie di indicatori, zona di *foreshore* e zona del *surf*, ci indica una differente capacità di rappresentazione delle dinamiche associate. L'analisi dei soli andamenti della linea di riva sarebbe in grado di esprimere esclusivamente le dinamiche di arretramento o avanzamento. L'analisi della morfologia della cresta di barra, indicatore della zona del *surf*, ci fornisce un quadro molto più completo delle dinamiche di circolazione dell'intero sottocosta, che di conseguenza trovano un'alta correlazione con le dinamiche di avanzamento/arretramento della linea di riva.

L'osservazione in continuo delle morfologie della costa fornisce informazioni fenomenologiche tanto più robuste quanto maggiore è l'intervallo temporale di osservazione. Ulteriormente, l'estensione areale della zona osservata pregiudica la possibilità di individuare l'uniformità delle dinamiche osservate su settori più ampi, riuscendo a discriminare meglio il grado di influenza delle componenti *cross-shore* o *alongshore* a tali dinamiche. L'analisi delle dinamiche di Terracina ha sofferto di entrambe queste limitazioni. Dal punto di vista temporale la serie di osservazioni è ancora troppo breve per riuscire ad individuare il tempo necessario che le morfologie di barra impiegano per raggiungere una condizione di equilibrio. Ad esempio, foto ancora in fase di processamento, ci indicano lo sviluppo di una nuova morfologia a barra doppia, pregiudicando sensibilmente l'interpretazione desunta della persistenza temporale di tale stadio morfologico. Congiuntamente, le modeste coperture areali del tratto monitorato (in relazione all'estensione dell'intero lungomare di Terracina) rappresentano un vincolo notevole alla comprensione dell'influenza che la migrazione lungo costa di forme complesse potrebbe avere sulle dinamiche *cross-shore* di lungo termine.

Le prospettive future non possono non essere orientate verso un confronto tra le dinamiche osservate nella spiaggia di Terracina con altre spiagge Tirreniche, proprio per analizzare il vincolo che i fattori geomorfologici locali possono impartire sulle modalità

comportamentali dei sistemi di barre. Ulteriormente, un'implementazione del sistema di video-monitoraggio di Terracina potrebbe migliorare ed estendere le osservazioni video-morfologiche ad una porzione di litorale molto più estesa.

## **Bibliografia**

- Aagaard T., Davidson-Arnott R., Greenwood B. & Nielsen J. (2004), Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology* 60, 205-224.
- Aarninkhof, S. G. J. & J. A. Roelvink (1999), Argus-based monitoring of intertidal beach morphodynamics. In: *Proc. Coastal Sediments'99*, New York: ASCE, 2429–2444.
- Aarninkhof, S. G. J. & R. A. Holman (1999), Monitoring the nearshore with video. *Backscatter* 10, 8–11.
- Aarninkhof, S.G.J, Turner, I.L., Dronkers, T.D.T., Caljouw, M., Nipius, L. (2003), A video-based technique for mapping intertidal beach bathymetry. *Coastal Engineering* 49, 275-289.
- Archetti R. Torricelli E., Erdman R, and Lamberti A. (2008a), First application of a new imaging system for the coastal monitoring. *Proceedings of the V International Conference on Coastal Structures*.
- Archetti R., C. F. Schiaffino, M. Ferrari , M. Brignone, D..Rihouey (2008b), Video systems for the coastal monitoring. In *Beach Erosion Monitoring. Edited by Enzo Pranzino & Lilian Wetzel Nuova Grafica Fiorentina. pp. 101 – 109*.
- Archetti R. (2009), Study of the evolution of abeach protected by low crested structures using video monitoring. *Journal of Coastal Research* . Vol 25(4). Pp 884 – 899. Issn 1551-5036.
- Archetti R. & Zanuttigh B. (2010), Integrated monitoring of the hydro-morphodynamics of a beach protected by low crested detached breakwaters. *Coastal Engineering* 57, Issue 10, October 2010, Pages 879-891.
- Armaroli, C. & Ciavola, P. (2011), Dynamics of a nearshore bar system in the northern Adriatic: A video-based morphological classification. *Geomorphology*, 126, 201-216.
- Armaroli, C., Balouin, Y., Ciavola, P. e Gardelli, M. (2006), Bar changes due to storm events using ARGUS: Lido di Dante, Italy. *Proceedings of Coastal Dynamics 2005*, ASCE, New York, USA, ISBN: 0-7844-0855-6.
- Armaroli, C., Ciavola, P., Caleffi, S. e Gardelli, M. (2007), Morphodynamics of nearshore rhythmic forms: an energy-based classification. *Proceedings of 2007 International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, 4009-4021.
- Battjes, J. A. & J. P. F. M. Janssen (1978), Energy loss and setup due to breaking in random waves. In: *Proceedings Coastal Engineering'78*, New York: ASCE, 569–587.
- Battjes, J. A. & M. J. F. Stive (1985), Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves. *Journal of Geophysical Research* 90, 9159–9167.
- Birkemeier, W. A. (1984), Time scales of nearshore profile changes. In: *Proceedings Coastal Engineering'84*, New York: ASCE, 1507–1521.

- Boak, E., H. & Turner I., L. (2005), Shoreline definition and detection: a review. *Journal of Coastal Research* 21(4), 688-703.
- Booij, N., Ris, R.C. e Holthuijsen, L.H. (1999), A third-generation wave model for coastal regions. Part I—Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C4), 7649-7666.
- Brambati, A. & Finocchiaro, F. (1987), Definition of the erosional and depositional regime of a littoral zone by means of analysis of the slope of the submarine beach. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra* 31, 469-491.
- CADSEALAND project, <http://www.cadses.net>
- Carter, R. W. G. & K. J. Kitcher (1979), The geomorphology of offshore sand bars on the north coast of Ireland. In: *Proceedings Royal Irish Academy Biological, Geological and Chemical Science*, Dublin: Royal Irish Academy, 1507–1521.
- Castelle, B., P. Bonneton, H. Dupuis and N. Senechal (2007), Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast: a review. *Marine Geology* 245, 141-159.
- Certain, R. & J. P. Barousseau (2005), Conceptual modelling of sand bars morphodynamics for a microtidal beach (Sete, France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 176, 343-354.
- CNR (1981), *Atlante delle spiagge italiane*. Progetto finalizzato “Conservazione del suolo”, sottoprogetto “Dinamica dei litorali”. Consiglio Nazionale delle Ricerche. S.E.L.CA., Firenze.
- Coco, G. & A. B. Murray (2007), Patterns in the sand: from forcing templates to self-organization. *Geomorphology* 91, 271-290.
- COSMO Newsletter (2004), Operational Applications – ARPA-SIM (BOLOGNA). *Deutscher WetterDienst (DWD)*, Offenbach, 6, 25-26.
- Dal cin, R. & Simeoni, U. (1994), A model for determining the classification, vulnerabilità and risk in the southern coastal zone of the Marche (Italy). *Journal of Coastal Research* 10(1), 18-29.
- Davidson, M.A., Van Koningsveld, M., De Kruif, A., Rawson, J., Holman, R.A., Lamberti, A., Medina, R., Kroon, A. & Aarninkhof, S.G.J. (2007). The CoastView project: developing video-derived coastal state indicators in support of coastal zone management. *Coastal Engineering Special Issue of the CoastView project* 54, 463–475.
- De Vriend, H. J. (1997), Prediction of aggregated-scale coastal evolution. In: *Proceedings Coastal Dynamics'97*, New York: ASCE, 644–653.
- Dolan, R.; Hayden, B.P.; May, P., & May, S.K., (1980). The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs. *Shore and Beach* 48(4), 22–29.
- Dolan, T., J. & Dean R., G. (1985), Multiple longshore bars in the Upper Chesapeake Bay. *Estuarine Coastal Shelf Science* 21, 727-743.

- Evangelista S., La Monica G.B. & Landini B. (1992), Artificial beach nourishment using crushed limestone gravel: first data about short and long-term beach response at Terracina (Latium, Italy) - *Boll. Ocean. Teor. Appl.* 10, 273-278.
- Evangelista S., Full W.E., La Monica G.B. & Nelson D. (2004), Aspects of littoral dynamics along the Circeo-Terraacina coastal area (Lazio-Italia Centrale). *Geologica Romana*, 37, 127-130.
- Gallagher, E., Elgar, L., S. & Guza, R., T. (1998), Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research* 103, 3203-3215.
- Gandolfi G. & Paganelli L. (1984), Petrografia delle sabbie del litorale tirrenico fra i Monti dell'Uccellina e Monte Procida – *Miner. Petrogr. Acta* 18, 173-191.
- Grasmeijer, B., T. & Van Rijn, L., C. (1999), Transport of fine sands by currents and waves III: breaking waves over barred profile with ripples. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* 125(2), 71-79.
- Grunnet, N., M. & Hoekstra, P. (2004), Alongshore variability of the multiple barred coast of Terschelling, The Netherlands. *Marine Geology* 203, 23-41.
- Grunnet, N. M., D. J. R. Walstra & B. G. Ruessink (2004), Process-based modelling of a shoreface nourishment. *Coastal Engineering* 51, 581-607.
- Gullen J. & Palanques A. (1993), Longshore bar and trough systems in a microtidal, storm-wave dominated coast: The Ebro delta (Northwestern Mediterranean). *Marine Geology* 115, 239-252.
- Hoefel, F. & Elgar, S. (2003), Wave-induced sediment transport and sandbar migration. *Science* 299, 1885-1887.
- Holland, K. T., R. Holman, T. Lippmann, J. Stanley & N. Plant (1997), Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *Journal of Oceanic Engineering* 22, 81-92.
- Holman, R. A. & J. Stanley (2007), The history and technical capabilities of Argus. *Coastal Engineering* 54, 477-491.
- Jiménez J.A., Guillén J., Falqués A. (2008), Comment on the article 'Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment' by Gómez-Pujol L., Orfila A., Cañellas B., Alvarez-Ellacuria A., Méndez F.J. Medina R. Tintoré J. *Marine Geology*, 255, 96-101.
- Kingston, K. S., B. G. Ruessink, I. M. J. Van Enckevort & M. A. Davidson (2000), Artificial neural network correction of remotely sensed sandbar location. *Marine Geology* 169, 137-160.
- Komar, P. D. (1976), *Beach Processes and Sedimentation*. New Jersey: Prentice Hall, Prima edizione.
- Kuriyama, Y. (2002), Medium-term bar behavior and associated sediment transport at Hasaki, Japan. *Journal of Geophysical Research* 107.
- Kuriyama, Y., Ito, Y. & Yanagishima, S. (2008), Medium-term variations of bar properties and their linkages with environmental factors at Hasaki, Japan. *Marine Geology* 248, 1-10.

- Li, Y., M. Lark & D. Reeve (2005), Multi-scale variability of beach profiles at Duck: a wavelet analysis. *Coastal Engineering* 52, 1133-1153.
- Lippmann, T. C. & Holman R. A. (1989), Quantification of sand bar morphology: a video technique based on wave dissipation. *Journal of Geophysical Research* 94, 995–1011.
- Lippmann, T. C. & R. A. Holman (1990), The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *Journal of Geophysical Research* 95, 11575–11590.
- Lippmann, T. C., R. A. Holman & K. K. Hathaway (1993), Episodic, nonstationary behavior of a two sand bar system at Duck. *Journal of Coastal Research* 15, 49-75.
- Lorenz, E. N. (1963), Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences* 20, 130-141.
- Madsen, A. J. & N. G. Plant (2001), Intertidal beach slope predictions compared to field data. *Marine Geology* 173, 121–139.
- Marinõ-Tapia, I., J., Russel, P., E., O'Hare, T., J., Davidson, M., A. & Huntley, D., A. (2007), Cross-shore sediment transport on natural beaches and its relation to sandbar migration patterns: 1. Field observations and derivation of a transport parametrization. *Journal of Geophysical Research* 112.
- Masselink, G. (1995), Group bound long waves as a source of infragravity energy in the surf zone. *Continental Shelf Research* 15, 1525-1547.
- Nielsen, P. (1983), Analytical determination of nearshore wave height variation due to refraction, shoaling and friction. *Coastal Engineering* 7, 233–251.
- Nieto M. A., Garau B., Balle S., Simarro G., Zarruk GA, Ortiz A., Tintoré J, Álvarez-Ellacuría A, Gómez-Pujol L. and Orfila A. (2010), An open source, low cost video-based coastal monitoring system. *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (14): 1712–1719.
- O'Hare, T., J. & Huntley, D., A. (1994), Bar formation due to wave groups and associated long waves. *Marine Geology*, 116, 313-325.
- Ojeda, E., Ruessink, B., G., Guillen, J. (2008), Morphodynamic response of a two-barred beach to a shoreface nourishment. *Coastal Engineering* 55, 1185-1196.
- Pape, L., N.G. Plant & B.G. Ruessink (2010), On cross-shore migration and equilibrium states of nearshore sandbars. *Journal of Geophysical Research* 115, F03008.
- Plant, N. G. & R. A. Holman (1997), Intertidal beach profile estimation using video images. *Marine Geology* 140, 1–24.
- Plant, N. G., R. A. Holman, M. H. Freilich & W. A. Birkemeier (1999), A simple model for interannual sandbar behavior. *Journal of Geophysical Research* 104, 15755-15776.
- Plant, N. G., M. H. Freilich & R. A. Holman (2001), Role of morphologic feedback in surf zone sandbar response. *Journal of Geophysical Research* 106, 973-989.
- Pranzini, E., Simonetti, D. & Vitale, G. (2010), Sand Colour Rating and Chromatic Compatibility of Borrow Sediments. *Journal of Coastal Research* 26 (5), 798-808.



- Price, T.D. & Ruessink, B.G. (in stampa), State dynamics of a double sandbar system. *Continental Shelf Research*.
- Pruszek, Z., G. Rozyński & R. B. Zeidler (1997), Statistical properties of multiple bars. *Coastal Engineering* 31, 263–280.
- Ranasinghe, R., Symonds, G., Black, K. & Holman, R. (2004), Morphodynamics of intermediate beaches: a video imaging and numerical modelling study. *Coastal Engineering* 51, 629-655.
- Reniers, A. J. H. M. & J. A. Battjes (1997), A laboratory study of longshore currents over barred and non-barred beaches. *Coastal Engineering* 30, 1–22.
- Ruessink, B. G. & A. Kroon (1994), The behaviour of a multiple bar system in the nearshore zone of Terschelling: 1965-1993. *Marine Geology* 121, 187–197.
- Ruessink, B., G. (1998), The temporal and spatial variability of infragravity energy in a barred nearshore zone. *Continental Shelf Research* 18, 585-605.
- Ruessink, B., G. & Terwindt, J., H., J. (2000), The behaviour of nearshore bars on the time scale of years: a conceptual model. *Marine Geology* 163, 289-302.
- Ruessink, B. G., I. M. J. van Enckevort, K. S. Kingston & M. A. Davidson (2000), Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour. *Marine Geology* 169, 161–183.
- Ruessink, B. G., K. M. Wijnberg, R. A. Holman, Y. Kuriyama & I. M. J. van Enckevort (2003), Intersite comparison of interannual nearshore bar behavior. *Journal of Geophysical Research* 108.
- Ruessink, B. G., G. Coco, R. Ranasinghe & I. L. Turner (2007a), Coupled and noncoupled behavior of three-dimensional morphological patterns in a double sandbar system. *Journal of Geophysical Research* 112, C07002.
- Ruessink, B. G., Y. Kuriyama, A. J. H. M. Reniers, J. A. Roelvink & D. J. R. Walstra (2007b), Modeling cross-shore sandbar behavior on the timescale of weeks. *Journal of Geophysical Research* 112.
- Ruessink, B. G. & Y. Kuriyama (2008), Numerical predictability experiments of crossshore sandbar migration. *Geophysical Research Letters* 35, L01603.
- Ruessink, B. G., L. Pape & I. L. Turner (2009), Daily to interannual cross-shore sandbar migration: observations from a multiple sandbar system. *Continental Shelf Research* 29, 1663-1677.
- Ruggiero, P., G. M. Kaminsky, G. Gelfenbaum & B. Voigt (2005), Seasonal to interannual morphodynamics along a high-energy dissipative littoral cell. *Journal of Coastal Research* 21, 553-578.
- Shand, R., D., Beiley, D., B. & Shepherd, J., M. (1999), An inter-site comparison of net offshore bar migration characteristics and environmental conditions. *Journal of Coastal Research* 15, 750-765.
- Shand, R., D., Beiley, D., B. & Shepherd, J., M. (2001), Longshore realignment of shore-parallel sand-bars at Wanganui, New Zealand. *Marine Geology* 179, 147-161.

- Shand R.D., Hesp P.A. & Shepherd M.J. (2004), Beach cut in relation to net offshore bar migration. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 39.
- Short, A. D. (1999), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. West Sussex: Wiley.
- Short, A.D. & Aagaard, T. (1993), Single and multi-bar beach change models. *Journal of Coastal Research* 15, 141-157.
- Simeoni, U. (1989), Rapporti tra barre e caratteri idrodinamico-geomorfologici nei litorali nord abruzzesi (medio Adriatico). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 108, 161-173.
- Southgate, H. N., K. M. Wijnberg, M. Larson, M. Capobianco & H. Jansen (2003), Analysis of field data of coastal morphological evolution over yearly and decadal timescales. Part 2: non-linear techniques. *Journal of Coastal Research* 19, 776-789.
- Stato dei litorali italiani (2006), AA.VV., *Studi Costieri* 10.
- Stive, M. J. F. & H. J. De Vriend (1994), Shear stresses and mean flow in shoaling and breaking waves. In: *Proceedings Coastal Engineering'94*, New York: ASCE, 594–608.
- Stive, M. J. F., H. J. De Vriend P. J. Cowell & A. W. Niedoroda (1995), Behaviour oriented models of shoreface evolution. In: *Proceedings Coastal Dynamics'95*, New York: ASCE, 998–1005.
- Stive M.J.F., Aarninkof S., Hamm L., Hanson H., Larson M., Wijnberg W., Nicholls R.J. & Capobianco M. (2002), Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering*, 47, 211-235.
- Thornton, E. B. & R. T. Humiston (1996), Bar/trough generation on a natural beach. *Journal of Geophysical Research* 101, 12097-12110.
- Turner, I. L. & V. M. Leyden (2000), System description and analysis of shoreline change: August 1999 - February 2000. Report 1, Northern Gold Coast Coastal Imaging System. WRL Technical Report 00/12, 85 pp., Water Research Laboratory, University of New South Wales.
- Turner, I. L., V. M. Leyden, G. Symonds, J. McGrath, A. Jackson, T. Jancar, S. G. J. Aarninkhof & I. E. Elshoff (2000), Predicted and observed coastline changes at the gold coast artificial reef. In: *Proc. 27th Int. Conf. on Coastal Engineering*, New York: ASCE, 1836–1847.
- Valentini, A., Delli Passeri, L., Paccagnella, T., Patruno, P., Marsigli, C., Deserti, M., Chiggiato, J. & Tibaldi, S. (2007), The Sea State forecast system of ARPA-SIM., *Boll. Geof. Teor. Appl.* 48 (3), 333-349.
- van Duin, M., J., P., Wiersma, N., R., Walstra, D., J., R., van Rijn, L., C., Stive, M., J., F. (2007), Nourishing the shoreface: observations and hindcasting of the Egmond case, The Netherlands. *Coastal Engineering* 51, 813– 837.
- van Enkevort, I. M. J. and B. G. Ruessink (2001), Effects of hydrodynamics and bathymetry on video estimates of nearshore sandbar position. *Journal of Geophysical Research* 106, 16969-16979.

- van Enckevort, I. M., J., Ruessink, B., G., Coco, G., Suzuki, K., Turner, I., L., Plant, N., G. & Holman, R. (2004), Observations of nearshore crescentic sandbars. *Journal of Geophysical Research* 109, C06028.
- van Rijn, L. C., D. J. R. Walstra, B. Grasmeijer, J. Sutherland, S. Pan & J. P. Sierra (2003), The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. *Coastal Engineering* 47, 295-327.
- Walstra, D. J. R. & B. G. Ruessink (2009), Process-based modeling of cyclic bar behaviour on yearly scales. In: *Proceedings of Coastal Dynamics, Tokyo, Japan, no.54*.
- Wijnberg, K. M. & Wolf, F., C., J. (1994), Three-dimensional behaviour of a multiple bar system. *Proceedings of Coastal Dynamics '94, ASCE, New York, 59-73*.
- Wijnberg, K. M. & J. H. J. Terwindt (1995), Extracting decadal morphological behaviour from high-resolution, long-term bathymetric surveys along the holland coast using eigenfunction analysis. *Marine Geology* 126, 301–330.
- Wijnberg, K., M. & Kroon, A. (2002), Barred beaches. *Geomorphology* 48, 102-120.
- Wright, L. D. & A. D. Short (1984), Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology* 56, 93-118.
- Zhang, D., P. & Sunamura, T. (1994), Laboratory experiment of longshore bars produced by breaker-induced vortex action. *Proceedings Coastal Dynamics, 29-43, ASCE, New York*.
- Zhang, Z., (2000), A flexible new technique for camera calibration. *IEEE Trans. On PAMI, Vol. 22(11), 1330-1334*.

## ***Ringraziamenti***

Oltre che ringraziare sentitamente i miei due tutori, Umberto Simeoni e Renata Archetti, un sincero ringraziamento va a Sergio Silenzi e Saverio Devoti, senza il loro prezioso aiuto e senza la loro fiducia non avrei potuto concludere questa importantissima esperienza di lavoro e di ricerca scientifica.

Si ringrazia molto Andrea Valentini dell'ARPA-SIMC Emilia-Romagna per avermi fornito i preziosi dati SWAN.

Ringrazio mia madre e mio padre, Pina e Carlo, che puntualmente ad ogni rilievo della spiaggia mi chiedevano cosa andassi a fare a Terracina!

Ringrazio mio fratello, Lecio, che in più di qualche occasione ha seguito perfettamente le rotte per i rilievi batimetrici. Ringrazio anche mia sorella Chiara e sua figlia, Fiamma, grazie a loro ho imparato che alcune cose non dovrebbero stare a portata dei bambini, ad esempio il computer.

Ed infine mio nonno, Alberto Bernardo, a cui dedico questo lavoro.



**Boe di controllo, 24 Marzo 2009.**

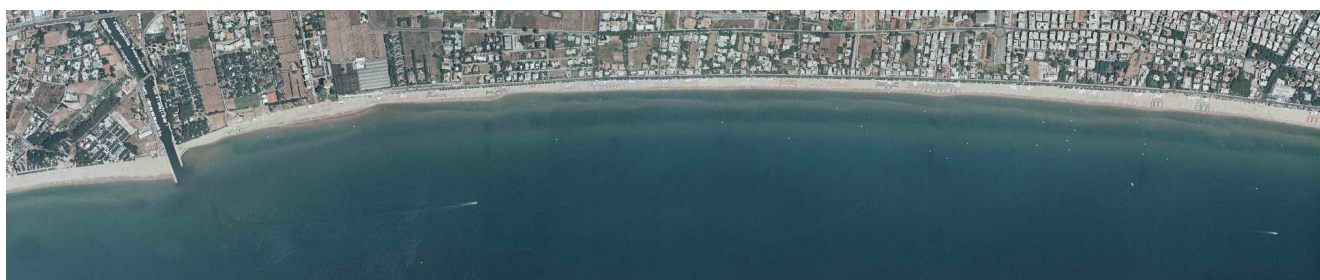
## Tavole fuori testo



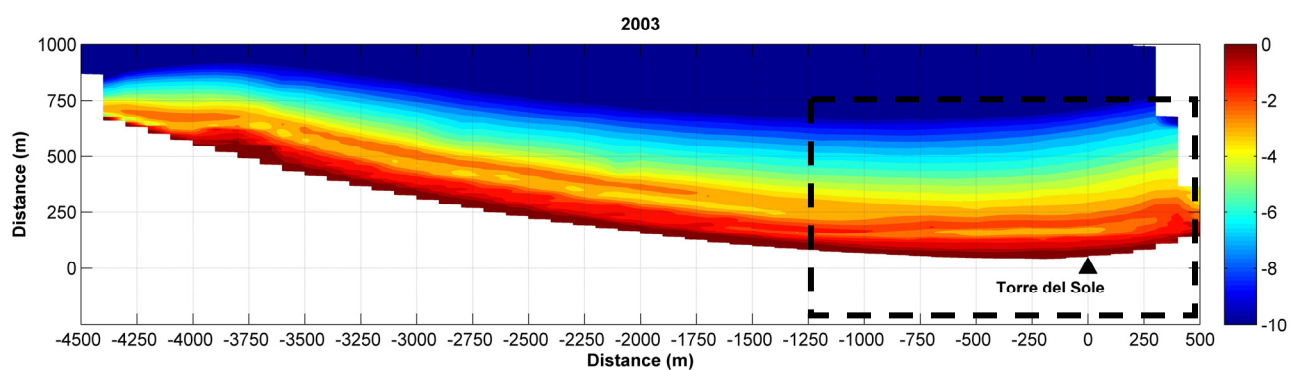
**Tavola 1.** - Estate 1994, condizione a barra singola.



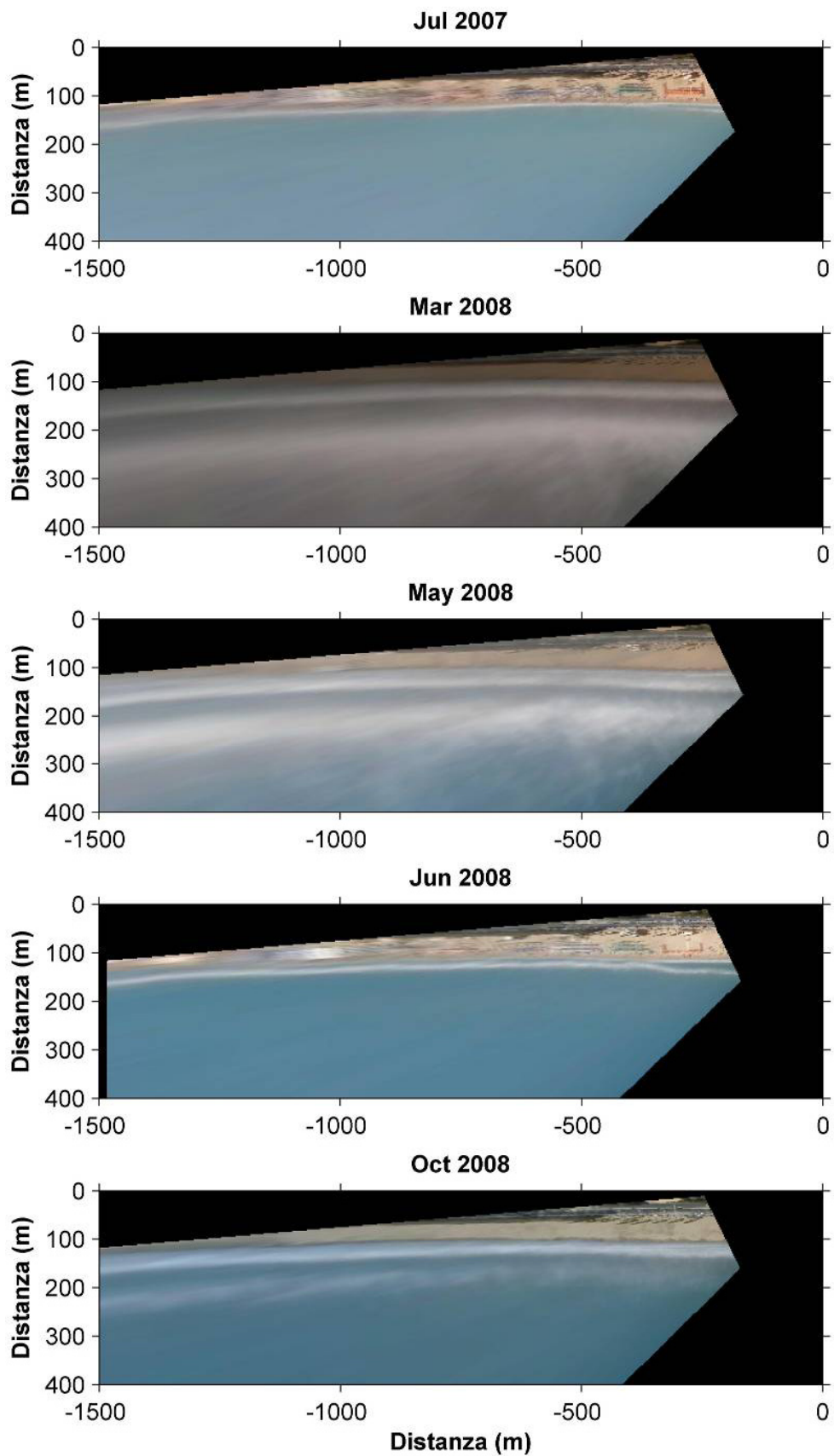
**Tavola 2.** - Estate 1996, condizione a barra doppia.



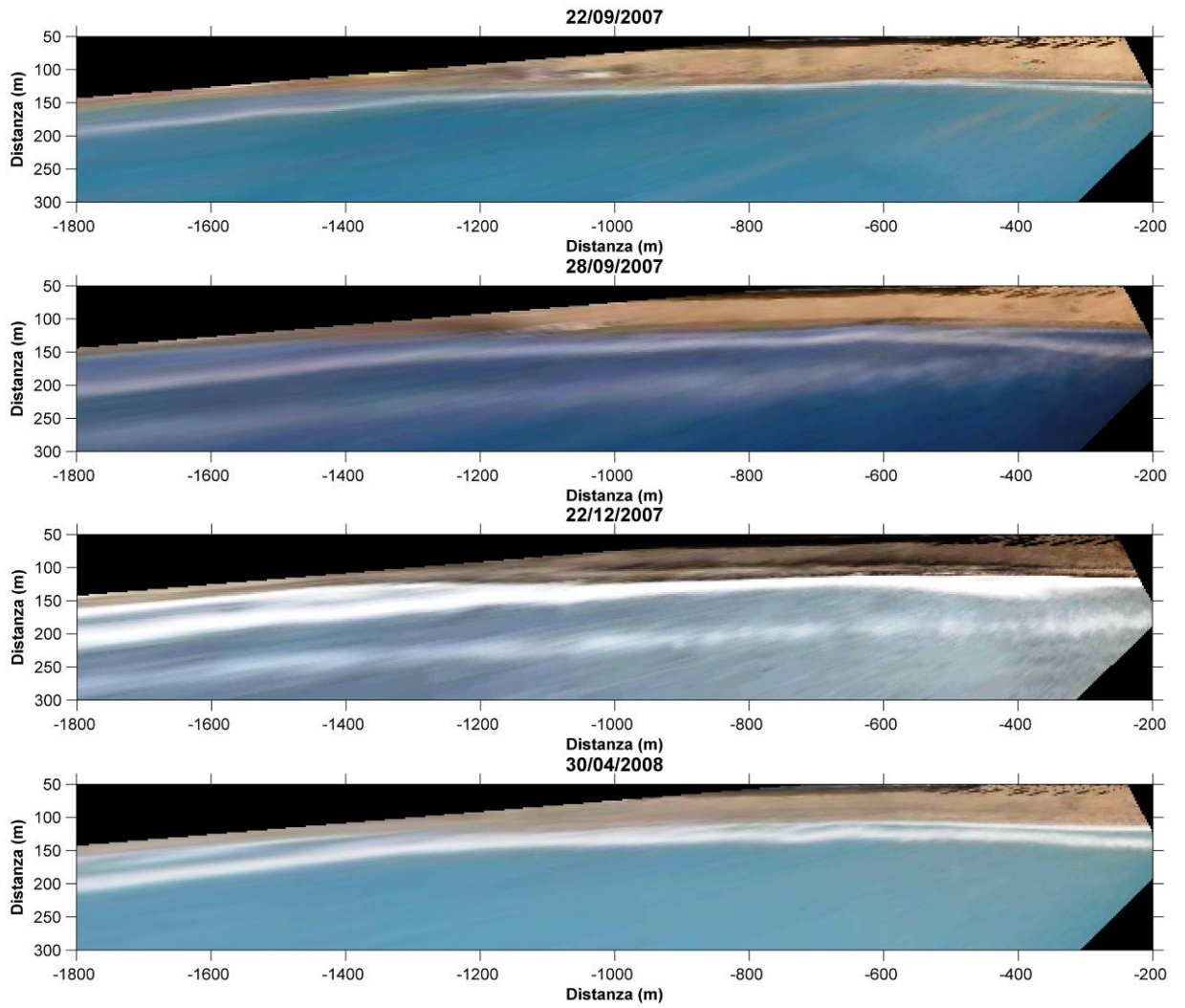
**Tavola 3.** - Estate 1998, condizione a barra doppia.



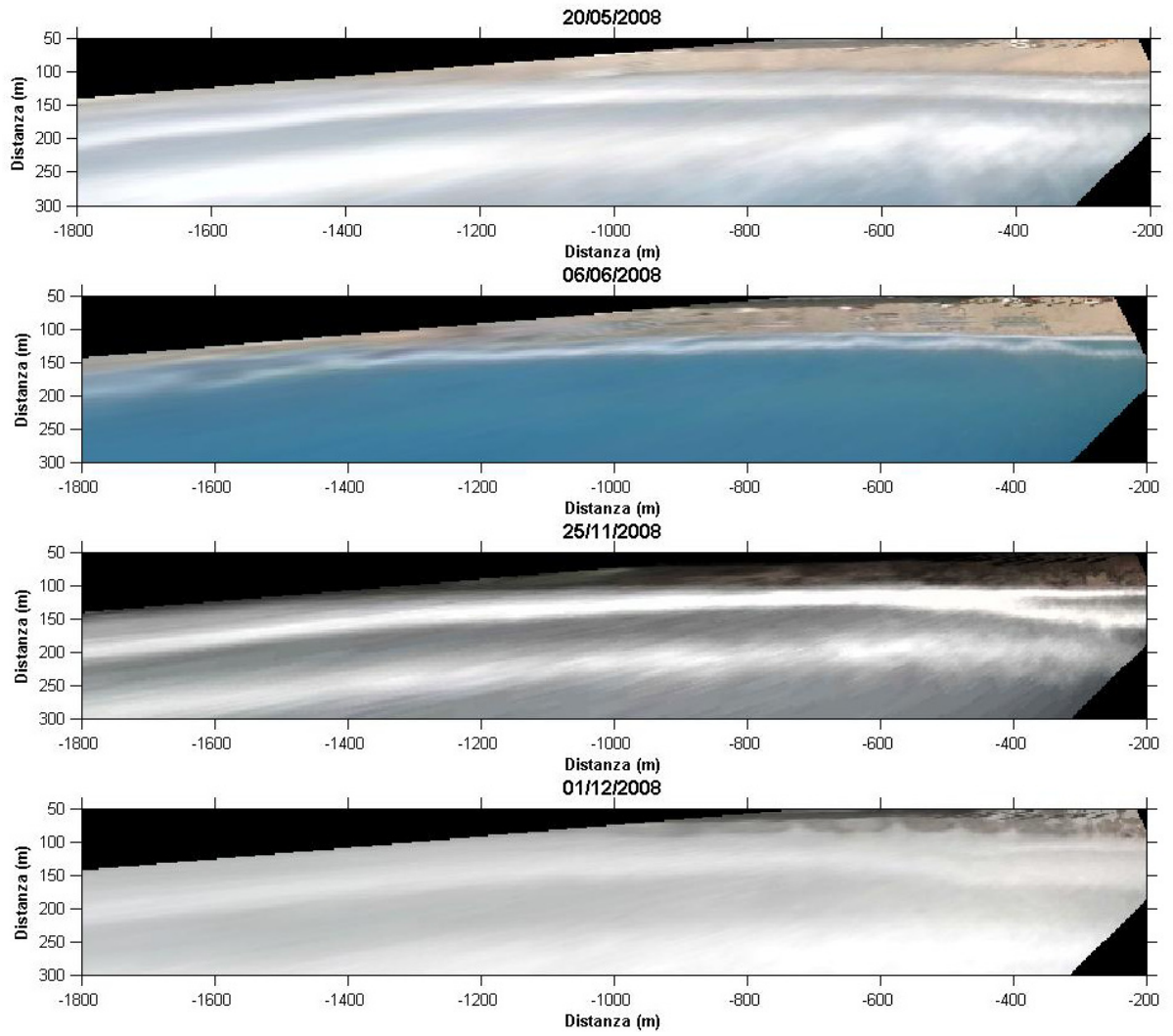
**Tavola 4.** – Rilievo regionale del 2003 nel sistema di riferimento locale *Terracina-orto*. Nel riquadro la porzione di litorale riportata in Fig.4.1.12..



**Tavola 5.** - Morfologia a singola barra.

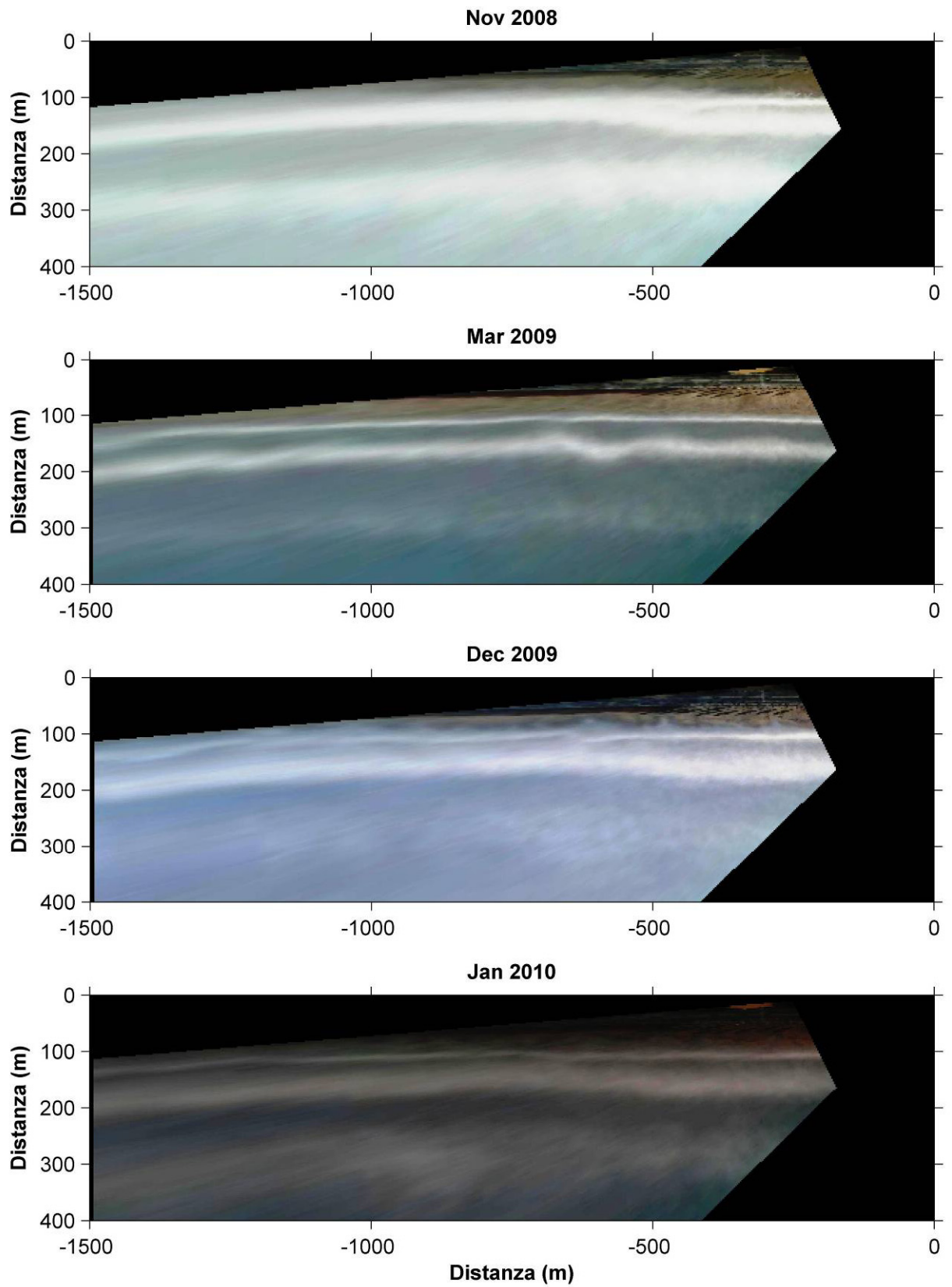


**Tavola 6.1.** – Morfologia della barra di *swash*.

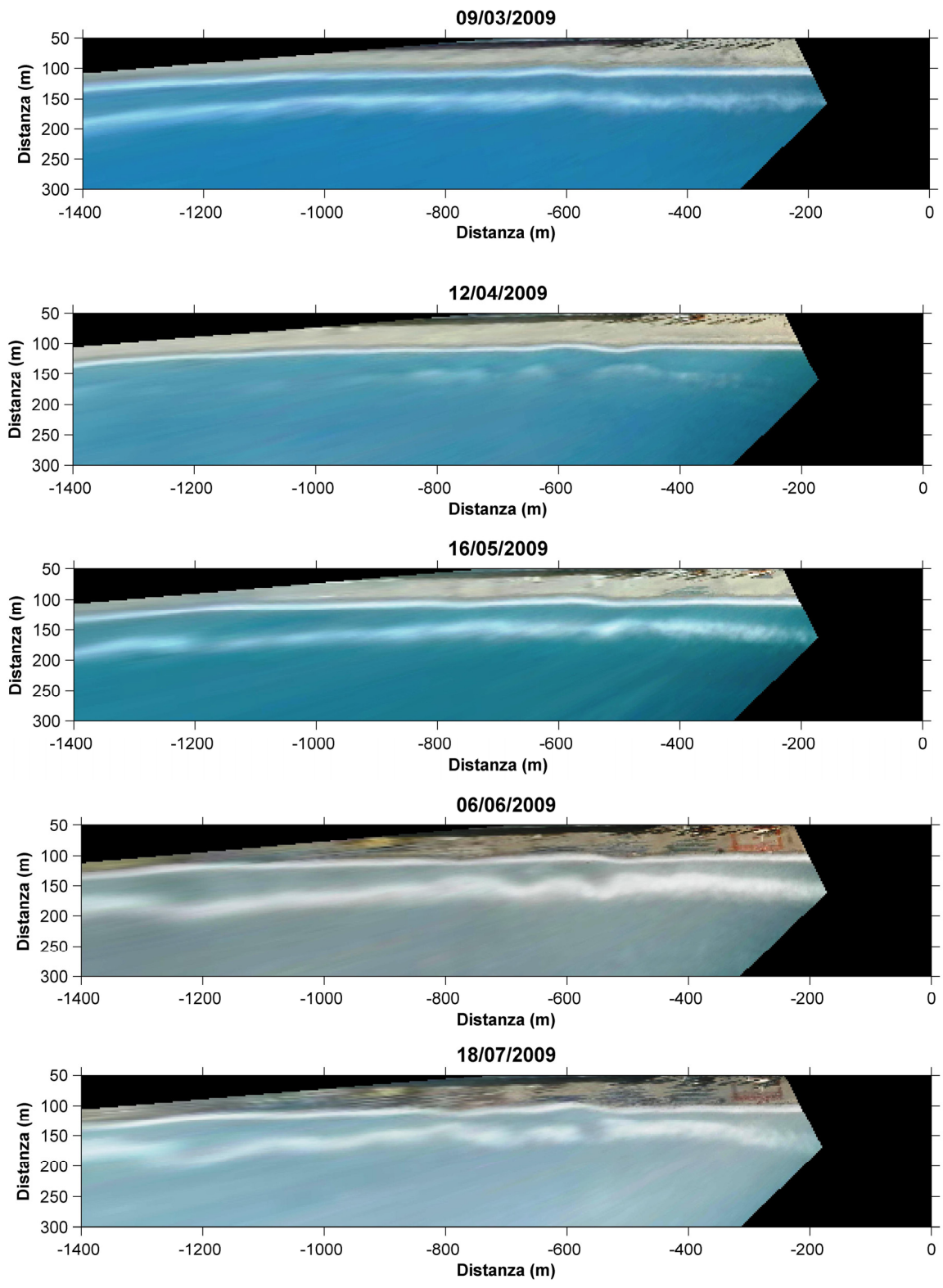


**Tavola 6.2.** – Morfologia della barra di *swash*.

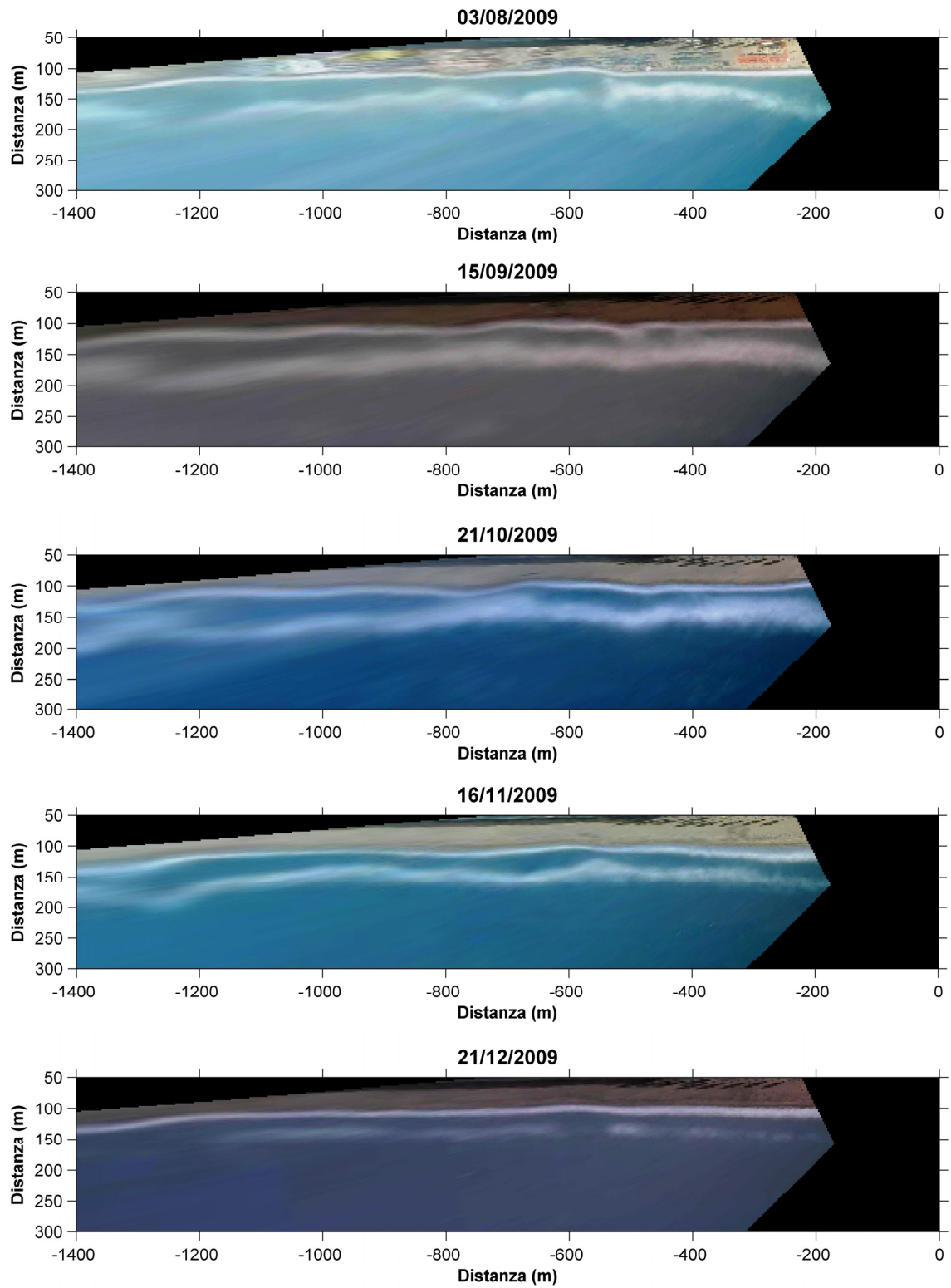




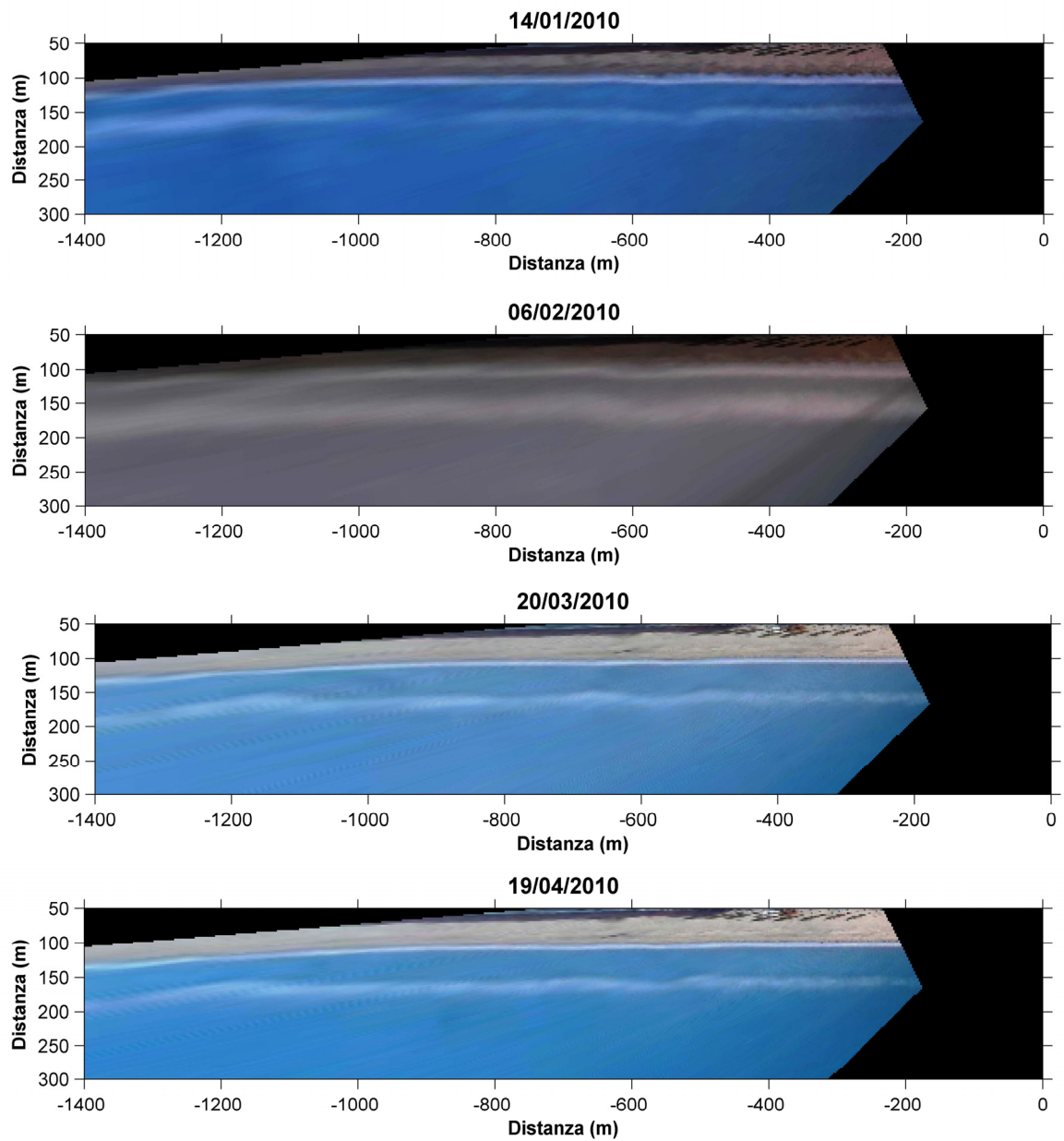
**Tavola 7.** Morfologia a barra doppia.



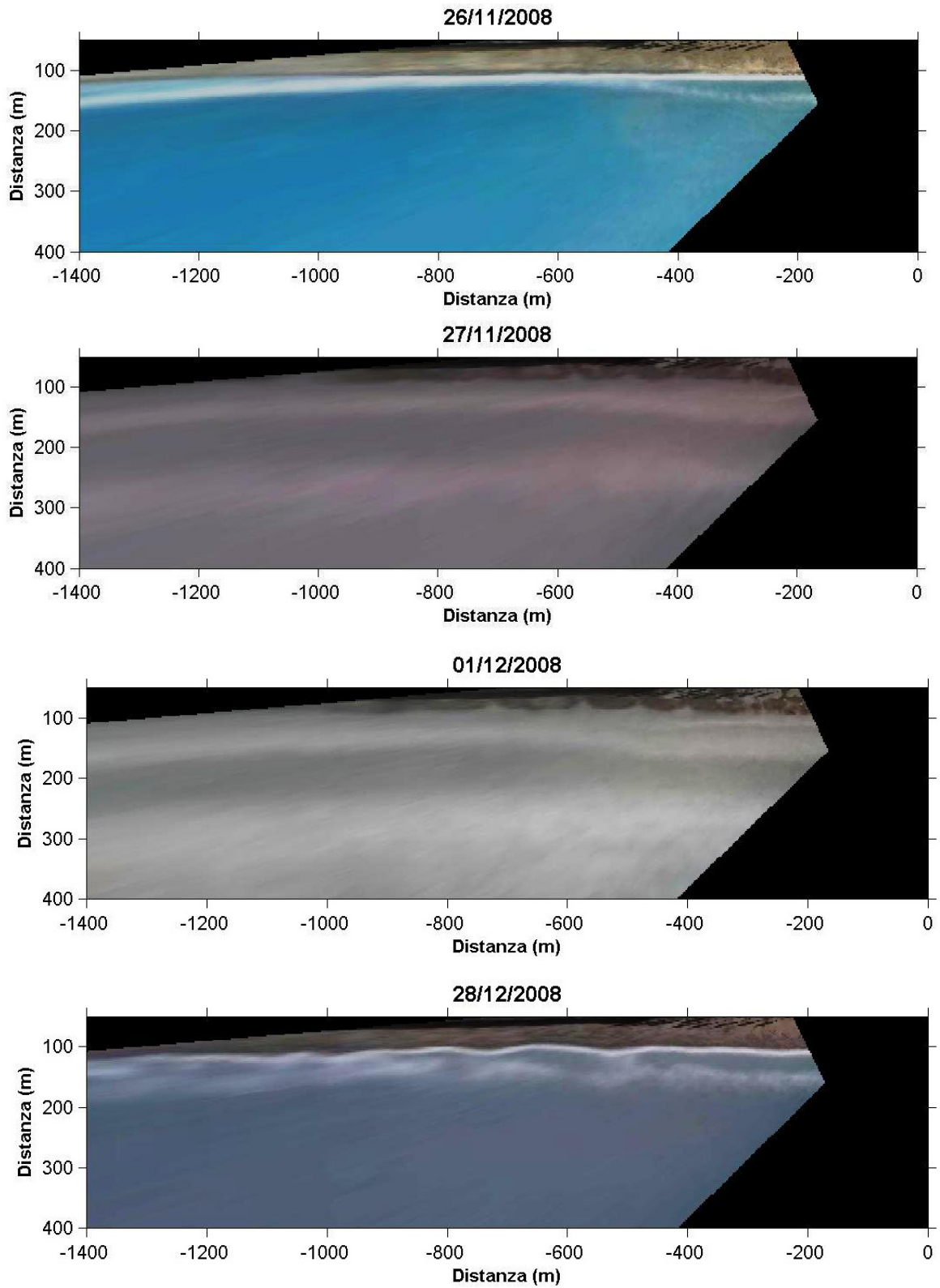
**Tavola 8.1. - Morfologia barra2.**



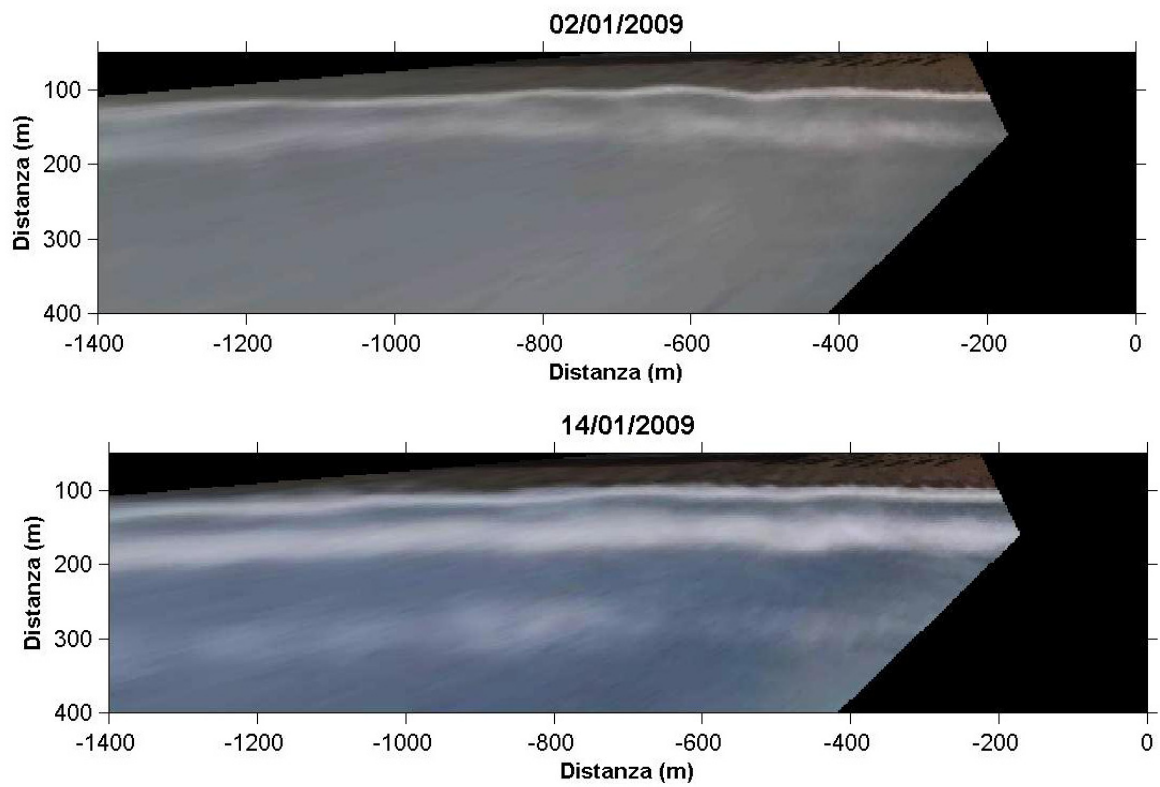
**Tavola 8.2. - Morfologia barra2.**



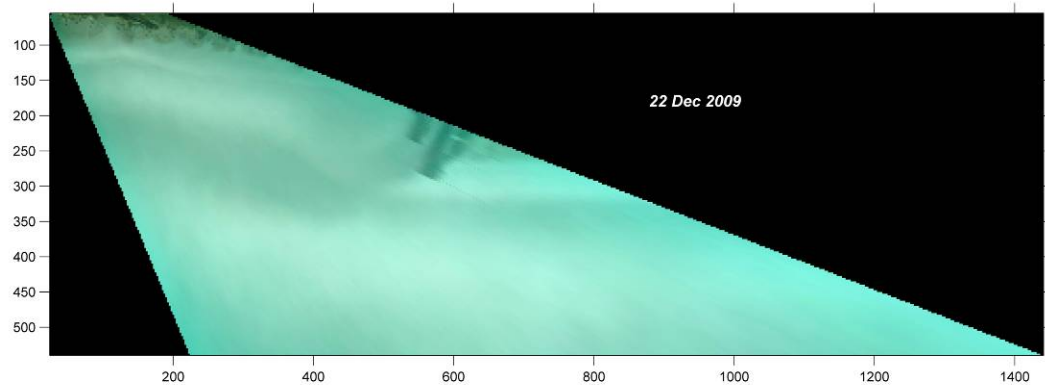
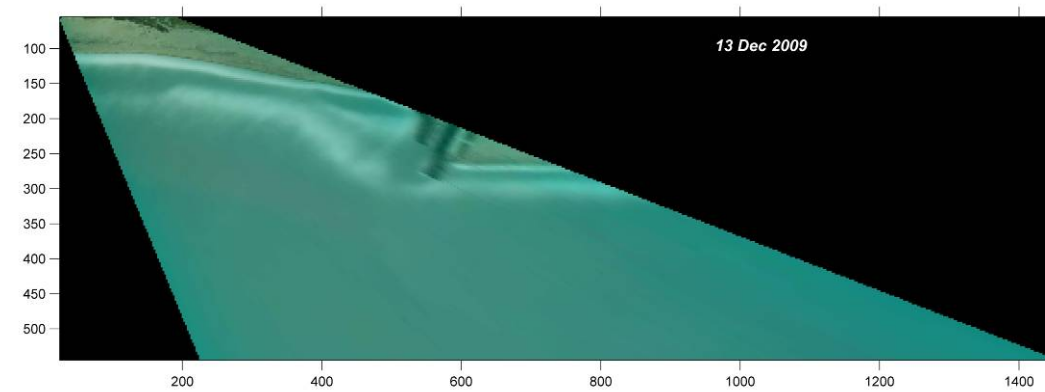
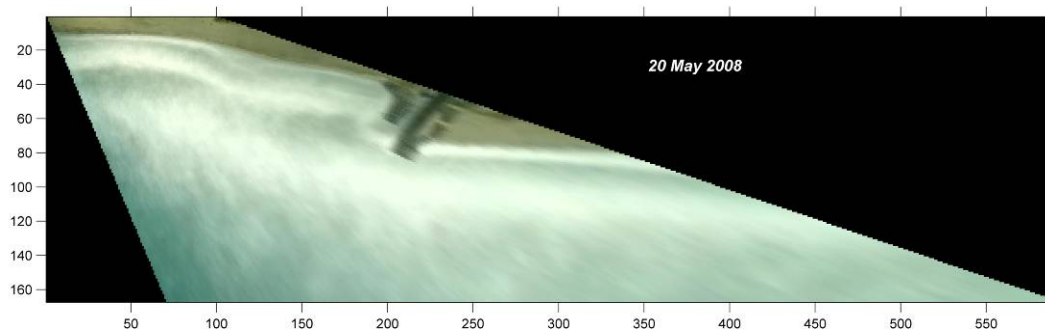
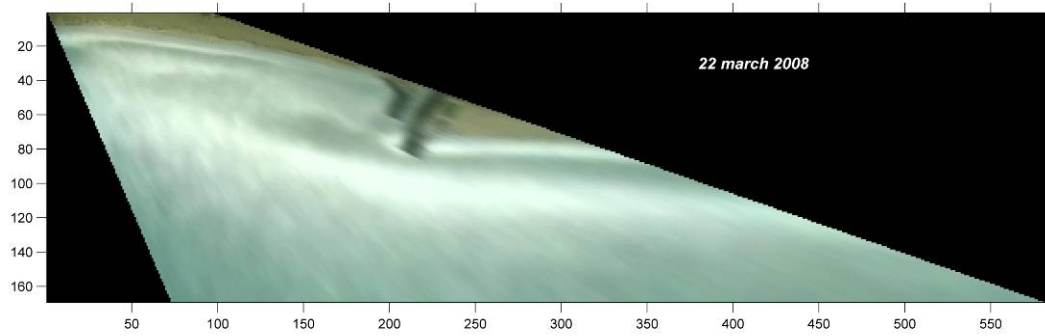
**Tavola 8.3. - Morfologia barra2.**



**Tavola 9.1.** Sequenza di morfologie a cavallo delle mareggiate di fine 2008.



**Tavola 9.2.** - Sequenza di morfologie a cavallo delle mareggiate di fine 2008.



**Tavola 10.** – Continuità delle barre nei pressi del Portatore.