



Università degli Studi di Ferrara

DOTTORATO DI RICERCA IN
"SCIENZE DELLA TERRA"

CICLO XXIV

COORDINATORE Prof. Luigi Beccaluva

Risposta morfologica della spiaggia
compresa tra Lido di Dante e Lido di Classe
ad eventi di mareggiata

Settore Scientifico Disciplinare GEO/04

Dottoranda

Dott. Ing. Masina Marinella

Tutore

Prof. Ciavola Paolo

Anni 2009/2011

Abstract

Risposta morfologica della spiaggia compresa tra Lido di Dante e Lido di Classe ad eventi di mareggiata

L'impatto delle mareggiate sulle coste basse e sabbiose può indurre processi erosivi nelle spiagge e nelle dune e, nei casi più severi, fenomeni di ingressione marina che possono determinare, su una scala temporale estremamente ridotta, significative modificazioni del territorio costiero. Il livello di rischio aumenta per le zone del litorale fortemente antropizzate, dove alle conseguenze dirette dell'impatto fisico del fenomeno si vanno ad aggiungere gli effetti negativi sull'economia del territorio. A fronte della continua crescita della popolazione e delle attività produttive insediate lungo la fascia costiera e della minaccia posta dall'innalzamento del livello medio del mare, la comprensione e la previsione delle possibili conseguenze di eventi di tempesta sul litorale possono costituire uno strumento utile in supporto a decisioni in ambito di governo e di gestione del territorio.

Di fondamentale importanza risulta in questo contesto il ruolo delle dune, ancora presenti sul territorio litoraneo, per la protezione naturalmente offerta ai territori retrostanti durante eventi di mareggiata associati a fenomeni di *storm surge*. Per le aree di retrospiaggia poste al di sotto del livello medio del mare, come accade lungo la maggior parte del litorale emiliano-romagnolo, le dune rappresentano nello stesso tempo la prima linea di difesa e l'ultima barriera contro i fenomeni di ingressione marina.

Nel presente studio viene analizzato in dettaglio il comportamento di uno dei pochi cordoni dunari ancora esistenti lungo il litorale emiliano-romagnolo, localizzato nell'area tra Lido di Dante e Lido di Classe e caratterizzato da un'estensione complessiva di circa 6 km, in risposta agli eventi di mareggiata che si sono abbattuti sulla costa regionale nel periodo compreso tra il Settembre 2008 ed il Marzo 2010. Per identificare gli eventi meteomarini in grado di indurre significative variazioni morfologiche nel sistema spiaggia-duna sono stati analizzati i fenomeni di *storm surge* e le condizioni di moto ondoso nelle acque antistanti il paraggio di studio ed individuate, anche attraverso l'esame delle più lunghe serie mareografiche disponibili, le caratteristiche dei livelli marini estremi che si manifestano lungo le coste nord-occidentali del bacino adriatico, evidenziandone il carattere fortemente stagionale. La quantificazione dell'impatto delle mareggiate, effettuata mettendo a confronto i rilievi topografici pre e post-evento di sezioni trasversali alla costa spaziate di un centinaio

di metri l'una dall'altra, e i risultati delle simulazioni inerenti all'evoluzione morfologica dei profili di spiaggia, realizzate mediante il modello numerico SBEACH, evidenziano come sia proprio la combinazione dei fenomeni di moto ondoso e di *storm surge* a determinare le conseguenze più gravi per il sistema fisico considerato. Dall'analisi condotta emerge chiaramente come la concomitanza di livelli marini elevati con eventi ondosi anche di media intensità abbia un ruolo decisivo nei processi erosivi e nei fenomeni di ingressione marina che interessano il litorale regionale. I risultati dello studio mostrano come l'entità degli impatti causati dai fenomeni di *storm surge* sia in generale controllata anche dalle caratteristiche morfologiche e topografiche della spiaggia (come pendenza e ampiezza) e del sistema di dune (elevazione della cresta, dimensione del serbatoio frontale della duna, distanza dalla linea di riva) che impediscono estesi processi erosivi in alcune aree favorendo significativi fenomeni di arretramento del fronte dunare e di *washover* in altri tratti del litorale. Particolarmente temibili per la resilienza del sistema dunare possono risultare gli effetti indotti dalle mareggiate di Scirocco durante le quali, nonostante le altezze d'onda tipicamente più contenute, ai più elevati valori del livello marino si possono associare, per la morfologia stessa dell'Adriatico settentrionale, anche più lunghi periodi delle onde. L'esame dei volumi perduti in seguito all'impatto delle mareggiate prese in considerazione indica infine che un sistema come quello localizzato più a Nord del tratto di litorale considerato, già fortemente degradato per un elevato impatto antropico e per gli effetti inarrestabili della subsidenza, che raggiunge in quest'area i valori più elevati di tutto il litorale regionale, diviene sempre più suscettibile agli eventi di mareggiata, risultando più facilmente compromesso anche in conseguenza di fenomeni meteomarini meno intensi.

Abstract

The impact of sea storms on low-lying sandy coasts may induce hazardous erosive beach and dune processes and, in the most severe situations, flooding of coastal areas which can cause, on a very limited time scale, significant changes in the littoral. The risk level increases for highly developed areas, where the negative effects on the local economy of the territory are added to the direct consequences of the physical impact of storms. In front of the rapid and continuous population growth in coastal areas, the increased human activities and the threat posed by rising sea level, understanding and forecasting the possible storm induced damage to the coastal environment may represent a useful tool in support decisions in coastal management.

In this context dunes play a role of fundamental importance in granting natural protection to the backbeach during storm events. For the areas behind the shore placed below the mean sea level (which is the case of quite all Emilia-Romagna coastal environment), dunes are at the same time the first line of defense as well as the last barrier against phenomena of marine ingression.

In the present study the response to the storm events befallen in the period between September 2008 and March 2010 is discussed in detail for one of the few remaining dune cordons along the coast of the Emilia-Romagna Region, located between Lido di Dante and Lido di Classe and characterized by an extension of about 6 km.

Storm surge phenomena and wave conditions were analyzed to identify marine storms that may induce significant morphological changes in the beach-dune system. The characteristics of extreme sea levels that occur along the northwestern Adriatic coast were identified through the examination of the longest mareographic series available, highlighting their highly seasonal pattern.

The quantification of the impact of storm surges was carried out comparing the pre and post-storm profiles, spaced a hundred meters apart, and simulating the morphological evolution of beach profiles through SBEACH numerical model. The results show that the combination of storm surge and wave conditions induces the most serious consequences for the considered physical system. The analysis clearly shows that the combination of high sea levels and average wave intensity has a decisive role in erosion and inundation processes that affect the regional coast.

The study results indicate that the magnitude of the impacts caused by storm surges is generally controlled by the topographical and morphological beach features (such as slope and amplitude) as well as by dune state (ridge elevation, amount of frontal dune reservoir, distance to sea): these features may prevent extensive erosion in some areas and promote duneface retreat or washover in others.

In spite of the smaller wave heights associated to Scirocco winds, storm surges, which generally are higher during these conditions, may result in particularly dangerous effects for the resilience of the dune system due to the longer wave period depending on the morphology of the Adriatic basin.

An evaluation of the volume lost from the impact of sea storms further indicates that a system like the one located in the northern part of the coastal stretch under consideration, already severely degraded by high human impact and effects of headlong land subsidence, which in this area reaches the highest value of the entire regional coast, becomes increasingly susceptible to storm events and easier involved during less intense storm conditions.

Si evidenzia che nel presente lavoro sono stati utilizzati dati e risultati acquisiti nell'ambito di uno studio effettuato per conto dell'Università di Bologna, precisamente all'interno di un assegno di ricerca "professionalizzante" "Analisi e modellazione del rischio di allagamento costiero in Alto Adriatico e delle condizioni predisponenti" finanziato da Fondi PRIN 2008YNPNT9 "Strumenti per la valutazione della vulnerabilità delle aree costiere in relazione ai previsti cambiamenti climatici" (durata del contratto di collaborazione alla ricerca: 03 Settembre 2010 – 02 Settembre 2011).

Responsabile scientifico di questo progetto è il Prof. Alberto Lamberti, che ha svolto il ruolo di Tutor dell'attività di ricerca presso il DICAM ed ha acconsentito all'introduzione nella tesi dei risultati ottenuti dalla scrivente limitatamente alla redazione della tesi stessa e non per ulteriori utilizzazioni.

Fermo restando l'autorizzazione all'utilizzo dei dati nel presente lavoro, l'Università di Bologna conserva in ogni caso la proprietà intellettuale di tutti i risultati e dei dati acquisiti nell'ambito del progetto di ricerca.

Ringraziamenti

Si ringraziano il Prof. P. Ciavola per avere messo a disposizione i dati delle campagne di misura effettuate nell'ambito del progetto europeo MICORE; l'Ing. C. Zumaglini della Siap+Micros s.r.l. per avere cortesemente fornito i dati campionati ad alta frequenza della stazione mareografica di Porto Corsini; il Dott. M. Deserti e l'Ing. A. Valentini di ARPA-SIMC per aver fornito i dati synop e le previsioni numeriche del modello SWAN-MEDITARE; il Dott. F. Raicich dell'Istituto di Scienze Marine del CNR di Trieste per avere fornito i dati della stazione mareografica di Trieste; l'Ing. L. Martinelli per avere fornito i valori del livello medio del mare fino al 1995 per la stazione di Porto Corsini; la Dott.ssa L. Perini del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna per aver messo a disposizione il Volo AGEA 2008 - RER. Si ringrazia il Prof. A. Lamberti per avere acconsentito all'inserimento, in questo lavoro di tesi, di dati e risultati ottenuti dalla scrivente presso il DICAM dell'Università di Bologna.

Indice

Capitolo 1 – L’impatto delle mareggiate	1
1.1 Obiettivo dello studio	1
1.2 Risultati dei principali studi sull’erosione delle dune costiere indotta da eventi di tempesta	2
Capitolo 2 – Il sito	25
2.1 Posizione geografica e condizioni ambientali	25
Capitolo 3 – Le forzanti meteomarine	43
3.1 Analisi dei livelli marini estremi e delle acque alte lungo il litorale ravennate	43
3.1.1 Il fenomeno dell’acqua alta in Alto Adriatico	43
3.1.2 I principali metodi di valutazione dei livelli marini estremi	44
3.1.3 Materiali e metodologia applicata	46
3.1.3.1 Dati di livello	46
3.1.3.2 Controllo di qualità delle osservazioni di livello	48
3.1.3.3 Descrizione della metodologia	50
3.1.3.4 Stima dei valori estremi	53
3.1.4 Risultati e discussione	57
3.2 L’influenza della stagionalità sulle stime dei valori di livello in Alto Adriatico	63
3.2.1 I dati disponibili	63
3.2.2 Metodologia applicata: l’approccio discreto	67
3.2.3 I risultati dell’approccio discreto	82
3.2.4 Discussione dei risultati dell’approccio discreto	93
3.2.5 Metodologia applicata: l’approccio non stazionario	104
3.2.6 Risultati e discussione dell’approccio non stazionario	109
3.3 Clima del moto ondoso	115
3.3.1 Clima del moto ondoso alla piattaforma P.C.B. e alle boe di Ancona e Punta della Maestra	115
3.3.2 Caratterizzazione del regime ondoso alla boa di Cesenatico	122
3.3.3 Individuazione delle mareggiate nei dati rilevati dalla boa di Cesenatico	132

3.3.4 Modello bivariato di analisi delle mareggiate	136
Capitolo 4 – L’analisi degli impatti da mareggiata	151
4.1 I dati disponibili	151
4.1.1 I rilievi morfologici	151
4.1.2 Le osservazioni delle forzanti meteomarine	153
4.2 La stima degli impatti osservati	155
4.2.1 Metodologia applicata	155
4.2.1.1 Caratterizzazione degli eventi meteomarini	155
4.2.1.2 Analisi delle variazioni morfologiche	163
4.2.2 Risultati e discussione	191
4.2.2.1 Le mareggiate significative	191
4.2.2.2 La risposta della spiaggia e del cordone dunare	193
4.3 Considerazioni conclusive	204
Capitolo 5 – Calibrazione del modello SBEACH per la spiaggia di Lido di Dante	213
5.1 Il modello SBEACH	213
5.1.1 La perturbazione ondosa	214
5.1.2 Il trasporto di sedimenti	218
5.1.3 L’evoluzione del profilo	221
5.2 La calibrazione del modello	222
5.3 I risultati della calibrazione	228
Conclusioni	245
Bibliografia	249

Capitolo 1

L'impatto delle mareggiate

1.1 Obiettivo dello studio

Le aree costiere hanno da sempre esercitato nei confronti dell'uomo una particolare attrazione per la presenza, in questa fascia di territorio, di opportunità economiche, sociali e ricreative maggiori di quelle reperibili all'interno. Negli ultimi cinquant'anni la popolazione europea che vive in insediamenti costieri si è più che raddoppiata raggiungendo nel 2001 i 70 milioni di abitanti (circa il 16% della popolazione europea totale) ed è stato stimato che nel 2000 il valore totale delle attività economiche poste entro i 500 metri dalla linea di costa si aggirasse complessivamente fra i 500 ed i 1'000 miliardi di euro (www.eurosion.org).

L'elevato valore (non solo economico) delle coste viene però minacciato dal rischio incipiente per fenomeni di erosione e di inondazione marina. Circa un quinto della linea di costa dell'Unione Europea risulta attualmente soggetto a fenomeni erosivi.

In questo contesto la comprensione della dinamica del margine costiero, l'identificazione dell'ubicazione e della natura dei rischi che interessano le aree litoranee e la valutazione dell'associata vulnerabilità costituiscono elementi indispensabili per affrontare in maniera globale il problema della sicurezza territoriale in ambito costiero.

L'obiettivo principale dello studio qui presentato riguarda la valutazione degli effetti indotti dall'impatto delle mareggiate sul territorio litoraneo, un tema che sta acquistando sempre maggiore interesse a livello nazionale, per la messa a punto di adeguati sistemi di allerta da parte della Protezione Civile (Ciavola et al., 2011) e mondiale, anche alla luce dei recenti disastri (es. lo tsunami che il 26 Dicembre del 2004 ha portato la devastazione lungo le coste del Sud-Est asiatico, l'uragano Katrina che nel 2005 si è abbattuto su New Orleans, lo tsunami che nel Marzo 2011 ha duramente colpito il Nord-Est del Giappone, l'uragano Irene che nell'Agosto del 2011 ha provocato ingenti danni nel North Carolina) e del contesto di cambiamento climatico a cui stiamo assistendo. L'analisi presentata riguarda in particolare la risposta ad eventi di mareggiata di uno dei pochi tratti costieri completamente naturali orlati da dune ancora presenti lungo il litorale emiliano-romagnolo. La valutazione dell'efficienza e della stabilità di una barriera dinamica naturale come quella fornita dalle dune risulta strettamente legata all'analisi delle caratteristiche morfologiche dell'intero sistema spiaggia-

duna e delle forzanti meteomarine che agiscono sul particolare tratto costiero considerato. Una migliore comprensione della risposta dell'intero sistema spiaggia-duna può fornire indicazioni utili per la gestione a scala regionale dei tratti costieri ancora caratterizzati dalla presenza di questi elementi, consentendo la conservazione e la valorizzazione del patrimonio rappresentato da tali habitats e, nell'ottica più generale di una strategia di mitigazione dei rischi, preservando il loro ruolo naturale di difesa dei territori retrostanti dalle inondazioni del mare.

1.2 Risultati dei principali studi sull'erosione delle dune costiere indotta da eventi di tempesta

Le dune costiere costituiscono un importante elemento geomorfologico per la loro funzione di barriera contro l'azione delle onde e la sopraelevazione del livello del mare durante le tempeste e numerosi sono stati gli studi condotti per prevederne l'evoluzione e l'interazione e lo scambio sedimentario con la spiaggia. Occorre sottolineare però che, se si escludono i modelli sviluppati specificatamente per la costa olandese, la maggior parte dei lavori incentrati sull'analisi degli impatti determinati da eventi di tempesta, si concentra essenzialmente sulla caratterizzazione della risposta di sistemi dunari che oltre ad essere localizzati lungo particolari elementi morfologici, quali le *barrier islands*, risultano per di più esposti agli effetti di eventi estremamente devastanti come gli uragani. Questo particolare interesse è dovuto in larga misura ai problemi connessi alla sicurezza degli abitati che si sono sviluppati proprio su questi elementi morfologici particolarmente instabili (Pranzini, 2004).

Di seguito si riportano i risultati di alcuni degli studi ritenuti maggiormente significativi ai fini della presente analisi, evidenziando i fattori che sembrano giocare di volta in volta un ruolo importante nei processi erosivi "a breve termine" indotti dalle tempeste.

Il primo tentativo volto alla quantificazione dell'erosione prodotta da eventi di tempesta in corrispondenza di aree caratterizzate dalla presenza di dune sembra essere quello proposto da Edelman (1968). Assumendo che la sezione trasversale della spiaggia sia rappresentata da una linea retta la cui pendenza dipende solo dalle caratteristiche dei sedimenti che la compongono (considerata mediamente pari a 1:50 per le spiagge olandesi sulle quali si sviluppa l'analisi) e che tutto il materiale eroso dalla duna si distribuisca ugualmente all'interno della zona di frangenza senza uscire da essa, è possibile secondo Edelman (1968)

stimare la nuova posizione assunta dal piede della duna per effetto dell'evento di tempesta attraverso una semplice costruzione grafica. Per l'applicazione del metodo, che consiste semplicemente in una traslazione del profilo rettilineo della spiaggia affinché le due aree di erosione e di deposizione risultino uguali, devono essere noti il profilo della spiaggia e delle dune prima della tempesta, la pendenza di equilibrio della spiaggia "bagnata" dal mare nell'area costiera considerata, il livello massimo di *storm surge* e l'altezza d'onda durante la mareggiata. Partendo da un profilo semplificato, Edelman (1968) evidenzia come l'erosione della duna dipenda, oltre che dalla sua altezza, dalla quota raggiunta dallo *storm surge*.

Le osservazioni condotte da Edelman dopo il 1968 indicano che il profilo indotto da una tempesta non è rettilineo, ma possiede una forma più complessa che può essere descritta da una curva rappresentata da una formula generale: è proprio in questa circostanza che Edelman (1972) introduce il concetto di "after-storm profile". Questa rivelazione lo induce a ritenere che la forma della parte superiore del profilo sia praticamente indipendente dall'altezza del livello massimo di *storm surge* raggiunto durante l'evento. Supponendo allora che il "profilo di tempesta" ("storm profile") esista in ogni istante mentre avviene l'innalzamento del livello del mare e che la sabbia erosa si ridistribuisca sull'intero profilo in un lasso di tempo molto breve, se al tempo t ogni punto di tale "profilo di tempesta" si sposta in direzione orizzontale con velocità U e in direzione verticale con velocità V , durante un intervallo Δt lo spostamento orizzontale provoca una perdita di materiale pari a $(h_* + 3)U\Delta t$, mentre quello verticale determina un aumento di $W_*V\Delta t$ (secondo lo schema riportato in Figura 1.1, da Dean e Dalrymple, 2002). Se la sabbia non scompare dal profilo, le due quantità indicate da Edelman (1972) devono risultare uguali per cui si ha:

$$(h_* + 3)U\Delta t = W_*V\Delta t \quad (1.1)$$

o

$$U = \frac{W_*}{h_* + 3} V \quad (1.2)$$

Durante la tempesta il piede della duna subisce un arretramento pari a

$$R = \int_{t_0}^t U dt \quad (1.3)$$

e poiché $V = \frac{dS}{dt}$ e $h_* + 3 = h_* + 3_o - 3$ si ha

$$R = W_* \ln \left(\frac{h_* + B_o}{h_* + B_o - S} \right) \quad (1.4)$$

Il calcolo dell'arretramento della duna con questa formula è possibile solo una volta che

siano noti i valori di h_* e W_* , altezza e lunghezza rispettivamente del “profilo di tempesta”. Edelman (1972) osserva inoltre come considerare per W_* l'estensione della zona di frangenza conduca rispetto ai valori misurati in laboratorio ad una sovrastima dell'erosione media della duna.

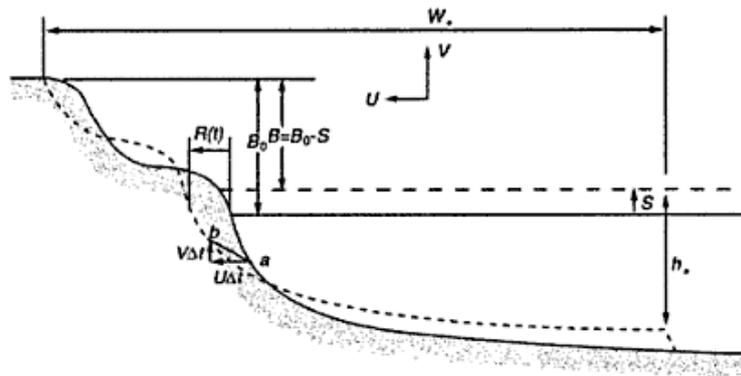


Figura 1.1 – Metodo empirico di Edelman (1972) da Dean e Dalrymple (2002).

Analizzando i processi di interazione fra spiaggia e duna, Leatherman (1979) sostiene che i sistemi dunari esercitano almeno tre ruoli fondamentali durante le condizioni di tempesta: essi funzionerebbero da serbatoi di sedimento, da dissipatori di energia e come barriere contro le onde e lo *swash*. I tests di van der Meulen e Gourlay (1968) evidenziano chiaramente, secondo Leatherman (1979), come una duna di sabbia con altezza elevata sia in grado di ridurre l'arretramento del fronte della spiaggia durante condizioni di mareggiata. Il materiale eroso dalla duna fornisce una grossa porzione della sabbia necessaria ad alimentare la parte più verso mare del profilo e a consentire la formazione del cordone di marea, fornendo un'ampiezza sufficiente per la dissipazione dell'energia ondosa incidente.

La schematica rappresentazione riportata in Figura 1.2 visualizza il ruolo delle dune come barriere alle onde e allo *swash*. Il modello concettuale proposto da Leatherman (1979) indica inoltre che un significativo quantitativo di energia può essere dissipato quando l'*overwash* attraversa il campo di dune avanzando verso l'interno. Considerando un'identica distanza di dissipazione di energia ($X_1 = X_2$), risulta evidente come il profilo di spiaggia debba essere diversamente traslato verso l'interno nel caso di *overwash* rispetto ad una situazione di arretramento del fronte dunare. La duna sarebbe in grado di fornire il sedimento necessario per lo sviluppo del cordone di marea senza un significativo arretramento della linea di riva. Nel caso di *overwash*, invece, la concomitanza di due fattori, quali la mancanza di una consistente riserva di sabbia nel sistema subaereo e le perdite di sedimenti dalla spiaggia

verso il retrospiaggia, determina pesanti processi erosivi. Il fenomeno di *overwash* appare funzionare come una sorta di valvola di sicurezza durante condizioni caratterizzate da valori particolarmente elevati di *storm surge*. Oltre alla dissipazione di energia, al processo di *overwash* si associa un trasporto significativo di sabbia verso l'interno che può costituire una sorgente di sedimenti qualora la recessione della barriera dovesse continuare. I cordoni dunari rappresentano zone tampone efficaci per smorzare l'energia delle onde frangenti solo se la linea di costa è relativamente stabile o in accrescimento. Dove i processi erosivi sono in progressivo avanzamento i fenomeni di *overwash* possono innescare la formazione della breccia e l'apertura di varchi.

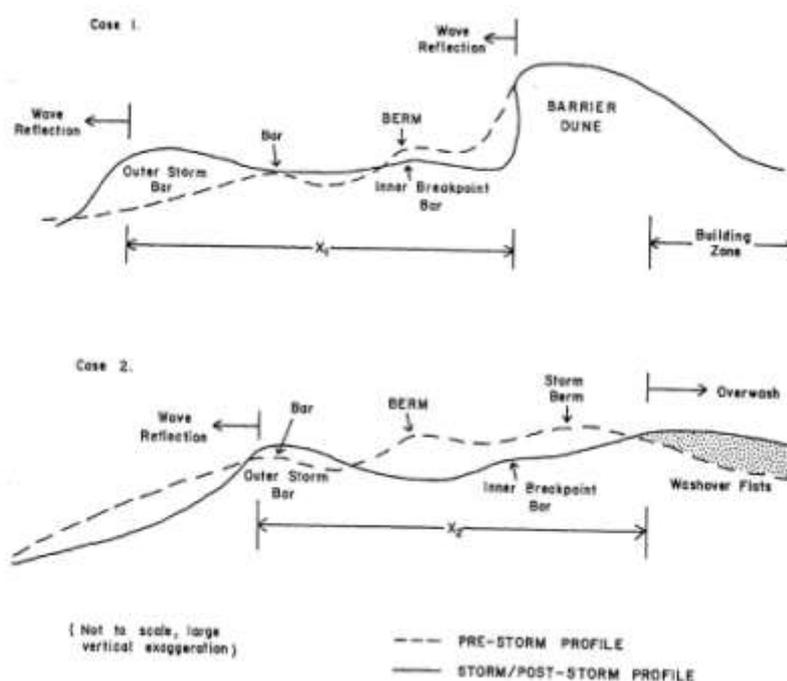


Figura 1.2 – Modello concettuale di confronto degli effetti determinati da fenomeni di arretramento del fronte dunare e di *overwash* durante condizioni di tempesta (da Leatherman, 1979).

Hughes (1981) analizza i fenomeni di erosione delle dune attraverso un modello a fondo mobile a piccola scala. Dallo studio emerge che il livello di *storm surge* è il principale parametro che causa erosione nelle dune, mentre altezza d'onda e periodo sembrano avere un effetto minore. L'erosione avviene molto rapidamente quando il livello di *surge* aumenta. Il 70-90% dell'erosione finale ("*equilibrium erosion*") si è verificato nel periodo in cui il *surge* ha raggiunto il suo valore di picco. Il volume eroso dalla duna può essere determinato, secondo Hughes (1981), traslando il profilo orizzontalmente finché si raggiunge una condizione di equilibrio fra sabbia erosa ed accumulata. Questa configurazione rappresenta

per Hughes (1981) la massima erosione prevista per la duna.

Il modello di previsione dell'erosione sviluppato da Vellinga (1982, 1983, 1986) per la costa olandese estendendo il precedente lavoro di Van de Graaff (1977), con l'obiettivo di fornire uno strumento utile nella valutazione della stabilità delle dune come prima linea di difesa dal mare durante eventi estremi di *storm surge*, si basa su una schematizzazione bidimensionale del processo erosivo, derivata da tests a piccola e a grande scala utilizzando profili e condizioni idrauliche ben definite. I tests indicano che durante un evento di *storm surge* si sviluppa un tipico profilo di erosione che si estende fino ad una profondità pari a circa $0.75H_{0s}$ (dove H_{0s} rappresenta l'altezza d'onda significativa in acque profonde) al di sotto del livello di *storm surge*. La forma del profilo di erosione risulta indipendente da quella del profilo iniziale, ma strettamente legata alla dimensione dei sedimenti che costituiscono la spiaggia. Il profilo di erosione viene rappresentato, secondo lo schema di Vellinga (1986) riportato in Figura 1.3, in funzione dei valori di *storm surge*, altezza d'onda e velocità di sedimentazione della sabbia erosa.

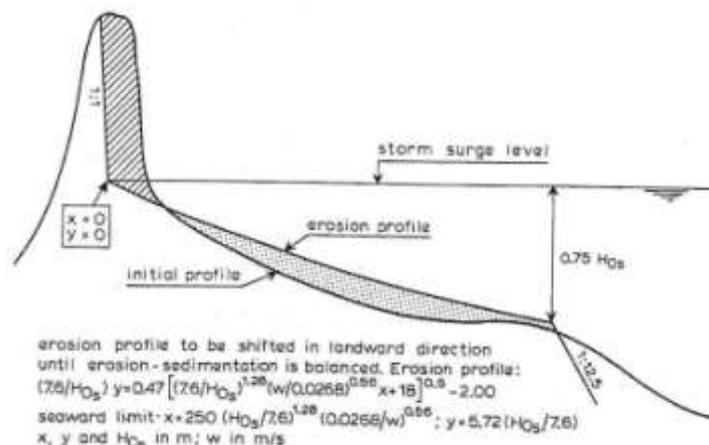


Figura 1.3 – Modello di previsione dell'erosione della duna durante eventi di tempesta (da Vellinga, 1986).

Il modello di previsione si basa sul principio di conservazione del volume dei sedimenti in direzione trasversale alla spiaggia e ha un'accuratezza, valutata considerando un ampio range di condizioni, dell'ordine del 10-15% (Vellinga, 1986). Il modello non è direttamente applicabile ai tratti costieri non rettilinei e ad altre situazioni caratterizzate dall'esistenza di un consistente trasporto longshore.

Il modello numerico proposto da Kriebel e Dean (1985) per prevedere la risposta della

spiaggia e delle dune durante tempeste associate ad elevati livelli marini utilizza un'equazione dinamica per il trasporto dei sedimenti in direzione trasversale alla spiaggia direttamente legata alla deviazione della dissipazione dell'energia ondosa dal suo livello di equilibrio. Il modello è stato verificato attraverso l'applicazione ad alcuni casi ideali e nella simulazione dell'erosione indotta dall'uragano Eloise. Vellinga (1986) sostiene che, da un punto di vista quantitativo, il modello teorico proposto da Kriebel e Dean (1985) non risulti completamente supportato dai risultati delle sperimentazioni a larga scala.

Il modello di evoluzione del profilo messo a punto da Larson e Kraus (1989), SBEACH, utilizza una forma modificata dell'equazione del trasporto sedimentario proposta da Kriebel e Dean (1985). Il modello è stato calibrato e verificato attraverso numerosi tests di laboratorio e rilievi di campagna.

Steetzel (1993) riporta i risultati delle sperimentazioni condotte presso il laboratorio Delft Hydraulics di Delft relative agli effetti indotti da condizioni di tempesta su profili di spiaggia e sviluppa un modello numerico per simulare il trasporto di sedimenti in direzione cross-shore. Le sue analisi sottolineano come il livello di *storm surge* risulti essere il parametro di maggiore rilevanza per il volume di erosione della duna. Un incremento del 10% del livello di *storm surge* determina, secondo Steetzel (1993), un aumento di circa il 28% del tasso di erosione, mentre un incremento del 10% dell'attacco delle onde fornisce solo un 5-10% di erosione ulteriore. Si osserva inoltre che l'incremento di erosione ottenuto in corrispondenza di valori estremi di altezza d'onda è parzialmente legato all'innalzamento del livello dell'acqua connesso al *wave setup* aggiuntivo indotto dalle onde che frangono. I tests condotti su profili caratterizzati dalla presenza di barre evidenziano una riduzione del quantitativo di erosione della duna.

Ruggiero et al. (1996, 2001) e Komar et al. (1999, 2002) sviluppano un modello per l'identificazione di *setback lines* lungo le aree della costa dell'Oregon dove le spiagge sono orlate da dune. I valori delle elevazioni estreme previste, derivati dalla combinazione (somma) del livello misurato (che tiene conto sia del sovrizzo causato dai fenomeni di *storm surge* sia dell'aumento del livello medio mensile per effetto di eventi associati ad El Niño) e della quota raggiunta dal *runup* durante condizioni di tempesta ($WL = E_T + R$) (Figura 1.4), vengono confrontati con l'altezza del piede della duna (E_J) valutando la frequenza con cui l'acqua può raggiungere i territori retrostanti la spiaggia e fornendo una stima della

vulnerabilità alla potenziale erosione.

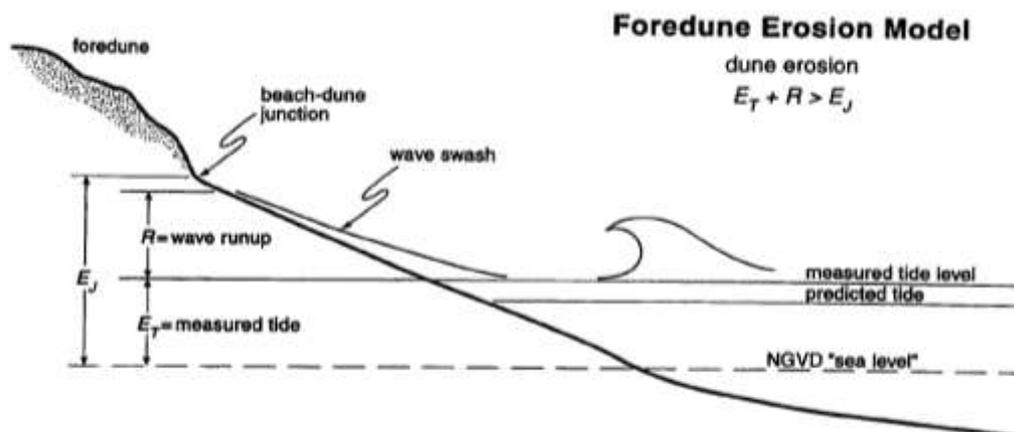


Figura 1.4 – Modello di Ruggiero et al. (1996, 2001) per la stima del livello totale determinato dalla somma della marea misurata e del *runup* da onda.

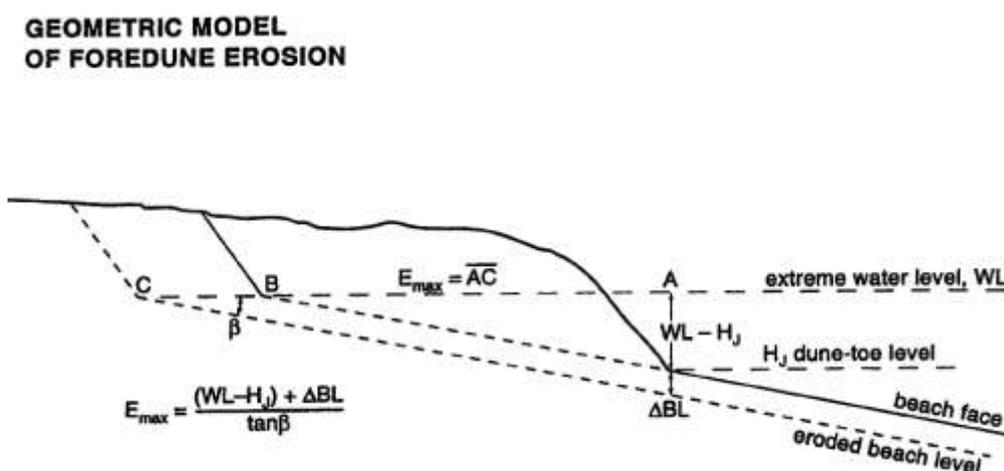


Figura 1.5 – Modello geometrico di erosione della duna di Komar et al. (1999).

Il massimo arretramento possibile per la duna, E_{max} , conseguente al raggiungimento del livello totale WL , viene valutato da Komar et al. (1999) attraverso un semplice modello geometrico. Il modello assume che la pendenza della spiaggia, supposta praticamente uniforme, si mantenga inalterata durante il processo erosivo, focalizzando l'analisi sul triangolo a destra in Figura 1.5, dove l'erosione determinata dall'elevato valore del livello produce un arretramento del fronte dunare fino al punto B, individuato dall'intersezione tra il prolungamento del profilo della spiaggia e l'orizzontale corrispondente al livello estremo. Un ulteriore arretramento della duna può derivare dall'abbassamento del fronte della spiaggia per effetto di fenomeni di erosione della spiaggia stessa durante l'evento di tempesta. Questa

traslazione verticale del profilo viene rappresentata attraverso la variazione di quota ΔBL , a cui si accompagna una retrocessione della duna che raggiunge il punto C. L'arretramento totale è dato dal segmento AC che rappresenta la massima erosione della duna (“*maximum dune erosion*”)

$$E_{\max} = \frac{(WL - z_J) + \Delta BL}{\tan \beta} \quad (1.5)$$

dove $\tan \beta$ è la pendenza della spiaggia antistante le dune valutata in corrispondenza della zona di *swash*.

Considerando esplicitamente l'intensità delle forzanti meteomarine in relazione alla geometria della costa, in particolare alla sua elevazione verticale, Sallenger (2000) propone una scala direttamente correlata all'impatto morfologico prodotto dalle tempeste sull'ambiente costiero e pertanto fondamentalmente differente da quelle Saffir-Simpson e Dolan-Davis, comunemente impiegate per classificare cicloni tropicali e *northeasters* sulla base di parametri quali velocità del vento e altezza d'onda (Saffir, 1977; Simpson, 1971; Dolan e Davis, 1992). Nella “Storm Impact Scale” proposta da Sallenger (2000) per prevedere la risposta del sistema fisico e classificare l'entità dei cambiamenti costieri indotti dalle tempeste sulle *barrier islands* naturali, forzanti idrodinamiche e topografia della spiaggia vengono messe a confronto per esaminare la relazione che intercorre tra l'elevazione del livello del mare (R_{high} e R_{low}) e le principali caratteristiche morfologiche dell'ambiente costiero (D_{high} e D_{low}).

R_{high} rappresenta la massima elevazione del limite dello *swash* verso terra rispetto ad un prefissato riferimento verticale. Tale parametro tiene conto dell'effetto combinato della marea astronomica, dello *storm surge* e del *runup* ($R_{2\%}$), che include sia lo *swash* che il *setup* (Figura 1.6). R_{low} rappresenta, nella formulazione originale di Sallenger (2000), la quota al di sotto della quale la spiaggia è per la maggior parte continuamente sommersa e viene valutata sottraendo a R_{high} l'elevazione dello *swash* ($S_{2\%}$), calcolata a sua volta considerando la formula proposta da Holman (1986). Stockdon et al. (2007), nel testare la validità del modello concettuale presentato da Sallenger (2000), definiscono R_{low} in maniera leggermente diversa, attribuendogli il significato di un livello approssimato indotto dalla tempesta, dato dalla somma della marea astronomica, dello *storm surge* e del *wave setup* (sopraelevazione del livello del mare causata dalla presenza delle onde) (Figura 1.6). D_{high} è l'elevazione massima della “*first line of defence*” contro l'attacco delle onde ed è rappresentata dalla quota della cresta della duna, quando presente, o, in sua assenza, dall'altezza della berma. D_{low} è la

quota del piede della duna, in presenza di questo elemento, altrimenti si assume $D_{low} = D_{high}$.

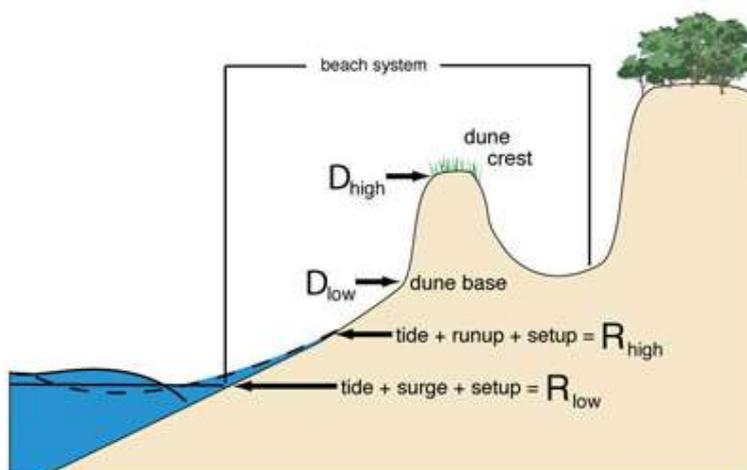


Figura 1.6 – Rappresentazione schematica delle variabili (R_{high} , R_{low} , D_{high} e D_{low}) utilizzate nella classificazione degli impatti indotti da tempeste tropicali ed extra-tropicali sulle *barrier islands*, secondo il modello di Sallenger (2000) modificato da Stockdon et al. (2007). La linea tratteggiata rappresenta l'escursione dello *swash* attorno al *wave setup* (da <http://coastal.er.usgs.gov/hurricanes/impact-scale/index.php>).

Considerando le possibili variazioni di R_{high} e R_{low} in relazione alle elevazioni D_{high} e D_{low} , Sallenger (2000) definisce quattro regimi, ciascuno corrispondente ad un diverso livello di impatto. Quando R_{high} risulta inferiore a D_{low} si ha lo “*swash regime*” in cui il *runup* rimane confinato alla zona del fronte spiaggia. I sedimenti erosi dalla spiaggia durante la tempesta vengono generalmente trasportati verso il largo; la maggior parte della sabbia vi ritorna comunque gradualmente nelle settimane e nei mesi successivi (Figura 1.7). Il “*collision regime*” si verifica quando la quota di massima risalita dell'acqua, R_{high} , supera il piede della duna ma risulta inferiore a D_{high} : in questo caso il *runup* raggiunge la base della duna generando fenomeni di erosione che si manifestano tipicamente con l'arretramento del fronte dunare (*dune scarping*). La sabbia erosa viene trasportata offshore (e/o longshore) e, contrariamente a quanto accade nello “*swash regime*”, non ritorna a ricostituire la duna. Quando R_{high} è superiore a D_{high} ma R_{low} è inferiore a D_{high} si verifica l’“*overwash regime*”: il *runup* supera la cresta della duna determinando fenomeni di scavalco associati a trasporto di sabbia verso l'interno. L'ultimo e più severo regime d'impatto, l’“*inundation regime*”, avviene quando R_{low} eccede D_{high} e l'intero sistema spiaggia-duna risulta completamente e continuamente sommerso. La natura e l'entità delle variazioni costiere che avvengono all'interno di ciascuno di questi regimi sono supposte essere uniche.

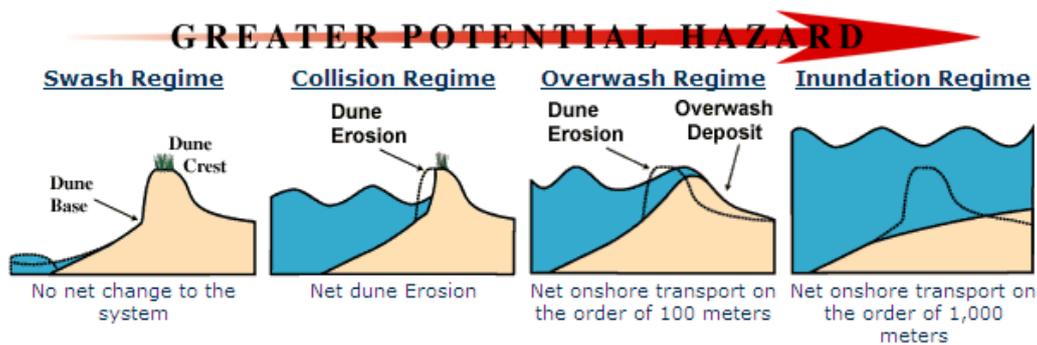


Figura 1.7 – “Storm Impact Scale” per *barrier islands* naturali secondo lo schema di Sallenger (2000) (da <http://coastal.er.usgs.gov/hurricanes/impact-scale/index.php>).

Il National Flood Insurance Program (NFIP) viene istituito dal Congresso degli Stati Uniti nel 1968 con l’approvazione del National Flood Insurance Act (FEMA, 2005). Un’adeguata assicurazione contro le perdite derivate dalle inondazioni, la mitigazione dei danni futuri attraverso l’adozione di precisi criteri di gestione delle aree soggette ad allagamento e la riduzione delle spese federali per l’assistenza ed il controllo nei disastri sono gli obiettivi principali alla base dell’Atto, motivato da una lunga serie di perdite di vite umane e dai sempre crescenti costi richiesti dalla ricostruzione.

Il programma mira ad obbligare coloro che, nelle comunità aderenti, costruiscano in zone ad alto rischio di allagamento, a stipulare una assicurazione contro il rischio da alluvione. Il NFIP è amministrato dalla Federal Emergency Management Agency, che identifica le aree a rischio di allagamento, redige le Flood Insurance Rate Maps (FIRMs) e verifica l’ottemperanza delle comunità agli standards di gestione imposti. I premi assicurativi sono tendenzialmente correlati al livello di rischio dell’area edificata e ridotti in proporzione alla presenza di opere per la messa in sicurezza idraulica del territorio e ad eventuali ulteriori interventi precauzionali posti in essere dalle comunità partecipanti.

Le procedure attualmente adottate dalla FEMA (2003) per l’individuazione delle zone costiere ad alto rischio (“V Zones”), basate in gran parte sugli studi di Hallermeier e Rhodes (1988), richiedono che la duna (“*primary frontal dune*”) abbia un’area minima in sezione trasversale al di sopra del livello di inondazione con l’1% di probabilità di essere uguagliato o superato in un anno (“*frontal dune reservoir*”) di 540 piedi quadrati per poter essere considerata sostanzialmente efficace nel contrastare i processi erosivi indotti da un “*base flood event*”. Secondo la metodologia applicata dalla FEMA, in corrispondenza di un *frontal dune reservoir* inferiore a 540 piedi quadrati l’erosione indotta dalla tempesta può provocare un’obliterazione della duna esistente (*dune disintegration*) con trasporto di sabbia sia verso

l'interno che verso il largo, mentre per valori maggiori o uguali a tale soglia si ha generalmente un arretramento del fronte dunare (Figura 1.8).

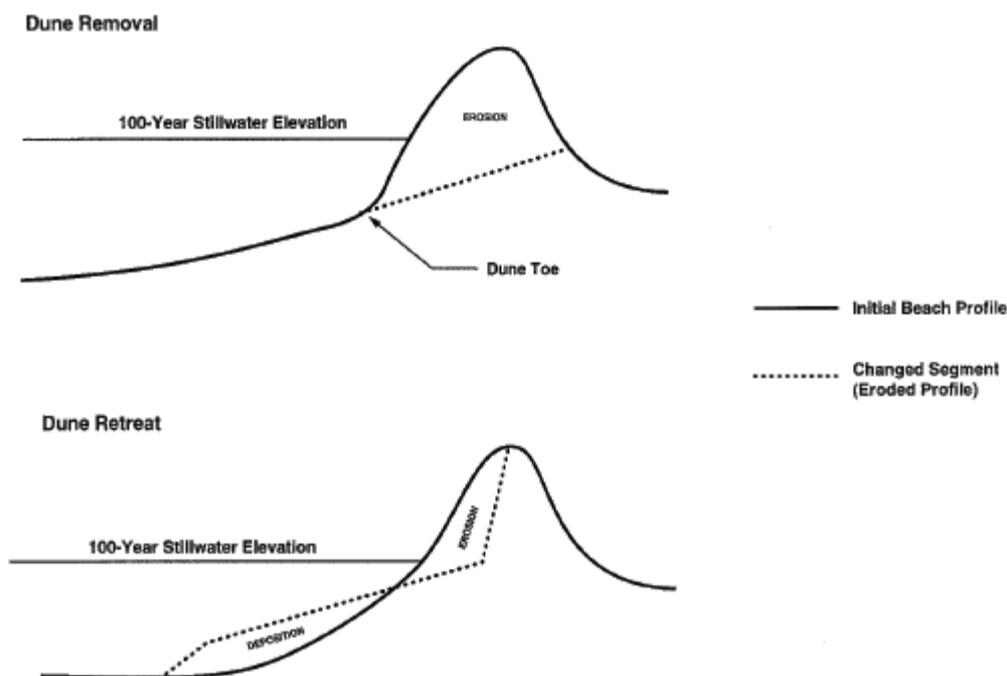


Figura 1.8 – Rappresentazione schematica di differenti geometrie di erosione della duna considerate nella valutazione del rischio da inondazione marina dalla FEMA (2003).

La procedura adottata per il calcolo del profilo post-storm nel caso di rimozione della duna è relativamente semplice: a partire dal piede della duna sul profilo pre-storm viene tracciato un segmento con pendenza 1:50, orientato verso l'interno, fino ad intersecare il retroduna. Tutto il materiale al di sopra di tale linea si ritiene perduto per erosione. In Figura 1.9 è riportata invece la procedura adottata dalla FEMA (2003) per la costruzione del profilo di erosione nel caso di un arretramento del fronte dunare: si tratta in questa situazione di una semplificazione del modello proposto da Vellinga (1986).

Il Coastal Construction Manual della FEMA (2011) suggerisce comunque di incrementare la dimensione del *frontal dune reservoir* portandola a 1'100 piedi quadrati per evitare la rimozione della duna durante tempeste con tempo di ritorno di 100 anni. Questa raccomandazione sottolinea come la regola dei 540 piedi quadrati, riflettendo le dimensioni del sistema fisico al momento della mappatura, non tenga conto delle condizioni future reali della spiaggia e della duna che potrebbero risultare compromesse dai fenomeni di erosione a lungo termine, degli effetti cumulati indotti dall'impatto di tempeste successive e del fatto che il parametro utilizzato (il serbatoio frontale mediano) nel 50% dei casi sottostima

l'effettiva erosione della duna.

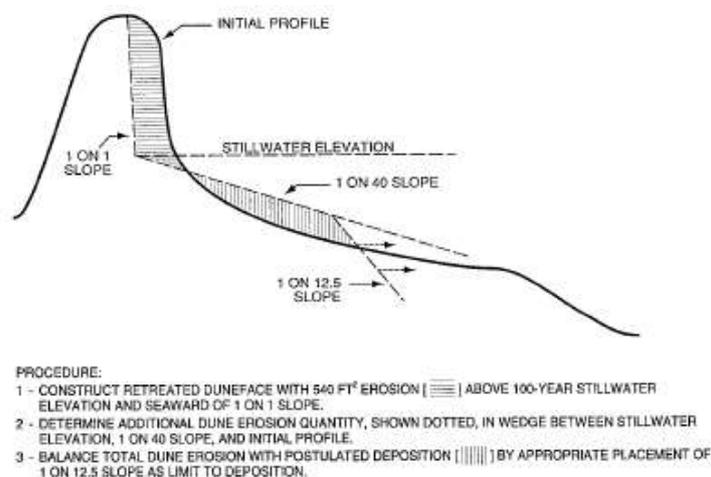


Figura 1.9 – Procedura adottata dalla FEMA (2003) per la costruzione del profilo di erosione nel caso di un arretramento del fronte dunare derivata da una semplificazione del modello sviluppato da Vellinga (1986).

Zhang et al. (2001) propongono un nuovo indice, lo “storm erosion potential index” (SEPI), per caratterizzare l’impatto storico e spaziale dei *northeasters* (fenomeni a cui si associa una significativa erosione per la loro lunga durata, notevole estensione laterale ed elevata frequenza) lungo le spiagge della costa orientale degli Stati Uniti. L’assenza di lunghe registrazioni ondametrische da associare ai dati orari di livello e la comprovata esistenza di una relazione lineare fra elevazioni di *surge* e altezze d’onda superiori ai due metri, portano Zhang et al. (2001), ormai consapevoli che un indice ideale di erosione dovrebbe includere livello, energia ondata e durata della tempesta, a definire lo “storm erosion potential index” come la somma dei prodotti tra i valori orari delle altezze di *storm surge* più grandi del doppio della deviazione standard ed i livelli (*storm tide*) superiori alla quota media delle alte maree. L’indice proposto sembra correlarsi bene con l’erosione osservata.

Diversi sono i parametri che possono influenzare il tipo e l’entità degli impatti prodotti da eventi di tempesta. Tra i principali fattori che controllano la risposta morfologica del sistema fisico, individuati da Morton (2002) analizzando i rilievi post-event e i parametri meteorologici ed oceanografici relativi ad alcune tra le più severe tempeste che si siano abbattute lungo le spiagge e le *barrier islands* della costa atlantica occidentale e del Golfo del Messico, vi sono: le caratteristiche dell’evento (in particolare il ruolo giocato dal vento, dalla pioggia e dallo *storm surge*; l’impatto dello *storm surge* risulta tipicamente maggiore sulle coste microtidali e i danni prodotti possono superare quelli che si hanno per le spiagge

mesotidali); la posizione geografica del particolare tratto costiero in relazione alla traiettoria seguita dalla tempesta; la collocazione nel tempo dell'evento (occorre distinguere l'impatto di un singolo evento da quello prodotto da una successione di eventi; va considerata l'eventuale concomitanza con un'alta marea sizigiale); la durata dell'esposizione della spiaggia a condizioni di inondazione; l'intensità della sollecitazione indotta dal vento; il grado di confinamento laterale del flusso; la topografia pre-storm e la struttura geologica; la tessitura dei sedimenti; il tipo e la densità della copertura vegetazionale e delle eventuali strutture antropiche.

La risposta del profilo viene classificata sulla base delle relazioni che intercorrono fra l'elevazione del territorio costiero, la quota raggiunta dall'acqua nell'oceano e nelle lagune adiacenti (quando presenti) e le fasi di innalzamento e di abbassamento del livello durante l'evento. Nello schema di Morton (2002) le risposte osservate, ordinate progressivamente dai processi più frequenti, che si manifestano alcune volte nel corso dell'anno, a quelli meno frequenti, rappresentati dalla totale inondazione della barriera, che si verifica solo in corrispondenza della fase finale dell'impatto di eventi estremi, comprendono: l'erosione della spiaggia, la migrazione della berma, l'erosione della duna, la formazione del terrazzo di *washover*, la deposizione di conoidi isolate (*perched fan deposition*) che non attraversano la *barrier island*, il dilavamento diffuso o l'incisione di canali di *washover*, i processi di *washout* (con acqua che fluisce dalla laguna all'oceano) ed il flusso di ritorno forzato e non forzato. La previsione degli impatti causati da eventi di tempesta è possibile, secondo Morton (2002), solo se sono disponibili una dettagliata caratterizzazione morfologica e topografica del territorio costiero, accurati modelli di *storm surge* e *runup*, una descrizione in tempo reale dei parametri meteorologici della tempesta (velocità del vento, pressione atmosferica e *storm surge*) e la sua precisa localizzazione in relazione ad un particolare tratto costiero ed un modello concettuale dei processi fisici che includa le variazioni morfologiche osservate causate dagli eventi estremi.

Analisi specifiche condotte da Morton e Sallenger (2003) mettono in evidenza come il tipo e le distanze di penetrazione in corrispondenza dei fenomeni di *washover* prodotti dall'impatto di uragani siano principalmente legati alle interazioni fra altezza e durata dello *storm surge* rispetto all'elevazione dei territori adiacenti, alle differenze di livello fra oceano e laguna, all'interferenza costruttiva e distruttiva tra le onde e alle variazioni batimetriche lungo la costa. Le distanze interessate dal trasporto sedimentario durante i processi di *washover* possono aumentare notevolmente per effetto della profondità dell'acqua, del confinamento

del flusso e della sollecitazione del vento. Buone correlazioni qualitative esistono fra le distanze di penetrazione, il tipo di *washover* e la scala Saffir-Simpson basata sulla velocità del vento. Morton e Sallenger (2003) osservano come il trasporto e la deposizione dei sedimenti da una parte all'altra della *barrier island* e nella laguna adiacente siano processi causati frequentemente dagli uragani lungo il Golfo del Messico ma non lungo l'Oceano Atlantico. Questa differenza di impatto sottolinea la diversa risposta ad eventi storici estremi delle barriere microtidali del Golfo del Messico e delle barriere mesotidali della costa atlantica.

La posizione del baricentro sulla sezione trasversale della duna viene esaminata da Judge et al. (2003) come un nuovo potenziale indicatore di vulnerabilità. Il baricentro viene individuato per fornire un'indicazione non solo della quota della duna ma anche della sua distanza dalla linea di riva. La coordinata verticale del baricentro viene normalizzata attraverso il parametro R_{low} così come definito da Sallenger (2000), mentre la coordinata orizzontale viene messa in relazione alla proiezione orizzontale di R_{low} utilizzando la pendenza della spiaggia. Judge et al. (2003) introducono poi un secondo indicatore denominato Erosion Resistance (ER), definito come una sorta di momento d'inerzia

$$ER_{Dune} = z_c^2 (A) \quad (1.6)$$

che tiene conto contemporaneamente dell'elevazione della duna e della sua area in sezione trasversale (z_c rappresenta la coordinata verticale del baricentro della duna e A è l'area della duna valutata sulla sezione trasversale pre-storm). Il valore di tale parametro viene poi normalizzato considerando la resistenza minima di erosione legata alle caratteristiche della tempesta esaminata

$$ER_{min} = (R_{low})^2 (2EP) \quad (1.7)$$

dove R_{low} si riferisce al livello risultante ottenuto da *storm tide* più *wave setup*, mentre EP è l'erosione potenziale, ovvero l'area di erosione prevista in sezione trasversale che può essere calcolata utilizzando l'espressione di Kriebel et al. (1997) o di Hallermeier e Rhodes (1988). Il fattore 2 è legato al criterio adottato da Judge et al. (2003) nella definizione delle condizioni di failure della duna, basato su una percentuale di area perduta pari al 50%. Per tenere conto anche della distanza della duna dalla linea di riva il valore assunto dal parametro ER viene analizzato in funzione della posizione orizzontale del suo baricentro x_c . La capacità di previsione dell'erosione di questi due nuovi indicatori viene confrontata da Judge et al. (2003) con quella dell'elevazione della cresta della duna, della "Storm Impact Scale" di Sallenger (2000), della "median erosion" di Hallermeier e Rhodes (1988) e dell'"intensity

index” di Kriebel et al. (1997). Mentre l’altezza della cresta non sembra essere un efficiente indicatore di vulnerabilità, l’Erosion Resistance mostra, per l’area su cui è stato testato, un miglioramento della capacità predittiva dell’erosione dunare rispetto ai parametri tradizionalmente usati.

Una delle prime applicazioni della tecnologia LIDAR (LIght Detection And Ranging) per la valutazione e la quantificazione della variabilità spaziale dell’impatto di eventi estremi lungo spiagge sabbiose alla scala di alcune decine di chilometri è quella descritta da Zhang et al. (2005) per la costa atlantica della Florida. La risposta di un tratto di costa di 40 km viene esaminata valutando le variazioni volumetriche prodotte dall’impatto dell’uragano Floyd nel Settembre del 1999 non solo in direzione trasversale ma anche longitudinale alla spiaggia. L’utilizzo di questa metodologia per il monitoraggio della fascia costiera è ormai diventato uno strumento d’elezione nell’analisi dei rischi di erosione e di inondazione marina negli Stati Uniti ed in molti paesi europei, in quanto, abbinando una rapida acquisizione dei dati ad un’elevata risoluzione spaziale, consente di superare le limitazioni imposte dalla ridotta estensione della fascia di spiaggia monitorabile mediante i sistemi video e legate ai tempi e ai costi elevati richiesti dai tradizionali metodi di rilevamento topografico, basati su un set di profili spaziatati ad intervalli più o meno regolari.

Analizzando l’impatto morfologico indotto dall’uragano Ivan lungo le *barrier islands* della Florida nord-occidentale, Wang et al. (2006) osservano come una significativa erosione della spiaggia e delle dune abbia interessato quote ben superiori rispetto a quella raggiunta dal livello massimo misurato, segno che *wave setup* e *swash runup* devono avere avuto un ruolo importante (valutato dell’ordine del 50% nel caso dell’uragano Ivan) nell’elevazione massima dell’erosione della spiaggia. Solo i valori ottenuti dall’applicazione della formula di Guza e Thornton (1980, 1981, 1982) che non include il termine legato alla pendenza della spiaggia risultano in accordo con le variazioni morfologiche osservate, mentre la maggior parte delle altre formule empiriche utilizzate da Wang et al. (2006) per il calcolo del limite di *wave setup* e *swash runup* (Holman, 1986; Ruggiero et al., 2001) sembra sovrastimare abbondantemente tale quota.

I risultati di uno studio condotto da Pye et al. (2008) suggeriscono come negli ultimi cinquant’anni le variazioni in frequenza ed intensità dei più severi fenomeni di mareggiata e *storm surge* abbiano avuto conseguenze significative sui tassi di erosione frontale ed

accrezione delle dune lungo gran parte della costa di Sefton nell'Inghilterra occidentale. Le variazioni di posizione del piede della duna osservate fra il 1958 ed il 2007 vengono messe a confronto con le registrazioni di marea effettuate a Liverpool e a Heysham. La rapida erosione del fronte della duna riscontrata a Formby Point fra il 1958 ed il 1968 viene associata da Pye et al. (2008) al numero relativamente più elevato di fenomeni di *storm tide*. Tassi di erosione più bassi a Formby Point e rapida accrezione in molte località a Nord e a Sud sono invece registrati fra il 1970 ed il 1990, periodo caratterizzato da poche mareggiate intense e alte maree. Dopo il 1990 i tassi di erosione della duna a Formby Point aumentano di nuovo e i tassi di accrescimento nelle aree a Nord e a Sud diminuiscono in risposta all'incremento di frequenza delle alte maree e del numero di ore annuali in cui il livello del mare si attesta al di sopra della soglia critica, fissata da Parker (1974) sulla base di osservazioni in campo, per l'erosione delle dune. L'incremento del tasso di innalzamento del livello medio del mare osservato a partire dal 1990 nei dati raccolti sia a Liverpool che a Heysham sembra essere per Pye et al. (2008) un fattore di minore importanza rispetto all'occorrenza dei valori estremi di alta marea e all'azione esercitata dalle onde durante le mareggiate. Solo le tempeste più severe (eventi con tempo di ritorno superiore a 10 anni) associate ad elevati valori di *surge* e di energia ondosa causano erosione della duna lungo tutta la costa di Sefton. Mareggiate meno intense provocano generalmente l'erosione solo di una parte del cordone dunare: la posizione e l'ampiezza coinvolte nel processo erosivo dipendono dalla direzione del vento e delle onde, dalla traiettoria delle forzanti meteomarine e dalle caratteristiche della spiaggia e dei fondali.

Gencarelli et al. (2008) testano il modello numerico CSHORE (Kobayashi et al., 2007) per verificarne la capacità di previsione degli effetti indotti dall'impatto dell'uragano Isabel nel Settembre 2003 lungo la costa del North Carolina. Il confronto con i dati di campagna raccolti presso il Field Research Facility a Duck indica una sovrastima dell'erosione in corrispondenza della duna ed una sottostima dell'evoluzione del profilo al di sotto del livello medio del mare, rivelando una scarsa capacità del modello monodimensionale, basato sull'assunzione che non vi siano perdite di sedimenti in direzione longshore, nel prevedere la risposta del profilo di spiaggia.

Sperimentazioni a grande scala vengono condotte a Delft fra il Novembre del 2005 ed il Febbraio del 2006 per valutare l'effetto del periodo delle onde sull'erosione delle dune durante eventi estremi, dopo che recenti analisi sul clima ondoso lungo la costa olandese

hanno indicato un periodo di picco per le condizioni di tempesta previste da normativa significativamente più elevato rispetto a quello fornito dagli studi precedenti. I risultati di tali sperimentazioni, descritti da van Thiel de Vries et al. (2008) e van Gent et al. (2008), evidenziano come il volume di erosione della duna risulti superiore in corrispondenza dei tests condotti con onde caratterizzate da più elevati valori del periodo di picco. Durante l'esecuzione dei tests si osserva in particolare che un incremento del periodo dell'onda del 50% è in grado di produrre un aumento dell'erosione della duna del 25%, 24% e 15% dopo 1, 2 e 6 ore rispettivamente. Anche l'arretramento del fronte della duna risulta aumentare al crescere del periodo dell'onda, mentre diviene più dolce la pendenza del profilo della spiaggia in direzione trasversale attorno al livello dell'acqua in condizioni di calma. Durante tali tests è stato osservato fra il 10 ed il 15% in più di energia ondosa in prossimità del fronte della duna. Le concentrazioni medie di sedimenti estremamente elevate osservate all'aumentare del periodo di picco sembrano determinate dall'incremento della turbolenza generata dal frangimento delle onde caratterizzate da fronti più ripidi.

I tests condotti con differenti profili iniziali sottolineano inoltre come il profilo di erosione risultante sia in larga misura indipendente dal profilo iniziale se il processo erosivo copre un periodo di tempo sufficientemente lungo. I risultati delle sperimentazioni vengono quindi implementati da van Gent et al. (2008) all'interno del modello proposto da Vellinga (1986) per migliorare la previsione dei volumi di erosione per effetto di condizioni di tempesta.

Il profilo post-storm risulta costituito da tre elementi (Figura 1.10): il fronte della duna caratterizzato da una pendenza 1:1 a partire dal livello massimo di *storm surge* fino all'intersezione con il profilo pre-storm; il profilo parabolico post-storm di equilibrio della spiaggia, compreso fra il piede della duna Q ed il punto di transizione R, descritto dalla formula proposta da van Gent et al. (2008):

$$\frac{7.6}{H_{0s}} \cdot y = 0.4714 \cdot \left[\left(\frac{7.6}{H_{0s}} \right)^{0.28} \cdot \left(\frac{12}{T_p} \right)^{0.45} \cdot \left(\frac{w}{0.0268} \right)^{0.56} \cdot x + 8 \right]^{1.5} \quad (1.8)$$

dove H_{0s} è l'altezza d'onda significativa al largo, w rappresenta la velocità di caduta dei sedimenti in acqua espressa in funzione del diametro D_{50} , y è la profondità al di sotto del livello di *storm surge* e x è la distanza orizzontale misurata in direzione trasversale alla spiaggia a partire dal punto Q e considerata positiva verso mare; un tratto (fra i punti R e S) con pendenza 1:12.5 ricongiunge infine il profilo di erosione con quello iniziale. La posizione del punto di transizione R è data da

$$x_R = 250 \cdot \left(\frac{H_{0s}}{7.6} \right)^{.28} \cdot \left(\frac{0.0268}{w} \right)^{.56} \quad (1.9)$$

$$y_R = \left(\frac{H_{0s}}{7.6} \right) \left[0.4714 \cdot \left(250 \cdot \left(\frac{12}{T_p} \right)^{0.45} + 18 \right)^{0.5} - 2 \right] \quad (1.10)$$

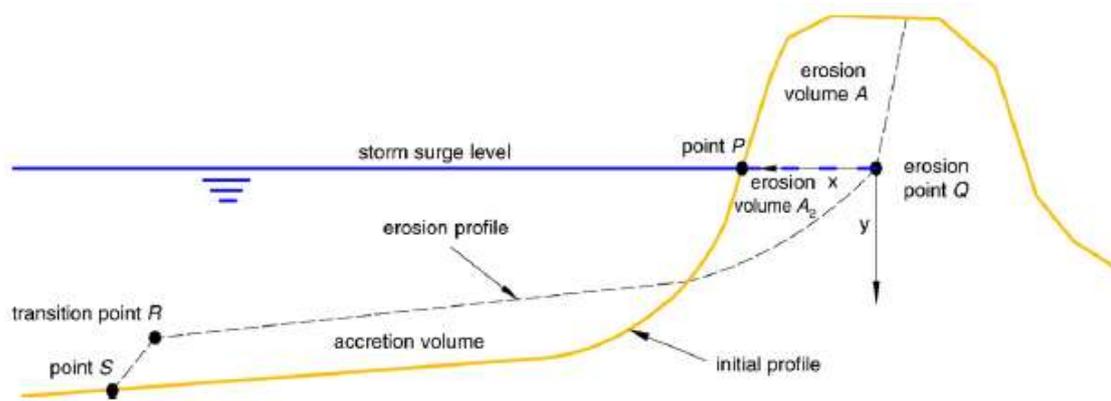


Figura 1.10 – Profilo di erosione della duna secondo lo schema di Vellinga (1986) modificato da van Gent et al. (2008).

Questo schema di calcolo costituisce il modello attualmente applicato nei Paesi Bassi per la verifica delle condizioni di stabilità delle dune costiere (den Heijer et al., 2011) e la progettazione degli eventuali rinforzi necessari.

Houser e Hamilton (2009) analizzano i meccanismi che influenzano il recupero di una *barrier island*, Santa Rosa Island, nel caso specifico, nella parte nord-occidentale della Florida, all’impatto di eventi estremi. L’analisi indica come la variazione di recupero lungo la spiaggia dipenda, oltre che dall’ampiezza della *barrier island*, dalla batimetria offshore, dall’altezza che caratterizza le dune prima dell’impatto dell’evento e dalla penetrazione dei fenomeni di *overwash*. Il recupero risulta inoltre influenzato dalla presenza e dallo sviluppo della vegetazione in seguito all’impatto. I risultati dello studio sottolineano anche come la capacità di recupero della *barrier island* e la risposta a tempeste successive dipendano dalla frequenza con cui si verificano gli eventi di tempesta.

Il modello numerico XBeach viene sviluppato da Roelvink et al. (2009) nell’ambito del progetto “Modeling of Hurricane Impacts”, supportato dall’European Research Office dell’U.S. Army Corps of Engineers, Engineer Research and Development Center, con l’obiettivo di fornire uno strumento open-source in grado di simulare la risposta della

spiaggia all’impatto delle tempeste anche in presenza di condizioni estremamente variabili lungo la costa come quelle derivate dall’esistenza di elementi antropici (ad esempio, muri di protezione) o legate a complesse situazioni naturali (*rip channels*, *barrier islands*). L’approccio seguito da Roelvink et al. (2009) è volto alla modellazione dei processi che intervengono nei quattro diversi regimi della “Storm Impact Scale” proposta da Sallenger (2000) per descrivere l’impatto delle tempeste tropicali ed extra-tropicali sulle *barrier islands*. Il modello, che può essere applicato a zone con estensione di alcuni chilometri in direzione longitudinale, risolve equazioni bidimensionali di propagazione delle onde, delle correnti, di trasporto dei sedimenti ed evoluzione del profilo con condizioni al contorno variabili per le onde e le correnti. I risultati dell’applicazione del modello ad una serie di tests condotti in laboratorio e ai dati LIDAR acquisiti precedentemente e successivamente all’impatto di due consecutivi *northeasters* su Assateague Island (Gennaio e Febbraio 1998), già analizzati da Jiménez et al. (2006) in termini di variazioni morfologiche indotte, vengono dettagliatamente riportati da Roelvink et al. (2009). Poiché XBeach non sembra riprodurre adeguatamente le variazioni morfologiche indotte da tempeste di lunga durata, viene introdotta da Roelvink et al. (2009) una semplificazione: i due *northeasters* di 72 ore ciascuno, caratterizzati da condizioni variabili di *surge* e moto ondoso, vengono approssimati attraverso due simulazioni di 10 ore ognuna con valori costanti di *surge* e condizioni ondose, seguendo un approccio simile a quello sviluppato da Vellinga (1986).

La verifica del modello con i dati dei rilievi eseguiti in otto dei nove siti di studio del progetto MICORE evidenzia come XBeach sia generalmente in grado di identificare una situazione di rischio associata ad eventi di mareggiata anche se nella maggior parte dei casi l’erosione attorno al livello medio del mare e l’accumulo dei sedimenti nella parte inferiore del fronte della spiaggia risultano essere sovrastimati (Van Dongeren et al., 2009). I risultati dell’applicazione di XBeach per la previsione della risposta di un profilo naturale dell’area compresa tra Lido di Dante e Lido di Classe (Ravenna) ad eventi di mareggiata indicano una sensibilità ai parametri utilizzati in fase di calibrazione e mostrano una tendenza alla sovrastima del volume di materiale eroso sopra il livello medio del mare (Harley et al., 2011).

Il numero speciale di *Geomorphology* “Thresholds for storm impacts along European coastlines” (volumi 143-144, in stampa) raccoglie le analisi condotte nei nove siti di studio del progetto MICORE nel tentativo di identificare valori soglia nei parametri meteomarini oltre i quali si verificano significative variazioni morfologiche e/o danni a strutture antropiche. La definizione di soglie critiche per gli impatti da mareggiata può essere

generalmente effettuata seguendo due differenti metodologie. I due approcci non sono alternativi, ma uno complementare all'altro e solo l'applicazione di entrambi consente di avere un quadro completo della situazione territoriale in esame. Secondo una pratica ormai consolidata nell'identificazione e nella mappatura dei rischi naturali conseguenti ad altre tipologie di eventi geologici estremi, quali terremoti, dissesti di versante ed alluvioni (Guzzetti et al., 2002), le informazioni raccolte da quotidiani locali, rapporti tecnici, archivi storici e le elaborazioni derivate da foto aeree e rilievi di campagna possono essere utilizzate per valutare gli impatti determinati sul territorio costiero dagli eventi di mareggiata nel corso degli ultimi decenni ed essere associate alle condizioni meteorologiche e idrodinamiche che le hanno provocate. Soglie di impatto possono essere definite anche confrontando i valori calcolati di *runup* (Almeida et al., 2011; Armaroli et al., 2011b; Gervais et al., 2011) o di variazione totale del livello del mare (Del Río et al., 2011) con i parametri morfologici della spiaggia derivati dai rilievi topografici.

Una delle principali limitazioni incontrate nell'analisi riguarda l'assenza di regolari misurazioni ondometriche e di livello del mare in corrispondenza degli eventi che hanno prodotto storicamente effetti significativi lungo le coste oggetto di studio. Le serie temporali di moto ondoso vengono estese utilizzando le condizioni simulate dai modelli numerici con l'obiettivo di riprodurre gli eventi passati energeticamente più importanti (Almeida et al., 2011; Esteves et al., 2011; Del Río et al., 2011; Trifonova et al., 2011; Gervais et al., 2011; Jiménez et al., 2011; Furmańczyk et al., 2011).

Le particolari condizioni idrodinamiche locali a cui sono esposti i diversi tratti costieri analizzati, le caratteristiche che contraddistinguono le mareggiate storiche rendendole uniche nei loro caratteri, insieme ai differenti parametri morfologici e topografici degli ambienti litoranei considerati e all'eventuale presenza di insediamenti urbani ed opere di difesa, non consentono l'identificazione di un valore di soglia valido in generale per tutti i siti. Mentre lungo il tratto costiero del Lido di Sète, nella parte settentrionale del Golfo di Lione, le maggiori variazioni morfologiche sembrano essere legate esclusivamente ai valori più elevati dell'altezza d'onda significativa, o equivalentemente del *runup* (Gervais et al., 2011), lungo il litorale emiliano-romagnolo e lo *spit* di Dziwnow in Polonia, affacciato sul Mar Baltico, sarebbe, al contrario, l'aumento del livello del mare ad avere un ruolo determinante nei fenomeni di erosione e di allagamento (Armaroli et al., 2011b; Furmańczyk et al., 2011). La durata dell'evento di mareggiata, pur essendo un importante fattore per la costa spagnola del Golfo di Cadice, non sembra costituire un parametro critico per il verificarsi di danni alle infrastrutture (Del Río et al., 2011). La permanenza del livello del mare al di sopra di una

prefissata soglia sembra invece influenzare direttamente le variazioni morfologiche osservate lungo la costa di Sefton, nell'Inghilterra nord-occidentale (Esteves et al., 2011). Per la spiaggia di Faro nel Sud del Portogallo si ritiene inoltre importante distinguere l'impatto di un singolo evento dagli effetti cumulati di un gruppo di mareggiate successive, responsabili, sulla base delle informazioni raccolte, dei più gravi danni alle strutture antropiche (Almeida et al., 2011).

Tomasicchio et al. (2011) descrivono le sperimentazioni condotte nel 2009 presso il Laboratori d'Enginyeria Marítima - Universitat Polytècnica de Catalunya a Barcellona per analizzare gli effetti indotti sul sistema spiaggia-duna dall'attacco congiunto di onde e *storm surge*. Durante i tests vengono osservati i regimi di impatto *collision*, *overwash* e *breaching* definiti da Sallenger (2000). Vengono riportati in dettaglio da Tomasicchio et al. (2011) i fenomeni osservati durante due dei nove tests complessivamente eseguiti in cui si sono verificati collisione seguita da un limitato *overwash* e *overwash* diffuso con formazione della breccia. Durante il primo di tali tests, nella fase iniziale di attacco, le onde incidenti raggiungono il fronte dunare che risulta interessato da fenomeni di *runup*. Il sedimento eroso dalla duna viene trasportato prevalentemente in direzione offshore mentre si verificano solo limitati fenomeni di *overtopping* e *overwash*. Ne segue quindi un irripidimento del fronte dunare accompagnato da uno scalzamento al piede della duna. Le onde frangenti che muovono verso la duna impattano con le onde riflesse dirette verso il largo generando un'elevata turbolenza nella colonna d'acqua che provoca l'arretramento del fronte dunare. Una porzione del fronte dunare crolla e parti di duna crollano o scivolano verso il basso. La maggior parte dell'erosione si verifica durante l'attacco delle prime 250 onde (circa 600 secondi).

Durante il secondo dei due tests riportati da Tomasicchio et al. (2011) viene osservato un rapido incremento dei fenomeni di *overtopping* e *overwash* in concomitanza con l'abbassamento della cresta della duna. All'aumento dell'area di erosione si associa un incremento del volume dei sedimenti raccolti dalla trappola disposta nel retroduna che permette di identificare proprio nel processo di *overwash* la principale causa di erosione della duna. Il test viene interrotto dopo 600 secondi in corrispondenza dell'apertura di una breccia sul lato sinistro, influenzata dagli effetti indotti dalla parete del canale che limita la diffusione laterale dell'energia ondosa incidente e riflessa. La formazione della breccia sembra essere particolarmente sensibile alla presenza di disomogeneità lungo il profilo (Kobayashi et al., 2009). I dati delle sperimentazioni vengono poi utilizzati da Tomasicchio et al. (2011) per la

calibrazione e la validazione del modello numerico CSHORE. Il modello calibrato con i dati dei tests appare in grado di prevedere l'evoluzione del profilo della duna con ragionevole accuratezza in corrispondenza di un livello di impatto corrispondente al regime di collisione con limitato *overwash*, mentre maggiori variazioni si osservano tra i profili misurati e simulati in corrispondenza delle condizioni associate a più significativi fenomeni di *overwash* ed *overtopping*.

Tra i principali studi geomorfologici sulle dune costiere dell'Emilia-Romagna si segnala l'importante contributo di Simeoni et al. (2010) nella realizzazione di un geodatabase a scala nazionale sviluppato con l'obiettivo specifico di fornire una sistematica conoscenza sulla presenza delle *foredunes* e sul loro stato di salute, realizzando uno strumento utile nella gestione e pianificazione del territorio litoraneo. Le informazioni raccolte nel database ed organizzate secondo la struttura GIS comprendono dati storici, campagne di misura ed immagini georeferenziate. Le dune vengono descritte e classificate in funzione delle loro dimensioni, del grado di attività (attive o stabilizzate), della tipologia della copertura vegetazionale (con parziale riferimento al modello morfodinamico proposto da Short e Hesp, 1982), del livello di naturalità (eventuale presenza di insediamenti urbani), della direzione principale della cresta, della presenza di varchi e vie preferenziali indotte dal camminamento verso le spiagge antistanti. L'ampiezza e la tendenza evolutiva (progradazione, arretramento, comportamento stabile) della spiaggia adiacente alla prima linea di dune insieme alle indicazioni relative all'utilizzo del litorale e alla presenza di opere di difesa, fattori connessi alla pressione antropica esercitata sul sistema fisico, vengono introdotte per identificare la possibile interazione fra spiaggia e duna ed il potenziale impatto sul bilancio sedimentario del sistema.

Al criterio di classificazione utilizzato da Simeoni et al. (2010) fa riferimento anche l'elaborazione cartografica delle dune costiere proposta da Perini e Calabrese (2010) nell'implementazione del "Sistema Informativo del Mare e della Costa" della Regione Emilia-Romagna. La duna viene mappata in dettaglio, attraverso la fotointerpretazione degli "Ortofotomosaici della costa" relativi agli anni 1943-45, 1982, 1998 e 2005, in funzione del suo grado di maturità ovvero distinguendo la duna attiva (priva di vegetazione o con vegetazione sparsa di tipo erbaceo) da quella semi-stabilizzata (caratterizzata da una vegetazione di tipo arbustivo abbastanza diffuso, ma intervallata da tratti con vegetazione di tipo erbaceo o privi di vegetazione) e stabilizzata (con vegetazione prevalente di tipo arboreo

che impedisce o riduce i cambiamenti della duna stessa). I poligoni delle aree ottenuti dalla fotointerpretazione vengono incrociati con la griglia altimetrica del DTM (Digital Terrain Model) realizzato nel 2004 con tecnica LIDAR per verificare l'elevazione degli elementi morfologici ed analizzare i diversi settori che caratterizzano l'intero sistema deposizionale spiaggia-duna.

Il confronto tra le cartografie relative ai diversi anni evidenzia a partire dal Volo R.A.F. 1943-1945 una progressiva riduzione delle dune in parte utilizzate come cave di sabbia e, in molte zone, spianate per fare spazio alle nascenti strutture turistiche e balneari. Nel 2005 le dune costiere interessano solo il 28% del litorale emiliano-romagnolo (circa 37 km) e si concentrano essenzialmente nelle province di Ferrara e Ravenna, mentre risultano praticamente assenti lungo la costa riminese (Perini e Calabrese, 2010). La maggior parte dei 250 ettari di duna mappati è stabilizzata e solo una piccola percentuale (9%) risulta attiva (Perini e Calabrese, 2010). Le quote altimetriche dei corpi più recenti sono generalmente comprese tra 1.5 e 3 m e solo localmente, lungo il litorale ferrarese, si osservano elevazioni che raggiungono i 5-6 m sul livello medio del mare. Nelle aree della costa ferrarese e ravennate dove il retroduna è urbanizzato ed impostato sui cordoni più antichi, la duna recente è estremamente ridotta in ampiezza, da pochi metri a poche decine di metri. In altre situazioni, più conservative, tra la duna attuale e l'urbano è invece interposta una pineta artificialmente piantata sui vecchi depositi di cordone litorale spianati. Nelle aree naturali, come la freccia litorale di Volano, l'ampio tratto costiero a Nord e a Sud di Foce Reno e l'area di Foce Bevano, il retroduna è caratterizzato da zone umide ed ampie pinete o da coltivazioni agricole. In questi settori l'estensione delle porzioni riferibili al dopoguerra è generalmente di alcune centinaia di metri. La massima continuità laterale della duna si osserva nell'area compresa tra la Foce del Torrente Bevano e la Foce del Fiume Savio dove il cordone dunoso presenta un'estensione di circa 3 km.

Capitolo 2

Il sito

2.1 Posizione geografica e condizioni ambientali

La spiaggia oggetto dello studio degli impatti determinati da eventi di mareggiata è parte di un tratto di litorale adriatico situato una decina di chilometri a Sud-Est della città di Ravenna e compreso tra la foce dei Fiumi Uniti a Nord e la foce del fiume Savio a Sud (Figura 2.1). Il paraggio è caratterizzato dalla presenza degli insediamenti di Lido di Dante (con una popolazione di 170 abitanti secondo quanto riferito dal 14° Censimento ISTAT, <http://dawinci.istat.it/>) e Lido di Classe (282) e dalle relative strutture balneari, insistenti rispettivamente nella parte più settentrionale e meridionale dell'area in esame e protetti da opere longitudinali e trasversali. Il tratto centrale di circa 6 km che separa i due abitati è completamente naturale con dune sabbiose orlate da una pineta. In questo contesto ambientale è inoltre inserita la foce del Torrente Bevano, il cui tracciato diviene meandriforme nel tratto terminale, circa 3 km a Sud della foce dei Fiumi Uniti. La spiaggia e le dune ai lati di Foce Bevano richiamano un elevato interesse naturalistico, paesaggistico e storico-testimoniale e risultano inquadrare fra le sei stazioni in cui si articola il Parco Regionale del Delta del Po. L'area rappresenta uno dei pochi tratti dell'intera fascia costiera emiliano-romagnola ancora non protetti da opere artificiali e immuni dagli accessi e interventi edilizi.

Il Mare Adriatico è caratterizzato in quest'area da una profondità massima non superiore ai 50 m. I principali venti che soffiano sul bacino sono la Bora e lo Scirocco. La Bora è un vento catabatico, freddo e impetuoso, che soffia sovente nei mesi invernali e porta aria secca e continentale dalle zone nord-orientali lungo l'Adriatico. Si tratta di un vento discontinuo, che alterna forti raffiche a folate meno intense. La Bora viene definita "chiara" o "scura" a seconda della sua associazione con eventi anticiclonici (in presenza di cielo prevalentemente sereno) o ciclonici (passaggio di depressioni sulla penisola). Lo Scirocco è un vento caldo, umido, frequente nelle stagioni autunnale e primaverile, proveniente da Sud-Est e canalizzato nel bacino dalle catene montuose costiere. Osservazioni meteorologiche e di moto ondoso sono state condotte dalle numerose piattaforme di perforazione posizionate davanti al litorale regionale (Idroser, 1996; Decouttere et al., 1998). I dati meteomarini rilevati presso la

piattaforma P.C.B. situata su un fondale di 25 m (20 km al largo di Ravenna nel punto di coordinate 44°23'16.9"N e 12°34'29.2"E) sono stati ritenuti rappresentativi del clima ondoso al largo della costa emiliano-romagnola (Idroser, 1996). Risultano inoltre disponibili i dati ondametrici acquisiti dalla boa Nausicaa (<http://www.arpa.emr.it/sim/?mare/boa>), installata da ARPA il 23 Maggio 2007 circa 8 km al largo di Cesenatico su un fondale di 10 m di profondità. Il regime di moto ondoso è generalmente a bassa energia: per la maggior parte del tempo il mare è calmo con altezza d'onda significativa al largo inferiore a 0.5 m (Decouttere et al., 1998). Le mareggiate più frequenti provengono dalle direzioni comprese fra i 60° ed i 120°, mentre le tempeste più violente si verificano dai settori di Bora (NNE) (Idroser, 1996). Almeno una volta all'anno in presenza di Bora le onde al largo raggiungono un'altezza significativa intorno ai 3.5 m.



Figura 2.1 – Localizzazione geografica dell'area di studio.

Il regime tidale è qui, come in tutto l'Alto Adriatico, fortemente asimmetrico con componenti

sia diurne che semidiurne. La spiaggia tra Lido di Dante e Lido di Classe è microtidale. La massima escursione di marea è di 80 cm alle sizigie e 30 cm alle quadrature (Idroser, 1996). Eccezionalmente la marea raggiunge valori attorno ad 1 m sul livello medio del mare per effetto dello *storm surge* causato dai venti di Scirocco.

L'elevato afflusso turistico alla spiaggia di Lido di Dante, circa 100'000 presenze all'anno (Lamberti et al., 2005b), principalmente durante la stagione estiva, ed i forti problemi connessi all'erosione, le cui cause traggono origine intorno agli anni '50, lo hanno reso un sito di notevole interesse scientifico per la ricerca in materia di ingegneria costiera, geomorfologia e gestione delle coste; è stato infatti selezionato fin dal 2001 come una delle aree di sperimentazione durante i progetti DELOS (Lamberti et al., 2005b), per la valutazione dell'efficienza nella difesa costiera di opere a cresta bassa, CoastView (Davidson et al., 2007), per la definizione di un insieme di parametri (Coastal State Indicators) in grado di descrivere quantitativamente lo stato dinamico del sistema costiero e fornire un'indicazione della stabilità del litorale e l'applicazione di sistemi di videomonitoraggio (una stazione Argus, tuttora attiva, è stata installata a Lido di Dante nel Febbraio del 2002 (Albertazzi et al., 2005)) e MICORE (Ciavola et al., 2011), per la messa a punto di modelli morfologici affidabili nella previsione degli impatti di eventi meteomarini in supporto ai sistemi di allerta della Protezione Civile.

L'area a cavallo della foce dei Fiumi Uniti presenta da diversi decenni una forte tendenza erosiva che si manifesta con il progressivo arretramento della linea di costa, imputabile principalmente alla drastica riduzione dell'apporto solido fluviale a mare, determinata dalla massiccia escavazione di materiali lapidei dai corsi d'acqua nel trentennio 1950-80, dalla regimazione della parte montana degli alvei e dal mutato utilizzo del suolo, e alla subsidenza indotta dall'emungimento incontrollato fino al 1980 di acqua di falda e dalla coltivazione, iniziata nel 1973, del giacimento di metano Angela-Angelina ubicato nell'area di mare direttamente antistante la foce.

L'evoluzione storica della zona di foce dei Fiumi Uniti, ricostruita da Billi et al. (2007) mettendo a confronto cinque voli aerei, rispettivamente del 1943, 1982, 1996, 2002 e 2005, disponibili presso la banca dati della Regione Emilia-Romagna, e la Carta Tecnica Regionale del 1978, indica che prima della fine della Seconda Guerra Mondiale sulla sponda destra della foce si trova un'ampia zona occupata da cordoni dunari e zone umide di retrobarriera, mentre dell'abitato di Lido di Dante non vi è traccia. La sponda sinistra presenta un sistema di barre e bassifondi associati ad una piccola freccia litorale indicativa di un trasporto Nord-

Sud verso la bocca del fiume. La spiaggia appare ampia con larghezze superiori ai 100 m. La costa a Nord della foce presenta un'orientazione NE-SW, in contrasto con l'attuale configurazione. Tra gli anni '70 e '80 si rileva un consistente impatto antropico lungo le sponde del fiume, che risultano ora occupate da insediamenti per la pesca con reti a "bilancino". Nonostante la costa a Nord della foce presenti un allineamento NNW-SSE, la sponda settentrionale continua in parte ad essere occupata da vegetazione di tipo palustre, legata agli apporti di acqua dolce da parte del fiume e la spiaggia rimane comunque larga. Intorno alla metà degli anni '90 si osserva la totale scomparsa della spiaggia a Nord della foce e la presenza di una massicciata a difesa della centrale dell'ENI S.p.A. e dei terreni agricoli retrostanti. L'ampiezza della spiaggia si è ridotta a poche decine di metri, mentre si nota la formazione di una piccola freccia litorale a parziale occlusione della foce fluviale.

Nonostante la cuspidale fosse già completamente distrutta a partire dagli anni '60, è solo dal 1963, quando ha inizio l'insediamento urbano di Lido Adriano, a Nord della foce dei Fiumi Uniti (Morelli, 1998), che il fenomeno comincia a destare particolare interesse. Per proteggere Lido Adriano vengono costruite nel corso degli anni '70 tredici scogliere parallele emerse (Preti, 2009), mentre per difendere l'abitato di Lido di Dante, immediatamente a Sud della foce, si ricorre alla tecnica del ripascimento protetto. Il primo intervento per fronteggiare l'arretramento della linea di riva e proteggere l'insediamento di Lido di Dante viene realizzato nel 1978 con la costruzione di un singolo pennello all'estremità più settentrionale dell'area, allo scopo di trattenere il sedimento trasportato lungo costa (Lamberti et al., 2005a; Zanuttigh, 2007). Nel 1983 vengono costruiti altri due pennelli posizionati rispettivamente 300 e 600 m a Sud del primo in modo da realizzare due celle e viene effettuato un ripascimento di $70'000 \text{ m}^3$ protetto da una barriera sommersa fatta di sacchi di sabbia. Anche questo intervento però non si rivela in grado di contrastare l'esteso processo erosivo dell'area, molti sacchi negli anni successivi vengono distrutti e ritrovati sulla spiaggia, tanto che nel 1995 si rende necessario un nuovo progetto per cercare di arginare il problema: è in questa situazione che viene realizzata in Emilia-Romagna la prima difesa con scogliera semisommersa. La barriera lunga in tutto 770 m (per 600 m affacciata sulle due celle, con un prolungamento di 140 m a Nord e 30 m verso Sud a protezione delle aree adiacenti e con un varco centrale di 30 m), collocata parallelamente alla linea di costa ad una distanza di 180 m da essa e ad una profondità di 3.5 m, presenta una larghezza della cresta di 12 m ed una sommergenza di progetto pari a 0.5 m (Lamberti et al., 2005a). La cresta della barriera risulta emergente durante la bassa marea e sommersa in condizioni di alta marea. Per aumentare l'efficienza della scogliera nell'intercettazione della sabbia viene inoltre realizzato

un collegamento sommerso in materiale roccioso che la congiunge alla testa del pennello posizionato più a Nord. Per il ripascimento della spiaggia, condotto in diversi anni, sono stati utilizzati fino al 1997 $74\cdot400\text{ m}^3$ di sabbia con diametro nominale medio di 0.23 mm, granulometria simile a quella del materiale in luogo (Lamberti et al., 2005a). Nel 2001 viene collegato alla barriera tramite un connettore sommerso anche il pennello più a Sud al fine di ridurre l'intensità delle correnti che fluiscono attraverso il varco centrale durante gli eventi di Bora. Nel Giugno del 2003 durante lavori di manutenzione alla barriera viene effettuata una ricarica con $2\cdot380\text{ m}^3$ di materiale roccioso che porta la cresta della struttura al raggiungimento del livello medio del mare (Zanuttigh, 2007).

Lo studio di due dettagliati rilievi batimetrici multi-beam condotti nel Giugno del 2001 e nel Gennaio del 2004, riportato da Lamberti et al. (2005a) e Zanuttigh (2007), mette in evidenza la presenza di un'area di erosione a circa 70 m dalle due testate della barriera, provocata dai forti vortici che si vengono ad instaurare in corrispondenza delle estremità più settentrionale e meridionale della scogliera durante significativi eventi rispettivamente di Bora e di Scirocco. Una zona profondamente erosa viene inoltre osservata durante il rilievo del 2004 in prossimità del varco centrale che rappresenta, dopo la nuova configurazione della struttura, determinata dalla ricarica della barriera e dei pennelli di estremità, l'unica via di uscita dall'area protetta per le correnti di ritorno. Analizzando l'evoluzione di profili trasversali della spiaggia, Lamberti et al. (2005a) osservano che la linea di costa a Nord dell'area protetta continua a soffrire per un intenso processo erosivo e, mentre la cella settentrionale appare sostanzialmente in equilibrio, in quella più a Sud si verifica ancora erosione soprattutto in concomitanza delle mareggiate invernali.

Per garantire il mantenimento della spiaggia a Lido di Dante sono stati complessivamente apportati dal 1986 al 2007 più di $300\cdot000\text{ m}^3$ di sabbia, di cui $200\cdot000$ solo negli ultimi quattro anni dell'intervallo considerato (Preti, 2009).

Analisi recenti condotte da Archetti (2009) tramite l'elaborazione di immagini acquisite dalla stazione Argus relative al periodo Gennaio 2004-Aprile 2007 individuano nell'area protetta dalla barriera un tasso di arretramento della posizione della spiaggia nella zona intertidale (CSI) di circa 2.3 m/anno, responsabile di una tendenza erosiva a cui si associa una perdita di volume pari a circa $2\cdot800\text{ m}^3$ /anno principalmente per effetto della subsidenza (valutata in circa $2\cdot000\text{ m}^3$ /anno sulla base degli ultimi dati presentati da Teatini et al. nel 2005). La sabbia erosa dalla spiaggia emersa (circa 800 m^3 /anno) a cui si aggiunge il contributo derivante dal ripascimento, in media $6\cdot000\text{ m}^3$ /anno considerando il periodo coperto dallo studio, viene trasportata verso la zona subtidale dove si accumula tra la batimetrica 1 m e la

barriera. Dal confronto fra la batimetria realizzata a Gennaio 2004 ed un secondo rilievo condotto nell'Aprile del 2007 emerge una sostanziale riduzione della profondità all'interno delle due celle (specialmente in quella più a Nord) e rimane accertata la presenza di un'ampia area di deposizione a ridosso della barriera. Archetti stima in $35'000 \text{ m}^3$ (circa $10'500 \text{ m}^3/\text{anno}$) il volume di sabbia accumulatosi nella zona subtidale nel periodo intercorso tra i due rilievi. Escludendo quindi i circa $6'800 \text{ m}^3/\text{anno}$ che arrivano fin qui dalla spiaggia emersa, i restanti $3'700$ sembrerebbero costituiti da materiale che durante le mareggiate entra nell'area protetta scavalcando la cresta bassa della scogliera e ivi rimane intrappolato. Si tratta generalmente di sabbia molto fine che difficilmente riesce a raggiungere la spiaggia.

Archetti e Romagnoli (2011) analizzano mediante la tecnica del videomonitoraggio gli effetti indotti da diversi eventi di mareggiata verificatisi nel periodo Gennaio 2004-Gennaio 2009 sulle variazioni di posizione e di orientazione della linea di riva della spiaggia protetta ("*artificially embayed beach*") di Lido di Dante. Lo studio delle batimetrie intertidali rivela una marcata variabilità della posizione della linea di riva nelle quattro celle in cui viene suddivisa l'area protetta e condotta separatamente l'analisi. Si osserva, in particolare, come mareggiate provenienti da Nord-Est causate da venti di Bora inducano una rotazione della linea di riva in senso antiorario, mentre mareggiate da Sud-Est, associate a Scirocco, ne determinino una rotazione in senso orario. La risposta della spiaggia ad eventi di mareggiata risulta legata alla presenza di correnti longshore all'interno dell'area protetta generate dal frangimento delle onde in corrispondenza della barriera e dirette da Nord verso Sud in condizioni di Bora e in direzione opposta in caso di Scirocco (Zanuttigh, 2007). I processi di rotazione della spiaggia nella cella più a Nord non appaiono però così evidenti come quelli osservati nella cella Sud: probabilmente il prolungamento della barriera verso Nord fa sì che la velocità della corrente sia qui inferiore rispetto a quella che viene raggiunta nella cella Sud. L'analisi di Archetti e Romagnoli (2011) evidenzia come i periodi in cui si verificano mareggiate con direzione prevalente di Scirocco, sebbene caratterizzati da valori generalmente più bassi del flusso di energia (per la minore altezza d'onda) rispetto alle mareggiate da Bora, appaiano più efficaci nel produrre spostamenti della linea di riva, in parte anche per effetto delle condizioni idrodinamiche indotte dalla barriera che risulta essere prevalentemente sommersa in corrispondenza di tali eventi.

L'area di Foce Fiumi Uniti è dunque, allo stato attuale, caratterizzata da un elevato grado di criticità per fenomeni di erosione costiera e di ingressione marina durante le mareggiate associate ad eventi di acqua alta. A compromettere la stabilità e l'equilibrio di questo fragile

tratto di litorale contribuisce in maniera rilevante l'incremento del tasso di subsidenza, passato dai 12 mm/anno del periodo 1987-1999 ai 19 mm/anno del periodo 1999-2005 (Preti, 2009). La zona di Lido di Dante, in prossimità della foce dei Fiumi Uniti, risulta essere attualmente, sulla base dei dati dell'ultima campagna di livellazione condotta da ARPA nel 2005, la località con la più elevata velocità di abbassamento dell'intera fascia costiera regionale. All'origine del forte incremento della subsidenza vi sarebbe la ri-perforazione nel 1998 del giacimento di metano Angela-Angelina per lo sfruttamento, diversamente dal passato, di una successione di circa trenta strati profondi (Preti, 2009). Di particolare interesse per la modellazione del comportamento del suddetto giacimento, la previsione dei tassi di subsidenza indotti dall'estrazione di gas nell'area ravennate e la descrizione dei potenziali effetti causati sull'ambiente e sulla morfologia costiera è lo studio interdisciplinare svolto da un gruppo di ricercatori riportato in un volume speciale pubblicato per il settimo simposio internazionale sulla subsidenza tenutosi a Shanghai, in Cina, nell'Ottobre del 2005 (AA.VV., 2005). Nella memoria ivi presentata da Barends et al. (2005a) vengono raccolte le informazioni disponibili in letteratura relative alle analisi precedentemente svolte sui tassi di subsidenza nella Provincia di Ravenna.

Il primo studio che riporta una descrizione della subsidenza nell'area padana è quello di Salvioni (1957), in cui vengono messe a confronto antiche livellazioni eseguite dall'IGM negli anni 1877-1903 e ragguagliate per interpolazione lineare nel tempo all'anno 1897, con livellazioni del periodo 1950-1956 ragguagliate al 1957. I risultati di questo studio per la provincia di Ravenna, riportati anche da Teatini et al. (2005), indicano un tasso medio di subsidenza nel periodo dal 1897 al 1957 compreso tra 0.4 e 0.7 cm/anno; tali valori sono da ritenersi rappresentativi della velocità di subsidenza naturale dell'area essendo in questo periodo ancora basso il quantitativo di acqua estratto per usi industriali e civili. Nel 1998 Gambolati e Teatini utilizzano le informazioni geologiche e storico-archeologiche disponibili e le elaborazioni di Salvioni (1957) per calibrare un modello numerico monodimensionale non lineare agli elementi finiti in grado di simulare i processi di sedimentazione e di compattazione del suolo lungo la fascia costiera dell'Adriatico Settentrionale. I risultati della modellazione indicano per l'area ravennate un tasso di subsidenza naturale per il prossimo secolo compreso fra i 2 e i 2.5 mm/anno. Nel 2005 Teatini et al. implementano tutti i dati di livellazione disponibili dal 1897 al 2002 in un sistema GIS. I valori a disposizione per il periodo 1897-1949 indicano un abbassamento medio annuo dell'area costiera variabile tra i 0.55 cm in corrispondenza di Lido di Classe e i 0.7 cm in prossimità del delta del Po (Figura 2.2), valori associabili per la maggior parte alla subsidenza di origine naturale.

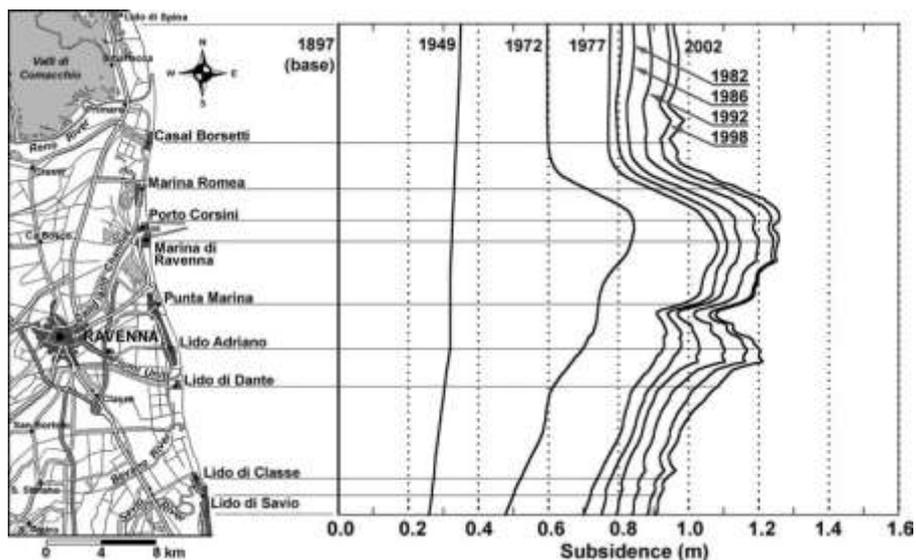


Figura 2.2 – Andamento nel tempo della subsidenza lungo la costa ravennate da Teatini et al. (2005).

I tassi di subsidenza che Barends et al. (2005a) corrispondentemente deducono dall'analisi di Teatini et al. per la zona di Lido di Dante passano da circa 0.6 cm/anno per il periodo 1897-1949 al valore massimo di 4.6 cm/anno tra il 1972 ed il 1977, principalmente per effetto dell'emungimento di acqua di falda dal momento che lo sfruttamento del giacimento Ravenna Terra si è praticamente concluso all'inizio degli anni '70 e la produzione di gas dagli altri due grossi giacimenti metaniferi ubicati in area ravennate, Dosso degli Angeli e Angela-Angelina, comincia proprio in quegli anni. Dopo il 1977, anche grazie alla legge speciale per Ravenna (Legge n. 854 del 1980) ed ai provvedimenti di chiusura dei pozzi nell'area, l'entità degli abbassamenti si riduce notevolmente facendo registrare una rapida inversione di tendenza. Il rilievo più recente eseguito da ARPA sembra infine confermare la tendenza verso un incremento del tasso di subsidenza riscontrato da Teatini et al. (2005) (circa 15 mm/anno) nell'area costiera fra Lido Adriano e Lido di Dante alla fine del periodo 1998-2002.

Sulla base degli studi di Teatini et al. (2005), Houtenbos et al. (2005) ritengono che un valore medio di subsidenza naturale possa essere valutato nell'ordine di 4 o 5 mm/anno e, facendo riferimento ai dati di cinque monitoraggi (livellazioni) effettuati dal Comune di Ravenna tra il 1982 ed il 2002 e attraverso l'impiego di un approccio integrale spazio-temporale che rispetto a quello tradizionale permette di identificare ed eliminare le incertezze e gli errori di misura, stimano che la subsidenza antropica associata all'estrazione di gas raggiunga nel suddetto periodo i 2.9 mm/anno nell'area costiera in prossimità di Lido di Dante.

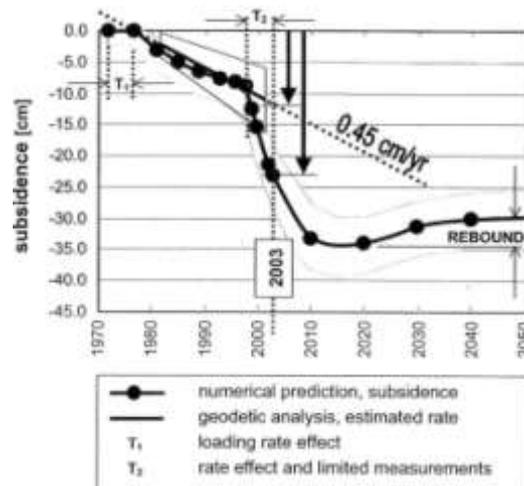


Figura 2.3 – Confronto fra l’analisi delle misure geodetiche (Houtenbos et al., 2005) e le previsioni numeriche di subsidenza (Schroot et al., 2005) in corrispondenza del centro del campo offshore Angela-Angelina (da Barends et al., 2005a).

Il confronto fra la stima del tasso di subsidenza al centro del campo offshore Angela-Angelina derivata dall’analisi geodetica di Houtenbos et al. (2005), 0.45 ± 1.9 cm/anno, e le simulazioni numeriche prodotte da Schroot et al. (2005), riportato da Barends et al. (2005a) ed illustrato in Figura 2.3, mostra un buon accordo e mette in evidenza un incremento della velocità di abbassamento legato all’attività di estrazione di gas lungo la costa ravennate per il periodo 2003-2015, seguito da un *rebound* negli anni successivi. L’aumento della subsidenza (9 cm nel periodo 2003-2015 in corrispondenza della foce dei Fiumi Uniti) accoppiato al previsto innalzamento del livello medio del mare potrebbe, secondo Barends et al. (2005b), raggiungere in futuro livelli tali da determinare modificazioni dell’attuale assetto geomorfologico locale e richiedere ulteriori misure di protezione costiera nell’area compresa fra Lido Adriano e Lido di Dante.

Nel tentativo di eliminare o perlomeno limitare i riflessi negativi innescati dallo sfruttamento di questo giacimento localizzato a ridosso della costa, l’ENI S.p.A. ha avviato nel 2002 il progetto sperimentale “Angela-Angelina pressure maintenance” volto a ridurre gli effetti della depressurizzazione degli strati mediante la reiniezione di $150 \div 300$ m³ di acqua al giorno (Vicinanza et al., 2008; Preti, 2009). I risultati positivi ottenuti durante la fase di progetto sperimentale (aumento della pressione di circa 25 bar causato dall’attività di iniezione d’acqua) hanno spinto nell’Aprile del 2006 il Comune di Ravenna, la Provincia di Ravenna, la Regione Emilia-Romagna e l’ENI S.p.A. a rinnovare il Protocollo d’Intesa con l’intento di incrementare la portata d’acqua iniettata fino a 2’500 m³/giorno per conseguire una ripressurizzazione ancor più significativa ed estesa a maggior scala.

Il comprensorio naturale situato lungo il litorale tra le località di Lido di Dante e Lido di Classe è tutelato dalla Riserva Naturale dello Stato “Duna costiera ravennate e foce del Torrente Bevano” (istituita con D.M. 5 Giugno 1979) per una superficie di circa 60 ettari (Tabella 2.1). La retrostante pineta litoranea demaniale, di circa 173 ettari, costituita dalle sezioni “Ramazzotti” (a Nord della foce del Torrente Bevano) e “Savio” (a Sud della foce), fa parte della Riserva Naturale “Pineta di Ravenna” (D.M. 13 Luglio 1977) e della rete ecologica europea Natura 2000. La loro gestione è affidata al Corpo Forestale dello Stato di Punta Marina (RA).

Il complesso della pineta demaniale litoranea che si estende da Lido di Volano fino a Cervia è il risultato di rimboschimenti artificiali che hanno interessato a più riprese la fascia costiera e che possono essere fatti risalire agli ultimi anni del XIX secolo. Le pinete demaniali ravennate sono state impiantate all’incirca a partire dal 1881, quando l’Amministrazione Forestale ricevette dal Demanio Marittimo 117 ettari di terreno da sottoporre a rimboschimento con *Pinus pinaster* (Pino marittimo). La funzione principale di questi impianti era legata alla necessità di proteggere le colture agricole, nelle aree bonificate retrostanti, dai venti salsi di provenienza marina. Le pinete artificiali sono state progressivamente sovrapposte alla originaria vegetazione arbustiva, tipica delle dune consolidate, che è ancora parzialmente presente nelle fasce marginali e nel sottobosco (<http://www.parcodeltapo.it/>).

- | |
|---|
| <ul style="list-style-type: none"> ◆ Zona di vincolo idrogeologico (R.D.L. n. 3267/1923) ◆ Bellezza naturale (L. n. 1497/1939) ◆ Riserva Naturale Statale “Pineta di Ravenna” (D.M. 13/07/1977) ◆ Riserva Naturale Statale “Duna costiera ravennate e foce del Torrente Bevano” (D.M. 05/06/1979) ◆ Zona Ramsar (D.M. 13/07/1981) ◆ Stazione del Parco Regionale del Delta del Po dell’Emilia-Romagna, denominata “Pineta di Classe e Saline di Cervia” (L.R. n. 27 del 02/07/1988) ◆ Zona di Protezione Speciale (D.M. n. 65 del 03/03/2000) ◆ Sito d’Importanza Comunitaria, denominato IT4070009 (D.M. n. 65 del 03/03/2000) |
|---|

Tabella 2.1 – Elenco dei principali livelli di protezione normativa che caratterizzano il tratto naturale tra Lido di Dante e Lido di Classe.

L’area a Sud-Ovest della foce, denominata Ortazzino, comprende i meandri fossili del Bevano, parte delle dune costiere, i retrostanti prati umidi salmastri con falda affiorante e prati aridi con arbusteti termofili naturali. In questo complesso di zone umide e dune sono

presenti quasi tutti i tipi di vegetazione alofila nordadriatica. In posizione più arretrata si sviluppa la zona umida dell'Ortazzo, un'antica valle di acqua dolce arginata ed ottenuta dalla riconversione di precedenti risaie (Gabbianelli, 2009). Soggetta oggi agli influssi salmastri della falda (come testimoniato dalla presenza di giuncheti marittimi e puccinellieti), la zona si caratterizza come un ampio stagno costiero, in parte controllato dall'immissione di acque dal canale Bevanella e dal Fosso Ghiaia. Le vasche con acque più basse si prosciugano durante l'estate, originando distese fangose in cui si insediano le comunità alofile annuali tipiche di questi ambienti. A Sud dell'Ortazzo sono presenti praterie umide e allagate con acque dolci, di recente ripristino. Nell'Ortazzo, nelle bassure e nei prati umidi dell'Ortazzino, aree in cui alla qualità ambientale si associa una buona tranquillità, si possono notare presenze faunistiche di pregio (Gabbianelli, 2009).

All'interno di questa riserva naturale si colloca il tratto terminale del Torrente Bevano. Il Bevano è un corso d'acqua caratterizzato da piene improvvise ma brevi che, in condizioni di scarsa efficienza del sistema di foce, portano ad un forte innalzamento del livello dell'acqua nel torrente, ad una maggiore difficoltà di scolo delle acque dai canali di bonifica (che drenano un territorio posto al di sotto del livello del mare) e determinano un elevato rischio di esondazione (Montanari, 2009). Il fenomeno della subsidenza, che interessa in modo marcato l'area ravennate e quindi il bacino idrografico del torrente sviluppato prevalentemente in area di pianura, ha accentuato nel tempo tali criticità. Il progressivo abbassamento del suolo ed il notevole incremento del gradiente di quota rispetto al livello medio del mare tra la zona di Foce Fiumi Uniti e quella del Bevano, causato dalla diversa velocità di subsidenza nelle due aree, ha determinato negli ultimi decenni una crescente prevalenza dell'influenza delle correnti di marea e del moto ondoso sulle dinamiche fluviali e l'accumulo di sedimenti in corrispondenza della foce innescandone una continua e rapida migrazione verso Nord (Ciavola et al., 2005). Lo spostamento laterale della bocca ha generato, fino al momento dell'intervento nel 2006, l'erosione della duna litoranea per un tratto di varie centinaia di metri, causato il danneggiamento e la salinizzazione della pineta retrodunale ed esposto ad un elevato rischio per ingressione marina il territorio retrostante collocato al di sotto del livello medio del mare. Per effetto di questa sostanziale chiusura a mare della foce, determinata dall'accumulo del materiale eroso lateralmente dalle dune nell'area del delta di marea e dall'accrescimento della freccia litorale alimentata dal trasporto lungo costa verso Nord (l'apporto solido del torrente è, durante periodi di bel tempo, praticamente irrilevante (Ciavola et al., 2005)), il conseguente rigurgito idraulico che si veniva ad originare ad ogni evento significativo di piena ha contribuito, insieme all'abbassamento degli argini causato dalla

subsidenza, a mettere in crisi il sistema di bonifica e gran parte del bacino di pianura. È soprattutto in occasione dell'evento alluvionale dell'Ottobre del 1996 con il sormonto ed il collasso di un tratto arginale, le pesanti conseguenze sulla viabilità principale di pianura ed i danni inflitti a numerose abitazioni ed a vaste aree agricole che l'intero sistema idraulico del Bevano mostra la propria inadeguatezza. A seguito dell'evento la Regione Emilia-Romagna ha avviato uno studio, prima sempre rimandato per il timore di intervenire in un'area così delicata, finalizzato alla predisposizione di un progetto di adeguamento delle sezioni idrauliche e delle arginature per la messa in sicurezza del territorio rispetto alla portata di piena centennale. Il progetto preliminare approvato nel 2000 prevedeva inoltre un intervento di sistemazione della zona di Foce Bevano. L'elevato valore naturalistico di quest'area e i vincoli ambientali esistenti sul territorio (Tabella 2.1) hanno richiesto durante la fase di progettazione un'attenzione particolare per gli aspetti legati alla conservazione del patrimonio naturale e dei suoi vari elementi costitutivi. Nell'ambito dello Studio di Impatto Ambientale sono state condotte analisi approfondite valutando gli impatti prodotti sul patrimonio ambientale a partire da sette possibili soluzioni progettuali, compreso il non intervento, e i risultati attesi sulla funzionalità idraulica della foce e dalla soluzione dei problemi del bacino idrografico e della relativa rete di bonifica (Montanari, 2009). La scelta finale è ricaduta sull'intervento ritenuto tecnicamente più efficace e meno impattante per l'area in cui si andava a collocare che prevedeva l'apertura di una nuova foce in posizione intermedia tra quella occupata nel 2004/2005 e l'ultimo meandro del torrente, la realizzazione di un'uscita secondaria in corrispondenza dell'ultima ansa del fiume con funzione di scolmatore e soglia di fondo impostata alla quota del medio mare in modo da permettere all'acqua di passare solo in caso di alta marea o di piena del fiume, la chiusura della foce esistente con le sabbie provenienti dallo scavo della nuova foce e del canale, la ricostruzione parziale della duna erosa in prosecuzione del cordone dunoso esistente a Nord della bocca a protezione della pineta retrostante, la costruzione sulla sponda sinistra della nuova foce di una palificata in legno di castagno tirantata per contrastare la deriva della bocca verso Nord ed il collegamento al sistema mare-fiume della porzione di alveo rimasta isolata dalla chiusura della vecchia foce tramite la realizzazione di una gaveta in legno posta a livello del medio mare per garantire un ricambio giornaliero di acqua con la marea ed evitare fenomeni di anossia (Miccoli et al., 2009a). I lavori di sistemazione dell'area si sono svolti nel periodo dal 23 Gennaio al 14 Aprile 2006. A protezione della duna ricostruita sono state realizzate viminate morte, è stato utilizzato materiale naturale spiaggiato presente nell'area e sono state sospese le operazioni di pulizia del tratto costiero interessato con mezzi

meccanici per favorirne la naturalità ed evitare erosioni al piede. A fine Ottobre 2006 è stato eseguito un intervento di vegetalizzazione della duna di neoformazione, proseguito l'anno successivo ed esteso alla parte più settentrionale del sito, con l'impianto di cespi di *Agropyron junceum* e *Ammophila littoralis* allo scopo di favorire l'intercettazione e l'accumulo della sabbia trasportata dal vento e contribuire all'accrescimento naturale della duna stessa (Speranza et al., 2009).

L'evoluzione della nuova foce, localizzata circa 500 m più a Sud della precedente e poco più a Nord rispetto alla posizione occupata nel 1996, ha mostrato nei primi mesi di monitoraggio, una ripresa delle dinamiche litorali osservate negli anni precedenti l'intervento (Gardelli et al., 2007). Sulla sponda meridionale della foce si poteva già notare tra Giugno e Agosto 2006 lo sviluppo di una piccola freccia litorale che andava in parte a restringere la sezione del canale e con tendenza a migrare verso Nord. In condizioni di scarsa portata da parte del fiume, la zona del canale di foce è caratterizzata dalla deposizione del sedimento trasportato dalla deriva lungo costa con conseguente suo interrimento. Il canale tende a riaprirsi solo durante le maree sizigiali quando vengono raggiunti i picchi di corrente in uscita dalla bocca. Diversi interventi si sono resi necessari nel tempo sulla barriera in tronchi. Inizialmente le motivazioni d'intervento erano legate ai fenomeni di scalzamento al piede dei pali da parte delle correnti di marea che controllano l'evoluzione della foce. Per limitare questa tendenza erosiva si è piantata una nuova fila di pali più profonda e in parallelo a quella esistente e si sono realizzati alcuni pennelli deflettenti con effetto di repellenti idraulici, al fine di allontanare la corrente di marea dalla barriera e diminuirne la capacità di asporto di sabbia e quindi di scalzamento. In occasione di alcuni eventi particolarmente intensi si è verificato il superamento della quota della palificata con conseguente erosione provocata dalle acque di ritorno. Alla situazione è stato posto rimedio ripristinando il tessuto non tessuto a tergo dei pali e riposizionando la sabbia (Miccoli et al., 2009b). È durante le intense mareggiate associate ad acqua alta del Dicembre 2008 che si osserva per la prima volta lo scavalcamento della zona dunosa ricostruita con fenomeni localizzati di sfondamento e la formazione di sette ventagli di rotta di diverse dimensioni (Sedrati et al., 2011). Il processo di sommersione è riuscito a rimuovere circa 0.5 m di sabbia dalla cresta del cordone dunoso, trasportandola all'interno dello specchio d'acqua retrodunale. L'innalzamento temporaneo del livello marino ha determinato anche il trasferimento di materiale sabbioso dalla parte bassa della battigia verso la berma. La sabbia accumulata è stata poi ridistribuita dalle alte maree successive, tanto che un mese dopo l'evento del 1 Dicembre 2008 la perdita di sedimento verso la laguna retrodunale era completamente compensata e varie zone risultavano in accrezione, con quasi

mezzo metro di aumento di quota (Ciavola, 2009).

Mentre la zona immediatamente a Nord della vecchia foce del Torrente Bevano mostra un comportamento stabile nel tempo, caratterizzato dalla presenza di una duna ben sviluppata, una spiaggia molto ampia e morfologie sommerse indicative di uno stato di salute del sistema sedimentario, il litorale a ridosso della barriera semisommersa soffre per un intenso processo erosivo diventato ormai irreversibile (Ciavola et al., 2006). L'evoluzione morfologica di questo tratto costiero si ritiene essere influenzata dal sistema di correnti che si viene a sviluppare, sia durante eventi meteomarini di Bora che di Scirocco, per effetto di un *setup* non equilibrato, risultato del frangimento delle onde all'interno e all'esterno dell'area protetta (Lamberti et al., 2005a).

I risultati di oltre due anni di monitoraggio del tratto di spiaggia compreso tra il pennello localizzato più a Sud nell'area di fronte all'abitato di Lido di Dante e la posizione occupata dalla vecchia foce del Torrente Bevano, condotti fra il Dicembre 2001 e il Febbraio 2004 all'interno del progetto CoastView e riportati da Balouin et al. (2006) e Ciavola e Armaroli (2010), evidenziano in particolare la presenza di tre aree principali caratterizzate da un diverso comportamento. La zona più a Nord, che si estende fino a 800 m a Sud del suddetto pennello, risulta interessata da un forte processo erosivo accompagnato da un evidente arretramento della linea di riva. La spiaggia è qui molto ripida e stretta (10-20 m). Il confronto fra i rilievi eseguiti tra la fine del 2001 e l'inizio del 2004 sottolinea chiaramente come, sia la spiaggia emersa che quella sommersa fino a -1 m circa, abbiano subito ampie oscillazioni che si sono tradotte in una netta erosione, anche se i profili riferiti al primo periodo di studio (Dicembre 2001-Ottobre 2002) sembrano mostrare stabilità o addirittura un lieve avanzamento. Nel periodo da Dicembre 2001 a Febbraio 2004 il fronte dunare presenta un arretramento di circa 10 m e la spiaggia sommersa antistante risulta caratterizzata da una pendenza molto elevata. Non si osserva lungo le sezioni rilevate la presenza di barre intertidali. La forte pendenza della spiaggia (11%) ne indica un profilo riflettente secondo la classificazione di Wright e Short (1984). La berma presente nei profili iniziali risulta essere completamente scomparsa lungo le sezioni rilevate ad Aprile 2003 e Febbraio 2004. Nel tratto centrale, compreso fra 800 e 1500 m a Sud del pennello, si osservano oscillazioni della linea di riva misurata a Febbraio 2004 che evidenziano, nel confronto con quelle rilevate a Dicembre 2001 e Ottobre 2002, punti di regressione e punti di progradazione ravvicinati. Il piede della duna appare sostanzialmente stabile pur accennando ad un lieve arretramento. In particolare, lungo il tratto compreso fra 800 e 1000 m circa il piede della duna risulta

marcatamente più stabile nel tempo rispetto alla zona precedente, anche se a partire dal Marzo 2003 esso comincia a retrocedere leggermente ma con continuità. L'altezza della cresta della duna resta sostanzialmente invariata. Ad un iniziale avanzamento della spiaggia emersa subentra un'erosione che rende il profilo della parte inferiore della battigia molto più pendente. Anche quest'area risulta caratterizzata dall'assenza di barre intertidali. Lungo il tratto compreso fra 1000 e 1500 m la duna mostra complessivamente durante il periodo Dicembre 2001-Febbraio 2004 una buona stabilità, conservando nel tempo la sua posizione, anche se l'ultimo rilievo eseguito nel Febbraio 2004 ne evidenzia un lieve arretramento ed abbassamento. La zona intertidale al di sotto del livello medio del mare presenta in quest'area un andamento più complesso rispetto ai tratti precedenti. Lungo una stessa sezione si alternano profili caratterizzati dalla presenza di barre a situazioni che ne sono prive. Lo stesso comportamento è tenuto anche dalle berme: a profili che presentano berme anche in numero superiore all'unità subentrano situazioni di marcata erosione di tali conformazioni a cui seguono di nuovo sezioni caratterizzate dalla loro presenza. La zona più meridionale dell'area considerata, a partire da una distanza di circa 1500 m dal pennello indicato fino alla posizione occupata dalla foce del Bevano prima del suo spostamento a Sud nel Marzo del 2006, presenta una sezione dunare decisamente stabile, con altezza e pendenza del fronte relativamente invariate nel tempo. Ampie oscillazioni si osservano in corrispondenza della spiaggia intertidale, sintomo di una vivace evoluzione nel tempo delle barre che si presentano in quest'area anche in numero superiore all'unità. Anche in questa zona si osservano sezioni caratterizzate dalla presenza di una berma (in corrispondenza dei rilievi eseguiti nel Dicembre 2001, Marzo e Aprile 2003 e Febbraio 2004) e profili che ne sono privi (Febbraio, Ottobre e Novembre 2002). In particolare il rilievo condotto nell'Aprile 2003 evidenzia una berma di grandi dimensioni, che potrebbe essersi creata a spese del piede della duna, caratterizzato ora da una quota lievemente inferiore rispetto ai profili precedenti. Questo trend continua anche nel rilievo del Febbraio 2004, in cui la berma e la battigia risultano in accrescimento, mentre si manifesta l'arretramento del fronte della duna. Balouin et al. (2004, 2006) hanno osservato come in quest'area, prima dell'intervento sulla bocca del Bevano, fossero presenti barre intertidali ben sviluppate che, in condizioni di bassa energia del moto ondoso con direzione prevalente da Est, migravano verso Nord in stretta connessione con il sedimento rilasciato dal torrente unendosi alla spiaggia ad una distanza di circa 1 km dalla foce esclusivamente per effetto dello *swash*.

Uno studio condotto tramite la tecnica del videomonitoraggio da Armaroli et al. (2011a) sul periodo Febbraio 2003-Marzo 2007 evidenzia come, in prossimità della barriera, la spiaggia

sommersa risulti caratterizzata dalla presenza di una singola barra intertidale, mentre procedendo verso Sud sia possibile distinguere due sistemi di barre, uno lungo il profilo della spiaggia intertidale, in prossimità della linea di riva, e l'altro più esterno. Il sistema più esterno risulta caratterizzato da forme planari ritmiche. Solo occasionalmente, in seguito ad eventi estremi di elevato contenuto energetico, tale barra viene completamente "rettificata", ma successivamente, una volta cessato l'effetto perturbativo esterno causato dalle forzanti meteomarine, essa tende a risistemarsi secondo un proprio modello di equilibrio sulla base di un processo di *self-organization* (Caballeria et al., 2002). Confrontando la posizione media assunta dalla barra esterna nel corso dei quattro anni di studio, dal 2003 al 2006, emergono solo limitati spostamenti uniformi in direzione trasversale alla spiaggia. Questo porta Armaroli et al. (2011a) a ritenere che, diversamente da quanto riscontrato in altri siti Argus, non si osservi a Lido di Dante una uniforme migrazione della barra in direzione trasversale alla spiaggia, o verso terra o verso mare, in risposta ad eventi di mareggiata, o comunque rappresentativi di trends annuali, che possano far supporre ad un meccanismo di trasporto sedimentario del tipo Net Offshore Migration (NOM) secondo il modello concettuale proposto da Shand (2007). L'unica modificazione indotta sulla configurazione della barra sembrerebbe essere quella legata alla presenza o all'assenza di forme ritmiche. Le ipotesi fornite da Armaroli et al. (2011a) in merito alla limitata variabilità della posizione della barra riguardano la durata o il contenuto energetico degli eventi di mareggiata insufficiente a far scattare una migrazione di questo elemento verso il largo o verso riva o si legano al ciclo di vita di queste forme che nella fattispecie potrebbe essere superiore alla durata del periodo di monitoraggio considerato nello studio (poco più di quattro anni).

Il progressivo degrado della fascia dunare risulta chiaramente documentato anche dalla mappatura della copertura vegetazionale, eseguita da Balouin et al. (2006) sulla base di una foto aerea del Luglio 2002, realizzata tramite un volo a bassa quota per consentire il rilievo delle specie vegetali presenti e la loro distribuzione all'interno della zona di studio. A testimoniare la stabilità dell'area più a Sud sarebbe la presenza lungo il profilo, dalla spiaggia verso il retroduna, di una successione di comunità vegetali composta da *Cakile maritimum*/*Ammophila arenaria*/*Tortula ruralis*. Mano a mano che ci si sposta verso Nord la densità delle aree coperte da *Ammophila*, principale edificatrice delle dune, diminuisce drasticamente e costantemente e *Cakile maritimum* e *Tortula ruralis* scompaiono. Nella zona a ridosso della barriera la vegetazione, direttamente esposta al *salt-spry* durante gli eventi di mareggiata si è progressivamente seccata ed è praticamente scomparsa. Nel 2006, sulla base

della classificazione proposta da Short e Hesp (1982), la morfologia dunare di quest'area viene indicata da Balouin et al. come appartenente alla categoria "Fd", vale a dire caratterizzata da una marcata variabilità topografica, con zone di deflazione di media e grande estensione alternate ad aree (*ridges, mounds e depressions*) parzialmente vegetate (20-45%).

I risultati dei rilievi effettuati da Ciavola e Armaroli (2010) tra il 2001 e il 2007 confermano la tendenza evolutiva indicata, evidenziando come, durante le mareggiate, in seguito alla progressiva riduzione dell'ampiezza della spiaggia emersa a Sud della scogliera, le onde siano venute direttamente a contatto con il fronte dunare e per effetto dei fenomeni di *wave overtopping* della cresta, relativamente bassa, abbiano determinato una progressiva perdita di quota del sistema naturale di difesa e la morte dell'ammofileto per esposizione della duna stabilizzata all'azione delle onde e dello *spray* di acqua salata, dopo l'obliterazione della duna mobile ad essa antistante. Durante le mareggiate la risalita dell'acqua trova nei punti più bassi della cresta "corridoi" preferenziali e, non più ostacolata dalla presenza della vegetazione, determina la formazione di ampi ventagli di *washover*. Questi varchi nel periodo estivo divengono vere e proprie vie di accesso alla spiaggia da parte dei bagnanti che impediscono, per effetto del camminamento, l'attecchimento della vegetazione e agiscono nel tempo come fattore destabilizzante, favorendo l'espansione laterale del processo erosivo e lo sviluppo di una morfologia residuale (*knobs*, a "cocùzzoli").

Non si sono rivelati efficaci nell'arrestare il processo di arretramento e la riduzione della quota della cresta della duna nell'area a ridosso delle strutture di protezione nemmeno i ripascimenti eseguiti dalla Regione Emilia-Romagna nella primavera del 2005 e nell'Aprile/Maggio del 2007, con l'impiego rispettivamente di 33'000 m³ di sabbia di cava e 107'000 m³ di sabbie provenienti da depositi sottomarini per alimentare, nel primo caso, il solo tratto di spiaggia fino ad una distanza di 800 m dal pennello più a Sud e compensare la grave erosione avutasi in seguito alle mareggiate del Settembre 2004 (Figura 2.4) e, nel secondo, anche l'area protetta dalla barriera. Osservazioni dirette sul campo hanno mostrato che già pochi mesi dopo l'intervento del 2005, il volume apportato con il ripascimento non era più facilmente rintracciabile lungo i profili di spiaggia (Ciavola et al., 2007).

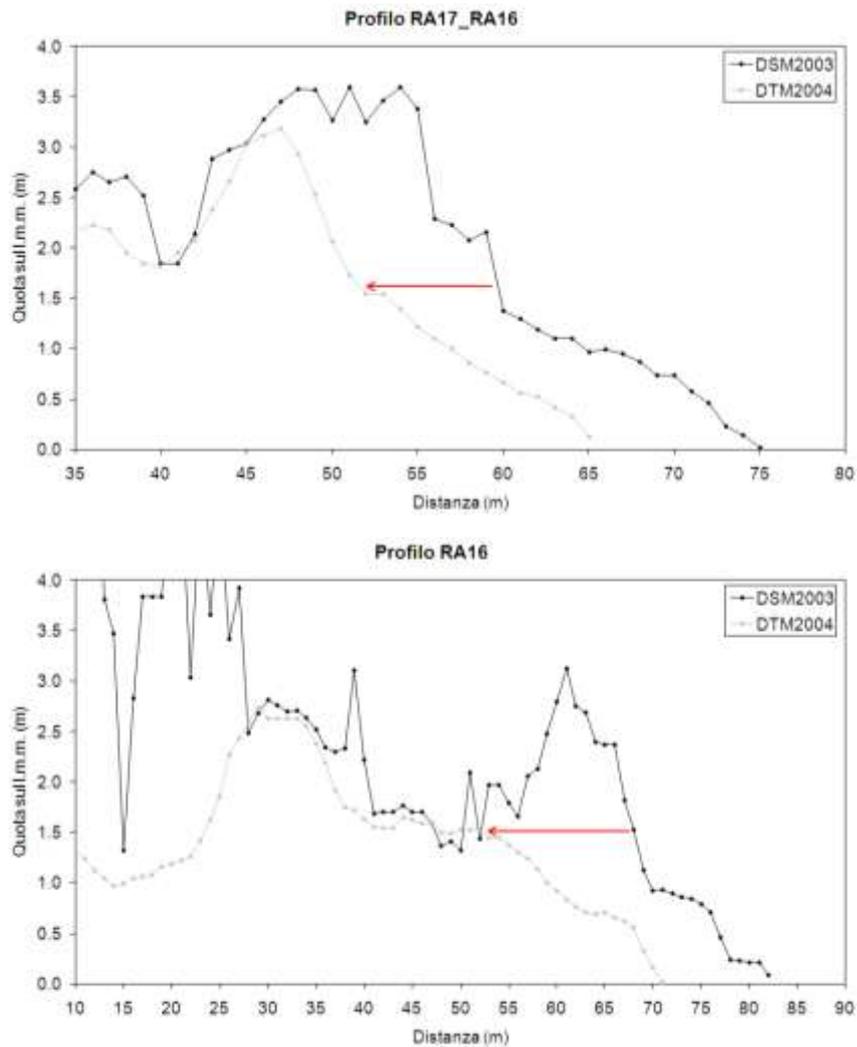


Figura 2.4 – Forte erosione della spiaggia e del cordone dunare lungo i profili RA17_RA16 e RA16, localizzati nell’area a ridosso della barriera, conseguente all’impatto delle mareggiate abbattutesi sul litorale regionale fra il 24 ed il 27 Settembre 2004, rilevata mettendo a confronto il rilievo LIDAR (DTM2004) realizzato dalla Regione Emilia-Romagna fra il 27 Settembre ed il 1 Ottobre 2004 (Ciavola et al., 2006; Perini et al., 2007) (rilievo post-storm) ed il rilievo LIDAR eseguito da ENI nel Luglio 2003 (*calm weather profile*) (Masina, 2007). Si osserva che il rilievo realizzato da ENI essendo disponibile solo come Digital Surface Model (DSM) risulta influenzato dalla presenza della vegetazione.

Capitolo 3

Le forzanti meteomarine

3.1 Analisi dei livelli marini estremi e delle acque alte lungo il litorale ravennate

L'analisi di seguito presentata è stata condotta nell'ambito del progetto europeo MICORE (FP7 contratto 202798) di cui è stato Responsabile scientifico il Prof. Paolo Ciavola ed è parzialmente pubblicata in Masina e Ciavola (2011).

3.1.1 Il fenomeno dell'acqua alta in Alto Adriatico

I territori costieri a basso livello altimetrico dell'Adriatico nord-occidentale, patrimonio storico, socio-economico ed ambientale, sono sempre più frequentemente esposti al rischio di inondazione per ingressione marina durante eventi di mareggiata e *storm surge*. Rialzi del livello del mare si manifestano particolarmente nel periodo autunno-invernale per effetto di basse pressioni locali e di intensi e persistenti venti provenienti dai quadranti sud-orientali (Scirocco) e diretti lungo l'asse longitudinale dell'Adriatico, associati a sistemi depressionari che si accostano al bacino da Ovest o Sud-Ovest (Raicich, 2003). La configurazione allungata del Mare Adriatico e l'effetto di incanalamento prodotto dalle conformazioni orografiche delle regioni che vi si affacciano determinano un'intensificazione dell'azione di trascinarsi del vento verso l'estremità chiusa che favorisce l'accumulo di acqua a ridosso della costa. Le dinamiche di generazione risultano amplificate dalla limitata profondità dei fondali che caratterizza la parte settentrionale dell'Adriatico. Il rischio di allagamento aumenta quando il contributo di origine meteorologica si sovrappone ad un'alta marea astronomica, determinando forti innalzamenti del livello del mare che, andando oltre i valori massimi raggiunti dalle alte maree in condizioni normali, possono provocare il fenomeno dell'acqua alta. Gli eventi di *storm surge* sono solitamente accompagnati dalle sesse, oscillazioni libere che in un bacino semichiuso come quello adriatico possono persistere anche per diversi giorni dopo la cessazione dei fattori perturbativi che le hanno innescate. L'oscillazione fondamentale longitudinale ha un periodo di circa 21-22 ore (Raicich et al., 1999; Vilibić, 2006), molto simile a quello dell'onda mareale. Gli effetti più evidenti del fenomeno dell'acqua alta sono costituiti dalle inondazioni della

città di Venezia (dal punto di vista tecnico il termine indica il raggiungimento di una quota critica di +110 cm rispetto allo zero del 1897) e dei centri urbani lagunari (Canestrelli et al., 2001; Ferla et al., 2007) e, molto più raramente, dagli allagamenti di Grado e Trieste (Ferraro e Crisciani, 2001). Numerosi sono gli studi incentrati sulle variazioni nella distribuzione delle maree estreme e delle *surges* a Venezia (Pirazzoli, 1982; Camuffo, 1993), sulle tendenze climatologiche osservate negli ultimi decenni (Pirazzoli e Tomasin, 2002; Trigo e Davies, 2002) e sulle previsioni delle conseguenze indotte sul litorale veneziano dal cambiamento climatico globale in atto sia in relazione all'evoluzione della *storminess* che allo scenario di crescita del livello medio del mare (Lionello, 2005; Lionello et al., 2010). Al forte incremento della frequenza delle acque alte riscontrato durante il XX secolo a Venezia hanno contribuito essenzialmente l'innalzamento relativo del livello medio del mare dovuto alla combinazione dei processi di subsidenza locale ed eustatismo ed i lavori idraulici effettuati alle bocche di porto ed in laguna (Camuffo, 1993).

I fattori subsidenza, sia di origine naturale che antropica, ed eustatismo sono i principali responsabili anche dell'accentuazione, durante gli ultimi cinquant'anni, della vulnerabilità della fascia costiera ravennate nei confronti dei fenomeni di ingressione marina durante intense mareggiate associate ad eventi di acqua alta (Bondesan et al., 1995; Teatini et al., 2005). I risultati ottenuti dall'analisi dell'ultima campagna di livellazione condotta da ARPA Ingegneria Ambientale nel 2005 riportati da Preti (2009) indicano una tendenza all'aumento degli abbassamenti lungo l'intero tratto da Lido di Savio (10 mm/anno) a Marina di Ravenna (8÷11 mm/anno), facendo registrare i valori più elevati dell'intera costa emiliano-romagnola nella zona compresa tra la pineta di Classe e Lido Adriano, con punte di 19 mm/anno in corrispondenza di Lido di Dante, in prossimità della foce dei Fiumi Uniti.

La conoscenza dei livelli marini estremi è un elemento indispensabile per l'impostazione di un'adeguata programmazione ed un corretto dimensionamento degli interventi lungo la costa.

3.1.2 I principali metodi di valutazione dei livelli marini estremi

Il tradizionale metodo di valutazione dei livelli estremi basato sull'analisi dei massimi annuali (Gumbel, 1958) non è in grado di fornire stime accurate dei parametri della distribuzione quando il dataset disponibile è di lunghezza limitata o presenta frequenti interruzioni. L'esperienza suggerisce infatti che per ottenere risultati attendibili sono necessari almeno venticinque anni di dati (Pugh e Vassie, 1980). Approcci alternativi sono

stati sviluppati negli ultimi decenni per superare la limitazione imposta dalla disponibilità delle registrazioni.

Il metodo proposto da Smith (1986) e Tawn (1988), il *r largest Annual Events Method*, è un'estensione del modello dei massimi annuali e si basa sulla distribuzione limite congiunta di un numero prefissato di eventi estremi indipendenti per ciascun anno di dati. L'approccio non risente dell'effetto di variazioni temporali e spaziali, in quanto fondato su una definizione puramente relativa di valore estremo (Butler et al., 2007). La sua applicazione richiede almeno dieci anni di osservazioni (Tawn e Vassie, 1989).

Con il metodo delle probabilità congiunte (*Joint Probabilities Method*) introdotto da Pugh e Vassie (1978, 1980) è possibile ottenere stime stabili anche con periodi di campionamento molto brevi (sono comunque consigliati almeno quattro anni di dati (Pugh, 1987)). La funzione di distribuzione dei livelli estremi viene ottenuta dalla combinazione delle funzioni di densità di probabilità della marea astronomica e dello *storm surge* assumendo che i due processi siano statisticamente indipendenti. Tawn e Vassie (1989) hanno osservato come le assunzioni alla base del metodo ne restringano le applicazioni con buoni risultati alle aree in cui l'escursione di marea è dominante in relazione alla variabilità dei fenomeni di *surge* e risultano disponibili più di dieci anni di registrazioni. Il metodo presentato inizialmente mostra due principali inadeguatezze: innanzitutto l'indipendenza nella sequenza dei livelli non costituisce un valido presupposto per via dell'influenza della marea e della forte dipendenza temporale esibita dalla componente residuale; in secondo luogo, la distribuzione empirica dei residui è una rappresentazione sufficientemente buona della distribuzione reale eccetto che in prossimità degli estremi, per cui l'approccio non è in grado di fornire probabilità di occorrenza dei livelli superiori alla somma della massima *surge* osservata e della più alta marea astronomica (Tawn e Vassie, 1989; Tawn, 1992). Il *Joint Probabilities Method* risulta inoltre più complesso dei metodi diretti perché devono essere tenuti in considerazione effetti stagionali (determinati dai differenti periodi in cui possono verificarsi le maggiori *surges* e le più grandi maree astronomiche) e l'eventuale interazione fra le componenti di marea e di residuo (con tendenza dei massimi valori di *surge* a presentarsi più frequentemente in fase di marea crescente).

Per migliorare la procedura di stima e rendere il metodo più largamente applicabile, Tawn e Vassie (1989) hanno apportato due sostanziali modificazioni (*Revised Joint Probabilities Method*). La prima riguarda la trasformazione della distribuzione oraria in tempi di ritorno: la dipendenza nella sequenza dei valori orari di livello è stata affrontata attraverso l'introduzione dell'*extremal index*, derivato dal tempo medio di superamento di un

determinato livello per ogni evento indipendente che eccede la soglia prestabilita. La seconda modificazione consiste in uno smoothing dell'estremità della distribuzione empirica dei residui in modo da ottenere per i livelli probabilità oltre il range esistente dei dati di *surge*.

Pirazzoli et al. (2007) osservano però come la presenza delle sesse, specialmente nel Nord Adriatico, renda il numero delle *surges* poco chiaro e propongono l'applicazione di un fattore empirico di correzione che, dedotto direttamente dal dataset disponibile, permetterebbe di calibrare il Joint Probabilities Method confrontando le stime con il valore massimo registrato. Negli ultimi trent'anni la stima dei livelli marini estremi è stata realizzata generalmente sulla base di dati orari. Lo sviluppo dei sistemi operativi di previsione e di allerta per la mitigazione e la gestione dei rischi costieri connessi ai fenomeni di *storm surge* e tsunami (soprattutto dopo l'impatto devastante sulle regioni del Sud-Est asiatico del maremoto del 26 Dicembre 2004) ha reso disponibili, ai fini della definizione di scenari evolutivi realistici e della rilevazione di condizioni di pericolo in tempi congrui alle necessità di intervento, osservazioni del livello del mare campionate ad alta frequenza e trasmesse in tempo reale. Studi recenti condotti da Tsimplis et al. (2009) e Lee et al. (2009) hanno evidenziato come la frequenza delle misurazioni possa significativamente influenzare la stima dei massimi valori di livello e di residuo: l'impiego delle registrazioni orarie può condurre rispetto ai dati ad alta risoluzione temporale ad una considerevole sottostima degli estremi effettivi specialmente quando di limitata persistenza.

Di seguito vengono presentati i risultati dell'analisi statistica dei livelli marini estremi e delle acque alte lungo il litorale ravennate ottenuti applicando il metodo proposto da Smith (1986) ai dati registrati dalla stazione mareografica di Porto Corsini a partire dal 2000.

3.1.3 Materiali e metodologia applicata

3.1.3.1 Dati di livello

Ai fini della caratterizzazione statistica delle maree lungo il litorale ravennate sono stati utilizzati i dati disponibili per il mareografo di Porto Corsini (latitudine 44°29'31.44"N, longitudine 12°16'57.98"E) (Figura 3.1), stazione della Rete Mareografica Nazionale gestita da ISPRA. Il sensore di livello installato è del tipo ad ultrasuoni e la precisione complessiva è di 0.4 cm (<http://www.idromare.it>). La serie considerata nell'analisi comprende le osservazioni registrate con cadenza di 10 minuti dal 31 Dicembre 1999 al 1 Gennaio 2010.

Ogni dato campionato rappresenta la media su un periodo di 10 secondi di accensione del sensore al termine dell'intervallo di 10 minuti che identifica temporalmente la misura. I dati di marea si riferiscono al livello medio del mare (IGM) di Genova del 1942.

Per quanto concerne l'intervallo utilizzato, occorre evidenziare che, durante il periodo dal 1986 al 1998, quando la Rete Mareografica italiana è stata sottoposta a ristrutturazione e tutte le apparecchiature meccaniche sono state sostituite con strumenti elettronici, è venuta meno l'attenzione alla conservazione dell'affidabilità del livello di riferimento che aveva caratterizzato la precedente organizzazione, come indicano i numerosi e lunghi periodi di assenza di dati e gli errori nell'impostazione del livello di riferimento rilevati anche nell'analisi del dataset di Porto Corsini (http://www.idromare.it/rmn_cennistorici.php); si è preferito quindi concentrare l'analisi sui dati più recenti ritenuti maggiormente affidabili.



Figura 3.1 – Localizzazione delle stazioni mareografiche considerate nello studio.

Poiché il confronto tra i dati di stazioni vicine costituisce un prezioso strumento per l'individuazione di misure inconsistenti nelle registrazioni di livello, sono state impiegate anche le osservazioni orarie, relative allo stesso intervallo di tempo, acquisite dalla stazione di Punta della Salute - Canal Grande (latitudine $45^{\circ}25'51.45''N$, longitudine $12^{\circ}20'13.38''E$) e rese disponibili dall'Istituzione Centro Previsioni e Segnalazioni Maree del Comune di Venezia (<http://www.comune.venezia.it/maree>), che insieme a tale mareografo gestisce altre

quindici stazioni automatiche distribuite nella laguna veneta. La stazione automatica provvede soltanto ad un controllo di base dei dati. La misura di livello avviene tramite idrometro a galleggiante. La precisione di lettura del sensore è di ± 1 cm. Le rilevazioni delle altezze di marea effettuate dagli strumenti della Rete Telemareografica della Laguna di Venezia si riferiscono allo Zero Mareografico di Punta della Salute, ovvero al piano fondamentale della Rete Altimetrica dello Stato del 1897, più basso di circa 23.5 cm rispetto al livello medio marino attuale.

3.1.3.2 Controllo di qualità delle osservazioni di livello

Per assicurare la validità e la consistenza dei dati acquisiti per scopi operativi, le registrazioni di Porto Corsini sono state sottoposte ad un'analisi preliminare di qualità. La procedura adottata comprende i seguenti steps in accordo con gli standards implementati dall'European Sea Level Service (García et al., 2007):

- controllo della regolarità e continuità dell'informazione temporale;
- individuazione dei buchi presenti nella serie (Tabella 3.1), verifica dell'assenza di gaps sistematici stagionali che potrebbero influire sulla statistica delle *surges* (Figura 3.2) e copertura, attraverso interpolazione lineare fra i punti estremi, solo di brevi intervalli corrispondenti alla mancanza di un massimo di due osservazioni successive (gap filling);
- ricerca di valori anomali (spikes);
- applicazione di un test di stazionarietà per la valutazione del numero di valori ripetuti in relazione a quello consentito in funzione dell'intervallo di acquisizione delle registrazioni: per dati campionati ogni 10 minuti il valore suggerito dal Manual of Quality Control Procedures for Validation of Oceanographic Data dell'UNESCO (1993) è 12. Solo in tre situazioni sono state riscontrate misure ripetute in eccesso rispetto alla soglia prefissata: dall'analisi della loro entità e del dataset complessivo non si è ritenuta però opportuna la loro eliminazione, dal momento che si trattava di valori prossimi allo zero che non avrebbero quindi alterato la distribuzione degli estremi.

	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
Totale dati mancanti	1'330 2.52%	5'233 9.96%	64 0.12%	1'959 3.73%	44 0.08%	201 0.38%	521 0.99%	8 0.02%	807 1.53%	92 0.18%

Tabella 3.1 – Numero complessivo e percentuale di dati mancanti per ciascun anno del periodo 2000-2009.

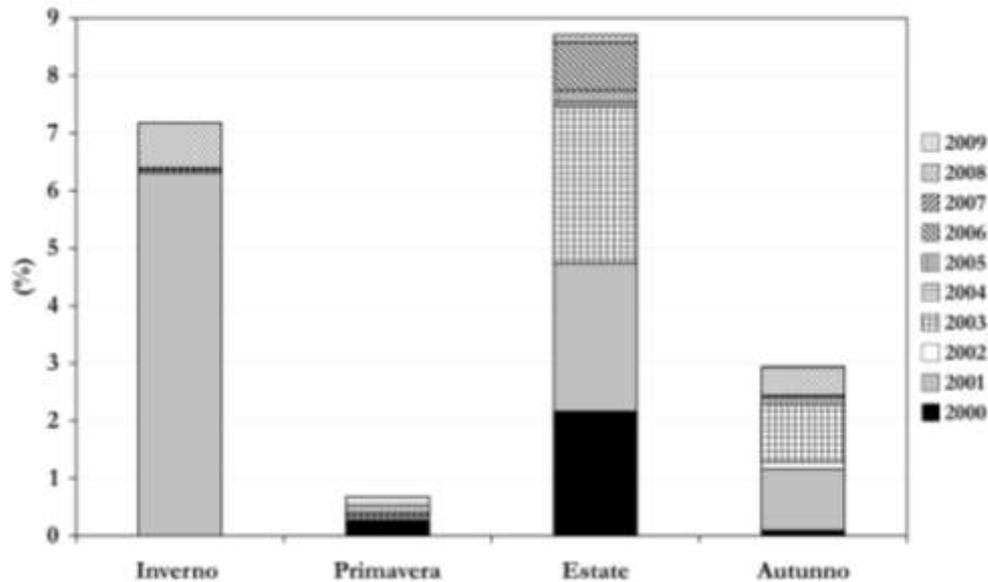


Figura 3.2 – Distribuzione stagionale dei dati mancanti.

L'identificazione degli spikes all'interno della serie temporale è stata effettuata applicando due diversi algoritmi. Il metodo più semplice, time-consecutive check o delta-check, consiste nell'individuare i valori di livello soggetti a variazioni eccedenti un limite prefissato rispetto alle misurazioni immediatamente precedenti e successive:

$$\text{se } |x_{t-1} - \hat{c}_t| > \tau_T \text{ e } |x_t - \hat{c}_{t+1}| > \tau_T \rightarrow 10\text{-min spike.} \quad (3.1)$$

Per la determinazione della tolleranza σ_T è stata considerata l'espressione

$$\sigma_T = 0.58 \cdot 3 \cdot \sigma \cdot \sqrt{T} \quad (3.2)$$

opportunamente calibrata per brevi intervalli di campionamento, come suggerito dal Handbook of Automated Data Quality Control Checks and Procedures of the National Data Buoy Center (2003), dove σ rappresenta la deviazione standard del campione di dati e T è il periodo di tempo, espresso in ore, che intercorre tra le misure. Nella presente analisi, con dati campionati ad intervalli di 10 minuti ed un valore medio di σ pari a 0.23 m, la relazione precedente consente una variazione massima di livello di 16 cm. Le misure eccedenti la soglia stabilita sono state corrette mediante sostituzione con valori ancora una volta determinati tramite interpolazione lineare.

Per eliminare il rumore dalla serie originale dei livelli è stato effettuato uno smoothing con spline cubica. Sulla base dell'esigenza di fedeltà ai dati e delle caratteristiche intrinseche di ciascuno dei dieci anni di misurazioni, per tentativi è stato selezionato un parametro di smoothing prossimo all'unità e sono state identificate come outliers le registrazioni i cui residui risultano superiori ad una soglia prefissata di 5σ . L'analisi della distribuzione dei residui eseguita sui primi 176 campioni di 144 dati del 2000 rivela, attraverso i tests di

Jarque-Bera, χ^2 e Lilliefors, soddisfacenti caratteristiche di normalità ed anche la funzione di autocorrelazione manifesta il realizzarsi delle condizioni di bianchezza, confermando la bontà della procedura seguita.

3.1.3.3 Descrizione della metodologia

In un qualsiasi istante t il livello marino osservato ξ , dopo la rimozione delle onde, può essere espresso, con riferimento ad un determinato datum, come somma di tre componenti, il livello medio del mare $Z_0(t)$, la marea astronomica $X(t)$ ed il contributo meteorologico $Y(t)$ (Pugh e Vassie, 1978):

$$\xi(t) = Z_0(t) + X(t) + Y(t). \quad (3.3)$$

La variazione del livello medio del mare nel tempo risulta generalmente molto piccola quando rapportata alla variabilità giornaliera delle altezze di marea e di *surge* (Pugh, 1987); in questo primo approccio, dato il numero limitato di anni a disposizione, non è stata affrontata la determinazione del termine $Z_0(t)$ valutando una tendenza media sul lungo periodo. Haigh et al. (2010) mostrano come la metodologia adottata nel trattare i trends nei valori estremi possa condurre a significative differenze nelle stime dei livelli quando vengono utilizzate registrazioni di lunghezza inferiore ai 50 anni.

L'analisi armonica effettuata sul dataset controllato e validato delle osservazioni con il toolbox `t_tide` (Pawlowicz et al., 2002), versione Matlab del codice sviluppato da Foreman (1977), ha consentito la definizione della componente astronomica della marea, mediante la valutazione delle caratteristiche delle costanti armoniche con un intervallo di confidenza del 95% per periodi di 365/6 giorni, a seconda dell'anno del calendario. L'impiego di `t_tide` è infatti raccomandato per registrazioni in input di lunghezza non superiore ad un anno per garantire l'accuratezza delle correzioni nodali applicate al centro della serie temporale. Dall'analisi dei valori ottenuti per le sette principali componenti di marea nel Nord Adriatico (O1, P1, K1, N2, M2, S2, K2) per ciascuno dei dieci anni di dati emergono variazioni massime contenute (1 cm per quanto riguarda l'ampiezza e 19 gradi per la fase), che escludono alterazioni significative imputabili a particolari condizioni meteorologiche. Soddisfacente risulta anche il confronto tra i valori ottenuti mediando i risultati delle dieci sequenze temporali e le costanti storiche riportate da Mosetti (1987) (Tabella 3.2) (osservandosi differenze massime di 1.4 cm e 36 gradi in termini di ampiezza e di fase

rispettivamente), soprattutto se si tiene conto che sono state determinate con metodi diversi e su intervalli di tempo diversi. Nel presente studio, per il calcolo delle previsioni di marea, si sono considerate significative le componenti con signal-to-noise power ratio maggiore o uguale a 1.

	O1	P1	K1	N2	M2	S2	K2
Ampiezza (cm)	5.0	5.3	15.9	3.0	15.5	9.1	2.5
Fase (gradi)	67	82	82	296	303	310	310

Tabella 3.2 – Ampiezza e fase per le principali costituenti di marea a Ravenna (Mosetti, 1987).

L'utilizzo di t_{tide} è stato selezionato confrontando i risultati ottenuti dalla sua applicazione per le stazioni di Porto Corsini e Punta della Salute con quelli forniti dai software TASK-2000 (Bell et al., 1999) e JASL (Caldwell, 1998). Mentre le previsioni fornite da t_{tide} e JASL risultano generalmente in buon accordo, nonostante il secondo operi solo con dati orari in ingresso, TASK-2000 appare, durante alcuni eventi meteomarinari significativi, sottostimare il contributo del rialzo rispetto ai valori calcolati da Canestrelli et al. (2001). Occorre sottolineare che mentre t_{tide} e JASL sono entrambi formulati sul codice sviluppato da Foreman (1977), TASK-2000 è derivato dai programmi di analisi della marea TIRA proposti da Murray (1964).

La serie temporale dei residui meteorologici (non-tidal residuals) di Porto Corsini, ottenuta rimuovendo il segnale mareale dalle osservazioni di livello, è stata sottoposta ad esame visivo per verificare l'eventuale presenza di piccoli errori o malfunzionamenti. In generale il record dei residui può contenere, oltre alla componente meteorologica vera e propria (*surge*), al contributo dovuto alle sesse e agli effetti dell'interazione non lineare tra marea e *surge*, anche errori nella previsione della marea astronomica e problemi di timing.

L'eventuale esistenza di irregolarità nella serie originale dei dati è stata indagata anche attraverso il confronto con le registrazioni relative allo stesso periodo archiviate dall'Istituzione Centro Previsioni e Segnalazioni Maree del Comune di Venezia per la stazione mareografica di Punta della Salute - Canal Grande. Essendo pubblicati per questa seconda stazione solo valori orari, per rendere possibile la comparazione è stato applicato ai dati di Porto Corsini, campionati ad alta frequenza, il filtro di Pugh (Pugh, 1987). Gli elevati coefficienti ottenuti dalla correlazione lineare fra i valori orari di livello e di residuo della marea per il decennio analizzato (Tabella 3.3) mostrano per i due mareografi, nonostante la loro collocazione in aree costiere morfologicamente differenti, caratteristiche molto simili

nella risposta agli impulsi meteorologici.

Anno	COEFFICIENTE DI CORRELAZIONE	
	Livello osservato	Residuo meteorologico
2000	0.92	0.92
2001	0.91	0.89
2002	0.90	0.88
2003	0.93	0.91
2004	0.93	0.91
2005	0.93	0.87
2006	0.93	0.91
2007	0.93	0.89
2008	0.93	0.90
2009	0.93	0.90

Tabella 3.3 – Coefficiente di correlazione lineare per i valori orari di livello e di residuo rilevati presso le stazioni di Porto Corsini e Punta della Salute. La misura delle maree a Porto Corsini è teoricamente relativa al livello medio mare di Genova del 1942, mentre a Venezia il riferimento è lo Zero Mareografico di Punta della Salute.

La separazione della componente residuale del livello attraverso la stima del segnale mareale e la sua rimozione dalla serie delle osservazioni si basa sull'assunzione che marea e *surge* siano fenomeni indipendenti. L'interazione tra le componenti di marea e di *surge* risulta particolarmente significativa in aree con acque basse, dove per effetto dell'attrito risultano attenuati i picchi di *surge* che si verificano in corrispondenza dei livelli di alta marea, mentre altri meccanismi non lineari tendono ad amplificarne il valore in fase di marea montante (Prandle e Wolf, 1978). Horsburgh e Wilson (2007) hanno mostrato come il modello di interazione nel Mare del Nord sia il risultato di un'alterazione di fase del segnale mareale e di una modulazione nella generazione della *surge* dovuta alla variazione di profondità durante il ciclo di marea. Ignorare questo tipo di dipendenza potrebbe portare ad una considerevole sovrastima dei "livelli di ritorno" (Pugh, 1987). Un approccio standardizzato per testare la presenza di interazione consiste nel calcolare la deviazione standard dei valori di *surge* per differenti livelli di marea: qualsiasi variazione della distribuzione delle *surges* con l'altezza di marea è indice di dipendenza (Pugh, 1987). I risultati ottenuti per Porto Corsini mostrano solo piccole variazioni, indicando che i due processi possono essere considerati come variabili statisticamente indipendenti (Figura 3.3), in accordo con l'analisi di Marcos et al. (2009) che ritiene trascurabile nel Mar Mediterraneo l'interazione non lineare tra marea e *surge*. Studi condotti da Canestrelli et al. (2001) sui fenomeni di acqua alta a Venezia evidenziano come il massimo rialzo possa avvenire in momenti differenti da quelli di un'alta marea astronomica sostenuta.

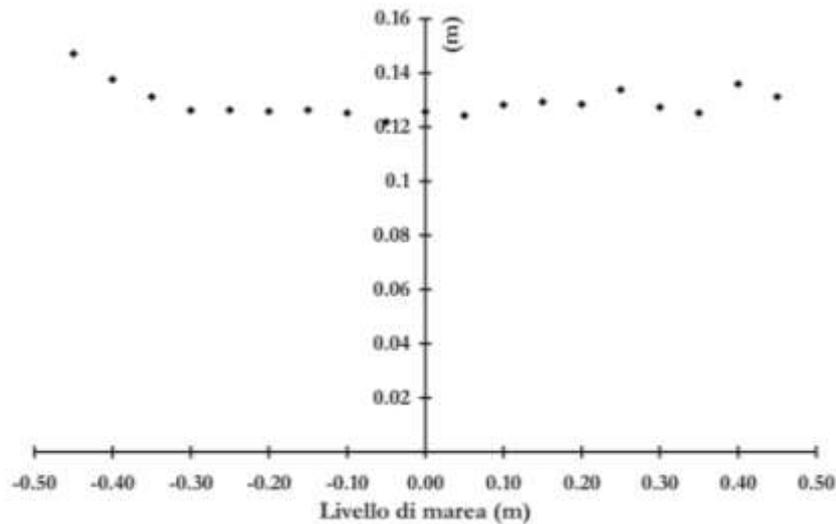


Figura 3.3 – Relazione fra i livelli di marea astronomica e la deviazione standard dei residui a Porto Corsini.

La probabilità di occorrenza di eventi estremi può dunque essere stimata selezionando le altezze massime di livello, ξ , dalla sequenza delle osservazioni e i valori massimi di surge, Y , dalla serie dei residui. In questo modo l'analisi statistica della componente meteorologica può includere anche quei residui positivi di altezza notevole che, verificandosi in condizioni di bassa marea, avrebbero scarsa probabilità di produrre livelli marini complessivi preoccupanti.

3.1.3.4 Stima dei valori estremi

Nella rappresentazione statistica dei valori estremi di alcune grandezze idrologiche (come portate di piena, precipitazioni intense...) e dei livelli marini si può ricorrere alla legge generale del massimo valore (Generalized Extreme Value, GEV) (Jenkinson, 1955), espressa, secondo la forma riportata in Smith (1986) e Tawn (1987), come

$$F(x; \mu, \sigma, k) = \exp \left\{ - \left[1 - k \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right) \right]^{1/k} \right\} \quad (3.4)$$

con σ (parametro di scala) > 0 e valori di x tali per cui $1 - k \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right) > 0$.

Per valori del parametro di forma $k < 0$ la GEV equivale alla legge di Fisher-Tippett del II tipo (x è limitata inferiormente), per $k > 0$ equivale alla Fisher-Tippett del III tipo (x risulta limitata superiormente) e per $k = 0$ si riduce alla distribuzione di Gumbel (Fisher-Tippett del I tipo):

$$F(x; \mu, \sigma) = \exp\left\{-\exp\left[-\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right]\right\}, \quad -\infty < x < \infty. \quad (3.5)$$

Assumendo che gli r valori estremi estratti da un singolo anno di dati abbiano tutti la stessa distribuzione GEV descritta dall'equazione (3.4), la densità congiunta di (X_1, X_2, \dots, X_r) è data da:

$$f(X_1, X_2, \dots, X_r; \mu, \sigma, k) = \sigma^{-r} \exp\left\{-\left[1 - k\left(\frac{X_r - \mu}{\sigma}\right)\right]^{1/k} + \left(\frac{1}{k} - 1\right) \sum_{j=1}^r \log\left[1 - k\left(\frac{X_j - \mu}{\sigma}\right)\right]\right\}, \quad (3.6)$$

dove $X_1 \geq X_2 \geq \dots \geq X_r$ e $1 - k(X_j - \mu)/\sigma > 0$ per $j = 1, \dots, r$ (Smith, 1986; Tawn, 1987).

Quando F è data dall'equazione (3.5), si ha corrispondentemente:

$$f(X_1, X_2, \dots, X_r; \mu, \sigma) = \sigma^{-r} \exp\left[-\exp\left(-\frac{X_r - \mu}{\sigma}\right) - \sum_{j=1}^r \left(\frac{X_j - \mu}{\sigma}\right)\right] \quad (3.7)$$

per $X_1 \geq X_2 \geq \dots \geq X_r$, formulazione considerata in dettaglio da Smith (1986) ed a cui si fa riferimento nelle successive analisi.

Supponendo che $X_{1,n} \geq X_{2,n} \geq \dots \geq X_{r,n}$ siano gli r valori estremi per ognuno degli N anni di dati ($1 \leq n \leq N$), l'equazione (3.7) fornisce l'espressione della densità congiunta di $X_{1,n}, \dots, X_{r,n}$ in funzione dei parametri μ_n e σ_n . Se i dati relativi ai singoli anni sono indipendenti ed ugualmente distribuiti, $\mu_n = \mu$ e $\sigma_n = \sigma$ ed il prodotto di tutte queste densità può essere considerato come la densità congiunta di tutte le osservazioni (Smith, 1986):

$$\sigma^{-Nr} \exp\left\{-\sum_{n=1}^N \left[\exp\left(-\frac{X_{r,n} - \mu}{\sigma}\right) + \sum_{j=1}^r \frac{X_{j,n} - \mu}{\sigma}\right]\right\}. \quad (3.8)$$

L'equazione (3.8) può essere trattata come una funzione di verosimiglianza ed i parametri possono essere stimati massimizzando il logaritmo della funzione.

Per assicurare l'indipendenza dei valori estremi estratti dalle serie temporali dei livelli osservati e dei residui, sono stati considerati solamente gli eventi separati da almeno 78 ore. Questa finestra è stata selezionata per tenere conto del tempo medio di decadimento delle oscillazioni dovute alle sesse che possono seguire i fenomeni di *surge* nel bacino adriatico secondo quanto determinato da Raicich et al. (1999) (78 ± 24 h), la cui stima risulta coerente con i valori calcolati per la costa croata da Cerovečki et al. (1997) (3.2 ± 0.5 giorni, risultato dell'analisi di dodici eventi di sessa accaduti fra il 1963 e il 1986) e da Vilibić et al. (2000)

(81 ± 19 h).

Il numero r di eventi estremi deve essere abbastanza grande da permettere una stima ragionevolmente accurata dei parametri e nel contempo sufficientemente piccolo per assicurare che X_r appartenga ancora alla coda della distribuzione (Tawn e Vassie, 1989). Analizzando i risultati ottenuti per Lowestoft, Tawn (1988) evidenzia come le stime dei livelli appaiano piuttosto stabili assumendo per r valori compresi fra 3 e 7. Tsimplis e Blackman (1997) mostrano come, nonostante il miglior adattamento della distribuzione GEV ai dati di livello registrati presso alcuni porti dei Mari Egeo e Ionio avvenga selezionando gli otto eventi annui più significativi, i valori delle altezze di marea con tempo di ritorno cinquantennale calcolati considerando $r = 5$ e $r = 10$ non differiscono più di 5 cm. Sulla base di queste osservazioni la sperimentazione è stata effettuata con un numero di eventi variabile da 3 a 7. I sette valori annuali più elevati estratti dalla serie delle osservazioni del periodo 2000-2009 secondo i criteri indicati sono riportati in Tabella 3.4.

Poiché i fenomeni di *surge* rappresentano una misura della risposta del livello del mare alle forzanti atmosferiche, per assicurare che ognuno degli eventi selezionati costituisse effettivamente un estremo, la loro occorrenza è stata messa in relazione con i principali parametri meteorologici raccolti dalle più vicine stazioni costiere. In particolare sono stati analizzati i dati SYNOP forniti da ARPA-SIMC Emilia-Romagna relativi alle registrazioni triorarie della pressione atmosferica e della velocità e direzione del vento per le stazioni di Venezia, Ravenna e Rimini. Il confronto tra le oscillazioni nelle serie temporali dei livelli e della pressione atmosferica conferma come il rialzo locale del livello marino sia determinato dalla diminuzione della pressione che accompagna il passaggio della perturbazione secondo l'effetto barometrico inverso. La correttezza della procedura seguita nella selezione è stata testata anche attraverso la comparazione con le misurazioni ondametriche e, più precisamente, con i datasets delle mareggiate identificati secondo i criteri indicati da Armaroli et al. (2011b) sulla base dei dati disponibili per le piattaforme Acqua Alta di ISMAR-CNR a otto miglia dalla costa in prossimità di Venezia ed ENI-PCW di fronte a Ravenna e delle registrazioni provenienti dalle boe di Ancona e Cesenatico. Ulteriore controllo è stato infine realizzato incrociando i valori delle altezze massime ricavate per Porto Corsini ed il momento in cui si sono verificate con le informazioni contenute nell'elenco degli estremali maggiori o uguali a +80 cm pubblicato dal Centro Previsioni e Segnalazioni Maree del Comune di Venezia per la stazione mareografica di Punta della Salute.

Anno	Livelli marini (m)						
2000	0.85	0.84	0.74	0.74	0.74	0.71	0.66
2001	0.94	0.79	0.78	0.74	0.74	0.70	0.65
2002	0.96	0.91	0.79	0.73	0.72	0.72	0.69
2003	0.85	0.76	0.68	0.67	0.63	0.63	0.61
2004	0.94	0.92	0.88	0.85	0.82	0.68	0.68
2005	0.82	0.80	0.80	0.71	0.65	0.64	0.63
2006	0.72	0.69	0.68	0.64	0.63	0.60	0.59
2007	0.74	0.71	0.71	0.70	0.68	0.68	0.62
2008	0.97	0.87	0.86	0.79	0.75	0.75	0.69
2009	1.01	0.94	0.93	0.92	0.90	0.89	0.88

Tabella 3.4 – La tabella riporta i sette livelli marini annuali più elevati rilevati a Porto Corsini nel periodo 2000-2009 considerando una finestra temporale di 78 ore.

Prima di procedere con l'analisi statistica i valori estremi dei livelli e dei residui sono stati detrendizzati, sottraendo alle altezze massime individuate il valore medio di ciascuna serie temporale determinato su base annuale.

La valutazione dell'adattamento del modello ai dati disponibili e la selezione del valore optimum di r sono state effettuate tramite il metodo grafico (probability plot test) proposto da Smith (1986), basato sulla stima dei valori

$$U_{j,n} = \sum_{i=1}^n \left\{ \left(\frac{X_{j,n} - \mu}{\sigma} \right)^i - \exp \left[- \left(\frac{X_{j,n} - \mu}{\sigma} \right)^i \right] \right\} \cdot j! \quad (3.9)$$

con $1 \leq i \leq V$.

Se il modello è corretto, per j fissato, gli $U_{j,n}$, $1 \leq i \leq V$, sono quantità costanti che cadono nell'intervallo (0,1). Una volta riordinati, i valori $U_{j,1}, \dots, U_{j,N}$ per j fissato, calcolati utilizzando le stime $\hat{\mu}$ e $\hat{\sigma}$, vengono visualizzati in funzione di $i/(N+1)$, $1 \leq i \leq V$. L'allontanamento da una relazione di tipo lineare esprime una deviazione dal modello adottato.

Di particolare interesse pratico risulta la stima di x_p , definita come il livello con probabilità p di essere superato dal valore massimo annuo quando per il processo viene considerata l'equazione (3.5):

$$x_p = \mu - r \cdot \log - \log [1 - p] \quad (3.10)$$

Il tempo di ritorno T e la probabilità di superamento sono legati dalla relazione

$$p = \frac{1}{T}. \quad (3.11)$$

Valori approssimati dell'errore standard ed intervalli di confidenza per le stime dei parametri della distribuzione possono essere calcolati attraverso l'inversa dell'observed information matrix $I_O(\theta)$, definita come

$$I_O(\theta) = - \frac{\partial^2 \ell(\theta)}{\partial \theta_i \partial \theta_j}, \quad (3.12)$$

in cui i valori di i e j variano tra 1 ed il numero totale di parametri della regressione (con θ si indica il vettore completo dei parametri della regressione e con ℓ il logaritmo della funzione di verosimiglianza), e valutata in corrispondenza di $\theta = \hat{\theta}$ (Smith, 1986; Coles, 2001). Indicato con $s_{i,j}$ il generico termine dell'inversa della matrice $I_O(\theta)$, la radice quadrata dell'elemento (i,i) fornisce una buona approssimazione dell'errore standard dello stimatore di massima verosimiglianza $\hat{\theta}_i$. Ne segue quindi che intervalli di confidenza approssimati al $100*(1-\alpha)\%$ per θ_i possono essere ottenuti attraverso l'espressione

$$\hat{\theta}_i \pm \frac{z_{\alpha}}{2} \sqrt{s_{i,i}} \quad (3.13)$$

dove, in particolare, $\frac{z_{\alpha}}{2} = .96$ fornisce un intervallo di confidenza al 95%.

Un valore approssimato dell'errore standard associato allo stimatore di x_p può essere ottenuto mediante il delta method (Rao, 1973). Il calcolo dell'errore standard per i quantili della distribuzione può essere effettuato utilizzando la relazione

$$se(\hat{x}_p) = \left(\sum_i \sum_j \frac{x_p(\theta)}{\theta_i} \frac{\partial x_p(\theta)}{\partial \theta_j} s_{i,j} \right)^{1/2} \quad (3.14)$$

valutata in $\hat{\theta}$ e basata sull'observed information matrix.

3.1.4 Risultati e discussione

Nelle Tabelle 3.5 (A) e 3.5 (B) sono riportati i valori di livello (H) e di residuo (h) per assegnato tempo di ritorno (T), calcolati prendendo in considerazione un numero r di eventi estremi variabile da 3 a 7 per ognuno dei dieci anni di dati campionati ad alta frequenza analizzati.

<i>r</i>			<i>H(T)</i> (m)					
			2 anni	5 anni	10 anni	20 anni	50 anni	100 anni
3	0.805 (0.023)	0.084 (0.013)	0.84 (0.03)	0.93 (0.04)	0.99 (0.05)	1.05 (0.06)	1.13 (0.07)	1.19 (0.08)
4	0.808 (0.024)	0.091 (0.013)	0.84 (0.03)	0.95 (0.04)	1.01 (0.05)	1.08 (0.06)	1.16 (0.07)	1.23 (0.08)
5	0.815 (0.025)	0.097 (0.012)	0.85 (0.03)	0.96 (0.04)	1.03 (0.05)	1.10 (0.06)	1.19 (0.07)	1.26 (0.08)
6	0.818 (0.026)	0.101 (0.012)	0.85 (0.03)	0.97 (0.04)	1.05 (0.05)	1.12 (0.06)	1.21 (0.07)	1.28 (0.08)
7	0.822 (0.028)	0.109 (0.012)	0.86 (0.03)	0.99 (0.05)	1.07 (0.05)	1.15 (0.06)	1.25 (0.07)	1.32 (0.08)

Tabella 3.5 (A) – Stima dei livelli marini H (m) per assegnato tempo di ritorno T in prossimità di Porto Corsini considerando la distribuzione di Gumbel e un numero di eventi estremi r variabile da 3 a 7 per ciascun anno di dati (campionati ad alta frequenza) del periodo 2000-2009. Tra parentesi viene riportato l'errore standard associato, calcolato ricorrendo all'observed information matrix nel caso delle stime dei parametri μ e σ ed utilizzando il delta method (Rao, 1973) per i livelli di ritorno.

<i>r</i>			<i>h(T)</i> (m)					
			2 anni	5 anni	10 anni	20 anni	50 anni	100 anni
3	0.586 (0.029)	0.104 (0.016)	0.62 (0.03)	0.74 (0.05)	0.82 (0.06)	0.89 (0.07)	0.99 (0.09)	1.06 (0.10)
4	0.582 (0.027)	0.102 (0.015)	0.62 (0.03)	0.74 (0.05)	0.81 (0.06)	0.89 (0.07)	0.98 (0.08)	1.05 (0.09)
5	0.587 (0.027)	0.103 (0.013)	0.62 (0.03)	0.74 (0.05)	0.82 (0.06)	0.89 (0.06)	0.99 (0.08)	1.06 (0.09)
6	0.576 (0.025)	0.096 (0.012)	0.61 (0.03)	0.72 (0.04)	0.79 (0.05)	0.86 (0.06)	0.95 (0.07)	1.02 (0.08)
7	0.577 (0.025)	0.097 (0.011)	0.61 (0.03)	0.72 (0.04)	0.79 (0.05)	0.86 (0.06)	0.95 (0.07)	1.02 (0.07)

Tabella 3.5 (B) – Stima dei residui h (m) per assegnato tempo di ritorno T in prossimità di Porto Corsini considerando la distribuzione di Gumbel e un numero di eventi estremi r variabile da 3 a 7 per ciascun anno di dati del periodo 2000-2009. Tra parentesi viene riportato l'errore standard associato, calcolato ricorrendo all'observed information matrix nel caso delle stime dei parametri μ e σ ed utilizzando il delta method (Rao, 1973) per i livelli di ritorno dei residui.

Anche se i valori ottenuti considerando $r = 5$ e $r = 7$, peraltro coincidenti, risultano leggermente inferiori rispetto a quelli che si hanno con un numero di eventi più basso, le stime dei residui, quando si assume che gli estremi seguano la distribuzione di Gumbel, possono ritenersi ragionevolmente stabili sull'intervallo adottato per r : le differenze massime si hanno infatti per i valori attesi con tempo di ritorno cinquantennale e centennale e sono pari a 4 cm.

In termini di livello previsto, invece, le variazioni aumentano considerando un numero di eventi crescente e tempi di ritorno via via più lunghi, raggiungendo un valore massimo di 13 cm in corrispondenza di $T = 100$ anni. L'errore standard stimato per tali previsioni di livello risulta compreso fra ± 3 cm in corrispondenza di $T = 2$ anni e ± 8 cm per $T = 100$ anni.

Sulla base del probability test, si ritiene che $r = 5$ produca, sia in termini di livello (Figura 3.4) che di residuo (Figura 3.5), il migliore adattamento del modello ai dati, soprattutto se si tiene conto che sono disponibili solo dieci punti.

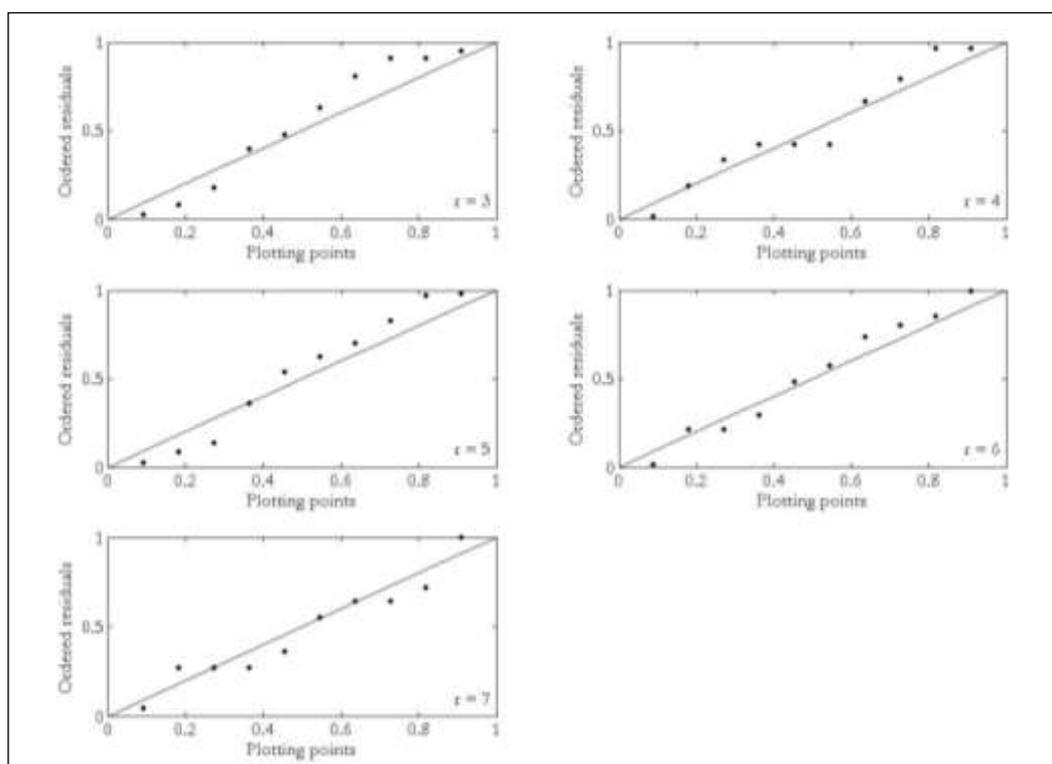


Figura 3.4 – Probability plots derivati dal modello adottato (Gumbel) utilizzando r valori estremi per ognuno dei dieci anni di dati a disposizione e considerando i valori massimi di livello separati da un intervallo temporale di almeno 78 ore.

Il confronto tra gli estremi indipendenti estratti dalle registrazioni di livello con intervallo di acquisizione di 10 minuti e quelli identificati nelle serie dei valori orari ottenute dall'applicazione del filtro di Pugh indica sul periodo esaminato differenze fino a 5 cm, confermando che l'utilizzo di dati orari, quantunque filtrati, può condurre per le aree costiere del Nord Adriatico ad una sottostima dell'effettivo valore degli estremi, come già osservato da Tsimplis et al. (2009) analizzando i dati relativi alla stazione mareografica di Trieste. Le variazioni massime dei livelli con periodo di ritorno decennale, cinquantennale e centennale, determinati a partire dai dati campionati ogni 10 minuti, sono rispettivamente di 4, 5 e 6 cm,

per r fissato, rispetto ai corrispondenti valori stimati per mezzo dei dati filtrati riportati in Tabella 3.6.

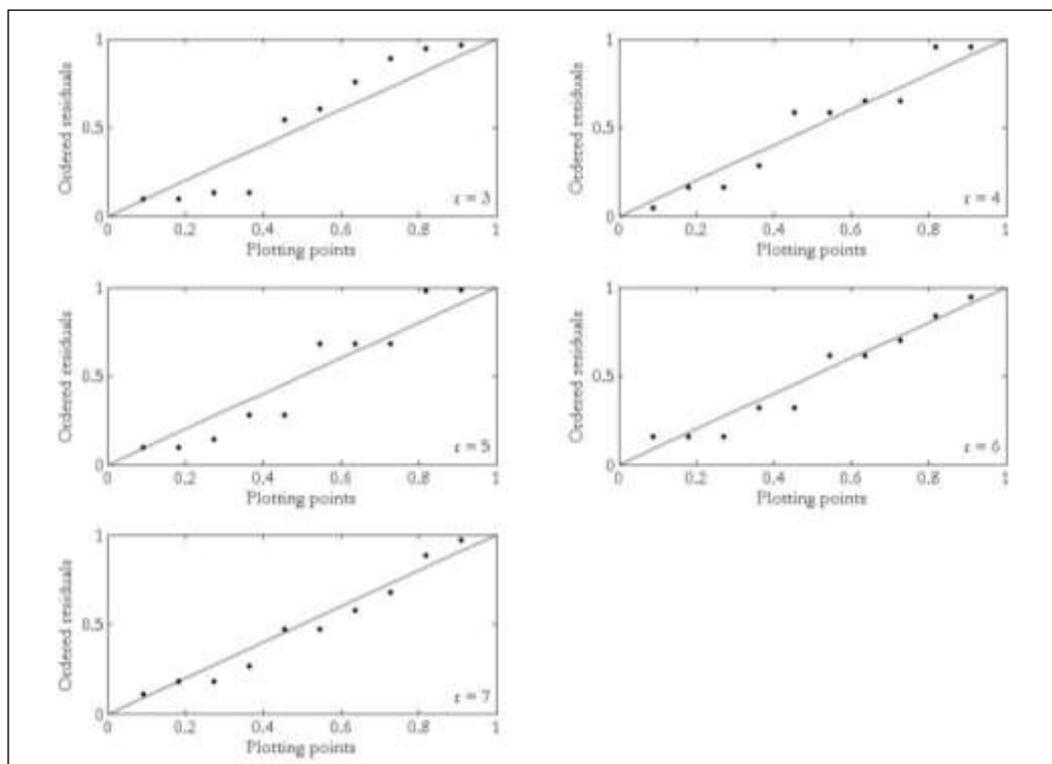


Figura 3.5 – Probability plots derivati dal modello adottato (Gumbel) utilizzando r valori estremi per ognuno dei dieci anni di dati a disposizione e considerando i valori massimi di residuo separati da un intervallo temporale di almeno 78 ore.

r			$H(T)$ (m)					
			2 anni	5 anni	10 anni	20 anni	50 anni	100 anni
3	0.781 (0.022)	0.080 (0.013)	0.81 (0.03)	0.90 (0.04)	0.96 (0.05)	1.02 (0.06)	1.09 (0.07)	1.15 (0.08)
4	0.785 (0.024)	0.091 (0.013)	0.82 (0.03)	0.92 (0.04)	0.99 (0.05)	1.06 (0.06)	1.14 (0.07)	1.20 (0.08)
5	0.786 (0.024)	0.090 (0.012)	0.82 (0.03)	0.92 (0.04)	0.99 (0.05)	1.05 (0.06)	1.14 (0.07)	1.20 (0.07)
6	0.790 (0.026)	0.098 (0.012)	0.83 (0.03)	0.94 (0.04)	1.01 (0.05)	1.08 (0.06)	1.17 (0.07)	1.24 (0.08)
7	0.797 (0.028)	0.107 (0.012)	0.84 (0.03)	0.96 (0.04)	1.04 (0.05)	1.11 (0.06)	1.21 (0.07)	1.29 (0.08)

Tabella 3.6 – Stima dei livelli marini H (m) per assegnato tempo di ritorno T in prossimità di Porto Corsini considerando la distribuzione di Gumbel e un numero di eventi estremi r variabile da 3 a 7 per ciascun anno di valori orari filtrati del periodo 2000-2009. Tra parentesi viene riportato l'errore standard associato, calcolato ricorrendo all'observed information matrix nel caso delle stime dei parametri μ e σ ed utilizzando il delta method (Rao, 1973) per i livelli di ritorno.

In Tabella 3.7 vengono riassunti i risultati degli studi esistenti in letteratura inerenti all'analisi dei livelli marini estremi lungo il litorale ravennate. Va osservato come le stime ottenute per i massimi livelli con $r = 5$ partendo dai dati campionati ad alta frequenza risultino in buon accordo con quelle ricavate da Yu et al. (1998) nell'ambito del Progetto CENAS sulla base di simulazioni numeriche di eventi di mareggiata nel bacino adriatico. La previsione dei livelli estremi è stata condotta dai suddetti Autori tenendo conto dei risultati dell'analisi statistica effettuata da Snamprogetti (1984) sui dati mareografici rilevati a Porto Corsini fra il 1964 ed il 1979 e considerando gli scenari futuri legati ad un'intensificazione delle condizioni meteorologiche scatenanti principalmente attraverso il fattore vento.

Differenze di 8, 12 e 14 cm rispettivamente per i tempi di ritorno di 10, 50 e 100 anni emergono invece dal confronto con i valori del massimo innalzamento del livello statico sul medio mare dedotti dalla regolarizzazione secondo la formula di Hazen delle osservazioni dei massimi annuali relative al periodo 1934-1987 e riportati nel "Piano Costa 1996" della Regione Emilia-Romagna (Idroser, 1996). È da rilevare, al contrario, come a risultare in stretto accordo con le stime proposte da Idroser (1996) siano quelle che si ottengono per $r = 3$ considerando i valori orari filtrati. Occorre inoltre sottolineare che i dati utilizzati nel "Piano Costa 1996" non coprono il periodo più recente.

(A)	<i>T</i> (anni)	<i>H(T)</i> (m)		<i>T</i> (anni)	<i>H(T)</i> (m)	(B)
	1	0.85		2.5	0.85	
	10	1.04		5	0.91	
	100	1.28		10	0.97	
				25	1.04	
				50	1.09	
				100	1.14	

Tabella 3.7 – (A) Livelli estremi a Ravenna ottenuti tramite simulazione numerica per diversi periodi di ritorno da Yu et al. (1998). (B) Valori del massimo innalzamento del livello statico sul medio mare indicati nel "Piano Costa 1996" (Idroser, 1996).

Nel tentativo di comprendere le motivazioni all'origine di tale discordanza, la performance della metodologia è stata valutata anche attraverso l'analisi dei risultati ottenuti dall'applicazione della procedura indicata al dataset dei valori orari disponibile per la stazione di Punta della Salute. Come si può notare dalla Tabella 3.8, le stime dei livelli appaiono piuttosto stabili al variare di r : si osserva infatti una differenza massima di 6 cm in corrispondenza dei valori attesi con tempo di ritorno centennale, che si riduce a soli 3 cm se si esclude dal confronto la condizione $r = 3$. Anche in questo caso il probability test indica in $r = 5$ il migliore adattamento del modello ai dati.

<i>r</i>			<i>H(T)</i> (m)					
			2 anni	5 anni	10 anni	20 anni	50 anni	100 anni
3	0.942 (0.034)	0.126 (0.020)	0.99 (0.04)	1.13 (0.06)	1.22 (0.07)	1.32 (0.09)	1.43 (0.11)	1.52 (0.12)
4	0.934 (0.032)	0.119 (0.017)	0.98 (0.04)	1.11 (0.06)	1.20 (0.07)	1.29 (0.08)	1.40 (0.10)	1.48 (0.11)
5	0.937 (0.030)	0.113 (0.015)	0.98 (0.03)	1.11 (0.05)	1.19 (0.06)	1.27 (0.07)	1.38 (0.08)	1.46 (0.09)
6	0.938 (0.030)	0.116 (0.014)	0.98 (0.03)	1.11 (0.05)	1.20 (0.06)	1.28 (0.07)	1.39 (0.08)	1.47 (0.09)
7	0.937 (0.031)	0.120 (0.014)	0.98 (0.04)	1.12 (0.05)	1.21 (0.06)	1.29 (0.07)	1.40 (0.08)	1.49 (0.09)

Tabella 3.8 – Stima dei livelli marini H (m) per assegnato tempo di ritorno T considerando un numero di eventi estremi r variabile da 3 a 7 per ciascun anno di dati orari del periodo 2000-2009 disponibili per la stazione di Punta della Salute (Venezia). Tra parentesi viene riportato l'errore standard associato, calcolato ricorrendo all'observed information matrix nel caso delle stime dei parametri μ e σ ed utilizzando il delta method (Rao, 1973) per i livelli di ritorno.

I valori ottenuti estraendo sei eventi estremi da ciascun anno di dati non differiscono significativamente dalle stime calcolate da Pirazzoli et al. (2007) (riportate in Tabella 3.9) considerando per le osservazioni orarie di livello del periodo 1940-2005 le tradizionali distribuzioni GEV e Gumbel.

(A)	GEV	Gumbel	(B)	GEV	Gumbel
	$H(T)$ (cm)			$H(T)$ (cm)	
2	100 (97-104)	100	2	100 (97-104)	99
10	122 (117-131)	124	10	119 (114-125)	120
50	142 (131-162)	146	50	131 (124-145)	138
100	149 (137-177)	155	100	135 (128-153)	146

Tabella 3.9 – Applicazione delle distribuzioni GEV e Gumbel ai valori massimi annuali di livello (cm) registrati a Punta della Salute riferiti al running yearly mean sea level. Le stime sono state determinate da Pirazzoli et al. (2007) sia sull'intero campione di 66 anni di osservazioni che coprono il periodo dal 1940 al 2005, (A), sia sul numero complessivo di anni disponibile con meno del 15% di dati mancanti, (B). Tale condizione arbitraria porta ad escludere i valori massimi registrati negli anni 1940, 1966 e 1967.

L'esame dei massimi innalzamenti previsti per il livello del mare evidenzia come, anche per bassi valori del tempo di ritorno, si delinei uno scenario di rischio idraulico molto serio per i territori costieri dell'area ravennate caratterizzati da elevazioni che nella maggior parte dei

casi non superano il metro sul livello medio del mare (Teatini et al., 2005).

L'analisi dei risultati porta a ritenere, in accordo con quanto già osservato da Pirazzoli et al. (2007), che, per le regioni costiere del Nord Adriatico, dove i fenomeni di *surge* hanno la stessa entità dell'escursione di marea, le stime delle altezze massime di livello siano strettamente legate all'intervallo temporale considerato per le registrazioni mareografiche.

Nello studio presentato si sono stimati livelli massimi di 0.85, 1.05 e 1.28 m per tempi di ritorno di 2, 10 e 100 anni. Tali stime si riferiscono al valore totale del sovralzato ed includono quindi tutti i fenomeni meteomarinari che si verificano in condizioni di mareggiata, ma non quelli legati al moto ondoso come *setup* e *runup*. Si devono quindi attendere valori più elevati in condizioni di costa esposta al moto ondoso. I valori massimi di livello del mare qui determinati possono essere utilizzati per il dimensionamento delle opere marittime e per la valutazione dell'esposizione al rischio di inondazione marina dei centri urbani costieri.

3.2 L'influenza della stagionalità sulle stime dei valori di livello in Alto Adriatico

L'analisi di seguito presentata è stata condotta presso il DICAM dell'Università di Bologna nell'ambito del progetto PRIN2008YNPNT9 "Strumenti per la valutazione della vulnerabilità delle aree costiere in relazione ai previsti cambiamenti climatici" di cui è Responsabile scientifico il Prof. Alberto Lamberti.

3.2.1 I dati disponibili

Ai fini della caratterizzazione statistica dei valori estremi di livello in Alto Adriatico e dell'individuazione dei trends legati all'esistenza di una componente stagionale del fenomeno sono stati utilizzati i dati relativi alle stazioni mareografiche di Punta della Salute - Venezia, Molo Sartorio - Trieste, Porto Corsini - Ravenna e Rimini.

La serie storica delle osservazioni dei livelli di marea raccolta presso la stazione di Punta della Salute in Canal della Giudecca (latitudine: 45°25'50.49"N, longitudine: 12°20'11.97"E) dal 1924 al 2009 è resa disponibile attraverso il website del Servizio Laguna di Venezia, Dipartimento Tutela Acque Interne e Marine - ISPRA (<http://www.ispravenezia.it/ispra/>) che gestisce la Rete Mareografica della Laguna di Venezia e del Litorale Adriatico Nord Occidentale. Le misurazioni sono convenzionalmente riferite allo Zero Mareografico di Punta della Salute (ZMPS) ovvero al "livello medio mare 1897" (zero della rete altimetrica

dello Stato), determinato nel 1910 dall'Istituto Geografico Militare come la media delle alte e basse maree registrate tra il 1884 ed il 1909 ed attribuita all'anno centrale 1897 (Dorigo, 1961). Per il periodo compreso tra il 1924 ed il 1988 vengono riportate esclusivamente le osservazioni giornaliere dei valori massimi e minimi di marea, mentre per gli anni successivi fino al 2006 sono fornite anche le registrazioni prima con cadenza di 60 e poi 30 minuti; per l'intero 2007 risultano disponibili solo i dati rilevati ogni 10 minuti e per l'intervallo 2008-2009 a questi campionamenti vengono di nuovo affiancati gli estremali di marea. I valori del livello medio marino e dei massimi annuali relativi al periodo precedente il 1924 sono stati ricavati su base bibliografica come riportato in Tabella 3.10 (A), in modo da coprire con continuità la totalità delle informazioni mareografiche esistenti. Osservazioni sistematiche della marea a Venezia esistono sin dal 1872, quando venne installato a S. Stefano sul Rio S. Vidal presso Palazzo Loredan il primo mareografo. La stazione mareografica di S. Stefano venne spostata nel 1911 per breve durata sull'allora denominato Rio del Santissimo, mentre nel 1906 veniva istituita una nuova stazione a Punta della Salute sul Canal Grande, successivamente collocata nel 1923, in Canal della Giudecca, dove è tuttora in funzione (Rusconi, 1983). I dati delle due stazioni sono stati resi omogenei riferendoli allo stesso piano di riferimento (Dorigo, 1961).

Le registrazioni orarie raccolte dal 1939 al 2008 presso la stazione mareografica Molo Sartorio di Trieste (latitudine: $45^{\circ}38'50.0''N$, longitudine: $13^{\circ}45'33.9''E$, <http://www.ts.ismar.cnr.it/>) sono state fornite dal Dott. Raicich dell'Istituto di Scienze Marine del CNR di Trieste che si occupa della sua gestione. Si tratta in questo caso di misure istantanee. Le altezze di marea fanno riferimento allo Zero Istituto Talassografico (ZIT), posto 2.333 m al di sotto del caposaldo orizzontale I.G.M. n.39 e 3.993 m sotto la piastrina mareografica, rispetto alla quale vengono eseguite le periodiche (settimanali) misure di taratura. La lunghezza della serie temporale disponibile per Trieste è stata incrementata attraverso la digitalizzazione dei valori giornalieri di alta e bassa marea rilevati presso il Molo Sartorio nel periodo 1927-1938 e pubblicati nei Bollettini Mensili dell'Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle Acque di Venezia (Tabella 3.10 (B)). Anche in questo caso i valori del livello medio del mare relativi al periodo precedente il 1927 sono stati ricavati tramite ricerca bibliografica.

Per il mareografo di Porto Corsini, stazione della Rete Mareografica Nazionale gestita da ISPRA, sono stati digitalizzati i valori del livello massimo assoluto caratteristici dei diversi mesi e dei vari anni dei periodi 1934-1943 e 1946-1979 riportati nei prospetti degli Annali Idrologici - Parte II del Servizio Idrografico, compartimento di Bologna. Tali altezze di

marea si riferiscono ad un piano ideale situato 74 cm sullo zero del mareografo. Purtroppo non è stato possibile coprire il periodo dal 1986 al 1998, poiché, come più sopra indicato, i dati orari pubblicati sul sito web di ISPRA appaiono lacunosi, spesso affetti da errori nell'impostazione del livello di riferimento e con frequenti sfasamenti. Per la stazione ravennate (latitudine: 44°29'31.44"N, longitudine: 12°16'57.98"E) sono state messe a disposizione dall'Ing. Zumaglini della Siap+Micros s.r.l. le registrazioni campionate con cadenza di 10 minuti raccolte a partire dal 1 Gennaio 2000. Per l'anno 2010 sono stati utilizzati i dati orari pubblicati dal Servizio Mareografico Nazionale sul sito <http://www.mareografico.it/>. La serie dei valori del livello medio marino ricostruita a partire dal 1896 fino al 1995 (Idroser, 1996) è stata cortesemente messa a disposizione dall'Ing. Martinelli.

Per il mareografo che è entrato in funzione a Rimini sul finire del 1936, installato sulla riva destra del porto canale all'altezza del faro, è stato possibile reperire dagli Annali Idrologici solo un'informazione frammentaria relativa ai valori di livello caratteristici dell'intervallo temporale 1937-1979, essendo presenti significative interruzioni dal 1943 al 1946, dal 1964 al 1969 ed in corrispondenza del 1976. Lo zero idrometrico è posto a quota -0.727 m sul l.m.m.

Occorre precisare che il ricorso a fonti diverse e la mancanza di omogeneità nel campionamento delle osservazioni possono avere effetti sulla precisione della stima dei livelli marini estremi; questa rimane tuttavia l'unica alternativa quando si intende, come in questo caso, procedere ad un'analisi della tendenza sul lungo periodo attraverso una ricostruzione delle serie storiche.

Va inoltre osservato che, ad eccezione dei dati riportati dalle pubblicazioni specifiche, il recupero di informazioni precise sulle condizioni estreme raggiunte dal mare in passato risulta più difficoltoso rispetto al reperimento dei valori medi annuali, la cui evoluzione è stata e continua ad essere oggetto di numerose indagini anche alla luce dei cambiamenti climatici in atto a scala globale. In questo senso risultano estremamente preziose le indicazioni riportate da Rossi (1887) relativamente alle massime alte maree mensili a Venezia nel periodo dal 1872 al 1886 ed i livelli massimi indicati da Polli (1955) per Trieste tra il 1905 ed il 1950, come pure le descrizioni che danno conto delle particolari condizioni meteomarine associate ad eventi eccezionalmente intensi (si veda ad esempio Mazelle, 1896).

A	Livello medio annuo	Livello massimo annuo	Livello massimo mensile
1872-1895	Padoan e Dorigo, 1963	Pirazzoli, 1982	—
1896-1923	Mosetti, 1969	Pirazzoli, 1982	—
1924-2009	calcolato sulla base dei dati pubblicati sul sito www.ispravenezia.it	ricavato dai dati pubblicati sul sito www.ispravenezia.it	ricavato dai dati pubblicati sul sito www.ispravenezia.it

B	Livello medio annuo	Livello massimo annuo	Livello massimo mensile
1875-1889	Raicich, 2007	—	—
1890-1895	APAT, 2006	—	—
1896-1926	Mosetti, 1969	—	—
1927-1938	calcolato a partire dalle osservazioni giornaliere dei valori massimi e minimi di marea pubblicate nei Bolletini Mensili	ricavato dalle osservazioni giornaliere dei valori massimi e minimi di marea pubblicate nei Bolletini Mensili	ricavato dalle osservazioni giornaliere dei valori massimi e minimi di marea pubblicate nei Bolletini Mensili
1939-2008	calcolato a partire dai dati orari forniti dal Dott. Raicich	ricavato dai dati orari forniti dal Dott. Raicich	ricavato dai dati orari forniti dal Dott. Raicich
2009	www.pol.ac.uk	—	—

C	Livello medio annuo	Livello massimo annuo	Livello massimo mensile
1896-1933	Idroser, 1996	—	—
1934-1943	Idroser, 1996	Annali Idrologici	Annali Idrologici
1944-1945	Idroser, 1996.	—	—
1946-1979	Idroser, 1996	Annali Idrologici	Annali Idrologici
1980-1995	Idroser, 1996	—	—
1996-1999	—	—	—
2000-2009	calcolato a partire dai dati campionati ogni 10 minuti forniti dall'Ing. Zumaglini	ricavato dai dati campionati ogni 10 minuti forniti dall'Ing. Zumaglini	ricavato dai dati campionati ogni 10 minuti forniti dall'Ing. Zumaglini
2010	calcolato a partire dai dati orari pubblicati sul sito www.mareografico.it	ricavato dai dati orari pubblicati sul sito www.mareografico.it	ricavato dai dati orari pubblicati sul sito www.mareografico.it

D	Livello medio annuo	Livello massimo annuo	Livello massimo mensile
1937-1942	Annali Idrologici	Annali Idrologici	Annali Idrologici
1943-1946	—	—	—
1947-1963	Annali Idrologici	Annali Idrologici	Annali Idrologici
1964-1969	—	—	—
1970-1975	Annali Idrologici	Annali Idrologici	Annali Idrologici
1976	—	—	—
1977-1979	Annali Idrologici	Annali Idrologici	Annali Idrologici

Tabella 3.10 – Schema riassuntivo dei dati utilizzati per la caratterizzazione statistica dei valori estremi di livello a Venezia (A), Trieste (B), Ravenna (C) e Rimini (D).

3.2.2 Metodologia applicata: l'approccio discreto

La determinazione del livello medio del mare è stata effettuata principalmente in termini di *mean tide level* essendo rese disponibili delle registrazioni iniziali di Punta della Salute e Trieste solo le osservazioni giornaliere degli estremi di marea. Sono stati quindi calcolati per ogni mese dell'anno i valori medi decadali eseguendo la media di tutti i livelli massimi e minimi misurati nel corso della decade di riferimento. Il livello medio mensile della marea è stato calcolato come media pesata dei valori medi delle tre decadi del mese corrispondente ed il livello medio annuale come media pesata dei livelli medi mensili, assegnando ai pesi il numero dei giorni del mese a cui ciascun valore appartiene. A partire dal 1939 è stato invece possibile fornire per Trieste una stima del livello medio mensile del mare determinata direttamente attraverso la media aritmetica dei valori orari osservati nel corso del particolare mese considerato. Adottato il criterio per cui il calcolo della media annuale si ritiene significativo quando sono disponibili almeno dieci mesi di registrazioni ed i due mesi di dati mancanti non risultano consecutivi (Raicich, 2007), è stato possibile ricostruire l'andamento del livello medio osservato nel corso degli ultimi 138 e 135 anni rispettivamente per le stazioni di Punta della Salute (Figura 3.6) e Molo Sartorio (Figura 3.7).

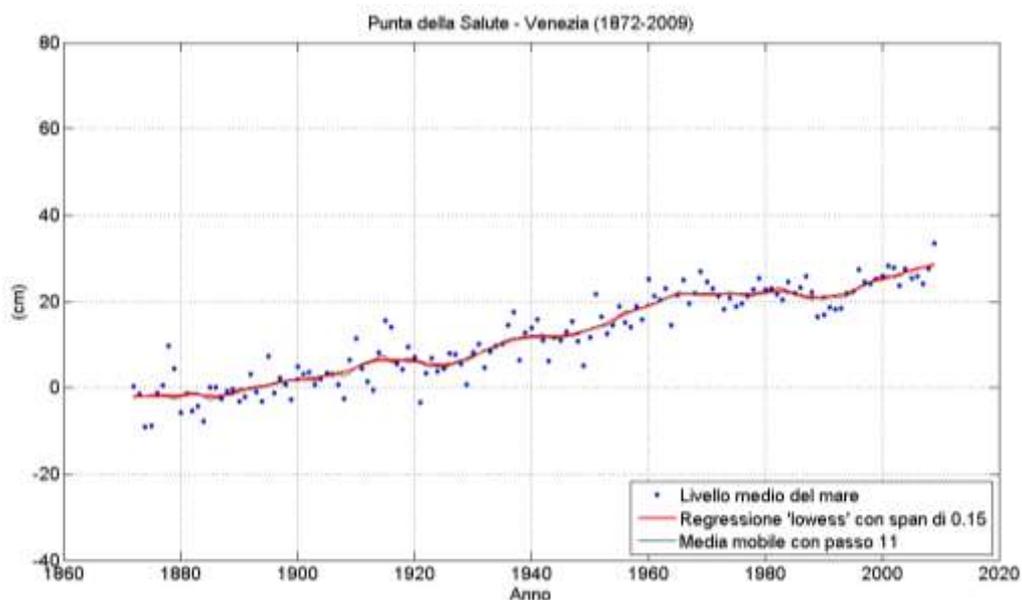


Figura 3.6 – Andamento del livello medio marino annuo rispetto allo ZMPS per il periodo 1872-2009 a Punta della Salute (Venezia).

I valori medi annuali riportati in Figura 3.6 evidenziano un andamento crescente del livello medio della marea a Venezia, particolarmente marcato, dopo una prima fase iniziata a ridosso

del 1930, tra gli anni '50 e '60 per effetto della subsidenza indotta dall'intensiva estrazione di acqua dalle falde sotterranee per scopi industriali, soprattutto nella zona di Marghera (APAT, 2006). In seguito all'interruzione degli emungimenti, avvenuta alla fine degli anni '60, si osserva un periodo di relativa stabilità che si protrae fino ai primi anni '90. A partire dal 2000 sembra essersi instaurata una nuova fase di crescita, come indica il livello medio raggiunto nel 2009, di circa 33 cm superiore a quello verificatosi all'inizio del secolo scorso. Anche l'elevato valore calcolato per il livello medio relativamente all'anno 2010 appare confermare la tendenza all'aumento in atto.

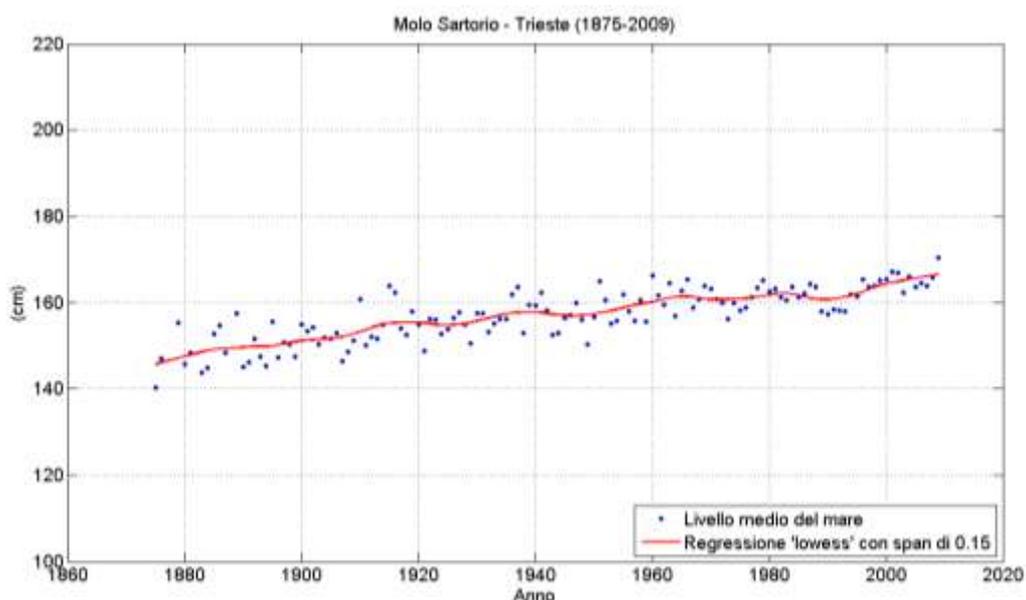


Figura 3.7 – Evoluzione del livello medio marino annuo rispetto allo ZIT per il periodo 1875-2009 osservato a Trieste.

Il confronto con la serie temporale del livello medio marino di Trieste (Figura 3.7), che può essere considerata rappresentativa delle pure variazioni di livello in Adriatico, in quanto il territorio, caratterizzato dalla presenza di formazioni rocciose, non risulta interessato dai fenomeni di subsidenza naturale tipici del sottosuolo del bacino lagunare e della fascia costiera romagnola, conferma, nonostante la crescita più contenuta in corrispondenza del periodo 1950-'70, la tendenza generale all'aumento osservata per la stazione veneziana. Nonostante il valore effettivo dell'incremento risulti notevolmente variabile nel corso del tempo (Mosetti, 1969), confrontando l'altezza del medio mare stimata sul periodo 1875-1895 ed attribuita all'anno centrale 1885, con il corrispondente valore valutato per l'ultimo ventennio 1989-2009, si trova una differenza di 14.4 cm in 115 anni, vale a dire un incremento medio di 1.3 mm/anno.

La validità dei dati registrati ad intervalli di 10 minuti dalla stazione mareografica di Porto Corsini è stata assicurata effettuando un'analisi preliminare di qualità sulla base degli standards implementati dall'European Sea Level Service (García et al., 2007). Valori anomali e spikes sono stati identificati e rimossi dalla serie dei livelli marini attraverso l'applicazione di un algoritmo volto a verificare che ad ogni passo temporale il valore assunto dalla variabile non subisse variazioni eccedenti una prefissata soglia (20 cm) rispetto alla media dei valori immediatamente precedente e successivo. Brevi intervalli, corrispondenti alla mancanza di un massimo di due osservazioni successive, sono stati riempiti tramite interpolazione lineare fra i punti estremi, mentre gaps più estesi, fino ad un massimo di dieci dati mancanti, sono stati ricostruiti attraverso un fitting con spline cubica, prima dell'applicazione di un filtro di Butterworth del quarto ordine con frequenza di cutoff di 1/(3 ore) (Hareide et al., 2006) con lo scopo di rimuovere gli effetti del rumore senza ridurre l'entità dei valori estremi. La serie temporale dei livelli è stata filtrata prima in un senso e poi nell'altro per assicurare che non venissero introdotte alterazioni della fase.

Essendo stati identificati errori evidenti di compilazione nei dati pubblicati sugli Annali Idrologici e non disponendo degli originari supporti cartacei che potrebbero consentire una ragionevole correzione, i valori massimi risultati inferiori ai minimi rilevati nell'ambito di uno stesso mese sono stati giudicati incoerenti e quindi eliminati dalla serie dei dati di Porto Corsini e Rimini.

Il 19 Settembre 1937 è stata registrata presso la stazione di Rimini (come riportato dagli Annali Idrologici), l'altezza massima di 2.70 m sullo zero del mareografo, direttamente influenzata da una notevole piena del fiume Marecchia, all'epoca sfociante ancora attraverso il porto canale (Idroser, 1996). Tale quota, ritenuta non omogenea rispetto alle successive, è stata scartata dalla serie dei massimi del mese di Settembre e sostituita nella successione dei massimi annuali dal livello più elevato fra quelli registrati negli altri undici mesi.

La Figura 3.8 mostra, pur trattandosi di una serie non continua, un progressivo innalzamento del livello medio del mare a Porto Corsini, meno accentuato tra il 1930 ed il 1948, decisamente più pronunciato dal 1948 al 1980 per effetto della sovrapposizione della subsidenza locale, legata alle attività antropiche connesse all'estrazione di metano da pozzi in terraferma e in mare e all'emungimento di acque di falda per scopi industriali, agricoli e turistici, a fattori osservati su scala globale. La ripresa della crescita del livello marino presentata dal tratto finale, dopo un periodo di stabilizzazione a cavallo degli anni '90, risulta coerente nelle tre stazioni di riferimento. Confrontando l'altezza del medio mare stimata sul periodo 1896-1906 ed attribuita all'anno centrale 1901, 75.7 cm, con il corrispondente valore

di 156.7 cm determinato tra il 2000 ed il 2010 ed assegnato al 2005, ne deriva un sollevamento di 81 cm in poco più di un secolo, mentre la differenza tra il valore più basso (63.9 cm) e quello più alto del livello medio annuale (171.1 cm) determinati sull'intero periodo 1896-2010 risulta pari a 107.2 cm.

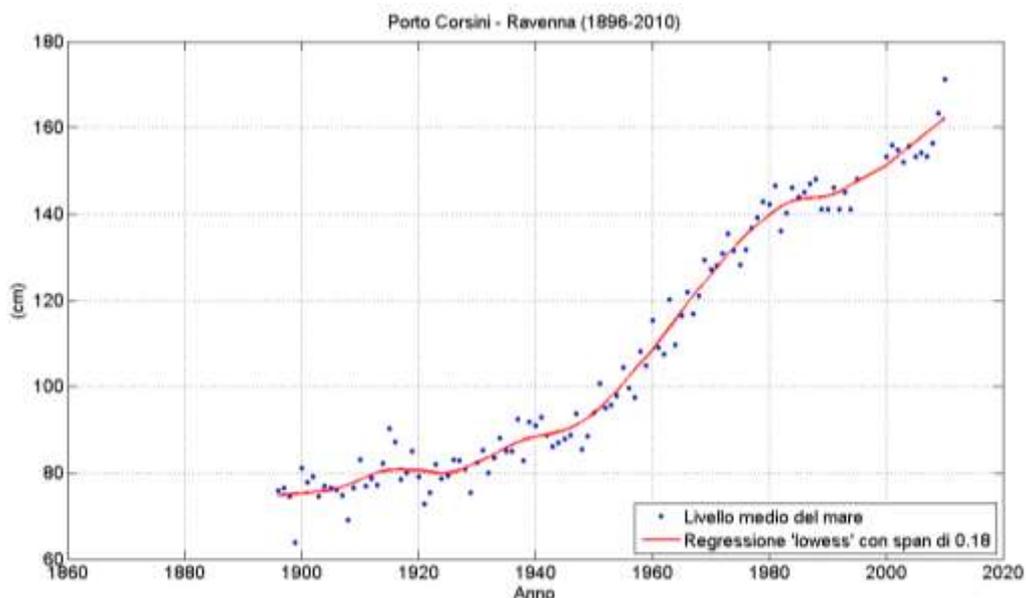


Figura 3.8 – Diagramma temporale del livello medio marino annuo al mareografo di Porto Corsini (Ravenna) nel periodo 1896-2010.

Anche dai dati disponibili per il mareografo di Rimini emerge chiaramente il fortissimo innalzamento del livello medio del mare, pari a circa 50 cm, nel periodo compreso tra il 1950 ed il 1979 (Figura 3.9).

La linea di tendenza del livello medio del mare è stata regolarizzata attraverso una procedura di smoothing “lowess” (“locally weighted scatter plot smooth”) implementata in ambiente Matlab. La regressione utilizza una finestra scorrevole (span) la cui ampiezza viene fissata specificando la percentuale di punti utilizzati rispetto alla dimensione complessiva del dataset. La funzione polinomiale approssimante nella finestra corrente viene calcolata eseguendo un fitting con il metodo dei minimi quadrati pesati, dove i pesi sono dati dalla funzione tricubica

$$w_i = \left(\frac{|x - x_i|^3}{d(x)} \right)^2 \quad (3.15)$$

essendo $d(x)$ la distanza massima degli x_i dal punto x di stima.

L'ampiezza della finestra è stata selezionata considerando un numero di dati significativo dal

punto di vista climatologico. L'impiego della funzione "lowess" ha il pregio di fornire stime più regolari del livello medio del mare rispetto alla tradizionale tecnica della media mobile (Figura 3.6).

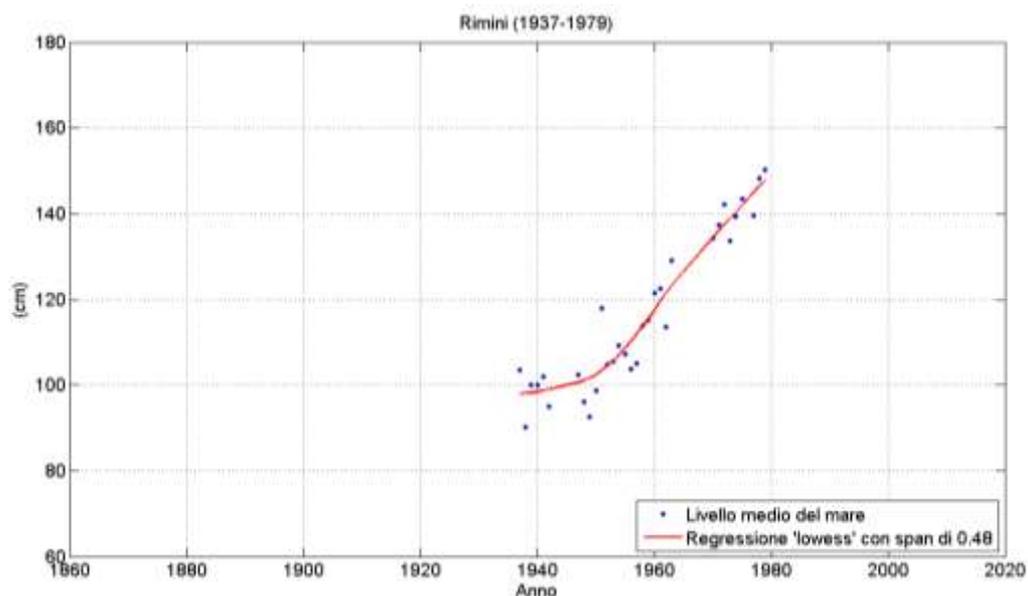


Figura 3.9 – Andamento del livello medio marino annuo al mareografo di Rimini nel periodo 1937-1979.

Al fine di eliminare l'effetto combinato legato ai fenomeni di subsidenza ed eustatismo, i valori reali dei massimi mensili ed annuali sono stati detrendizzati, sottraendo ordinatamente alle altezze massime osservate il livello medio marino annuale regolarizzato a cui si riferisce il caso. Nelle successive Figure 3.10, 3.11, 3.12, 3.13, 3.14, 3.15, 3.16 e 3.17 vengono riportate le serie storiche detrendizzate dei livelli massimi annuali e mensili relative ai quattro mareografi oggetto di studio.

Particolare attenzione è stata posta nell'analisi di eventi intensi di acqua alta iniziati verso la fine di un determinato mese e proseguiti nei primi giorni del mese successivo. Per assicurare l'indipendenza dei valori massimi mensili ed annuali estratti dalle serie storiche delle osservazioni di livello, sono stati considerati solamente gli eventi separati da almeno 78 ore (Masina e Ciavola, 2011). Non è stato possibile applicare alle registrazioni iniziali di Porto Corsini e Rimini la suddetta procedura, effettuando un declustering dei valori estremi, non essendo riportata dai relativi Annali l'indicazione della data e dell'orario delle letture dei massimi livelli.

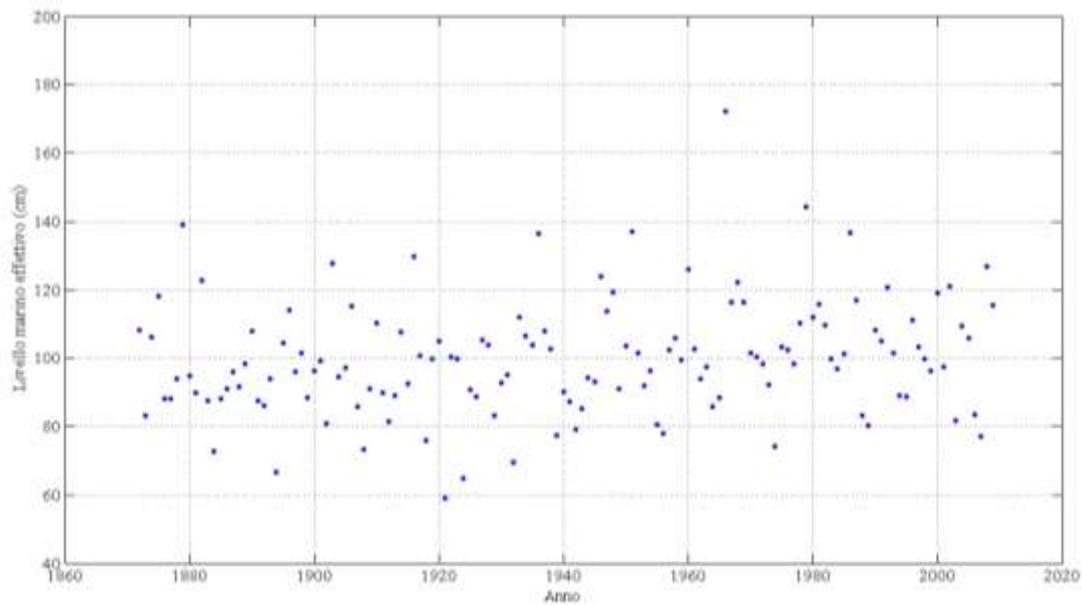


Figura 3.10 – Massimi annuali delle altezze di marea ridotti dell’effetto di variazione del livello medio marino a Punta della Salute (Venezia) nel periodo 1872-2009.

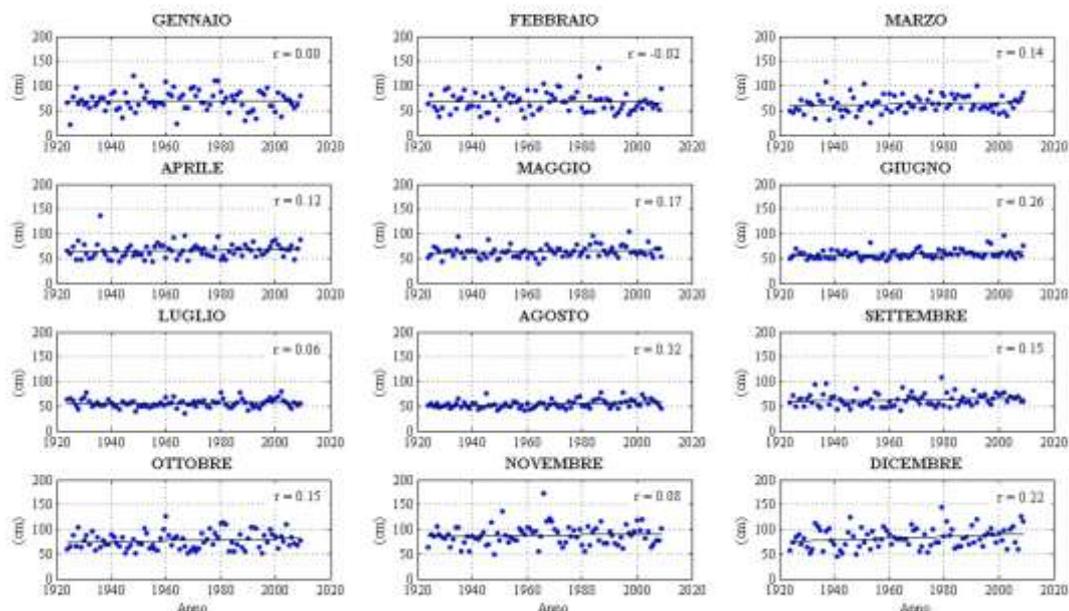


Figura 3.11 – Massimi mensili delle altezze di marea ridotti dell’effetto di variazione del livello medio del mare a Punta della Salute. I bassi valori ottenuti per il coefficiente di correlazione di Pearson portano ad escludere la presenza di un trend lineare nei valori estremi.

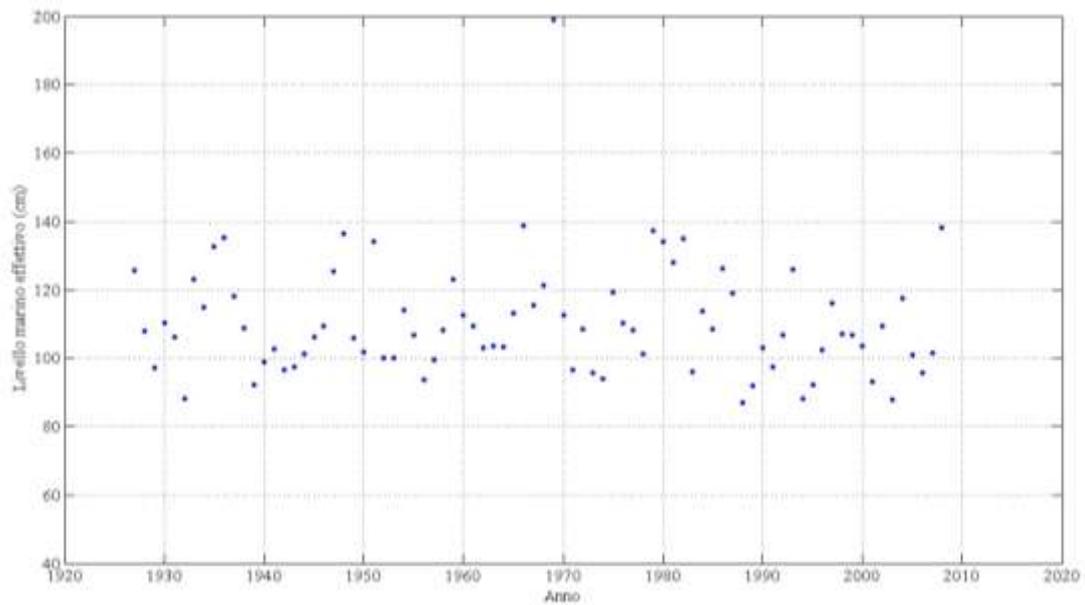


Figura 3.12 – Livelli massimi annuali detrendizzati a Trieste.

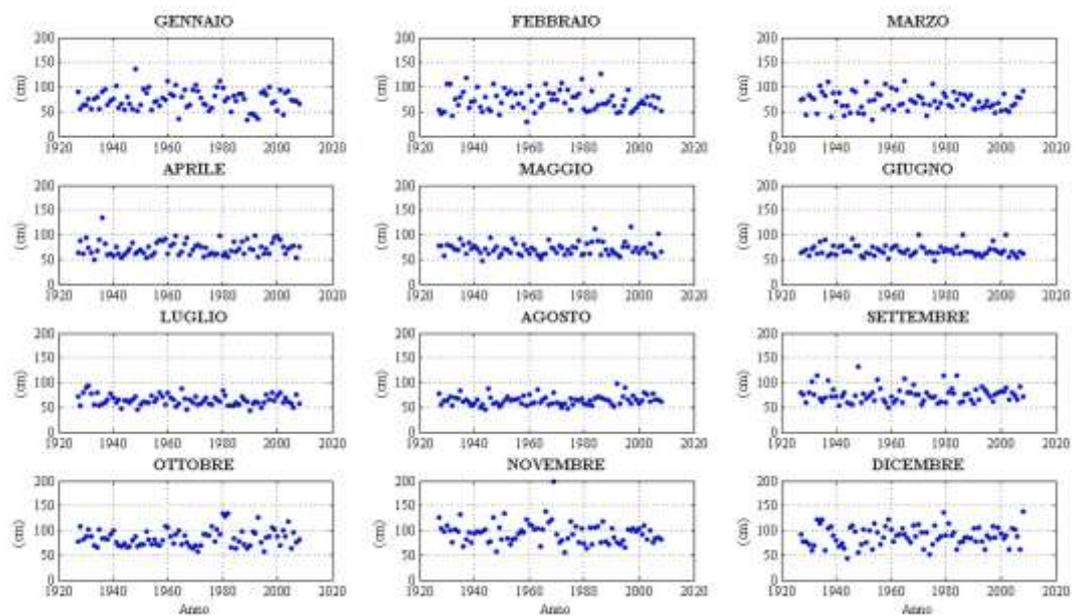


Figura 3.13 – Livelli massimi mensili detrendizzati a Trieste.

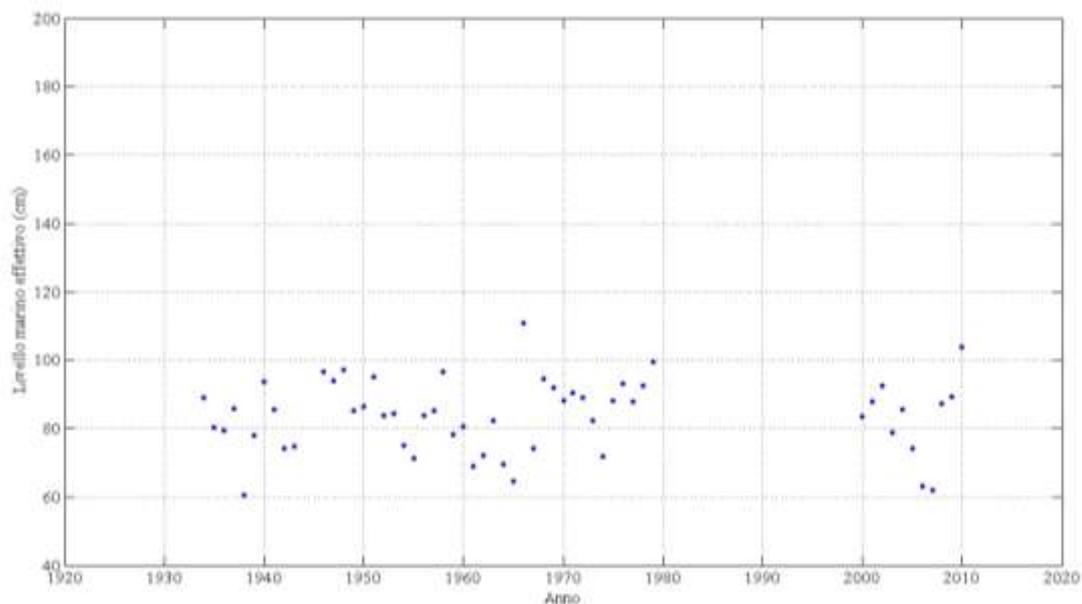


Figura 3.14 – Livelli massimi annuali detrendizzati a Porto Corsini (Ravenna).

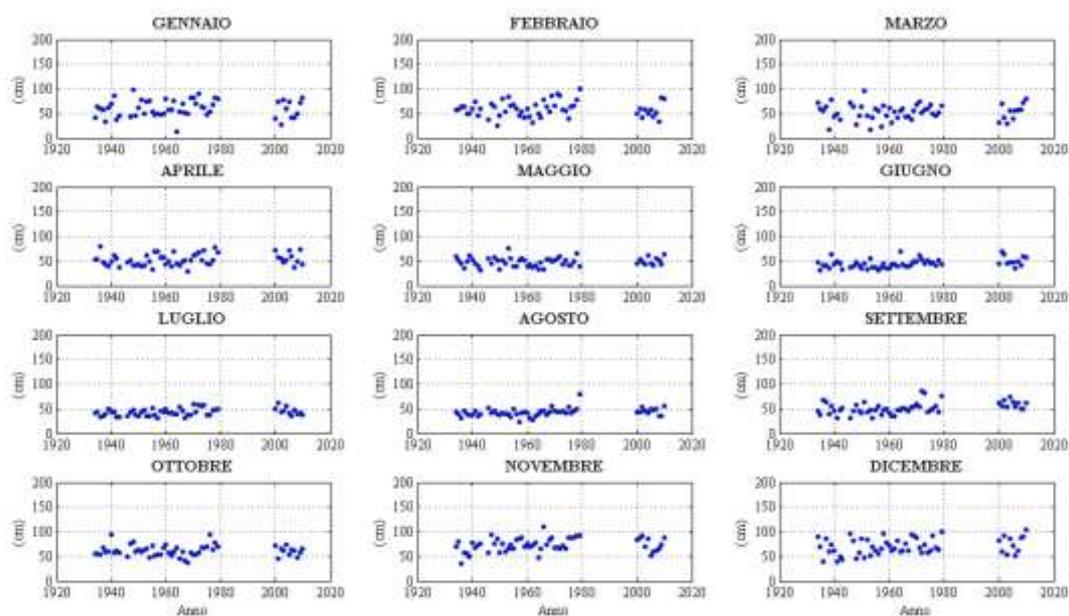


Figura 3.15 – Livelli massimi mensili detrendizzati a Porto Corsini.

Nonostante la limitata estensione del bacino adriatico, si osserva come i livelli storicamente più elevati, escludendo l'impossibile confronto con le descrizioni qualitative dei secoli più lontani, siano stati registrati per le stazioni di Punta della Salute e Porto Corsini il 4 novembre del 1966, mentre il più significativo episodio di acqua alta a Trieste si sia verificato il 25 novembre del 1969, quando è stato raggiunto un livello di 360 cm sopra lo ZIT (una descrizione dettagliata dell'evento viene riportata da Ferraro e Crisciani, 2001), segno evidente che attente valutazioni del rischio da ingressione marina devono tenere in

considerazione, non solo la combinazione dei diversi fattori meteorologici coinvolti nel fenomeno, ma anche l'esposizione del tratto di costa considerato ai venti dominanti (Lamberti e Masina, 2011).

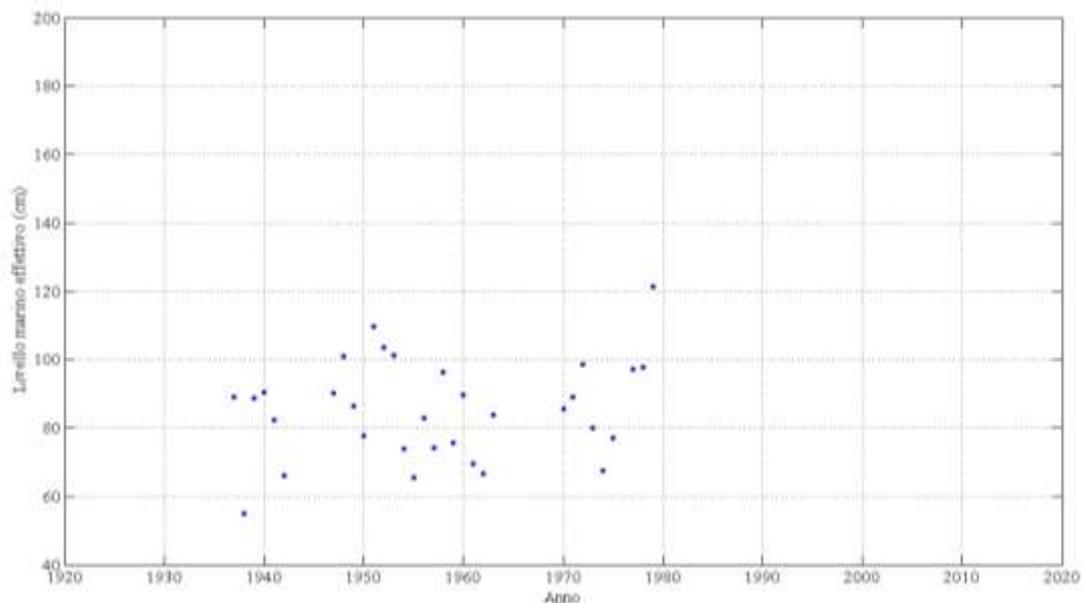


Figura 3.16 – Livelli massimi annuali detrendizzati a Rimini.

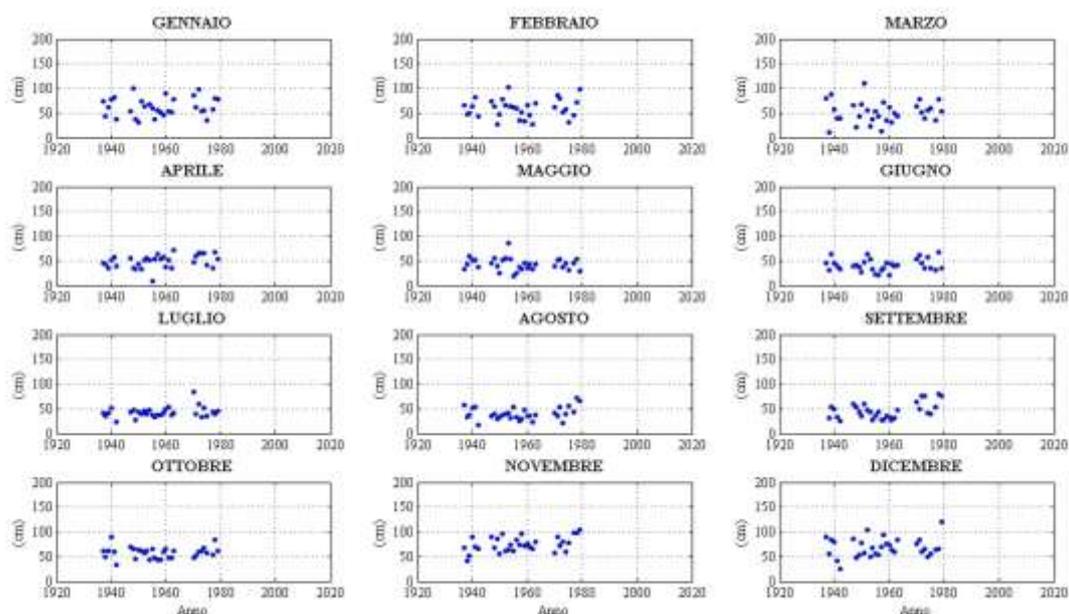


Figura 3.17 – Livelli massimi mensili detrendizzati a Rimini.

Dall'analisi dei grafici precedenti non emerge un trend evidente di incremento dei valori delle altezze massime di marea nell'area adriatica nord-occidentale, tendenza, al contrario, chiaramente esibita dal livello medio marino annuale. Non si ravvisa dunque un

aggravamento del fenomeno conseguente ad un'intensificazione, perlomeno in termini di magnitudine, degli eventi estremi. Ad essere aumentato, perlomeno a Venezia, secondo le analisi condotte dall'ICPSM, è stato invece, a partire dagli anni '60, il numero delle alte maree maggiori o uguali a +110 cm (Figura 3.18). Mentre all'inizio del secolo scorso si verificava mediamente un'alta marea all'anno, nell'ultimo periodo la media si è innalzata a 5-6 eventi significativi annui.

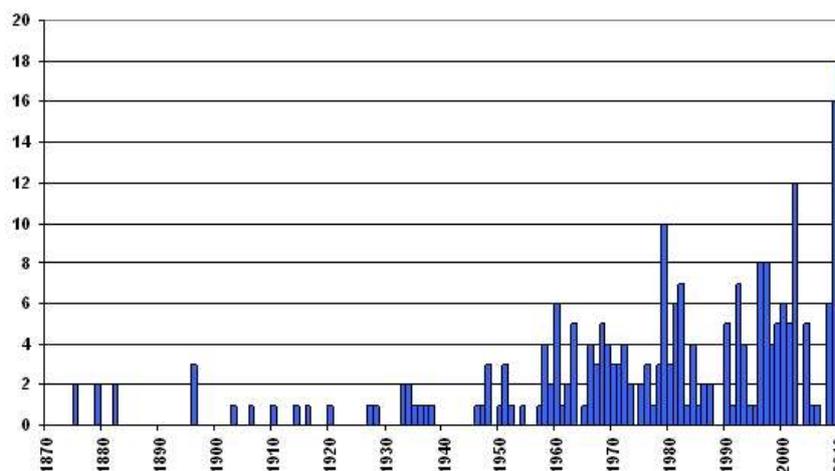


Figura 3.18 – Distribuzione annuale delle alte maree $\geq +110$ cm registrate a Venezia dal 1872 al 2010 (da <http://www.comune.venezia.it/>).

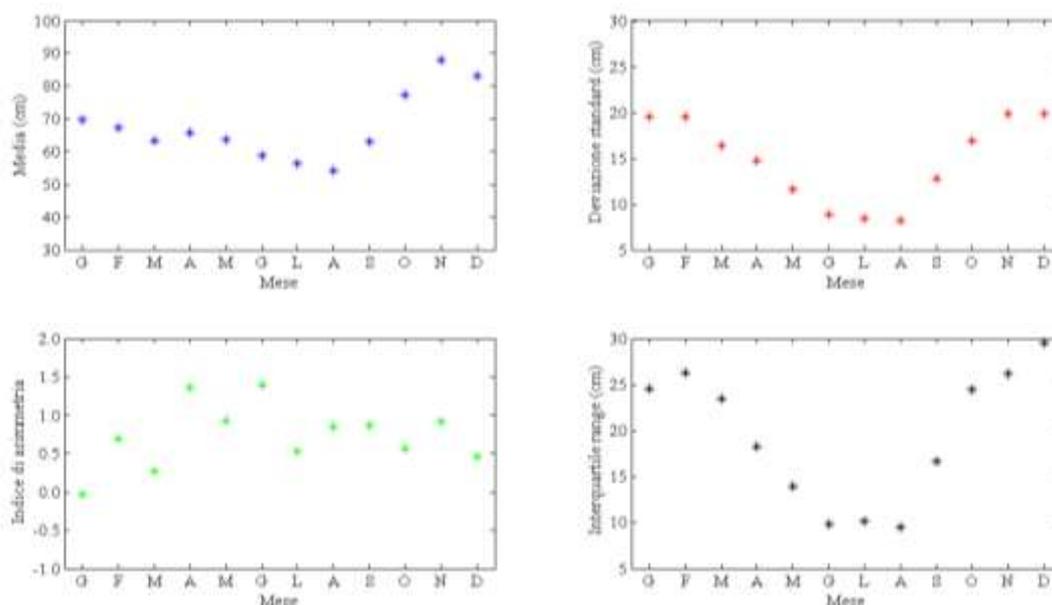


Figura 3.19 – Media, deviazione standard, indice di asimmetria ed interquartile range determinati per i livelli massimi mensili detrendizzati a Punta della Salute.

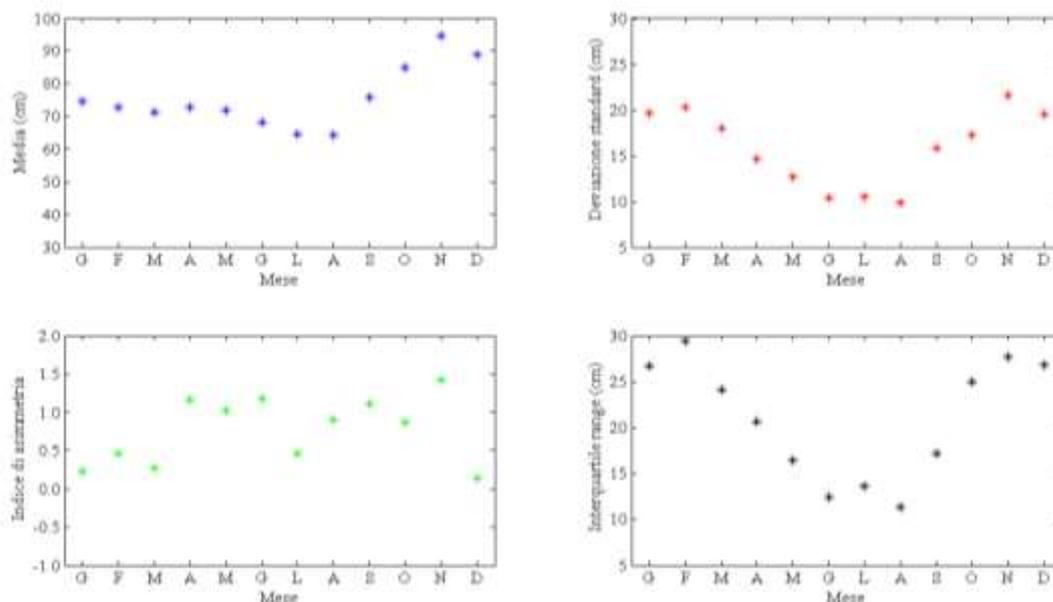


Figura 3.20 – Media, deviazione standard, indice di asimmetria ed interquartile range determinati per i livelli massimi mensili detrendizzati a Trieste.

Le analisi statistiche di base effettuate sui livelli massimi mensili depurati del trend del livello medio marino annuale (Figure 3.19, 3.20, 3.21 e 3.22) rivelano come, in tutte e quattro le stazioni, le quote maggiori di marea (componente astronomica + *surge*) vengano raggiunte in corrispondenza del mese di Novembre, passando da un valore medio di 94.7 cm per il mareografo di Trieste a 73.6 cm in corrispondenza di Porto Corsini, mentre le altezze minori si concentrano in Agosto. I più alti valori della deviazione standard (circa 20 cm) riscontrati nei mesi di Gennaio, Febbraio, Novembre e Dicembre per le due stazioni mareografiche localizzate geograficamente più a Nord sottolineano la maggiore variabilità dei livelli massimi registrati nei periodi invernale ed autunnale. Per il mareografo di Porto Corsini, ed ancor più per quello di Rimini, a Gennaio, Febbraio e Dicembre si affianca invece il mese di Marzo, in cui, pur rilevandosi un valore medio del livello massimo effettivo di circa 52 cm, si osservano altezze maggiormente variabili nel corso delle decadi analizzate con una dispersione dei valori superiore a quella stimata per Novembre, probabile effetto della diversa esposizione della costa ai venti dominanti. Fluttuazioni di livello più contenute si riscontrano in concomitanza della stagione estiva (Giugno-Luglio-Agosto), con valori della deviazione standard da poco più di 8 cm in media per le stazioni di Porto Corsini e Punta della Salute a circa 12 cm per il mareografo di Rimini, verificandosi meno frequentemente eventi eccezionali in tale periodo. Contrariamente alla media ed alla deviazione standard, l'indice di asimmetria non manifesta periodicità evidente: assume valori generalmente positivi, risultando mediamente pari a 0.4 per le due stazioni posizionate più a sud e a circa

0.7 in quelle più a nord.

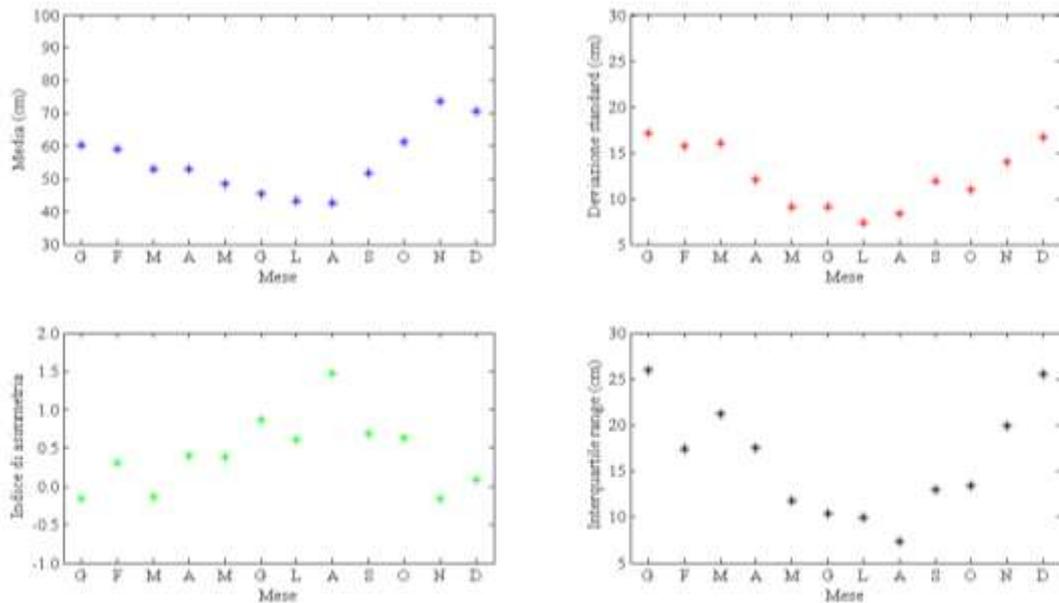


Figura 3.21 – Media, deviazione standard, indice di asimmetria ed interquartile range determinati per i livelli massimi mensili detrendizzati a Porto Corsini.

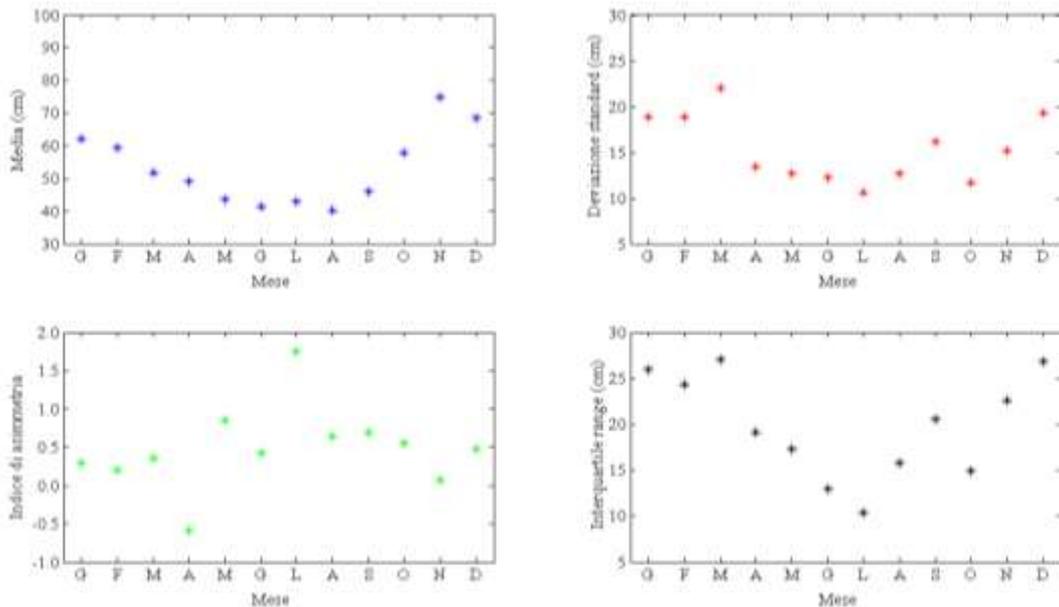


Figura 3.22 – Media, deviazione standard, indice di asimmetria ed interquartile range determinati per i livelli massimi mensili detrendizzati a Rimini.

Nelle Figure 3.23, 3.24, 3.25 e 3.26 viene visualizzato, per ciascuna delle quattro stazioni, un diagramma boxplot dei livelli massimi detrendizzati per ogni mese dell'anno del periodo analizzato; nonostante la variabilità dell'interquartile range e dei whiskers, emerge fortemente la presenza di un pattern stagionale.

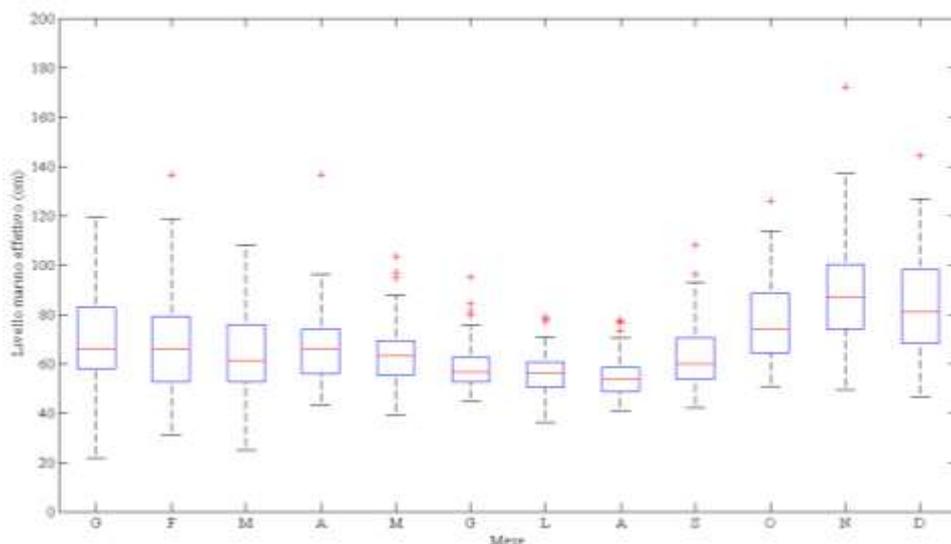


Figura 3.23 – Boxplot dei livelli massimi detrendizzati per ciascun mese dell’anno per il mareografo di Punta della Salute. Ogni rettangolo è delimitato dal primo (q_1) e dal terzo quartile (q_3) e diviso in due parti dalla mediana. I segmenti verticali si estendono fino a $q_3+1.5*(q_3-q_1)$ e $q_1-1.5*(q_3-q_1)$, mentre gli outliers vengono rappresentati individualmente.

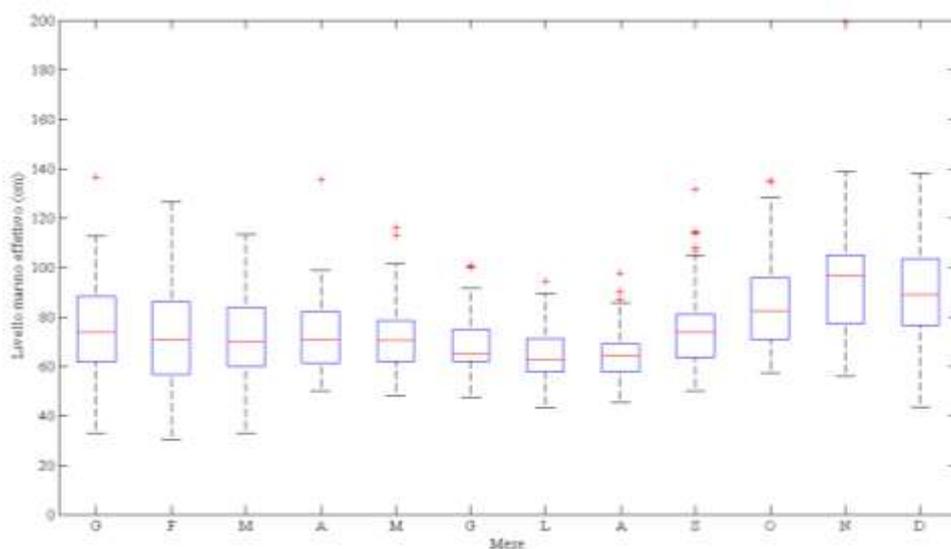


Figura 3.24 – Boxplot dei livelli massimi detrendizzati per ciascun mese dell’anno per il mareografo di Trieste.

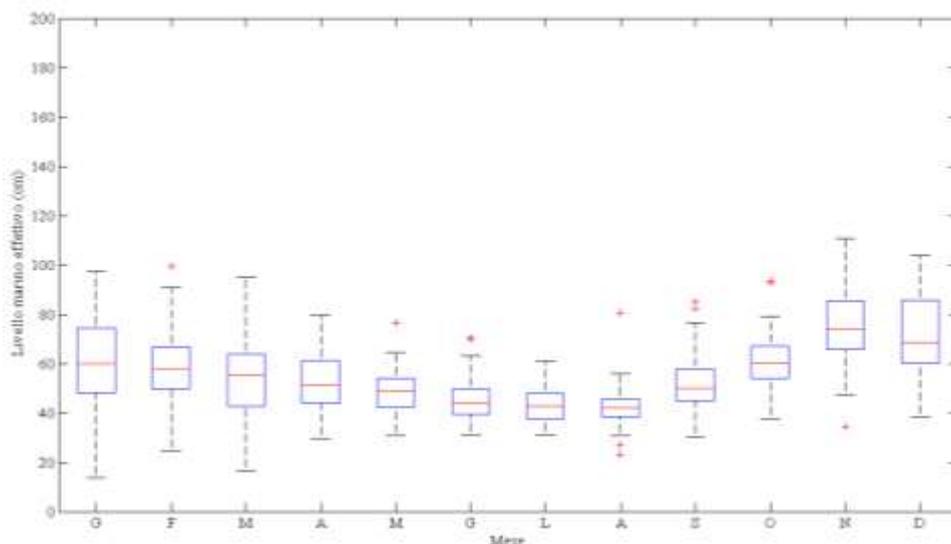


Figura 3.25 – Boxplot dei livelli massimi detrendizzati per ciascun mese dell’anno per il mareografo di Ravenna.

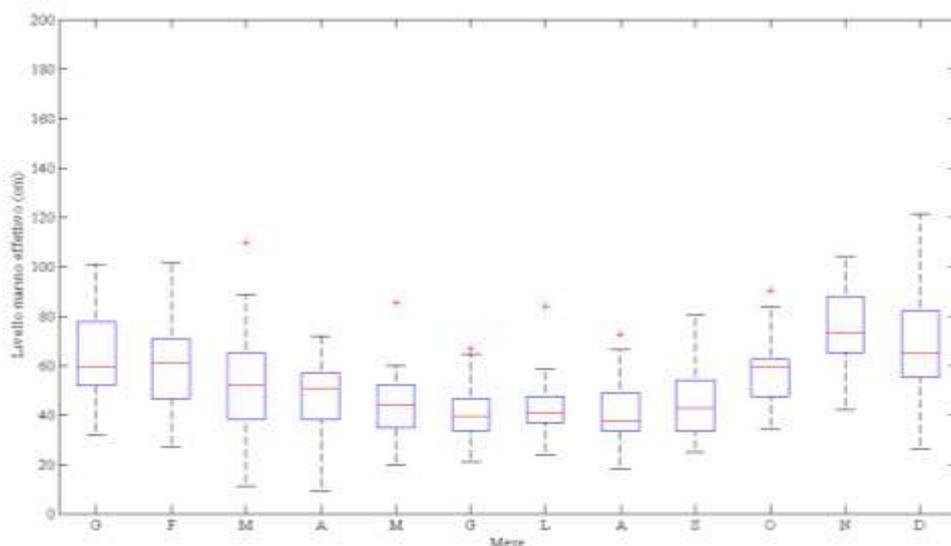


Figura 3.26 – Boxplot dei livelli massimi detrendizzati per ciascun mese dell’anno per il mareografo di Rimini.

Il grafico riportato in Figura 3.27 mostra, attraverso la distribuzione dei livelli massimi mensili detrendizzati in funzione del particolare giorno di occorrenza (1-366), le maggiori quote raggiunte a Punta della Salute nei mesi di Novembre e Dicembre durante il periodo 1924-2009, rendendo chiaramente identificabile il carattere stagionale dei fenomeni di acqua alta.

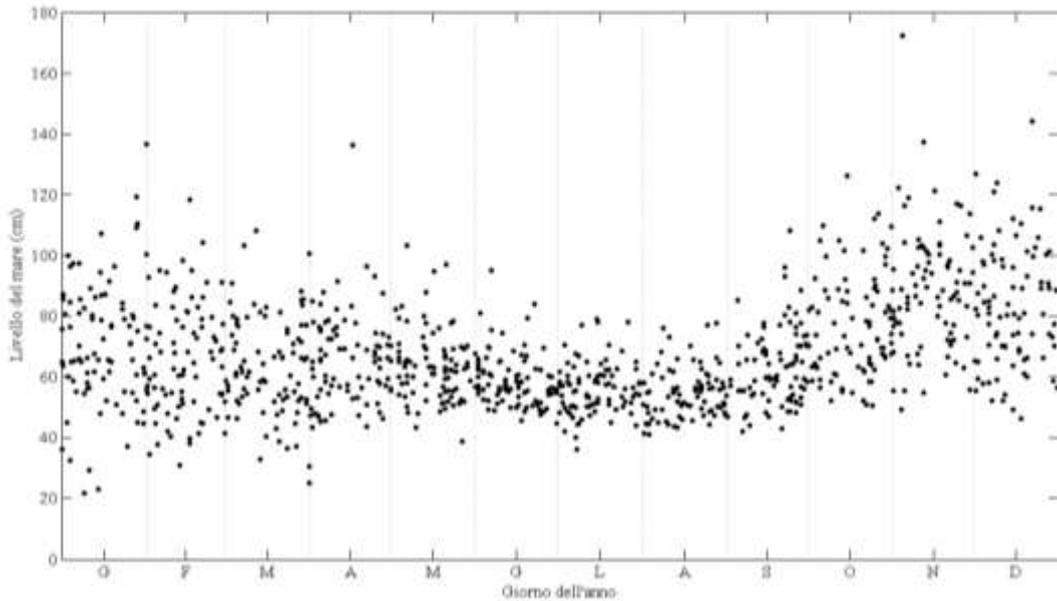


Figura 3.27 – Andamento dei livelli massimi mensili detrendizzati in relazione al giorno dell'anno (1-366) per il periodo 1924-2009 in cui si sono manifestati nella stazione di Punta della Salute.

La presenza di variazioni stagionali nei parametri ambientali può essere affrontata in prima approssimazione attraverso una procedura di discretizzazione basata sulla suddivisione dell'anno in un numero finito arbitrario di stagioni o sottoperiodi tale per cui si abbia variabilità limitata all'interno di ogni singolo intervallo temporale, la quantità di dati contenuta in ciascuna porzione sia sufficiente a garantire la convergenza verso la distribuzione asintotica estrema ed i valori massimi osservati possano essere considerati statisticamente indipendenti (Carter e Challenor, 1981).

Vengono quindi esaminati i risultati di un approccio che deriva la distribuzione dei massimi annuali a partire dalle distribuzioni dei valori massimi mensili riportando il confronto con la distribuzione dei massimi annuali ipotizzati ugualmente distribuiti nel corso dell'anno.

Le distribuzioni dei livelli massimi mensili e dei massimi annuali (block maxima), ipotizzati ugualmente distribuiti sul periodo a cui si riferiscono, sono state modellate utilizzando la Generalized Extreme Value Distribution (GEV), la cui funzione di distribuzione cumulativa, espressa nella forma riportata da Coles (2001) e Smith (2001), è data da

$$F(x; \mu, \sigma, \xi) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-1/\xi} \right\} \quad (3.16)$$

definita per valori di x tali per cui $1 + \xi \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right) > 0$. I parametri della distribuzione soddisfano le relazioni: $-\infty < \mu < \infty$, $\sigma > 0$ e $-\infty < \xi < \infty$. Il parametro di posizione μ specifica dove è centrata la distribuzione, il parametro di scala σ fornisce indicazioni sulla

dispersione dei dati, mentre il parametro di forma ξ governa il comportamento della coda della distribuzione. Le sub-famiglie definite da $\xi > 0$ e $\xi < 0$ corrispondono, rispettivamente, alle famiglie di Fréchet e Weibull, mentre il caso $\xi = 0$, inteso come il limite della (3.16) quando $\xi \rightarrow 0$, porta alla famiglia di Gumbel con funzione di distribuzione cumulativa

$$F(x; \mu, \sigma) = \exp\left\{-\exp\left(-\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right\}. \quad (3.17)$$

La bontà di adattamento della GEV alla distribuzione dei dati campionari è stata valutata attraverso il test di Kolmogorov-Smirnov al livello di significatività del 5%, che indica come la scelta non risulti inappropriata.

Assumendo che non vi sia dipendenza tra i valori massimi mensili di livello ovvero che le distribuzioni stagionali degli eventi non abbiano effetti l'una sull'altra, indicati con m il numero di sottoperiodi in cui l'anno viene suddiviso (nel caso specifico m corrisponde ai dodici mesi di calendario) e X_j la variabile casuale rappresentativa dei valori massimi nell'intervallo j , la funzione di distribuzione cumulativa della serie dei massimi annuali $X_{\max} = \max(X_1, \dots, X_m)$ è descritta, seguendo l'approccio sviluppato da Carter e Challenor (1981), dal prodotto

$$F_{AM}(x) = P(X_{\max} \leq x) = P(X_1, \dots, X_m \leq x) = \prod_{j=1}^m F_j(x) \quad (3.18)$$

dove $F_j(x) = P(X_j \leq x)$ rappresenta la funzione di distribuzione cumulativa relativa al sottoperiodo j . Questa equazione è matematicamente intrattabile, ma i quantili e quindi i livelli di ritorno possono essere facilmente ricavati per via numerica.

3.2.3 I risultati dell'approccio discreto

Nelle successive Figure 3.28, 3.32, 3.36 e 3.40 viene riportato il confronto tra la distribuzione di frequenza teorica (GEV) e la distribuzione di frequenza campionaria dei massimi annuali delle altezze di marea per i quattro mareografi oggetto di studio, dove per la stima della frequenza dell' i -esima osservazione si è utilizzata la formula di Gringorten

$$\frac{i - 0.44}{n + 0.12} \quad (3.19)$$

ottimizzata per la distribuzione di Gumbel (Stedinger et al., 1993).

Si osserva complessivamente un soddisfacente adattamento della distribuzione di probabilità

teorica alla distribuzione di frequenza campionaria. Accettabile appare anche l'adattamento della GEV alle osservazioni detrendizzate dei massimi mensili di alta marea, nonostante lo scostamento sistematico rilevato di mese in mese nella forma, nell'inclinazione e nella posizione delle curve di frequenza (Figure 3.29, 3.33, 3.37 e 3.41).

La variabilità dei parametri di forma, scala e posizione della distribuzione GEV per i livelli massimi mensili viene mostrata nelle Figure 3.30, 3.34, 3.38 e 3.42. In ciascuna delle quattro stazioni si osserva come il parametro di posizione ed il parametro di scala sembrano avere nel corso dell'anno lo stesso andamento esibito dalla media e dalla deviazione standard dei livelli massimi mensili (Figure 3.19, 3.20, 3.21 e 3.22).

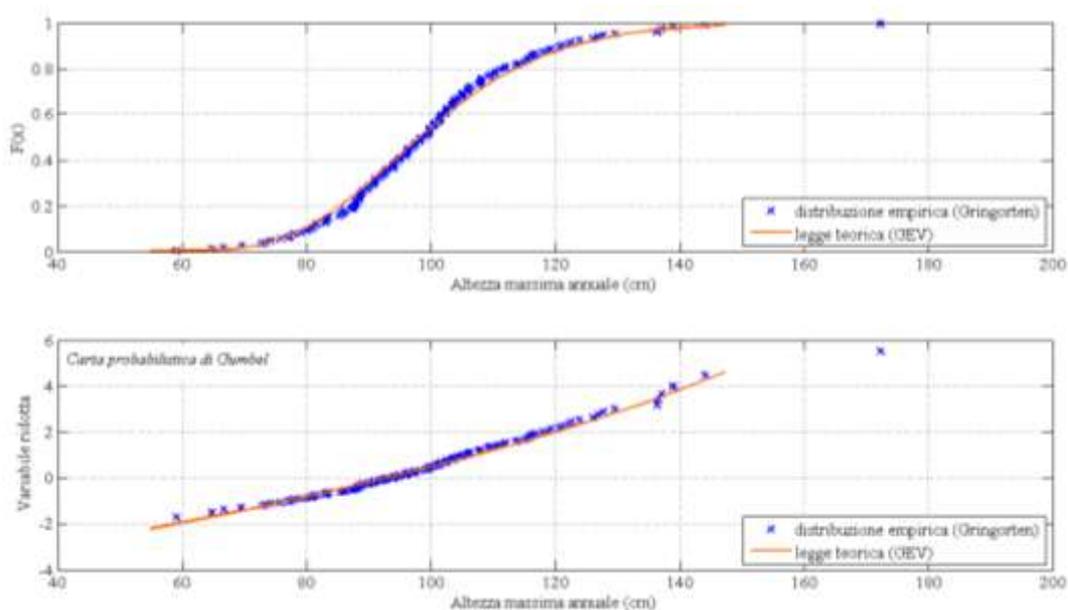


Figura 3.28 – Confronto tra la distribuzione di frequenza campionaria e teorica dei massimi annuali delle altezze di marea per il mareografo di Punta della Salute. I dati si riferiscono ad una serie completa (detrendizzata) di valori massimi annuali di lunghezza pari a 138 anni tra il 1872 ed il 2009.

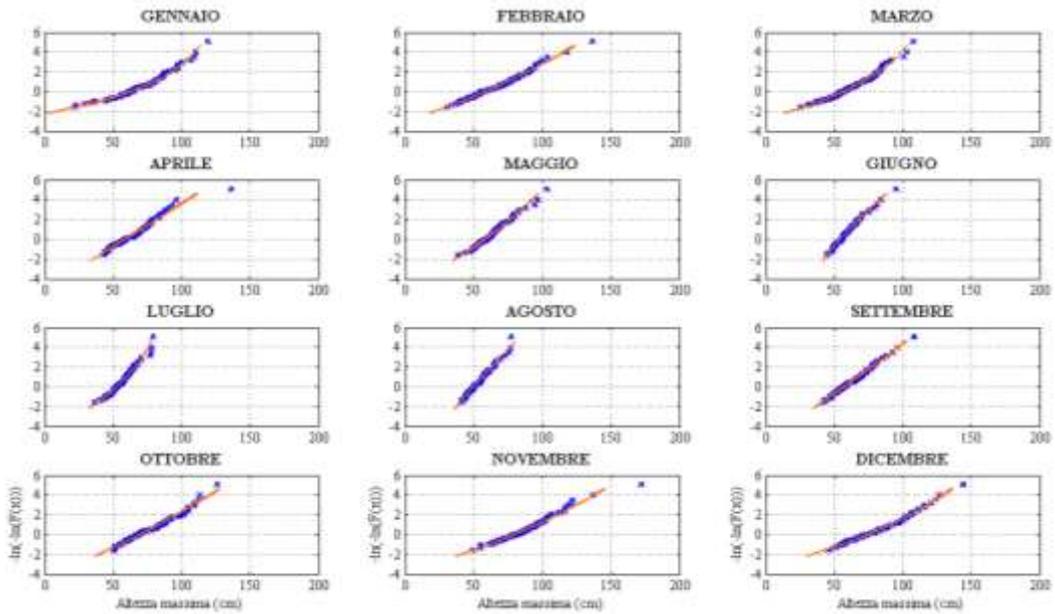


Figura 3.29 – Confronto in carta probabilistica di Gumbel tra le distribuzioni di frequenza campionaria e teorica (GEV) dei massimi mensili delle altezze di marea (serie detrendizzate) (cm) per il mareografo di Punta della Salute.

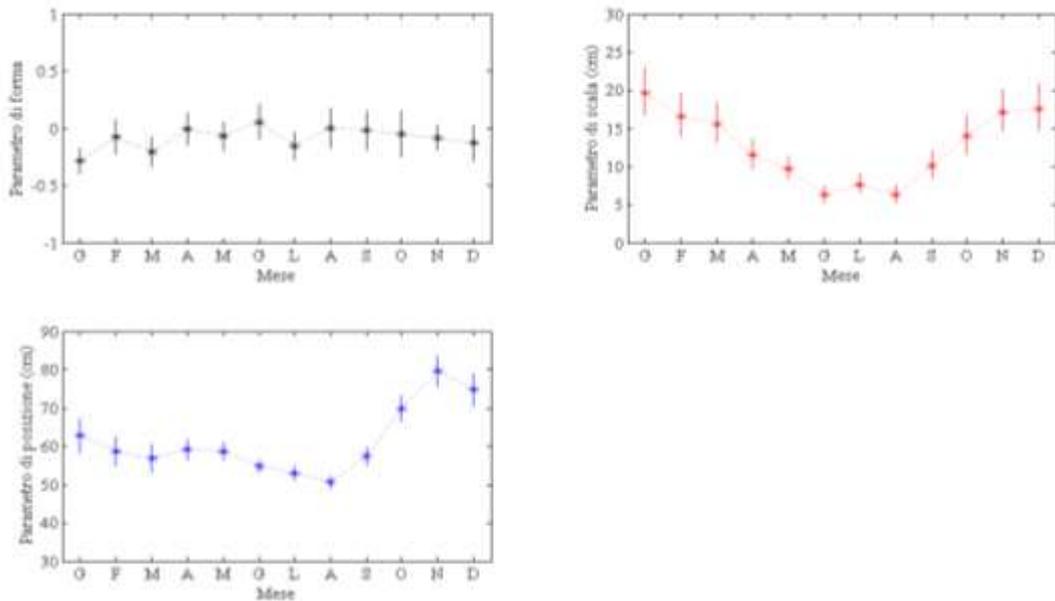


Figura 3.30 – Scatterplots delle stime dei parametri di forma, scala e posizione della distribuzione GEV e relativi intervalli di confidenza al 95% per i diversi mesi dell'anno in corrispondenza della stazione di Punta della Salute.

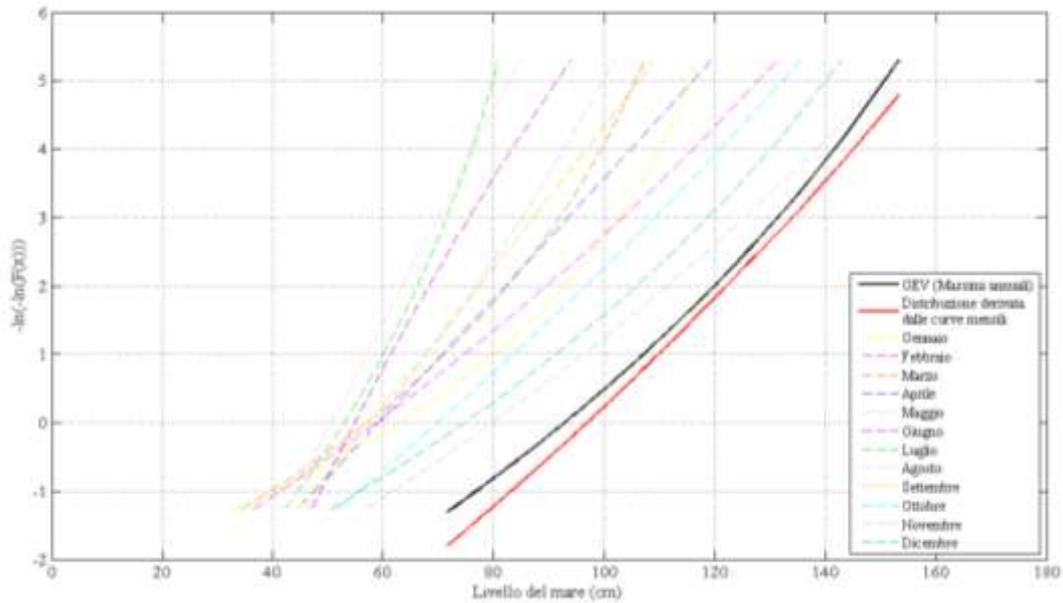


Figura 3.31 – Curve di frequenza annuali e mensili delle altezze di marea per la stazione di Punta della Salute. Il grafico riporta in nero la curva di frequenza ottenuta processando direttamente i dati a scala annuale (serie completa di 138 anni) ed in rosso la distribuzione dei massimi annuali (periodo 1924-2009) derivata dalla combinazione delle curve mensili.

Le Tabelle 3.11, 3.12, 3.13 e 3.14 riportano per ognuna delle quattro stazioni le coordinate dei sette punti coincidenti con tempi di ritorno di 1.11, 2, 5, 10, 20, 50 e 100 anni, identificati sulla curva di distribuzione ottenuta direttamente dai massimi annuali effettivi ed i corrispondenti valori determinati sulla curva derivata dalla combinazione delle distribuzioni mensili. I punti sono stati selezionati in modo da coprire il range di interesse in ambito applicativo, per cui non si ritengono opportune estrapolazioni al di fuori di questo intervallo, né ci si aspetta, al di fuori di esso, un buon accordo tra le due distribuzioni annuali. Le suddette curve di frequenza vengono inoltre visualizzate per ogni stazione mareografica nelle Figure 3.31, 3.35, 3.39 e 3.43.

Altezza di marea sul livello medio del mare (cm)	Distribuzione di frequenza ottenuta direttamente dai massimi annuali osservati	Distribuzione di frequenza dei massimi annuali derivata dalla combinazione delle distribuzioni mensili
79.7	0.100 (1.11)	0.031 (1.03)
98.3	0.500 (2)	0.404 (1.68)
113.7	0.800 (5)	0.764 (4.24)
122.9	0.900 (10)	0.881 (8.42)
131.1	0.950 (20)	0.938 (16.13)
140.7	0.980 (50)	0.973 (36.82)
147.3	0.990 (100)	0.985 (67.34)

Tabella 3.11 – Distribuzioni di frequenza annuale delle altezze di marea per la stazione mareografica di Punta della Salute derivate direttamente dai massimi annuali osservati (serie completa di 138 anni) e dalla composizione delle curve mensili (periodo 1924-2009). I numeri indicati fra parentesi nella seconda e terza colonna rappresentano i tempi di ritorno, espressi in anni, associati alle altezze di marea indicate nella prima colonna.

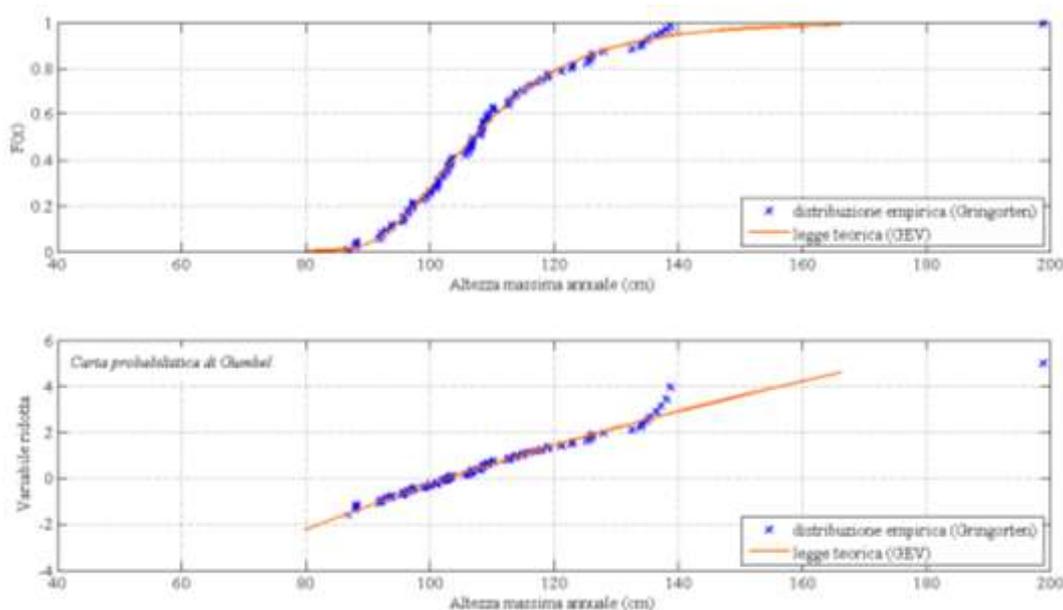


Figura 3.32 – Confronto tra la distribuzione di frequenza campionaria e teorica dei massimi annuali delle altezze di marea per il mareografo di Trieste. I dati si riferiscono ad una serie completa (detrendizzata) di valori massimi annuali di lunghezza pari a 82 anni dal 1927 al 2008.

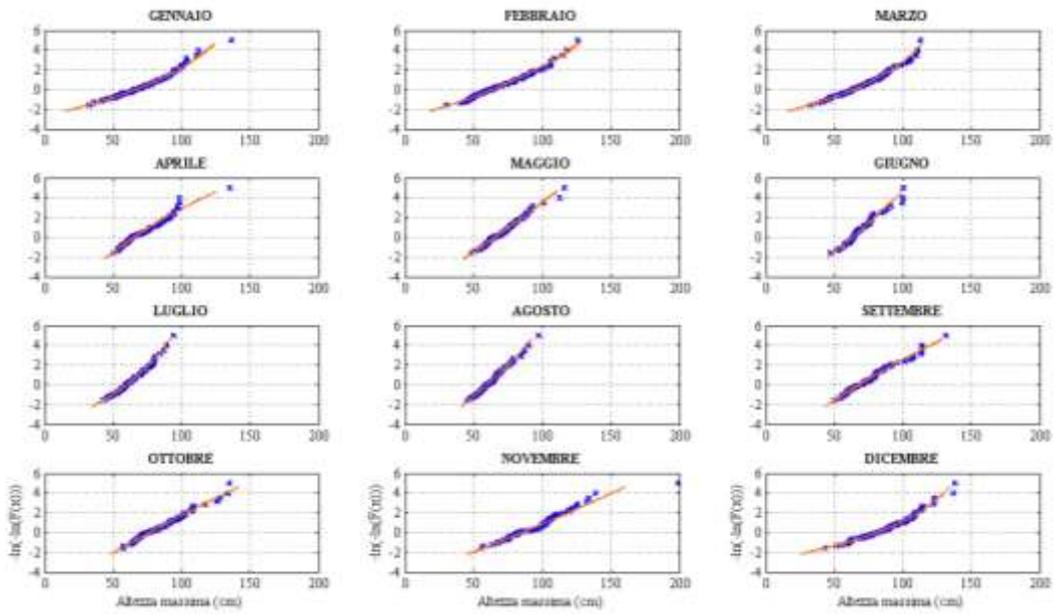


Figura 3.33 – Confronto in carta probabilistica di Gumbel tra le distribuzioni di frequenza campionaria e teorica (GEV) dei massimi mensili delle altezze di marea (serie detrendizzate) (cm) per il mareografo di Trieste.

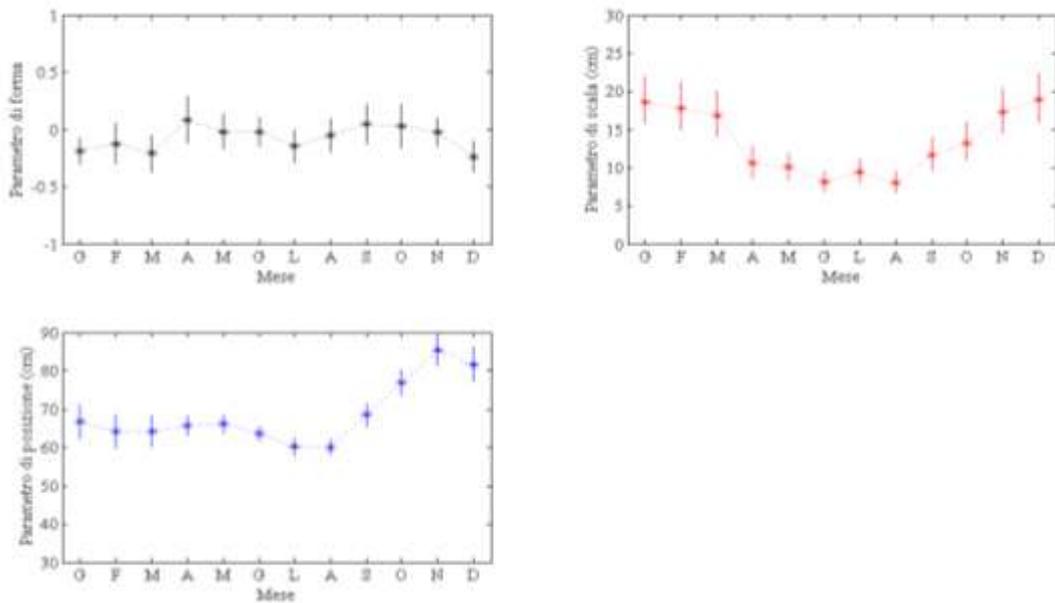


Figura 3.34 – Scatterplots delle stime dei parametri di forma, scala e posizione della distribuzione GEV e relativi intervalli di confidenza al 95% per i diversi mesi dell'anno in corrispondenza della stazione di Trieste.

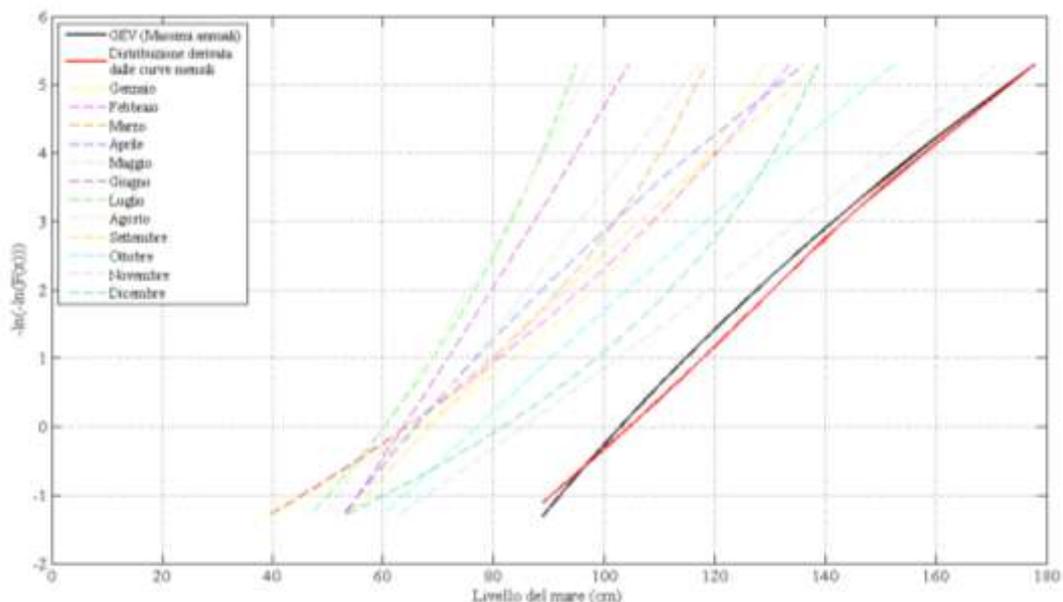


Figura 3.35 – Curve di frequenza annuali e mensili delle altezze di marea per la stazione di Trieste. Il grafico riporta in nero la curva di frequenza ottenuta processando direttamente i dati a scala annuale ed in rosso la distribuzione dei massimi annuali derivata dalla combinazione delle curve mensili.

Altezza di marea sul livello medio del mare (cm)	Distribuzione di frequenza ottenuta direttamente dai massimi annuali osservati	Distribuzione di frequenza dei massimi annuali derivata dalla combinazione delle distribuzioni mensili
93.8	0.100 (1.11)	0.116 (1.13)
107.2	0.500 (2)	0.438 (1.78)
121.0	0.800 (5)	0.751 (4.02)
130.9	0.900 (10)	0.878 (8.19)
141.0	0.950 (20)	0.942 (17.35)
155.0	0.980 (50)	0.978 (45.58)
166.2	0.990 (100)	0.989 (93.82)

Tabella 3.12 – Distribuzioni di frequenza annuale delle altezze di marea per la stazione mareografica di Trieste derivate direttamente dai massimi annuali osservati e dalla composizione delle curve mensili. I numeri indicati fra parentesi nella seconda e terza colonna rappresentano i tempi di ritorno, espressi in anni, associati alle altezze di marea indicate nella prima colonna.

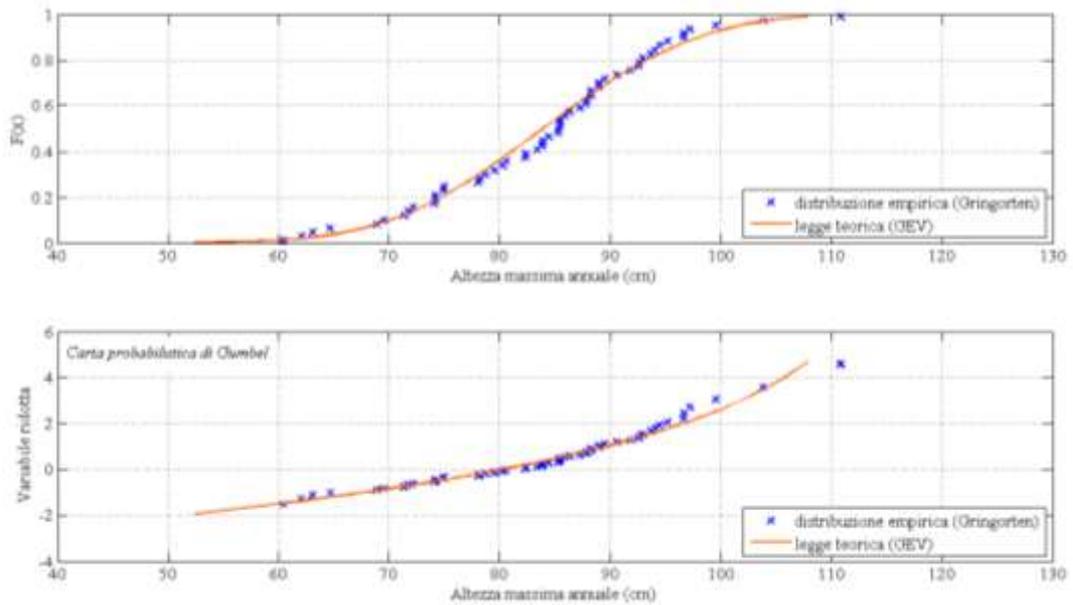


Figura 3.36 – Confronto tra le distribuzioni di frequenza campionaria e teorica dei massimi annuali delle altezze di marea (serie depurata del trend) per il mareografo di Porto Corsini.

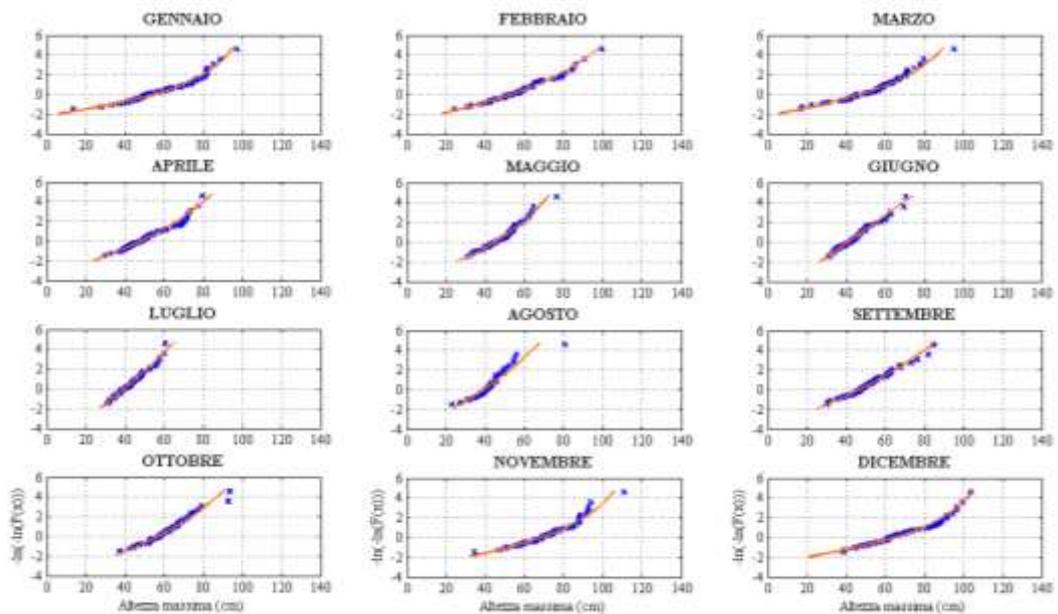


Figura 3.37 – Confronto in carta probabilistica di Gumbel tra le distribuzioni di frequenza campionaria e teorica (GEV) dei massimi mensili delle altezze di marea (serie detrendizzate) (cm) per il mareografo di Porto Corsini.

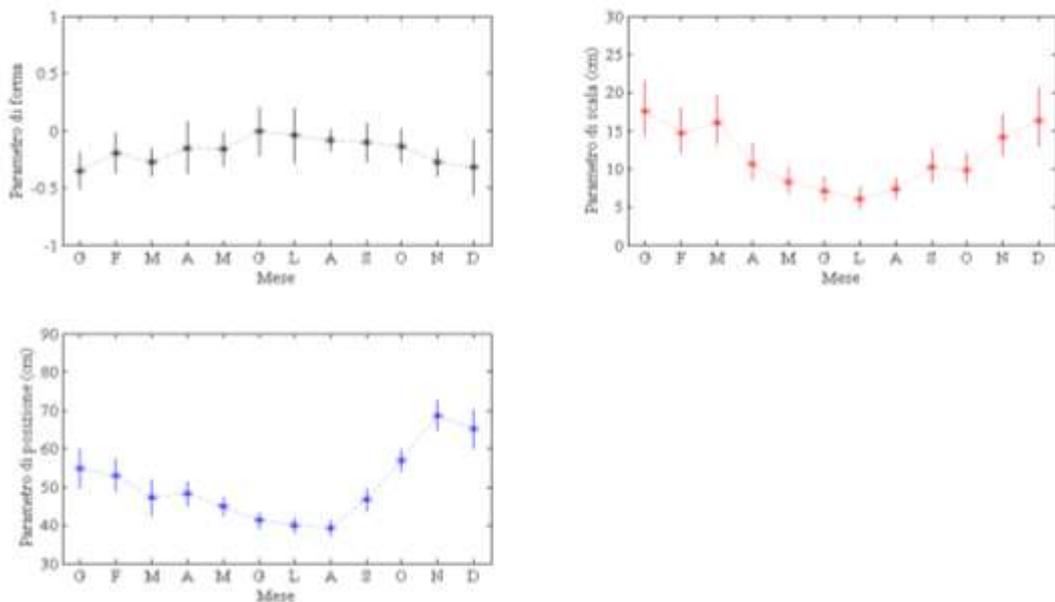


Figura 3.38 – Scatterplots delle stime dei parametri di forma, scala e posizione della distribuzione GEV e relativi intervalli di confidenza al 95% per i diversi mesi dell'anno in corrispondenza della stazione di Porto Corsini.

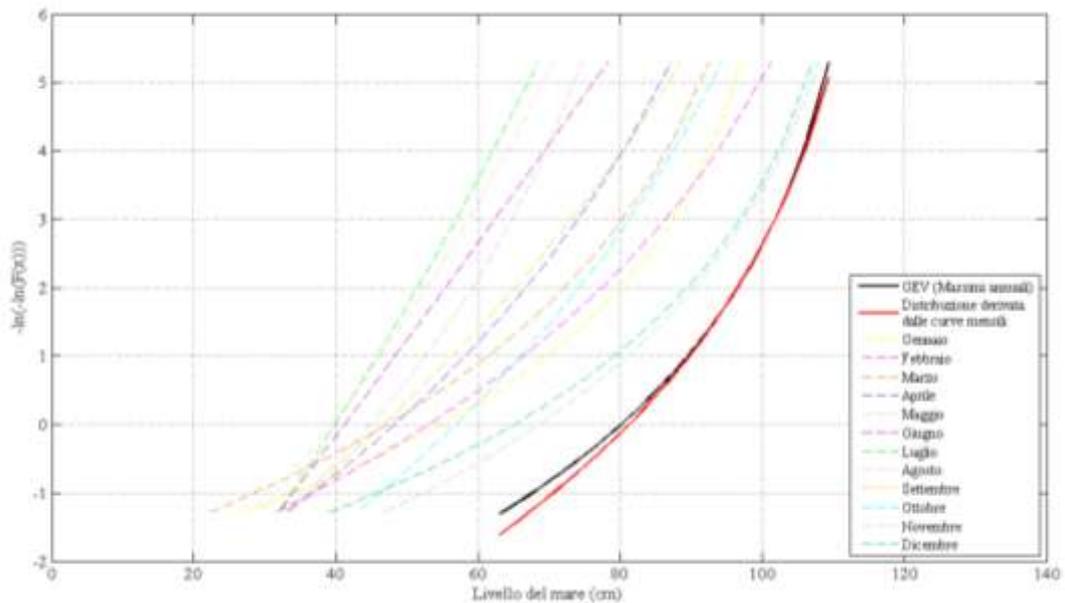


Figura 3.39 – Curve di frequenza annuali e mensili delle altezze di marea per la stazione di Porto Corsini. Il grafico riporta in nero la curva di frequenza ottenuta processando direttamente i dati a scala annuale ed in rosso la distribuzione dei massimi annuali derivata dalla combinazione delle curve mensili.

Altezza di marea sul livello medio del mare (cm)	Distribuzione di frequenza ottenuta direttamente dai massimi annuali osservati	Distribuzione di frequenza dei massimi annuali derivata dalla combinazione delle distribuzioni mensili
70.0	0.100 (1.11)	0.057 (1.06)
83.9	0.500 (2)	0.471 (1.89)
93.3	0.800 (5)	0.798 (4.95)
98.0	0.900 (10)	0.901 (10.11)
101.7	0.950 (20)	0.950 (20.06)
105.4	0.980 (50)	0.979 (47.20)
107.6	0.990 (100)	0.989 (88.02)

Tabella 3.13 – Distribuzioni di frequenza annuale delle altezze di marea per la stazione mareografica di Porto Corsini derivate direttamente dai massimi annuali osservati e dalla composizione delle curve mensili. I numeri indicati fra parentesi nella seconda e terza colonna rappresentano i tempi di ritorno, espressi in anni, associati alle altezze di marea indicate nella prima colonna.

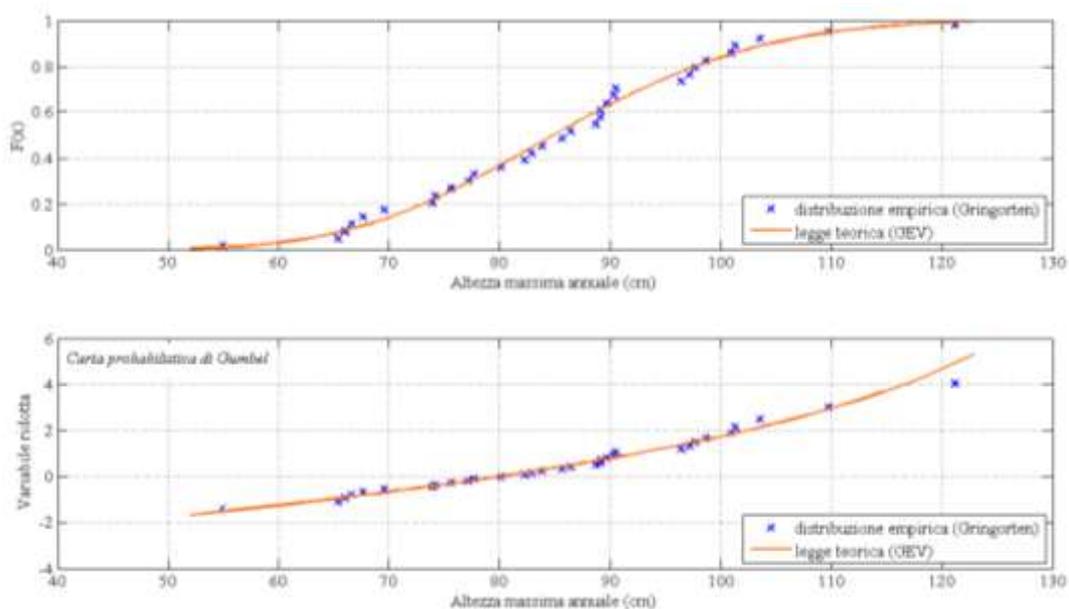


Figura 3.40 – Confronto tra le distribuzioni di frequenza campionaria e teorica dei massimi annuali delle altezze di marea (serie depurata del trend) per il mareografo di Rimini.

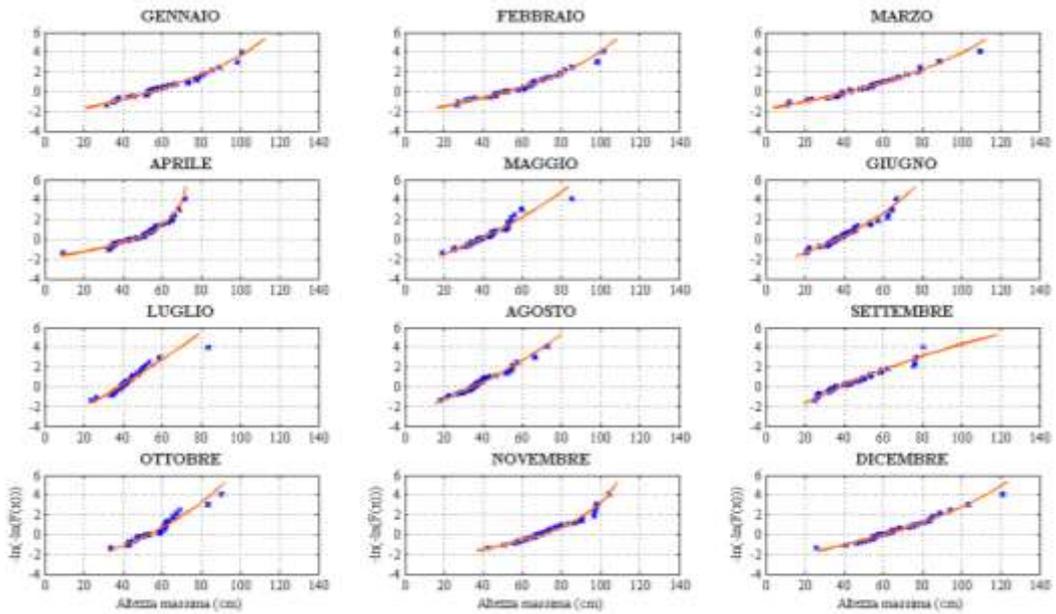


Figura 3.41 – Confronto in carta probabilistica di Gumbel tra le distribuzioni di frequenza campionaria e teorica (GEV) dei massimi mensili delle altezze di marea (serie detrendizzate) (cm) per il mareografo di Rimini.

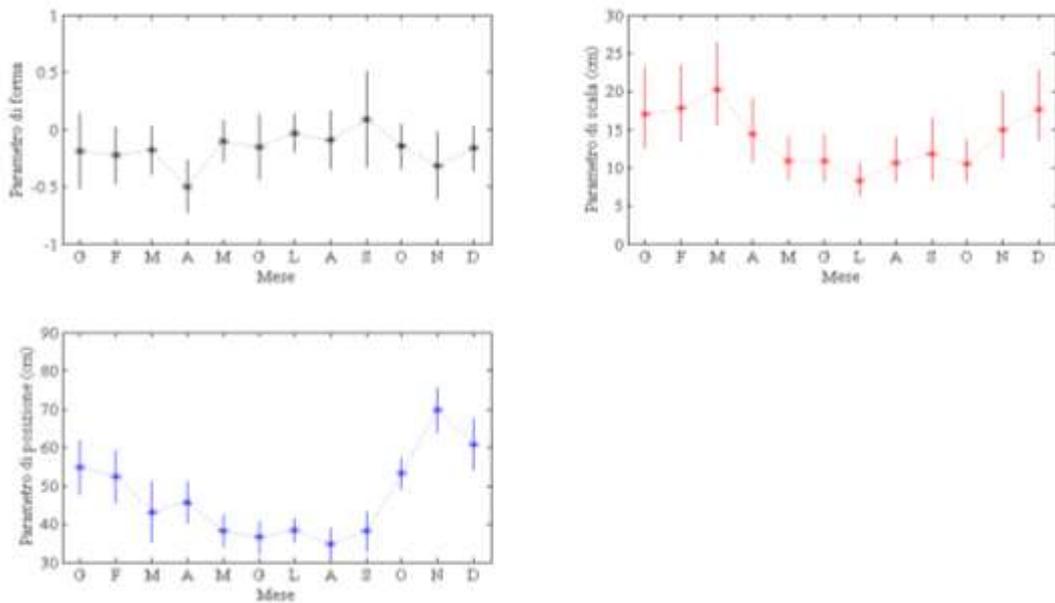


Figura 3.42 – Scatterplots delle stime dei parametri di forma, scala e posizione della distribuzione GEV e relativi intervalli di confidenza al 95% per i diversi mesi dell'anno in corrispondenza della stazione di Rimini.

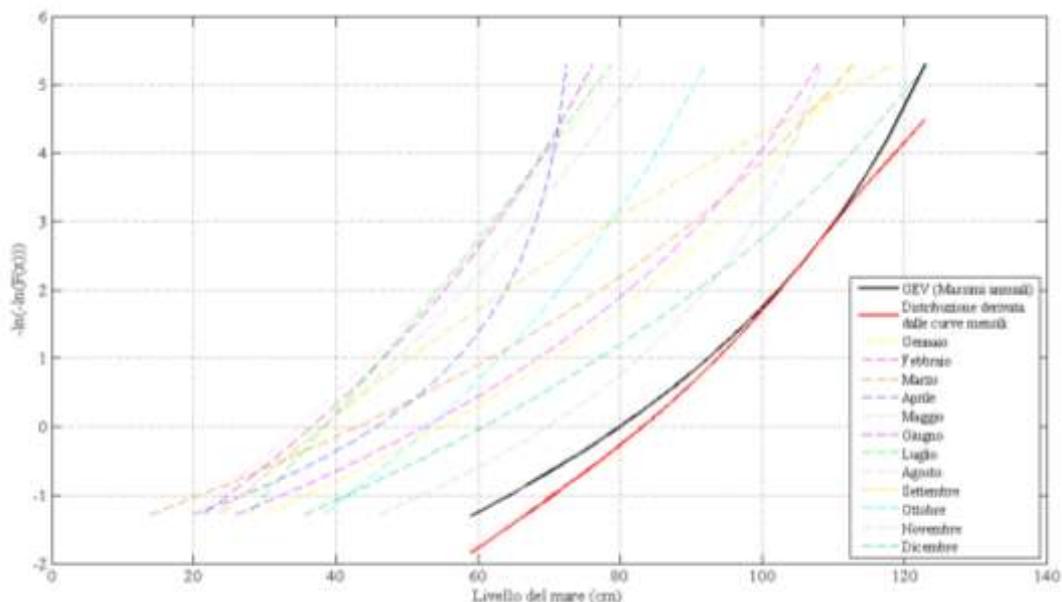


Figura 3.43 – Curve di frequenza annuali e mensili delle altezze di marea per la stazione di Rimini. Il grafico riporta in nero la curva di frequenza ottenuta processando direttamente i dati a scala annuale ed in rosso la distribuzione dei massimi annuali derivata dalla combinazione delle curve mensili.

Altezza di marea sul livello medio del mare (cm)	Distribuzione di frequenza ottenuta direttamente dai massimi annuali osservati	Distribuzione di frequenza dei massimi annuali derivata dalla combinazione delle distribuzioni mensili
67.3	0.100 (1.11)	0.030 (1.03)
84.9	0.500 (2)	0.421 (1.73)
97.6	0.800 (5)	0.786 (4.68)
104.5	0.900 (10)	0.900 (9.96)
110.0	0.950 (20)	0.949 (19.71)
116.0	0.980 (50)	0.975 (40.38)
119.7	0.990 (100)	0.984 (62.09)

Tabella 3.14 – Distribuzioni di frequenza annuale delle altezze di marea per la stazione mareografica di Rimini derivate direttamente dai massimi annuali osservati e dalla composizione delle curve mensili. I numeri indicati fra parentesi nella seconda e terza colonna rappresentano i tempi di ritorno, espressi in anni, associati alle altezze di marea indicate nella prima colonna.

3.2.4 Discussione dei risultati dell'approccio discreto

Per le stazioni di Trieste e Porto Corsini si osserva un discreto accordo fra la distribuzione dei massimi annuali e la distribuzione derivata dal prodotto delle curve mensili, ottenendosi rispettivamente, valori stimati in 167.2 e 108 cm per un tempo di ritorno di 100 anni, a fronte dei 166.2 e 107.6 cm calcolati supponendo i livelli massimi ugualmente distribuiti nel corso

dell'anno. Differenze contenute emergono anche in corrispondenza della stazione di Punta della Salute quando vengono messe a confronto le due distribuzioni annuali ottenute considerando le serie relative al solo periodo 1924-2009, nonostante il verificarsi di alcuni valori di alta marea eccezionalmente bassi nei primi mesi dell'anno (Figura 3.27). Va sottolineato infatti al riguardo come non sia sufficiente che le curve $F_j(x)$ descrivano adeguatamente la distribuzione delle osservazioni dei massimi mensili, ma sia necessaria una loro rappresentatività nel range di interesse dei massimi annuali (Buishand e Demarè, 1990). Lamberti e Pilati (1985) evidenziano infatti come le osservazioni disponibili aggiuntive rispetto all'analisi dei soli massimi annuali siano per loro stessa natura localizzate in un range caratterizzato da valori di magnitudine inferiori, con la possibilità quindi di non risultare utili o addirittura produrre errori rilevanti anche nella stima di eventi eccezionali.

Una differenza di 4.2 cm si rileva fra le stime con periodo di ritorno di 100 anni sia quando nel confronto vengono considerate la serie storica completa dei livelli massimi annuali e le serie mensili osservate a Punta della Salute a partire dal 1924, sia quando viene analizzato il dataset di Rimini. Tra le principali cause alla base delle variazioni osservate tra le distribuzioni annuali derivate per Rimini vi sono senza dubbio la disponibilità di una serie di registrazioni frammentaria e meno numerosa (solo 32 anni di dati non completi e non consecutivi) e la minore affidabilità delle registrazioni che, per la posizione stessa del mareografo, potrebbero essere state influenzate dalle piene del fiume Marecchia. Proprio la concomitanza di questi due fattori potrebbe essere all'origine dell'attraversamento, da parte delle curve di frequenza di mesi relativi alle stagioni autunnale ed invernale, della distribuzione di Novembre, fenomeno non osservato in alcuna delle altre tre stazioni dove il contributo di tale distribuzione risulta prevalente.

Variazioni fra le curve annuali ottenute per adattamento e composizione possono essere causate in parte anche dalla dipendenza stocastica che potrebbe esistere fra le distribuzioni dei livelli per differenti sottoperiodi. L'assunzione di indipendenza alla base dall'equazione (3.18) nella determinazione della distribuzione derivata diviene infatti meno forte all'aumentare del numero di stagioni prese in considerazione. Nelle successive tabelle 3.15 e 3.16 viene riportata la matrice dei coefficienti di correlazione per le serie complete dei livelli massimi mensili detrendizzati registrati a Punta della Salute e a Trieste. Ritenendo la correlazione seriale statisticamente significativa in presenza di un p-value inferiore al livello di significatività del 5%, per Trieste si individuano solo tre possibili situazioni di dipendenza, mentre più forte appare la correlazione tra le serie mensili per la stazione veneziana,

riscontrandosi ben undici coefficienti con p-value minore di 0.05, due dei quali coincidenti con quelli rilevati per Molo Sartorio.

Mese	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	1.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	0.356 (0.001)	1.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	0.065 (0.555)	0.086 (0.434)	1.000	-	-	-	-	-	-	(simm.)	-	-
4	0.068 (0.536)	0.211 (0.051)	0.173 (0.111)	1.000	-	-	-	-	-	-	-	-
5	0.215 (0.047)	-0.080 (0.465)	0.168 (0.122)	0.119 (0.274)	1.000	-	-	-	-	-	-	-
6	0.211 (0.051)	0.104 (0.342)	-0.020 (0.858)	0.164 (0.132)	0.297 (0.006)	1.000	-	-	-	-	-	-
7	0.171 (0.116)	0.147 (0.177)	-0.024 (0.825)	-0.057 (0.603)	0.043 (0.693)	0.281 (0.009)	1.000	-	-	-	-	-
8	0.258 (0.016)	0.178 (0.101)	0.084 (0.445)	-0.032 (0.770)	0.173 (0.111)	0.127 (0.245)	0.271 (0.012)	1.000	-	-	-	-
9	0.129 (0.238)	0.214 (0.048)	0.043 (0.693)	0.120 (0.272)	0.014 (0.895)	-0.025 (0.817)	0.116 (0.287)	0.238 (0.027)	1.000	-	-	-
10	0.066 (0.546)	-0.066 (0.547)	-0.032 (0.773)	-0.055 (0.618)	-0.081 (0.459)	0.027 (0.804)	0.213 (0.049)	-0.048 (0.661)	0.039 (0.719)	1.000	-	-
11	0.124 (0.257)	0.246 (0.022)	0.050 (0.651)	0.100 (0.362)	0.087 (0.424)	0.147 (0.177)	0.088 (0.421)	0.118 (0.279)	-0.056 (0.609)	0.026 (0.810)	1.000	-
12	-0.007 (0.947)	-0.090 (0.409)	0.228 (0.035)	0.013 (0.906)	0.087 (0.426)	-0.052 (0.636)	-0.043 (0.695)	0.096 (0.381)	0.073 (0.503)	0.155 (0.155)	0.120 (0.272)	1.000

Tabella 3.15 – Matrice dei coefficienti di correlazione per i livelli massimi mensili registrati a Punta della Salute e, tra parentesi, relativi p-values.

L'analisi spettrale delle serie destagionalizzate dei mareografi di Venezia e Trieste (ottenute rapportando al parametro di scala, dopo aver sottratto ai valori massimi mensili detrendizzati il parametro di locazione della GEV corrispondente), eseguita con il metodo di Welch, non sembra evidenziare particolari modi oscillatori, ma solo confermare, con il picco a frequenza quasi nulla, la presenza di correlazione (Figure 3.44 e 3.46).

L'esame dei grafici 3.45 e 3.47 mostra come, per entrambe le stazioni, le funzioni di autocorrelazione empirica totale e parziale dei livelli massimi mensili destagionalizzati tendano a rientrare nella fascia di zero statistico dopo il secondo lag.

Mese	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	1.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	0.362 (0.001)	1.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	0.095 (0.394)	0.161 (0.149)	1.000	-	-	-	-	-	-	(simm.)	-	-
4	0.028 (0.803)	0.178 (0.110)	0.186 (0.094)	1.000	-	-	-	-	-	-	-	-
5	0.143 (0.200)	-0.030 (0.792)	0.176 (0.114)	0.012 (0.915)	1.000	-	-	-	-	-	-	-
6	0.296 (0.007)	0.148 (0.186)	0.103 (0.359)	0.133 (0.235)	0.173 (0.119)	1.000	-	-	-	-	-	-
7	0.184 (0.097)	0.063 (0.576)	0.154 (0.168)	-0.083 (0.457)	0.049 (0.665)	0.165 (0.139)	1.000	-	-	-	-	-
8	0.229 (0.039)	0.038 (0.736)	0.107 (0.340)	0.143 (0.199)	0.016 (0.890)	0.048 (0.669)	0.033 (0.769)	1.000	-	-	-	-
9	0.213 (0.055)	0.166 (0.136)	0.005 (0.965)	-0.034 (0.759)	0.040 (0.724)	-0.042 (0.706)	0.108 (0.335)	0.060 (0.595)	1.000	-	-	-
10	-0.005 (0.962)	-0.196 (0.078)	-0.124 (0.267)	-0.026 (0.817)	-0.054 (0.629)	-0.096 (0.393)	0.144 (0.197)	-0.066 (0.557)	0.088 (0.432)	1.000	-	-
11	0.055 (0.624)	0.070 (0.533)	0.131 (0.241)	0.118 (0.293)	0.072 (0.522)	-0.072 (0.520)	0.001 (0.996)	0.143 (0.199)	-0.047 (0.672)	-0.046 (0.684)	1.000	-
12	-0.040 (0.719)	-0.163 (0.143)	0.181 (0.103)	0.021 (0.850)	0.003 (0.978)	-0.094 (0.400)	-0.078 (0.487)	0.215 (0.053)	-0.051 (0.649)	0.097 (0.385)	0.054 (0.629)	1.000

Tabella 3.16 – Matrice dei coefficienti di correlazione per i livelli massimi mensili registrati a Trieste e, tra parentesi, relativi p-values.

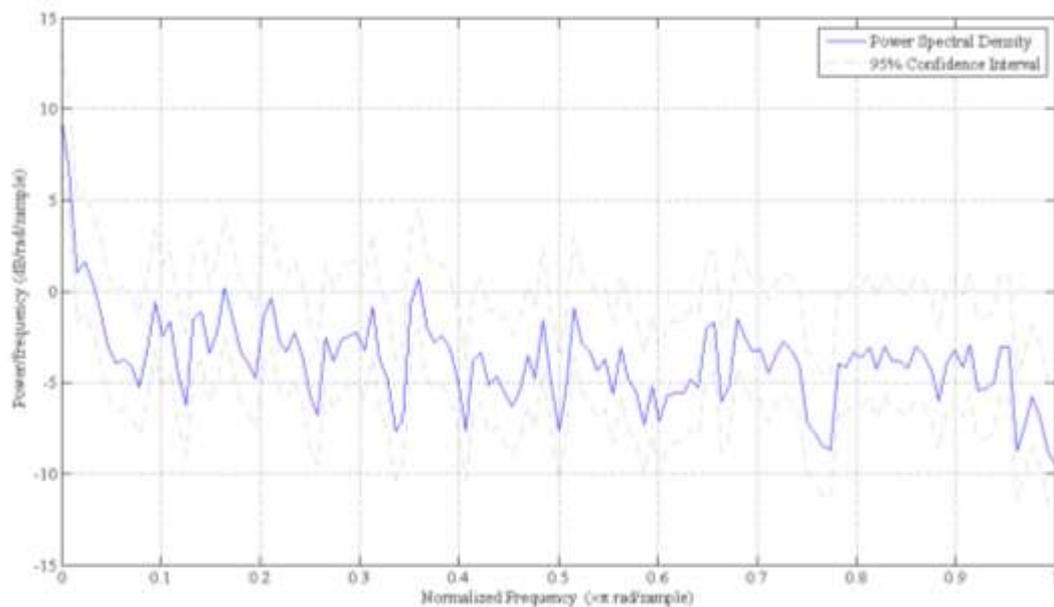


Figura 3.44 – Analisi spettrale eseguita con il metodo di Welch utilizzando una finestra di Hamming e considerando la serie temporale (detrondizzata e successivamente destagionalizzata) di Punta della Salute suddivisa in sezioni di 256 dati con il 50% di overlap.

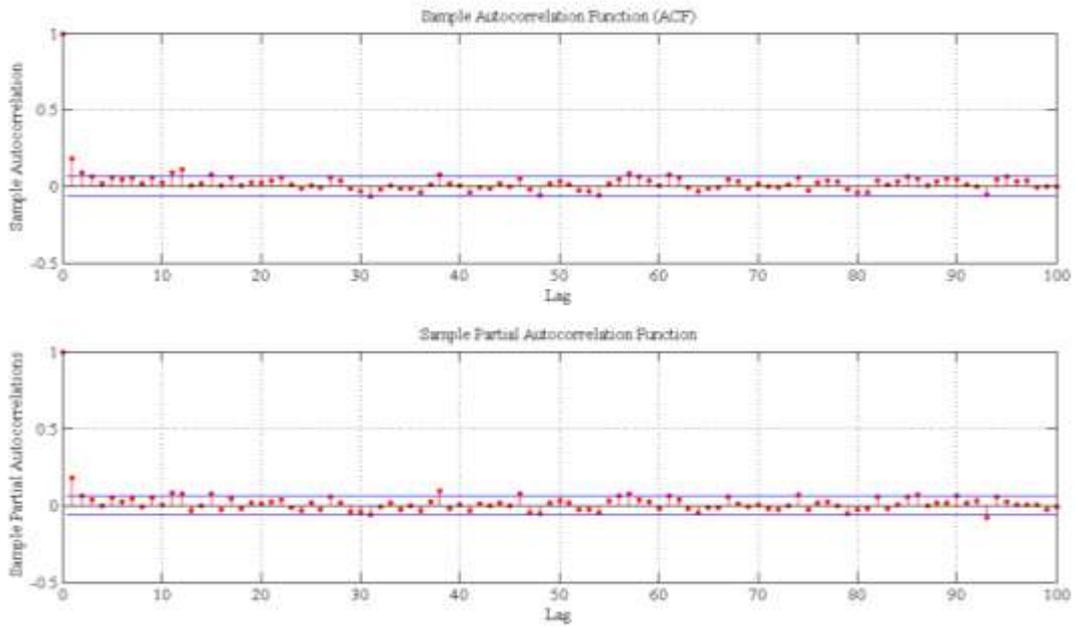


Figura 3.45 – Funzioni di autocorrelazione totale e parziale per la serie destagionalizzata dei massimi mensili a Punta della Salute (intervallo di confidenza al 95%).

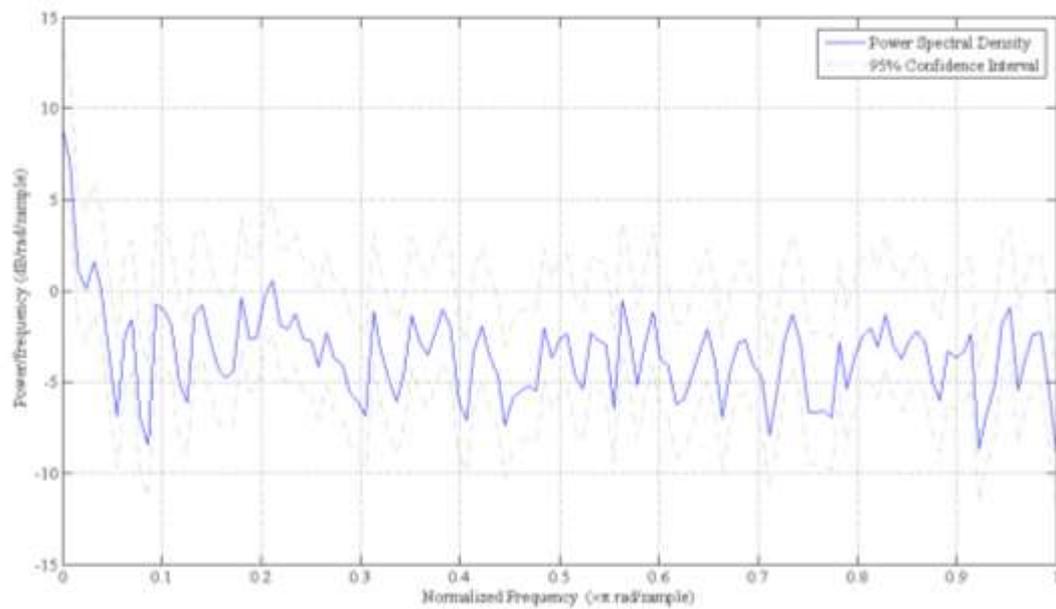


Figura 3.46 – Analisi spettrale eseguita con il metodo di Welch utilizzando una finestra di Hamming e considerando la serie temporale (detradizzata e successivamente destagionalizzata) di Trieste suddivisa in sezioni di 256 dati con il 50% di overlap.

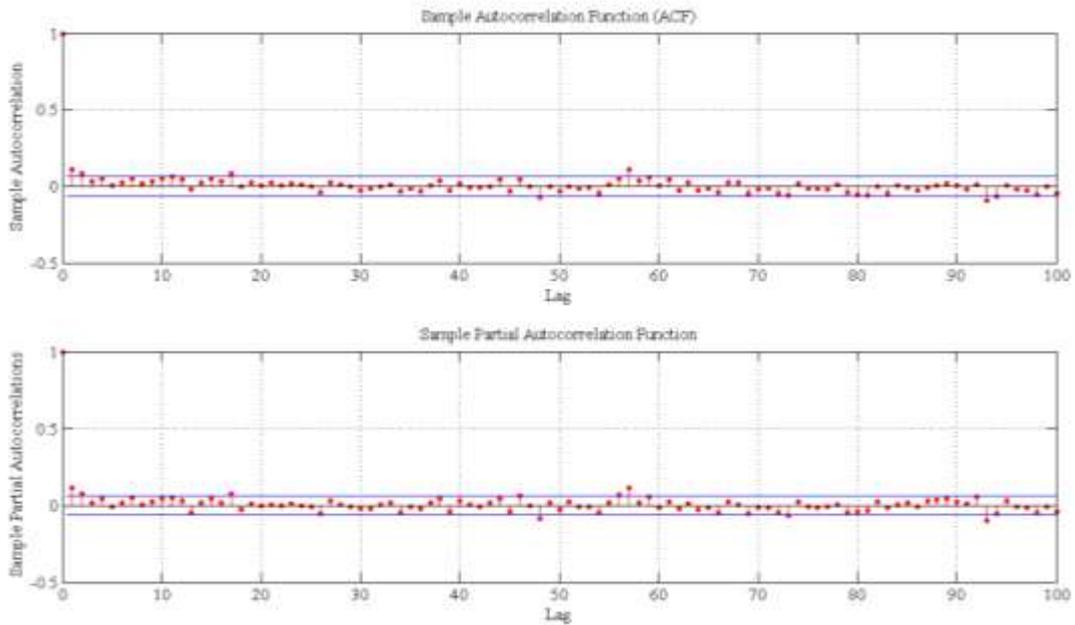


Figura 3.47 – Funzioni di autocorrelazione totale e parziale per la serie destagionalizzata dei massimi mensili di Trieste (intervallo di confidenza al 95%).

L'applicazione di modelli ARMA (AutoRegressive Moving Average), ampiamente utilizzati in ambito idrologico, ambientale ed econometrico, può costituire un utile strumento nella descrizione della componente dinamica e nella definizione della configurazione parametrica in grado di interpretare la struttura di correlazione e la persistenza che caratterizzano le serie storiche in esame. In accordo con le determinazioni assunte dalle funzioni di autocorrelazione totale e parziale all'aumentare del lag ed i risultati ottenuti dall'applicazione dei criteri di quantificazione della prestazione di modelli alternativi (Akaike Information Criterion e Final Prediction Error, nel caso specifico), viene analizzata l'adeguatezza dei processi lineari ARMA(2,2) e ARMA(2,1) stimati rispettivamente per le serie dei valori massimi mensili destagionalizzati delle stazioni di Punta della Salute e Trieste. La scelta del livello di complessità del modello deriva da un compromesso tra le due esigenze antitetiche di accuratezza e parsimonia. Onde evitare il rischio di una sovrapparametrizzazione del modello (overfitting), che provocherebbe una dipendenza ed un'aderenza ai dati così elevata da farlo conformare persino al rumore che li corrompe, l'identificazione dei parametri del modello è stata condotta sulla prima metà di ciascuno dei due datasets, prescindendo completamente dalla seconda porzione, utilizzata successivamente in fase di verifica (cross validazione). Le Figure 3.48 e 3.51 mostrano rispettivamente per le stazioni di Punta della Salute e Trieste il primo segmento della serie dei residui ottenuto dall'applicazione del modello ARMA selezionato ai valori massimi mensili destagionalizzati. L'analisi degli autocorrelogrammi

riportati in alto nelle Figure 3.49 e 3.52 indica come, in entrambi i casi, i valori di autocorrelazione dei residui non siano significativamente maggiori di zero e non presentino patterns anomali specifici. Dagli istogrammi di frequenza delle Figure 3.54 e 3.55 emerge una distribuzione dei residui asimmetrica e leptocurtica, sottolineata dal rifiuto del test di Jarque-Bera al livello di significatività del 5% dell'ipotesi nulla di normalità. L'adeguatezza del modello stimato (complessità e struttura), sperimentata sulla seconda sezione dei datasets, rivela ridotta autocorrelazione dei residui verificando la bianchezza dell'errore di predizione (Figure 3.50 e 3.53). Per fugare il sospetto della presenza di un legame non lineare, non escluso dall'assenza di autocorrelazione nei residui, viene analizzato l'andamento delle funzioni di autocorrelazione totale e parziale dei residui quadrati (autocorrelogrammi in basso delle Figure 3.49 e 3.52). I risultati del Q-test di Ljung-Box (portmanteau lack-of-fit test) (Ljung e Box, 1978) per la verifica della casualità del processo, portano, con i p-values costantemente sopra la soglia dello 0.05, ad accettare l'ipotesi nulla di adeguatezza del modello ovvero di assenza di correlazione seriale sia nei residui (grafici a sinistra delle Figure 3.56 e 3.57) che nei residui quadrati con un livello di significatività del 5%. La stabilità dei modelli è garantita essendo tutti i poli e tutti gli zeri interni alla circonferenza unitaria. La significatività statistica dei coefficienti stimati per i due modelli considerati viene accertata dal confronto con il valore della loro deviazione standard (la deviazione standard stimata per i parametri è indicata tra parentesi nella formulazione dei modelli riportata di seguito): se si esclude un solo coefficiente, i restanti parametri del modello risultano significativamente diversi da zero.

L'applicazione del test dei Moltiplicatori di Lagrange di Engle (Engle, 1982) (Figure 3.56 e 3.57, grafici a destra) sembra escludere la presenza di una componente non lineare di eteroschedasticità condizionata autoregressiva (effetto ARCH) nelle serie dei residui di Punta della Salute e Trieste derivate dal fit dei modelli lineari.

Equazione del modello ARMA: $A(q)y(t) = C(q)e(t)$

Modello ARMA(2,2) per la serie di Punta della Salute:

$$A(q) = 1 - 0.02014 (\pm 0.0413) q^{-1} - 0.9015 (\pm 0.03731) q^{-2}$$

$$C(q) = 1 + 0.1033 (\pm 0.04728) q^{-1} - 0.8621 (\pm 0.04396) q^{-2}$$

Modello ARMA(2,1) per la serie di Trieste:

$$A(q) = 1 - 1.104 (\pm 0.05092) q^{-1} + 0.1108 (\pm 0.04889) q^{-2}$$

$$C(q) = 1 - 0.942 (\pm 0.02225) q^{-1}$$

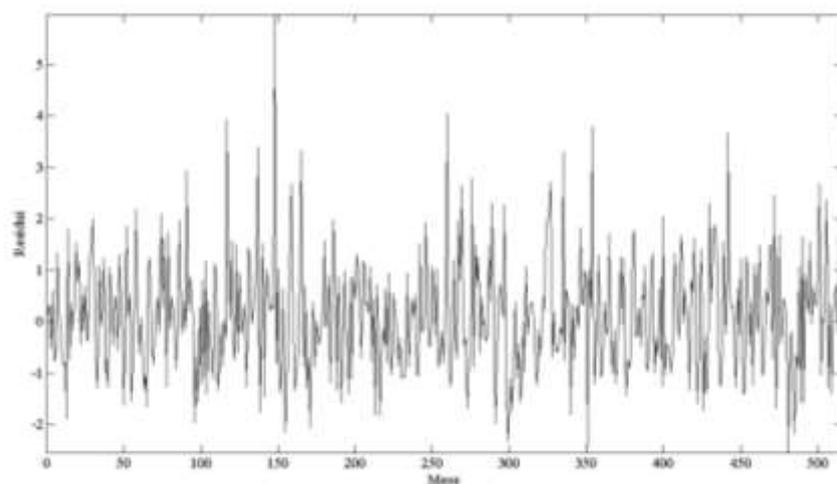


Figura 3.48 – Segmento della serie dei residui ottenuto dall'applicazione del modello ARMA(2,2) ai primi 516 valori mensili destagionalizzati di Punta della Salute.

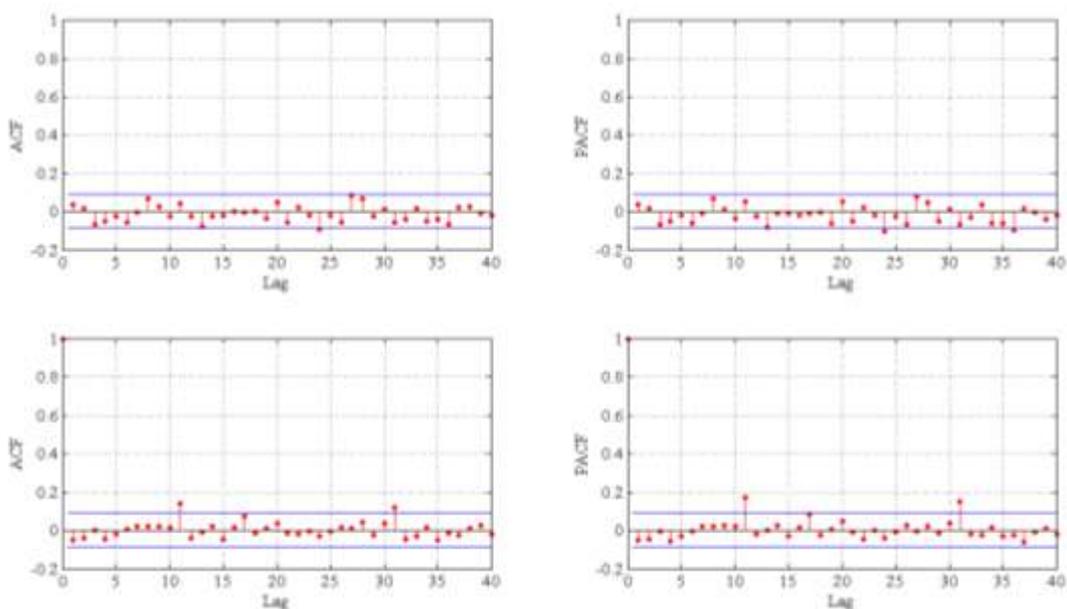


Figura 3.49 – Funzioni di autocorrelazione totale (ACF) e parziale (PACF) dei residui (primi due grafici in alto) e dei residui quadrati (in basso) ottenute dall'applicazione del modello ARMA(2,2) ai primi 516 valori mensili destagionalizzati di Punta della Salute (intervallo di confidenza al 95%).

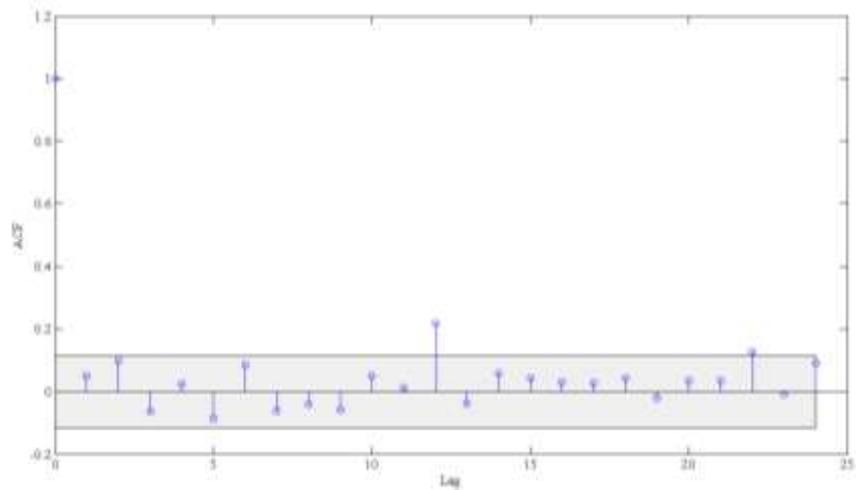


Figura 3.50 – Funzione di autocorrelazione totale dei residui ottenuti in fase di validazione, applicando il modello ARMA(2,2) alla seconda porzione di dati della stazione di Punta della Salute, con intervallo di confidenza al 99%.

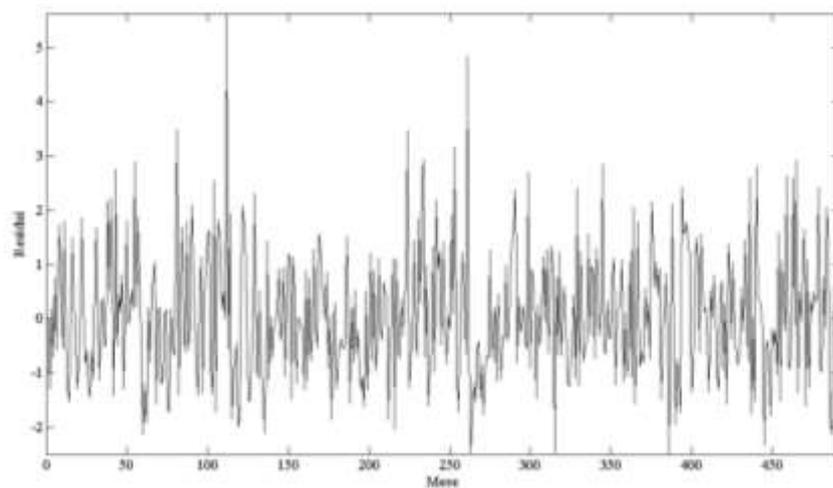


Figura 3.51 – Segmento della serie dei residui ottenuto dall'applicazione del modello ARMA(2,1) ai primi 492 valori mensili destagionalizzati di Trieste.

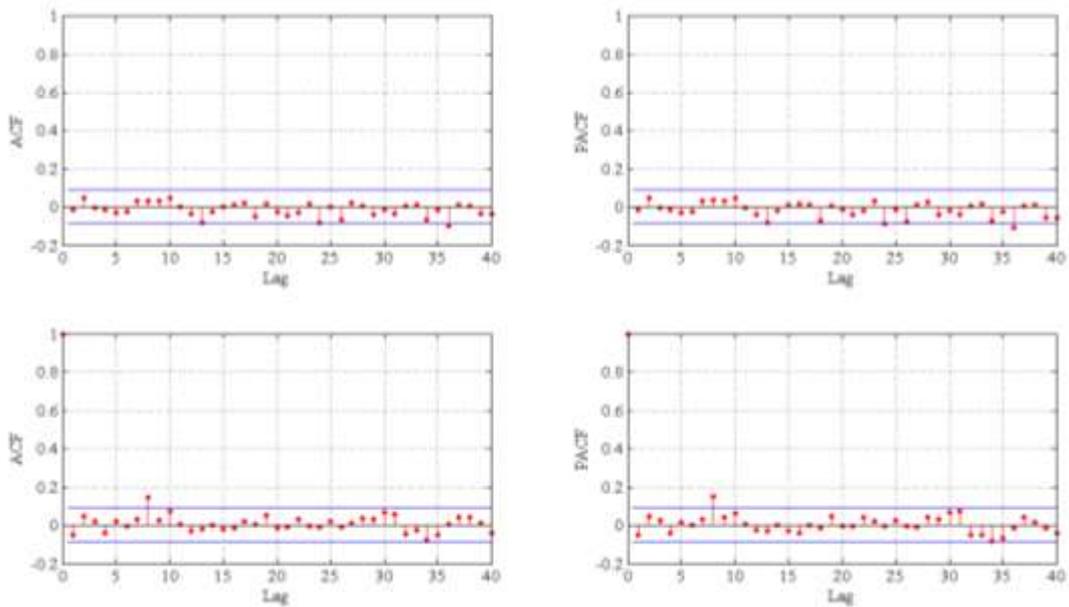


Figura 3.52 – Funzioni di autocorrelazione totale (ACF) e parziale (PACF) dei residui (primi due grafici in alto) e dei residui quadrati (in basso) ottenute dall'applicazione del modello ARMA(2,1) ai primi 492 valori mensili destagionalizzati di Trieste (intervallo di confidenza al 95%).

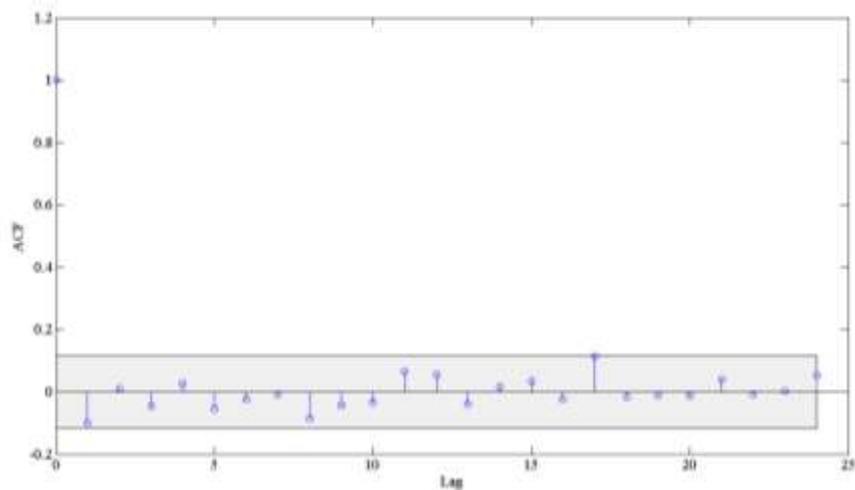


Figura 3.53 – Funzione di autocorrelazione totale dei residui ottenuti in fase di validazione, applicando il modello ARMA(2,1) alla seconda porzione di dati della stazione di Trieste, con intervallo di confidenza al 99%.

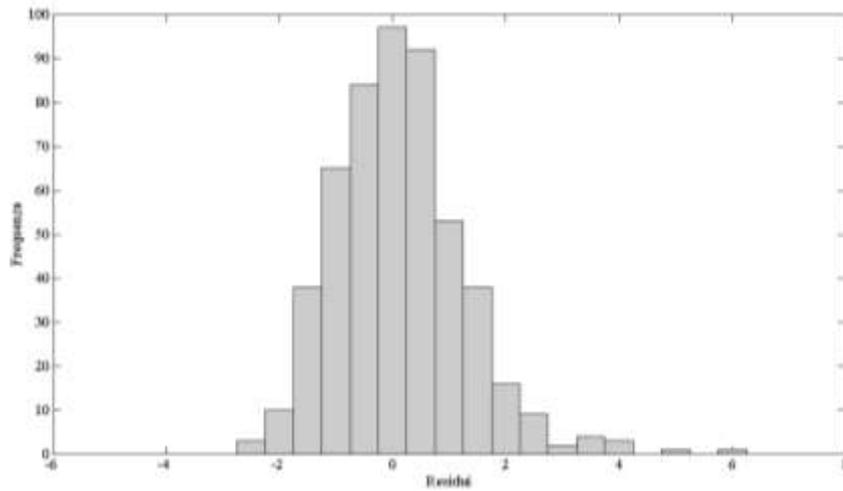


Figura 3.54 – Istogramma dei residui del modello ARMA(2,2) applicato ai primi 516 valori mensili destagionalizzati di Punta della Salute.

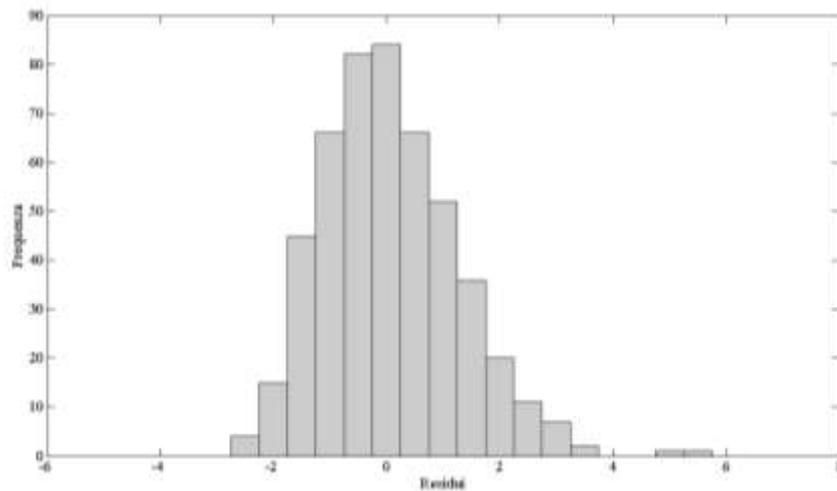


Figura 3.55 – Istogramma dei residui del modello ARMA(2,1) applicato ai primi 492 valori mensili destagionalizzati di Trieste.

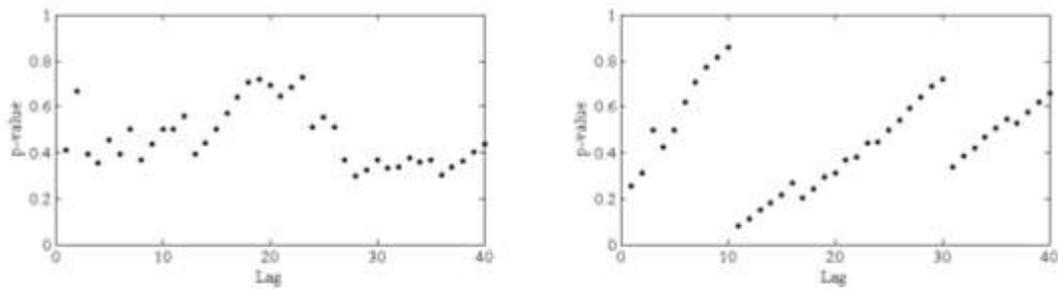


Figura 3.56 – Risultati del Q-test di Ljung-Box (a sinistra) e del test dei Moltiplicatori di Lagrange di Engle (a destra) relativi al modello ARMA(2,2) per i valori mensili di Punta della Salute.

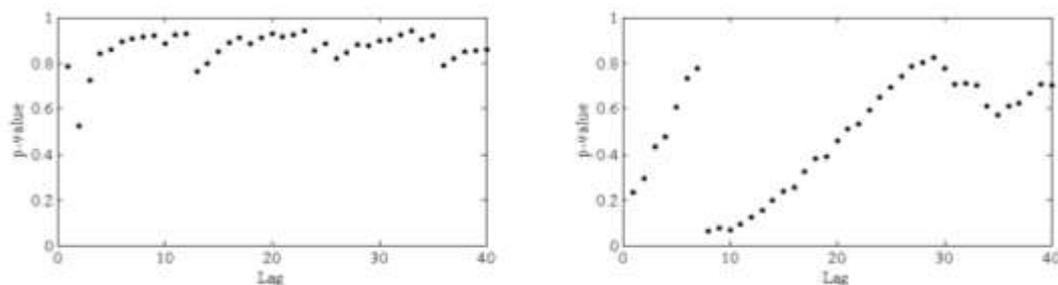


Figura 3.57 – Risultati del Q-test di Ljung-Box (a sinistra) e del test dei Moltiplicatori di Lagrange di Engle (a destra) relativi al modello ARMA(2,1) per i valori mensili di Trieste.

Una misura di interesse pratico dell'autocorrelazione o della persistenza in una serie temporale è fornita dalla percentuale della varianza della serie che viene ridotta attraverso l'adattamento del modello ARMA ai dati. Se la varianza dei residui del modello è molto più piccola della varianza della serie originale, il modello ARMA individuato tiene conto di una grossa frazione della varianza e gran parte della varianza della serie iniziale è “dovuta alla persistenza”. Al contrario, se la varianza dei residui è pressoché uguale alla varianza della serie originale, allora solo una piccola porzione della varianza è stata rimossa attraverso l'applicazione del modello ARMA e la varianza dovuta alla persistenza risulta piccola.

Una semplice misura della varianza frazionaria dovuta alla persistenza o alla correlazione nella serie originale è data dall'espressione:

$$R_p^2 = \frac{\text{var}(e_t)}{\text{var}(y_t)} \quad (3.20)$$

dove $\text{var}(y_t)$ e $\text{var}(e_t)$ sono rispettivamente la varianza della serie di partenza e la varianza dei residui del modello ARMA. Nel caso in esame circa il 33 ed il 46% della varianza complessiva del primo sottoinsieme di dati utilizzato per Venezia e Trieste viene spiegato dalla persistenza modellata.

3.2.5 Metodologia applicata: l'approccio non stazionario

L'analisi di seguito proposta per modellare la distribuzione di frequenza dei livelli marini estremi, tenendo conto dell'evidente carattere stagionale del fenomeno, si basa sull'utilizzo di una distribuzione GEV i cui parametri dipendono direttamente dal tempo, secondo una metodologia ampiamente utilizzata in ambito idrologico che include i trends esibiti dai processi fisici nelle analisi statistiche dei valori estremi, consentendo una più realistica

valutazione dell'esposizione a condizioni di rischio (Katz et al., 2002). In questo caso, come per il peaks over threshold method, i massimi mensili forniscono informazioni aggiuntive riguardanti la coda superiore della distribuzione (Katz et al., 2002).

Secondo il modello indicato si assume che i massimi mensili di mesi successivi siano variabili casuali indipendenti. L'indipendenza fra mesi consecutivi viene raggiunta imponendo la condizione che i livelli massimi siano separati da almeno 78 ore. Non si richiede invece che i massimi mensili siano variabili casuali ugualmente distribuite nel tempo: l'analisi ha permesso di evidenziare una dipendenza temporale fra i dati di mesi successivi confermando che i massimi mensili non hanno identiche distribuzioni.

Si assume che i livelli massimi mensili Z_t osservati nel mese t seguano una distribuzione GEV con parametri di posizione $\mu(t)$, di scala $\sigma(t) > 0$ e di forma $\zeta(t)$ dipendenti dal tempo. In questo modo le variazioni nel tempo del processo osservato possono essere modellate con un opportuno trend lineare, quadratico, esponenziale o sinusoidale nei parametri di posizione, scala e forma di un adeguato modello ai valori estremi, nel caso specifico la distribuzione GEV (Coles, 2001).

Dall'aspetto dei boxplots riportati nelle Figure 3.23, 3.24, 3.25 e 3.26 appare ragionevole l'impiego di funzioni armoniche per modellare il comportamento stagionale del fenomeno (la prima per rappresentare il ciclo annuale, la seconda per il ciclo semestrale e così via) (Méndez et al., 2007). I parametri del modello possono essere quindi espressi come segue:

$$\mu(t) = \beta_0 + \sum_{i=1}^{P_\mu} \beta_{2i-1} \cos(i\omega t) + \beta_{2i} \sin(i\omega t) \quad (3.21)$$

$$\sigma(t) = \alpha_0 + \sum_{i=1}^{P_\alpha} \alpha_{2i-1} \cos(i\omega t) + \alpha_{2i} \sin(i\omega t) \quad \text{con } \sigma(t) > 0 \quad (3.22)$$

$$\zeta(t) = \gamma_0 + \sum_{i=1}^{P_\zeta} \gamma_{2i-1} \cos(i\omega t) + \gamma_{2i} \sin(i\omega t) \quad (3.23)$$

dove β_0 , α_0 e γ_0 rappresentano valori medi; β_i , α_i e γ_i ($i > 0$) indicano l'ampiezza delle armoniche considerate nel modello; $\omega = 2\pi/T$ è la frequenza angolare, con $T = 1$ anno; P_μ , P_α e P_ζ denotano il numero di armoniche sinusoidali considerate in un anno, associate ai parametri di posizione, scala e forma rispettivamente; t viene espresso in anni e $t = 0$ coincide con l'inizio dell'anno (Méndez et al., 2007). Occorre osservare che non solo il parametro di posizione, ma anche i parametri di scala e di forma possono essere espressi tramite funzioni armoniche per rappresentare variazioni periodiche.

Ampiezza e fase della prima componente ciclica di $\mu(t)$, $\sigma(t)$ e $\zeta(t)$, del tipo $b_1 \cos(\omega t) + b_2 \sin(\omega t)$ nelle equazioni (3.21), (3.22) e (3.23), possono essere determinate mediante le relazioni $a = \sqrt{b_1^2 + b_2^2}$ e $\varphi = \arctan 2(b_2/b_1)$.

La stima dei parametri del modello $\mu(t)$, $\sigma(t)$ e $\zeta(t)$ viene effettuata con il metodo della massima verosimiglianza. Date m osservazioni $\{t_1, z_1, \dots, t_m, z_m\}$ relative al periodo t_i in cui viene raggiunto il valore massimo z_i , indicato con θ il vettore completo dei parametri della regressione, la funzione di verosimiglianza è data da

$$L(\theta) = \prod_{i=1}^m g(z_i; \mu(t_i), \sigma(t_i), \zeta(t_i)) \quad (3.24)$$

dove $g(z_i; \mu(t_i), \sigma(t_i), \zeta(t_i))$ rappresenta la funzione di densità della GEV con parametri $\mu(t_i)$, $\sigma(t_i)$ e $\zeta(t_i)$ valutati in z_i (Coles, 2001).

Per $\zeta(t_i) \neq 0$, la funzione di densità della distribuzione GEV è data da:

$$g(z_i; \mu(t_i), \sigma(t_i), \zeta(t_i)) = \frac{1}{\sigma(t_i)} \left[1 + \zeta(t_i) \left(\frac{z_i - \mu(t_i)}{\sigma(t_i)} \right) \right]^{-(1+1/\zeta(t_i))} \exp \left\{ - \left[1 + \zeta(t_i) \left(\frac{z_i - \mu(t_i)}{\sigma(t_i)} \right) \right]^{-1/\zeta(t_i)} \right\} \quad (3.25)$$

Il logaritmo della funzione di verosimiglianza è dunque, per ogni $\zeta(t_i) \neq 0$

$$\ell(\theta) = - \sum_{i=1}^m \left\{ \log \sigma(t_i) + \left[1 + 1/\zeta(t_i) \right] \log \left[1 + \zeta(t_i) \left(\frac{z_i - \mu(t_i)}{\sigma(t_i)} \right) \right] + \left[1 + \zeta(t_i) \left(\frac{z_i - \mu(t_i)}{\sigma(t_i)} \right) \right]^{-1/\zeta(t_i)} \right\} \quad (3.26)$$

posto che $\sigma(t_i) > 0$ e $1 + \zeta(t_i) \left(\frac{z_i - \mu(t_i)}{\sigma(t_i)} \right) > 0$ per $i = 1, \dots, m$.

Nel caso in cui $\zeta(t_i)$ sia uguale a zero, è necessario utilizzare la forma limite appropriata, sostituendo il logaritmo della funzione di verosimiglianza della GEV con quello della Gumbel:

$$\ell(\theta) = - \sum_{i=1}^m \left\{ \log \sigma(t_i) + \frac{z_i - \mu(t_i)}{\sigma(t_i)} + \exp \left[- \frac{z_i - \mu(t_i)}{\sigma(t_i)} \right] \right\}. \quad (3.27)$$

Massimizzando l'equazione (3.26) e/o la (3.27) si ottengono le stime dei parametri θ del modello. Valori approssimati dell'errore standard ed intervalli di confidenza per le stime dei parametri del modello possono essere determinati, come al solito, a partire dall'observed information matrix.

La massimizzazione del logaritmo della funzione di verosimiglianza viene effettuata attraverso una procedura di ottimizzazione non lineare (Smith, 2001). È stato utilizzato in

questo caso il Trust Region Reflective Algorithm implementato in ambiente Matlab (Coleman and Li, 1994), con la funzione “fminunc” per una ottimizzazione non condizionata e la funzione “fmincon” per quella condizionata (con limiti inferiori e superiori). Va osservato che nonostante la valutazione dei parametri con il metodo della massima verosimiglianza costituisca un problema di massimo non vincolato, l’utilizzo di una procedura di ottimizzazione condizionata, che introduce limiti nei valori assunti dai parametri, rende il processo di stima più efficiente. Questi limiti infatti consentono di evitare che il termine $1 + \zeta(t_i) \left(\frac{z_i - \mu(t_i)}{\sigma(t_i)} \right)$ assuma valori negativi (Mínguez et al., 2010). Se per un certo t , il valore assunto da $1 + \zeta(t_i) \left(\frac{z_i - \mu(t_i)}{\sigma(t_i)} \right)$ dovesse scendere al di sotto di una piccola prefissata soglia, posta pari a 10^{-4} nel caso in esame, ad esso verrebbe assegnato il valore di questa costante arbitraria.

Per quanto riguarda il parametro di forma, occorre verificare che $\zeta(t_i) > -\frac{1}{2}$, per non avere una perdita di efficienza nella stima di ζ . Smith (1985, 2001) ha analizzato in dettaglio il problema, osservando che: quando $\zeta > -0.5$ gli stimatori di massima verosimiglianza sono regolari, nel senso che possiedono le classiche proprietà asintotiche; quando $-0.5 < \zeta < -0.5$ gli stimatori di massima verosimiglianza possono essere generalmente ottenuti, ma non possiedono le proprietà asintotiche standard; quando, infine, $\zeta < -0.5$ gli stimatori non sono determinabili (in Coles, 2001). Le situazioni con $\zeta \leq -0.5$ corrispondono a distribuzioni caratterizzate da una coda superiore estremamente corta e difficilmente si presentano in applicazioni ambientali (Smith, 2001).

La routine di calcolo richiede l’introduzione di valori iniziali: possono essere considerati per i parametri di posizione e di scala i valori di primo tentativo forniti rispettivamente dalla media e dalla deviazione standard del campione di dati (Smith, 2001).

La selezione del modello più adatto a rappresentare i dati viene effettuata mettendo a confronto i risultati ottenuti dall’applicazione dei criteri di informazione di Akaike (AIC), di Hannan e Quinn (HQIC) e bayesiano (o di Schwarz) (BIC):

$$AIC = -\hat{\ell}(p) + 2p \quad (3.28)$$

$$HQIC = -\hat{\ell}(p) + 2p \log \log(n) \quad (3.29)$$

$$BIC = -\hat{\ell}(p) + p \log(n) \quad (3.30)$$

dove $\hat{\ell}(p)$ è il valore del logaritmo della funzione di verosimiglianza massimizzato ottenuto per il modello considerato, p indica il numero di parametri del modello ed n rappresenta il numero delle osservazioni. Ciascuno di questi criteri valuta la performance di ogni modello stabilendo un compromesso fra il raggiungimento di un buon fit dei dati (misurato da quanto risulta piccolo il termine $-\hat{\ell}(p)$) e l'utilizzo di un modello semplice (un modello è tanto più semplice quanti meno parametri presenta). Data una serie di modelli candidati per i dati, il modello da preferire sarà quindi quello caratterizzato dal più basso valore del criterio di informazione.

Occorre a questo punto assicurare che il modello finale, selezionato all'interno di un range di possibili candidati, fornisca effettivamente un'adeguata rappresentazione dei dati iniziali. Nel caso non stazionario, la mancanza di omogeneità tra le ipotesi relative alla distribuzione delle osservazioni (non si richiede infatti che i massimi mensili siano ugualmente distribuiti) implica che sia possibile solo effettuare controlli (diagnostic checks) su una forma standardizzata dei dati sulla base dei valori dei parametri stimati (Coles, 2001).

Considerando che

$$Z_t \sim \text{GEV}(\hat{\mu}(t), \hat{\sigma}(t), \hat{\xi}(t)) \quad (3.31)$$

è possibile definire le variabili standardizzate \tilde{Z}_t come

$$\tilde{Z}_t = \frac{1}{\hat{\xi}(t)} \log \left[1 + \hat{\xi}(t) \left(\frac{Z_t - \hat{\mu}(t)}{\hat{\sigma}(t)} \right) \right] \quad (3.32)$$

ognuna delle quali segue la distribuzione standard di Gumbel con funzione di distribuzione di probabilità

$$\Pr \tilde{Z}_t \leq z = \exp(-\exp(-z)), \quad z \in \mathbb{R}. \quad (3.33)$$

A questo punto, con riferimento all'equazione (3.33), possono essere tracciati il probability plot ed il quantile plot dei valori osservati \tilde{z}_t . Indicando i valori ordinati di \tilde{z}_t rispettivamente con $\tilde{z}_{(1)}, \dots, \tilde{z}_{(m)}$, il probability plot risulta costituito dalle coppie

$$\left((i-0.5)/m, \exp[-\exp(-\tilde{z}_{(i)})] \right) \quad (3.34)$$

mentre il quantile plot è formato da

$$-\log(-\log((i-0.5)/m)), \tilde{z}_{(i)} \quad (3.35)$$

per $i = 1, \dots, m$ e considerando una distribuzione empirica tradizionale del tipo $(i-0.5)/m$ (formula di Hazen). Occorre osservare che mentre il probability plot risulta indipendente dalla scelta del modello di Gumbel come distribuzione di riferimento, per il quantile plot

scelte diverse da quella di Gumbel possono condurre ad un grafico differente. La scelta della distribuzione di Gumbel appare tuttavia, nonostante l'arbitrarietà della selezione, la più naturale dato il legame con la famiglia GEV (Coles, 2001). Se il modello stimato risulta adeguato, sia il probability plot che il quantile plot saranno costituiti da punti prossimi alla bisettrice del primo quadrante. Entrambi i grafici devono essere controllati simultaneamente in quanto essi contengono la stessa informazione ma su scale differenti.

A questo punto è possibile stimare i quantili estremi utilizzando la

$$z_q(t, \theta) = z_q(\mu(t), \sigma(t), \xi(t)) = \mu(t) - \frac{\tau(t)}{\xi(t)} [1 - \log(1 - t)]^{-\tau(t)} \quad \xi(t) \neq 0 \quad (3.36)$$

$$= \mu(t) - \tau(t) \log [1 - \log(1 - t)] \quad \xi(t) = 0$$

dove la stima $\hat{z}_q = z_q(\hat{\mu}, \hat{\sigma}, \hat{\xi})$ rappresenta il livello di ritorno (ora variabile nel tempo) associato al tempo di ritorno $1/q$ (Méndez et al., 2007). Gli intervalli di confidenza per i livelli di ritorno possono essere ottenuti, ancora una volta, utilizzando il delta method (Rao, 1973).

3.2.6 Risultati e discussione dell'approccio non stazionario

Per ciascuna delle quattro stazioni mareografiche considerate nell'analisi sono stati messi a confronto i risultati di undici diversi modelli non stazionari, la cui struttura viene indicata in Tabella 3.17. Uno schema riassuntivo con i valori stimati per i parametri del modello finale selezionato per ciascuna stazione viene inoltre riportato in Tabella 3.18.

Tutti e tre i criteri di informazione utilizzati nell'analisi risultano concordi nell'indicare nel modello 10, in cui il parametro di posizione viene descritto da due armoniche ed i parametri di scala e di forma sono rappresentati mediante una sola armonica, il miglior adattamento alla serie dei dati disponibili per la stazione ravennate. Si osserva, inoltre, che solo per il campione di dati registrati dalla stazione di Porto Corsini il miglior modello considera il parametro di forma costituito da un'armonica: nelle altre tre situazioni la condizione da preferire sarebbe, secondo i criteri sia di Hannan-Quinn che bayesiano, quella con ξ rappresentato da un valore costante. Nonostante il criterio di Akaike consideri il modello 10 come il migliore fit per le stazioni di Trieste e Punta della Salute e il modello 5 quello più indicato a rappresentare i dati di Rimini, non si riscontrano generalmente miglioramenti significativi andando per il parametro di forma oltre la funzione costante verso

rappresentazioni più complesse.

I risultati ottenuti per il parametro di forma nella stazione di Porto Corsini (un ciclo annuale con valori negativi dei coefficienti) mostrano come esso sia variabile nel corso dell'anno e indicano che la coda della distribuzione appartiene alla famiglia Weibull.

	Parametro di posizione	Parametro di scala	Parametro di forma
MODELLO 0	costante	costante	costante
MODELLO 1	una armonica	costante	costante
MODELLO 2	una armonica	una armonica	costante
MODELLO 3	due armoniche	una armonica	costante
MODELLO 4	due armoniche	due armoniche	costante
MODELLO 5	tre armoniche	due armoniche	costante
MODELLO 6	tre armoniche	tre armoniche	costante
MODELLO 7	quattro armoniche	tre armoniche	costante
MODELLO 8	quattro armoniche	quattro armoniche	costante
MODELLO 9	una armonica	una armonica	una armonica
MODELLO 10	due armoniche	una armonica	una armonica
MODELLO 11	due armoniche	due armoniche	una armonica

Tabella 3.17 – Struttura dei modelli non stazionari messi a confronto per le stazioni di Punta della Salute, Trieste, Porto Corsini e Rimini.

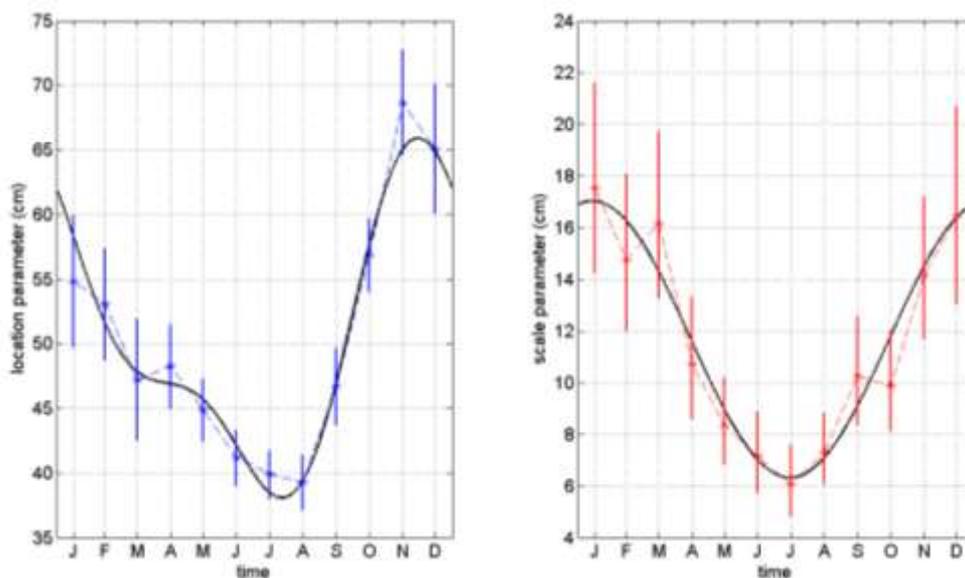


Figura 3.58 – Applicazione del modello GEV non stazionario ai dati della stazione mareografica di Porto Corsini. Scatterplots delle stime dei parametri di posizione (in blu) e di scala (in rosso) della distribuzione GEV stazionaria e relativi intervalli di confidenza al 95% per i diversi mesi dell'anno (come già indicato in Figura 3.38). In nero viene rappresentato il fit del modello migliore (modello 10, costituito da due armoniche per descrivere il parametro di posizione e una armonica per il parametro di scala).

Trieste		Punta della Salute		Porto Corsini		Rimini	
Modello 3		Modello 3		Modello 10		Modello 3	
$\hat{\beta}_0$	68.244	$\hat{\beta}_0$	60.969	$\hat{\beta}_0$	50.386	$\hat{\beta}_0$	46.769
$\hat{\beta}_1$	6.448	$\hat{\beta}_1$	8.248	$\hat{\beta}_1$	11.103	$\hat{\beta}_1$	12.426
$\hat{\beta}_2$	-4.766	$\hat{\beta}_2$	-3.488	$\hat{\beta}_2$	-2.721	$\hat{\beta}_2$	-3.269
$\hat{\beta}_3$	-0.983	$\hat{\beta}_3$	0.147	$\hat{\beta}_3$	0.535	$\hat{\beta}_3$	2.513
$\hat{\beta}_4$	-6.986	$\hat{\beta}_4$	-6.571	$\hat{\beta}_4$	-4.899	$\hat{\beta}_4$	-4.535
$\hat{\alpha}_0$	13.408	$\hat{\alpha}_0$	12.905	$\hat{\alpha}_0$	11.663	$\hat{\alpha}_0$	14.163
$\hat{\alpha}_1$	5.306	$\hat{\alpha}_1$	6.043	$\hat{\alpha}_1$	5.222	$\hat{\alpha}_1$	3.633
$\hat{\alpha}_2$	0.475	$\hat{\alpha}_2$	1.002	$\hat{\alpha}_2$	1.181	$\hat{\alpha}_2$	1.457
$\hat{\gamma}_0$	-0.064	$\hat{\gamma}_0$	-0.087	$\hat{\gamma}_0$	-0.179	$\hat{\gamma}_0$	-0.146
				$\hat{\gamma}_1$	-0.123		
				$\hat{\gamma}_2$	-0.025		

Tabella 3.18 – Schema riassuntivo dei parametri stimati per il miglior modello non stazionario in corrispondenza delle stazioni mareografiche di Trieste, Punta della Salute, Porto Corsini e Rimini. α_i e β_i sono espressi in centimetri mentre γ è un parametro adimensionale.

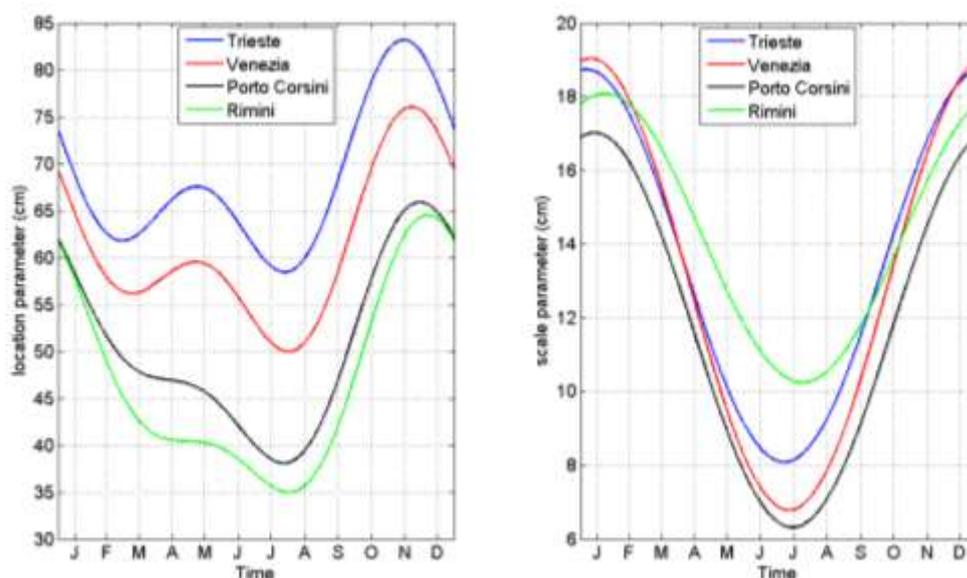


Figura 3.59 – Parametri di posizione (a sinistra) e di scala (a destra) corrispondenti al miglior modello non stazionario per le stazioni mareografiche di Trieste (modello 3), Venezia (modello 3), Porto Corsini (modello 10) e Rimini (modello3).

Il probability ed il quantile plot, costruiti per valutare l'accuratezza dei modelli identificati per le quattro stazioni, mostrano i dati vicini alla bisettrice del primo quadrante indicando un buon adattamento dei modelli selezionati ai valori massimi mensili depurati del trend del livello medio del mare. Nelle Figure 3.60 e 3.61 si riportano in particolare il probability ed il quantile plot realizzati per Porto Corsini, stazione direttamente coinvolta nell'analisi di

seguito presentata. Il confronto con il quantile plot realizzato sulla base dei livelli massimi annuali per il caso stazionario (Figura 3.62) sottolinea come il modello stagionale sia in grado di fornire una più adeguata rappresentazione dei dati analizzati.

Le Figure 3.58 e 3.59 mostrano chiaramente come i parametri di posizione e di scala dipendenti dal tempo riescano a catturare e a modellare la variabilità esibita dai dati nel corso dell'anno.

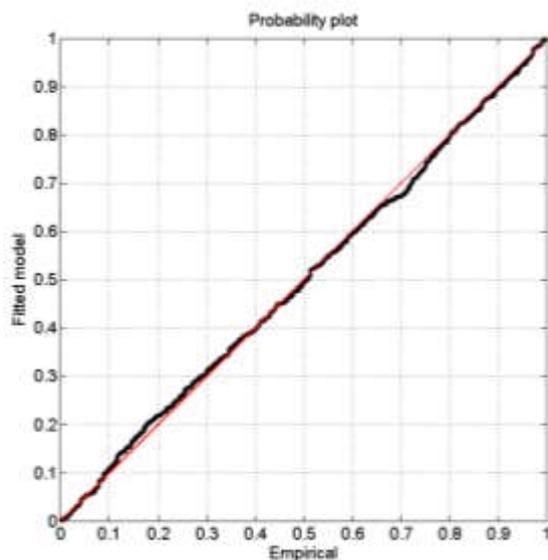


Figura 3.60 – Probability plot per il modello GEV non stazionario selezionato (modello 10) per i massimi mensili registrati a Porto Corsini (serie depurata del trend del livello medio del mare).

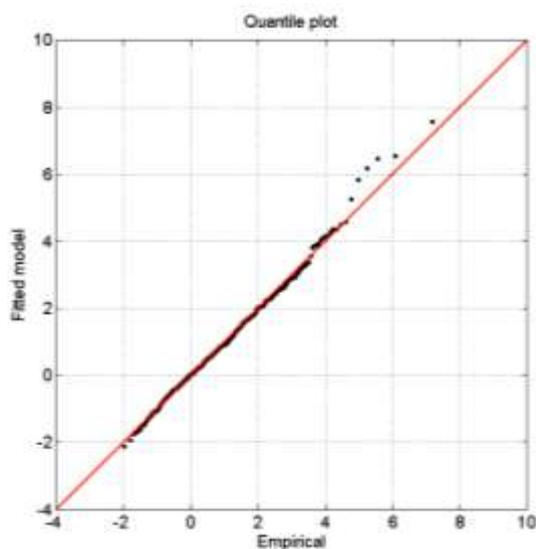


Figura 3.61 – Quantile plot per il modello GEV non stazionario selezionato (modello 10) per la serie (depurata del trend del livello medio del mare) dei massimi mensili registrati a Porto Corsini (scala di Gumbel).

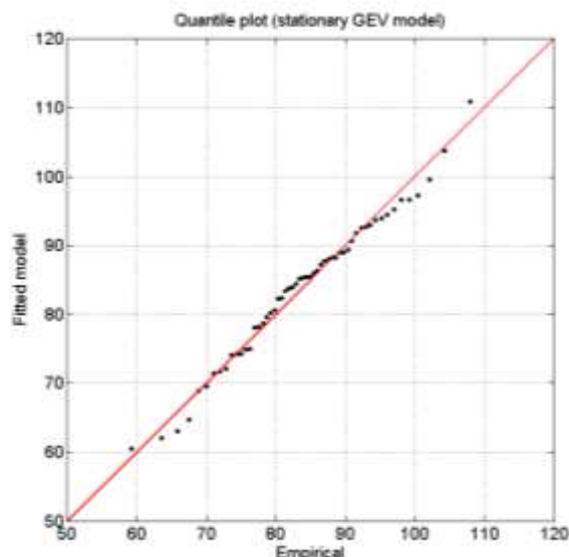


Figura 3.62 – Quantile plot per il modello GEV stazionario relativo alla serie dei massimi annuali registrati a Porto Corsini depurata del trend esibito dal livello medio del mare. La situazione rappresentata si riferisce al modello riportato in Figura 3.36.

La modellazione del carattere stagionale del fenomeno, attraverso l'introduzione di un trend sinusoidale direttamente nei parametri della distribuzione, apporta un decisivo miglioramento al modello di rappresentazione dei valori estremi. Il modello GEV stazionario applicato ai massimi annuali delle stazioni di Rimini, Porto Corsini, Punta della Salute e Trieste, fornisce per $\tau = 50$ valori rispettivamente pari a 130.4, 207.9, 581.7 e 332.1. La modellazione del carattere stagionale attraverso un modello GEV non stazionario conduce nell'ordine per le quattro stazioni a valori di 1'570.3, 2'548, 4'153 e 4'032.1 (calcolati in corrispondenza del modello migliore valutato per ciascun mareografo), con un aumento quindi di 1'440, 2'340, 3'571 e 3'700 unità, che sottolinea l'evidente comportamento stagionale dei livelli marini estremi. L'introduzione del trend sinusoidale riesce a spiegare un grosso quantitativo della variabilità esibita dai dati, lasciando supporre che essa sia effettivamente legata ai fenomeni di acqua alta e alle caratteristiche delle perturbazioni che interessano l'area nord-adriatica. Si osserva inoltre come il valore dell'incremento ottenuto aumenti andando dal mareografo di Rimini verso la stazione di Trieste, dove il contributo della componente stagionale risulta addirittura più del doppio di quello avutosi per Rimini, ulteriore conferma del ruolo fondamentale giocato nel bacino adriatico dal fattore relativo all'esposizione della costa.

I massimi livelli di ritorno corrispondenti ad un tempo di ritorno di 50 anni per la stazione di Porto Corsini vengono riportati in Figura 3.63. Si osserva come i mesi autunnali ed invernali siano caratterizzati dai quantili più elevati, mentre nel periodo estivo si presentino i valori più

bassi, in accordo con il pattern stagionale che mostra i più intensi fenomeni di acqua alta verificarsi proprio nei mesi fra Ottobre e Febbraio (come mostrato in Figura 3.21).

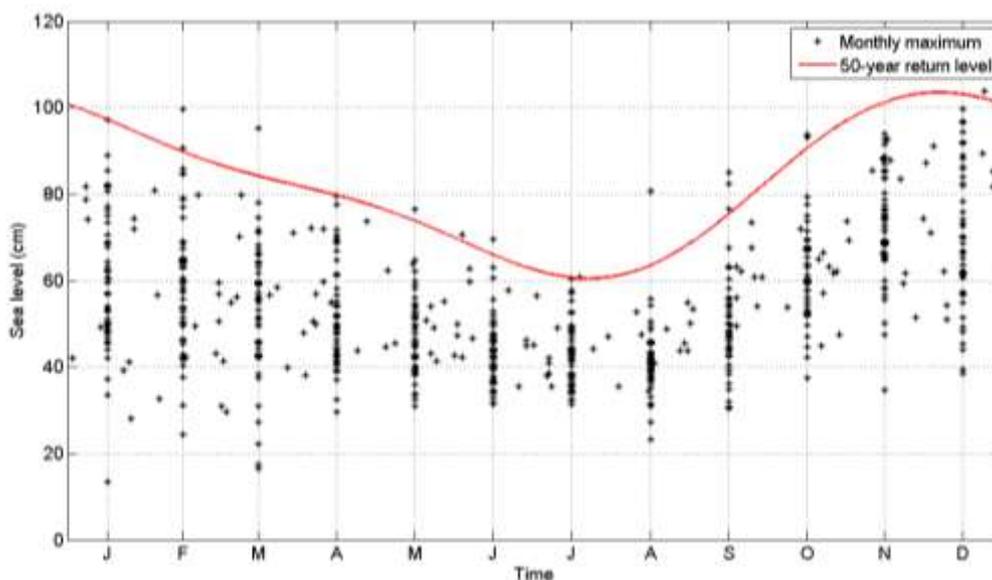


Figura 3.63 – Scatterplot dei livelli massimi mensili detrendizzati a Porto Corsini; si ricorda che il dataset delle osservazioni include informazioni estratte dagli Annali Idrologici, che riportano solo il valore del livello massimo mensile registrato dal mareografo senza alcuna indicazione del giorno e dell’ora in cui si sia verificato, e dati campionati con cadenza di 10 minuti. In rosso viene riportato il livello di ritorno corrispondente ad un tempo di ritorno di 50 anni.

Includendo l’effetto non stazionario dovuto alla stagionalità nei parametri di posizione, scala e forma è dunque possibile ottenere una migliore rappresentazione della variabilità dei livelli marini estremi nel corso dell’anno e ridurre considerevolmente le incertezze nelle stime dei parametri rispetto all’impiego di un modello applicato ad ogni singolo mese singolarmente (un modello stazionario). I risultati più attendibili forniti dall’applicazione di una metodologia non stazionaria rispetto a quelli ottenibili con un’analisi mese per mese derivano dal fatto che in tale condizione non viene utilizzato solo il valore massimo mensile, ma anche le informazioni contenute nei mesi adiacenti, includendo così la naturale variabilità del clima meteomarinico locale (Menéndez et al., 2009). L’approccio proposto risulta utile anche quando le informazioni storiche disponibili non derivano da registrazioni orarie regolari o a più alta frequenza, ma riguardano, come nel caso degli Annali Idrologici, i massimi mensili o giornalieri di livello (Figura 3.63).

3.3 Clima del moto ondoso

3.3.1 Clima del moto ondoso alla piattaforma P.C.B. e alle boe di Ancona e Punta della Maestra

Uno studio sistematico del moto ondoso incidente e del regime delle correnti lungo la costa emiliano-romagnola viene presentato nell'ambito del "Piano Costa 1996" (Idroser, 1996). La ricostruzione del regime di moto ondoso ivi effettuata prende in esame le diverse fonti informative disponibili rappresentate

- dalle osservazioni raccolte dalle piattaforme di perforazione dell'AGIP, tra cui la piattaforma P.C.B., posizionata circa 20 km al largo di Ravenna su un fondale di 25 m e già utilizzata nel primo "Piano Costa 1981" (Idroser, 1981) come riferimento per definire il clima al largo della costa regionale;
- dalle osservazioni a vista effettuate dalle navi in transito e raccolte dall'Istituto Meteorologico Reale Olandese (KNMI);
- dalle rilevazioni strumentali eseguite dall'ENEL-CRIS-Servizio Idrologico alla stazione di Porto Tolle davanti al delta del Po.

Dopo accurati confronti tra le varie fonti informative, la serie di dati rilevata presso la piattaforma P.C.B. dal 1971 al 1983, pur con alcune lacune, viene ritenuta la più affidabile per rappresentare il moto ondoso al largo della costa regionale (Figura 3.64). Le osservazioni effettuate alla piattaforma P.C.B. coprono infatti in maniera sufficientemente regolare un periodo di circa 13 anni, significativo da un punto di vista climatologico. Inoltre, per la localizzazione stessa della piattaforma, le osservazioni risultano nello stesso tempo rappresentative delle condizioni di moto ondoso immediatamente al largo della costa emiliano-romagnola sia geograficamente, sia perché rilevate in acque sufficientemente profonde da poter considerare trascurabili gli effetti di rifrazione e shoaling sui dati di onda.

I dati meteomarini rilevati presso la piattaforma P.C.B. nel periodo 1971-1983 comprendono:

- misure di intensità e direzione del vento, distribuite in maniera abbastanza uniforme nel periodo in esame;
- osservazioni di altezza d'onda effettuate 2-3 volte al giorno; le osservazioni sono completamente assenti per gli anni 1974-1975 e 1980, mentre gli altri anni sono coperti in maniera sufficientemente completa, costituendo un campione di circa 5700 dati utili; sporadicamente i dati di altezza d'onda sono integrati da osservazioni sullo stato del mare;
- misure di altezza e periodo delle onde, ricavate durante una campagna di misure di circa un

anno condotta tra il giugno 1971 ed il maggio 1972.

La distribuzione direzionale delle onde osservate nel periodo 1981-83 presenta alcune importanti differenze rispetto alle osservazioni del decennio precedente. Trascurando infatti i settori da W-NW, ritenuti scarsamente rilevanti ai fini dell'analisi presentata, si ha una decisa accentuazione degli eventi da levante, ed una diminuzione della frequenza degli eventi tanto dai settori di SE (Scirocco) che NE (Bora). Sia pure in maniera meno accentuata, tali differenze si mantengono confrontando il clima complessivo del periodo 1971-83 (Figura 3.64) con quello derivato dai dati dell'intervallo 1971-80 (Figura 3.65) (Idroser, 1996).

Hs [m]/ dir [°]	0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	TOT
0	1.06	1.37	0.35	0.19	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	3.04
30	1.26	1.96	0.94	0.93	0.21	0.09	0.06	0.03	0.01	0.02	5.51
60	2.29	3.05	1.39	1.23	0.29	0.18	0.08	0.03	0.01	0.03	8.58
90	5.21	5.76	2.15	1.41	0.34	0.36	0.06	0.01	0.01	0.01	15.31
120	2.48	3.38	0.95	0.63	0.11	0.10	0.02	0.00	0.00	0.00	7.68
150	1.42	2.31	0.47	0.29	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	4.54
180	0.94	1.48	0.23	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	2.73
210	1.31	1.41	0.17	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.93
240	3.19	2.62	0.23	0.06	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	6.15
270	8.49	6.33	0.49	0.16	0.02	0.06	0.01	0.02	0.01	0.00	15.60
300	4.90	4.56	0.49	0.10	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	10.08
330	3.04	3.32	0.46	0.11	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	6.94
calma											
10.90	35.60	37.55	8.34	5.21	1.05	0.88	0.24	0.13	0.05	0.06	100.00

Figura 3.64 – Piattaforma P.C.B. - $P(H_s, \square)$. Frequenza percentuale dello stato del mare. Osservazioni 1.1.71 - 31.12.83 (Idroser, 1996).

Hs [m]/ dir [°]	0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	TOT
0	2.0	2.1	1.1	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.0
30	2.1	1.4	1.5	0.4	0.3	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	6.5
60	1.9	1.3	1.6	0.8	0.4	0.2	0.2	0.0	0.0	0.1	8.7
90	4.3	2.3	0.8	0.5	0.2	0.3	0.3	0.0	0.0	0.0	10.5
120	5.3	2.4	1.9	0.4	0.2	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	5.7
150	2.2	2.0	1.1	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.5
180	1.4	1.3	0.7	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.5
210	1.3	1.4	0.7	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.6
240	2.1	1.6	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.5
270	4.2	3.4	1.5	0.2	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	13.6
300	5.0	5.9	2.5	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.3
330	3.3	4.3	2.2	0.2	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
calma											
10.9	35.0	29.4	16.4	3.4	1.7	1.1	0.7	0.1	0.0	0.1	100.0

Figura 3.65 – Piattaforma P.B.C. - $P(H_s, \square)$. Frequenza percentuale dello stato del mare. Osservazioni 1.1.71 - 31.12.80 (Idroser, 1996).

Dall'osservazione della Figura 3.64 caratterizzante il clima si evidenzia una concentrazione

di eventi di tempesta nei settori direzionali compresi tra NE-E-SE (Bora, Levante e Scirocco) ed una significativa probabilità di eventi da Maestrale, che non hanno però grande effetto sulla dinamica litoranea.

Questo clima si può ritenere rappresentativo di tutto il litorale emiliano-romagnolo, ove l'andamento della costa non influenza la generazione delle onde. Nelle zone estreme, presso Cattolica e la Sacca di Goro, la generazione delle onde è invece limitata lungo alcune direzioni (con una ridotta lunghezza di fetch) ed il clima risultante sarà differente da quello misurato presso la piattaforma P.C.B. Per questa ragione il clima ondoso è stato ricostruito sia presso Cattolica che nell'area della Sacca di Goro. In Figura 3.66 viene riportato il diagramma polare del fetch efficace, rispetto alla direzione del vento, alla piattaforma P.C.B.

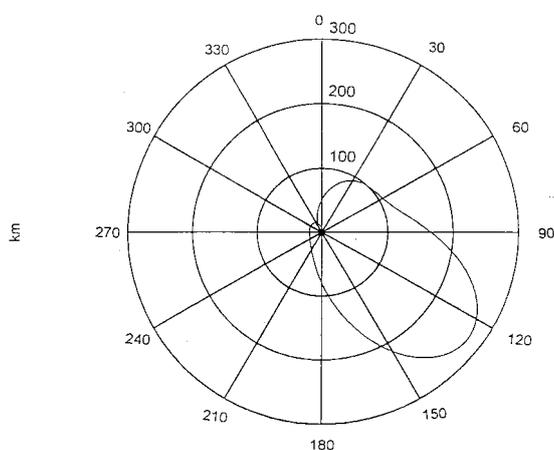


Figura 3.66 – Diagramma polare del fetch efficace alla piattaforma P.C.B. in relazione alla direzione del vento. Si assume che la distribuzione direzionale dello spettro di energia del moto ondoso abbracci un settore di $\pm 90^\circ$ rispetto alla direzione del vento e che ciascuna direzione compresa in questo settore fornisca un contributo energetico proporzionale alla potenza del coseno dell'angolo che esso forma con la direzione di propagazione (fetch efficace) (da Idroser, 1996).

La distribuzione direzionale dell'altezza d'onda evidenzia una serie di caratteristiche legate alla fenomenologia nota dell'Adriatico settentrionale: le tempeste più frequenti provengono da settori compresi tra i 60° ed i 120° (Scirocco), mentre le più violente interessano i settori di Bora. Anche il mare da Maestrale è particolarmente frequente al largo dell'Adriatico settentrionale.

Nella Tabella 3.19 sono riassunti i valori attesi di H_s e T_s per settori direzionali di 30° con tempo di ritorno di 1, 5, 10 e 25 anni.

Tenendo conto della morfologia dell'Adriatico settentrionale, si possono quindi osservare periodi mediamente più lunghi in associazione con le mareggiate di Scirocco piuttosto che in

corrispondenza di eventi da Levante o Bora (Idroser, 1996).

Direzione	1 Anno		5 Anni		10 Anni		25 Anni	
	H _s	T _s						
0°	2.4	6.6	3.1	7.3	3.5	7.8	3.9	8.0
30°	3.3	7.2	4.2	7.9	4.7	8.2	5.1	8.6
60°	3.6	7.4	4.5	8.1	4.9	8.3	5.4	8.7
90°	3.5	8.4	4.4	9.1	4.9	9.6	5.4	10.1
120°	2.8	7.8	3.8	8.9	4.2	9.4	4.7	9.9
150°	2.4	6.5	3.2	7.2	3.6	7.4	4.0	7.6
180°	1.8	5.9	2.4	6.5	2.6	6.6	3.0	6.9
210°	1.8	5.9	2.4	6.5	2.5	6.6	2.9	6.9
240°	1.4	5.5	1.7	5.8	1.8	5.9	2.1	6.3
270°	1.9	6.1	2.4	6.5	2.6	6.6	2.8	6.8
300°	1.9	6.1	2.4	6.5	2.7	6.7	2.9	6.9
330°	2.3	6.4	3.0	6.9	3.2	7.2	3.6	7.4

Tabella 3.19 – Valori estremi di H_s (m) e T_s (s) per direzione di provenienza con diversi periodi di ritorno (Idroser, 1996).

Cessato il rilievo visivo delle condizioni di moto ondoso presso la piattaforma P.C.B., non si sono rese disponibili altre serie di dati altrettanto lunghe e complete. Gli strumenti installati dall'AGIP su varie piattaforme hanno infatti funzionato in maniera discontinua e per brevi periodi. Nel corso degli anni '90 sono così mancati i dati affidabili e rappresentativi del clima meteomarinico lungo il litorale regionale (Preti, 2009). La lacuna è stata in parte colmata a partire dal 1999, facendo riferimento ai dati della boa di Ancona, appartenente alla Rete Ondametrica Nazionale (RON), posta a 27 km dalla costa e in corrispondenza di un fondale di circa 70 m. In considerazione della notevole diversità del clima, che si verifica frequentemente tra le varie zone del Mare Adriatico, questi dati non sono però del tutto rappresentativi per il litorale in questione.

Le informazioni della boa di Ancona sono parzialmente integrabili con i dati registrati dalla boa di Punta della Maestra, entrata a far parte della RON nel 2002 e collocata davanti al delta del Po, a poco più di una ventina di chilometri dalla costa, in corrispondenza di un fondale di circa 30 m.

I dati provenienti dalle boe ondametriche non possono essere però utilizzati direttamente per ricostruire il regime del moto ondoso davanti alla costa emiliano-romagnola. Le due boe sono collocate infatti lontano dal litorale regionale ed è necessario trasferire le informazioni da esse rilevate applicando modelli che ricostruiscano la distribuzione spaziale dei venti

nell'area di generazione delle onde. Nonostante questi limiti i rilevamenti delle boe ondamiche, ed in particolar modo quelli di Ancona, risultano di grande utilità per ricoprire l'intervallo temporale tra il 2000 ed il 2005 (Preti ,2009).

La boa di Ancona è entrata a far parte della RON nel Marzo del 1999. Fino al 30 maggio del 2000 la boa era collocata a circa 22 km dalla costa (davanti al promontorio del Monte Conero) in corrispondenza di un fondale di 50 m (Figura 3.67). Successivamente la boa è stata posizionata a circa 27 km dal litorale, su un fondale di 70 m. Nel punto in cui la boa è collocata (latitudine 43°41'5", longitudine 13°46'11") le direzioni associate alle maggiori lunghezze del fetch geografico sono quelle da Sud-Est e da Nord-Ovest.

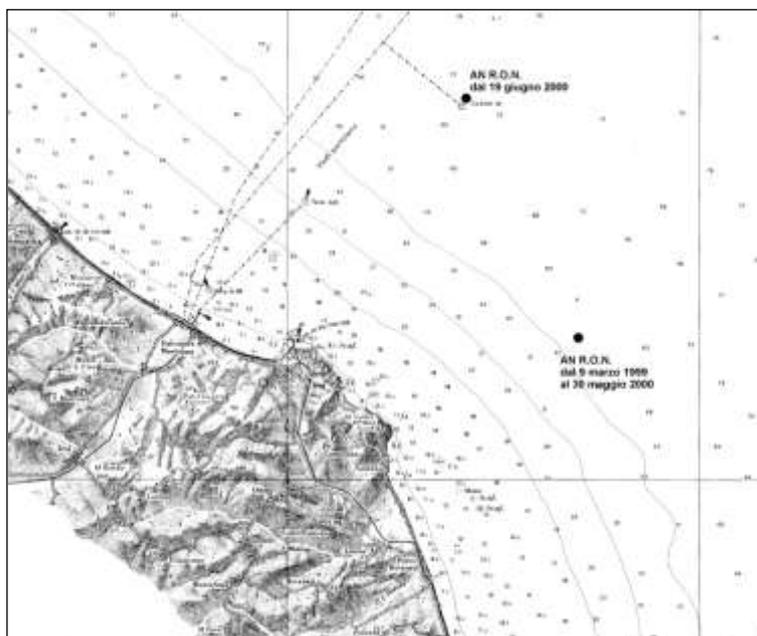


Figura 3.67 – Posizione del sito di ancoraggio e rilevamento dati della boa ondometrica della R.O.N. al largo di Ancona. (Immagine tratta dalla relazione della Regione Marche - Servizio Lavori Pubblici Ufficio Progetti e Università degli Studi di Ancona, Facoltà di Ingegneria, Istituto di Idraulica, “Studi, indagini, modelli matematici finalizzati alla redazione del piano di difesa della costa. A: Analisi dei dati meteomarinari esistenti”).

I dati messi a disposizione dal sito ufficiale della RON coprono il periodo compreso tra Marzo 1999 e i primi mesi del 2006. Fino a circa metà Maggio 2002 le misurazioni hanno una cadenza di tre ore, successivamente le osservazioni sono rilevate ogni 30 minuti. Le elaborazioni di Preti (2009) per determinare le caratteristiche del clima medio annuo hanno preso come riferimento il periodo 2000-2005, durante il quale si è avuta una buona continuità temporale delle registrazioni, pur essendosi verificate nel corso del 2005 alcune interruzioni

nei rilevamenti (Tabella 3.20).

Hs (m) \ Dir (°N)	< 0.25	0.25-0.5	0.5-1.0	1.0-1.5	1.5-2.0	2.0-2.5	2.5-3.0	3.0-3.5	3.5-4.0	4.0-4.5	Totale %
0-30		2.13	3.39	1.98	0.99	0.38	0.22	0.09	0.02	0.01	9.22
30-60		1.60	3.10	1.89	1.12	0.64	0.24	0.05	0.01	0.01	8.66
60-90		1.76	2.15	0.92	0.52	0.20	0.08	0.05	0.01	0.00	5.71
90-120		2.42	3.66	1.76	0.89	0.33	0.13	0.09	0.04	0.00	9.31
120-150		4.69	4.31	1.01	0.40	0.18	0.05	0.04	0.01	0.00	10.68
150-180		2.87	2.51	0.60	0.17	0.10	0.04	0.03	0.02	0.00	6.36
180-210		1.45	1.44	0.47	0.21	0.09	0.08	0.04	0.01	0.01	3.79
210-240		1.49	1.67	0.46	0.15	0.08	0.03	0.05	0.00	0.01	3.94
240-270		1.70	1.82	0.54	0.14	0.08	0.04	0.03	0.00	0.00	4.36
270-300		2.36	2.34	1.04	0.38	0.11	0.04	0.03	0.01	0.00	6.31
300-330		3.01	3.36	1.21	0.32	0.10	0.04	0.01	0.00	0.00	8.06
330-360		2.41	2.73	1.08	0.43	0.13	0.05	0.03	0.01	0.00	6.87
Totale %	16.73	27.90	32.47	12.97	5.73	2.42	1.05	0.54	0.13	0.04	

Tabella 3.20 – Boa ondometrica di Ancona. Frequenza (%) dell'altezza d'onda per direzione nel periodo 2000-2005 (Preti, 2009).

La Tabella 3.20 evidenzia come il 23.6% dei dati rilevati nel periodo 2000-2005 abbia direzioni comprese fra 0 e 90°N ed il 26.4% delle osservazioni della serie storica provenga dal II Quadrante (tra 90 e 180°N). Il IV Quadrante, caratterizzato dalla presenza del Maestrale, mostra una percentuale di accadimento complessivo pari al 21.2% delle onde misurate. Il settore compreso tra 120 e 150°N (Scirocco) presenta la più alta frequenza di apparizione con oltre il 10% dei dati.

Tale clima sembra indicare, rispetto a quello ricostruito dalla piattaforma P.C.B., un maggior numero di eventi di Bora; occorre però ricordare che i dati registrati dalla boa di Ancona rappresentano lo stato del moto ondoso di un paraggio lontano dall'area antistante le coste regionali.

Oltre alla boa di Ancona, l'analisi condotta da Preti (2009) ha preso in considerazione anche la boa di Punta della Maestra, localizzata davanti al delta del Po (latitudine 44°58'3", longitudine 12°50'0"), ad una distanza di circa venti chilometri dalla costa su un fondale di 30 m (Figura 3.68). In corrispondenza di tale collocazione, la direzione Sud-Est presenta un'estensione del fetch di gran lunga superiore alle altre. Entrata a far parte della RON nel 2002, la boa ha funzionato però in modo discontinuo tanto che i dati messi a disposizione dal website di ISPRA si limitano al solo periodo Gennaio-Novembre 2004. I dati raccolti

presentano una cadenza di 30 minuti. Le caratteristiche del clima ondoso derivate da Preti (2009) a partire da queste rilevazioni vengono sintetizzate in Tabella 3.21.

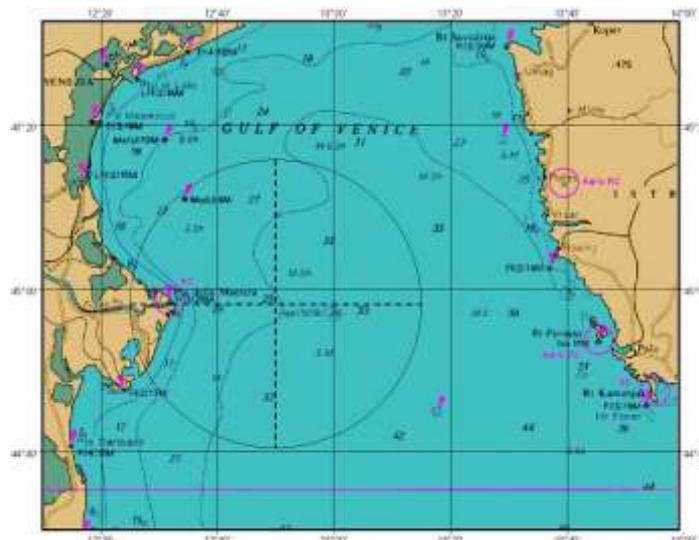


Figura 3.68 – Localizzazione della boa ondometrica di Punta della Maestra. (Immagine tratta dal rapporto tecnico “Analysis of correlation between coast evolution and meteo-marine climatology. CADSEALAND. WP04: Integrated informative system to support protection strategies. Deliverable 4.5”).

Hs (m) \ Dir (°N)	< 0.25	0.25-0.5	0.5-1.0	1.0-1.5	1.5-2.0	2.0-2.5	2.5-3.0	3.0-3.5	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	≥ 5.0	Totale %
0-30		1.14	0.84	0.30	0.17	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.54
30-60		2.05	3.98	2.90	1.54	0.15	0.19	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	10.84
60-90		2.20	4.10	2.81	1.02	0.49	0.34	0.18	0.02	0.01	0.01	0.01	11.20
90-120		5.26	5.28	1.41	0.98	0.42	0.53	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	13.94
120-150		10.16	8.98	2.20	0.49	0.36	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	22.22
150-180		6.14	2.56	0.58	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	9.35
180-210		1.38	0.47	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.94
210-240		1.51	0.14	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	1.69
240-270		0.73	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.82
270-300		0.29	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.42
300-330		0.21	0.11	0.10	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.51
330-360		0.45	0.71	0.29	0.07	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	1.56
Totale %	22.97	31.50	27.31	10.68	4.36	1.54	1.11	0.32	0.05	0.06	0.05	0.03	

Tabella 3.21 – Boa ondometrica di Punta della Maestra. Frequenza (%) dell’altezza d’onda per direzione nell’anno 2004 (Preti, 2009).

Per colmare la mancanza di dati ondometrici recenti rilevati davanti alla costa emiliano-romagnola ARPA Ingegneria Ambientale si è fatta parte attiva presso la Regione per inserire, tra gli obiettivi del progetto europeo Beachmed-e, la messa in mare di una boa davanti al

litorale regionale. L'obiettivo è stato raggiunto a metà del 2007 con la collocazione di una boa ondometrica davanti a Cesenatico su un fondale di circa 10 m (Preti, 2009).

3.3.2 Caratterizzazione del regime ondoso alla boa di Cesenatico

Le registrazioni fornite ogni 30 minuti dalla boa ondometrica direzionale Nausicaa, collocata il 23 Maggio 2007 dall'Agenzia Regionale Prevenzione e Ambiente dell'Emilia-Romagna circa 8 km al largo di Cesenatico su un fondale di 10 m di profondità, in una zona interdetta alla navigazione, all'attracco ed alla pesca (coordinate di posa dal 7 Maggio 2009: 44.2155°N 12.4766°E - WGS84, Figura 3.69), costituiscono le sole misurazioni di moto ondoso attualmente disponibili per l'intero litorale regionale.



Figura 3.69 – Localizzazione della boa Nausicaa (immagine realizzata con Google Maps).

La boa installata a Cesenatico è del tipo “Datawell Directional waverider MkIII 70”, in grado di rilevare oscillazioni pari a ± 20 m con periodi da 1.6 a 30 secondi e con una risoluzione di 1.5° nell'angolo di provenienza dell'onda (Preti, 2009). I dati acquisiti vengono archiviati nel

database meteomarinò del Servizio IdroMeteoClima di ARPA. I dati storici sono accessibili attraverso il sistema DEXTER (<http://www.arpa.emr.it/sim/?mare/boa>).

Dopo un controllo preliminare di qualità dei dati, in cui sono stati eliminati spikes evidenti e riempiti, tramite interpolazione lineare, buchi corrispondenti fino ad un massimo di cinque registrazioni consecutive mancanti, la serie disponibile risulta caratterizzata complessivamente nei quattro anni di funzionamento, tra il 23 Maggio 2007 ed il 23 Giugno 2011, da 61'898 dati utili a fronte di 71'646 rilevamenti teoricamente possibili. Interruzioni prolungate nelle misurazioni si sono osservate tra il 27 Maggio ed il 20 Giugno 2008, tra il 26 Gennaio ed il 9 Marzo 2009, tra il 21 Marzo e l'8 Maggio 2009 e tra il 18 Novembre ed il 30 Dicembre 2010 con perdite rispettivamente di 1'145, 1'200, 2'304 e 2'006 registrazioni.

In Tabella 3.22 viene riportata la distribuzione in frequenza delle altezze d'onda misurate dalla boa Nausicaa in funzione della direzione di provenienza. I dati di moto ondoso sono suddivisi in classi di altezza crescente per differenze di 0.25 m e in settori direzionali di 15° di ampiezza. Oltre alla tabella a doppia entrata H_s -Dir è stato prodotto anche un grafico riassuntivo delle informazioni in essa riportate. Il grafico, rappresentato attraverso una struttura circolare suddivisa in settori direzionali di 15° (lo 0° coincide con la direzione Nord), si riferisce ai valori cumulati sull'intero periodo indicato (Figura 3.70).

Dall'osservazione della Tabella 3.22 caratterizzante il clima, si evidenzia una concentrazione di eventi ondosi con altezza d'onda superiore a 1.5 m nei settori direzionali compresi tra 0 e 105°N. Gli eventi di maggiore intensità (con $H_s > 2$ m) provengono dai settori compresi tra 15 e 75°N (Bora) con una frequenza dell'1.3%.

Il mare è di provenienza più frequentemente da Est, Sud-Est con il 23.3% degli eventi proveniente dal settore 90-105°N.

Tra i 45 ed i 120°N si concentra il 70% delle osservazioni.

Gli eventi legati a Scirocco (settori tra 105 e 150°N) raggiungono il 16.3% del totale. Solo il 2.2% degli eventi complessivi presenta contemporaneamente direzioni di provenienza da Scirocco e altezze d'onda superiori a 0.5 m.

Non trascurabile, con oltre il 5.2% del totale delle apparizioni, è anche la probabilità di eventi associati a direzioni di Maestrale (settori tra 300 e 345°N), che non raggiungono però altezze superiori al metro.

Risulta evidente che per la maggior parte del tempo il mare è calmo, con un'altezza d'onda significativa non superiore a 0.5 m per circa il 70.5% dei casi.

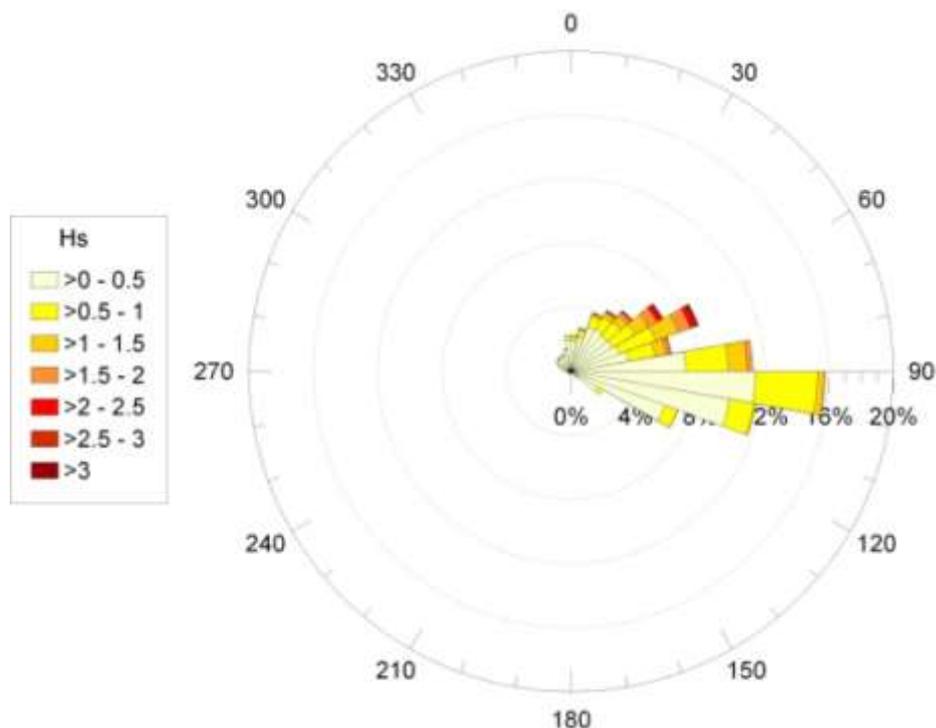


Figura 3.70 – Boa di Cesenatico. Frequenza cumulativa di apparizione del moto ondoso divisa per settori di provenienza. Osservazioni relative al periodo tra il 23 Maggio 2007 ed il 23 Giugno 2011.

La distribuzione direzionale delle altezze d’onda evidenzia una serie di caratteristiche strettamente legate alla fenomenologia nota dell’Alto Adriatico che risultano sostanzialmente in accordo con l’analisi condotta da Idroser nell’ambito del “Piano Costa 1996”, confermando per gli eventi ondosi più frequenti settori di provenienza compresi tra i 60 ed i 120° e per i più intensi direzioni associate ai venti di Bora.

Alcune differenze emergono però, in termini generali, dal confronto con i climi riportati precedentemente. Gli eventi con altezza d’onda significativa inferiore al mezzo metro sono ora il 70.5% dei casi, quasi il doppio rispetto alle situazioni individuate dal “Piano Costa 1996”, dove, identificate come “calma”, rappresentano circa il 35% del totale dei dati disponibili, e risultano molti di più anche di quelli indicati dall’analisi del clima alla boa di Ancona (44.6%).

Sembrebbe confermata la tendenza individuata da Preti (2009) relativamente ad un incremento del numero di eventi di Bora: considerando il solo settore compreso tra i 30 e i 60°N si passa dall’8.7% delle apparizioni individuate trasponendo i dati della boa di Ancona al 15.9% dei casi riscontrati sul dataset della boa Nausicaa.

Il settore tra i 90 e i 120°N, che nel clima ricostruito partendo dai dati della boa di Ancona raccoglie il 9.3% degli eventi, classificandosi al secondo posto per numerosità dopo quello compreso fra i 120 e i 150°N, risulta alla boa di Cesenatico quello caratterizzato dalla più alta

frequenza di apparizione con il 36.6% delle altezze d'onda.

Il settore tra i 270 e i 330°N che nei climi ricostruiti a partire dai dati della piattaforma P.C.B. (periodo 1971-1983) e della boa di Ancona raccoglie rispettivamente il 25.7 e il 14.4% degli eventi, risulta qui rappresentato solo dal 5.2% delle apparizioni. Il ridotto fetch associato alle direzioni da Maestrale non consente lo sviluppo di onde di altezza elevata. Occorre inoltre tenere presente che la boa Nausicaa è collocata ad una distanza di soli 8 km dal litorale regionale, mentre la P.C.B. e la boa di Ancona distano dalla costa una ventina di chilometri.

Poiché le registrazioni della boa Nausicaa sono effettuate su un fondale di 10 m di profondità, non possono essere considerati trascurabili gli effetti di rifrazione e shoaling sui dati di onda. Per questi motivi non si ritengono significativi confronti diretti di dettaglio con il reale clima ondoso indisturbato al largo rappresentativo della costa emiliano-romagnola ricavato da Idroser sulla base delle osservazioni effettuate presso la piattaforma P.C.B. su un fondale di 25 m di profondità. I dati della piattaforma P.C.B. coprono inoltre in maniera abbastanza regolare un periodo di circa 13 anni (1971-1983), sufficiente quindi a dare conto delle variabilità climatiche in atto, mentre i dati raccolti dalla boa Nausicaa si riferiscono ad un periodo molto più breve, ai soli quattro anni di funzionamento, che includono per di più alcune estese interruzioni.

Hs (m) Dir (°N)	0-0.25	0.25-0.50	0.50-0.75	0.75-1.00	1.00-1.25	1.25-1.50	1.50-1.75	1.75-2.00	2.00-2.25	2.25-2.50	2.50-2.75	2.75-3.00	3.00-3.25	3.25-3.50	3.50-3.75	>3.75	Totale %
0-15	1.81	0.97	0.31	0.07	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.23
15-30	2.37	1.87	0.80	0.24	0.16	0.08	0.05	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.64
30-45	2.48	1.71	0.75	0.53	0.32	0.20	0.16	0.09	0.03	0.04	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	6.37
45-60	2.65	1.92	1.38	0.97	0.77	0.54	0.51	0.32	0.21	0.14	0.08	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	9.57
60-75	2.91	2.19	1.96	1.54	1.18	0.89	0.62	0.37	0.23	0.14	0.08	0.05	0.06	0.02	0.01	0.00	12.26
75-90	4.46	2.87	1.61	1.03	0.72	0.48	0.31	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.58
90-105	8.59	8.56	3.95	1.49	0.54	0.15	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.34
105-120	5.53	5.90	1.44	0.29	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.24
120-135	1.12	1.12	0.29	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.59
135-150	0.29	0.13	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44
150-165	0.12	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16
165-180	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
180-195	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
195-210	0.12	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16
210-225	0.14	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21
225-240	0.22	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30
240-255	0.18	0.13	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33
255-270	0.20	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32
270-285	0.44	0.16	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.61
285-300	0.98	0.27	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.27
300-315	1.01	0.47	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.53
315-330	1.12	0.60	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.77
330-345	1.10	0.69	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.91
345-360	1.54	1.04	0.27	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.93
Totale %	39.55	30.93	13.08	6.29	3.83	2.38	1.72	0.91	0.51	0.34	0.21	0.09	0.09	0.03	0.02	0.02	

Tabella 3.22 – Boa di Cesenatico. Distribuzione delle frequenze percentuali di apparizione dello stato del mare per classi di altezza d'onda e settori di provenienza.

Osservazioni relative al periodo tra il 23 Maggio 2007 ed il 23 Giugno 2011.

EVENTO		DATA INIZIO MAREGGIATA	DATA FINE MAREGGIATA	DURATA DELL'EVENTO (ore)	VALORI RELATIVI AL MASSIMO DELLA MAREGGIATA				VALORI MEDI			Intensità (m ² ore)	deviazione standard rispetto alla direzione del massimo	scostamento massimo (in valore assoluto) rispetto alla direzione del massimo	scostamento massimo (in valore assoluto) rispetto alla direzione iniziale
N. nella serie	N. nell'anno				Hs massima raggiunta (m)	DATA [Hs max]	Tm [Hs max] (s)	Direzione di provenienza [Hs max] (°N)	Hs media (m)	Tm medio (s)	DIR media (°N)				
1	1 / 2007	30/07/2007 16.30	31/07/2007 14.30	22	2.98	30/07/2007 21.30	5.88	58	1.91	4.92	60	20.56	5.82	15	23
2	2 / 2007	31/08/2007 6.30	31/08/2007 16.30	10	1.78	31/08/2007 11.30	4.60	62	1.37	4.41	65	3.88	5.57	13	17
3	3 / 2007	04/09/2007 7.30	04/09/2007 23.30	16	2.78	04/09/2007 8.30	5.33	21	1.68	4.80	47	11.22	29.94	44	46
4	4 / 2007	19/09/2007 2.30	20/09/2007 5.30	27	2.25	19/09/2007 7.00	5.13	59	1.43	4.50	61	12.06	9.31	27	44
5	5 / 2007	07/10/2007 0.00	07/10/2007 15.00	15	1.27	07/10/2007 5.30	4.35	65	1.06	4.24	62	1.08	3.48	17	16
6	6 / 2007	13/10/2007 21.30	14/10/2007 12.00	14.5	2.22	14/10/2007 1.00	4.94	69	1.55	4.39	69	8.31	2.63	6	7
7	7 / 2007	18/10/2007 18.30	19/10/2007 3.30	9	2.78	18/10/2007 21.30	5.84	41	1.99	5.01	43	9.44	13.06	28	46
8	8 / 2007	20/10/2007 5.00	23/10/2007 10.30	77.5	2.88	22/10/2007 5.30	5.43	35	1.91	4.77	47	71.35	15.66	39	45
9	9 / 2007	15/11/2007 1.30	18/11/2007 14.00	84.5	2.44	17/11/2007 9.00	5.48	61	1.48	4.39	53	40.69	16.44	37	56
10	10 / 2007	23/11/2007 1.00	24/11/2007 18.30	41.5	1.50	23/11/2007 18.30	5.33	86	1.22	5.37	88	9.51	4.37	10	10
11	11 / 2007	08/12/2007 7.30	09/12/2007 0.30	17	2.77	08/12/2007 12.00	5.41	44	1.82	4.77	49	14.41	19.13	47	75
12	12 / 2007	12/12/2007 22.30	13/12/2007 19.30	21	1.62	13/12/2007 12.00	4.88	59	1.29	4.51	64	6.33	8.96	17	18
13	13 / 2007	14/12/2007 2.00	14/12/2007 13.30	11.5	1.56	14/12/2007 4.30	4.44	73	1.33	4.32	75	4.00	4.16	11	10
14	14 / 2007	14/12/2007 19.00	18/12/2007 14.30	91.5	3.04	15/12/2007 8.30	5.97	58	1.80	4.77	59	73.72	9.05	32	51

Tabella 3.23 (A) – Boa di Cesenatico. Elenco delle mareggiate con altezza d'onda significativa superiore a 1 m e durata non inferiore a 6 ore consecutive identificate nel periodo tra il 23 Maggio 2007 ed il 23 Giugno 2011. I tempi degli eventi sono espressi secondo l'orario di riferimento UTC. Anno 2007.

EVENTO		DATA INIZIO MAREGGIATA	DATA FINE MAREGGIATA	DURATA DELL'EVENTO (ore)	VALORI RELATIVI AL MASSIMO DELLA MAREGGIATA				VALORI MEDI			Intensità (m ² ore)	deviazione standard rispetto alla direzione del massimo	scostamento massimo (in valore assoluto) rispetto alla direzione del massimo	scostamento massimo (in valore assoluto) rispetto alla direzione iniziale
N. nella serie	N. nell'anno				Hs massima raggiunta (m)	DATA [Hs max]	Tm [Hs max] (s)	Direzione di provenienza [Hs max] (°N)	Hs media (m)	Tm medio (s)	DIR media (°N)				
15	1 / 2008	12/01/2008 20.30	13/01/2008 4.00	7.5	1.30	12/01/2008 22.00	5.56	86	1.19	5.40	88	1.50	4.59	8	8
16	2 / 2008	23/01/2008 6.00	24/01/2008 4.30	22.5	1.60	23/01/2008 11.30	4.44	73	1.33	4.55	64	7.59	13.00	31	34
17	3 / 2008	08/02/2008 1.30	09/02/2008 9.30	32	1.82	08/02/2008 22.00	4.88	70	1.40	4.76	69	13.05	4.91	16	25
18	4 / 2008	10/02/2008 0.00	10/02/2008 8.30	8.5	1.22	10/02/2008 2.30	4.26	70	1.11	4.14	63	0.99	11.64	25	25
19	5 / 2008	10/02/2008 19.30	12/02/2008 0.00	28.5	1.62	11/02/2008 10.00	4.49	62	1.28	4.40	63	8.02	9.33	17	21
20	6 / 2008	15/02/2008 20.30	16/02/2008 16.00	19.5	2.31	16/02/2008 1.00	5.20	70	1.75	4.74	69	15.08	3.72	11	17
21	7 / 2008	16/02/2008 23.00	17/02/2008 10.30	11.5	2.60	17/02/2008 2.00	5.41	73	1.73	4.70	73	8.81	5.95	13	21
22	8 / 2008	04/03/2008 19.00	08/03/2008 1.30	78.5	3.19	06/03/2008 1.00	6.06	62	2.03	5.21	60	81.64	11.11	34	35
23	9 / 2008	18/03/2008 19.00	19/03/2008 8.00	13	1.59	18/03/2008 21.00	4.26	62	1.27	4.13	62	3.62	3.59	9	14
24	10 / 2008	20/05/2008 4.00	20/05/2008 20.30	16.5	1.35	20/05/2008 8.30	4.88	59	1.14	4.06	58	2.40	9.66	24	39
25	11 / 2008	21/05/2008 10.00	21/05/2008 16.00	6	1.35	21/05/2008 12.30	4.00	68	1.20	4.01	67	1.28	13.84	30	45
26	12 / 2008	22/07/2008 0.30	22/07/2008 16.00	15.5	1.63	22/07/2008 9.30	4.55	49	1.30	4.40	57	4.73	9.56	18	20
27	13 / 2008	24/08/2008 4.00	24/08/2008 15.30	11.5	1.50	24/08/2008 5.30	4.55	25	1.21	4.50	23	2.61	5.85	20	24
28	14 / 2008	14/09/2008 13.30	15/09/2008 6.00	16.5	1.29	14/09/2008 19.00	4.94	53	1.13	4.54	50	2.25	6.22	15	17
29	15 / 2008	20/09/2008 0.00	20/09/2008 15.30	15.5	1.86	20/09/2008 3.30	4.82	69	1.48	4.46	71	7.70	3.62	10	13
30	16 / 2008	21/09/2008 0.00	21/09/2008 14.30	14.5	1.54	21/09/2008 1.30	4.55	77	1.11	4.13	75	1.75	5.23	13	16
31	17 / 2008	25/09/2008 17.30	28/09/2008 3.30	58	2.72	26/09/2008 20.30	5.71	63	1.67	4.67	56	39.31	14.72	35	35
32	18 / 2008	04/10/2008 12.00	04/10/2008 19.00	7	1.63	04/10/2008 14.00	4.40	11	1.31	4.08	25	2.34	24.89	52	66
33	19 / 2008	17/10/2008 16.00	18/10/2008 4.00	12	1.78	17/10/2008 18.00	4.88	59	1.46	4.48	63	5.81	11.21	32	38
34	20 / 2008	28/10/2008 17.00	29/10/2008 8.00	15	1.54	28/10/2008 23.00	5.63	75	1.27	5.25	84	4.26	10.30	16	14
35	21 / 2008	13/11/2008 19.30	15/11/2008 12.00	40.5	1.97	14/11/2008 13.30	5.20	76	1.49	4.78	70	19.89	13.39	35	42
36	22 / 2008	17/11/2008 17.30	18/11/2008 8.00	14.5	1.79	17/11/2008 23.00	4.60	69	1.40	4.54	66	5.98	5.19	13	18
37	23 / 2008	26/11/2008 3.30	26/11/2008 17.30	14	2.00	26/11/2008 8.30	5.00	61	1.42	4.54	63	6.04	4.40	11	8
38	24 / 2008	28/11/2008 10.00	29/11/2008 5.30	19.5	1.66	28/11/2008 18.30	6.15	86	1.31	4.96	89	6.24	6.62	24	25
39	25 / 2008	01/12/2008 4.00	01/12/2008 11.00	7	1.47	01/12/2008 7.00	5.00	87	1.28	4.60	89	2.08	2.72	6	7
40	26 / 2008	10/12/2008 9.00	13/12/2008 8.30	71.5	2.17	12/12/2008 20.00	5.26	68	1.57	5.54	83	41.06	20.96	46	55
41	27 / 2008	15/12/2008 4.00	16/12/2008 22.00	42	1.40	15/12/2008 8.30	5.06	86	1.13	5.41	89	5.78	5.36	13	10
42	28 / 2008	18/12/2008 17.30	19/12/2008 6.00	12.5	2.06	19/12/2008 0.00	4.94	59	1.46	4.35	55	5.94	7.71	17	14
43	29 / 2008	25/12/2008 20.00	28/12/2008 23.30	75.5	3.18	26/12/2008 0.30	6.15	61	1.74	4.72	59	56.17	8.59	23	37

Tabella 3.23 (B) – Boa di Cesenatico. Elenco delle mareggiate con altezza d'onda significativa superiore a 1 m e durata non inferiore a 6 ore consecutive identificate nel periodo tra il 23 Maggio 2007 ed il 23 Giugno 2011. I tempi degli eventi sono espressi secondo l'orario di riferimento UTC. Anno 2008.

EVENTO		DATA INIZIO MAREGGIATA	DATA FINE MAREGGIATA	DURATA DELL'EVENTO (ore)	VALORI RELATIVI AL MASSIMO DELLA MAREGGIATA				VALORI MEDI			Intensità (m ² ore)	deviazione standard rispetto alla direzione del massimo	scostamento massimo (in valore assoluto) rispetto alla direzione del massimo	scostamento massimo (in valore assoluto) rispetto alla direzione iniziale
N. nella serie	N. nell'anno				Hs massima raggiunta (m)	DATA [Hs max]	Tm [Hs max] (s)	Direzione di provenienza [Hs max] (°N)	Hs media (m)	Tm medio (s)	DIR media (°N)				
44	1 / 2009	03/01/2009 4.00	04/01/2009 3.30	23.5	2.16	03/01/2009 7.00	5.13	65	1.39	4.54	58	9.45	13.81	62	65
45	2 / 2009	08/01/2009 10.00	09/01/2009 3.00	17	2.38	08/01/2009 14.00	5.56	56	1.62	4.95	62	10.86	6.43	17	13
46	3 / 2009	20/01/2009 20.30	21/01/2009 4.00	7.5	1.20	20/01/2009 23.00	5.56	84	1.10	5.15	90	0.83	6.69	11	6
47	4 / 2009	19/03/2009 20.30	21/03/2009 0.00	27.5	2.81	21/03/2009 0.00	5.48	56	2.11	4.94	61	30.97	10.94	39	42
48	5 / 2009	27/05/2009 14.30	28/05/2009 13.30	23	1.98	27/05/2009 16.00	4.60	20	1.45	4.68	56	10.47	41.32	58	70
49	6 / 2009	29/05/2009 11.30	29/05/2009 20.30	9	2.37	29/05/2009 18.00	4.94	69	1.56	4.09	76	5.37	10.93	24	14
50	7 / 2009	02/06/2009 4.00	02/06/2009 14.30	10.5	1.78	02/06/2009 6.00	4.44	73	1.28	4.29	70	3.09	8.60	32	25
51	8 / 2009	06/06/2009 14.00	07/06/2009 1.30	11.5	1.27	07/06/2009 0.00	6.15	83	1.11	5.57	86	1.32	5.58	13	17
52	9 / 2009	17/06/2009 6.30	17/06/2009 13.30	7	1.27	17/06/2009 9.30	4.21	59	1.17	4.21	59	1.27	2.71	7	11
53	10 / 2009	20/06/2009 9.00	21/06/2009 17.00	32	2.09	21/06/2009 7.00	5.00	59	1.64	4.53	51	20.66	18.70	44	49
54	11 / 2009	22/06/2009 3.00	22/06/2009 9.30	6.5	1.65	22/06/2009 4.30	4.40	37	1.36	4.14	40	2.50	5.16	10	13
55	12 / 2009	23/08/2009 1.30	24/08/2009 5.00	27.5	1.58	23/08/2009 10.30	4.65	62	1.21	4.14	60	6.04	6.72	20	27
56	13 / 2009	29/08/2009 22.30	30/08/2009 15.30	17	2.64	30/08/2009 0.00	5.41	58	1.76	4.79	60	13.38	4.65	11	16
57	14 / 2009	05/09/2009 12.30	06/09/2009 14.30	26	1.85	05/09/2009 13.00	4.94	61	1.29	4.28	63	7.62	4.96	17	17
58	15 / 2009	07/09/2009 0.30	07/09/2009 7.30	7	1.35	07/09/2009 2.30	4.08	63	1.21	3.93	66	1.61	4.18	7	8
59	16 / 2009	08/09/2009 21.30	09/09/2009 4.30	7	1.26	08/09/2009 23.00	3.88	56	1.15	3.87	53	1.11	5.04	10	9
60	17 / 2009	26/09/2009 3.30	26/09/2009 14.30	11	1.28	26/09/2009 11.00	4.35	59	1.17	4.13	62	2.01	3.31	6	7
61	18 / 2009	03/10/2009 2.30	03/10/2009 15.00	12.5	1.24	03/10/2009 12.00	4.30	66	1.09	4.12	65	1.33	3.32	6	6
62	19 / 2009	18/10/2009 0.30	19/10/2009 15.00	38.5	1.70	19/10/2009 4.30	4.49	52	1.42	4.34	52	16.36	8.10	16	20
63	20 / 2009	22/10/2009 1.30	22/10/2009 17.00	15.5	1.72	22/10/2009 4.00	5.00	90	1.29	5.37	89	4.61	3.05	8	13
64	21 / 2009	23/10/2009 12.30	24/10/2009 21.00	32.5	2.86	24/10/2009 0.30	5.41	56	1.62	4.46	47	20.50	25.01	57	65
65	22 / 2009	30/10/2009 8.00	31/10/2009 4.30	20.5	1.72	30/10/2009 12.30	4.60	65	1.26	4.22	63	5.44	4.79	16	14
66	23 / 2009	03/11/2009 7.00	03/11/2009 20.30	13.5	1.81	03/11/2009 14.30	4.55	30	1.38	4.13	16	5.37	27.81	70	77
67	24 / 2009	08/11/2009 7.30	08/11/2009 15.30	8	1.29	08/11/2009 12.00	4.30	86	1.19	4.07	88	1.58	7.78	17	17
68	25 / 2009	30/11/2009 5.00	01/12/2009 6.30	25.5	1.61	30/11/2009 16.00	4.71	86	1.35	5.45	85	9.10	3.13	8	14
69	26 / 2009	04/12/2009 19.00	05/12/2009 14.30	19.5	2.18	05/12/2009 3.30	5.26	48	1.45	4.64	70	9.05	27.67	42	56
70	27 / 2009	12/12/2009 9.30	16/12/2009 7.30	94	2.26	12/12/2009 20.30	5.20	61	1.45	4.40	63	42.15	10.47	24	45
71	28 / 2009	25/12/2009 1.00	25/12/2009 12.00	11	1.29	25/12/2009 6.30	6.06	86	1.14	5.23	84	1.62	3.09	7	6

Tabella 3.23 (C) – Boa di Cesenatico. Elenco delle mareggiate con altezza d'onda significativa superiore a 1 m e durata non inferiore a 6 ore consecutive identificate nel periodo tra il 23 Maggio 2007 ed il 23 Giugno 2011. I tempi degli eventi sono espressi secondo l'orario di riferimento UTC. Anno 2009.

EVENTO		DATA INIZIO MAREGGIATA	DATA FINE MAREGGIATA	DURATA DELL'EVENTO (ore)	VALORI RELATIVI AL MASSIMO DELLA MAREGGIATA				VALORI MEDI			Intensità (m ² ore)	deviazione standard rispetto alla direzione del massimo	scostamento massimo (in valore assoluto) rispetto alla direzione del massimo	scostamento massimo (in valore assoluto) rispetto alla direzione iniziale
N. nella serie	N. nell'anno				Hs massima raggiunta (m)	DATA [Hs max]	Tm [Hs max] (s)	Direzione di provenienza [Hs max] (°N)	Hs media (m)	Tm medio (s)	DIR media (°N)				
72	1 / 2010	02/01/2010 17.00	03/01/2010 2.30	9.5	2.16	02/01/2010 20.30	5.00	27	1.51	4.39	28	5.06	7.52	16	23
73	2 / 2010	31/01/2010 8.00	01/02/2010 0.30	16.5	1.72	31/01/2010 15.00	4.60	45	1.27	4.40	55	4.54	11.86	24	18
74	3 / 2010	05/02/2010 17.30	06/02/2010 4.00	10.5	1.36	05/02/2010 22.30	5.26	87	1.19	4.51	87	2.10	3.04	6	8
75	4 / 2010	06/02/2010 21.00	08/02/2010 9.00	36	1.93	07/02/2010 4.00	5.00	35	1.33	4.59	56	12.00	25.37	38	35
76	5 / 2010	10/02/2010 5.00	11/02/2010 6.00	25	1.71	10/02/2010 13.30	4.35	80	1.45	4.51	65	11.44	19.55	32	27
77	6 / 2010	12/02/2010 13.30	13/02/2010 2.00	12.5	1.36	12/02/2010 15.30	4.26	66	1.15	4.09	66	1.93	6.17	16	17
78	7 / 2010	19/02/2010 10.30	20/02/2010 4.00	17.5	1.95	19/02/2010 17.30	5.56	82	1.37	5.24	86	6.77	6.36	15	18
79	8 / 2010	20/02/2010 22.30	21/02/2010 4.30	6	1.39	21/02/2010 2.00	4.55	34	1.20	4.32	24	1.31	12.87	28	28
80	9 / 2010	28/02/2010 19.00	01/03/2010 5.30	10.5	1.27	28/02/2010 22.30	5.88	93	1.08	5.89	90	0.96	4.46	11	7
81	10 / 2010	03/03/2010 18.30	05/03/2010 19.00	48.5	2.36	04/03/2010 7.00	5.20	65	1.58	4.67	66	28.55	12.77	27	28
82	11 / 2010	07/03/2010 11.00	11/03/2010 1.30	86.5	3.91	10/03/2010 0.30	6.90	58	2.07	5.13	57	92.98	6.76	31	31
83	12 / 2010	30/03/2010 16.00	31/03/2010 4.30	12.5	1.27	30/03/2010 17.30	3.88	89	1.12	5.29	87	1.61	5.08	14	15
84	13 / 2010	05/04/2010 7.00	05/04/2010 13.00	6	2.27	05/04/2010 8.30	5.20	34	1.59	4.65	35	3.82	10.35	25	41
85	14 / 2010	10/04/2010 22.30	11/04/2010 6.30	8	2.39	11/04/2010 0.30	5.06	56	1.74	4.57	61	6.29	7.76	14	23
86	15 / 2010	12/04/2010 3.00	12/04/2010 9.00	6	1.09	12/04/2010 5.00	4.04	41	1.04	3.96	40	0.29	5.99	10	21
87	16 / 2010	23/04/2010 18.00	24/04/2010 15.00	21	1.81	24/04/2010 6.30	4.88	84	1.47	4.49	88	10.10	5.99	15	13
88	17 / 2010	04/05/2010 8.30	04/05/2010 17.30	9	1.21	04/05/2010 10.00	5.13	90	1.12	4.68	90	1.13	2.76	7	6
89	18 / 2010	05/05/2010 9.30	06/05/2010 0.30	15	1.32	05/05/2010 15.00	4.88	84	1.17	5.07	91	2.64	7.27	11	10
90	19 / 2010	15/05/2010 8.00	15/05/2010 20.00	12	2.27	15/05/2010 13.30	4.82	27	1.71	4.29	29	8.89	8.73	25	48
91	20 / 2010	19/05/2010 6.30	19/05/2010 12.30	6	1.46	19/05/2010 9.30	3.92	77	1.21	3.74	78	1.36	14.51	24	35
92	21 / 2010	31/05/2010 12.00	31/05/2010 19.30	7.5	1.40	31/05/2010 13.30	3.77	27	1.19	3.85	43	1.55	22.65	41	46
93	22 / 2010	21/06/2010 6.30	21/06/2010 20.00	13.5	2.35	21/06/2010 11.30	5.00	46	1.69	4.49	47	9.67	9.23	25	37
94	23 / 2010	30/07/2010 9.30	30/07/2010 18.00	8.5	1.26	30/07/2010 13.00	4.26	31	1.16	4.20	29	1.43	3.09	8	10
95	24 / 2010	28/08/2010 18.30	29/08/2010 12.30	18	2.35	28/08/2010 23.30	5.33	53	1.70	4.73	53	12.87	14.73	46	69
96	25 / 2010	10/09/2010 22.00	11/09/2010 14.30	16.5	1.47	11/09/2010 2.00	4.12	34	1.20	4.03	45	3.39	14.82	34	23
97	26 / 2010	19/09/2010 9.00	19/09/2010 17.30	8.5	1.61	19/09/2010 13.00	4.65	61	1.32	4.35	49	2.89	22.80	46	59
98	27 / 2010	04/10/2010 21.30	05/10/2010 9.00	11.5	1.22	05/10/2010 0.00	4.17	91	1.08	4.43	90	1.02	3.89	8	11
99	28 / 2010	11/10/2010 9.00	11/10/2010 16.30	7.5	1.30	11/10/2010 13.30	4.12	72	1.17	3.92	69	1.34	9.80	15	21
100	29 / 2010	17/10/2010 11.30	17/10/2010 19.30	8	1.26	17/10/2010 16.00	4.12	48	1.14	3.99	43	1.15	8.82	20	24
101	30 / 2010	19/10/2010 2.30	19/10/2010 12.00	9.5	1.26	19/10/2010 7.00	4.08	39	1.11	3.96	39	1.08	4.37	10	10
102	31 / 2010	25/10/2010 20.30	27/10/2010 15.00	42.5	2.50	26/10/2010 1.30	5.48	49	1.71	4.86	54	30.52	10.17	27	45
103	32 / 2010	31/10/2010 4.30	02/11/2010 14.30	58	1.76	01/11/2010 3.00	5.20	84	1.44	5.27	86	25.90	3.92	14	16

Tabella 3.23 (D) – Boa di Cesenatico. Elenco delle mareggiate con altezza d'onda significativa superiore a 1 m e durata non inferiore a 6 ore consecutive identificate nel periodo tra il 23 Maggio 2007 ed il 23 Giugno 2011. I tempi degli eventi sono espressi secondo l'orario di riferimento UTC. Anno 2010.

EVENTO		DATA INIZIO MAREGGIATA	DATA FINE MAREGGIATA	DURATA DELL'EVENTO (ore)	VALORI RELATIVI AL MASSIMO DELLA MAREGGIATA				VALORI MEDI			Intensità (m ² ore)	deviazione standard rispetto alla direzione del massimo	scostamento massimo (in valore assoluto) rispetto alla direzione del massimo	scostamento massimo (in valore assoluto) rispetto alla direzione iniziale
N. nella serie	N. nell'anno				Hs massima raggiunta (m)	DATA [Hs max]	Tm [Hs max] (s)	Direzione di provenienza [Hs max] (°N)	Hs media (m)	Tm medio (s)	DIR media (°N)				
104	1 / 2011	03/01/2011 4.00	03/01/2011 11.00	7	1.42	03/01/2011 7.00	4.49	65	1.22	4.51	64	1.67	3.72	8	8
105	2 / 2011	20/01/2011 5.00	23/01/2011 15.30	82.5	2.77	21/01/2011 17.00	5.71	55	1.93	4.99	57	77.19	8.94	38	62
106	3 / 2011	28/01/2011 2.00	29/01/2011 10.30	32.5	1.81	28/01/2011 10.00	4.82	62	1.39	4.51	60	12.77	5.46	13	13
107	4 / 2011	03/02/2011 5.00	03/02/2011 12.30	7.5	1.16	03/02/2011 9.30	4.35	52	1.07	4.26	48	0.57	8.05	18	20
108	5 / 2011	16/02/2011 18.30	17/02/2011 4.00	9.5	1.27	16/02/2011 23.30	5.56	80	1.16	5.19	87	1.58	7.36	13	10
109	6 / 2011	23/02/2011 3.30	25/02/2011 13.30	58	1.67	24/02/2011 2.30	4.60	39	1.26	4.41	51	15.36	17.26	34	23
110	7 / 2011	25/02/2011 19.00	26/02/2011 15.30	20.5	2.27	26/02/2011 4.30	5.41	52	1.61	4.92	61	12.74	11.80	20	24
111	8 / 2011	28/02/2011 10.00	03/03/2011 10.00	72	3.92	01/03/2011 22.30	6.78	59	2.09	5.13	66	79.17	9.63	34	24
112	9 / 2011	06/03/2011 21.00	08/03/2011 8.00	35	2.44	07/03/2011 3.30	5.33	69	1.71	4.61	69	25.30	6.19	20	23
113	10 / 2011	13/03/2011 9.00	14/03/2011 10.30	25.5	1.33	13/03/2011 22.00	5.13	84	1.13	5.62	85	3.32	4.26	11	11
114	11 / 2011	16/03/2011 5.00	17/03/2011 10.00	29	1.72	16/03/2011 17.30	5.56	87	1.43	5.88	86	12.80	4.62	11	13
115	12 / 2011	19/03/2011 21.30	22/03/2011 4.00	54.5	1.84	19/03/2011 23.30	4.76	70	1.47	4.54	63	25.97	11.70	34	31
116	13 / 2011	05/04/2011 2.00	05/04/2011 10.00	8	1.52	05/04/2011 5.30	4.49	55	1.26	4.24	46	2.23	17.13	37	45
117	14 / 2011	12/04/2011 22.00	13/04/2011 9.00	11	2.83	12/04/2011 23.30	5.41	24	2.03	5.05	51	11.85	33.36	46	45
118	15 / 2011	04/05/2011 3.00	04/05/2011 13.00	10	1.99	04/05/2011 5.00	4.60	62	1.43	4.42	66	4.50	7.88	24	25
119	16 / 2011	08/05/2011 18.30	09/05/2011 11.30	17	2.67	08/05/2011 22.30	5.63	61	1.65	4.55	60	11.29	10.16	24	45
120	17 / 2011	15/05/2011 12.00	16/05/2011 4.30	16.5	2.84	15/05/2011 23.00	5.56	39	1.91	4.59	29	15.39	20.93	43	66

Tabella 3.23 (E) – Boa di Cesenatico. Elenco delle mareggiate con altezza d'onda significativa superiore a 1 m e durata non inferiore a 6 ore consecutive identificate nel periodo tra il 23 Maggio 2007 ed il 23 Giugno 2011. I tempi degli eventi sono espressi secondo l'orario di riferimento UTC. Anno 2011.

3.3.3 Individuazione delle mareggiate nei dati rilevati dalla boa di Cesenatico

La serie temporale dei dati ondametrici rilevati dalla boa di Cesenatico nel periodo Maggio 2007-Giugno 2011 è stata analizzata per identificare i singoli eventi di mareggiata.

La mareggiata può essere definita come “una successione di stati di mare durante la quale $H_s(t)$ supera una soglia critica h_{crit} e non scende al di sotto di tale soglia per durate di tempo superiori ad un valore Δt_{crit} prefissato” (Boccotti, 1997). Risulta evidente che i valori dei parametri che concorrono alla sua definizione non possono essere fissati in maniera assoluta, ma devono riflettere il preciso contesto climatico ed ambientale di applicazione. Secondo Boccotti (1997) il valore Δt_{crit} può essere fissato pari a 12 ore e la soglia critica h_{crit} , nel Mediterraneo, in 1.5 m. Nell’Atlante delle onde nei mari italiani (Corsini et al., 2004) si considera come mareggiata la successione temporale degli stati di mare caratterizzati da: persistenza dell’altezza d’onda sopra la soglia di 1 m maggiore di 12 ore consecutive, attenuazione dell’agitazione ondosa sotto la soglia di 1 m per meno di 6 ore consecutive, appartenenza della direzione di provenienza ad un determinato settore angolare ($\pm 30^\circ$ rispetto alla direzione iniziale ovvero rotazione della direzione media della mareggiata inferiore a 60°), intervallo temporale tra due picchi indipendenti superiore a 48 ore (tale scelta è derivata sia dall’analisi della funzione di autocorrelazione dei dati di altezza d’onda sia dalle indicazioni sulla durata media delle tempeste nei mari italiani). Questa stessa definizione, con la sola esclusione dell’ultima condizione, viene utilizzata da Preti (2009) per caratterizzare gli eventi di mareggiata per il litorale emiliano-romagnolo sulla base delle osservazioni disponibili per la boa di Ancona nel periodo Gennaio 2000-Marzo 2006. Un’altra definizione per l’area Nord adriatica si può trovare in Bertotti et al. (1996), dove una mareggiata viene ritenuta indipendente rispetto all’evento precedente e a quello successivo se risultano soddisfatte tre condizioni, ovvero l’altezza d’onda significativa massima H_s risulta superiore a 2 m, l’intervallo temporale fra due picchi successivi è di almeno 24 ore e nel periodo di tempo che intercorre fra due picchi consecutivi H_s si riduce a meno del 50% del valore del primo picco. Nell’ambito del Catalogo delle mareggiate e degli impatti associati sulla costa prodotto all’interno del progetto MICORE (Perini et al., 2011) vengono identificate come mareggiate gli eventi in cui l’altezza d’onda significativa supera per almeno 6 ore il valore minimo di 1.5 m. Due eventi sono considerati separati se H_s rimane al di sotto del valore soglia di 1.5 m per non meno di 3 ore consecutive. Non vengono introdotti filtri sulla direzione dell’onda in quanto alcune serie temporali utilizzate per ricostruire l’informazione

ondametrica per il litorale regionale non contengono dati direzionali dell'onda. Gli eventi così identificati vengono poi classificati sulla base del loro contenuto di densità di energia, calcolato integrando il quadrato dell'altezza d'onda significativa sulla durata della mareggiata. La scala d'intensità degli eventi di mareggiata prevede una suddivisione in cinque classi, da I-debole ($\leq 58.4 \text{ m}^2 \cdot \text{ore}$) a V-estrema ($> 706.9 \text{ m}^2 \cdot \text{ore}$). Applicando questa definizione vengono identificati complessivamente 225 eventi nel periodo 1992-2010 su una serie temporale di dati ondametrici opportunamente ricostruita per tenere conto di tutte le possibili sorgenti di informazione d'interesse per la costa regionale (Armaroli et al., 2011b). Tale criterio di selezione è derivato da una riformulazione della procedura proposta da Armaroli et al. (2006), in cui, pur considerando un valore soglia di 1.5 m per H_s , vengono fissati un intervallo massimo di 12 ore per riunire in un unico evento fenomeni ravvicinati ed una variazione di direzione massima di 45° tra dati di onda successivi, e rappresenta un adattamento alle condizioni della fascia costiera emiliano-romagnola dello studio proposto da Mendoza e Jiménez (2004) per la costa catalana. Le mareggiate vengono identificate da questi Autori sulla base del superamento di un valore soglia di altezza d'onda di 1.5 m (superiore al doppio dell'altezza d'onda significativa media annua nell'area in esame) e di una durata minima pari a 6 ore (in modo da considerare l'occorrenza dell'evento solo oltre l'attacco di circa 3000 onde con un periodo medio di 7-8 secondi). Viene inoltre considerato un intervallo di tempo massimo di 12 ore per evitare di ritenere differenti mareggiate associate invece alla stessa perturbazione meteorologica. L'intensità della mareggiata viene caratterizzata attraverso il suo contenuto energetico

$$E = \int_{t_1}^{t_2} H_s^2 dt \quad [m^2 \cdot \text{ore}], \quad (3.37)$$

ove t_1 e t_2 definiscono l'intervallo di tempo durante il quale H_s risulta superiore al valore minimo fissato, e classificata secondo una scala che prevede cinque livelli, in maniera del tutto analoga all'approccio seguito da Dolan e Davis (1992) per la classificazione delle tempeste extratropicali lungo la parte centrale della costa atlantica degli Stati Uniti. Successivamente Mendoza e Jiménez (2006), analizzando i risultati della loro analisi, osservano come esista un elevato numero di eventi che, pur soddisfacendo i criteri indicati, non induce in realtà una significativa risposta del profilo della spiaggia. Poiché l'obiettivo principale dello studio di questi Autori è volto alla classificazione delle tempeste in funzione dell'impatto morfodinamico da esse causato sulla costa, viene innalzata a 2 m la soglia minima per H_s , intesa come quella condizione che, durante un periodo minimo di 6 ore, è in

grado di indurre una significativa risposta della spiaggia. Osservando come non siano rari per le coste nord-occidentali del Mar Mediterraneo eventi di tempesta che oscillano e ritornano nella stessa posizione, Mendoza e Jiménez (2006) introducono nella definizione di mareggiata precedentemente adottata uno step aggiuntivo da applicare esclusivamente a quelle condizioni che risultano caratterizzate dalla presenza di un doppio picco. In queste particolari situazioni, due eventi vengono considerati successivi quando separati da un intervallo di almeno tre giorni. Le tempeste vengono ritenute due eventi separati anche quando, nell'intervallo di tempo che intercorre fra di esse, l'altezza d'onda si mantiene al di sotto di un'ulteriore soglia di 1.5 m per un periodo superiore a 12 ore.

Proprio per tenere conto delle mareggiate provenienti da Scirocco a cui sono associate altezze d'onda raramente superiori a 1.5 m (come indicato in Tabella 3.22), ma che sempre più frequentemente sono accompagnate da livelli marini eccezionali, si è adottata nel presente studio, per l'individuazione degli eventi ondosi, una soglia critica di 1 m. Per poter essere considerato "mareggiata", l'evento ondoso deve presentare una persistenza minima, sopra la soglia indicata, pari ad almeno sei ore consecutive. Due eventi sono considerati separati se H_s si mantiene al di sotto del valore soglia per più di 3 ore successive. Non sono stati considerati vincoli sulla rotazione della direzione media della mareggiata in quanto l'evoluzione di diversi eventi meteomarini, anche di breve durata, osservati alla boa di Cesenatico, risulta caratterizzata da un'elevata variabilità nei valori misurati della direzione di provenienza delle onde (si osservino a tal riguardo i valori assunti dalla deviazione standard rispetto alla direzione del massimo, riportati nella terz'ultima colonna delle precedenti Tabelle 3.23).

Sulla base del criterio indicato è stato dunque realizzato, a partire dai dati registrati dalla boa Nausicaa tra il 23 Maggio 2007 ed il 23 Giugno 2011, un elenco delle mareggiate. L'elenco, riportato nelle Tabelle 3.23 (A), (B), (C), (D), (E), suddivise per anni, comprende, oltre al numero d'ordine della mareggiata, sia sull'intera serie storica che nel particolare anno considerato, l'indicazione della data e dell'ora di inizio evento (considerato a partire da quando l'altezza d'onda significativa rilevata dalla boa supera il valore di un metro e per le sei ore successive non scende al di sotto di tale soglia); la data e l'ora della sua fine; la durata della mareggiata (espressa in ore); il valore dell'altezza d'onda significativa H_s , del periodo medio T_m e della direzione di provenienza dell'evento ondoso relativi alla registrazione corrispondente al valore massimo di H_s misurato durante la mareggiata; i valori medi di altezza d'onda significativa e periodo medio valutati sull'intera durata della mareggiata; la direzione di provenienza media delle onde; l'intensità della mareggiata valutata come

$$\text{Intensità} = \int_{t_1}^{t_2} (H_s - h_{crit}) dt \quad [m \cdot ore]; \quad (3.38)$$

il valore della radice quadrata dello scarto quadratico medio dei valori di direzione di provenienza dell'onda rispetto alla direzione del valore massimo di altezza d'onda significativa (deviazione standard), dato da

$$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\alpha_{max} - \alpha_i)^2}{N - 1}} \quad (3.39)$$

essendo $(\alpha_{max} - \alpha_i)$ il valore del minimo angolo di rotazione necessario a far coincidere i due valori (Corsini et al., 2004); lo scostamento massimo in valore assoluto della direzione media di provenienza delle onde rispetto alla direzione del valore massimo di H_s e alla direzione iniziale dell'evento.

Dall'applicazione del criterio indicato ai dati della boa di Cesenatico risulta che, durante il periodo tra il 23 Maggio 2007 ed il 23 Giugno 2011, sono stati individuati 120 eventi classificati come mareggiate, così come definito in precedenza.

Le mareggiate identificate hanno comportato circa 2'806 ore (117 giorni teorici) di mare mosso. Nessuna delle 120 mareggiate individuate risulta caratterizzata da un valore medio della direzione di provenienza delle onde superiore a 91°N (II Quadrante) e solo 5 eventi presentano una direzione media pari a 90-91°N durante il periodo di tempo in cui l'agitazione ondosa si mantiene superiore alla soglia critica indicata. I valori di H_s al culmine di tre diverse mareggiate risultano associati ad una direzione di provenienza delle onde inferiore a 22.5°N (Tramontana) e solo un evento (peraltro non coincidente con nessuno dei tre indicati) presenta una direzione media di provenienza associata a tale settore direzionale.

80 e 73 eventi sui 120 individuati presentano, rispettivamente, una direzione di provenienza media delle onde e una direzione corrispondente al picco della mareggiata compresa tra 22.5 e 67.5°N, associata a venti di Bora.

La maggior parte degli eventi identificati (85 situazioni) è caratterizzata da una durata inferiore alle 24 ore. Solo 15 eventi presentano una persistenza superiore a tre giorni consecutivi. La durata massima osservata per un evento di mareggiata risulta di poco inferiore ai quattro giorni (94 ore).

Per quanto riguarda il dato sull'altezza media delle onde nei vari eventi del periodo in esame, la maggior parte delle mareggiate (85 casi) risulta caratterizzata da un valore inferiore a 1.5

m, con 54 eventi che si attestano nell'intervallo tra 1.2 e 1.5 m. Solo in poco più di un terzo dei casi (43 eventi) l'altezza d'onda significativa raggiunge al picco valori superiori a 2 m. L'andamento stagionale dei massimi livelli di agitazione ondosa raggiunti conferma un regime tipicamente autunnale-invernale delle tempeste.

3.3.4 Modello bivariato di analisi delle mareggiate

Le variabili utilizzate per caratterizzare lo stato del mare possono essere non indipendenti tra di loro (De Michele et al., 2007).

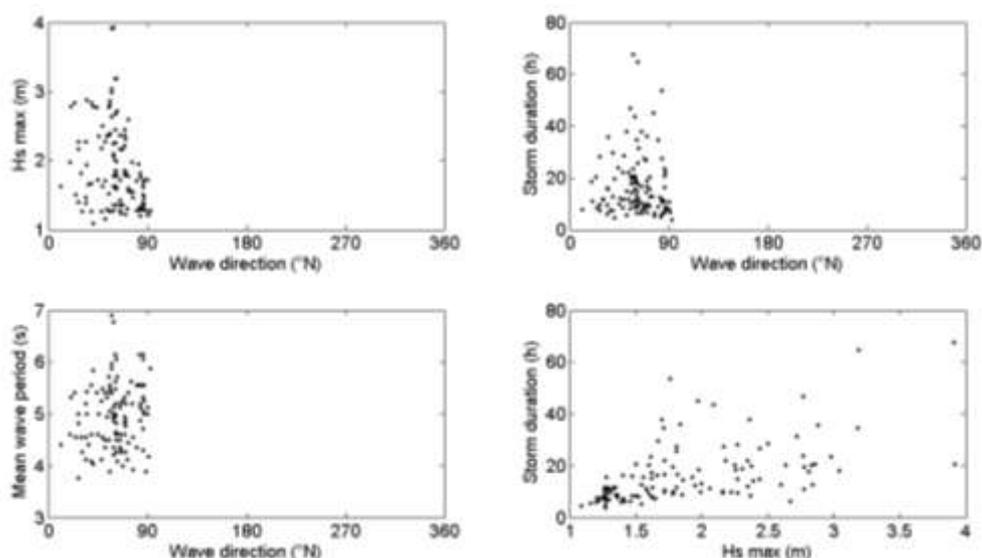


Figura 3.71 – Boa di Cesenatico. Andamento delle principali variabili che caratterizzano lo stato del mare. Altezza d'onda significativa, periodo medio e direzione di provenienza si riferiscono al valore massimo di H_s misurato durante l'evento di mareggiata. La durata dell'evento viene modellata considerando la mareggiata triangolare equivalente corrispondente.

Di seguito viene proposta la metodologia utilizzata nell'ambito del progetto PRIN2008YNPNT9 “Strumenti per la valutazione della vulnerabilità delle aree costiere in relazione ai previsti cambiamenti climatici” per effettuare un'analisi bivariata delle sei coppie che possono essere ottenute considerando le quattro variabili altezza d'onda significativa, periodo medio, direzione di provenienza delle onde e durata della mareggiata sulla base dei dati della boa Nausicaa.

Lo studio è stato condotto mediante la funzione copula, introdotta solo recentemente in campo idrologico nell'analisi di serie storiche di precipitazioni e di periodi di siccità, ma di

grande interesse nella letteratura attuariale e nelle applicazioni relative alla valutazione dell'impatto dei rischi finanziari. La funzione copula rappresenta un efficiente strumento per analizzare il comportamento statistico di variabili dipendenti. La sua efficienza deriva dalla possibilità di studiare separatamente il comportamento delle marginali e la dipendenza globale.

Per rendere l'approccio più generale, ad ogni mareggiata reale, individuata secondo il criterio precedentemente descritto, può essere associata una mareggiata triangolare equivalente, vale a dire un'evoluzione di tipo triangolare della funzione $H_s(t)$ nel tempo, assolutamente equivalente alla prima in termini di rischio ondoso (Figura 3.72). Secondo il procedimento indicato da Boccotti (1997), la costruzione della mareggiata equivalente deve seguire i seguenti criteri: l'altezza del triangolo deve essere uguale al valore massimo dell'altezza significativa raggiunta dalla mareggiata vera, mentre la sua base, cioè la durata della mareggiata triangolare, deve essere tale che l'altezza dell'onda massima attesa nel corso della mareggiata triangolare risulti uguale all'altezza dell'onda massima attesa nella mareggiata reale. Praticamente, con questa definizione, l'altezza del triangolo si ricava immediatamente, mentre la base deve essere valutata per tentativi: si fissa inizialmente una base piccola, corrispondente ad un'altezza d'onda massima attesa nella mareggiata triangolare minore di quella nella mareggiata vera, e la si incrementa progressivamente fino a che l'altezza dell'onda massima attesa nella mareggiata triangolare risulta uguale all'altezza dell'onda massima attesa nella mareggiata reale.

La probabilità che l'altezza d'onda massima nel corso di una mareggiata superi un qualsiasi assegnato valore di soglia di altezza H si può calcolare con la relazione:

$$P(H_{\max} > H) = 1 - \exp \left\{ \int_0^D \frac{1}{\bar{T}[h(t)]} \ln[1 - P(H; H_s = h(t))] dt \right\} \quad (3.40)$$

in cui $P(H; H_s = h(t))$ è la probabilità che un'onda di uno stato di mare avente altezza significativa pari ad h abbia un'altezza maggiore di un'assegnata soglia H , $\bar{T}[h(t)]$ è il periodo medio dello stato di mare e D è la durata della mareggiata. La stessa probabilità di superamento di un'assegnata soglia H da parte dell'altezza d'onda massima per la mareggiata triangolare si può valutare con la:

$$P(H_{\max} > H) = 1 - \exp \left\{ \frac{b}{a} \int_0^a \frac{1}{\bar{T}(h)} \ln[1 - P(H; H_s = h)] dh \right\} \quad (3.41)$$

dove a e b sono rispettivamente l'altezza e la base del triangolo.

I parametri delle mareggiate triangolari equivalenti, per il loro carattere di omogeneità (rispetto a quello irregolare delle mareggiate reali), possono essere utilizzati per una trattazione più generale delle caratteristiche ondose necessarie per la progettazione delle opere e per una migliore conoscenza delle condizioni ondose nel paraggio marino esaminato. Di seguito viene dunque analizzato il comportamento delle seguenti variabili casuali: altezza d'onda della mareggiata triangolare equivalente, durata della mareggiata triangolare equivalente, periodo medio e direzione di provenienza corrispondenti al valore massimo dell'altezza d'onda significativa misurato durante la mareggiata.

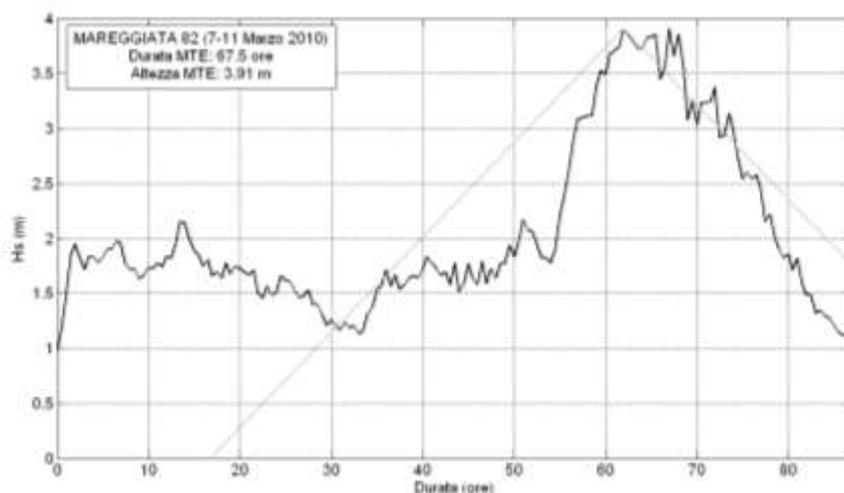


Figura 3.72 – Boa di Cesenatico. Mareggiata reale del 7-11 Marzo 2010 (linea continua in nero) e mareggiata triangolare equivalente ricostruita (linea tratteggiata in grigio).

Si riporta di seguito una breve descrizione della funzione copula per analisi bivariate, secondo la trattazione di Grimaldi e Serinaldi (2003).

Definizione 1. (Nelsen, 1999) Una copula bidimensionale (o 2-copula, o brevemente, copula) è una funzione bivariata $C: [0,1] \times [0,1] \rightarrow [0,1]$ con le seguenti proprietà:

1. $C(u,v)$ è non decrescente in ogni argomento u, v .
2. Per ogni $u, v \in [0,1]$,
 $C(u,0) = C(0,v) = 0, \quad C(u,1) = u, \quad C(1,v) = v$.
3. Per ogni $u_1, u_2, v_1, v_2 \in [0,1]$ tali che $u_1 \leq u_2$ e $v_1 \leq v_2$,
 $C(u_2,v_2) - C(u_1,v_2) - C(u_2,v_1) + C(u_1,v_1) \geq 0$.

Nel caso in cui u e v siano indipendenti la copula è $C(u,v) = u \times v$.

Per ogni copula C ed ogni $(u,v) \in [0,1]^2$ è possibile scrivere:

$$W(u,v) = \max(u + v - 1, 0) \leq C(u,v) \leq \min(u,v) = M(u,v),$$

in cui M e W sono detti rispettivamente, limite superiore e limite inferiore di Fréchet-

Hoeffding. Ciò significa che ogni copula è compresa tra le due copule limite.

Una terza copula di importanza fondamentale è la copula prodotto $\Pi(u,v) = u \times v$. Dette U e V due variabili casuali con copula $C(u,v)$, $U = V$ se e solo se $C(u,v) = M(u,v)$, $U = 1-V$ se e solo se $C(u,v) = W(u,v)$ e U e V sono statisticamente indipendenti se e solo se $C(u,v) = \Pi(u,v)$. W e M sono, dunque, le funzioni di distribuzione bivariate dei vettori $(U,1-U)$ e (U,U) rispettivamente: W descrive una dipendenza negativa perfetta (co-monotonia), e M una dipendenza positiva perfetta (contro-monotonia), intendendo, per dipendenza perfetta, la forma più stretta assunta dalla correlazione ovvero da un'altra misura di dipendenza.

Per l'utilizzo della copula si fa riferimento al seguente teorema e al corollario di Sklar (Nelsen, 1999):

Teorema 1. Sia H una funzione di distribuzione congiunta con marginali F e G . Allora esiste una copula C tale che per ogni $x,y \in \mathbb{R}$,

$$H(x,y) = C(F(x),G(y)). \quad (3.42)$$

Se F e G sono continue, allora C è unica; altrimenti C è unicamente determinata in $\text{Ran}F \times \text{Ran}G$ (dove Ran indica il campo di variazione (range) di una variabile ovvero di una funzione (il suo codominio)).

Viceversa se C è una copula e F e G sono funzioni di distribuzione, allora la funzione H definita dalla relazione precedente è una funzione di distribuzione congiunta con marginali F e G .

Corollario 1. Sia $H(x,y)$ una distribuzione bivariata di due variabili X, Y con distribuzioni marginali $F(x)$ e $G(y)$ continue. Siano $F^{(-1)}$ e $G^{(-1)}$ le inverse delle distribuzioni marginali. Allora, esiste un'unica copula $C : [0,1] \times [0,1] \rightarrow [0,1]$ tale che $\forall (u,v) \in [0,1] \times [0,1]$

$$C(u,v) = H(F^{(-1)}(u),G^{(-1)}(v)). \quad (3.43)$$

Tali enunciati comportano che la procedura di inferenza bivariata può essere decomposta nella definizione delle singole distribuzioni marginali e della copula.

Si evidenzia la possibilità di estrarre una copula da una data distribuzione multivariata ed usarla per legare insieme due distribuzioni univariate scelte arbitrariamente ottenendo una nuova funzione di ripartizione.

Descrizioni delle principali famiglie di copula sono riportate in Joe (1997), Nelsen (1999) e Cherubini et al. (2004).

Il parametro di dipendenza α , si esprime tramite le misure di correlazione di rango τ_K di Kendall e ρ_S di Spearman (Nelsen, 1999). In particolare per la τ_K di Kendall vale la seguente relazione (Nelsen, 1999):

$$\tau_K = 4 \iint_{I^2} C(u, v) \cdot dC(u, v) - 1 \quad (3.44)$$

in cui I^2 è il quadrato unitario $[0,1] \times [0,1] = [0,1]^2$, e l'integrale doppio è il valore atteso della funzione $C(u,v)$.

Per la ρ_S di Spearman vale la relazione (Nelsen, 1999):

$$\rho_S = 12 \iint_{I^2} C(u, v) \cdot dudv - 3 = 12 \iint_{I^2} uv \cdot dC(u, v) - 3 \quad (3.45)$$

dove I^2 è il quadrato unitario $[0,1]^2$, e l'integrale doppio è il valore atteso della variabile prodotto $U \times V$.

Quindi, note le stime campionarie di τ_K e ρ_S , risolvendo l'integrale doppio presente nelle (3.44) e (3.45), si dispone di una relazione la cui unica incognita è il parametro di dipendenza della copula.

Per le applicazioni idrologiche, ci si riferisce alle famiglie di copule appartenenti alla classe archimedea definite dalla forma generale

$$C(u, v) = \varphi^{-1}(\varphi(u) + \varphi(v)) \quad (3.46)$$

in cui φ è una funzione continua, detta generatore della copula, strettamente decrescente e convessa con dominio $I = [0,1]$ e codominio $[0, \infty)$.

Per una copula archimedea, la relazione (3.44) assume la forma (Nelsen, 1999):

$$\text{---} \quad (3.47)$$

Le ragioni per le quali tali copule trovano ampio impiego sono la semplicità con cui possono essere costruite, il fatto che molte famiglie parametriche appartengono a questa classe e la grande varietà di strutture di dipendenza rese disponibili.

Individuare la copula che, per una famiglia monoparametrica, meglio si adatta ai dati, vuol dire stimare il parametro di dipendenza.

Un metodo di stima non parametrico del parametro di dipendenza, definito "a un passo", è suggerito da Genest e Rivest (1993). La procedura consiste nell'utilizzare la (3.47). Essendo $\varphi(t)$ funzione di α e la correlazione di rango τ_K stimabile dal campione disponibile si perviene alla stima di α . Per alcune copule l'integrale (3.47) assume un'espressione semplice da cui segue un'equazione analiticamente invertibile, per altre copule la soluzione si ottiene con metodi iterativi.

Alternativamente si può applicare un approccio definito "a due passi" (De Matteis, 2001). Il primo passo consiste nella stima delle distribuzioni marginali delle variabili X e Y compiuta usando delle distribuzioni empiriche $F_n(x_i)$ e $G_n(y_i)$ del campione disponibile (x_i, y_i) per $i =$

$1, \dots, n$. Il secondo passo prevede la stima di α massimizzando una funzione di massima verosimiglianza. Dalla funzione di densità congiunta, ottenuta derivando la distribuzione congiunta $H(x,y) = C(F(x),G(y))$,

$$h(x,y) = f(x)g(y)C_{12}(F(x),G(y)), \quad (3.48)$$

in cui

$$C_{12}(u, v) = \frac{\partial}{\partial u \partial v} C(u, v), \quad (3.49)$$

$f(x)$, $g(y)$ sono funzioni di densità e $u = F(x)$, $v = G(y)$ sono funzioni di ripartizione, si ricava la funzione di verosimiglianza

$$L(\alpha; u, v) = \prod_{i=1}^n C_{12}(u_i, v_i) \quad (3.50)$$

con $u_i = F_n(x_i)$ e $v_i = G_n(y_i)$.

Eseguita la stima del parametro α per ogni famiglia di copule archimedee, occorre analizzare quale di esse sia più appropriata alla descrizione dei dati.

Di seguito si indicano le copule utilizzate nel presente studio.

- Ali-Mikhail-Haq copula (Archimedean copula)

$$C(u, v) = \frac{uv}{1 - \alpha(1-u)(1-v)} \quad -1 \leq \alpha \leq 1 \quad (3.51)$$

- Clayton copula (Archimedean copula)

$$C(u, v) = \max\left\{ \left[(u^{-\alpha} + v^{-\alpha} - 1)^{-1/\alpha}, 0 \right] \right\} \quad [-1, 0) \cup (0, +\infty) \quad (3.52)$$

- Farlie-Gumbel-Morgenstern copula

$$C(u, v) = uv[1 + \alpha(1-u)(1-v)] \quad -1 \leq \alpha \leq 1 \quad (3.53)$$

- Frank copula (Archimedean copula)

$$C(u, v) = -\frac{1}{\alpha} \ln \left[1 + \frac{e^{-\alpha u} - 1}{e^{-\alpha} - 1} \frac{e^{-\alpha v} - 1}{e^{-\alpha} - 1} \right] \quad (-\infty, -1) \cup (1, +\infty) \quad (3.54)$$

- Galambos copula (extreme value copula)

$$C(u, v) = uv \exp \left\{ - \ln u^{-\alpha} + - \ln v^{-\alpha} - \frac{1}{\alpha} \right\} \quad \alpha \geq 1 \quad (3.55)$$

- Gumbel-Hougaard copula (Archimedean copula)

$$C(u, v) = \exp \left\{ - \ln u^{-\alpha} + - \ln v^{-\alpha} - \frac{1}{\alpha} \right\} \quad \alpha \geq 1 \quad (3.56)$$

- Plackett copula

$$C(u, v) = \frac{1}{2} \frac{1}{\alpha - 1} \left\{ 1 + \alpha - 1 \left[u + v - \left(1 + \alpha - 1 \left[u + v \right]^2 - 4\alpha \alpha - 1 \left[uv \right]^{\frac{1}{2}} \right) \right] \right\} \quad \alpha \geq 1 \quad (3.57)$$

- Gaussian copula (Elliptical copula)

$$C(u, v) = \int_{-\infty}^{\Phi^{-1}(u)} \int_{-\infty}^{\Phi^{-1}(v)} \frac{1}{2\pi\sqrt{1-\alpha^2}} \exp\left(-\frac{t^2 - 2\alpha st + s^2}{2(1-\alpha^2)}\right) ds dt \quad -1 \leq \alpha \leq 1 \quad (3.58)$$

dove Φ^{-1} rappresenta l'inversa della distribuzione Normale standard univariata;

- t-Student copula (Elliptical copula)

$$C(u, v) = \int_{-\infty}^{t_v^{-1}(u)} \int_{-\infty}^{t_v^{-1}(v)} \frac{1}{2\pi\sqrt{1-\alpha^2}} \left(1 + \frac{t^2 - 2\alpha st + s^2}{v(1-\alpha^2)} \right)^{-\frac{v+2}{2}} ds dt \quad -1 \leq \alpha \leq 1 \quad (3.59)$$

dove t_v^{-1} rappresenta l'inversa della distribuzione t univariata e $v > 2$ è il numero di gradi di libertà.

Nelle espressioni precedenti u e v rappresentano due funzioni di distribuzione cumulative dipendenti variabili tra 0 e 1; α è il parametro utilizzato per misurare il grado di associazione tra u e v .

L'approccio metodologico seguito prevede innanzitutto la determinazione della distribuzione univariata delle quattro variabili considerate. La distribuzione più appropriata per modellare i valori delle variabili casuali considerate è stata selezionata in relazione al buon adattamento fornito ai dati.

Per rappresentare i valori massimi dell'altezza d'onda significativa registrati durante gli eventi di mareggiata è stata adottata una distribuzione di Gumbel

$$F_H(h) = \exp\left\{-\exp\left[-\frac{h - b_H}{c_H}\right]\right\} \quad (3.60)$$

e le stime dei parametri di posizione (b_H) e di scala (c_H) sono state ottenute con il metodo degli L-moments utilizzando il pacchetto "lmom" sviluppato in R da Hosking (<http://cran.r-project.org/web/packages/lmom/index.html>).

Per il periodo medio corrispondente alla registrazione dell'altezza d'onda significativa massima è stata adottata una distribuzione GEV

$$F_P(p) = \exp\left\{-\left[1 - k_P \left(\frac{p - b_P}{c_P}\right)\right]^{1/k_P}\right\} \quad (3.61)$$

ed i parametri di posizione (b_P), scala (c_P) e forma (k_P) sono stati stimati di nuovo con il

metodo degli L-moments utilizzando il pacchetto “lmom”.

Per la durata della mareggiata è stata considerata, come per il periodo medio, una distribuzione GEV

$$F_D(d) = \exp\left\{-\left[1 - k_D \left(\frac{d - b_D}{c_D}\right)\right]^{1/k_D}\right\} \quad (3.62)$$

ma per la stima dei parametri di posizione (b_P), scala (c_P) e forma (k_P) si è utilizzato il metodo della massima verosimiglianza.

La direzione di provenienza delle onde è stata invece modellata attraverso una funzione di smoothing kernel gaussiana (stima non parametrica).

Il confronto fra le funzioni di distribuzione empiriche e teoriche, riportato nelle Figure 3.73, 3.74, 3.75 e 3.76, risulta generalmente buono. La bontà della scelta è inoltre supportata, nelle diverse situazioni, dai risultati ottenuti dall'applicazione del test di Kolmogorov-Smirnov con un livello di significatività del 5%.

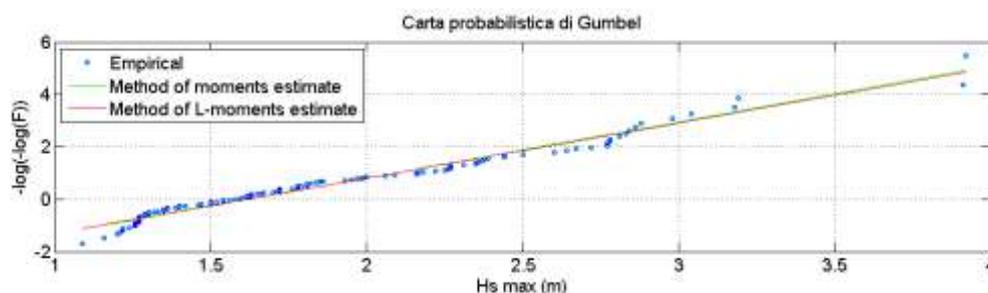


Figura 3.73 – Confronto in carta probabilistica di Gumbel fra la funzione di distribuzione empirica (in blu) e quella teorica (Gumbel) per la variabile H_s . Sono stati messi a confronto anche i risultati di due differenti metodi di stima dei parametri della distribuzione teorica: il metodo dei momenti (in verde) ed il metodo degli L-moments (in rosso).

Variabile	Parametri					
	b_H (m)	1.62	c_H (m)	0.47	—	—
T_m (GEV)	b_P (s)	4.71	c_P (s)	0.58	k_P	0.17
Durata (GEV)	b_D (h)	10.59	c_D (h)	5.47	k_D	0.40

Tabella 3.24 – Stime dei parametri delle funzioni di distribuzione univariate adottate per le variabili altezza d’onda significativa, periodo medio e durata della mareggiata.

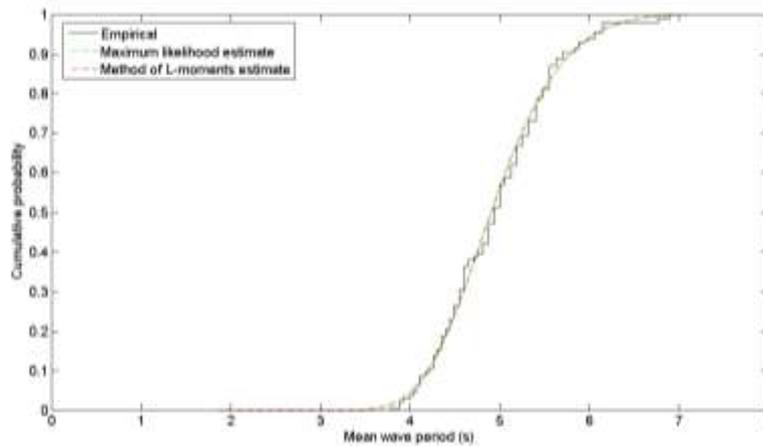


Figura 3.74 – Distribuzione cumulata empirica e modellata (GEV) per il periodo medio registrato in corrispondenza del valore massimo di H_s . Sono stati messi a confronto anche i risultati di due differenti metodi di stima dei parametri della distribuzione teorica: il metodo della massima verosimiglianza (in verde) ed il metodo degli L-moments (in rosso).

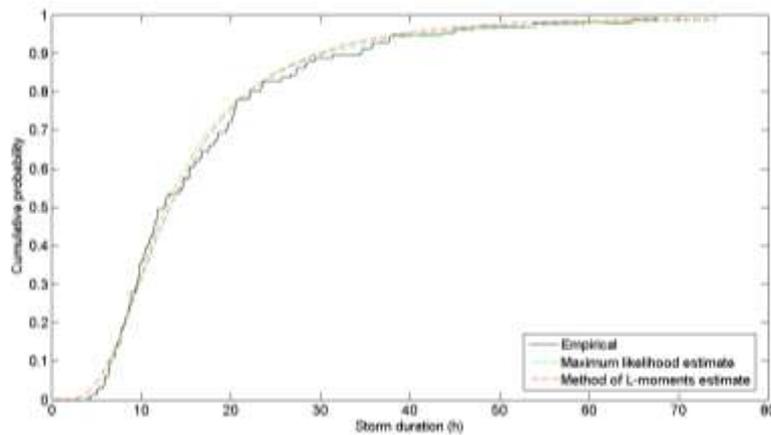


Figura 3.75 – Distribuzione cumulata empirica e modellata (GEV) per la durata della mareggiata triangolare equivalente. Sono stati messi a confronto anche i risultati di due differenti metodi di stima dei parametri della distribuzione teorica: il metodo della massima verosimiglianza (in verde) ed il metodo degli L-moments (in rosso).

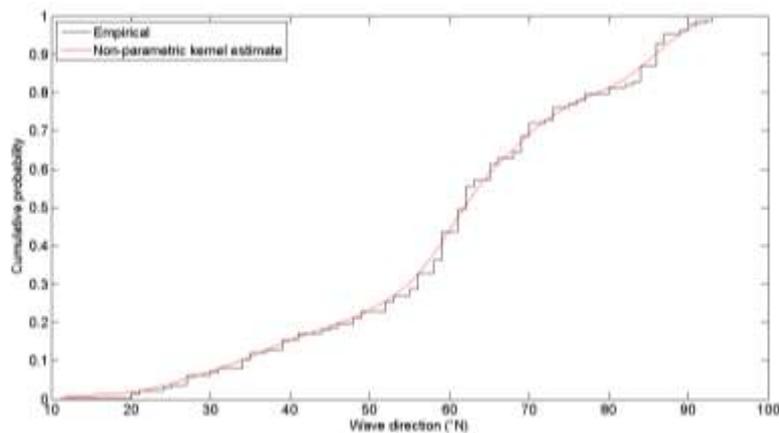


Figura 3.76 – Distribuzione cumulata empirica (in nero) e modellata (in rosso) per la direzione di provenienza dell'onda utilizzando una funzione di smoothing kernel gaussiana.

I risultati di un'analisi in termini del coefficiente di correlazione non parametrico τ_K di Kendall sulle relazioni che possono intercorrere tra le quattro variabili in esame, considerate a due a due, vengono riportati in Tabella 3.25. Valori di τ_K significativamente diversi da zero indicano che le variabili sono stocasticamente dipendenti. In particolare, valori negativi (positivi) di τ_K evidenziano un'associazione negativa (positiva) fra le variabili considerate. Occorre sottolineare che l'approccio adottato è del tutto generale, nel senso che se le variabili sono dipendenti, il loro comportamento viene descritto mediante una copula opportuna; se, al contrario, dovessero risultare indipendenti, la 2-copula Π_2 fisserebbe ugualmente la mancanza di associazione statistica (De Michele et al., 2007).

	(H _s , T _m)	(H _s , dur)	(H _s , dir)	(T _m , dur)	(T _m , dir)	(dur, dir)
τ_K	0.51 (2.22*10 ⁻¹⁶)	0.46 (7.68*10 ⁻¹⁴)	-0.24 (8.77*10 ⁻⁵)	0.29 (2.27*10 ⁻⁶)	0.06 (0.32)	-0.09 (0.14)
ρ_S	0.61	0.65	-0.33	0.40	0.10	-0.13
ρ_P	0.68	0.56	-0.29	0.42	0.15	-0.02

Tabella 3.25 – Stime dei valori della τ_K di Kendall, ρ_S di Spearman e ρ_P di Pearson (coefficiente di correlazione lineare) per tutte le possibili coppie formate dalle quattro variabili considerate nell'analisi (H_s = altezza d'onda significativa, T_m = periodo medio dell'onda, dur = durata e dir = direzione di provenienza). Tra parentesi sono riportati i p-values stimati applicando il test di indipendenza basato sulla τ_K di Kendall proposto da Genest e Favre (2007).

Analizzando i risultati riportati in Tabella 3.25 si osserva come le coppie (H_s, T_m), (H_s, dur) e (T_m, dur) (dur = durata, dir = direzione) esibiscano una forte associazione positiva: questo significa che altezze d'onda più elevate si accompagnano generalmente a periodi medi più elevati, e, allo stesso modo, a mareggiate più lunghe risultano associati altezze d'onda e periodi medi T_m più elevati. Anche le variabili T_m e dir presentano un'associazione positiva: si è già osservato in precedenza come, per effetto della morfologia dell'Adriatico settentrionale, si possano osservare periodi mediamente più lunghi in associazione con le mareggiate di Scirocco piuttosto che in corrispondenza di eventi da Bora (Idroser, 1996). La coppia (H_s, dir) presenta invece una forte associazione negativa: le mareggiate da Scirocco risultano infatti caratterizzate da altezze d'onda inferiori rispetto a quelle provenienti da Bora. Il valore negativo di τ_K relativo all'ultima coppia, (dur, dir), sembra invece indicare durate inferiori per le mareggiate da Scirocco rispetto a quelle da NE.

Risultati analoghi possono essere ottenuti considerando il coefficiente di correlazione non parametrico ρ_S di Spearman. Si osserva che, contrariamente al coefficiente di correlazione

lineare di Pearson ρ_P , l'esistenza di τ_K e ρ_S , è sempre garantita, essendo tali coefficienti basati sul concetto di rango.

A questo punto per ogni coppia di variabili considerata nello studio deve essere individuata una ben definita famiglia di copule da cui estrarre quella che meglio si adatta ai dati. Poiché non esiste, al momento, un criterio da seguire nella scelta della migliore famiglia di copule, si procede operativamente testando alcune delle famiglie più note, che caratterizzano un ampio range di dipendenze e coprono la maggior parte delle applicazioni riportate in letteratura (De Michele et al., 2007).

Nel presente studio sono stati messi a confronto i risultati ottenuti considerando le nove famiglie di copule precedentemente indicate. Occorre inoltre precisare che alcune di queste famiglie, in particolare la Ali-Mikhail-Haq e la Farlie-Gumbel-Morgenstern, possono modellare solo situazioni in cui il coefficiente di correlazione τ_K tra le variabili considerate ricade all'interno di un prefissato intervallo, rispettivamente di $[-0.1817, 1/3]$ e $[-2/9, 2/9]$ (Salvadori et al., 2007).

La stima del parametro della copula α viene qui effettuata con il metodo della massima verosimiglianza (relazione 3.50), assumendo che i dati siano osservazioni della copula sconosciuta (De Matteis, 2001).

Per identificare la copula più adatta a rappresentare la struttura di dipendenza esistente fra le variabili di ciascuna delle sei coppie analizzate sono stati esaminati i risultati derivati dall'applicazione dei criteri di massima verosimiglianza, di informazione di Akaike (AIC) e bayesiano (BIC) ed i valori assunti dal root mean square error (RMSE).

Per le coppie (H_s, T_m) , (H_s, dur) , (H_s, dir) , (T_m, dur) , (T_m, dir) e (dur, dir) sono state selezionate rispettivamente le copule di Gumbel, Gaussian (Figura 3.77), Frank, Plackett, Gaussian e Ali-Mikhail-Haq. In Tabella 3.26 vengono riportati i valori stimati del parametro α , del logaritmo della funzione di verosimiglianza, dei criteri di informazione applicati e del RMSE per la copula individuata per ciascuna delle sei coppie di variabili considerate nell'analisi.

Un ulteriore test visivo può essere effettuato mettendo a confronto le curve di livello della copula teorica, adattata alle osservazioni disponibili, con quelle della copula empirica, costruita utilizzando gli stessi dati (Figura 3.78). L'adattamento risulta soddisfacente per tutte le coppie considerate, soprattutto se si tiene conto che il campione di dati di partenza contiene solo 120 osservazioni. La presenza di salti e di segmenti rettilinei è dovuta semplicemente all'esistenza dei "ties" (identiche coppie di valori) che alterano la stima delle probabilità di

interesse. Si tratta comunque di un problema che affligge solo i livelli di probabilità più bassi, caratterizzati da un maggior numero di coppie che si comportano come “ties”. Si osserva inoltre che questa metodologia di confronto delle distribuzioni bivariate è non parametrica, nel senso che la copula empirica non viene costruita utilizzando le marginali delle variabili considerate, ma essendo data da

$$C(u, v) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n I\left(\frac{R_i - 0.5}{n} \leq u, \frac{S_i - 0.5}{n} \leq v\right) \quad (3.63)$$

si basa sul rango; R_i e S_i rappresentano rispettivamente il rango dell' i -esimo valore delle variabili di ciascuna coppia considerata e $I(A)$ è l'indicator function del set A .

	(H _s , T _m)	(H _s , dur)	(H _s , dir)	(T _m , dur)	(T _m , dir)	(dur, dir)
Copula	Gumbel	Gaussian	Frank	Plackett	Gaussian	Ali-Mikhail-Haq
α	1.968	0.636	-2.074	4.271	0.122	-0.451
ℓ	-40.572	-31.036	-7.140	-13.286	-0.904	-1.043
AIC	-79.144	-60.073	-12.280	-24.572	0.192	-0.086
BIC	-76.357	-57.285	-9.492	-21.7845	2.980	2.701
RMSE	0.0219	0.0115	0.0177	0.0136	0.0138	0.0136

Tabella 3.26 – Stime del parametro α , del logaritmo della funzione di verosimiglianza, dei criteri di informazione di Akaike e bayesiano e del RMSE per la copula selezionata per ciascuna delle sei coppie di variabili considerate nell'analisi.

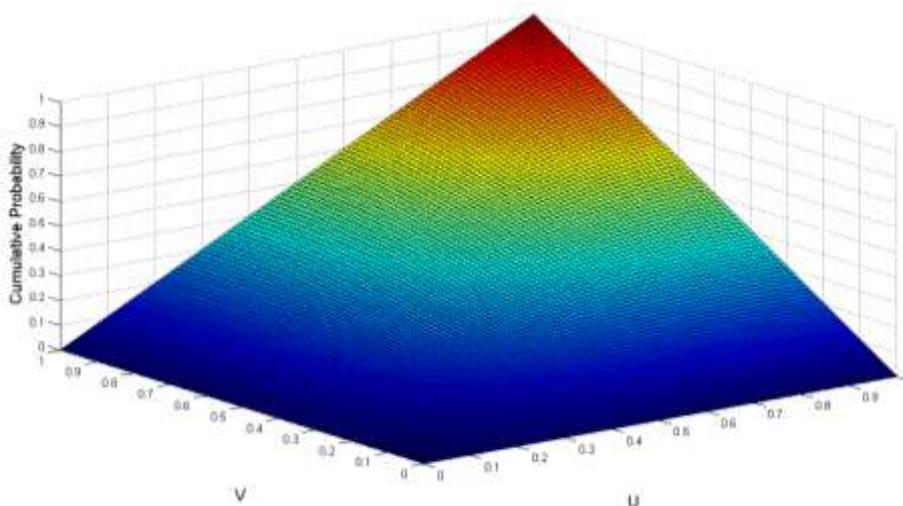


Figura 3.77 – Distribuzione di probabilità cumulata della copula gaussiana relativa alla coppia altezza d'onda significativa - durata della mareggiata.

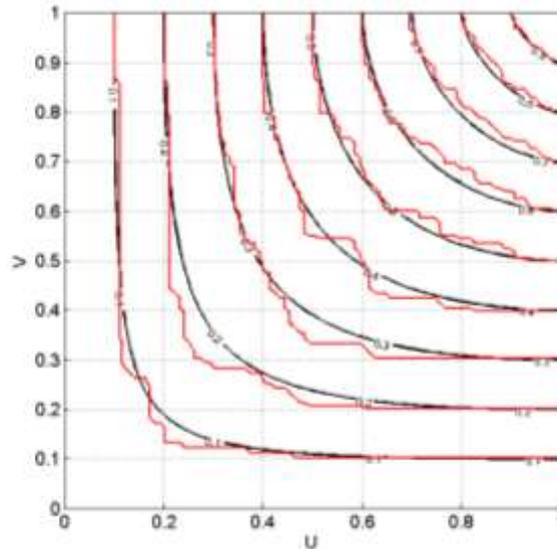


Figura 3.78 – Confronto fra le curve di livello della copula teorica (in nero) e della copula empirica (in rosso) costruite sulla base degli stessi dati. Il caso indicato si riferisce alla coppia altezza d’onda significativa-durata della mareggiata.

Un ulteriore argomento d’interesse per le applicazioni a livello progettuale è rappresentato dall’estensione del concetto di tempo di ritorno dal caso univariato a quello bivariato. Seguendo lo schema concettuale di Shiau (2006) e più in particolare quello di De Michele et al. (2007), specifico per l’analisi di eventi di tempesta, riportato in Figura 3.79, dalla serie delle mareggiate selezionate è possibile stimare il valore atteso di S , definito come la “durata totale della mareggiata” (total storm duration) ed espresso attraverso la somma di una fase “attiva” D e della successiva fase “di calma” I . Tale valore risulta per i dati osservati alla boa Nausicaa pari a $\mu_S \approx 212.5$ ore.

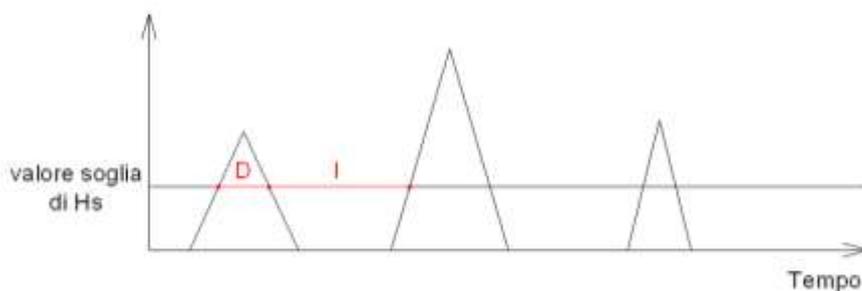


Figura 3.79 – Sequenza di mareggiate triangolari equivalenti (De Michele et al., 2007).

Ne segue di conseguenza che il tempo di ritorno della mareggiata $\tau(p)$, associato ad un fissato livello di probabilità $0 < p < 1$, può essere calcolato come

$$\tau(p) = \mu_S / (1 - p). \quad (3.64)$$

Utilizzando la relazione indicata si possono calcolare i valori di altezza d'onda significativa e durata della mareggiata separatamente per tempi di ritorno di 0.5, 1, 2, 5, 10, 20, 50 e 100 anni; tali valori sono riportati in Tabella 3.27. Il confronto con i valori estremi di altezza d'onda significativa suddivisi per settore direzionale proposti da Idroser (1996), mostrati in Tabella 3.19, evidenzia un sostanziale accordo con le stime relative al settore compreso fra 30 e 60°N per i tempi di ritorno di 1, 2 e 5 anni. Valori di H_s leggermente inferiori a quelli previsti da Idroser si hanno invece in corrispondenza di tempi di ritorno di 10, 50 e 100 anni con differenze massime rispettivamente di 4, 5 e 6 cm nel confronto con i valori proposti per il settore dominante compreso tra 60 e 90°N.

Tempo di ritorno (anni)	H_s (m)	Durata (ore)
0.5	3.04	42.6
1	3.38	57.6
2	3.71	77.4
5	4.15	113.5
10	4.47	151.3
20	4.80	201.2
50	5.24	292.7
100	5.57	388.3

Tabella 3.27 – Valori estremi di H_s (m) e durata (ore) considerati separatamente per diversi periodi di ritorno.

La metodologia proposta da Shiau (2006) può essere utilizzata per valutare i tempi di ritorno congiunti degli eventi di mareggiata considerando entrambe le variabili H_s e durata contemporaneamente. Questi tempi di ritorno possono essere definiti per due diverse situazioni: D (durata) $\geq d$ e H (altezza d'onda significativa) $\geq h$ e $D \geq d$ o $H \geq h$. Essi risultano definiti per le due condizioni indicate rispettivamente da

$$T_{DH} = \frac{\mu_S}{P(D \geq d, H \geq h)} = \frac{\mu_S}{1 - \tau_D(d) - \tau_H(h) + \tau_{DH}(d, h)} = \frac{\mu_S}{1 - \tau_D(d) - \tau_H(h) + \tau(F_D(d), F_H(h))} \quad (3.65)$$

$$T'_{DH} = \frac{\mu_S}{P(D \geq d \text{ or } H \geq h)} = \frac{\mu_S}{1 - \tau_{DH}(d, h)} = \frac{\mu_S}{1 - \tau(F_D(d), F_H(h))} \quad (3.66)$$

Poiché esistono varie combinazioni di altezza d'onda significativa e durata che possono essere ottenute per uno stesso periodo di ritorno, i tempi di ritorno congiunti vengono rappresentati attraverso curve di livello, come mostrato in Figura 3.80.

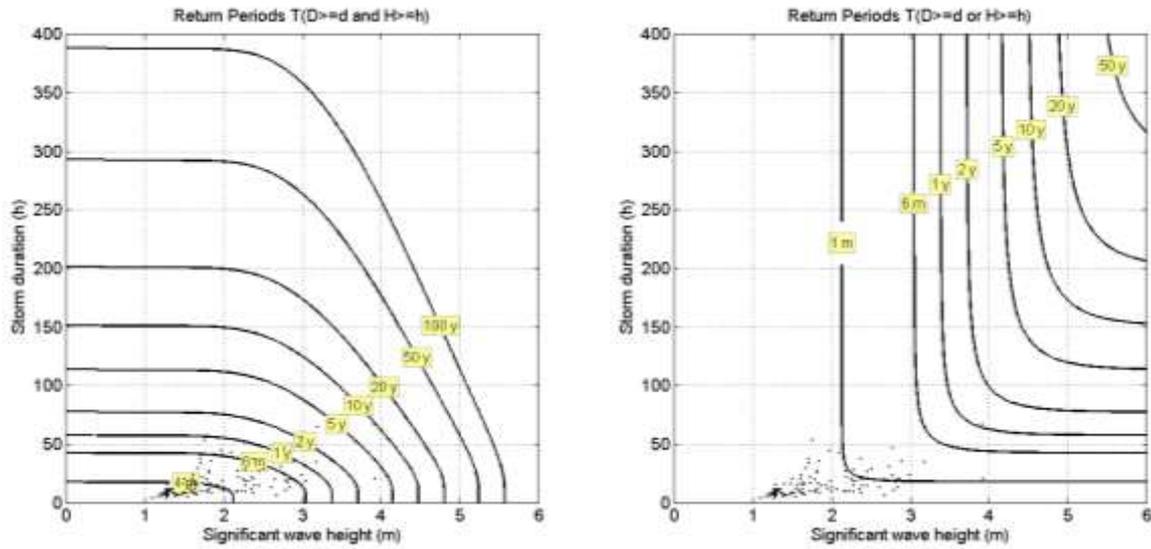


Figura 3.80 – Tempi di ritorno congiunti (T_{DH} a sinistra e T'_{DH} a destra) per la coppia altezza d'onda significativa e durata della mareggiata ottenuti considerando la copula gaussiana.

Ad esempio, per $h = 3$ m e $d = 24$ ore si ottengono i seguenti tempi di ritorno: $T_{DH} = 0.7$ anni e $T'_{DH} = 0.13$ anni.

Capitolo 4

L'analisi degli impatti da mareggiata

4.1 I dati disponibili

4.1.1 I rilievi morfologici

Per l'analisi degli impatti determinati da eventi di mareggiata lungo i 6 km del cordone dunare che si estende fra gli abitati di Lido di Dante e Lido di Classe (RA) sono disponibili i rilievi realizzati nell'ambito del progetto MICORE (<http://geo.regione.emilia-romagna.it/geonetwork/srv/en/main.home>). Il monitoraggio morfologico pre-storm eseguito al termine della stagione estiva, durante le campagne dal 29 Settembre al 1 Ottobre 2008 e dal 14 al 16 Settembre 2009, comprende i rilievi topografici condotti con tecnologia DGPS in modalità RTK di sezioni trasversali alla linea di riva spaziate di 100 m ed i dati batimetrici acquisiti tramite ecoscandaglio singlebeam (con precisione centimetrica ed accuratezza di 1 m nella determinazione planimetrica) di profili con uguale equidistanza, quasi sul prolungamento dei transetti a terra ed estesi mediamente fino ad una profondità di circa 5.5 m (coordinate Est, Nord e Z in UTM32 WGS84). Nelle successive Figure 4.1 e 4.2 viene visualizzata la posizione dei trentotto profili topografici considerati in dettaglio nello studio per i tratti di costa a Nord e a Sud di Foce Bevano. La risposta del sistema fisico esposto alle condizioni energetiche del mare durante i mesi autunno-invernali è stata rilevata mediante le campagne topografiche (profili post-storm) realizzate fra il 9 ed il 12 Febbraio 2009 e fra il 17 ed il 22 Febbraio 2010. Risulta disponibile un ulteriore rilievo topografico eseguito tra il 16 ed il 19 Marzo 2010, circa una settimana dopo che un'intensa mareggiata si è abbattuta sul litorale regionale. Purtroppo la limitata profondità raggiunta dai rilievi topografici e l'assenza di batimetrie post-storm non consentono di effettuare indagini specifiche sul comportamento della spiaggia sommersa, sulla morfodinamica dei fondali e sull'eventuale migrazione delle barre naturali localizzate in genere ad una profondità di 2÷2.5 m lungo il litorale romagnolo.



Figura 4.1 – Localizzazione dei profili analizzati nell'area tra Lido di Dante e Foce Bevano (scala 1:25'000).



Figura 4.2 – Localizzazione dei profili analizzati nell’area tra Foce Bevano e Lido di Classe (scala 1:25’000).

4.1.2 Le osservazioni delle forzanti meteomarine

Come precedentemente indicato, le registrazioni fornite ogni 30 minuti dalla boa ondometrica direzionale Nausicaa, collocata da ARPA 8 km al largo di Cesenatico e situata circa 20 km a Sud del paraggio oggetto di studio, su un fondale di 10 m di profondità, costituiscono le sole misure di moto ondoso attualmente disponibili per l’intero litorale regionale.

Per coprire gli intervalli temporali caratterizzati dall’assenza di misurazioni a causa del mancato funzionamento strumentale, sono state utilizzate le previsioni prodotte dal modello

numerico SWAN-MEDITARE, di cui si avvale operativamente il Servizio Idro-Meteo-Clima di ARPA per monitorare lo stato del mare nelle acque costiere dell'Emilia-Romagna (Valentini et al., 2007). I dati del run giornaliero con emissione 00UTC e +72 ore di forecast messi a disposizione da ARPA comprendono i valori simulati di altezza significativa, periodo di picco, periodo medio e direzione di provenienza dell'onda con cadenza oraria e si riferiscono al punto della griglia di calcolo del modello più vicino alla posizione occupata dalla boa Nausicaa (punto griglia di coordinate 44.2138°N 12.4731°E alla profondità di 9.69 m).

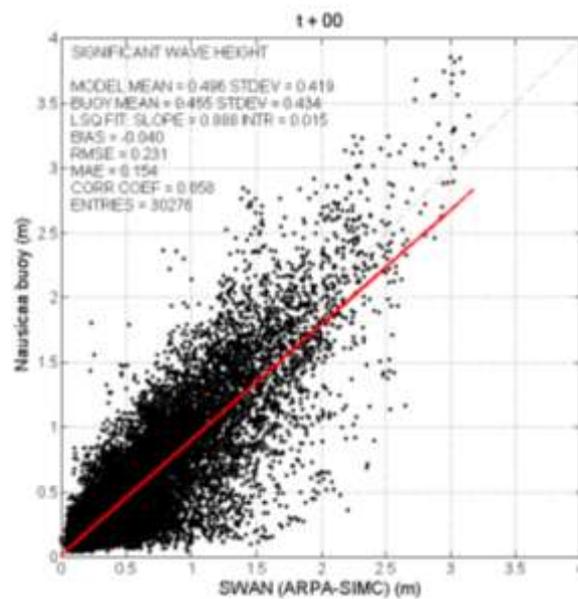


Figura 4.3 – Scatter plot dei valori di altezza d’onda significativa registrati dalla boa Nausicaa a Cesenatico e previsti dal modello SWAN (ARPA-SIMC) nel periodo fra il 23 Maggio 2007 09:00 UTC ed il 23 Giugno 2011 23:00 UTC. L’analisi è stata condotta nell’ambito del progetto PRIN2008YNPNT9 “Strumenti per la valutazione della vulnerabilità delle aree costiere in relazione ai previsti cambiamenti climatici”.

Il buon accordo fra le serie di valori di altezza d’onda significativa registrati dalla boa Nausicaa e simulati dal modello SWAN viene mostrato dal diagramma di dispersione riportato in Figura 4.3 per l’insieme dei dati delle prime 24 ore di ogni run giornaliero del periodo compreso fra il 23 Maggio 2007 09:00 UTC ed il 23 Giugno 2011 23:00 UTC ed evidenziato dai coefficienti della retta di regressione e di correlazione.

Osservazioni del livello del mare con cadenza di 10 minuti sono rilevate, circa 10 km a Nord del sito di studio, dal mareografo di Porto Corsini appartenente alla Rete Mareografica Nazionale gestita da ISPRA.

Le condizioni di moto ondoso ed i fenomeni di acqua alta vengono messi in relazione con la

situazione meteorologica che accompagna gli eventi. Vengono quindi presi in considerazione anche il fattore vento (che con la sua azione superficiale può spingere le masse d'acqua) e le basse pressioni locali (effetto barometrico inverso).

In assenza di misure efficaci del vento raccolte in mare aperto da piattaforme o da apposite boe, si fa generalmente riferimento ai valori registrati dalle stazioni anemometriche costiere. In particolare, oltre alle osservazioni orarie rilevate dalla stazione mareografica di Porto Corsini, risultano disponibili le misurazioni orarie fornite dalla stazione Cesenatico Porto (latitudine 44.2018°, longitudine 12.4035°) della rete RIRER (Rete Integrata Regionale idro-meteo-pluviometrica dell'Emilia-Romagna) monitorata da ARPA, espresse come direzione e velocità media del vento sugli ultimi dieci minuti precedenti l'ora di osservazione a cui il dato viene attribuito.

Valori osservati dell'altra importante grandezza meteorologica, la pressione atmosferica, sempre in diminuzione al passaggio della perturbazione che causa l'innalzamento locale del livello del mare, possono essere derivati dalle stazioni adriatiche (Otranto, Bari, Vieste, Ortona, Ancona, Porto Corsini, Venezia, Trieste) e tirreniche (Porto Torres) della Rete Mareografica Nazionale (<http://www.mareografico.it/>).

4.2 La stima degli impatti osservati

4.2.1 Metodologia applicata

4.2.1.1 Caratterizzazione degli eventi meteomarini

Le serie temporali delle misurazioni ondametriche relative ai periodi intercorsi tra l'esecuzione dei rilievi topografici vengono analizzate per identificare gli eventi ondososi che hanno interessato il paraggio in esame. Dall'applicazione del criterio di selezione indicato nel Capitolo 3, quindici eventi vengono individuati a partire dalle registrazioni della boa Nausicaa nell'intervallo tra il 29 Settembre 2008 ed il 20 Gennaio dell'anno successivo e tre sulla base dei dati SWAN tra il 20 Gennaio ed il 12 Febbraio del 2009, diciotto eventi (ventidue complessivamente, se si considerano anche i quattro superamenti della soglia che emergono dai dati modellati nei periodi di non funzionamento della boa) si sono abbattuti sull'area tra il 14 Settembre 2009 ed il 16 Febbraio 2010 e cinque eventi risultano essere accaduti tra il 17 Febbraio e la metà di Marzo dello stesso anno. Le informazioni relative ad

ognuno degli eventi individuati vengono quindi incrociate con i dati rilevati dalla stazione mareografica di Porto Corsini, estraendo il livello massimo osservato in ciascun caso. Poiché sono soprattutto le mareggiate associate ad acqua alta ad esporre il territorio costiero regionale ad un elevato rischio per ingressione marina ed a contribuire in maniera determinante all'aumento del grado di vulnerabilità del litorale, nell'identificazione degli eventi significativi viene considerata come elemento di criticità la sopraelevazione del livello medio del mare, causata dall'impilamento dell'acqua sottocosta per effetto dei forti venti e della bassa pressione atmosferica, rispetto alla massima quota raggiunta durante le alte maree sizigiali. Nelle Tabelle 4.1, 4.2 e 4.3 si riportano sinteticamente le mareggiate che si sono verificate in ciascuno dei tre intervalli considerati, distinguendo gli eventi ondosi caratterizzati dalla concomitanza con estremali massimi di marea maggiori o uguali a +0.50 m sul l.m.m. Nella schematizzazione delle manifestazioni ondose qui riportata si indica, sia per ragioni di brevità che per la presenza di fenomeni di clustering, solo l'estremale massimo raggiunto dal livello marino durante l'intervallo di tempo che include, oltre all'evento stesso, le sei ore precedenti e successive. Resta comunque chiaro che anche la permanenza del livello marino al di sopra della soglia considerata ha un'influenza diretta sull'entità dei processi erosivi indotti sul sistema spiaggia-duna. Un ulteriore confronto viene effettuato considerando la serie mareografica archiviata dall'ICPSM per la stazione di Punta della Salute per accertare che anche a Venezia, e non solo a Ravenna, si siano registrati nello stesso periodo di tempo valori sostenuti (maggiori o uguali a +80 cm sullo ZMPS) della marea. Sono state inoltre analizzate le condizioni meteorologiche che accompagnano il fenomeno considerando l'evoluzione delle due principali grandezze atmosferiche (il vento e la pressione) nei giorni interessati dall'evento a livello locale, attraverso le registrazioni disponibili per le vicine stazioni di Porto Corsini e Cesenatico (Figure 4.4, 4.5 e 4.6), e a più larga scala mediante la ricostruzione dei meccanismi generativi con riferimento all'intero bacino adriatico. Questa procedura consente una caratterizzazione delle mareggiate che oltre a fornire indicazioni utili sulla loro quantità e distribuzione temporale, permette di riconoscere facilmente gli eventi a più alto contenuto energetico potenzialmente in grado di produrre impatti significativi sulla costa in termini di allagamenti ed erosioni.

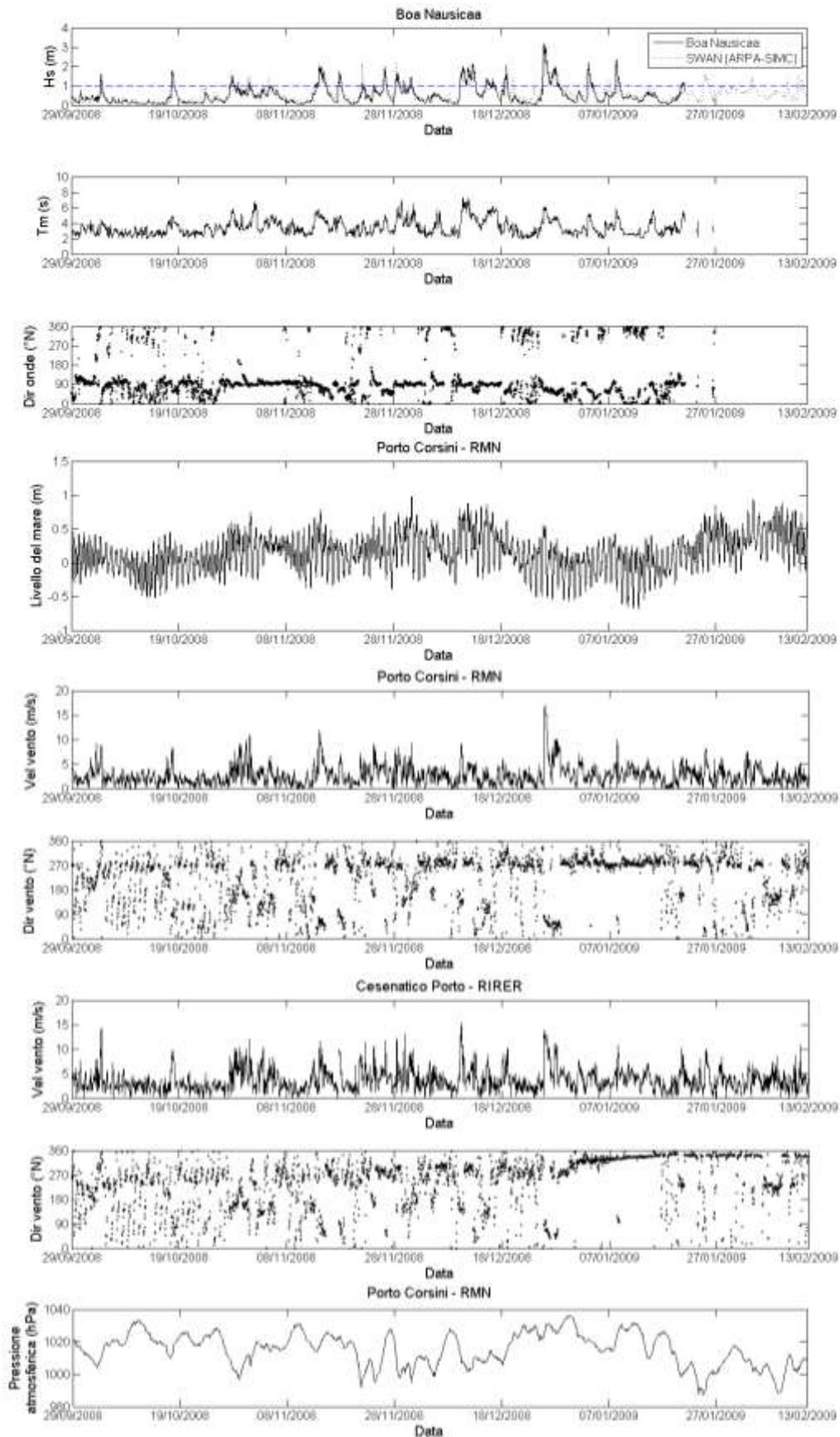


Figura 4.4 – Andamento delle principali grandezze meteomarine registrato nel periodo tra il 29 Settembre 2008 ed il 12 Febbraio 2009.

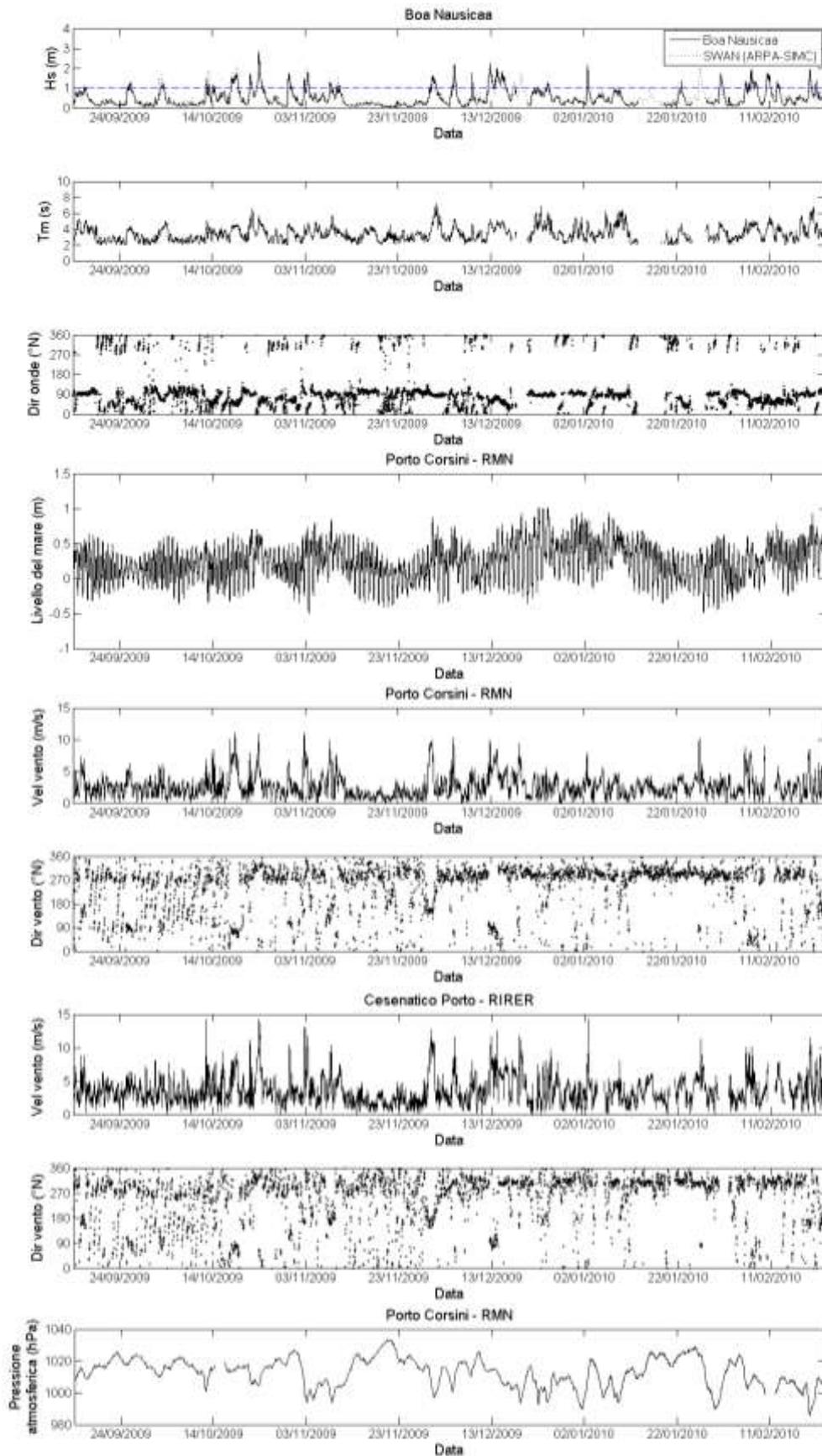


Figura 4.5 – Andamento delle principali grandezze meteomarine registrato nel periodo tra il 14 Settembre 2009 ed il 22 Febbraio 2010.

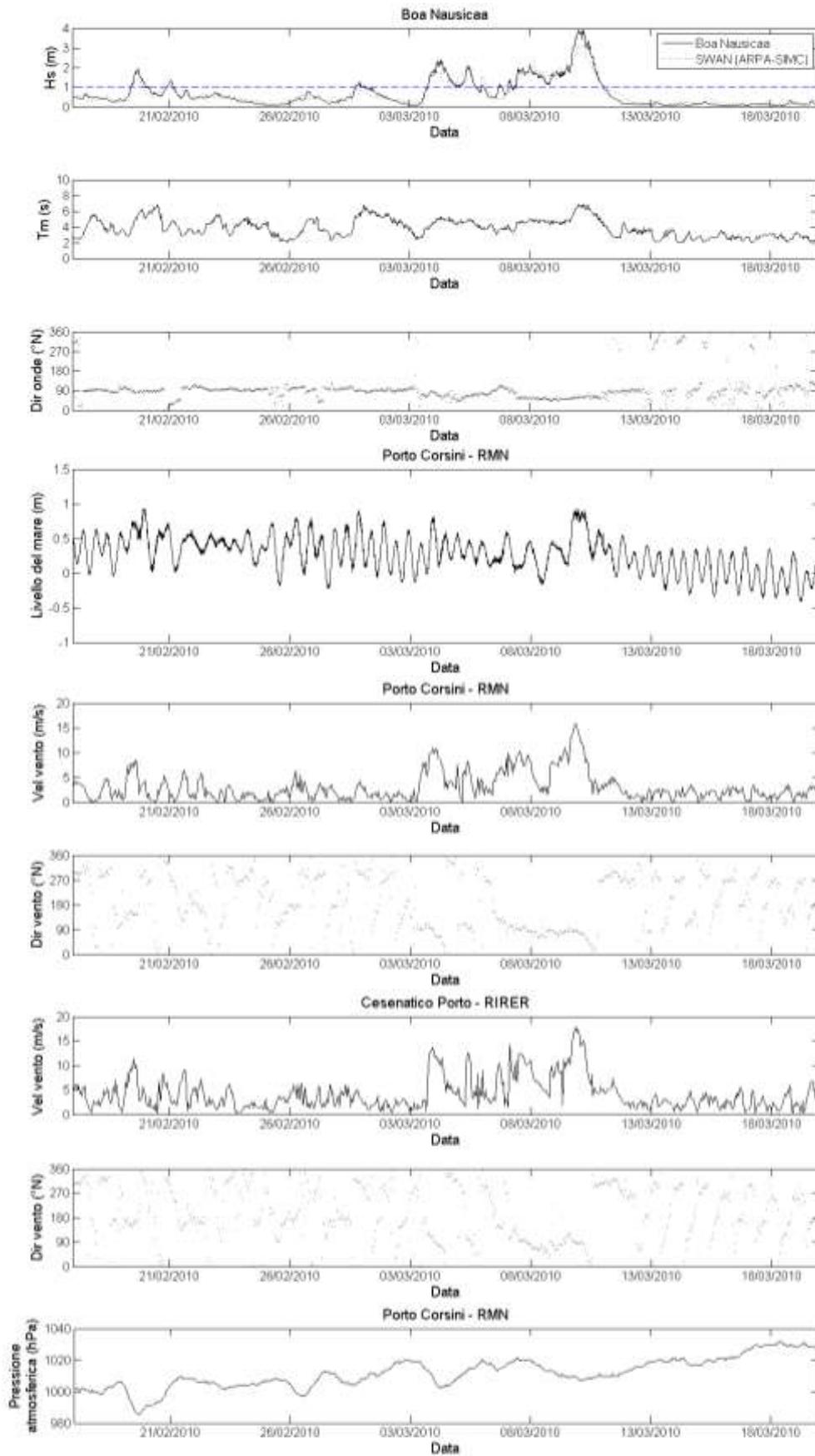


Figura 4.6 – Andamento delle principali grandezze meteomarine registrato nel periodo tra il 17 Febbraio ed il 19 Marzo 2010.

EVENTO ONDOSO							LIVELLO DEL MARE			VENTO		
Data inizio	Data fine	Durata (ore)	Hs max (m)	Dir [Hs max] (°N)	Dir [Hs med] (°N)	Dataset	Liv max (m)	Dataset	Vel max (m/s)	Dir (°N)	Dataset	
04/10/2008 12.00	04/10/2008 19.00	7	1.63	04/10/2008 14.00	11	25	0.39	04/10/2008 9.10	Porto Corsini-RMN	8.8 04/10/2008 12.00	357	Porto Corsini-RMN
										14.3 04/10/2008 13.00	352	Cesenatico Porto-RIRER
17/10/2008 16.00	18/10/2008 4.00	12	1.78	17/10/2008 18.00	59	63	0.45	17/10/2008 10.00	Porto Corsini-RMN	8.3 17/10/2008 21.00	78	Porto Corsini-RMN
										9.7 17/10/2008 20.00	97	Cesenatico Porto-RIRER
28/10/2008 17.00	29/10/2008 8.00	15	1.54	28/10/2008 23.00	75	84	0.60	28/10/2008 20.40	Porto Corsini-RMN	7.7 29/10/2008 7.00	153	Porto Corsini-RMN
										10.3 29/10/2008 7.00	155	Cesenatico Porto-RIRER
13/11/2008 19.30	15/11/2008 12.00	40.5	1.97	14/11/2008 13.30	76	70	0.79	14/11/2008 8.50	Porto Corsini-RMN	11.9 14/11/2008 1.00	68	Porto Corsini-RMN
										11.6 14/11/2008 5.00	55	Cesenatico Porto-RIRER
17/11/2008 17.30	18/11/2008 8.00	14.5	1.79	17/11/2008 23.00	69	66	0.33	18/11/2008 1.40	Porto Corsini-RMN	7.1 17/11/2008 23.00	84	Porto Corsini-RMN
										10.0 17/11/2008 19.00	94	Cesenatico Porto-RIRER
26/11/2008 3.30	26/11/2008 17.30	14	2.00	26/11/2008 8.30	61	63	0.75	26/11/2008 7.40	Porto Corsini-RMN	7.4 26/11/2008 8.00	64	Porto Corsini-RMN
										11.7 26/11/2008 9.00	62	Cesenatico Porto-RIRER
28/11/2008 10.00	29/11/2008 5.30	19.5	1.66	28/11/2008 18.30	86	89	0.73	28/11/2008 21.10	Porto Corsini-RMN	8.4 28/11/2008 21.00	265	Porto Corsini-RMN
										12.2 28/11/2008 12.00	135	Cesenatico Porto-RIRER
01/12/2008 4.00	01/12/2008 11.00	7	1.47	01/12/2008 7.00	87	89	0.97	01/12/2008 8.30	Porto Corsini-RMN	9.3 01/12/2008 5.00	154	Porto Corsini-RMN
										9.9 01/12/2008 10.00	204	Cesenatico Porto-RIRER
10/12/2008 9.00	13/12/2008 8.30	71.5	2.17	12/12/2008 20.00	68	83	0.87	11/12/2008 20.40	Porto Corsini-RMN	9.1 10/12/2008 11.00	141	Porto Corsini-RMN
										15.3 10/12/2008 13.00	141	Cesenatico Porto-RIRER
15/12/2008 4.00	16/12/2008 22.00	42	1.40	15/12/2008 8.30	86	89	0.86	15/12/2008 9.50	Porto Corsini-RMN	4.5 15/12/2008 3.00	115	Porto Corsini-RMN
										8.9 15/12/2008 9.00	123	Cesenatico Porto-RIRER
18/12/2008 17.30	19/12/2008 6.00	12.5	2.06	19/12/2008 0.00	59	55	0.64	19/12/2008 2.30	Porto Corsini-RMN	6.2 18/12/2008 5.00	290	Porto Corsini-RMN
										10.0 19/12/2008 0.00	23	Cesenatico Porto-RIRER
25/12/2008 20.00	28/12/2008 23.30	75.5	3.18	26/12/2008 0.30	61	59	0.56	25/12/2008 21.50	Porto Corsini-RMN	17.1 26/12/2008 0.00	68	Porto Corsini-RMN
										13.8 25/12/2008 21.00	84	Cesenatico Porto-RIRER
03/01/2009 4.00	04/01/2009 3.30	23.5	2.16	03/01/2009 7.00	65	58	0.24	03/01/2009 2.30	Porto Corsini-RMN	4.9 04/01/2009 0.00	326	Porto Corsini-RMN
										6.3 04/01/2009 0.00	325	Cesenatico Porto-RIRER
08/01/2009 10.00	09/01/2009 3.00	17	2.38	08/01/2009 14.00	56	62	0.43	08/01/2009 5.10	Porto Corsini-RMN	9.9 08/01/2009 12.00	75	Porto Corsini-RMN
										10.8 08/01/2009 13.00	106	Cesenatico Porto-RIRER
20/01/2009 20.30	21/01/2009 4.00	7.5	1.20	20/01/2009 23.00	84	90	0.41	20/01/2009 20.00	Porto Corsini-RMN	6.6 20/01/2009 13.00	161	Porto Corsini-RMN
										10.3 20/01/2009 11.00	222	Cesenatico Porto-RIRER
24/01/2009 19.00	25/01/2009 17.00	22	1.61	25/01/2009 0.00	33	45	0.72	24/01/2009 21.50	Porto Corsini-RMN	8.1 24/01/2009 21.00	22	Porto Corsini-RMN
										9.9 24/01/2009 23.00	29	Cesenatico Porto-RIRER
02/02/2009 12.00	03/02/2009 0.00	12	1.45	02/02/2009 20.00	106	99	0.94	03/02/2009 1.10	Porto Corsini-RMN	7.5 01/02/2009 17.00	31	Porto Corsini-RMN
										7.3 01/02/2009 21.00	341	Cesenatico Porto-RIRER
12/02/2009 0.00	12/02/2009 9.00	9	1.36	12/02/2009 0.00	60	58	0.73	11/02/2009 23.10	Porto Corsini-RMN	5.2 11/02/2009 9.00	344	Porto Corsini-RMN
										10.8 11/02/2009 13.00	84	Cesenatico Porto-RIRER

Tabella 4.1 – Cronologia e caratteristiche degli eventi meteomarini individuati nel periodo tra il 29 Settembre 2008 ed il 12 Febbraio 2009.

EVENTO ONDOSO							LIVELLO DEL MARE			VENTO		
Data inizio	Data fine	Durata (ore)	Hs max (m)	Dir [Hs max] (°N)	Dir [Hs med] (°N)	Dataset	Liv max (m)	Dataset	Vel max (m/s)	Dir (°N)	Dataset	
26/09/2009 3.30	26/09/2009 14.30	11	1.28	26/09/2009 11.00	59	62	Boa Nausicaa	0.31	26/09/2009 8.00	Porto Corsini-RMN	6.3 26/09/2009 3.00 92 Porto Corsini-RMN 6.3 26/09/2009 12.00 65 Cesenatico Porto-RIRER	
03/10/2009 2.30	03/10/2009 15.00	12.5	1.24	03/10/2009 12.00	66	65	Boa Nausicaa	0.58	03/10/2009 8.50	Porto Corsini-RMN	6.1 03/10/2009 10.00 100 Porto Corsini-RMN 6.1 03/10/2009 11.00 94 Cesenatico Porto-RIRER	
18/10/2009 0.30	19/10/2009 15.00	38.5	1.70	19/10/2009 4.30	52	52	Boa Nausicaa	0.65	18/10/2009 8.40	Porto Corsini-RMN	11.0 18/10/2009 22.00 77 Porto Corsini-RMN 9.2 19/10/2009 4.00 84 Cesenatico Porto-RIRER	
22/10/2009 1.30	22/10/2009 17.00	15.5	1.72	22/10/2009 4.00	90	89	Boa Nausicaa	0.70	22/10/2009 9.00	Porto Corsini-RMN	7.9 22/10/2009 2.00 164 Porto Corsini-RMN 11.2 22/10/2009 1.00 160 Cesenatico Porto-RIRER	
23/10/2009 12.30	24/10/2009 21.00	32.5	2.86	24/10/2009 0.30	56	47	Boa Nausicaa	0.64	24/10/2009 0.00	Porto Corsini-RMN	10.9 23/10/2009 22.00 45 Porto Corsini-RMN 14.2 23/10/2009 23.00 60 Cesenatico Porto-RIRER	
30/10/2009 8.00	31/10/2009 4.30	20.5	1.72	30/10/2009 12.30	65	63	Boa Nausicaa	0.51	31/10/2009 7.00	Porto Corsini-RMN	6.6 30/10/2009 12.00 114 Porto Corsini-RMN 10.4 30/10/2009 11.00 104 Cesenatico Porto-RIRER	
03/11/2009 7.00	03/11/2009 20.30	13.5	1.81	03/11/2009 14.30	30	16	Boa Nausicaa	0.72	03/11/2009 7.50	Porto Corsini-RMN	8.2 03/11/2009 7.00 304 Porto Corsini-RMN 11.8 03/11/2009 10.00 330 Cesenatico Porto-RIRER	
08/11/2009 7.30	08/11/2009 15.30	8	1.29	08/11/2009 12.00	86	88	Boa Nausicaa	0.84	08/11/2009 12.00	Porto Corsini-RMN	9.8 08/11/2009 7.00 107 Porto Corsini-RMN 10.4 08/11/2009 9.00 171 Cesenatico Porto-RIRER	
30/11/2009 5.00	01/12/2009 6.30	25.5	1.61	30/11/2009 16.00	86	85	Boa Nausicaa	0.88	30/11/2009 7.10	Porto Corsini-RMN	9.8 30/11/2009 7.00 157 Porto Corsini-RMN 12.7 29/11/2009 23.00 176 Cesenatico Porto-RIRER	
04/12/2009 19.00	05/12/2009 14.30	19.5	2.18	05/12/2009 3.30	48	70	Boa Nausicaa	0.74	05/12/2009 0.00	Porto Corsini-RMN	10.3 04/12/2009 23.00 74 Porto Corsini-RMN 11.6 05/12/2009 1.00 70 Cesenatico Porto-RIRER	
12/12/2009 9.30	16/12/2009 7.30	94	2.26	12/12/2009 20.30	61	63	Boa Nausicaa	0.78	15/12/2009 7.40	Porto Corsini-RMN	9.9 12/12/2009 19.00 99 Porto Corsini-RMN 12.6 14/12/2009 4.00 90 Cesenatico Porto-RIRER	
18/12/2009 1.00	18/12/2009 9.00	8	1.33	18/12/2009 2.00	57	55	SWAN	0.70	18/12/2009 8.50	Porto Corsini-RMN	5.7 17/12/2009 14.00 306 Porto Corsini-RMN 8.0 17/12/2009 11.00 310 Cesenatico Porto-RIRER	
19/12/2009 6.00	19/12/2009 23.00	17	1.78	19/12/2009 15.00	14	20	SWAN	0.93	19/12/2009 9.30	Porto Corsini-RMN	9.4 19/12/2009 2.00 81 Porto Corsini-RMN 11.8 18/12/2009 22.00 146 Cesenatico Porto-RIRER	
25/12/2009 1.00	25/12/2009 12.00	11	1.29	25/12/2009 6.30	86	84	Boa Nausicaa	1.01	25/12/2009 4.10	Porto Corsini-RMN	5.5 24/12/2009 20.00 169 Porto Corsini-RMN 8.1 24/12/2009 20.00 186 Cesenatico Porto-RIRER	
02/01/2010 17.00	03/01/2010 2.30	9.5	2.16	02/01/2010 20.30	27	28	Boa Nausicaa	0.83	02/01/2010 23.20	Porto Corsini-RMN	7.9 02/01/2010 18.00 28 Porto Corsini-RMN 14.3 02/01/2010 19.00 28 Cesenatico Porto-RIRER	
22/01/2010 5.00	22/01/2010 14.00	9	1.25	22/01/2010 8.00	67	66	SWAN	0.39	22/01/2010 0.40	Porto Corsini-RMN	4.2 22/01/2010 11.00 295 Porto Corsini-RMN 5.7 22/01/2010 13.00 314 Cesenatico Porto-RIRER	
26/01/2010 18.00	27/01/2010 13.00	19	2.05	27/01/2010 1.00	64	60	SWAN	0.43	26/01/2010 20.40	Porto Corsini-RMN	10.2 26/01/2010 22.00 88 Porto Corsini-RMN 11.3 26/01/2010 23.00 90 Cesenatico Porto-RIRER	
31/01/2010 8.00	01/02/2010 0.30	16.5	1.72	31/01/2010 15.00	45	55	Boa Nausicaa	0.63	31/01/2010 23.00	Porto Corsini-RMN	4.8 31/01/2010 13.00 69 Porto Corsini-RMN	
05/02/2010 17.30	06/02/2010 4.00	10.5	1.36	05/02/2010 22.30	87	87	Boa Nausicaa	0.60	06/02/2010 0.50	Porto Corsini-RMN	8.7 05/02/2010 19.00 152 Porto Corsini-RMN 10.0 05/02/2010 17.00 155 Cesenatico Porto-RIRER	
06/02/2010 21.00	08/02/2010 9.00	36	1.93	07/02/2010 4.00	35	56	Boa Nausicaa	0.52	06/02/2010 23.30	Porto Corsini-RMN	8.1 06/02/2010 20.00 63 Porto Corsini-RMN 10.2 06/02/2010 21.00 44 Cesenatico Porto-RIRER	
10/02/2010 5.00	11/02/2010 6.00	25	1.71	10/02/2010 13.30	80	65	Boa Nausicaa	0.67	10/02/2010 6.50	Porto Corsini-RMN		
12/02/2010 13.30	13/02/2010 2.00	12.5	1.36	12/02/2010 15.30	66	66	Boa Nausicaa	0.60	12/02/2010 21.10	Porto Corsini-RMN	5.8 12/02/2010 19.00 301 Porto Corsini-RMN 7.8 12/02/2010 20.00 321 Cesenatico Porto-RIRER	

Tabella 4.2 – Cronologia e caratteristiche degli eventi meteomarinari individuati nel periodo tra il 14 Settembre 2009 ed il 16 Febbraio 2010.

EVENTO ONDOSO							LIVELLO DEL MARE			VENTO				
Data inizio	Data fine	Durata (ore)		Hs max (m)	Dir [Hs max] (°N)	Dir [Hs med] (°N)	Dataset	Liv max (m)	Dataset	Vel max (m/s)	Dir (°N)	Dataset		
19/02/2010 10.30	20/02/2010 4.00	17.5	1.95	19/02/2010 17.30	82	86	Boa Nausicaa	0.93	19/02/2010 22.20	Porto Corsini-RMN	8.5	19/02/2010 15.00	147	Porto Corsini-RMN
											11.4	19/02/2010 13.00	160	Cesenatico Porto-RIRER
20/02/2010 22.30	21/02/2010 4.30	6	1.39	21/02/2010 2.00	34	24	Boa Nausicaa	0.72	20/02/2010 22.10	Porto Corsini-RMN	5.4	20/02/2010 19.00	340	Porto Corsini-RMN
											8.3	20/02/2010 18.00	12	Cesenatico Porto-RIRER
28/02/2010 19.00	01/03/2010 5.30	10.5	1.27	28/02/2010 22.30	93	90	Boa Nausicaa	0.91	28/02/2010 21.00	Porto Corsini-RMN	4.3	28/02/2010 22.00	300	Porto Corsini-RMN
											6.1	28/02/2010 8.00	155	Cesenatico Porto-RIRER
03/03/2010 18.30	05/03/2010 19.00	48.5	2.36	04/03/2010 7.00	65	66	Boa Nausicaa	0.82	03/03/2010 23.50	Porto Corsini-RMN	11.0	03/03/2010 23.00	92	Porto Corsini-RMN
											13.6	03/03/2010 22.00	109	Cesenatico Porto-RIRER
07/03/2010 11.00	11/03/2010 1.30	86.5	3.91	10/03/2010 0.30	58	57	Boa Nausicaa	0.93	09/03/2010 23.10	Porto Corsini-RMN	15.8	09/03/2010 21.00	89	Porto Corsini-RMN
											17.9	09/03/2010 21.00	91	Cesenatico Porto-RIRER

Tabella 4.3 – Cronologia e caratteristiche degli eventi meteomarini individuati nel periodo tra il 17 Febbraio ed il 19 Marzo 2010.

4.2.1.2 Analisi delle variazioni morfologiche

Per poter mettere a confronto i profili ottenuti dalle cinque campagne topografiche ed individuare quindi le variazioni morfologiche avvenute, si è reso necessario un trattamento preliminare dei dati. Per ogni sezione si è proceduto al passaggio dal sistema di riferimento cartesiano (x,y,z) in cui risulta espressa la posizione planimetrica dei punti rilevati al piano (d,z), dove d e z rappresentano rispettivamente la distanza progressiva da un punto di origine e la quota. Come punto di origine si è assunto il primo punto (verso terra) rilevato nel 2008. La sovrapposizione dei profili rilevati nelle cinque campagne topografiche è stata effettuata per ogni sezione in maniera automatica utilizzando la suite Profiler 2.3 messa a punto da Olivier Cohen del Laboratoire Géomorphologie dynamique et aménagement des littoraux (Université du Littoral). Si è creato in questo modo un sistema di riferimento locale, perpendicolare al litorale, utile per confrontare tra loro i profili rilevati nelle diverse campagne di misura e calcolare i volumi accumulati o perduti fra due monitoraggi successivi. La prima delle analisi effettuate riguarda la determinazione della posizione di alcune curve di livello rappresentative all'interno di un range di elevazioni compreso tra -0.3 e 3 m, ovvero tra la massima profondità raggiunta mediamente dal rilievo topografico e la quota della cresta della duna. La posizione di una curva di livello risulta definita dal punto d'intersezione tra l'orizzontale passante per la quota considerata e la parte più verso mare del profilo (Figura 4.7). Questa distanza viene calcolata, a seconda della configurazione del cordone dunare riscontrata in ciascuna sezione, facendo riferimento alla posizione occupata, durante il primo rilievo del 2008, dalla cresta della duna, quando è presente un unico picco (*single ridge foredune*), o dal punto più elevato raggiunto della porzione di profilo che dà sull'entroterra, il retrocresta, se è invece riconoscibile un aspetto a collinetta con più picchi distinti (*mound foredune*) (Figura 4.8). Questa distinzione si rende necessaria per tenere conto dell'effettiva area in sezione trasversale della duna ("*frontal dune reservoir*") e di come, una volta che l'erosione abbia raggiunto tali limiti, la resistenza offerta dalla porzione rimanente risulti estremamente ridotta e sia perciò suscettibile ad una rapida e completa rimozione durante la mareggiata (FEMA, 2003).

Sono state dunque valutate le distanze corrispondenti alle quote -0.3 m (limite inferiore della spiaggia intertidale), 0 m (batimetrica rappresentativa della linea di riva), +0.5 m (elevazione raggiunta dall'acqua durante le alte maree sizigiali), +1.0 m, +1.5 m (altezza a cui si trova generalmente il piede della duna), +2.0 m (situata sul fronte dunare), +2.5 m e +3.0 m tutte riferite al livello medio del mare. L'arretramento di una determinata curva di livello rispetto

alla sua posizione iniziale lungo il profilo fornisce importanti informazioni sulla riduzione dell'ampiezza della spiaggia o del serbatoio frontale della duna. Sono state quindi calcolate le variazioni di posizione delle otto curve di livello selezionate per tutti i profili rilevati tra due campagne successive. Si assumono positive le variazioni di posizione della curva di livello associate ad accrezione, mentre valori negativi si riferiscono ad un arretramento rispetto alla posizione iniziale. Sulla base dei valori ottenuti, riportati nelle Tabelle dalla 4.4 alla 4.13, sono stati stimati separatamente per le sezioni a Nord e a Sud della foce del Torrente Bevano e per ciascuna isolina considerata un valore medio fra tutte le variazioni (positive e negative) di posizione ed un valore medio solo per gli arretramenti riscontrati nel caso di valutazione degli impatti da mareggiata ed anche per gli avanzamenti osservati quando il calcolo si riferisce alle condizioni estive del profilo. Accanto ai valori numerici effettivi delle variazioni di posizione delle curve di livello indicati nelle Tabelle dalla 4.14 alla 4.21, per i profili localizzati nell'area a Sud del Bevano si sono calcolate anche le variazioni percentuali relative alle prime sei isoline: tali valori vengono mostrati nelle Tabelle 4.22 e 4.23, evidenziando gli arretramenti che hanno comportato riduzioni superiori al 25% ed al 33.3% della distanza originaria.

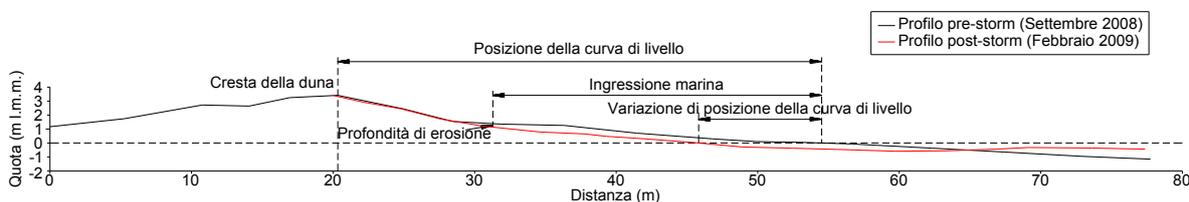


Figura 4.7 – Definizione degli elementi considerati nell'analisi degli impatti da mareggiata.

La stima delle variazioni volumetriche conseguenti agli impatti causati da eventi di mareggiata rappresenta un altro importante elemento per comprendere la stabilità della prima linea naturale di difesa. In uno schema di calcolo basato su sezioni trasversali, valutando l'area sottesa da ogni profilo è possibile quantificare il volume di materiale presente al momento del rilievo espresso in m^3 per metro lineare. La differenza fra i volumi di due profili di una stessa sezione permette di determinare le perdite o gli accumuli avvenuti nel periodo intercorso tra i due rilievi; tale procedura ha il pregio di eliminare eventuali errori sistematici che si elidono al momento della sottrazione. Affinché il confronto tra i profili sia significativo è necessario che il dominio di calcolo sia lo stesso. Il calcolo del volume dovrebbe quindi essere eseguito iniziando dal primo punto del rilievo che meno si addentra nell'entroterra, escludendo tutti i dati retrostanti appartenenti agli altri profili. Poiché

l'obiettivo principale di questo studio non è l'analisi evolutiva del tratto di litorale in esame nel periodo fra il 2008 ed il 2010, ma la valutazione delle variazioni morfologiche dell'intero sistema spiaggia-duna determinate da eventi estremi, per non escludere dal calcolo punti rilevati in altre campagne perdendo conseguentemente una parte importante della variazione volumetrica avvenuta, proprio perché maggiormente legata alla risposta del fronte dunare, quando non è stato possibile per tutti i profili di una stessa sezione fare riferimento ad un'unica posizione in condizioni pressoché indisturbate, come il picco o il retrocresta o, nel caso di uno sfondamento della duna, ad un punto a sufficiente distanza da esso, più spostato verso l'entroterra, è stata considerata la posizione meno arretrata (verso terra) rilevata lungo i due profili messi a confronto, ritenendo praticamente trascurabili le variazioni intervenute oltre tale punto. Questa approssimazione si rende necessaria in quanto, se si esclude il solo rilievo di Settembre 2008 (baseline), nelle altre campagne la misurazione si è spesso interrotta prima del raggiungimento della cresta o si è spinta poco oltre il picco. L'osservazione dell'andamento presentato dai profili sovrapposti in ciascuna sezione permette però di ipotizzare i metri di profilo non rilevati e di ritenere non significativa l'entità delle variazioni di volume oltre la posizione presa in considerazione. Per lo stesso motivo, si è rinunciato ad una precisa quantificazione delle variazioni presentate dal serbatoio della duna, indicatore di grande rilevanza nelle analisi di vulnerabilità dei cordoni dunari (Judge et al., 2003; Masina, 2007 (Figura 4.8)), in quanto l'operazione richiederebbe nella maggior parte dei casi di presupporre l'effettivo andamento. Solo in due sezioni, in seguito allo scavalco della cresta e al crollo di una porzione di duna, si è ritenuto comunque opportuno immaginare la conformazione della duna oltre il limite rilevato per ricavare un'indicazione, seppur approssimativa, dei volumi perduti e della redistribuzione dei sedimenti lungo il profilo. Nelle Tabelle 4.24 e 4.25 vengono riportate le variazioni volumetriche, valutate al di sopra del livello medio del mare, relative all'impatto delle mareggiate nei tre intervalli temporali considerati; il calcolo sul periodo Febbraio-Settembre 2009 si riferisce invece alle condizioni estive della spiaggia e può fornire utili indicazioni sulla capacità di recupero del sistema.

La misura dell'ingressione del mare verso l'interno costituisce un altro importante parametro nella valutazione degli impatti da mareggiata. Essa è definita come il limite verso terra raggiunto da una specifica profondità di erosione (Figura 4.7). Nella presente analisi è stata assunta, dopo un'attenta valutazione lungo tutti i profili, un'altezza significativa di erosione di 25 cm. La misura dell'ingressione marina verso l'interno relativa ai periodi Settembre 2008-Febbraio 2009 e Febbraio 2010-Marzo 2010, riportata nelle Tabelle 4.26 e 4.27, è stata

referita alla posizione orizzontale del livello medio del mare sul profilo iniziale (pre-storm) della spiaggia.

Sono stati infine calcolati e messi a confronto i valori della pendenza della spiaggia intertidale, valutata tra i punti del profilo posti a quota -0.2 m e +0.2 m, e della spiaggia emersa, stimata considerando la posizione orizzontale del livello medio del mare sul profilo e quella del piede della duna. I valori ottenuti sono riportati nelle Tabelle dalla 4.28 alla 4.31.

Nelle Tabelle 4.32 e 4.33 viene infine indicata, quando rilevata, l'elevazione massima raggiunta dal cordone dunare, mentre nelle Tabelle 4.34 e 4.35 si riporta la quota considerata per il piede della duna. Occorre precisare che la posizione del piede della duna è stata individuata sul profilo come il punto oltre il quale si ha un'evidente variazione di pendenza (irripidimento). Solo per i profili del rilievo del Settembre 2008 è stato possibile confrontare la posizione adottata per il piede della duna con una misura diretta realizzata durante quella stessa campagna.

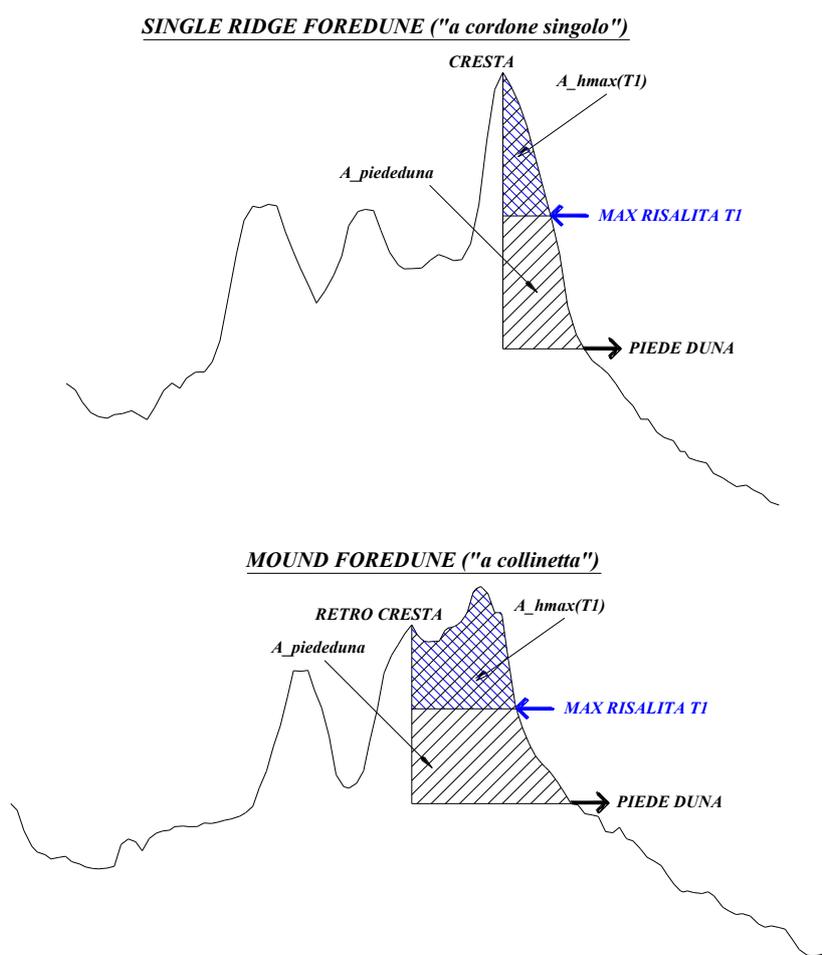


Figura 4.8 – Diversa configurazione delle dune osservata nell'analisi dei profili, estratti dai dati del rilievo LIDAR (DTM2004), compresi nell'area naturale tra Lido di Dante e Lido di Classe. La rappresentazione si

riferisce alla procedura elaborata per la rappresentazione cartografica in ambiente GIS degli effetti prodotti sul territorio costiero regionale dagli eventi di mareggiata con periodi di ritorno di 1, 10 e 100 anni (Masina, 2007; Perini et al., 2010; Armaroli et al., 2011b). Per determinare la stabilità di un cordone dunare, e quindi la sua capacità nel contrastare l'azione erosiva, è stato introdotto un indicatore denominato Dune Stability Factor che esprime il rapporto percentuale tra l'area della sezione trasversale della duna che si viene a trovare oltre la quota di massima risalita del livello del mare durante gli eventi di tempesta con diverso periodo di ritorno (A_{hmax}) e la riserva frontale della duna ovvero l'area della sezione trasversale che giace al di sopra del piede della duna prima dell'impatto ($A_{piededuna}$): $DSF_{\%} = \frac{A_{hmax}}{A_{piededuna}} * 100$.

<i>Settembre 2008</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Posizione della curva di livello (m)							
MN19	18.0	16.0	11.1	6.7	0.6	–	–	–
MN18	34.0	31.9	27.7	21.1	13.8	–	–	–
MN17	26.3	24.0	13.9	7.7	2.7	0.6	–	–
MN16	27.3	24.7	18.6	8.6	4.7	2.9	0.4	–
MN15	27.3	25.2	20.6	13.7	7.7	3.5	1.4	0.4
MN14	38.7	33.6	23.9	19.0	15.4	9.8	4.6	2.3
MN13	39.3	36.5	25.8	20.2	15.8	13.1	3.5	1.4
MN12	42.1	36.5	23.9	18.8	15.2	10.5	8.7	7.5
MN11	50.5	46.5	33.1	27.5	15.1	12.4	3.0	1.4
MN10	51.3	47.2	31.7	27.3	16.4	11.6	8.3	6.7
MN09	65.0	47.8	43.5	37.0	26.2	19.9	17.9	15.9
MN08	50.5	47.5	43.7	40.3	18.2	13.7	9.2	4.9
MN07	48.7	46.4	42.5	38.5	18.8	13.9	11.7	9.4
MN06	63.5	61.4	57.1	52.2	14.9	11.8	9.1	–

Tabella 4.4 – Posizione delle curve di livello corrispondenti a -0.3, 0.0, +0.5, +1.0, +1.5, +2.0, +2.5 e +3.0 m lungo i profili rilevati a Nord della foce del Torrente Bevano durante la campagna del Settembre 2008. Con il simbolo “–” si indica un’elevazione mai raggiunta lungo il profilo, mentre con “×” si indica una quota non rilevata.

<i>Settembre 2008</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Posizione della curva di livello (m)							
MS05	59.4	56.2	50.3	32.3	9.0	4.5	3.3	0.4
MS06	65.1	62.1	49.2	32.7	20.2	15.4	11.9	6.4
MS07	57.4	54.0	46.5	26.7	18.6	12.6	9.4	3.7
MS08	39.8	36.8	27.9	22.7	17.6	12.1	9.2	6.9
MS09	39.0	35.6	26.9	21.7	13.8	10.2	8.1	5.4
MS10	45.0	41.6	32.3	26.0	16.8	13.2	10.2	7.4
MS11	50.2	46.2	34.6	30.4	20.1	15.9	12.5	9.7
MS12	40.7	34.2	23.8	18.4	8.9	6.3	4.4	2.0
MS13	48.3	38.2	30.1	23.4	16.2	12.0	9.8	7.2
MS14	38.8	32.8	23.4	16.5	9.6	6.7	5.3	1.6
MS15	48.9	42.3	28.5	17.9	8.7	5.8	4.8	3.8
MS16	36.1	27.0	18.3	12.0	5.2	2.7	2.1	1.4
MS17	36.6	29.3	21.5	15.0	9.1	7.0	6.4	5.9
MS18	35.2	26.9	18.3	10.7	6.2	2.8	0.6	0.1
MS19	43.3	32.1	22.8	16.0	9.2	5.7	4.9	0.5
MS20	40.2	31.2	20.4	10.8	6.5	4.4	3.0	–
MS21	54.7	45.3	35.3	26.9	18.7	15.3	11.2	6.5
MS22	48.5	40.0	30.5	24.2	16.1	13.1	11.8	–
MS23	50.9	41.0	29.6	20.4	10.7	7.3	4.6	–
MS24	35.1	28.8	21.3	14.3	6.9	3.6	1.3	–
MS25	45.4	36.3	23.3	10.7	5.7	1.6	0.4	–
MS26	46.0	33.1	23.7	17.3	6.2	1.8	–	–
MS27	39.5	30.3	22.1	17.2	7.7	2.0	–	–
MS28	53.3	44.1	33.0	22.8	13.0	9.9	–	–

Tabella 4.5 – Posizione delle curve di livello corrispondenti a -0.3, 0.0, +0.5, +1.0, +1.5, +2.0, +2.5 e +3.0 m lungo i profili rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano durante la campagna del Settembre 2008. Con il simbolo “–” si indica un’elevazione mai raggiunta lungo il profilo, mentre con “×” si indica una quota non rilevata.

<i>Febbraio 2009</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Posizione della curva di livello (m)							
MN19	×	27.3	11.7	1.0	-5.6	–	–	–
MN18	40.9	30.3	21.4	15.5	9.7	–	–	–
MN17	33.5	25.8	13.4	3.9	-4.6	–	–	–
MN16	36.4	23.7	15.0	8.1	2.8	0.9	–	–
MN15	40.3	27.5	17.6	9.7	2.9	1.7	1.3	0.7
MN14	42.6	26.5	20.8	16.7	13.2	9.7	5.0	3.0
MN13	49.5	32.1	22.3	12.0	5.6	4.1	2.5	1.1
MN12	46.4	26.5	23.3	12.2	6.4	5.1	4.6	4.1
MN11	36.9	29.8	25.9	21.5	15.6	11.8	2.9	1.7
MN10	50.6	39.2	25.8	19.9	13.7	10.6	7.7	6.8
MN09	63.5	52.9	39.4	30.3	24.3	20.1	17.8	15.8
MN08	61.0	52.2	39.4	27.8	19.6	13.8	8.9	4.3
MN07	61.5	48.9	40.1	27.6	20.2	13.8	11.6	8.4
MN06	57.9	51.5	44.6	38.3	33.3	11.8	9.0	–

Tabella 4.6 – Posizione delle curve di livello corrispondenti a -0.3, 0.0, +0.5, +1.0, +1.5, +2.0, +2.5 e +3.0 m lungo i profili rilevati a Nord della foce del Torrente Bevano durante la campagna del Febbraio 2009. Con il simbolo “–” si indica un’elevazione mai raggiunta lungo il profilo, mentre con “×” si indica una quota non rilevata.

<i>Febbraio 2009</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Posizione della curva di livello (m)							
MS05	×	49.3	39.9	32.7	26.1	4.4	3.3	1.6
MS06	×	48.5	37.2	28.3	21.0	15.6	12.7	×
MS07	46.7	40.9	32.1	24.4	19.7	12.3	9.3	3.6
MS08	×	43.8	35.0	25.6	21.1	12.9	9.5	7.3
MS09	46.3	41.9	35.8	22.9	16.0	10.6	×	×
MS10	42.5	39.7	32.9	20.6	14.3	12.8	8.7	7.0
MS11	40.9	37.7	32.1	24.6	18.9	15.0	11.1	9.6
MS12	29.1	25.5	18.8	12.2	8.5	6.2	4.2	1.5
MS13	48.0	34.4	23.9	16.9	12.3	10.6	9.2	×
MS14	37.3	33.7	23.6	10.6	6.4	5.9	5.4	×
MS15	32.0	27.6	21.0	12.2	9.7	6.0	5.1	4.0
MS16	52.6	28.5	20.7	10.5	5.1	2.8	2.4	1.6
MS17	37.3	31.1	20.6	11.6	6.6	5.9	5.5	5.2
MS18	29.0	23.5	14.0	7.3	2.7	2.3	1.1	0.0
MS19	40.7	35.3	18.5	10.8	6.8	6.0	4.8	0.7
MS20	34.7	30.9	15.2	7.5	5.0	4.2	3.0	–
MS21	44.5	40.7	32.1	21.0	16.8	15.1	11.2	×
MS22	35.3	32.1	21.9	15.8	13.2	12.7	11.9	–
MS23	40.9	35.4	18.9	14.0	9.9	7.1	4.7	–
MS24	35.9	30.6	17.7	9.4	5.0	3.3	1.6	–
MS25	26.2	22.6	15.3	8.4	4.0	0.6	–	–
MS26	51.9	22.9	16.5	8.8	4.5	1.9	–	–
MS27	41.8	31.8	17.2	9.3	4.2	1.1	–	–
MS28	35.5	32.0	26.5	17.9	11.1	10.0	–	–

Tabella 4.7 – Posizione delle curve di livello corrispondenti a -0.3, 0.0, +0.5, +1.0, +1.5, +2.0, +2.5 e +3.0 m lungo i profili rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano durante la campagna del Febbraio 2009. Con il simbolo “–” si indica un’elevazione mai raggiunta lungo il profilo, mentre con “×” si indica una quota non rilevata.

<i>Settembre 2009</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Posizione della curva di livello (m)							
MN19	20.5	18.3	14.1	0.3	-6.0	–	–	–
MN18	31.5	28.4	23.6	11.4	5.4	–	–	–
MN17	25.7	22.2	13.6	2.5	-4.2	–	–	–
MN16	29.3	24.8	18.9	5.3	-0.1	-4.6	–	–
MN15	32.9	29.1	21.5	7.6	2.4	1.6	0.8	0.0
MN14	38.8	35.2	31.3	13.1	8.6	6.5	4.5	2.9
MN13	33.6	28.7	22.1	13.5	7.5	3.6	1.4	0.8
MN12	37.6	31.4	23.7	13.2	8.0	5.1	0.6	-0.1
MN11	38.6	35.5	32.4	19.3	13.3	11.3	3.2	1.8
MN10	37.3	35.6	32.4	18.2	12.7	10.5	8.5	7.1
MN09	54.9	51.6	48.1	28.4	23.1	20.4	18.0	15.8
MN08	48.4	46.2	42.2	25.8	20.0	15.1	8.6	3.8
MN07	48.9	46.4	41.7	25.6	19.3	15.7	12.6	9.4
MN06	54.3	52.6	49.5	33.2	24.0	12.0	8.1	0.1

Tabella 4.8 – Posizione delle curve di livello corrispondenti a -0.3, 0.0, +0.5, +1.0, +1.5, +2.0, +2.5 e +3.0 m lungo i profili rilevati a Nord della foce del Torrente Bevano durante la campagna del Settembre 2009. Con il simbolo “–” si indica un’elevazione mai raggiunta lungo il profilo, mentre con “×” si indica una quota non rilevata.

<i>Settembre 2009</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Posizione della curva di livello (m)							
MS05	55.3	51.4	46.3	25.7	17.8	×	×	×
MS06	54.7	50.9	40.1	30.2	20.9	16.8	13.1	6.5
MS07	50.0	45.4	39.3	27.7	19.9	14.1	7.6	×
MS08	50.5	45.5	38.5	30.2	20.8	12.5	9.4	7.4
MS09	47.7	42.4	37.0	22.4	17.5	×	×	×
MS10	54.4	43.8	40.1	21.6	15.9	12.7	×	×
MS11	47.7	43.9	37.9	23.4	18.8	×	×	×
MS12	46.1	39.8	31.2	14.4	9.4	6.8	4.8	×
MS13	37.4	31.1	25.4	18.9	13.8	×	×	×
MS14	39.4	36.3	30.7	14.8	7.8	×	×	×
MS15	×	33.1	27.4	16.3	8.6	6.2	5.4	3.9
MS16	38.8	29.6	22.8	12.2	6.0	3.0	2.2	1.5
MS17	×	29.8	24.4	12.1	6.4	5.7	5.2	4.7
MS18	40.3	31.9	26.0	8.7	3.5	2.2	0.8	-0.1
MS19	×	29.7	21.8	11.5	6.6	5.8	4.6	×
MS20	32.6	24.2	17.3	9.3	5.2	4.0	3.0	–
MS21	53.2	44.3	36.0	21.7	16.9	15.1	10.6	×
MS22	×	37.7	28.8	17.6	13.0	12.3	11.9	–
MS23	×	31.0	22.4	12.1	8.9	7.5	4.9	–
MS24	19.9	13.0	7.6	4.6	3.7	2.8	1.4	–
MS25	×	25.4	20.0	5.7	1.9	1.4	0.3	–
MS26	34.3	29.3	21.9	8.3	4.6	2.5	–	–
MS27	×	29.7	21.3	9.8	4.8	2.8	–	–
MS28	×	34.8	27.4	19.3	12.7	10.0	8.1	–

Tabella 4.9 – Posizione delle curve di livello corrispondenti a -0.3, 0.0, +0.5, +1.0, +1.5, +2.0, +2.5 e +3.0 m lungo i profili rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano durante la campagna del Settembre 2009. Con il simbolo “–” si indica un’elevazione mai raggiunta lungo il profilo, mentre con “×” si indica una quota non rilevata.

<i>Febbraio 2010</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Posizione della curva di livello (m)							
MN19	20.8	18.4	15.1	2.5	–	–	–	–
MN18	25.7	19.8	15.8	5.8	1.0	–	–	–
MN17	17.2	8.9	5.5	0.3	-6.0	–	–	–
MN16	20.1	13.1	8.0	0.6	-4.2	-6.1	–	–
MN15	19.5	16.1	11.0	5.6	0.6	-1.2	-3.0	–
MN14	53.7	35.7	32.1	25.9	9.4	6.3	3.4	×
MN13	27.5	24.8	21.0	15.7	7.2	3.0	1.1	0.4
MN12	29.1	22.9	15.8	8.2	3.6	2.7	1.2	-0.2
MN11	26.7	20.4	14.6	11.2	9.5	9.1	2.8	1.2
MN10	29.2	24.9	20.1	12.6	9.5	9.2	7.8	5.0
MN09	44.9	42.6	39.6	32.2	22.3	19.4	17.7	15.4
MN08	50.1	39.9	36.5	32.4	19.1	13.5	6.9	3.1
MN07	44.2	40.2	35.5	29.5	19.7	14.6	11.0	8.6
MN06	72.1	51.2	47.1	39.8	23.4	13.6	7.8	–

Tabella 4.10 – Posizione delle curve di livello corrispondenti a -0.3, 0.0, +0.5, +1.0, +1.5, +2.0, +2.5 e +3.0 m lungo i profili rilevati a Nord della foce del Torrente Bevano durante la campagna del Febbraio 2010. Con il simbolo “–” si indica un’elevazione mai raggiunta lungo il profilo, mentre con “×” si indica una quota non rilevata.

<i>Febbraio 2010</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Posizione della curva di livello (m)							
MS05	×	42.0	36.8	32.3	17.2	5.4	3.6	1.8
MS06	×	49.3	41.5	33.6	23.0	17.2	13.1	6.3
MS07	×	44.5	37.5	28.5	20.2	15.3	9.8	3.3
MS08	×	41.3	34.3	27.2	20.3	13.6	9.1	6.7
MS09	×	38.4	34.3	28.3	16.3	10.4	8.1	5.2
MS10	44.9	42.3	36.1	23.1	15.1	12.9	8.6	7.1
MS11	×	51.7	43.8	32.3	20.1	17.0	11.4	10.1
MS12	×	35.6	30.0	20.4	9.9	7.0	4.7	1.6
MS13	×	40.6	34.4	22.8	12.5	11.4	9.8	7.2
MS14	42.0	37.5	28.4	15.6	7.5	6.0	5.4	4.1
MS15	×	29.8	24.7	13.1	8.1	7.0	5.4	4.4
MS16	35.0	30.6	24.5	11.5	5.0	3.6	2.6	1.7
MS17	×	33.6	25.6	13.5	6.5	5.8	5.1	4.8
MS18	37.9	26.6	20.1	9.9	4.2	2.3	0.7	–
MS19	×	29.2	22.5	13.1	6.3	6.1	4.9	0.9
MS20	39.8	29.8	20.6	8.3	3.2	2.7	2.3	–
MS21	×	41.4	32.4	22.5	16.7	15.4	11.1	5.8
MS22	50.0	39.7	29.5	18.1	12.1	11.9	11.6	–
MS23	×	31.0	23.5	12.4	7.8	7.6	4.9	–
MS24	38.9	30.2	18.3	6.8	-0.3	-0.5	-0.7	–
MS25	×	23.7	15.5	5.0	-0.5	-0.9	-2.8	–
MS26	41.3	25.3	17.2	8.3	2.6	2.6	–	–
MS27	46.6	30.9	22.5	11.5	4.1	2.9	–	–
MS28	53.0	35.0	29.7	21.5	13.0	10.1	8.2	–

Tabella 4.11 – Posizione delle curve di livello corrispondenti a -0.3, 0.0, +0.5, +1.0, +1.5, +2.0, +2.5 e +3.0 m lungo i profili rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano durante la campagna del Febbraio 2010. Con il simbolo “–” si indica un’elevazione mai raggiunta lungo il profilo, mentre con “×” si indica una quota non rilevata.

<i>Marzo 2010</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Posizione della curva di livello (m)							
MN19	21.6	19.5	4.4	-5.0	-11.6	–	–	–
MN18	29.3	20.1	12.1	5.0	-0.3	–	–	–
MN17	25.2	8.9	-0.1	-7.1	-12.3	–	–	–
MN16	28.4	10.6	4.4	-1.5	-5.4	-9.2	–	–
MN15	41.8	16.5	12.5	3.0	-2.7	-3.2	-3.5	–
MN14	52.0	27.3	22.6	13.6	8.3	5.5	3.7	2.5
MN13	28.4	26.6	19.6	12.5	6.9	3.5	1.3	0.6
MN12	35.0	22.0	13.6	6.3	0.9	0.5	0.0	-0.5
MN11	38.1	19.3	15.0	6.8	2.2	1.9	1.6	1.4
MN10	28.7	21.6	16.2	9.9	5.0	4.6	4.2	3.9
MN09	43.1	41.0	33.7	26.7	21.6	19.9	18.1	16.1
MN08	49.9	39.0	30.4	23.3	18.1	14.8	7.7	2.9
MN07	45.2	35.9	28.7	22.3	16.7	14.9	12.0	×
MN06	67.2	61.2	44.1	34.8	27.7	12.1	×	×

Tabella 4.12 – Posizione delle curve di livello corrispondenti a -0.3, 0.0, +0.5, +1.0, +1.5, +2.0, +2.5 e +3.0 m lungo i profili rilevati a Nord della foce del Torrente Bevano durante la campagna del Marzo 2010. Con il simbolo “–” si indica un’elevazione mai raggiunta lungo il profilo, mentre con “×” si indica una quota non rilevata.

<i>Marzo 2010</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Posizione della curva di livello (m)							
MS05	55.3	47.1	33.7	23.4	14.5	6.7	3.0	1.5
MS06	56.0	50.6	36.8	28.0	21.3	17.2	12.7	6.2
MS07	47.2	41.7	31.3	23.8	19.2	15.9	8.2	3.2
MS08	44.9	36.5	29.7	22.0	15.9	12.3	9.1	6.6
MS09	56.6	35.9	29.0	19.7	13.9	10.3	×	×
MS10	×	36.9	26.4	18.9	13.7	12.8	10.3	7.3
MS11	50.5	44.1	32.6	24.9	19.3	17.1	11.4	9.6
MS12	×	×	×	×	×	×	×	×
MS13	46.0	36.2	26.6	17.5	12.2	11.0	9.7	7.6
MS14	38.1	25.5	18.0	10.5	6.1	5.6	5.3	4.6
MS15	40.5	29.0	21.6	11.6	6.6	6.2	5.4	4.1
MS16	37.3	22.3	14.9	7.6	3.1	2.7	2.3	1.8
MS17	27.9	24.3	17.4	10.1	5.7	5.4	5.0	4.7
MS18	23.5	19.6	12.6	5.0	1.2	0.6	-0.1	–
MS19	28.9	23.8	15.9	8.4	5.1	4.9	4.7	0.0
MS20	40.3	21.7	14.1	6.8	2.3	1.3	0.3	–
MS21	45.4	37.2	25.1	17.6	13.7	12.8	10.8	5.7
MS22	45.2	32.2	24.1	15.0	10.7	10.5	10.2	–
MS23	40.2	31.4	20.0	11.6	7.4	7.2	4.6	–
MS24	28.0	21.7	11.8	4.3	-0.5	-0.7	-0.8	–
MS25	37.0	18.1	11.2	3.2	-0.7	-0.8	-2.8	–
MS26	25.9	22.2	19.5	5.6	1.7	1.5	–	–
MS27	46.7	26.1	15.8	7.0	2.8	2.5	–	–
MS28	45.1	34.1	25.9	17.1	10.9	9.4	8.0	–

Tabella 4.13 – Posizione delle curve di livello corrispondenti a -0.3, 0.0, +0.5, +1.0, +1.5, +2.0, +2.5 e +3.0 m lungo i profili rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano durante la campagna del Marzo 2010. Con il simbolo “–” si indica un’elevazione mai raggiunta lungo il profilo, mentre con “×” si indica una quota non rilevata.

Settembre 2008 - Febbraio 2009								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Variazione della posizione della curva di livello (m)							
MN19	×	11.3	0.6	-5.7	-6.2	–	–	–
MN18	6.9	-1.6	-6.3	-5.5	-4.1	–	–	–
MN17	7.2	1.9	-0.6	-3.8	-7.3	–	–	–
MN16	9.1	-1.0	-3.7	-0.4	-1.8	-2.0	–	–
MN15	13.0	2.3	-3.0	-4.0	-4.8	-1.8	-0.1	0.3
MN14	3.9	-7.1	-3.1	-2.3	-2.2	-0.2	0.4	0.7
MN13	10.2	-4.4	-3.5	-8.2	-10.3	-9.0	-1.0	-0.3
MN12	4.4	-9.9	-0.5	-6.6	-8.8	-5.4	-4.1	-3.3
MN11	-13.6	-16.7	-7.2	-6.0	0.5	-0.6	-0.1	0.3
MN10	-0.7	-8.0	-5.9	-7.5	-2.7	-1.0	-0.6	0.1
MN09	-1.5	5.2	-4.1	-6.7	-1.9	0.2	-0.2	-0.1
MN08	10.5	4.7	-4.3	-12.5	1.4	0.1	-0.3	-0.6
MN07	12.9	2.5	-2.4	-11.0	1.4	0.0	-0.1	-1.0
MN06	-5.6	-9.9	-12.5	-13.9	18.4	0.0	-0.1	–
valore medio	4.4	-2.2	-4.0	-6.7	-2.0	-1.8	-0.6	-0.4
arretramento medio	-5.4	-7.3	-4.4	-6.7	-5.0	-2.9	-0.7	-1.1
massimo avanzamento	13.0	11.3	0.6	–	18.4	0.2	0.4	0.7
massimo arretramento	-13.6	-16.7	-12.5	-13.9	-10.3	-9.0	-4.1	-3.3

Tabella 4.14 – Variazione di posizione delle curve di livello lungo i profili rilevati a Nord della foce del Torrente Bevano fra le campagne di Settembre 2008 e Febbraio 2009.

Settembre 2008 - Febbraio 2009								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Variazione della posizione della curva di livello (m)							
MS05	×	-6.8	-10.4	0.4	-1.2	-0.1	-0.1	1.2
MS06	×	-13.6	-12.0	-4.5	0.8	0.2	0.8	×
MS07	-10.7	-13.1	-14.5	-2.3	1.2	-0.4	-0.1	-0.1
MS08	×	7.0	7.1	2.9	3.5	0.7	0.3	0.4
MS09	7.3	6.3	8.8	1.1	2.2	0.4	×	×
MS10	-2.5	-2.0	0.6	-5.5	-2.4	-0.3	-1.5	-0.4
MS11	-9.3	-8.5	-2.5	-5.7	-1.1	-0.9	-1.4	-0.1
MS12	-11.5	-8.7	-5.1	-6.2	-0.3	-0.2	-0.2	-0.5
MS13	-0.3	-3.8	-6.1	-6.5	-3.9	-1.4	-0.5	×
MS14	-1.5	0.9	0.3	-5.9	-3.1	-0.8	0.0	×
MS15	-16.8	-14.6	-7.5	-5.7	1.1	0.3	0.3	0.2
MS16	16.5	1.4	2.5	-1.6	0.0	0.0	0.3	0.2
MS17	0.7	1.8	-0.9	-3.3	-2.5	-1.1	-0.9	-0.7
MS18	-6.2	-3.4	-4.3	-3.4	-3.5	-0.5	0.5	-0.1
MS19	-2.6	3.2	-4.3	-5.1	-2.4	0.4	-0.1	0.3
MS20	-5.5	-0.3	-5.2	-3.3	-1.5	-0.2	0.0	–
MS21	-10.1	-4.6	-3.2	-5.9	-1.9	-0.2	-0.1	×
MS22	-13.2	-7.9	-8.6	-8.4	-2.9	-0.4	0.1	–
MS23	-10.0	-5.6	-10.7	-6.4	-0.7	-0.2	0.1	–
MS24	0.8	1.7	-3.6	-4.9	-2.0	-0.4	0.2	–
MS25	-19.2	-13.8	-8.1	-2.2	-1.7	-1.0	–	–
MS26	5.9	-10.3	-7.2	-8.5	-1.7	0.1	–	–
MS27	2.3	1.5	-4.9	-7.9	-3.5	-0.9	–	–
MS28	-17.8	-12.1	-6.5	-4.8	-1.9	0.1	–	–
valore medio	-4.9	-4.4	-4.4	-4.3	-1.2	-0.3	-0.1	0.0
arretramento medio	-9.1	-8.1	-6.6	-5.1	-2.1	-0.6	-0.5	-0.3
massimo avanzamento	16.5	7.0	8.8	2.9	3.5	0.7	0.8	1.2
massimo arretramento	-19.2	-14.6	-14.5	-8.5	-3.9	-1.4	-1.5	-0.7

Tabella 4.15 – Variazione di posizione delle curve di livello lungo i profili rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano fra le campagne di Settembre 2008 e Febbraio 2009.

<i>Febbraio 2009 - Settembre 2009</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Variazione della posizione della curva di livello (m)							
MN19	×	-9.0	2.3	-0.7	-0.4	–	–	–
MN18	-9.4	-2.0	2.2	-4.1	-4.3	–	–	–
MN17	-7.8	-3.6	0.2	-1.3	0.4	–	–	–
MN16	-7.1	1.1	3.9	-2.8	-2.9	-5.5	–	–
MN15	-7.4	1.6	3.9	-2.0	-0.5	-0.1	-0.5	-0.7
MN14	-3.8	8.7	10.5	-3.7	-4.6	-3.1	-0.5	-0.2
MN13	-15.9	-3.4	-0.2	1.5	1.9	-0.6	-1.1	-0.3
MN12	-8.8	4.9	0.4	1.0	1.6	0.0	-4.0	-4.2
MN11	1.7	5.7	6.5	-2.2	-2.3	-0.5	0.2	0.2
MN10	-13.3	-3.6	6.6	-1.7	-1.0	0.0	0.8	0.4
MN09	-8.6	-1.3	8.6	-2.0	-1.2	0.2	0.2	0.0
MN08	-12.6	-6.0	2.8	-1.9	0.4	1.3	-0.2	-0.5
MN07	-12.7	-2.5	1.6	-2.0	-0.9	1.9	1.0	1.0
MN06	-3.6	1.1	4.9	-5.1	-9.3	0.2	-0.9	–
<i>valore medio</i>	<i>-8.4</i>	<i>-0.6</i>	<i>3.9</i>	<i>-1.9</i>	<i>-1.7</i>	<i>-0.6</i>	<i>-0.5</i>	<i>-0.5</i>
<i>avanzamento medio</i>	<i>1.7</i>	<i>3.9</i>	<i>4.2</i>	<i>1.3</i>	<i>1.1</i>	<i>0.6</i>	<i>0.6</i>	<i>0.4</i>
<i>arretramento medio</i>	<i>-9.3</i>	<i>-3.9</i>	<i>-0.2</i>	<i>-2.5</i>	<i>-2.7</i>	<i>-2.0</i>	<i>-1.2</i>	<i>-1.2</i>
<i>massimo avanzamento</i>	<i>1.7</i>	<i>8.7</i>	<i>10.5</i>	<i>1.5</i>	<i>1.9</i>	<i>1.9</i>	<i>1.0</i>	<i>1.0</i>
<i>massimo arretramento</i>	<i>-15.9</i>	<i>-9.0</i>	<i>-0.2</i>	<i>-5.1</i>	<i>-9.3</i>	<i>-5.5</i>	<i>-4.0</i>	<i>-4.2</i>

Tabella 4.16 – Variazione di posizione delle curve di livello lungo i profili rilevati a Nord della foce del Torrente Bevano fra le campagne di Febbraio 2009 e Settembre 2009.

<i>Febbraio 2009 - Settembre 2009</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Variazione della posizione della curva di livello (m)							
MS05	×	2.1	6.4	-7.0	-8.3	×	×	×
MS06	×	2.3	2.9	2.0	-0.1	1.2	0.3	×
MS07	3.3	4.4	7.2	3.3	0.1	1.9	-1.7	×
MS08	×	1.7	3.4	4.6	-0.3	-0.4	-0.1	0.0
MS09	1.4	0.5	1.3	-0.5	1.6	×	×	×
MS10	12.0	4.1	7.2	1.1	1.5	-0.1	×	×
MS11	6.8	6.1	5.8	-1.2	-0.1	×	×	×
MS12	17.0	14.3	12.5	2.2	0.8	0.6	0.6	×
MS13	-10.6	-3.3	1.4	2.0	1.5	×	×	×
MS14	2.1	2.6	7.1	4.2	1.3	×	×	×
MS15	×	5.5	6.4	4.1	-1.1	0.2	0.3	-0.1
MS16	-13.8	1.2	2.1	1.7	0.8	0.2	-0.2	-0.1
MS17	×	-1.3	3.8	0.5	-0.2	-0.2	-0.3	-0.4
MS18	11.3	8.4	12.1	1.4	0.8	-0.1	-0.4	-0.1
MS19	×	-5.7	3.3	0.6	-0.2	-0.3	-0.2	×
MS20	-2.1	-6.7	2.1	1.7	0.2	-0.2	0.0	–
MS21	8.7	3.5	3.9	0.8	0.1	0.0	-0.6	×
MS22	×	5.5	6.8	1.8	-0.1	-0.4	0.0	–
MS23	×	-4.4	3.5	-1.8	-1.1	0.4	0.2	–
MS24	-16.0	-17.5	-10.0	-4.8	-1.3	-0.4	-0.2	–
MS25	×	2.8	4.7	-2.8	-2.1	0.9	–	–
MS26	-17.6	6.4	5.4	-0.5	0.0	0.6	–	–
MS27	×	-2.1	4.1	0.5	0.6	1.7	–	–
MS28	×	2.8	0.9	1.4	1.6	0.0	×	–
<i>valore medio</i>	<i>0.2</i>	<i>1.6</i>	<i>4.3</i>	<i>0.6</i>	<i>-0.2</i>	<i>0.3</i>	<i>-0.2</i>	
<i>avanzamento medio</i>	<i>7.8</i>	<i>4.4</i>	<i>5.0</i>	<i>2.0</i>	<i>0.8</i>	<i>0.7</i>	<i>0.2</i>	
<i>arretramento medio</i>	<i>-12.0</i>	<i>-5.9</i>	<i>-10.0</i>	<i>-2.7</i>	<i>-1.4</i>	<i>-0.3</i>	<i>-0.5</i>	
<i>massimo avanzamento</i>	<i>17.0</i>	<i>14.3</i>	<i>12.5</i>	<i>4.6</i>	<i>1.6</i>	<i>1.9</i>	<i>0.6</i>	
<i>massimo arretramento</i>	<i>-17.6</i>	<i>-17.5</i>	<i>-10.0</i>	<i>-7.0</i>	<i>-8.3</i>	<i>-0.4</i>	<i>-1.7</i>	

Tabella 4.17 – Variazione di posizione delle curve di livello lungo i profili rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano fra le campagne di Febbraio 2009 e Settembre 2009.

Settembre 2009 - Febbraio 2010								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Variazione della posizione della curva di livello (m)							
MN19	0.4	0.1	1.0	2.2	–	–	–	–
MN18	-5.8	-8.5	-7.8	-5.7	-4.5	–	–	–
MN17	-8.5	-13.3	-8.1	-2.3	-1.8	–	–	–
MN16	-9.2	-11.8	-10.8	-4.8	-4.2	-1.5	–	–
MN15	-13.3	-13.1	-10.6	-2.0	-1.8	-2.8	-3.8	–
MN14	14.9	0.5	0.8	12.8	0.9	-0.3	-1.1	×
MN13	-6.1	-3.9	-1.1	2.2	-0.3	-0.5	-0.2	-0.3
MN12	-8.5	-8.5	-8.0	-5.0	-4.3	-2.4	0.6	-0.1
MN11	-11.9	-15.1	-17.7	-8.1	-3.8	-2.2	-0.4	-0.7
MN10	-8.1	-10.7	-12.4	-5.6	-3.2	-1.3	-0.7	-2.2
MN09	-10.0	-9.0	-8.5	3.8	-0.8	-1.0	-0.3	-0.4
MN08	1.7	-6.3	-5.7	6.5	-0.9	-1.6	-1.7	-0.7
MN07	-4.7	-6.2	-6.2	3.9	0.3	-1.1	-1.5	-0.8
MN06	17.7	-1.4	-2.5	6.6	-0.6	1.5	-0.3	–
valore medio	-3.7	-7.7	-7.0	0.3	-1.9	-1.2	-0.9	-0.7
arretramento medio	-8.6	-9.0	-8.3	-4.8	-2.4	-1.5	-1.1	-0.7
massimo avanzamento	17.7	0.5	1.0	12.8	0.9	1.5	0.6	–
massimo arretramento	-13.3	-15.1	-17.7	-8.1	-4.5	-2.8	-3.8	-2.2

Tabella 4.18 – Variazione di posizione delle curve di livello lungo i profili rilevati a Nord della foce del Torrente Bevano fra le campagne di Settembre 2009 e Febbraio 2010.

Settembre 2009 - Febbraio 2010								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Variazione della posizione della curva di livello (m)							
MS05	×	-9.4	-9.5	6.6	-0.6	×	×	×
MS06	×	-1.6	1.4	3.4	2.1	0.4	0.0	-0.2
MS07	×	-0.9	-1.8	0.8	0.3	1.2	2.2	×
MS08	×	-4.2	-4.1	-3.0	-0.5	1.1	-0.3	-0.7
MS09	×	-4.0	-2.7	5.9	-1.2	×	×	×
MS10	-9.5	-1.5	-4.0	1.5	-0.8	0.2	×	×
MS11	×	7.8	6.0	8.9	1.2	×	×	×
MS12	×	-4.2	-1.2	6.0	0.5	0.1	-0.1	×
MS13	×	9.5	9.0	3.9	-1.4	×	×	×
MS14	2.6	1.2	-2.3	0.7	-0.3	×	×	×
MS15	×	-3.4	-2.6	-3.2	-0.5	0.8	0.0	0.5
MS16	-3.7	0.9	1.8	-0.7	-1.0	0.6	0.4	0.2
MS17	×	3.7	1.2	1.4	0.1	0.1	-0.1	0.0
MS18	-2.4	-5.3	-5.9	1.2	0.7	0.1	0.0	–
MS19	×	-0.5	0.7	1.7	-0.2	0.4	0.3	×
MS20	7.2	5.6	3.3	-1.0	-2.0	-1.3	-0.7	–
MS21	×	-2.9	-3.6	0.8	-0.2	0.3	0.5	×
MS22	×	2.0	0.7	0.5	-0.9	-0.4	-0.2	–
MS23	×	0.0	1.1	0.3	-1.1	0.1	0.1	–
MS24	19.0	17.2	10.6	2.2	-3.9	-3.4	-2.1	–
MS25	×	-1.6	-4.5	-0.7	-2.4	-2.3	-3.1	–
MS26	7.0	-3.9	-4.7	-0.1	-1.9	0.1	–	–
MS27	×	1.2	1.2	1.7	-0.7	0.1	–	–
MS28	×	0.2	2.3	2.2	0.3	0.1	0.1	–
valore medio		0.2	-0.3	1.7	-0.6	-0.1	-0.2	
arretramento medio		-3.3	-3.9	-1.5	-1.2	-1.9	-0.9	
massimo avanzamento		17.2	10.6	8.9	2.1	1.2	2.2	
massimo arretramento		-9.4	-9.5	-3.2	-3.9	-3.4	-3.1	

Tabella 4.19 – Variazione di posizione delle curve di livello lungo i profili rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano fra le campagne di Settembre 2009 e Febbraio 2010.

<i>Febbraio 2010 - Marzo 2010</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Variazione della posizione della curva di livello (m)							
MN19	0.8	1.2	-10.6	-7.5	–	–	–	–
MN18	3.6	0.3	-3.7	-0.8	-1.2	–	–	–
MN17	8.0	0.0	-5.6	-7.3	-6.2	–	–	–
MN16	8.3	-2.5	-3.6	-2.1	-1.1	-3.1	–	–
MN15	22.3	0.5	1.5	-2.6	-3.3	-2.0	-0.5	–
MN14	-1.7	-8.4	-9.5	-12.2	-1.1	-0.8	0.4	×
MN13	0.9	1.8	-1.4	-3.2	-0.3	0.5	0.2	0.1
MN12	5.9	-0.9	-2.2	-1.9	-2.7	-2.2	-1.2	-0.3
MN11	11.5	-1.1	0.4	-4.4	-7.2	-7.2	-1.2	0.2
MN10	-0.5	-3.3	-3.9	-2.7	-4.5	-4.6	-3.5	-1.1
MN09	-1.8	-1.6	-5.8	-5.5	-0.7	0.5	0.4	0.7
MN08	-0.3	-0.9	-6.1	-9.1	-1.1	1.3	0.8	-0.2
MN07	1.1	-4.3	-6.8	-7.2	-2.9	0.3	1.0	×
MN06	-4.8	10.0	-2.9	-5.0	4.3	-1.5	×	–
<i>valore medio</i>	<i>3.8</i>	<i>-0.7</i>	<i>-4.3</i>	<i>-5.1</i>	<i>-2.2</i>	<i>-1.7</i>	<i>-0.4</i>	<i>-0.1</i>
<i>arretramento medio</i>	<i>-1.8</i>	<i>-2.9</i>	<i>-5.2</i>	<i>-5.1</i>	<i>-2.7</i>	<i>-3.1</i>	<i>-1.6</i>	<i>-0.5</i>
<i>massimo avanzamento</i>	<i>22.3</i>	<i>10.0</i>	<i>1.5</i>	<i>–</i>	<i>4.3</i>	<i>1.3</i>	<i>1.0</i>	<i>0.7</i>
<i>massimo arretramento</i>	<i>-4.8</i>	<i>-8.4</i>	<i>-10.6</i>	<i>-12.2</i>	<i>-7.2</i>	<i>-7.2</i>	<i>-3.5</i>	<i>-1.1</i>

Tabella 4.20 – Variazione di posizione delle curve di livello lungo i profili rilevati a Nord della foce del Torrente Bevano fra le campagne di Febbraio 2010 e Marzo 2010.

<i>Febbraio 2010 - Marzo 2010</i>								
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0	+2.5	+3.0
Profilo	Variazione della posizione della curva di livello (m)							
MS05	×	5.1	-3.1	-8.9	-2.7	1.3	-0.5	-0.3
MS06	×	1.3	-4.7	-5.7	-1.7	0.1	-0.4	-0.1
MS07	×	-2.8	-6.2	-4.7	-1.0	0.6	-1.6	-0.1
MS08	×	-4.8	-4.6	-5.2	-4.4	-1.3	0.0	0.0
MS09	×	-2.5	-5.3	-8.7	-2.5	-0.2	×	×
MS10	×	-5.4	-9.7	-4.2	-1.3	-0.1	1.6	0.2
MS11	×	-7.6	-11.2	-7.4	-0.8	0.1	0.0	-0.4
MS12	×	×	×	×	×	×	×	×
MS13	×	-4.4	-7.8	-5.2	-0.2	-0.4	-0.1	0.4
MS14	-4.0	-12.0	-10.4	-5.0	-1.4	-0.4	0.0	0.5
MS15	×	-0.8	-3.1	-1.5	-1.5	-0.8	0.0	-0.3
MS16	2.3	-8.2	-9.6	-3.9	-1.9	-0.8	-0.3	0.2
MS17	×	-9.2	-8.2	-3.5	-0.7	-0.4	-0.1	-0.1
MS18	-14.3	-7.0	-7.6	-4.9	-3.0	-1.7	-0.8	–
MS19	×	-5.4	-6.6	-4.7	-1.3	-1.3	-0.2	-0.9
MS20	0.5	-8.1	-6.5	-1.5	-0.9	-1.4	-2.0	–
MS21	×	-4.1	-7.3	-5.0	-3.0	-2.6	-0.2	-0.2
MS22	-4.8	-7.5	-5.3	-3.1	-1.4	-1.4	-1.4	–
MS23	×	0.4	-3.5	-0.8	-0.4	-0.4	-0.3	–
MS24	-10.9	-8.5	-6.5	-2.5	-0.2	-0.1	-0.1	–
MS25	×	-5.7	-4.3	-1.8	-0.2	0.0	-0.1	–
MS26	-15.4	-3.1	2.2	-2.6	-0.9	-1.1	–	–
MS27	0.1	-4.8	-6.7	-4.5	-1.2	-0.4	–	–
MS28	-7.8	-0.9	-3.7	-4.4	-2.1	-0.6	-0.2	–
<i>valore medio</i>		<i>-4.6</i>	<i>-6.1</i>	<i>-4.3</i>	<i>-1.5</i>	<i>-0.6</i>	<i>-0.3</i>	<i>-0.1</i>
<i>arretramento medio</i>		<i>-5.6</i>	<i>-6.5</i>	<i>-4.3</i>	<i>-1.5</i>	<i>-0.9</i>	<i>-0.6</i>	<i>-0.3</i>
<i>massimo avanzamento</i>		<i>5.1</i>	<i>2.2</i>	<i>–</i>	<i>–</i>	<i>1.3</i>	<i>1.6</i>	<i>0.5</i>
<i>massimo arretramento</i>		<i>-12.0</i>	<i>-11.2</i>	<i>-8.9</i>	<i>-4.4</i>	<i>-2.6</i>	<i>-2.0</i>	<i>-0.9</i>

Tabella 4.21 – Variazione di posizione delle curve di livello lungo i profili rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano fra le campagne di Febbraio 2010 e Marzo 2010.

Settembre 2008 - Febbraio 2009						
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0
Profilo	Variazione della posizione della curva di livello (%)					
MS05	×	-12.1	-20.7	1.2	-13.3	-2.2
MS06	×	-21.9	-24.4	-13.8	4.0	1.3
MS07	-18.6	-24.3	-31.2	-8.6	6.5	-3.2
MS08	×	19.0	25.4	12.8	19.9	5.8
MS09	18.7	17.7	32.7	5.1	15.9	3.9
MS10	-5.6	-4.8	1.9	-21.2	-14.3	-2.3
MS11	-18.5	-18.4	-7.2	-18.8	-5.5	-5.7
MS12	-28.3	-25.4	-21.4	-33.7	-3.4	-3.2
MS13	-0.6	-9.9	-20.3	-27.8	-24.1	-11.7
MS14	-3.9	2.7	1.3	-35.8	-32.3	-11.9
MS15	-34.4	-34.5	-26.3	-31.8	12.6	5.2
MS16	45.7	5.2	13.7	-13.3	0.0	0.0
MS17	1.9	6.1	-4.2	-22.0	-27.5	-15.7
MS18	-17.6	-12.6	-23.5	-31.8	-56.5	-17.9
MS19	-6.0	10.0	-18.9	-31.9	-26.1	7.0
MS20	-13.7	-1.0	-25.5	-30.6	-23.1	-4.5
MS21	-18.5	-10.2	-9.1	-21.9	-10.2	-1.3
MS22	-27.2	-19.8	-28.2	-34.7	-18.0	-3.1
MS23	-19.6	-13.7	-36.1	-31.4	-6.5	-2.7
MS24	2.3	5.9	-16.9	-34.3	-29.0	-11.1
MS25	-42.3	-38.0	-34.8	-20.6	-29.8	-62.5
MS26	12.8	-31.1	-30.4	-49.1	-27.4	5.6
MS27	5.8	5.0	-22.2	-45.9	-45.5	-45.0
MS28	-33.4	-27.4	-19.7	-21.1	-14.6	1.0
<i>valore medio</i>	-9.6	-9.7	-14.4	-23.4	-14.5	-7.3

Tabella 4.22 – Variazione di posizione percentuale delle curve di livello corrispondenti a -0.3, 0.0, +0.5, +1.0, +1.5 e +2.0 m lungo i profili rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano fra le campagne di Settembre 2008 e Febbraio 2009. Con il colore rosso si indicano le variazioni superiori al 33.3%, mentre l'insieme delle celle colorate fornisce le situazioni in cui si sono verificate variazioni di posizione superiori al 25%.

Febbraio 2010 - Marzo 2010						
Quota (m l.m.m.)	-0.3	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0
Profilo	Variazione della posizione della curva di livello (%)					
MS05	×	12.1	-8.4	-27.6	-15.7	24.1
MS06	×	2.6	-11.3	-17.0	-7.4	0.6
MS07	×	-6.3	-16.5	-16.5	-5.0	3.9
MS08	×	-11.6	-13.4	-19.1	-21.7	-9.6
MS09	×	-6.5	-15.5	-30.7	-15.3	-1.9
MS10	×	-12.8	-26.9	-18.2	-8.6	-0.8
MS11	×	-14.7	-25.6	-22.9	-4.0	0.6
MS12	×	×	×	×	×	×
MS13	×	-10.8	-22.7	-22.8	-1.6	-3.5
MS14	-9.5	-32.0	-36.6	-32.1	-18.7	-6.7
MS15	×	-2.7	-12.6	-11.5	-18.5	-11.4
MS16	6.6	-26.8	-39.2	-33.9	-38.0	-22.2
MS17	×	-27.4	-32.0	-25.9	-10.8	-6.9
MS18	-37.7	-26.3	-37.8	-49.5	-71.4	-73.9
MS19	×	-18.5	-29.3	-35.9	-20.6	-21.3
MS20	1.3	-27.2	-31.6	-18.1	-28.1	-51.9
MS21	×	-9.9	-22.5	-22.2	-18.0	-16.9
MS22	-9.6	-18.9	-18.0	-17.1	-11.6	-11.8
MS23	×	1.3	-14.9	-6.5	-5.1	-5.3
MS24	-28.0	-28.1	-35.5	-36.8		
MS25	×	-24.1	-27.7	-36.0		
MS26	-37.3	-12.3	12.8	-31.3	-34.6	-42.3
MS27	0.2	-15.5	-29.8	-39.1	-29.3	-13.8
MS28	-14.7	-2.6	-12.5	-20.5	-16.2	-5.9
<i>valore medio</i>		-13.9	-22.1	-25.7	-12.8	-11.2

Tabella 4.23 – Variazione di posizione percentuale delle curve di livello corrispondenti a -0.3, 0.0, +0.5, +1.0, +1.5 e +2.0 m lungo i profili rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano fra le campagne di Febbraio 2010 e Marzo 2010. Con il colore rosso si indicano le variazioni superiori al 33.3%, mentre l'insieme delle celle colorate fornisce le situazioni in cui si sono verificate variazioni di posizione superiori al 25%.

	09/2008-02/2009	02/2009-09/2009	09/2009-02/2010	02/2010-03/2010
Profilo	Variazione volumetrica (m³/m) sopra il l.m.m.			
MN19	3.4	0.6	-2.3	-6.2
MN18	-7.6	-2.3	-13.7	-2.8
MN17	-3.5	2.8	-11.2	-8.5
MN16	-3.1	-1.7	-14.8	-3.7
MN15	-5.6	0.5	-14.9	-3.0
MN14	-5.7	0.6	5.5	-12.5
MN13	-17.9	0.5	-1.9	-0.8
MN12	-15.4	0.0	-14.3	-3.3
MN11	-12.4	3.9	-21.4	-10.0
MN10	-11.8	3.5	-15.5	-10.7
MN09	-5.1	1.8	-5.9	-4.9
MN08	-6.4	-0.2	-4.1	-6.1
MN07	-6.5	0.4	-4.8	-8.3
MN06	0.7	-1.0	0.1	-1.2
<i>valore medio</i>	-6.9	0.7	-8.5	-5.9

Tabella 4.24 – Variazione volumetrica valutata al di sopra del livello medio del mare per i profili rilevati a Nord della foce del Torrente Bevano fra le successive campagne di misura.

	09/2008-02/2009	02/2009-09/2009	09/2009-02/2010	02/2010-03/2010
Profilo	Variazione volumetrica (m³/m) sopra il l.m.m.			
MS05	-4.2	×	×	-4.8
MS06	-12.4	3.9	4.6	-7.3
MS07	-11.3	6.2	0.2	-7.0
MS08	9.6	3.6	-4.2	-7.5
MS09	8.5	2.6	-2.6	-8.0
MS10	-5.7	6.7	-3.1	-8.3
MS11	-9.2	4.3	8.9	-11.9
MS12	-8.1	11.9	1.2	×
MS13	-11.3	×	×	-7.4
MS14	-5.4	×	×	-10.5
MS15	-9.0	6.4	-2.6	-4.6
MS16	1.1	2.8	0.4	-9.3
MS17	-4.6	2.9	0.9	-9.6
MS18	-7.1	9.1	-3.8	-10.3
MS19	-7.3	2.7	1.1	-8.5
MS20	-6.3	1.4	0.2	-8.0
MS21	-7.6	3.3	-1.8	-10.2
MS22	-12.0	6.0	(-0.2)	-7.6
MS23	-11.7	0.9	0.0	-2.6
MS24	-5.5	-12.1	(+5.2)	-5.5
MS25	-11.1	1.7	-6.4	-3.9
MS26	-10.9	3.9	-4.7	0.3
MS27	-8.7	3.2	0.8	-6.8
MS28	-9.0	2.0	2.8	-5.1
<i>valore medio</i>	-6.6	3.5	-0.4	-7.1

Tabella 4.25 – Variazione volumetrica valutata al di sopra del livello medio del mare per i profili rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano fra le successive campagne di misura. Con il simbolo “×” si indica una disponibilità di dati insufficiente per eseguire il calcolo. I valori riportati tra parentesi sono stati ottenuti ipotizzando l’andamento del profilo non rilevato fino alla cresta della duna.

	<i>Settembre 2008-Febrero2009</i>	<i>Febbraio 2010-Marzo 2010</i>
Profilo	Ingressione marina (m)	
MN19	*	*
MN18	*	*
MN17	*	*
MN16	*	*
MN15	23.7	*
MN14	21.8	29.9
MN13	32.6	9.6
MN12	32.5	23.2
MN11	27.7	18.8
MN10	34.6	20.9
MN09	19.8	15.4
MN08	18.5	17.9
MN07	19.9	24.2
MN06	19.9	12.1

Tabella 4.26 – Ingressione marina a Nord della foce del Torrente Bevano valutata in corrispondenza di una profondità di erosione di 25 cm. Con il simbolo “-” si intende che tale profondità di erosione non è stata mai raggiunta lungo il profilo, con “×” si indica una disponibilità di dati insufficiente per eseguire una valutazione e con “*” si identifica una sezione interessata da fenomeni di *overtopping* della duna.

	<i>Settembre 2008-Febrero2009</i>	<i>Febbraio 2010-Marzo 2010</i>
Profilo	Ingressione marina (m)	
MS05	17.4	18.5
MS06	29.3	24.2
MS07	22.3	19.6
MS08	-	25.5
MS09	-	24.5
MS10	28.5	28.5
MS11	24.6	25.8
MS12	23.2	×
MS13	28.1	29.6
MS14	26.9	31.9
MS15	30.2	23.5
MS16	-	28.2
MS17	24.0	28.3
MS18	24.5	*
MS19	25.4	24.5
MS20	26.3	*
MS21	29.2	28.6
MS22	27.0	29.4
MS23	27.7	23.7
MS24	21.3	30.9
MS25	(?)	24.4
MS26	28.5	23.8
MS27	26.5	28.3
MS28	33.4	24.4

Tabella 4.27 – Ingressione marina a Sud della foce del Torrente Bevano valutata in corrispondenza di una profondità di erosione di 25 cm. Con il simbolo “-” si intende che tale profondità di erosione non è stata mai raggiunta lungo il profilo, con “×” si indica una disponibilità di dati insufficiente per eseguire una valutazione e con “*” si identifica una sezione interessata da fenomeni di *overtopping* della duna. La situazione osservata lungo il profilo MS25 non consente di fare ipotesi precise relativamente al periodo Settembre 2008-Febrero 2009.

	<i>Settembre 2008</i>	<i>Febbraio 2009</i>	<i>Settembre 2009</i>	<i>Febbraio 2010</i>	<i>Marzo 2010</i>
Profilo	Pendenza della spiaggia intertidale (da -0.2 m a +0.2 m)				
MN19	0.12	0.03	0.14	0.12	0.14
MN18	0.15	0.03	0.12	0.09	0.04
MN17	0.13	0.04	0.09	0.06	0.02
MN16	0.09	0.04	0.08	0.08	0.09
MN15	0.14	0.03	0.08	0.10	0.02
MN14	0.06	0.03	0.11	0.03	0.06
MN13	0.13	0.03	0.07	0.12	0.17
MN12	0.03	0.02	0.06	0.07	0.14
MN11	0.04	0.07	0.15	0.06	0.14
MN10	0.03	0.02	0.16	0.09	0.07
MN09	0.02	0.03	0.12	0.15	0.14
MN08	0.11	0.04	0.13	0.15	0.09
MN07	0.13	0.04	0.11	0.11	0.11
MN06	0.14	0.06	0.16	0.11	0.03
<i>valore medio</i>	<i>0.09</i>	<i>0.04</i>	<i>0.11</i>	<i>0.10</i>	<i>0.09</i>

Tabella 4.28 – Pendenza della spiaggia intertidale lungo i profili a Nord della foce del Torrente Bevano.

	<i>Settembre 2008</i>	<i>Febbraio 2009</i>	<i>Settembre 2009</i>	<i>Febbraio 2010</i>	<i>Marzo 2010</i>
Profilo	Pendenza della spiaggia intertidale (da -0.2 m a +0.2 m)				
MS05	0.09	0.03	0.09	×	0.04
MS06	0.10	0.03	0.05	0.03	0.04
MS07	0.09	0.05	0.07	×	0.14
MS08	0.07	×	0.06	×	0.09
MS09	0.09	0.08	0.08	×	0.06
MS10	0.09	0.10	0.13	0.10	×
MS11	0.08	0.12	0.08	×	0.06
MS12	0.04	0.09	0.05	0.08	×
MS13	0.04	0.04	0.07	×	0.05
MS14	0.05	0.06	0.09	0.06	0.09
MS15	0.03	0.07	0.06	×	0.09
MS16	0.04	0.09	0.04	0.07	0.15
MS17	0.05	0.06	0.05	×	0.14
MS18	0.06	0.04	0.04	0.03	0.14
MS19	0.04	0.02	×	×	0.14
MS20	0.04	0.04	0.04	0.04	0.11
MS21	0.03	0.05	0.04	×	0.03
MS22	0.04	0.05	0.04	0.03	0.06
MS23	0.04	0.02	×	×	0.06
MS24	0.06	0.04	0.05	0.03	0.16
MS25	0.03	0.09	×	0.04	0.02
MS26	0.03	0.02	0.05	0.03	0.14
MS27	0.04	0.04	×	0.03	0.02
MS28	0.04	0.09	×	0.11	0.07
<i>valore medio</i>	<i>0.05</i>	<i>0.06</i>	<i>0.06</i>	<i>(0.05)</i>	<i>0.09</i>

Tabella 4.29 – Pendenza della spiaggia intertidale lungo i profili a Sud della foce del Torrente Bevano. Con il simbolo “×” si indica una disponibilità di dati insufficiente per eseguire il calcolo.

	<i>Settembre 2008</i>	<i>Febbraio 2009</i>	<i>Settembre 2009</i>	<i>Febbraio 2010</i>	<i>Marzo 2010</i>
Profilo	Pendenza della spiaggia (da 0.0 m al piede duna)				
MN19	0.11	0.04	0.06	0.06	0.04
MN18	0.08	0.07	0.06	0.07	0.06
MN17	0.06	0.05	0.05	0.13	0.07
MN16	0.06	0.08	0.05	0.08	0.08
MN15	0.08	0.06	0.05	0.09	0.08
MN14	0.08	0.11	0.05	0.05	0.08
MN13	0.07	0.06	0.06	0.08	0.08
MN12	0.08	0.08	0.06	0.07	0.07
MN11	0.05	0.10	0.07	0.12	0.09
MN10	0.05	0.05	0.06	0.09	0.09
MN09	0.06	0.06	0.04	0.08	0.08
MN08	0.05	0.05	0.06	0.07	0.07
MN07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.08
MN06	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04
<i>valore medio</i>	<i>0.07</i>	<i>0.07</i>	<i>0.06</i>	<i>0.08</i>	<i>0.07</i>

Tabella 4.30 – Pendenza della spiaggia emersa lungo i profili a Nord della foce del Torrente Bevano.

	<i>Settembre 2008</i>	<i>Febbraio 2009</i>	<i>Settembre 2009</i>	<i>Febbraio 2010</i>	<i>Marzo 2010</i>
Profilo	Pendenza della spiaggia (da 0.0 m al piede duna)				
MS05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05
MS06	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05
MS07	0.04	0.07	0.05	0.06	0.07
MS08	0.08	0.06	0.06	0.07	0.08
MS09	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07
MS10	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06
MS11	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06
MS12	0.06	0.08	0.04	×	×
MS13	0.06	0.06	×	0.05	0.07
MS14	0.07	0.06	×	0.04	0.08
MS15	0.04	0.08	0.05	0.06	0.07
MS16	0.07	0.06	0.05	0.05	0.08
MS17	0.07	0.06	0.06	0.05	0.07
MS18	0.07	0.07	0.04	0.06	0.08
MS19	0.07	0.05	0.06	0.06	0.08
MS20	0.05	0.05	0.06	0.05	0.07
MS21	0.05	0.07	0.06	0.06	0.07
MS22	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06
MS23	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06
MS24	0.07	0.06	0.11	0.04	0.06
MS25	0.04	0.07	0.05	0.06	0.07
MS26	0.06	0.08	0.05	0.06	0.06
MS27	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06
MS28	0.04	0.07	0.06	0.06	0.06
<i>valore medio</i>	<i>0.06</i>	<i>0.06</i>	<i>0.06</i>	<i>0.05</i>	<i>0.07</i>

Tabella 4.31 – Pendenza della spiaggia emersa lungo i profili a Sud della foce del Torrente Bevano. Con il simbolo “×” si indica una disponibilità di dati insufficiente per eseguire il calcolo.

	<i>Settembre 2008</i>	<i>Febbraio 2009</i>	<i>Settembre 2009</i>	<i>Febbraio 2010</i>	<i>Marzo 2010</i>
Profilo	Quota della cresta della duna (m l.m.m.)				
MN19	1.7	1.6	1.7	1.4	1.6
MN18	1.8	1.9	1.9	1.8	1.8
MN17	2.4	1.7	1.9	1.8	1.8
MN16	2.6	2.4	2.2	2.1	2.1
MN15	3.2	3.2	3.3	2.5	2.6
MN14	3.5	3.6	3.5	×	3.6
MN13	3.6	3.6	3.7	3.6	3.6
MN12	3.8	3.8	3.8	3.7	3.9
MN11	3.4	3.4	3.4	3.4	3.4
MN10	4.2	4.2	4.1	×	×
MN09	3.8	3.8	3.8	3.7	×
MN08	3.8	3.8	3.9	3.8	×
MN07	4.4	4.4	4.4	4.3	×
MN06	3.0	3.0	3.0	3.0	×

Tabella 4.32 – Massima elevazione raggiunta dal cordone dunare nelle sezioni a Nord della foce del Torrente Bevano in corrispondenza delle diverse campagne di misura. Con il simbolo “×” si indica che tale quota non è stata rilevata.

	<i>Settembre 2008</i>	<i>Febbraio 2009</i>	<i>Settembre 2009</i>	<i>Febbraio 2010</i>	<i>Marzo 2010</i>
Profilo	Quota della cresta della duna (m l.m.m.)				
MS05	3.1	×	×	3.1	×
MS06	3.8	×	3.9	3.9	3.8
MS07	3.7	3.7	×	3.7	3.6
MS08	3.3	×	×	3.2	3.4
MS09	3.5	×	×	3.5	×
MS10	3.7	×	×	3.7	3.6
MS11	3.6	×	×	3.6	×
MS12	3.4	3.4	×	×	×
MS13	3.4	×	×	3.2	×
MS14	3.3	×	×	×	×
MS15	3.7	×	3.7	3.7	×
MS16	3.4	3.4	3.5	3.5	3.5
MS17	3.3	3.3	3.3	3.3	3.2
MS18	3.1	3.1	3.0	3.0	2.6
MS19	×	×	×	×	×
MS20	2.8	2.8	2.8	2.8	2.7
MS21	3.2	×	×	3.1	×
MS22	2.6	2.6	×	2.7	2.6
MS23	2.6	×	×	2.7	×
MS24	2.7	2.8	×	2.7	2.9
MS25	2.6	2.5	2.6	2.5	2.5
MS26	2.2	2.2	2.2	2.3	2.2
MS27	2.2	2.2	×	2.2	2.2
MS28	2.5	×	2.5	×	2.5

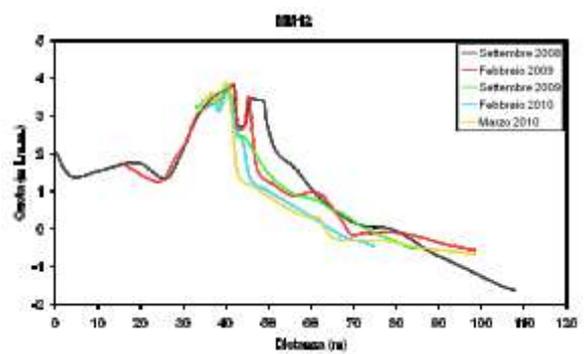
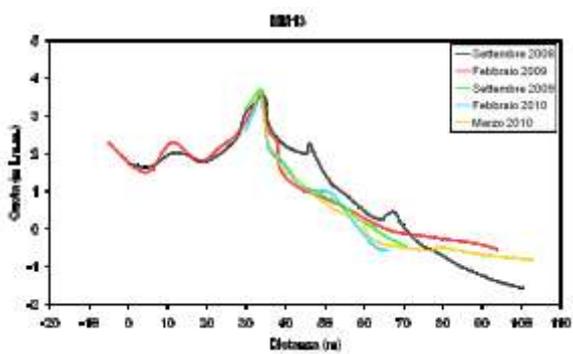
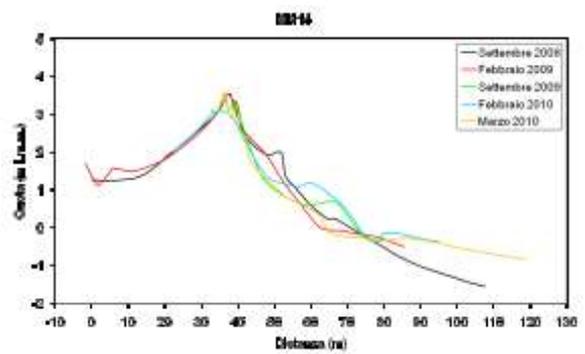
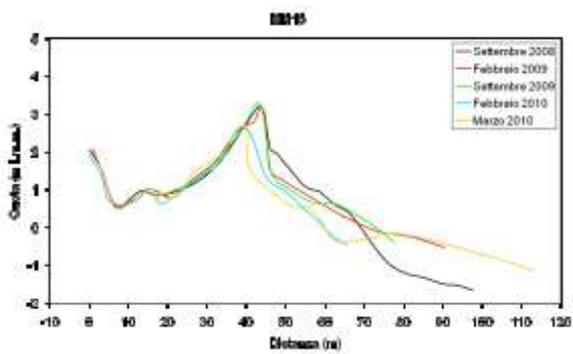
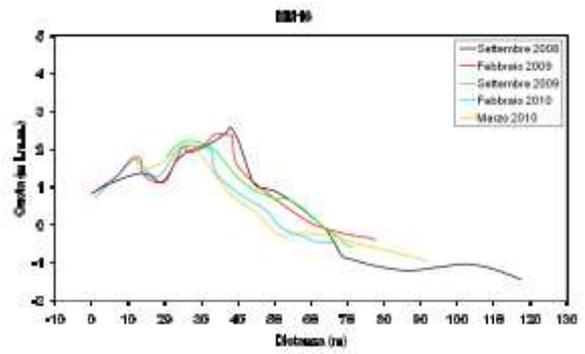
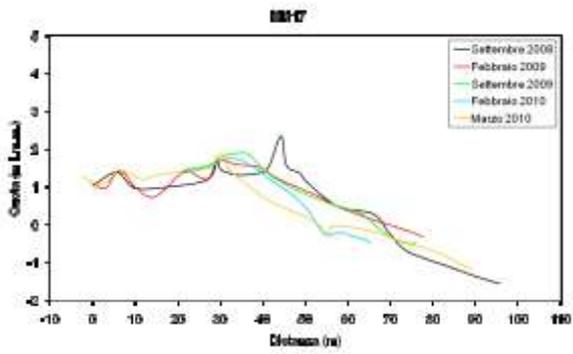
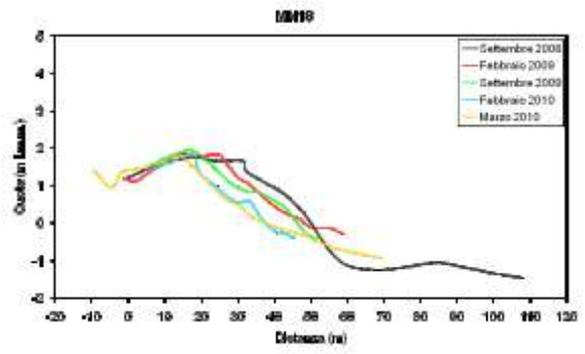
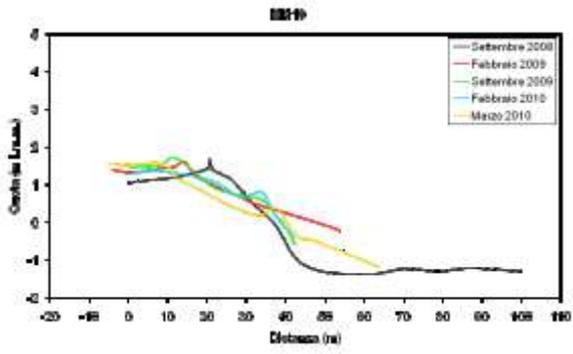
Tabella 4.33 – Massima elevazione raggiunta dal cordone dunare nelle sezioni a Sud della foce del Torrente Bevano in corrispondenza delle diverse campagne di misura. Con il simbolo “×” si indica che tale quota non è stata rilevata.

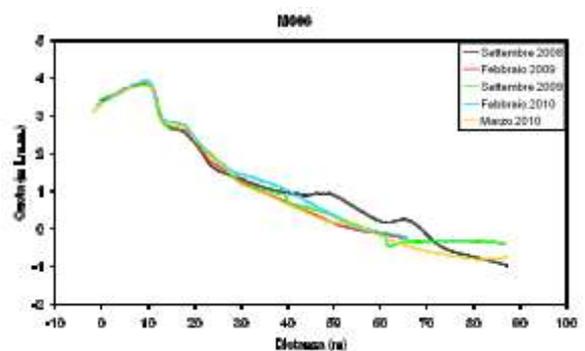
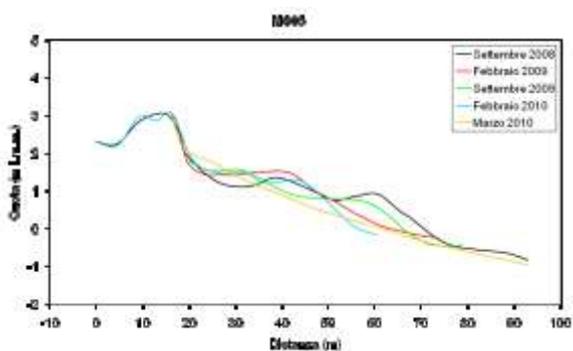
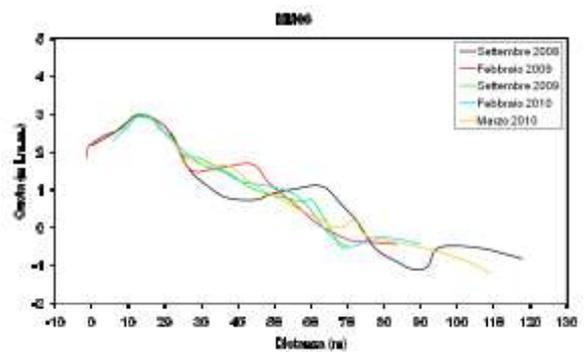
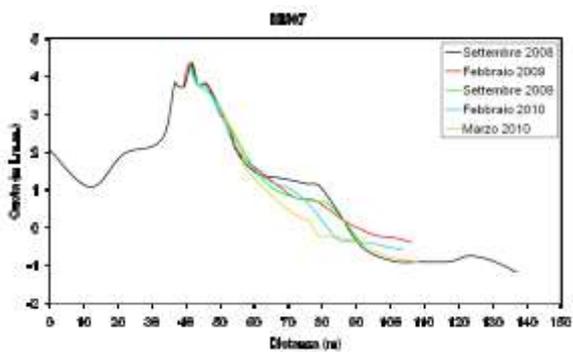
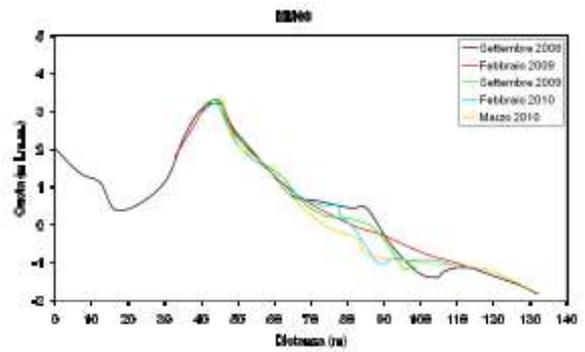
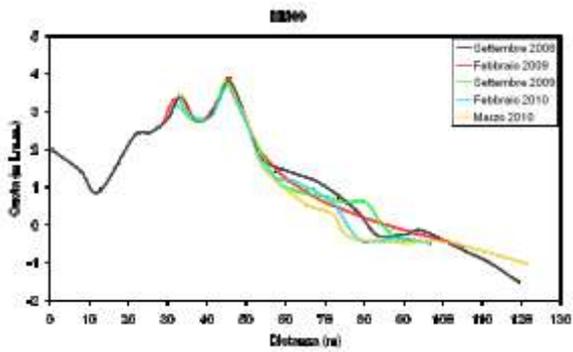
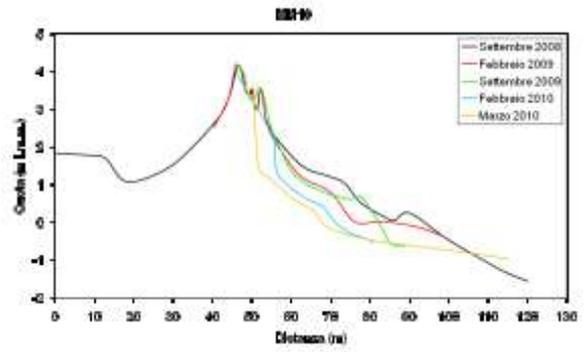
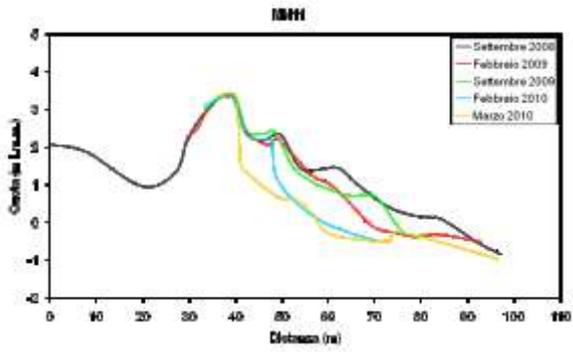
	<i>Settembre 2008</i>	<i>Febbraio 2009</i>	<i>Settembre 2009</i>	<i>Febbraio 2010</i>	<i>Marzo 2010</i>
Profilo	Quota del piede della duna (m l.m.m.)				
MN19	1.1	0.9	1.0	1.2	1.2
MN18	1.4	1.2	1.1	0.6	0.7
MN17	1.1	1.0	1.4	0.8	1.5
MN16	1.0	1.7	0.9	1.4	1.0
MN15	1.1	1.6	1.5	1.4	1.5
MN14	1.4	1.2	1.4	1.4	1.8
MN13	1.3	1.6	1.2	1.1	1.7
MN12	2.1	1.6	1.5	1.3	1.4
MN11	1.4	1.2	1.5	1.3	1.5
MN10	1.5	1.2	1.4	1.4	1.5
MN09	1.7	2.1	1.2	1.8	1.7
MN08	1.4	1.5	1.9	1.5	1.7
MN07	1.9	2.1	1.6	1.7	1.6
MN06	1.6	1.6	2.0	1.7	1.9

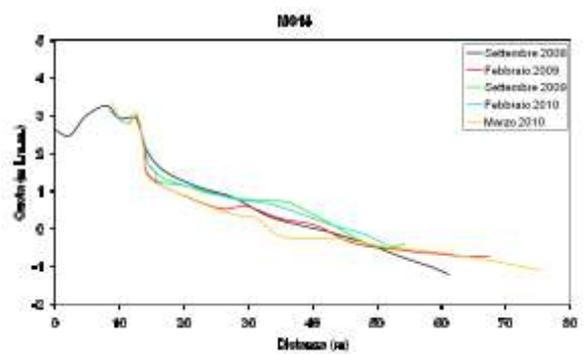
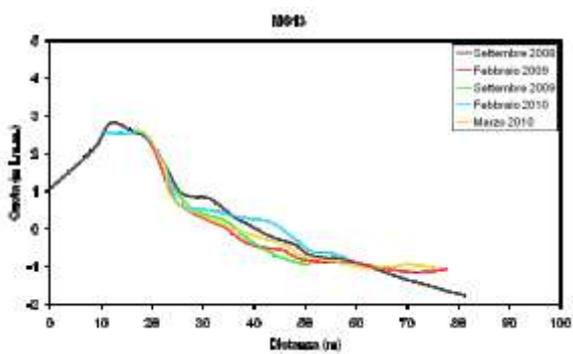
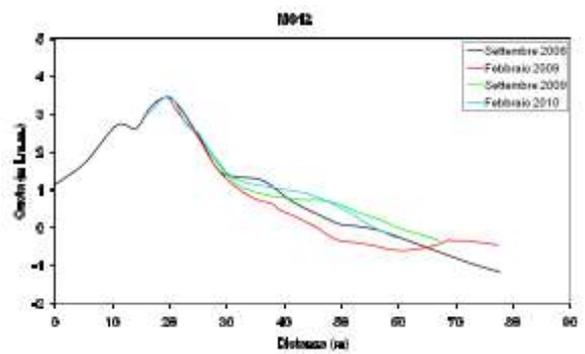
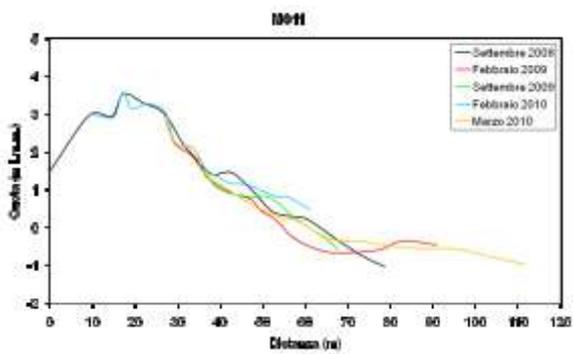
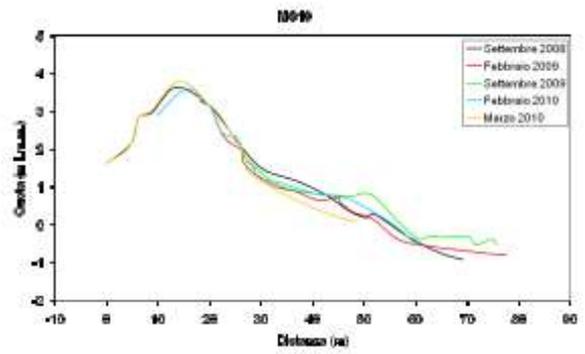
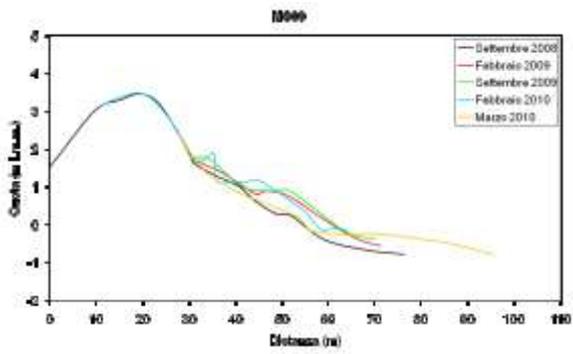
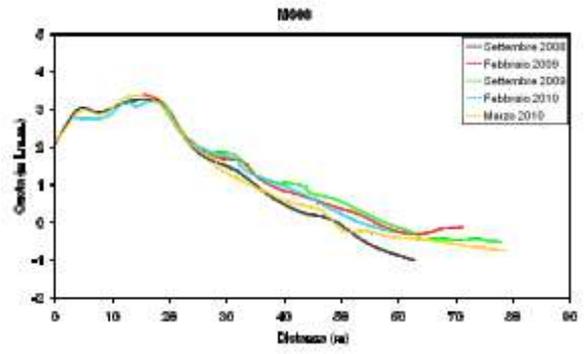
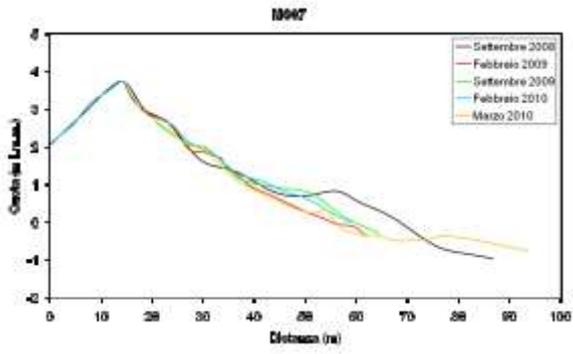
Tabella 4.34 – Quota del piede della duna nelle sezioni a Nord della foce del Torrente Bevano.

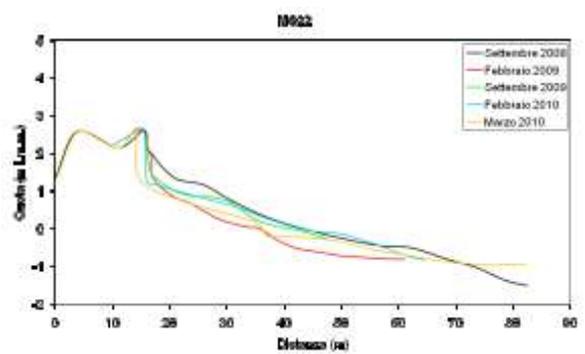
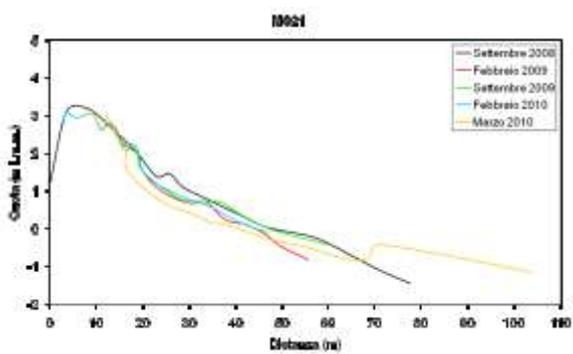
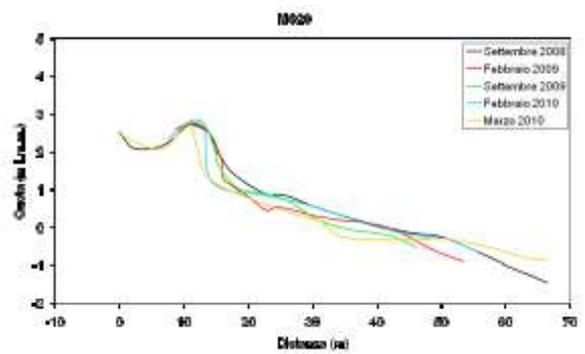
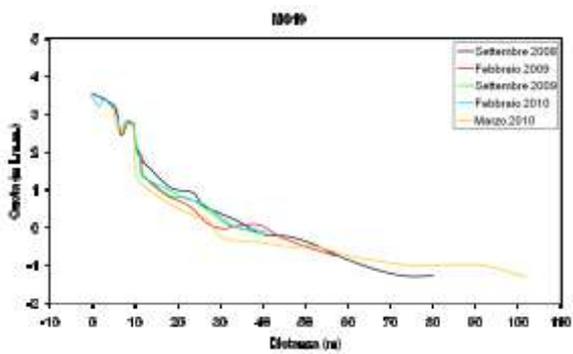
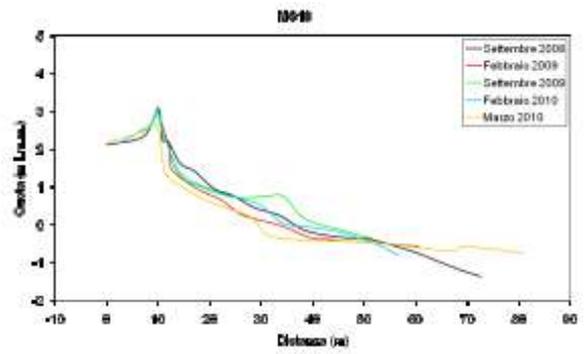
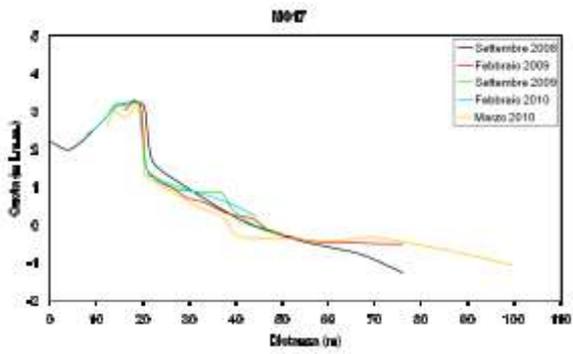
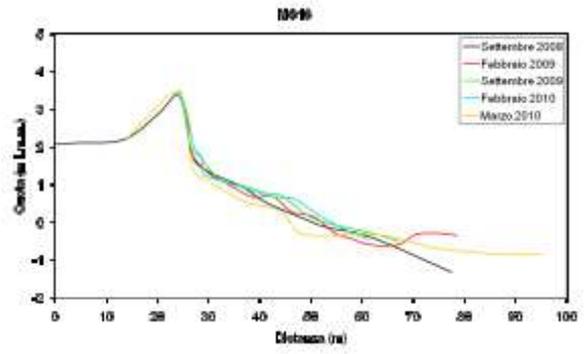
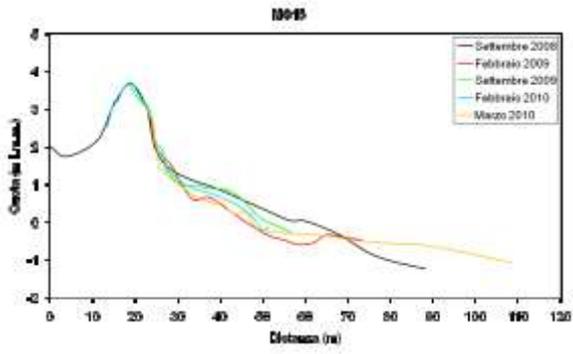
	<i>Settembre 2008</i>	<i>Febbraio 2009</i>	<i>Settembre 2009</i>	<i>Febbraio 2010</i>	<i>Marzo 2010</i>
Profilo	Quota del piede della duna (m l.m.m.)				
MS05	1.3	1.8	1.8	1.8	2.2
MS06	1.6	1.8	1.4	1.6	1.2
MS07	1.7	1.5	1.2	1.6	1.9
MS08	1.8	1.7	1.9	1.8	1.7
MS09	1.6	1.7	1.7	1.7	1.8
MS10	1.5	1.6	1.2	1.3	1.4
MS11	1.4	1.3	1.0	1.5	1.7
MS12	1.5	1.2	1.2	×	×
MS13	1.6	1.2	×	1.4	1.7
MS14	1.6	1.6	×	1.3	1.6
MS15	1.5	1.3	1.3	1.4	1.5
MS16	1.4	1.3	1.1	1.3	1.5
MS17	1.6	1.6	1.5	1.3	1.3
MS18	1.6	1.5	1.2	1.3	1.4
MS19	1.7	1.4	1.5	1.4	1.5
MS20	0.9	1.3	1.1	1.2	1.4
MS21	1.4	1.6	1.6	1.4	1.6
MS22	1.3	1.4	1.6	1.3	1.4
MS23	1.3	1.3	1.2	1.2	1.3
MS24	1.8	1.6	0.9	1.1	1.4
MS25	1.0	0.9	1.0	1.4	1.3
MS26	1.5	1.4	1.1	1.3	1.3
MS27	1.4	1.5	1.2	1.4	1.4
MS28	1.3	1.5	1.1	1.2	1.5

Tabella 4.35 – Quota del piede della duna nelle sezioni a Sud della foce del Torrente Bevano. Con il simbolo “×” si indica una disponibilità di dati insufficiente.









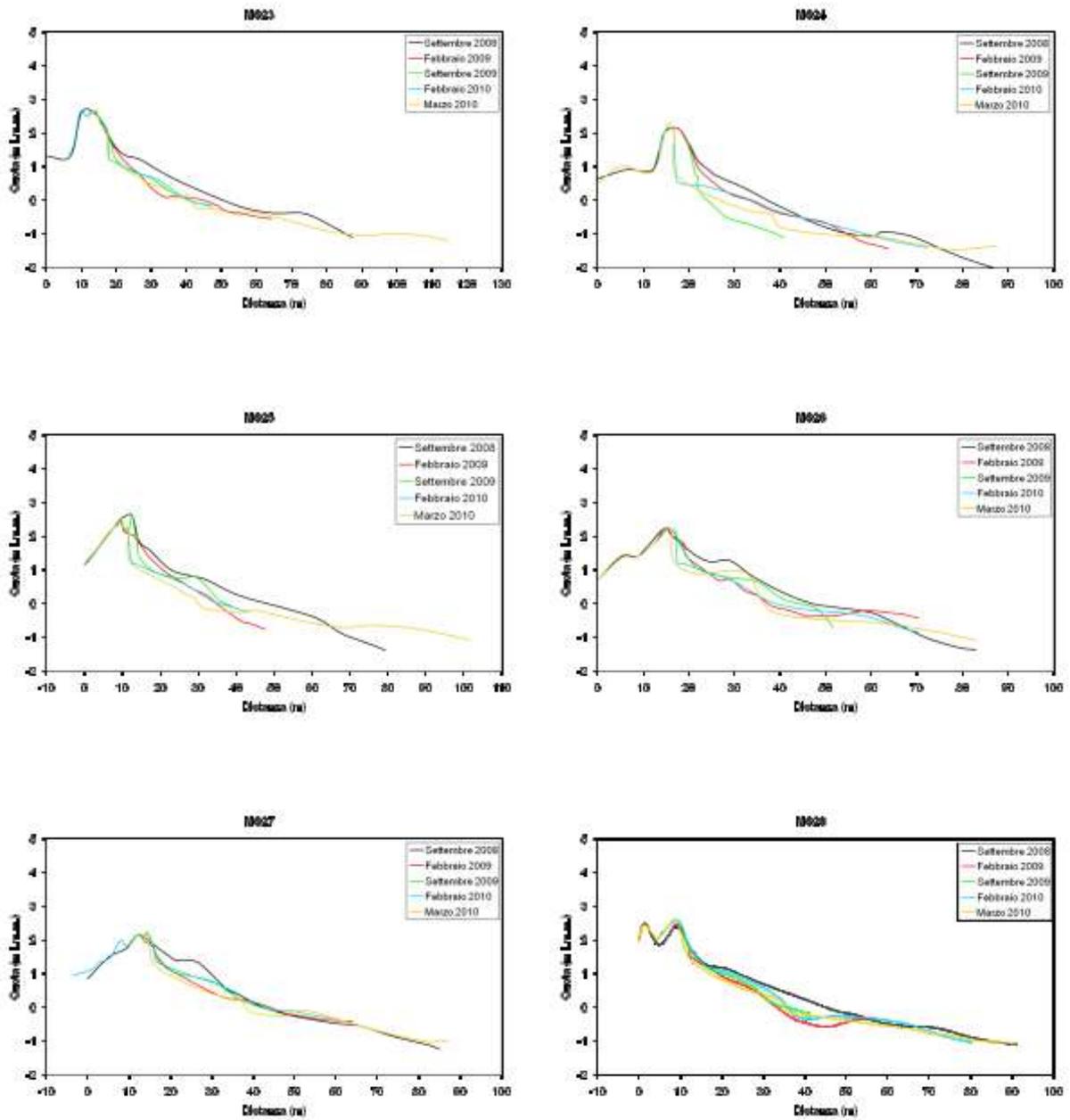


Figura 4.9 – Impatto determinato da eventi di mareggiata lungo i profili rilevati nell'area tra Lido di Dante e Lido di Classe.

4.2.2 Risultati e discussione

4.2.2.1 Le mareggiate significative

Dalle Tabelle 4.1, 4.2 e 4.3, che riportano sinteticamente la cronologia e le caratteristiche principali degli eventi meteomarini individuati secondo il criterio indicato, si osserva come la costa romagnola sia stata esposta fra il 29 Settembre 2008 ed il 12 Febbraio 2009 all'azione di eventi di mareggiata per una durata complessiva di 422 ore, per un totale di 465 ore fra il 14 Settembre 2009 ed il 16 Febbraio 2010 e per 169 ore tra il 17 Febbraio ed il 19 Marzo 2010. L'analisi dei dati registrati dalla boa Nausicaa ha messo in evidenza come i valori di altezza d'onda significativa inferiori ad 1 m e quelli superiori a tale soglia siano stati rispettivamente l'85.4 ed il 14.6% delle 5'481 registrazioni effettive avvenute tra l'inizio del 29 Settembre 2008 ed il 21 Gennaio 2009 alle ore 8.00, l'86.4 ed il 14.5% nel secondo intervallo di tempo (con 6'914 valori osservati) e il 74.9 ed il 25.1% tra Febbraio e Marzo 2010 (1'441 osservazioni). I dati con valori di altezza d'onda significativa compresi fra 1 e 2 m sono stati rispettivamente il 13.5, il 13 ed il 20.1% del totale di ciascuno dei tre intervalli considerati. La maggior parte delle onde con altezza fra 1 e 2 m proviene dai settori compresi tra i 30 ed i 105°N, con frequenze di apparizione rispettivamente del 13, 12.1 e 18.9%. Le onde con altezza superiore ai 2 m hanno invece interessato principalmente i settori di Bora (NE), con percentuali dell'1.0, 0.4 e 4.9% rispetto al numero totale di dati osservati in ciascuno dei tre intervalli considerati.

Le manifestazioni ondose associate ad un valore di livello superiore ai 50 cm sono state dodici nel periodo intercorso tra il 29 Settembre 2008 ed il 12 Febbraio 2009, diciannove tra il 14 Settembre 2009 ed il 16 Febbraio 2010 e cinque tra il 17 Febbraio ed il 19 Marzo 2010, mentre le mareggiate in cui la marea ha superato gli 80 cm sono state quattro nel primo e nell'ultimo intervallo di tempo e cinque quelle identificate tra Settembre 2009 e Febbraio 2010. Durante questi eventi combinati ad acqua alta (con livello superiore a 80 cm), solamente una volta, sia nel primo che nel secondo dei tre periodi considerati, l'altezza d'onda misurata dalla boa di Cesenatico ha superato i 2 m, raggiungendo il valore massimo di 2.17 m in un caso e 2.16 m nell'altro. L'evento verificatosi tra il 2 ed il 3 Gennaio 2010 (2.16 m) è stato però caratterizzato da una durata relativamente breve, 9.5 ore, e da un'intensità di 5.06 m·ora. Più severo è stato invece l'evento osservato tra il 10 ed il 13 Dicembre 2008 (2.17 m) con una magnitudine di 41.06 m·ora. Fortunatamente i valori massimi di livello registrati a Porto Corsini nel mese di Dicembre del primo e del secondo intervallo di tempo,

in corrispondenza di forti venti di Scirocco che hanno interessato tutto il bacino Adriatico, 0.97 e 1.01 m, con un periodo di ritorno rispettivamente di 5 e 7.2 anni (sulla base dei risultati riportati in Tabella 3.5 (A)), sono stati accompagnati da eventi ondosi che hanno presentato un'altezza massima inferiore a 1.50 m (più precisamente, 1.47 e 1.29 m) in un momento non coincidente con quello del massimo rialzo ed una durata complessiva di 7 ore nel primo caso e 11 nel secondo. I valori massimi di altezza d'onda osservati nei primi due periodi considerati si sono registrati rispettivamente il 26 Dicembre 2008, quando sono stati superati i 3 m, ed il 24 Ottobre 2009, quando H_s ha raggiunto i 2.86 m, in concomitanza, in entrambe le situazioni, con forti venti di Bora. Il livello massimo misurato durante questi eventi è stato nel primo caso di 0.56 m e nel secondo, quasi in coincidenza con il picco di H_s , di 0.64 m. La tempesta abbattutasi sulla costa tra il 25 ed il 28 Dicembre 2008 con un'intensità di 56.17 m·ora è stata l'evento di maggiore durata (75.5 ore) avvenuto nel primo periodo esaminato. Particolarmente severo è stato invece l'ultimo dei tre intervalli analizzati in cui in soli venti giorni il litorale è risultato esposto a mareggiate con un'intensità complessiva che ha raggiunto i 130.57 m·ora. Tra il 7 e l'11 Marzo 2010 si è registrato l'evento energeticamente più significativo di tutto il periodo preso in esame, caratterizzato da un'altezza d'onda di 3.91 m (la massima osservata dai dati della boa Nausicaa nei tre anni dal 2008 al 2010), con una durata di 86.5 ore e, per di più, associato al fenomeno dell'acqua alta. L'intensità della mareggiata, pari a 92.98 m·ora, è risultata più del doppio di quella che ha caratterizzato l'evento registrato tra il 12 ed il 16 Dicembre del 2009 (42.15 m·ora), che pur costituisce il fenomeno con la maggiore durata (94 ore) dell'intero periodo di osservazione. Considerando il primo a sinistra dei due grafici riportati in Figura 3.80 relativi all'analisi bivariata effettuata sui dati della boa Nausicaa si ottiene per tale evento, caratterizzato da $h = 3.91$ m e $d = 67.5$ ore (durata della mareggiata triangolare equivalente), un tempo di ritorno di 9.7 anni. Va sottolineato, tra l'altro, che la tempesta si è abbattuta sul litorale dopo meno di due giorni da quando un altro evento significativo, con altezza d'onda massima di 2.36 m e quota massima della marea pari a 0.82 m, aveva messo a dura prova il litorale, scaricandosi su di esso in poco più di 48 ore con un'intensità di 28.55 m·ora. Il periodo Febbraio-Marzo 2010 è fra tutti e tre quello caratterizzato dal più basso tempo medio di calma tra la fine di una mareggiata e l'inizio della successiva (*waiting time*), con solo 75.5 ore, contro le 159.9 e le 137.8 ore del primo e del secondo intervallo. È stato ormai riconosciuto che l'impatto combinato inferto alle spiagge sabbiose da un gruppo di mareggiate che si susseguono in rapida successione è in grado di provocare importanti variazioni morfologiche, uguali, se non addirittura superiori, a quelle determinate da una singola tempesta con più bassa probabilità

di accadimento (Lee et al., 1998; Ferreira, 2006). La forte erosione prodotta da una successione di mareggiate potrebbe essere legata all'effetto destabilizzante generato sul profilo dal primo evento e dal tempo di recupero insufficiente della spiaggia (per la ricompattazione del materiale) prima dell'arrivo della tempesta successiva.

4.2.2.2 La risposta della spiaggia e del cordone dunare

L'analisi della risposta del sistema spiaggia-duna alle condizioni meteomarine particolarmente severe della stagione autunno-invernale è stata affrontata considerando separatamente i tre periodi 29 Settembre 2008-12 Febbraio 2009, 14 Settembre 2009-16 Febbraio 2010 e 17 Febbraio 2010-19 Marzo 2010 ed il comportamento dei due tratti del cordone dunare a Nord e a Sud della foce del Torrente Bevano.

Settembre 2008-Febbraio 2009

Sezioni a Nord della Foce del Torrente Bevano

I profili MN19, MN18, MN17 e MN16, già caratterizzati da un forte stato di degrado, mostrano in seguito alle mareggiate che si sono abbattute sul litorale emiliano-romagnolo nel periodo Settembre 2008-Febbraio 2009 un'accentuazione degli elementi di criticità che rendono l'area di Lido di Dante immediatamente a Sud delle opere di difesa costiera estremamente vulnerabile ai fenomeni di erosione. Il cordone dunare, interessato da fenomeni di *overtopping*, presenta una rimozione della cresta ed una progressiva migrazione della porzione residua verso terra. Arretramenti compresi fra 4 e 7 m si osservano in corrispondenza delle quote +1.0 e +1.5 m lungo i profili MN19, MN18 e MN17; retrocessioni più contenute si registrano invece per la sezione MN16.

È probabile che il cordone dunare avesse originariamente lungo tutti e quattro i profili compresi tra MN15 e MN12 una configurazione molto simile a quella che si poteva ancora osservare in corrispondenza del transetto MN12 a Settembre 2008 e che l'intervento di successivi processi erosivi ne abbia progressivamente ridotto la sezione trasversale del serbatoio frontale, modellando la duna secondo l'aspetto che si poteva notare in corrispondenza della sezione MN15. I quattro profili indicati rilevati a Settembre 2008 erano in sostanza, nell'ordine da MN12 a MN15, fotogrammi premonitori dell'evoluzione futura di questo tratto di litorale in assenza di variazioni significative dei principali parametri che ne governano l'equilibrio. Le severe mareggiate verificatesi tra la fine del 2008 e l'inizio del

2009 hanno confermato la previsione facendo registrare in corrispondenza di questi quattro profili un sensibile arretramento del fronte dunare secondo modalità del tutto analoghe a quelle indicate dalla sequenza dei profili pre-storm ed un'accelerazione determinata dall'intensità stessa degli eventi meteomarinari. I profili MN13 e MN12 hanno registrato, con quasi 18 m³/m ed oltre 15 m³/m rispettivamente di materiale perduto al di sopra del livello medio del mare e circa 32.5 m di ingressione marina (Figura 4.9), un notevole impatto in seguito alle mareggiate di questo periodo.

Il materiale sottratto superiormente alla spiaggia e alla duna lungo i profili compresi tra MN15 e MN13 sembrerebbe venire accumulato già a partire dal livello medio del mare.

Nella sezione MN11 si evidenzia una forte erosione della berma presente lungo il profilo rilevato a Settembre, con una perdita di oltre 12 m³/m di sedimento al di sopra del livello medio del mare ed un arretramento della linea di riva che raggiunge i 16.7 m, il massimo osservato in quest'area tra i due monitoraggi. La pendenza della spiaggia emersa passa dal 4.5% al 10.2%. Il processo erosivo della spiaggia si arresta a pochi metri dal piede della duna lasciando così inalterato il cordone dunare retrostante.

In corrispondenza del profilo MN10 si registra il più alto valore di ingressione marina calcolato (34.6 m), relativamente ai periodi Settembre 2008-Febbraio 2009 e Febbraio-Marzo 2010 per entrambe le aree a Nord e a Sud del Bevano. È possibile che i fenomeni di *runup* siano arrivati ad interessare il fronte della duna, che presenta qui una pendenza nemmeno troppo elevata (12.6%).

Le sezioni comprese tra MN09 e MN07 risultano interessate da una forte erosione della berma presente lungo tali profili, che sembra però non coinvolgere il cordone dunare retrostante. In corrispondenza dei transetti MN08 e MN07 si riscontrano arretramenti rispettivamente di 12.5 e 11 m alla quota di +1.0 m sul l.m.m. L'ingressione marina non supera, in corrispondenza di questi profili, i 20 m. Il materiale perduto lungo questi transetti risulta compreso fra 5 e 6.5 m³/m.

In corrispondenza della sezione MN06 si riscontra uno spostamento verso terra della berma presente sul profilo iniziale. In questo, come nei due profili precedenti, appare chiaramente visibile lungo la sezione pre-storm la presenza di una barra intertidale. Il profilo presenta una condizione di generale stabilità al di sopra del livello medio del mare, evidenziata da una variazione volumetrica nulla.

Sezioni a Sud della Foce del Torrente Bevano

Il profilo MS05 rilevato a Settembre 2008 presenta due berme distinte. In seguito alle

mareggiate avvenute tra la fine del 2008 e l'inizio del 2009 si osserva un incremento della quota della cresta di una delle due berme presenti (quella più verso terra) e la totale scomparsa dell'altra. Il profilo risulta caratterizzato da un arretramento della curva di livello rappresentativa del medio mare pari a circa 6.8 m.

I due profili immediatamente a Sud di MS05 presentano un comportamento contraddistinto da una forte erosione (con oltre 12 e 11 m³/m rispettivamente di materiale perduto) che interessa esclusivamente le berme presenti ma non il sistema dunare retrostante. Il profilo MS06 rivela inoltre una pesante ingressione marina, superiore ai 29 m. Mentre la pendenza della spiaggia emersa subisce qui un rapido incremento, passando dal 3.7 al 5.7% lungo MS06 e dal 4.2 al 7.1% in corrispondenza di MS07, la pendenza della spiaggia intertidale presenta riduzioni che raggiungono il 7% nel primo caso ed il 4% nel secondo (si passa dal 10.1 al 2.7% lungo MS06 e dal 8.5 al 4.6% per MS07). Il rilievo dei due profili realizzato a Febbraio 2009 si interrompe ad una profondità rispettivamente di 20 e 34 cm.

Le sezioni MS08 e MS09 presentano, contrariamente alle precedenti, un'inversione di tendenza, mostrando un sostanziale accrescimento della spiaggia accompagnato da un avanzamento della linea di riva compreso fra i 6 ed i 7 m, la formazione di una berma ed una variazione volumetrica che arriva a +9.6 e a +8.5 m³/m rispettivamente nel primo e nel secondo caso.

Le sei sezioni successive, dalla MS10 alla MS15, tornano a presentare un comportamento dominato da un trend erosivo che arriva in quest'area a lambire anche il piede del cordone dunare, come indicano i valori piuttosto elevati (compresi tra 23.2 e 30.2 m) dell'ingressione marina lungo tali profili. Fra di essi, la perdita più consistente di sedimento, oltre 11 m³/m, si ha in corrispondenza del profilo MS13, mentre è lungo il profilo MS15 che si osserva, oltre ad un incremento del 3% della pendenza della spiaggia, il massimo degli arretramenti della linea di riva (14.6 m, con una riduzione della distanza iniziale dalla cresta di circa il 34.5%) calcolati nel periodo tra Settembre 2008 e Febbraio 2009 per tutta l'area a Sud della foce del Bevano. I profili MS11, MS12, MS13 e MS15, così come il successivo MS18, sembrano essere caratterizzati da un unico punto oltre il quale si ha, verso mare, un deciso avanzamento rispetto al corrispondente profilo rilevato a Settembre. Lungo le sezioni MS10 e MS14 il processo di erosione mette invece in evidenza, nella parte più verso mare, la presenza di tre diversi punti d'intersezione fra i profili rilevati nelle due campagne successive. Il primo punto si viene a trovare oltre la quota massima raggiunta durante le alte maree sizigiali (+0.7 e +0.6 m per MS10 e MS14 rispettivamente) e separa il tratto di spiaggia caratterizzato dalla forte erosione da un secondo tratto con lieve accrezione. Un secondo punto, abbastanza

prossimo al livello medio del mare, segna invece una nuova leggera retrocessione rispetto all'andamento rilevato a Settembre 2008. Infine dopo il terzo punto, ad una profondità intorno a 0.5 m, sostanzialmente in accordo con quanto già osservato per le sezioni adiacenti, si ha il deciso avanzamento del profilo di Febbraio rispetto a quello di Settembre.

La sezione MS16 risulta sostanzialmente stabile al di sopra del livello medio del mare: in nessun punto del profilo si ha una profondità di erosione superiore a 25 cm. Di nuovo si osserva la conformazione con i tre punti distinti descritta in precedenza: i punti sono localizzati ora in corrispondenza delle quote +0.7, -0.1 e -0.6 m. Alla profondità di 0.3 m viene invece riscontrato il massimo avanzamento (16.5 m) calcolato sulla base delle misure disponibili per la spiaggia intertidale.

A partire dalla sezione MS17 in tutti i restanti profili fino all'ultimo qui considerato si è osservata una forte erosione che coinvolge pesantemente, insieme alla spiaggia, anche il cordone dunare retrostante, facendo registrare un forte arretramento del piede e talora anche del fronte (MS17, MS27) della duna. Occorre segnalare che lo scavalco della cresta che si riscontra in corrispondenza della sezione MS25 potrebbe essere causato in realtà da un rilievo non perfettamente sovrapposto al profilo precedente proprio nella zona della cresta. A confermarlo sarebbe di nuovo la presenza del picco nel profilo successivo rilevato a Settembre 2009. Le sezioni comprese tra la MS20 e la MS23 e tra la MS26 e la MS28 presentano una forte ingressione marina che varia tra i 26.3 ed i 33.4 m. L'andamento rilevato per MS21, MS22, MS23 e MS25 a Febbraio 2009 non presenta alcuna intersezione con il corrispondente profilo pre-storm, nonostante i transetti siano stati rilevati fino ad una profondità rispettivamente di 0.82, 0.79, 0.54 e 0.74 m. Al di sotto della quota +1.5 m sul livello medio del mare tutti e quattro i profili indicati si presentano sempre in condizioni di arretramento. Dall'analisi del comportamento delle tre sezioni più a Sud dell'area emerge invece un unico punto d'intersezione con il profilo pre-storm rilevato a Settembre 2008 e localizzato rispettivamente alle quote -0.2 m, +0.2 m e -0.3 m. In corrispondenza delle sezioni MS22, MS23, MS25 e MS26 si registra una perdita volumetrica, calcolata sopra il livello medio del mare, variabile tra 11 e 12 m³/m.

Settembre 2009-Febbraio 2010

Sezioni a Nord della Foce del Torrente Bevano

In corrispondenza del profilo più a Nord dell'area di studio si osservano di nuovo significativi fenomeni di *overtopping* della duna che contribuiscono ad una diminuzione di circa 30 cm dell'elevazione della cresta. Lo sviluppo di una berma lungo il profilo spiega gli

avanzamenti di 1 e 2.2 m osservati alle quote di +0.5 e +1.0 m sul l.m.m.

Le sezioni MN18, MN17 e MN16 presentano in questo intervallo di tempo una situazione di forte criticità caratterizzata da una notevole riduzione del volume di sedimenti (compresa tra 11.2 e 14.8 m³/m) presente al di sopra del livello medio del mare ed un abbassamento della quota dell'intero sistema fisico in seguito allo scavalco e alla rimozione della cresta della duna.

Durante questo periodo il serbatoio frontale della duna lungo il profilo MN15 subisce un intenso processo erosivo. Il fenomeno di obliterazione della cresta, l'erosione della spiaggia e quella ancora più profonda osservata in corrispondenza del fronte della spiaggia portano ad una perdita complessiva di quasi 15 m³/m di materiale al di sopra del livello medio del mare.

La presenza di una berma ben sviluppata fa segnare invece un importante accrescimento volumetrico in corrispondenza del profilo MN14 (+5.5 m³/m).

Il profilo MN13 ritorna ad essere interessato da fenomeni erosivi nella zona del fronte della spiaggia, mentre la formazione di una berma lungo il profilo rilevato a Febbraio 2010 fa segnare una variazione positiva di 2.2 m alla quota di +1.0 m sul l.m.m.

Le sezioni dalla MN12 alla MN10, esattamente le stesse che, insieme alla MN13, maggiormente avevano registrato l'impatto delle mareggiate in termini di materiale sottratto durante l'inverno precedente, risultano di nuovo caratterizzate da una forte perdita di volume, che arriva addirittura a superare i 21 m³/m in corrispondenza del transetto centrale (MN11). Questi tre profili mostrano un forte arretramento non solo in corrispondenza del cordone dunare, che presenta una retrocessione che raggiunge lungo i transetti MN12 e MN11 i 2.4 e 2.2 m alla quota +2.0 m sul l.m.m., ma anche della spiaggia, come si evince dai valori massimi della variazione di posizione dell'isolinea +0.5 m osservati nella zona a Nord del Bevano nel periodo Settembre 2009-Febbraio 2010, pari a 17.7 e 12.4 m rispettivamente per MN11 e MN10.

Il profilo MN09 presenta una profonda erosione in corrispondenza della zona del fronte spiaggia (con quasi 6 m³/m di materiale perduto al di sopra del livello medio del mare ed un arretramento della linea di riva di 9 m) ed un leggero aumento dell'elevazione della berma che si sposta verso terra (riscontrato da una retrocessione del profilo pari a 8.5 m alla quota di +0.5 m sul l.m.m. e da un avanzamento di 3.8 m alla quota +1.0 m sul l.m.m.).

I profili MN08 e MN07 presentano invece erosione nella zona del fronte della spiaggia con un arretramento di oltre 6 m alla quota del livello medio del mare ed un avanzamento di 6.5 m in un caso e 3.9 m nell'altro in corrispondenza dell'isolinea +1.0 m, legato all'accrescimento e allo spostamento verso terra della berma presente lungo il profilo rilevato

a Settembre 2009.

Il profilo MN06 a Nord della posizione occupata dalla vecchia foce del Torrente Bevano presenta una situazione di generale stabilità (variazione volumetrica nulla), in cui un lieve arretramento della linea di riva (1.4 m) viene compensato da una maggiore quota della berma che anche in corrispondenza di questo profilo risulta più spostata verso terra.

Sezioni a Sud della Foce del Torrente Bevano

Anche il rilievo del Settembre 2009 mette in evidenza lungo il profilo MS05 la presenza di due berme distinte. In seguito alle mareggiate avvenute tra la fine del 2009 e il 17 Febbraio 2010 la berma più distante dalla duna si sposta verso terra (a tale migrazione si associa un arretramento dell'isolinea relativa a 0.0 m superiore ai 9 m), mentre l'altra rimane praticamente inalterata.

Il profilo MS06 localizzato 100 m più a Sud presenta un incremento volumetrico (poco più di 4 m³/m al di sopra del livello medio del mare) legato alla formazione di una berma.

Una significativa erosione del fronte della spiaggia si osserva invece lungo il profilo MS08, come indicano i valori degli arretramenti in corrispondenza delle curve di livello comprese fra 0.0 e +1.0 m riportati in Tabella 4.19 e i 4.2 m³/m di materiale perduto al di sopra del livello medio del mare in questa sezione. Il transetto successivo risulta essere ancora caratterizzato da erosione in corrispondenza del fronte della spiaggia, mentre le creste delle due diverse berme, presenti lungo il profilo rilevato a Settembre 2009, raggiungono ora quote massime rispettivamente di 1.2 e 1.9 m sul l.m.m. Erosione in corrispondenza del fronte della spiaggia si osserva anche lungo il profilo MS10, dove sembrerebbe essere stato raggiunto dall'ingressione marina anche il piede della duna.

Il profilo MS11 interrompe la tendenza erosiva esibita dal fronte della spiaggia, osservata di nuovo lungo MS12. MS11 presenta quote della spiaggia sempre superiori rispetto a quelle rilevate per la stessa sezione a metà Settembre 2009, che lo portano a guadagnare complessivamente quasi 9 m³/m di sabbia al di sopra del livello medio del mare.

Nonostante la già accennata erosione del fronte spiaggia, risulta praticamente invariato il bilancio volumetrico sopra il livello medio del mare del profilo MS12, per effetto della maggiore elevazione della berma presente.

Un forte avanzamento della spiaggia associato alla presenza di una berma ben accentuata si registra anche in corrispondenza del profilo MS13, con un incremento del 30% dell'ampiezza della spiaggia stessa, rispetto alla situazione pre-storm, alla quota del livello medio del mare.

Dalla sezione MS14 fino alla sezione MS19 si osservano condizioni di generale stabilità, se

si escludono i due transetti MS15 e MS18 dove si riscontra l'erosione della berma presente lungo il profilo pre-storm, associata ad una perdita di 2.6 e 3.8 m³/m di sabbia al di sopra del livello medio del mare.

Il profilo MS20 risulta essere caratterizzato da un sensibile arretramento del fronte dunare, come indicano le variazioni di posizione calcolate per le curve di livello comprese tra +1.5 e +2.5 m (Tabella 4.19). Gli avanzamenti osservati in corrispondenza delle quote -0.3, 0.0, e +0.5 m potrebbero essere invece dovuti alla redistribuzione del sedimento lungo il profilo: al di sotto della quota +0.8 m sul l.m.m. il profilo rilevato a Febbraio 2010 si presenta sempre in avanzamento rispetto a quello misurato nel Settembre 2009.

I profili MS22 e MS23 sembrano mettere in evidenza il raggiungimento, da parte del processo erosivo, del piede della duna e nel primo caso anche un arretramento del fronte dunare.

Gli effetti maggiori sul sistema spiaggia-duna localizzato a Sud del Bevano durante questo intervallo di tempo si sono registrati in corrispondenza delle sezioni MS24 e MS25 dove si è riscontrata la rimozione della cresta della duna. Il processo erosivo potrebbe essere stato favorito, nella situazione rappresentata dal primo dei due profili indicati, dall'elevata pendenza della spiaggia emersa (0.109). Il materiale derivante dal crollo sembra essere andato ad alimentare la spiaggia ed i fondali antistanti e questo spiegherebbe i valori positivi ottenuti per la variazione volumetrica (+5.2 m³/m, calcolata ipotizzando l'andamento della duna non rilevato oltre la quota di 2.6 m) e per le variazioni di posizione delle curve di livello inferiori a +1.0 m. Il profilo MS25 mostra invece arretramento in corrispondenza di tutte le quote comprese fra -0.3 e +2.5 m ed una perdita di volume di oltre 6 m³/m al di sopra del livello medio del mare, la massima calcolata per l'area a Sud del Bevano durante questo periodo.

Una forte erosione del cordone dunare, oltre che della spiaggia, si osserva in corrispondenza del profilo MS26. Il materiale eroso superiormente sembrerebbe andare ad accumularsi già a partire da una profondità di 0.2 m.

Pur trovandosi in una condizione di generale stabilità, anche il profilo MS27 sembrerebbe essere stato raggiunto dall'erosione in corrispondenza del piede della duna.

La sezione MS28 presenta infine un accrescimento della berma presente lungo il profilo pre-storm accompagnato da un avanzamento di circa 2 m delle curve di livello relative alle quote +0.5 e +1.0 m sul l.m.m.

Febbraio 2010-Marzo 2010

Sezioni a Nord della Foce del Torrente Bevano

I profili MN19, MN18, MN17 e MN16 continuano ad essere caratterizzati da intensi fenomeni di erosione in corrispondenza della porzione residua del cordone dunare che si manifestano con un inarrestabile arretramento verso l'entroterra ed una progressiva perdita di quota dell'intero sistema spiaggia-duna.

In corrispondenza del profilo MN15 la cresta della duna, che a fine Settembre 2008 presentava una quota di 3.2 m, seppur già fortemente degradata, raggiunge ora un'elevazione di soli 2.6 m (Tabella 4.32), seguendo un processo di migrazione del tutto analogo a quello mostrato dalle quattro sezioni immediatamente più a Nord.

La duna in sezione MN14, che ora si presenta con un serbatoio sedimentario notevolmente ridotto rispetto a quello rilevato a Settembre 2008, risulta soggetta ad un fenomeno di scalzamento al piede in seguito all'elevata ingressione marina e all'erosione della berma antistante presente lungo il profilo pre-storm. Dal confronto fra tutti i transetti a Nord del Bevano emerge che l'intrusione marina, il volume di sabbia perduto e l'arretramento della linea di riva, rispettivamente pari a 30 m, 12.5 m³/m e 8.4 m, raggiungono proprio in quest'area il loro valore massimo, confermando la progressiva estensione verso Sud del degrado morfologico in atto lungo questo tratto di costa.

I profili MN15 e MN14 rilevati a Marzo 2010 evidenziano come la sabbia rimossa in corrispondenza del cordone dunare sembri andare ad alimentare il terrazzo di bassa marea.

La sezione MN13 non sembra invece aver subito grosse conseguenze in seguito all'impatto delle mareggiate verificatesi tra la fine di Febbraio e l'inizio di Marzo del 2010, come dimostrano la perdita volumetrica praticamente trascurabile al di sopra del livello medio del mare ed il valore più contenuto raggiunto dall'ingressione marina (solo 9.6 m).

Lungo la sezione MN12 si osserva un arretramento del fronte dunare che rivela una situazione di particolare criticità, in quanto è già stato superato dal profilo rilevato a Settembre 2009 il limite massimo rappresentato dalla posizione della cresta rilevata a Settembre 2008 ed il picco si viene ora a trovare lungo quella che in precedenza costituiva la parte di retrocresta, degradante verso l'entroterra.

Le sezioni MN11 e MN10 presentano invece un fortissimo arretramento del fronte dunare accompagnato da una notevole perdita di sabbia al di sopra del livello medio del mare, circa 10 m³/m. Il profilo MN11 risulta caratterizzato a Febbraio 2010 da un elevato valore della pendenza della spiaggia, 12%.

In corrispondenza dei profili MN09, MN08 e MN07 i processi di erosione interessano

sostanzialmente la berma, confermando la buona stabilità del cordone dunare nell'area a Nord della foce del Torrente Bevano oltre la duna ricostruita.

In corrispondenza della sezione MN06 si riscontra uno spostamento della berma verso terra. Il profilo presenta una condizione di generale stabilità al di sopra del livello medio del mare, come evidenzia la variazione volumetrica praticamente nulla.

Si segnala in corrispondenza del rilievo eseguito a Marzo 2010 una forte pendenza della spiaggia intertidale riscontrata in molti profili sia a Nord che a Sud del Bevano. Questo aumento di pendenza è legato essenzialmente alla formazione di una piccola "scarpata" lungo il profilo della spiaggia (*beach scarping*) causata dall'intensa azione erosiva delle onde. Tale "scarpata" risulta chiaramente evidente lungo tutti i profili a Nord del Bevano, ad esclusione dei transetti MN18 e MN17. La cima di questa "scarpata" è localizzata attorno ad una quota media di 0.20 ± 0.25 m al di sopra del livello medio del mare (massimo 0.4 m), mentre il piede si trova mediamente ad una profondità di 0.20 ± 0.25 m (massimo 0.3 m).

Sezioni a Sud della Foce del Torrente Bevano

L'avanzamento di 5.1 m osservato in corrispondenza della linea di riva lungo il profilo MS05, a Sud della foce del Torrente Bevano, è in realtà il prodotto dell'erosione delle berme presenti lungo il profilo pre-storm. Il materiale eroso superiormente lungo il profilo sembra andare ad accumularsi già al di sotto della quota +0.30 m sul l.m.m. La quantità di sedimento perduta al di sopra del livello medio del mare, circa $4.8 \text{ m}^3/\text{m}$, risulta praticamente uguale a quella erosa durante il periodo Settembre 2008-Febbraio 2009. L'ingressione marina, che pur continua a presentare qui il valore più basso di tutta l'area a Sud del Bevano, mostra un incremento di oltre 1 m rispetto alle condizioni dell'inverno precedente.

Nelle sezioni dalla MS06 alla MS09 il processo erosivo rimane esclusivamente confinato alla spiaggia. La perdita di sedimento al di sopra del livello medio del mare risulta lungo questi profili compresa tra 7 e $8 \text{ m}^3/\text{m}$. La maggiore quota del piede della duna in quest'area, con valori superiori a 1.60 m (Tabella 4.35), e l'elevata ampiezza della spiaggia (da 49.3 a 38.4 m alla quota del livello medio del mare lungo i profili citati, come riportato in Tabella 4.11) sarebbero stati in grado di salvaguardare ancora una volta l'integrità del cordone dunare retrostante. In corrispondenza di MS09 si segnala come la forte erosione della spiaggia (alla quota +1.0 m il profilo subisce un arretramento del 30% rispetto alla posizione occupata a Febbraio 2010) abbia interessato pesantemente la berma più verso mare presente lungo il profilo pre-storm.

La sezione MS10 presenta una significativa intrusione marina, di entità pari a quella

raggiunta durante l'inverno precedente (circa 28.5 m) e risulta caratterizzata da un'elevata perdita di sedimento ($8.3 \text{ m}^3/\text{m}$ al di sopra del livello medio del mare contro i $5.7 \text{ m}^3/\text{m}$ sottratti al sistema nel periodo Settembre 2008-Febbraio 2009) a spese prevalentemente dell'intera spiaggia emersa, che subisce qui e nei successivi profili MS11 e MS14 i più vistosi arretramenti in corrispondenza della quota +0.5 m sul livello medio del mare.

Il profilo MS11 risulta caratterizzato dalla maggiore perdita di materiale al di sopra del livello medio del mare osservata lungo tutti i profili a Sud della foce del Torrente Bevano (quasi $12 \text{ m}^3/\text{m}$), nonostante l'ingressione marina risulti in corrispondenza di questo transetto di poco inferiore al valore medio calcolato per quest'area (26 m). Il materiale perduto viene ancora una volta sottratto alla parte più alta della spiaggia e alla berma presente lungo la sezione pre-storm. Anche lungo questo profilo, così come nelle altre quattro sezioni più a Nord, al processo erosivo si associa un aumento della pendenza della spiaggia emersa, valutabile intorno all'1.0%.

A partire dal profilo MS13, insieme alla spiaggia, comincia ad essere pesantemente attaccato dai fenomeni di erosione anche il cordone dunare. In corrispondenza del profilo MS14 si osserva la massima penetrazione, quasi 32 m, raggiunta durante il periodo Febbraio-Marzo 2010 sull'intero paraggio oggetto di studio, a cui si accompagna inevitabilmente il più elevato arretramento della linea di riva (circa 12 m) osservato su tutta l'area considerata in questo intervallo. Recessioni della linea di costa superiori ai 12 m sono state riscontrate invece tra Settembre 2008 e Febbraio 2009 lungo i profili MS06, MS07, MS15, MS25 e MS28, evidenziando come le mareggiate verificatesi in quel periodo si siano abbattute sul tratto di litorale a Sud del Bevano in maniera piuttosto uniforme. La sezione MS14 subisce nel periodo Febbraio-Marzo 2010 una perdita di materiale di circa $10.5 \text{ m}^3/\text{m}$, quasi il doppio di quella riscontrata durante l'inverno precedente. Gli arretramenti osservati lungo tale sezione alle quote +1.0, +0.5 e 0.0 m risultano di circa il 32%, 36.6% e 32.1% rispetto alla posizione occupata dal profilo a metà Febbraio. Ne deriva conseguentemente un aumento della pendenza della spiaggia sopra il livello del mare di circa il 3.6%, il più alto per l'intera serie di profili a Sud del Bevano.

Occorre sottolineare, come evidenziato nella Tabella 4.11, che il monitoraggio topografico condotto nel Febbraio 2010 non si è spinto a profondità superiori ai 30 cm nell'area dove sono localizzati i profili da MS08 a MS13.

A partire dal transetto MS14 si osserva un notevole incremento della pendenza della spiaggia intertidale, che arriva a raggiungere il valore massimo di 0.158 in corrispondenza della sezione MS24. Questo aumento di pendenza è legato, come già accennato, alla formazione di

una piccola “scarpata” lungo il profilo della spiaggia causata dall’intensa azione erosiva delle onde. Tale “scarpata” risulta chiaramente evidente lungo tutti i profili che vanno da MS14 a MS28, con esclusione del solo transetto MS21. La cima di questa “scarpata” è localizzata in media attorno ad una quota di 0.2 m al di sopra del livello medio del mare (massimo 0.3 m), mentre il piede si trova mediamente ad una profondità di 0.2 m (massimo 0.3 m). Oltre tale profondità il profilo della spiaggia presenta un tratto a debolissima pendenza, quando non risulta praticamente orizzontale (terrazzo di bassa marea). Tali valori risultano completamente in accordo con quelli ottenuti per i profili a Nord del Bevano.

Mentre nelle sezioni comprese tra MS13 e MS16 i fenomeni di erosione agiscono sul cordone dunare provocando principalmente un sensibile scalzamento al piede della duna, in corrispondenza del profilo MS17 si assiste all’arretramento complessivo del fronte dunare (*dune scarping*) e lungo MS18 è possibile addirittura osservare lo scavalco della cresta e la rimozione di una parte di essa. Questi fenomeni risultano associati ad una notevole perdita di materiale al di sopra del livello medio del mare (9.6 e 10.3 m³/m di sabbia perduta rispettivamente per MS17 e MS18), ad un sensibile incremento della pendenza della spiaggia emersa (pari a 0.022 nel primo caso e a 0.017 nel secondo) e ad una generale riduzione di elevazione dell’intero sistema (le linee di livello corrispondenti alle quote +0.5 e +1.0 m subiscono variazioni di posizione, rispetto alla configurazione iniziale pre-storm, tra il 32 ed il 26% lungo MS17 e tra il 37.8 ed il 49.5% lungo MS18).

Un’altra situazione particolarmente critica si segnala in corrispondenza del profilo MS20 dove l’arretramento del fronte dunare ha ormai raggiunto la cresta della duna, lasciando esposto il sistema al rischio di una totale obliterazione durante un successivo evento di mareggiata. Anche lungo il profilo MS22 si osserva un forte arretramento del fronte dunare con lo scavalco di un picco della duna: in questo caso però il serbatoio frontale presenta un’ampia sezione trasversale (*mound foredune*) che mette, almeno in questa circostanza, l’area retrodunale al riparo da un possibile rischio di ingressione marina (Figura 4.11).

Escludendo quindi il profilo MS20, dove è probabile che si siano verificati fenomeni di *overtopping*, lungo tutti i restanti transetti da MS19 a MS28 si osserva un sensibile arretramento del fronte della duna e la situazione risulta essere tanto più critica quanto più risulta ridotta la capacità del “*frontal dune reservoir*” nel contrastare l’incipiente azione erosiva. La Figura 4.9 evidenzia chiaramente come nelle sezioni caratterizzate da un unico picco e da una conformazione della duna a cordone singolo (dalla MS24 alla MS27) il susseguirsi dei processi erosivi legati a severe condizioni meteomarine abbia avuto un ruolo

attivo e progressivamente determinante nel contribuire all'incremento della vulnerabilità di questo tratto di litorale.

4.3 Considerazioni conclusive

La fascia costiera che si estende per circa 6 km a cavallo della foce del Torrente Bevano, uno dei pochi tratti del litorale emiliano-romagnolo ad avere conservato un ottimo grado di naturalità, risulta fortemente esposta al rischio di erosione e di ingressione marina durante le mareggiate del periodo autunnale-invernale.

Il cordone dunare presenta un'altezza variabile rispetto al livello medio del mare: 1.6-1.8 m si possono osservare in corrispondenza dell'area localizzata circa 500 m a Sud delle barriere soffolte, oltre 3.5 m di quota vengono raggiunti nella zona a Nord della vecchia foce del Bevano, con punte di 4.3 m a meno di un chilometro dalla foce stessa; valori progressivamente minori a partire da 3.8 m si riscontrano invece lungo il litorale a Sud della foce: elevazioni prossime ai 3.0 m si osservano ad una distanza di circa 1'800 m dalla bocca del torrente, mentre valori più bassi, intorno ai 2.2 m, si hanno a ridosso del pennello più a Nord dell'abitato di Lido di Classe.

Estremamente variabile lungo questo tratto di costa appare anche l'area efficace in sezione trasversale del serbatoio frontale della duna, da 30 fino a pochi metri quadrati.

Sembrerebbero proprio questi due elementi, insieme all'ampiezza e alla pendenza della spiaggia, a controllare la risposta del sistema fisico ad eventi di tempesta. Un'elevata ampiezza della spiaggia ed un notevole serbatoio della duna appaiono in grado di contrastare gli effetti delle mareggiate estreme e garantire condizioni di sicurezza per il territorio retrostante. Al contrario una spiaggia stretta e molto pendente può determinare situazioni di forte criticità anche in presenza di condizioni meteomarine non eccezionali. Allo stesso modo un sistema che già manifesta accentuati caratteri di sofferenza risulta maggiormente suscettibile ad eventi anche non straordinari.

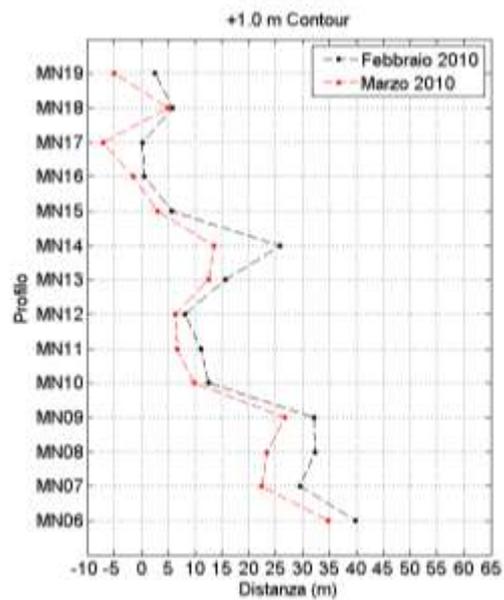
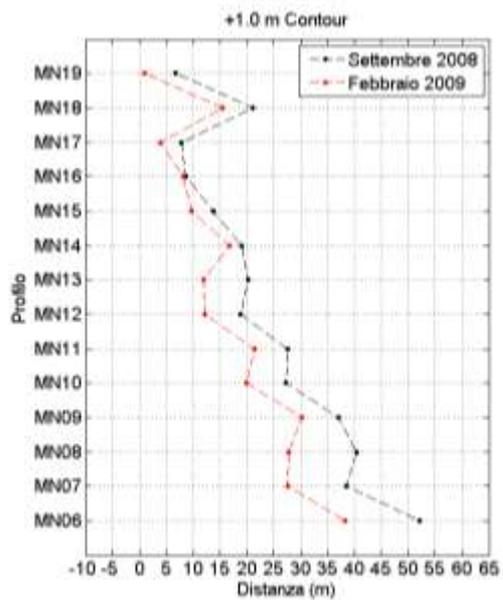
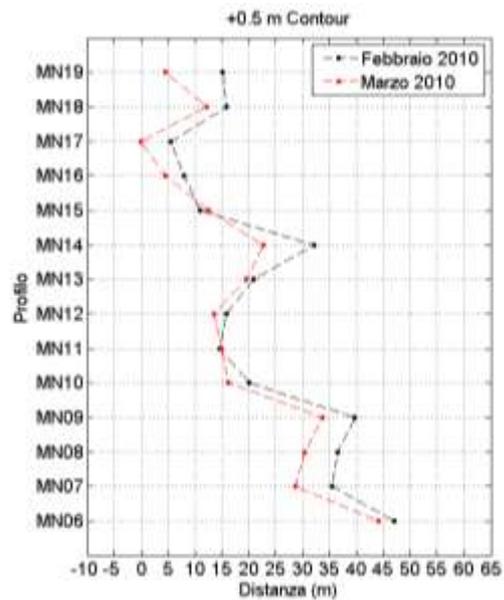
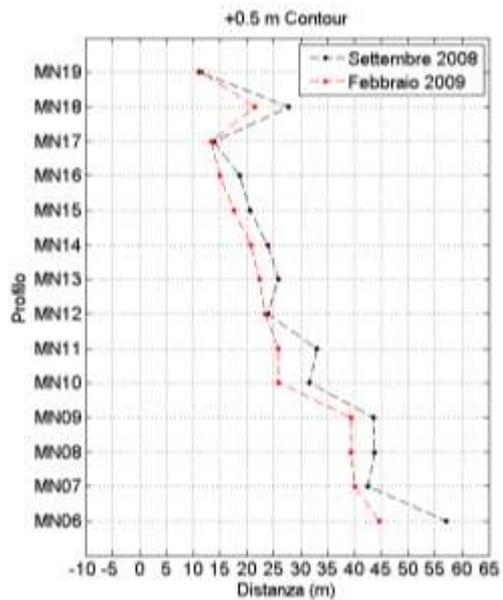
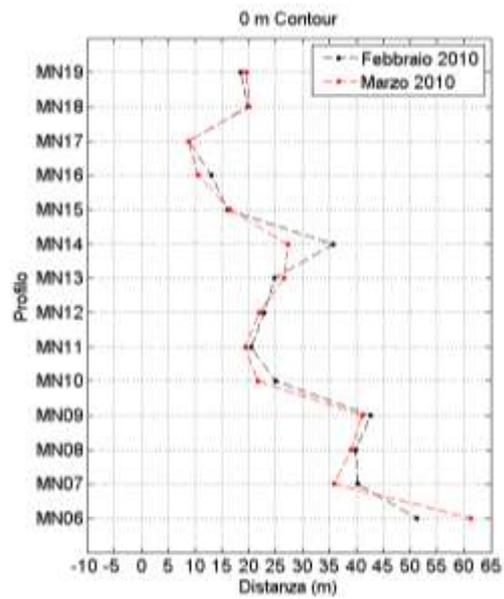
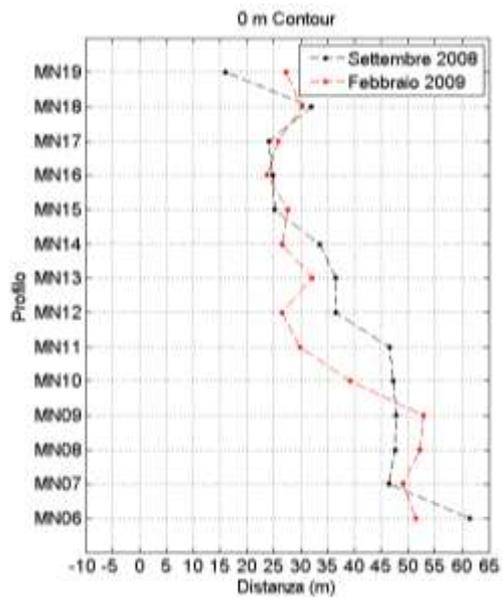
L'impatto delle mareggiate estreme nell'area immediatamente a Sud dell'abitato di Lido di Dante sembra avere rivestito un ruolo di primaria importanza nell'accelerazione dei processi erosivi che hanno in questa zona duramente attaccato il sistema spiaggia-duna e nella progressiva estensione del degrado morfologico verso Sud. Il confronto fra la posizione delle curve di livello relative alle quote +1.5 e +2.0 m sul l.m.m. (Figura 4.10) evidenzia chiaramente come per effetto delle mareggiate, nell'area a ridosso della barriera a protezione

dell'abitato di Lido di Dante, i processi erosivi ed i fenomeni di *overwash* siano andati progressivamente estendendosi verso Sud interessando via via una porzione sempre maggiore di litorale. L'esame dei volumi perduti al di sopra del livello medio del mare in seguito all'impatto delle mareggiate nel periodo preso in considerazione indica come il tratto di litorale immediatamente a Sud della barriera, già fortemente degradato per un elevato impatto antropico, per lo scarso apporto sedimentario lungo la costa e per gli effetti inarrestabili della subsidenza, che raggiunge in quest'area i valori più elevati di tutta la fascia costiera emiliano-romagnola, risulti più facilmente compromesso anche in conseguenza di fenomeni meteomarinari meno intensi.

Dall'analisi dei profili pre e post-storm, rilevati rispettivamente a Settembre 2008 e Febbraio 2010 i primi, e a Febbraio 2009 e Marzo 2010 gli altri, emerge come la massima elevazione del sistema spiaggia-duna che risulta essere interessata dai processi erosivi si estenda ben al di sopra del livello massimo del mare misurato a Porto Corsini durante gli eventi di mareggiata che si sono verificati nei due intervalli considerati, indicando che i fenomeni di *wave setup* e *swash runup* hanno un ruolo significativo nel controllo della quota raggiunta dai processi erosivi indotti dagli eventi di tempesta. I valori ottenuti sommando al livello marino massimo registrato durante tali eventi il contributo del sovrizzo da onda, calcolato applicando alcune delle più utilizzate relazioni empiriche (Tabella 4.36), evidenziano come la formula di Guza e Thornton (1980, 1981, 1982), che non tiene conto della pendenza della spiaggia

$$R = 0.17H_o \quad (4.1)$$

(dove con H_o si indica l'altezza d'onda significativa al largo) sottostimi in entrambi i periodi considerati l'altezza massima interessata dai fenomeni di erosione. Ciò costituisce un'ulteriore conferma di come la risposta del sistema analizzato risulti strettamente influenzata anche dalle caratteristiche morfologiche possedute dalla spiaggia prima dell'impatto degli eventi.



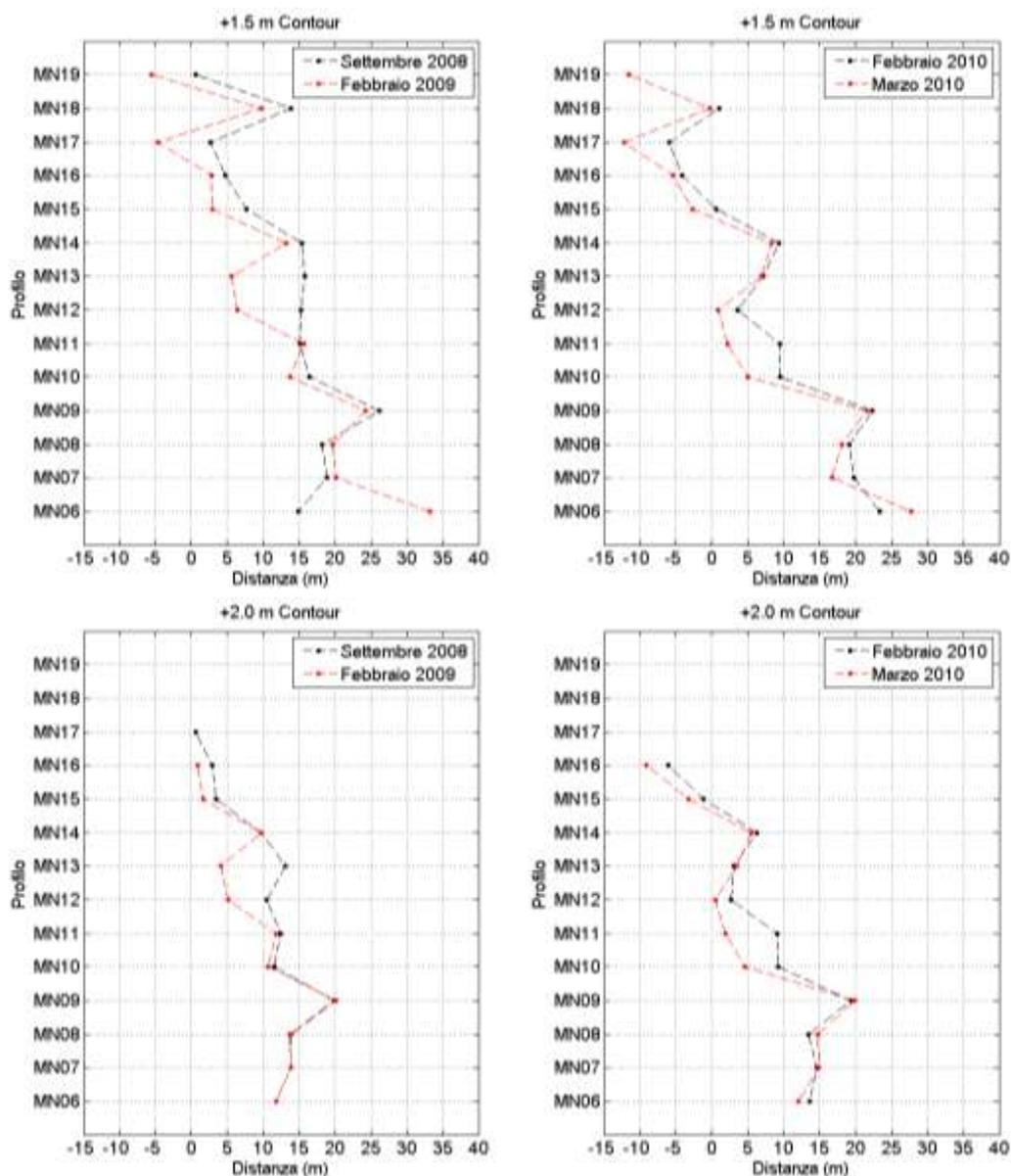
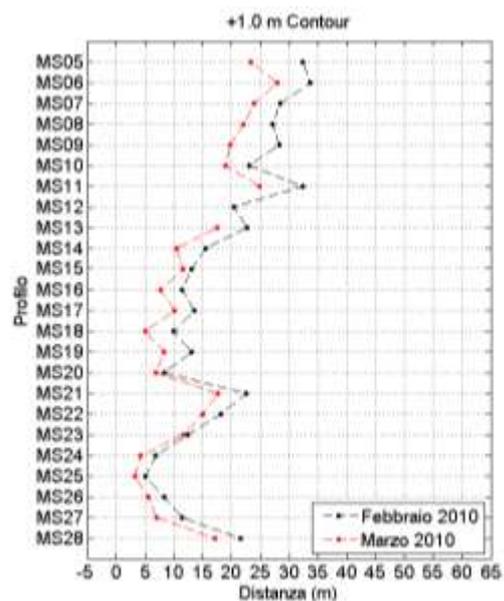
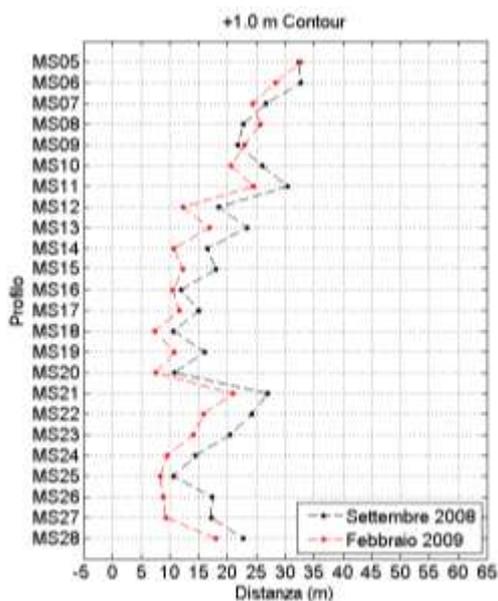
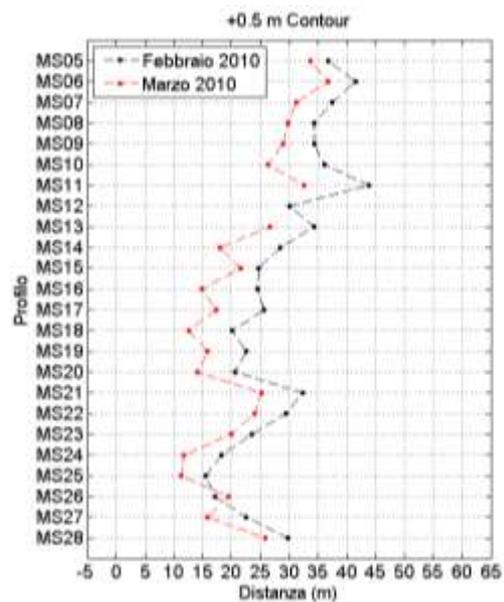
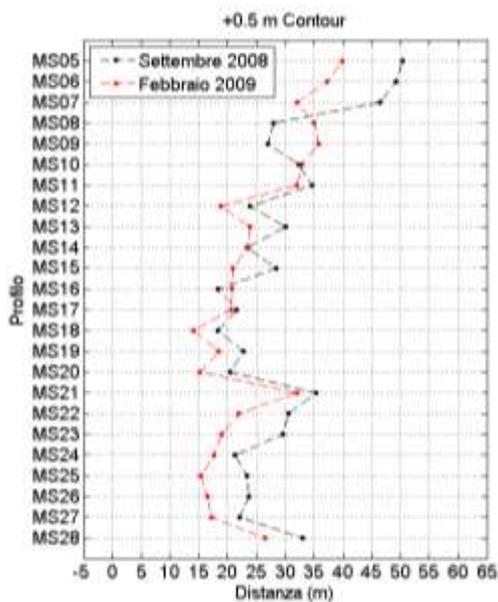
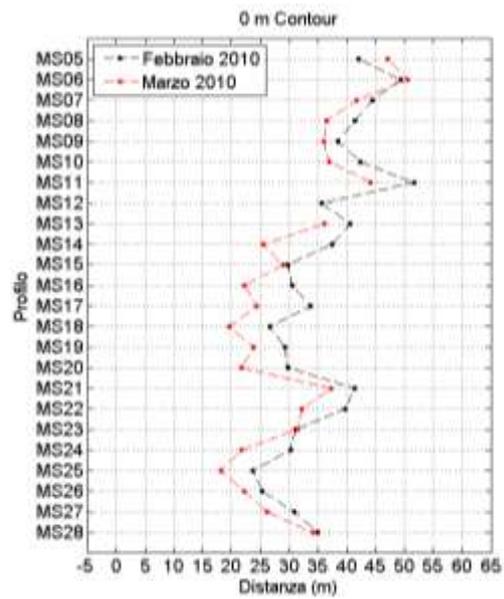
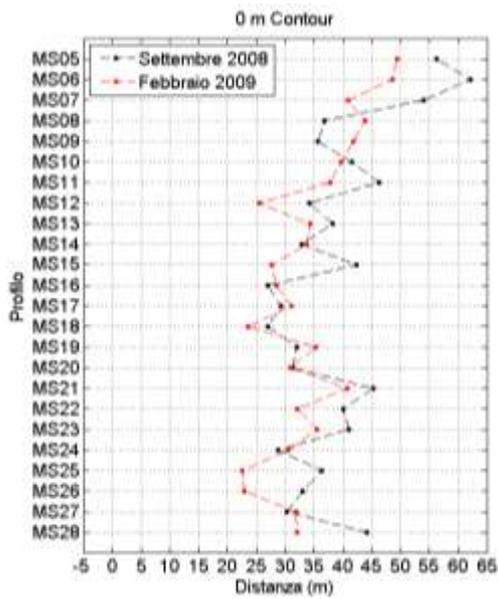


Figura 4.10 – Confronto fra la posizione delle curve di livello 0.0, +0.5, +1.0, +1.5 e +2.0 m lungo i profili pre e post-storm rilevati a Nord della foce del Torrente Bevano durante le campagne di Settembre 2008, Febbraio 2009, Febbraio 2010 e Marzo 2010.

Evento	Livello max (m)	H _o (m)	T _p (s)	β	Eq. 4.1 (m)	Eq. 4.2 (m)	Eq. 4.3 (m)	Eq. 4.4 (m)
10-13 Dicembre 2008	0.87	1.80	10.9	0.06	0.31	1.21	1.20	1.27
7-11 Marzo 2010	0.93	3.71	9.09	0.06	0.63	1.45	1.44	1.83

Tabella 4.36 – Valori calcolati di *wave setup* e *swash runup* utilizzando le formule di Guza e Thornton (1980, 1981, 1982) (Eq. 4.1), Ruggiero et al. (2001) (Eq. 4.2), Stockdon et al. (2006) (Eq. 4.3) e Holman (1986) (Eq. 4.4) nel caso dei due eventi del 10-13 Dicembre 2008 e del 7-11 Marzo 2010. Per la pendenza della spiaggia β si è assunto un valore medio pari a 0.06.



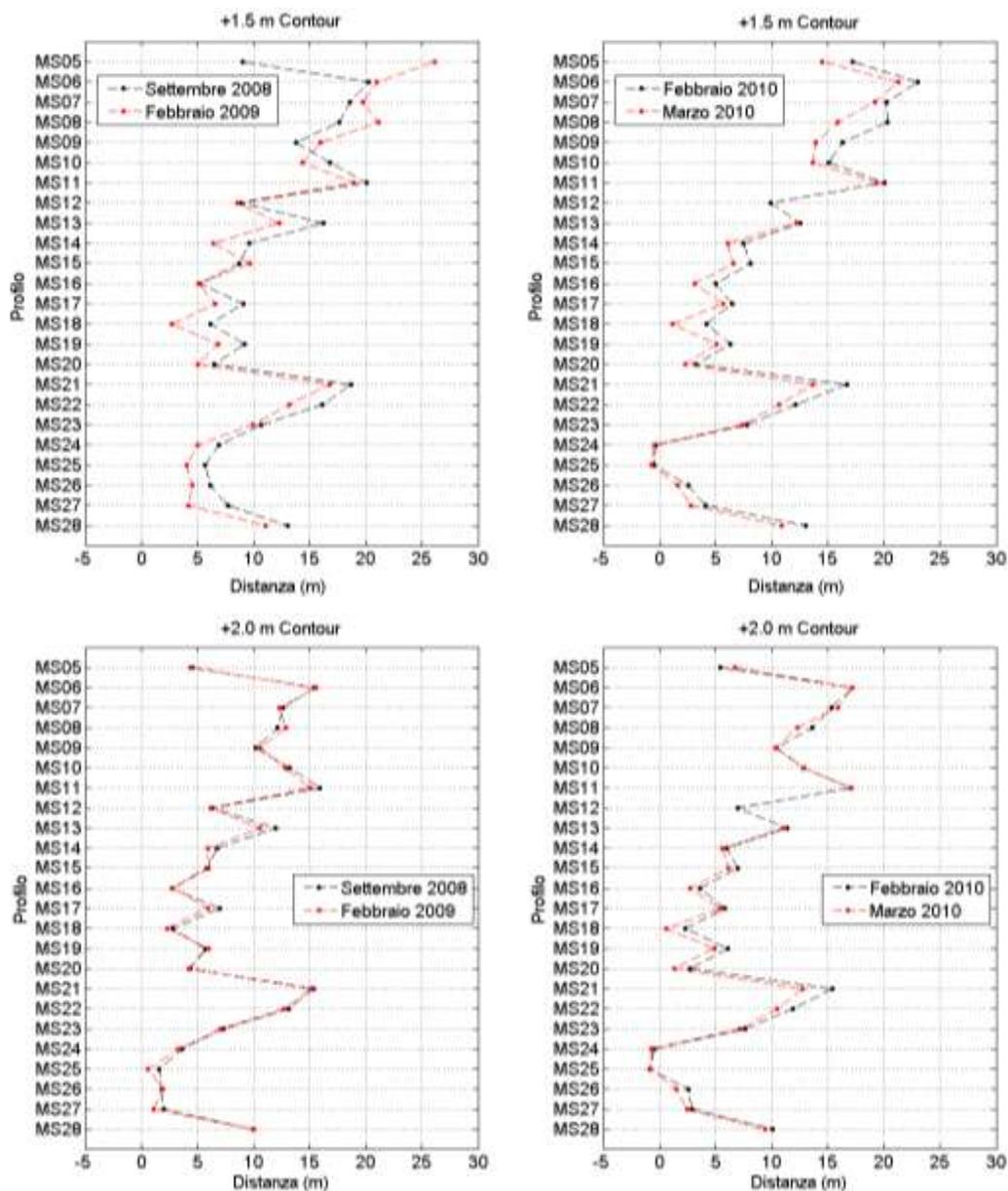


Figura 4.11 – Confronto fra la posizione delle curve di livello 0.0, +0.5, +1.0, +1.5 e +2.0 m lungo i profili pre e post-storm rilevati a Sud della foce del Torrente Bevano durante le campagne di Settembre 2008, Febbraio 2009, Febbraio 2010 e Marzo 2010.

Si osserva inoltre come, in corrispondenza dell'evento del 7-11 Marzo 2010, i profili da MS16 a MS23, nell'area più meridionale del tratto di costa a Sud della foce del Bevano, abbiano sofferto per un intenso processo erosivo che ha coinvolto fortemente, oltre alla spiaggia, anche il cordone dunare con vistosi arretramenti del fronte della duna. In questa zona e nelle condizioni idrodinamiche osservate anche l'applicazione di formulazioni come quella di Ruggiero et al. (2001)

$$R_{2\%} = 0.27 \sqrt{\phi H_o L_o} \quad (4.2)$$

e l'espressione generale proposta da Stockdon et al. (2006)

$$R_{2\%} = 1.1 \left(0.35 \beta_f (H_o L_o)^{1/2} + \frac{H_o L_o \left(0.563 \beta_f^2 + 0.004 \right)^{1/2}}{2} \right) \quad (4.3)$$

che pur tengono conto della pendenza della spiaggia (β), sembra sottostimare la massima quota raggiunta dai processi erosivi. Nelle formule (4.2) e (4.3) L_o rappresenta la lunghezza d'onda al largo calcolabile come $L_o = \frac{gT^2}{2\pi}$, dove T è il periodo dell'onda.

Più elevato appare invece in corrispondenza della mareggiata del 7-11 Marzo 2010 il contributo di *wave setup* e *swash runup* che si ottiene applicando la formula di Holman (1986):

$$R_{2\%} = H_o (0.83 \zeta_o + 1.2) \quad (4.4)$$

dove $\zeta_o = \frac{\beta}{\sqrt{\frac{H_o}{L_o}}}$ rappresenta il numero di Iribarren.

Sebbene il contributo relativo del gradiente del trasporto sedimentario cross-shore non possa essere messo in relazione con quello longshore sulla base di questo dataset, si ritiene che le variazioni morfologiche indotte dal trasporto di sedimenti longshore durante eventi estremi e processi di clustering possano essere significative lungo questo tratto di litorale.

L'evoluzione del profilo appare fortemente legata alla combinazione determinata dalla severità degli eventi, e in particolare dall'associazione di eventi ondosi energetici e fenomeni di acqua alta, e dalle condizioni iniziali del profilo, sia per quanto attiene alla porzione emersa della sezione sia per la morfologia che caratterizza la zona intertidale. Le barre intertidali osservate a Nord della vecchia foce del Bevano in condizioni di mare calmo sembrano avere un ruolo importante nel proteggere il piede della duna e nel ridurre il quantitativo di erosione durante i fenomeni di *swash* e *runup* che accompagnano le tempeste più violente (Balouin et al., 2006).

Particolarmente temibili per la maggiore erosione indotta sulle dune possono risultare gli effetti determinati dalle mareggiate provenienti da Sud-Est (Scirocco) durante le quali, nonostante le altezze d'onda tipicamente più contenute, ai valori più elevati del livello marino si possono associare anche, per la morfologia stessa dell'Adriatico settentrionale, periodi delle onde generalmente più lunghi.

Le variazioni volumetriche riportate nelle Tabelle 4.24 e 4.25 relativamente al periodo Febbraio-Settembre 2009 evidenziano infine come la velocità di recupero della spiaggia sia completamente diversa per le due aree a Nord e a Sud del Bevano, ma anche come in

entrambe le situazioni la stagione estiva non sia stata un intervallo di tempo sufficiente a consentire al sistema il pieno recupero del sedimento perduto.

Capitolo 5

Calibrazione del modello SBEACH per la spiaggia di Lido di Dante

5.1 Il modello SBEACH

Il modello numerico SBEACH (Storm-induced BEACH CHange) è stato sviluppato da un gruppo di ricercatori del Coastal Engineering Research Center (CERC) per simulare l'evoluzione del profilo di spiaggia sul breve termine in risposta ad eventi di tempesta principalmente per scopi ingegneristici (Larson e Kraus, 1989).

Formulato inizialmente utilizzando i risultati ottenuti da sperimentazioni condotte in vasca con onde prototipo di tipo monocromatico, il modello è stato successivamente testato e sottoposto ad analisi di sensitività attraverso il confronto con dati raccolti in campagna presso il Field Research Facility (FRF) a Duck, nel North Carolina, rivelando un buon accordo fra i valori calcolati e misurati.

La capacità del modello di prevedere l'erosione di berme e dune è stata inoltre analizzata utilizzando i dati relativi a campagne di misura eseguite su spiagge sia della costa orientale che occidentale degli Stati Uniti e valutando la risposta del sistema fisico sia ad eventi tropicali (uragani) che extratropicali (*northeaster*).

L'evoluzione del profilo di spiaggia viene affrontata attraverso un approccio ad ampia scala, dell'ordine dei metri per quanto riguarda il trasporto sedimentario e delle ore per l'asse temporale, in quanto si ritiene, sulla base delle conoscenze fino a quel momento raggiunte sui principali processi fisici coinvolti, che solo un modello numerico altamente schematizzato, che prescinde dalla complessità di una rigorosa descrizione del moto di un fluido su fondo irregolare, dell'interazione fra i sedimenti o dei campi di turbolenza prodotti da onde frangenti, sia sufficientemente accurato per fini ingegneristici. L'obiettivo principale dei ricercatori del CERC era lo sviluppo di un modello quantitativo di evoluzione del profilo, basato su relazioni globali determinate empiricamente per il trasporto netto di sedimenti cross-shore indotto dal moto ondoso, che potesse essere derivato dalle variazioni regolari (cicli di formazione, crescita, migrazione ed obliterazione) delle principali caratteristiche morfologiche osservate durante l'evoluzione stessa del profilo.

SBEACH è un modello fisicamente basato sviluppato per spiagge sabbiose con dimensione rappresentativa dei sedimenti compresa fra 0.20 e 0.42 mm.

Lo schema di calcolo bidimensionale si basa sull'assunzione fondamentale che le variazioni del profilo siano prodotte esclusivamente dal trasporto di sabbia cross-shore determinato dal frangimento delle onde e dalle variazioni di livello che provocano una redistribuzione dei sedimenti lungo la sezione senza un guadagno netto o una perdita di materiale. Onde, correnti e meccanismi di trasporto longshore sono supposti uniformi e trascurati nel calcolo delle variazioni del profilo. Questa assunzione viene ritenuta valida per la risposta ad eventi di mareggiata esibita sul breve termine da profili disposti lungo tratti costieri distanti da *tidal inlets* o strutture di protezione.

Una descrizione dettagliata del modello, con la formulazione empirica dell'approccio, i risultati delle sperimentazioni a larga scala eseguite in laboratorio, le procedure di risoluzione numerica, la validazione del modello ed i tests di sensitività eseguiti utilizzando i dati di campagna, viene presentata in una serie di rapporti tecnici pubblicati dall'U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station.

Il modello SBEACH è composto da tre moduli di calcolo che vengono eseguiti in successione ad ogni passo temporale della simulazione. Tali moduli calcolano rispettivamente l'altezza d'onda lungo la sezione, il tasso di trasporto netto in direzione trasversale alla spiaggia e l'evoluzione del profilo. L'altezza d'onda viene utilizzata per calcolare il tasso di trasporto sedimentario che viene poi impiegato per valutare le variazioni del profilo ed aggiornare la batimetria.

5.1.1 La perturbazione ondosa

SBEACH utilizza la teoria lineare per caratterizzare la perturbazione ondosa lungo il profilo dal largo fino al punto di frangimento ed una forma generalizzata del modello di decadimento proposto da Dally, Dean e Dalrymple (1984, 1985) per calcolare la distribuzione dell'altezza d'onda dal punto di frangimento verso terra. Il punto di frangimento viene determinato sulla base di un criterio empirico espresso in termini del *surf similarity parameter*, definito come il rapporto tra la pendenza locale della spiaggia e la radice quadrata della ripidità dell'onda in acque profonde.

I valori di altezza, periodo e angolo d'incidenza delle onde in acque profonde o su un fondale di assegnata profondità al largo della zona di frangenza devono essere forniti in input al modello nel punto più lontano della griglia di calcolo. La dissipazione di energia per effetto dell'attrito in corrispondenza dello strato limite al fondo non viene presa in considerazione

dal modello che ipotizza trascurabile il suo effetto sull'altezza dell'onda in rapporto al quantitativo di energia dissipata nella zona di frangenza.

Sulla base di una generalizzazione dello schema di decadimento sviluppato da Dally, Dean e Dalrymple, l'equazione bidimensionale di conservazione del flusso di energia utilizzata dal modello, che tiene conto della dissipazione associata al frangimento, viene espressa nella seguente forma

$$\frac{\partial}{\partial x}(F \cos \theta) + \frac{\partial}{\partial y}(F \sin \theta) = \frac{k}{d}(F - F_s) \quad (5.1)$$

in cui x rappresenta la coordinata in direzione trasversale alla spiaggia, con orientazione positiva verso il largo, F il flusso di energia, θ l'angolo di inclinazione dell'onda rispetto alle isobate, y l'asse parallelo alla costa, k un coefficiente empirico di decadimento, d il fondale totale e F_s il flusso di energia stabile (associato con l'onda stabile che l'onda frangente tende ad assumere).

La profondità complessiva del fondale d è data da

$$d = \eta + \gamma \quad (5.2)$$

dove η rappresenta l'elevazione media della superficie dell'acqua (*setup* o *setdown*) causata dal moto ondoso.

Il flusso di energia ondosa è definito dalla relazione

$$F = EC_g \quad (5.3)$$

in cui E indica la densità di energia e C_g la velocità di gruppo.

La densità di energia viene espressa secondo la teoria lineare nella forma

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad (5.4)$$

dove ρ e H rappresentano rispettivamente la densità dell'acqua e l'altezza dell'onda.

Ipotizzando condizioni di moto uniforme nella direzione lungo costa ed isobate rettilinee e parallele fra loro, l'equazione (5.1) si riduce alla forma seguente

$$\frac{\partial}{\partial x}(F \cos \theta) = \frac{k}{d}(F - F_s). \quad (5.5)$$

La velocità di gruppo C_g è legata alla velocità di fase C attraverso un fattore n che dipende dalla profondità del fondale d e dalla lunghezza d'onda L (o dal periodo T)

$$C_g = nC \quad (5.6)$$

con

$$n = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{\frac{2\pi d}{L}}{\sinh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \right]. \quad (5.7)$$

La velocità di fase risulta definita dalla relazione di dispersione

$$C = C_o \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (5.8)$$

dove C_o è la velocità di fase in acque profonde

$$C_o = \frac{gT}{2\pi}. \quad (5.9)$$

L'espressione (5.8) è un'equazione implicita che deve essere risolta numericamente poiché la velocità C dipende dalla lunghezza d'onda, essendo $C = L/T$.

Il coefficiente di decadimento dell'onda controlla il tasso di dissipazione di energia, mentre il flusso di energia stabile determina l'entità della dissipazione necessaria per il verificarsi delle condizioni di stabilità dopo che il frangimento è iniziato. La condizione di onda stabile si riferisce quindi ad uno stato in cui la dissipazione di energia durante il frangimento cessa consentendo alle onde di riformarsi. Il riformarsi dell'onda è una caratteristica essenziale nella modellazione del comportamento dei profili che presentano più barre. Il flusso di energia stabile può essere espresso nella forma

$$F_s = E_s C_g \quad (5.10)$$

dove E_s rappresenta la densità di energia stabile. Il flusso di energia stabile è legato ad un'altezza d'onda stabile H_s che è funzione della profondità del fondale

$$H_s = \Gamma d \quad (5.11)$$

in cui Γ rappresenta un coefficiente empirico.

Sulla base di esperimenti di laboratorio a piccola e a grande scala e di dati di campagna, i due coefficienti empirici, k e Γ , che entrano nel modello di decadimento, sembrano presentare, su un ampio range di condizioni, variazioni molto piccole per cui Dally, Dean e Dalrymple (1984) raccomandano per essi valori medi rispettivamente di 0.15 e 0.40.

Lo spostamento dell'elevazione media dell'acqua (*setup* o *setdown*) per effetto dei fenomeni di *shoaling* e *breaking* può essere determinato risolvendo l'equazione differenziale del radiation stress

$$\frac{dS_{xx}}{dx} = -gd \frac{d\eta}{dx} \quad (5.12)$$

dove S_{xx} è la componente in direzione x del flusso della quantità di moto, definita da

$$S_{xx} = \frac{1}{8} \rho g H^2 \left[n(\cos^2 \theta + 1) - \frac{1}{2} \right]. \quad (5.13)$$

Il *setdown* nella prima cella di calcolo al largo viene determinato attraverso la soluzione analitica dell'equazione (5.12), trascurando le perdite di energia

$$\eta = \frac{-\pi H^2}{4L \sinh\left(\frac{4\pi h}{L}\right)}. \quad (5.14)$$

Se il fronte d'onda è obliquo alle isobate, l'equazione (5.1) di conservazione del flusso di energia, la relazione di dispersione (5.8) e l'equazione (5.12) non sono sufficienti a definire l'altezza d'onda lungo il profilo. In tal caso, occorre considerare anche l'equazione di conservazione del numero d'onda

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\sin \theta}{L} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\cos \theta}{L} \right) = 0 \quad (5.15)$$

scritta secondo l'espressione generale che non tiene conto della diffrazione.

Se le isobate sono rettilinee e parallele non si hanno variazioni lungo costa delle caratteristiche della perturbazione ondosa, per cui l'equazione precedente può essere semplificata come segue

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\sin \theta}{L} \right) = 0. \quad (5.16)$$

L'integrazione dell'equazione (5.16) fornisce la legge di Snell che stabilisce che il rapporto $\sin \theta/L$ si mantiene costante lungo il profilo.

Le equazioni (5.1), (5.8), (5.12) e (5.16) consentono di determinare l'altezza d'onda una volta che siano state fissate le opportune condizioni al contorno. I valori di altezza, periodo e angolo d'incidenza delle onde devono essere assegnati in corrispondenza dell'estremità a mare del profilo prima che inizi il calcolo.

Un'altra condizione al contorno che va necessariamente stabilita riguarda la definizione della posizione in cui inizia la dissipazione di energia causata dal frangimento ed il coefficiente di decadimento dell'onda comincia ad assumere valori diversi da zero.

Il frangimento avviene quando il rapporto fra altezza d'onda e profondità del fondale eccede un certo valore che è funzione del *surf similarity parameter* ξ

$$\gamma = .14 \xi^{0.21} \quad (5.17)$$

con $\gamma = U_b/h_b$.

Il *surf similarity parameter* è definito dall'espressione

$$\xi = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_o}{L_o}}} \quad (5.18)$$

dove $\tan \beta$ rappresenta la pendenza della spiaggia e H_o/L_o è la ripidità dell'onda in acque profonde.

L'altezza d'onda in direzione trasversale alla spiaggia viene determinata numericamente risolvendo le equazioni attraverso uno schema esplicito alle differenze finite.

Una volta calcolata la distribuzione cross-shore dell'altezza d'onda, la dissipazione di energia D per unità di volume d'acqua nella zona dei frangenti (*surf zone*) viene determinata esplicitamente attraverso l'equazione

$$D = \frac{k}{d^2} (F - \tau_s) \quad (5.19)$$

ottenuta introducendo la relazione (5.5) nell'espressione $D = \frac{1}{d} \frac{d}{dx} (F \cos \theta)$. Fuori dalla zona dei frangenti il valore di k viene fissato pari a zero ed essendo trascurato l'attrito al fondo non ha luogo alcuna dissipazione di energia.

5.1.2 Il trasporto di sedimenti

L'identificazione di zone con differenti caratteristiche nelle dinamiche di trasformazione del moto ondoso ha indotto Larson et al. (1990) ad un'analisi separata del trasporto di sedimenti in ciascuna di esse. In particolare sono state identificate quattro diverse aree, attraverso una suddivisione che tiene conto della dinamica delle onde in prossimità della costa e delle caratteristiche fisiche del trasporto di sedimenti derivate da sperimentazioni in laboratorio ipotizzando diverse condizioni di flusso. Queste zone, illustrate in Figura 5.1, sono: *prebreaking zone* (zona I), *breaker transition zone* (zona II), *broken wave zone* (zona III) e *swash zone* (zona IV).

Il confine fra le zone I e II è definito dalla posizione del punto di frangimento attraverso l'equazione (5.17). Il limite fra le zone II e III è localizzato in corrispondenza del *plunge point*, ad una distanza media arbitraria (basata sul confronto di numerose previsioni del modello) pari a $3 H_b$ dal punto di frangimento verso terra. La presenza di questa zona risulta fisicamente motivata dal fatto che è necessaria una certa distanza dal punto di frangimento

affinché le condizioni turbolente diventino approssimativamente uniformi in tutta la colonna d'acqua. Il confine fra le zone III e IV, ovvero l'estremità verso terra della *surf zone*, è funzione di una profondità arbitraria assegnata dall'utente e generalmente compresa fra 0.1 e 0.5 m.

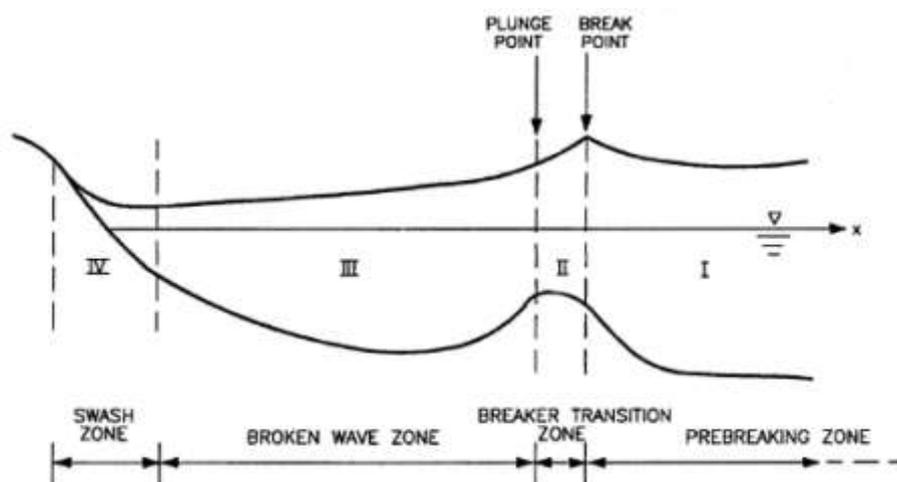


Figura 5.1 – Zone principali di trasporto in direzione trasversale alla spiaggia (da Larson et al., 1990).

Le relazioni utilizzate dal modello numerico nella determinazione della distribuzione del tasso di trasporto in direzione trasversale alla costa per ciascuna area, empiricamente basate e derivate da esperimenti in vasca, possono essere schematizzate come segue:

zona I: $q = \lambda_b e^{-1(x-b)}$ $x_b < x$ (5.20)

zona II: $q = \lambda_p e^{-2(x-p)}$ $x_p < x \leq x_b$ (5.21)

zona III: $q = K \left(D - D_{eq} + \frac{\varepsilon}{K} \frac{dh}{dx} \right)$ $D > \left(D_{eq} - \frac{\varepsilon}{k} \frac{dh}{dx} \right)$ $x_z \leq x \leq x_p$ (5.22)

$q =)$ $D \leq \left(D_{eq} - \frac{\varepsilon}{k} \frac{dh}{dx} \right)$ $x_z \leq x \leq x_p$

zona IV: $q = q_z \left(\frac{x-x_r}{x_z-x_r} \right)$ $x_r < x \leq x_z$ (5.23)

dove q rappresenta il tasso di trasporto netto di sedimento in direzione cross-shore, $\lambda_{1,2}$ sono coefficienti di decadimento spaziale nelle zone I e II, x è la coordinata in direzione trasversale alla costa, con orientazione positiva verso il largo, K il coefficiente di trasporto, D la dissipazione di energia ondosa per un volume unitario d'acqua, D_{eq} la dissipazione di energia ondosa per un volume unitario d'acqua all'equilibrio, ε il coefficiente di trasporto legato alla pendenza e h la quota del livello medio del mare. Gli indici b , p , z e r si riferiscono ad una

specifica posizione lungo il profilo trasversale, indicando quantità valutate rispettivamente in corrispondenza del *break point*, del *plunge point*, dell'estremità della *surf zone* e del limite del *runup*.

L'equazione (5.22) è stata derivata da Larson e Kraus (1989) modificando la relazione originariamente proposta da Kriebel e Dean (1985)

$$q = \kappa(D - D_{eq}). \quad (5.24)$$

Il termine legato alla pendenza viene introdotto per tenere conto della limitazione alla ripidità del profilo di spiaggia imposta dalla forza di gravità ed incrementare la stabilità numerica del modello in prossimità del punto di frangimento. Nell'equazione (5.22) D_{eq} assume effettivamente il significato di una soglia al di sotto della quale si ritiene trascurabile l'effetto delle onde frante sul trasporto di sedimenti (q viene posto uguale a zero quando D scende al di sotto del valore di D_{eq}).

La dissipazione di energia all'equilibrio può essere espressa in termini del parametro di forma A , utilizzato nell'equazione del profilo di equilibrio della spiaggia

$$h = 4x^{2/3} \quad (5.25)$$

secondo la relazione

$$D_{eq} = \frac{5}{24} \rho g^{3/2} \gamma^2 A^{3/2} \quad (5.26)$$

dove γ è il rapporto fra l'altezza d'onda e la profondità del fondale al frangimento (H_b/h_b). Nella formulazione dell'equazione (5.26), Dean (1977) ipotizza per l'altezza d'onda un fissato rapporto con la profondità del fondale all'interno della *surf zone*. Il parametro di forma A dipende principalmente dalla dimensione dei sedimenti che compongono la spiaggia. Per le zone I e II vengono usati coefficienti di decadimento spaziale differenti per tenere conto della diminuzione del tasso di trasporto della sabbia con la distanza. Espressioni empiriche di tali coefficienti sono state derivate da esperimenti a larga scala in vasca. Il coefficiente λ_1 è stato messo in relazione con il diametro medio dei grani (D_{50}) e l'altezza d'onda al frangimento (H_b) attraverso l'espressione empirica

$$\lambda_1 = 0.4 \left(\frac{D_{50}}{H_b} \right)^{.47}. \quad (5.27)$$

Per la zona II i dati suggeriscono che

$$\lambda_2 = 0.2\lambda_1. \quad (5.28)$$

Versioni successive del modello hanno modificato λ_1 in un coefficiente empirico definito dall'utente, generalmente compreso tra 0.1 e 0.5 m^{-1} .

Nella determinazione del tasso di trasporto nelle zone I e II, il calcolo viene effettuato prima al *plunge point* attraverso l'equazione (5.22) e successivamente vengono applicati i tassi di decadimento esponenziale verso mare all'interno delle rispettive zone.

Nella zona di *swash* si assume che il tasso di trasporto diminuisca linearmente dall'estremità più verso terra della *surf zone* fino al limite raggiunto dal *runup*.

Il limite raggiunto dal *runup* (“*active subaerial profile height*”) definisce il confine verso terra del trasporto di sedimenti sulla spiaggia, x_r , ed è espresso dalla relazione

$$Z_r = 1.47 H_{rmso} \left(\frac{\tan \beta_o}{\sqrt{H_{rmso}/L_o}} \right) \quad (5.29)$$

dove H_{rmso} ed L_o sono rispettivamente l'altezza quadratica media e la lunghezza d'onda in acque profonde e $\tan \beta_o$ è la pendenza rappresentativa del fronte spiaggia. L'equazione (5.29) è stata derivata da Larson e Kraus (1989) a partire dai dati di sperimentazioni in vasca.

Nella previsione della configurazione del profilo o , analogamente, della direzione prevalente del trasporto, il modello SBEACH utilizza il seguente criterio, derivato da sperimentazioni in laboratorio con onde monocromatiche

$$\frac{H_o}{L_o} = M \left(\frac{H_o}{wT} \right) \quad (5.30)$$

dove H_o ed L_o sono rispettivamente l'altezza e la lunghezza d'onda in acque profonde, T indica il periodo dell'onda e w è la velocità di caduta dei sedimenti. M è un coefficiente empirico valutato pari a 0.00070. Quando il valore della parte sinistra dell'equazione (5.30), che rappresenta la ripidità dell'onda ed esprime l'asimmetria del moto ondoso, risulta inferiore (superiore) a quello della parte destra, in cui compare una velocità di caduta adimensionalizzata che tiene conto della magnitudine assoluta dell'altezza e del periodo dell'onda, si verifica erosione (accrescimento) lungo il profilo ovvero il trasporto di sedimenti offshore (onshore).

5.1.3 L'evoluzione del profilo

Una volta determinata la distribuzione del tasso di trasporto sedimentario in direzione cross-shore, attraverso l'equazione di conservazione della massa

$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \quad (5.31)$$

è possibile calcolare ad ogni passo temporale le variazioni del profilo di spiaggia.

Le condizioni al contorno standard del modello riguardano l'annullamento del trasporto di sabbia oltre il limite raggiunto dal *runup* e la profondità al largo di significativa risospensione della sabbia (profondità di chiusura della spiaggia sommersa).

La profondità di significativa risospensione della sabbia viene determinata attraverso la legge di decadimento esponenziale del tasso di trasporto sedimentario nella zona I partendo dal punto di frangimento verso il largo. Quando il tasso di trasporto si riduce ad un valore piccolo prefissato, il calcolo si arresta ed alla cella successiva viene assegnato un contributo nullo, che la designa come il confine al largo.

Il modello di evoluzione del profilo include anche il concetto di *avalanching*. Quando la pendenza locale del profilo eccede l'angolo di riposo iniziale φ (*angle of initial yield*), il materiale viene ridistribuito nelle celle vicine in modo che la pendenza diventi ovunque minore o uguale all'angolo residuo φ_{ra} e venga raggiunta una nuova pendenza stabile. Le sperimentazioni in vasca suggeriscono di utilizzare per l'angolo di attrito iniziale φ un valore medio di 28° e di considerare un angolo residuo pari a 18° (assumendo un angolo di dilatazione per la sabbia di 10°).

5.2 La calibrazione del modello

La calibrazione del modello per l'area naturale compresa tra Lido di Dante e Lido di Classe viene effettuata considerando inizialmente alcuni profili localizzati a sufficiente distanza dalla foce del Bevano e caratterizzati da condizioni medie di erosione, per il fatto che, mentre si può supporre che le variazioni prodotte in corrispondenza della parte superiore del profilo e della duna siano state causate principalmente da fenomeni con direzione trasversale alla spiaggia, la forte perdita di materiale osservata lungo alcuni transetti potrebbe essere stata determinata da processi longshore. Successivamente il modello viene applicato alle altre sezioni del paraggio.

Viene innanzitutto analizzata la risposta del sistema spiaggia-duna al fenomeno di clustering che si è verificato tra il 3 ed il 10 Marzo 2010 (Figure 5.2, 5.3 e 5.5), in quanto il rilievo topografico post-storm, essendo stato realizzato subito dopo, nel periodo dal 16 al 19 Marzo, ha registrato le variazioni morfologiche indotte dall'evento più efficacemente degli altri due, che, riflettono invece, coprendo un intervallo temporale di oltre quattro mesi nel primo caso e cinque mesi nel secondo, l'impatto di una serie di mareggiate.

Nel corso del pomeriggio del 9 Marzo forti venti da ENE iniziano ad interessare tutta la fascia costiera regionale ed in particolar modo i lidi romagnoli. I rilevamenti anemometrici provenienti dalle stazioni della rete di monitoraggio regionale indicano che le intensità maggiori del vento si registrano lungo il litorale ravennate con velocità massime fino a 42 nodi (“Relazione sulle nevicite e mareggiate del periodo 9-10 Marzo 2011”, relazione a cura del Servizio Idro-Meteo-Clima di ARPA). La severità della perturbazione raggiunge valori estremi durante la notte fra il 9 ed il 10 Marzo, quando si registrano onde di elevata altezza significativa (Hs massimo = 3.91 m il 10/03/2010 alle ore 0:30) provenienti da ENE associate al fenomeno dell’acqua alta (livello massimo raggiunto = 0.93 m il 09/03/2010 alle ore 23:10) (Figura 5.2).

Nella successiva fase di verifica il modello calibrato viene applicato all’analisi degli impatti conseguenti le mareggiate del 1 Dicembre 2008, del 10-13 Dicembre 2008 e del 25-28 Dicembre 2008 (Figura 5.4). Mentre il primo di questi eventi, conseguente a forti venti di Scirocco, risulta caratterizzato da una più breve durata, da un valore massimo di Hs pari a 1.47 m e da un elevato livello del mare (0.97 m), fortunatamente non concomitanti, la terza mareggiata considerata si manifesta con valori di altezza d’onda che raggiungono i 3 m (Hs massimo pari a 3.18 m), direzione principale di provenienza delle onde ENE ed un’elevazione della superficie del mare non superiore a 0.56 m. Il secondo evento, associato come il primo a forti venti di Scirocco, risulta invece più intenso, in quanto caratterizzato da una più lunga durata, da onde fino a 2 m di altezza, da valori più elevati del periodo di picco e da un livello massimo del mare di 0.86 m. Le caratteristiche degli eventi meteomarinari utilizzati nella fase di verifica del modello vengono indicate nella Figura 5.6.

Occorre ricordare che l’alta marea registrata a Venezia il 1 Dicembre 2008 (156 cm sullo ZMPS) è stata il quarto evento in ordine di altezza nella storia delle rilevazioni mareografiche.

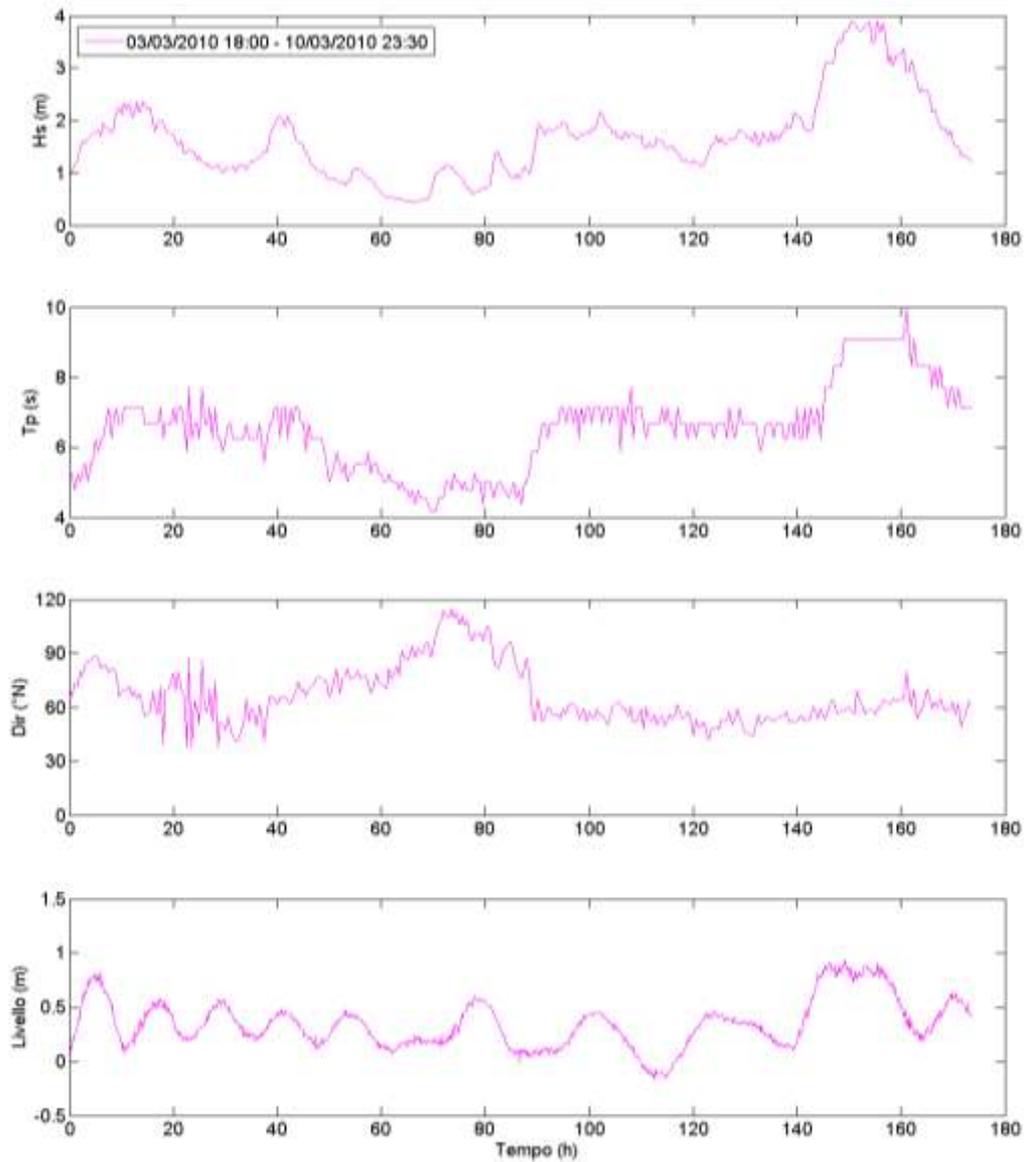
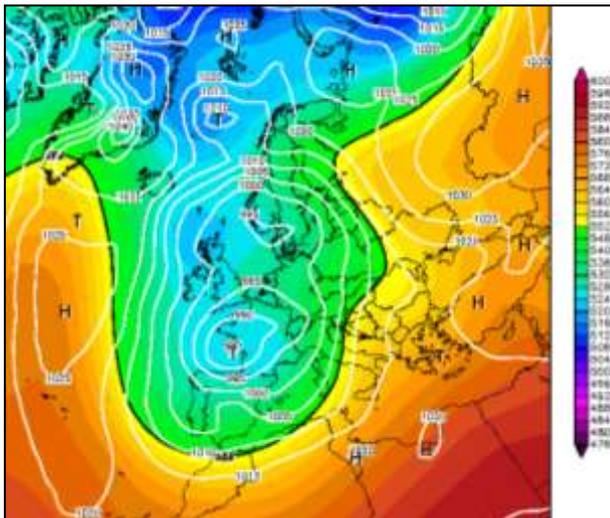


Figura 5.2 – Caratteristiche dell'evento meteomarinico considerato nella calibrazione del modello.

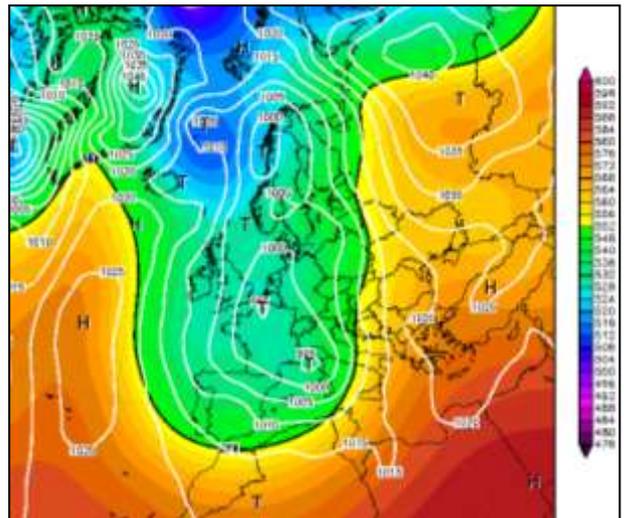


Figura 5.3 – Effetti della mareggiata abbattutasi sui Lidi ravennati il 10 marzo 2010 (da Ravennanotizie.it, consultato il 10/03/2010).

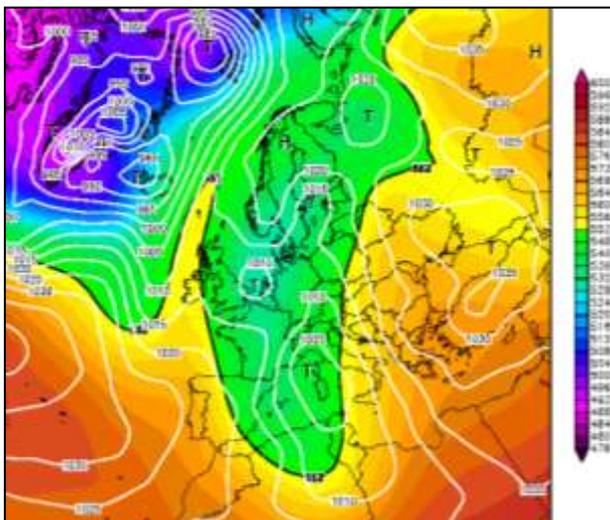
30 NOVEMBRE 2008 00Z



01 DICEMBRE 2008 00Z



11 DICEMBRE 2008 00Z



13 DICEMBRE 2008 00Z



26 DICEMBRE 2008 00Z

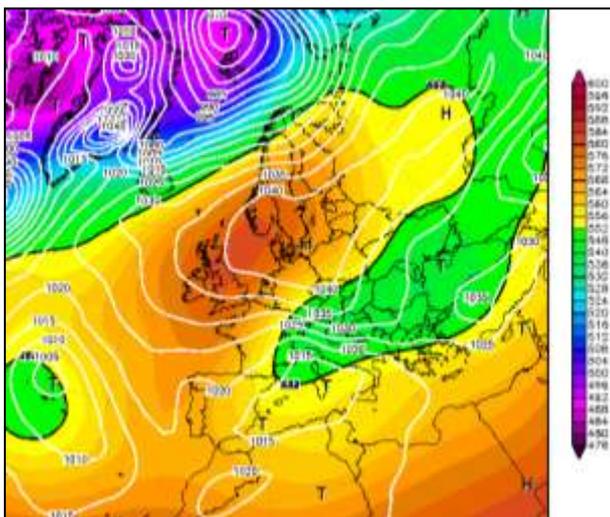
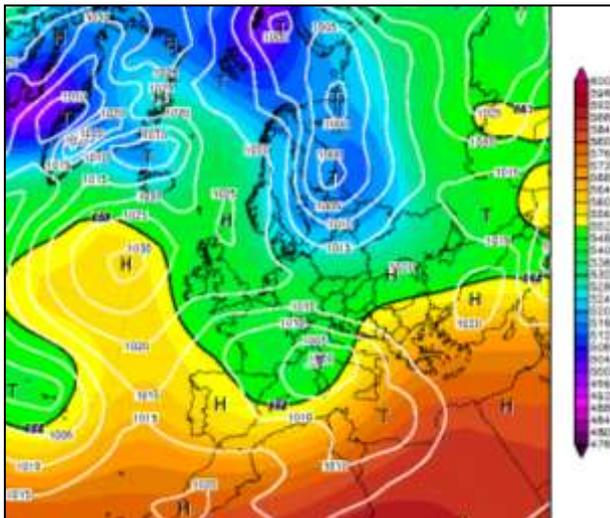
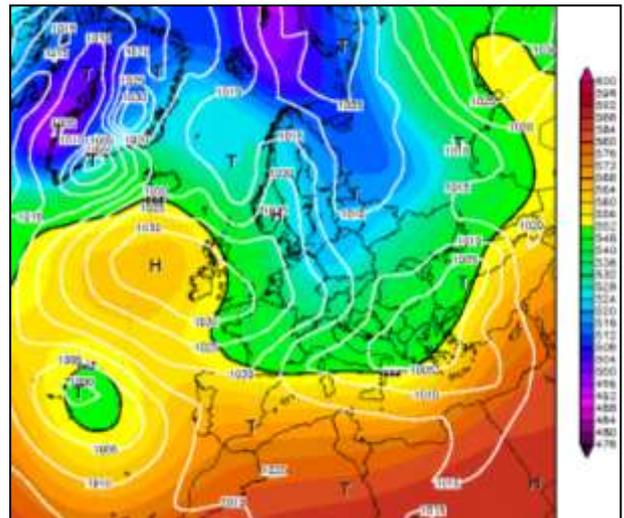


Figura 5.4 – Pressione al suolo e geopotenziale a 500 hPA (archivio carte meteo www.wetterzentrale.de) in corrispondenza degli eventi di mareggiata considerati in fase di verifica del modello numerico.

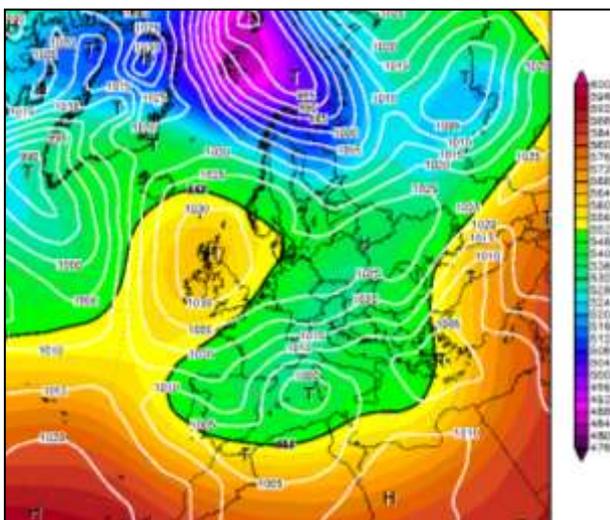
04 MARZO 2010 00Z



05 MARZO 2010 00Z



09 MARZO 2010 00Z



10 MARZO 2010 00Z

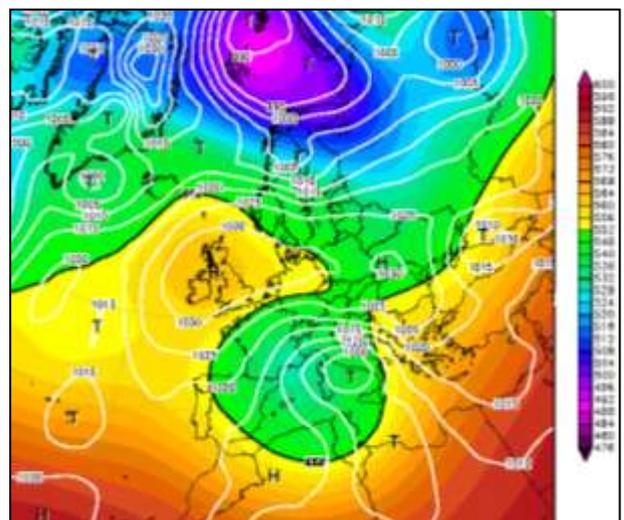


Figura 5.5 – Pressione al suolo e geopotenziale a 500 hPA (archivio carte meteo www.wetterzentrale.de) in corrispondenza dell'evento di mareggiata considerato in fase di calibrazione del modello numerico.

La calibrazione del modello è stata effettuata seguendo una procedura del tutto generale. Le simulazioni sono state eseguite inizialmente considerando i valori di default suggeriti dagli ideatori del modello riportati in Tabella 5.1 e modificando solo i dati relativi alla temperatura dell'acqua (15°C) e alle dimensioni della sabbia (0.20 mm, diametro nominale medio dei sedimenti che compongono la porzione superiore della spiaggia e la duna (Gardelli et al., 2007)) in modo da tenere conto delle condizioni specifiche del paraggio in esame. Successivamente la performance del modello è stata testata modificando sistematicamente i valori prima di uno solo e poi di più parametri insieme per raggiungere un buon accordo fra i profili post-storm misurati e calcolati. La strategia di calibrazione del modello è finalizzata in questo studio ad ottenere la migliore previsione possibile dell'evoluzione del profilo nella

zona del fronte della spiaggia e della duna, accettando ragionevoli risultati per la porzione di sezione più al largo.

Mentre l'effetto del vento è stato ritenuto trascurabile (anche per l'assenza di rilevazioni dirette raccolte in mare aperto), analisi di sensitività sono state effettuate per valutare l'influenza della direzione di provenienza delle onde e l'utilizzo della funzione “*wave height randomization*”.

La simulazione è stata realizzata per ciascun profilo considerando uno schema di calcolo a griglia variabile, più raffittita verso terra in corrispondenza della zona di interesse, della parte più attiva del profilo (con una larghezza della cella pari a 2 m per il tratto compreso tra la testa della sezione e una profondità di circa 5.5 m), e più ampia (con una dimensione di 10 m) verso il largo. Il modello viene predisposto per descrivere l'evoluzione di profili che si estendono fino ad una profondità di 10 m (oltre i 5.5 m, limite raggiunto dai rilievi batimetrici pre-storm, si ipotizza una pendenza costante del profilo pari a 1:1000), fondale in corrispondenza del quale risulta disponibile la serie delle misurazioni di moto ondoso raccolta dalla boa di Cesenatico.

Sediment Transport Parameters	Units	Default Values	Range of Recommended Values
Transport rate coefficient (K)	m ⁴ /N	1.75e-006	2.5e-007 - 2.5e-006
Coefficient for slope-dependent term (ε)	m ² /s	0.002	0.001 - 0.005
Transport rate decay coefficient multiplier (λ)	m ⁻¹	0.5	0.1 - 0.5
Water temperature	Degees C	20	0 - 40
Beach	Units	Default Values	Range of Recommended Values
Landward surf zone depth	m	0.3	0.015 - 0.5
Effective grain size	mm	0.35	0.1 - 1
Maximum slope prior to avalanching	Degrees	45	15 - 90

Tabella 5.1 – Elenco dei parametri di calibrazione del modello SBEACH (versione 2.0) e valori di default raccomandati.

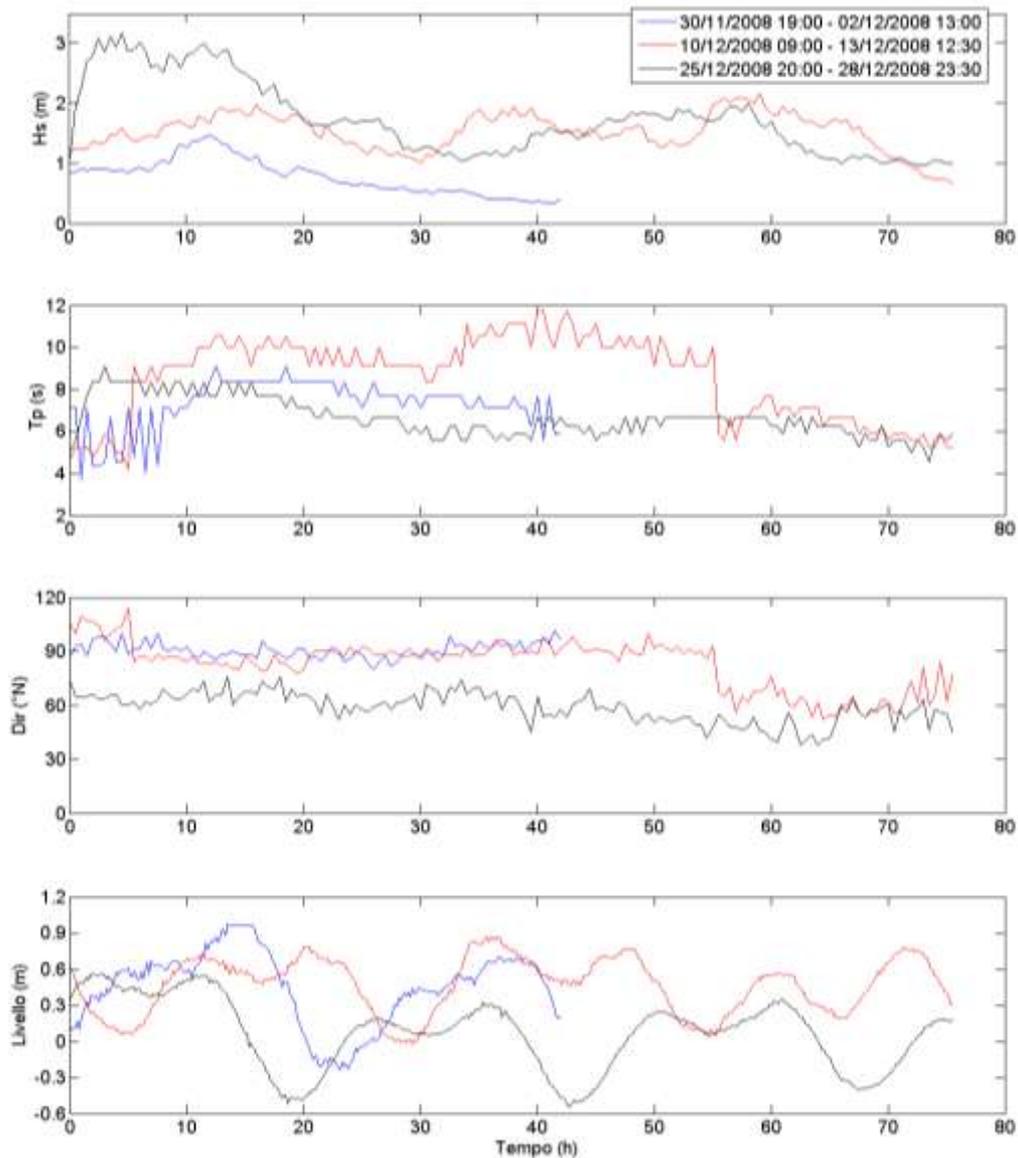


Figura 5.6 – Caratteristiche degli eventi meteomarine considerati nella fase di verifica del modello.

5.3 I risultati della calibrazione

I risultati delle simulazioni eseguite considerando i valori di default dei parametri, riportati in Figura 5.7, mostrano nella maggior parte dei casi una scarsa capacità del modello nel riprodurre la risposta del sistema, legata principalmente ad una sovrastima dei processi erosivi in corrispondenza del cordone dunare. È stato osservato che i risultati delle previsioni dell'evoluzione del profilo miglioravano sensibilmente riducendo il coefficiente del tasso di trasporto K , il coefficiente relativo al termine dipendente dalla pendenza ϵ e la profondità corrispondente al limite verso terra della *surf zone* fino ai valori minimi consigliati. In Figura

5.7 viene mostrata la diversa risposta del sistema valutata considerando i due sets di parametri riportati in Tabella 5.2.

Parameters	Set 1	Set 2
Transport rate coefficient (K)	1.00e-006 m ⁴ /N	2.50e-007 m ⁴ /N
Coefficient for slope-dependent term (ε)	0.001 m ² /s	0.001 m ² /s
Transport rate decay coefficient multiplier (λ)	0.5 m ⁻¹	0.5 m ⁻¹
Water temperature	15°C	15°C
Landward surf zone depth	0.1 m	0.05 m
Effective grain size	0.2 mm	0.2 mm
Maximum slope prior to avalanching	45°	45°

Tabella 5.2 – Elenco dei valori dei parametri del modello SBEACH (versione 2.0) per due differenti sets di calibrazione.

Sulla base dei risultati mostrati in Figura 5.7 sono stati pertanto utilizzati per la calibrazione finale del modello i valori dei parametri indicati dal secondo dei due sets di dati.

Per testare la sensitività del modello alla direzione di provenienza delle onde, la serie temporale delle registrazioni della boa Nausicaa è stata modificata di una quantità pari a +10° prima e a -10° successivamente. Con 0° si indica, secondo lo schema adottato da SBEACH, la direzione perpendicolare alla spiaggia, mentre angoli positivi si riferiscono ad un attacco da Nord-Est ed angoli negativi sono associati ad onde provenienti da Sud-Est. La risposta del modello non risulta subire variazioni durante l'esecuzione di tali tests.

Per una migliore rappresentazione della variabilità temporale delle condizioni ondose, le simulazioni vengono effettuate attivando la funzione “*wave height randomization*”, per cui ad ogni passo temporale l'altezza d'onda varia casualmente all'interno di un piccolo prefissato intervallo (±20%) rispetto al valore ottenuto per interpolazione.

Si osserva inoltre che il modello non risente sensibilmente di variazioni nei valori dell'angolo di *avalanching* (Rosati et al., 1993).

I risultati della calibrazione relativi alle mareggiate verificatesi fra il 3 ed il 10 Marzo 2010 sembrano in generale sovrastimare l'arretramento in corrispondenza del fronte dunare. Il modello numerico non appare in grado di simulare i fenomeni di formazione della scarpata della spiaggia riscontrati lungo i profili naturali rilevati tra il 16 ed il 19 Marzo, come proverebbero i numerosi avanzamenti e gli arretramenti relativamente più contenuti ottenuti dalle simulazioni in corrispondenza della linea di riva (0 m contour) rispetto alle condizioni effettivamente osservate (Figure 5.8 e 5.9).

Per verificare il settaggio dei parametri utilizzati nella calibrazione è stata modellata la

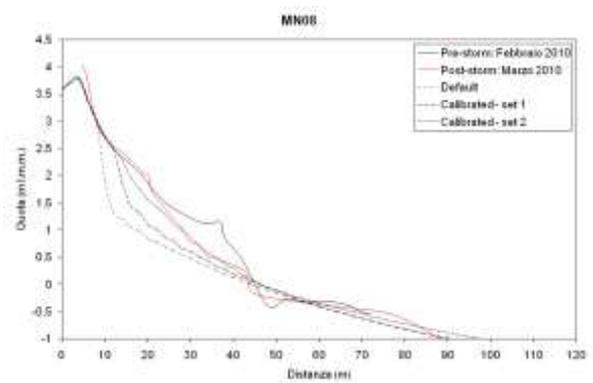
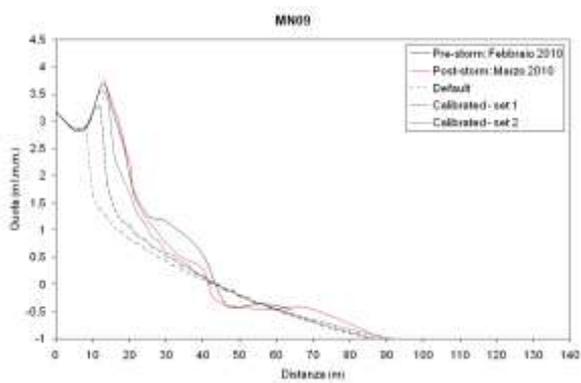
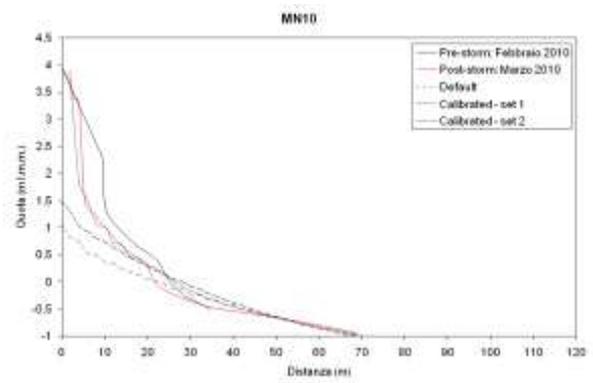
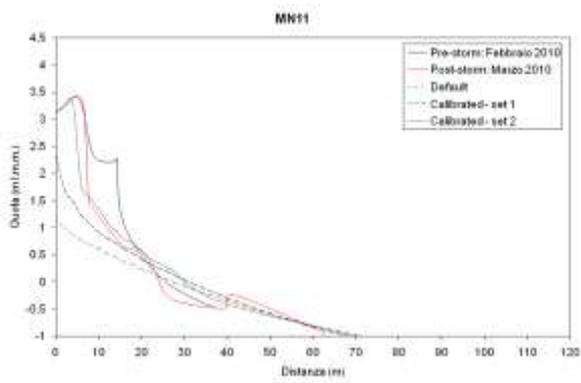
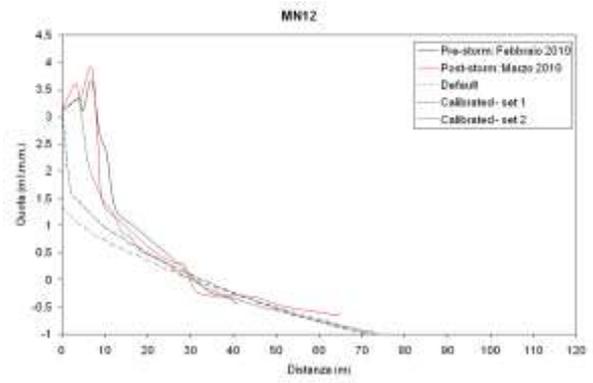
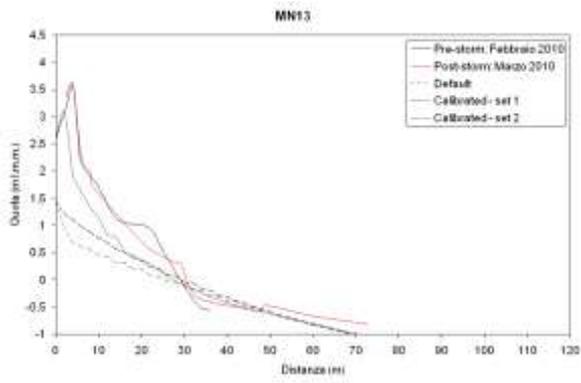
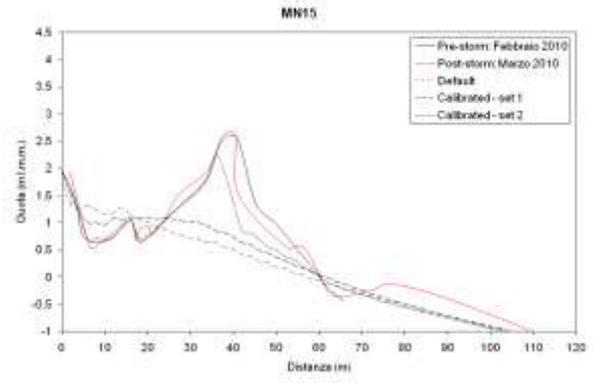
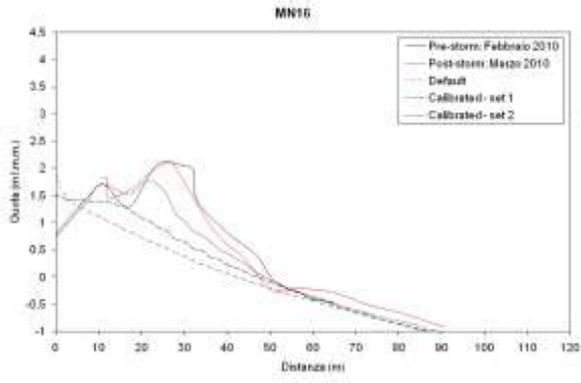
risposta del sistema spiaggia-duna alle mareggiate del 1, 10-13 e 25-28 Dicembre 2008. In Figura 5.10 vengono mostrati i profili pre-storm, misurati nel Settembre 2008, post-storm, rilevati a Febbraio 2009 e le simulazioni numeriche realizzate per ciascuno dei tre eventi indicati considerando il set 2 di parametri. La risposta del fronte dunare risulta in questo caso decisamente meglio caratterizzata. Rispetto agli eventi del 1 e 25-28 Dicembre 2008, la mareggiata verificatasi tra il 10 ed il 13 Dicembre sembra avere determinato sull'area un impatto maggiore: valori misurati e modellati presentano in questo caso un discreto accordo. Nelle Figure 5.11 e 5.12 vengono confrontate le variazioni di posizione misurate e simulate in corrispondenza delle isolinee relative a 0 m, +0.5 m, +1.0 m e +1.5 m lungo i profili a Nord e a Sud della foce del Torrente Bevano in seguito all'evento del 10-13 Dicembre 2008. Mentre per i profili localizzati a Sud del Bevano si osserva una retrocessione media di 4.3 m in corrispondenza dell'isolinea +1.0 m tra i rilievi di Settembre 2008 e Febbraio 2009 e Febbraio e Marzo 2010, la modellazione delle mareggiate del 3-10 Marzo 2010 e del 10-13 Dicembre 2008 fornisce un arretramento medio di 4.8 e 5.8 m; molto più elevata risulta invece la retrocessione media simulata conseguente alle due mareggiate indicate, 6.8 e 8.6 m nell'ordine, per i transetti a Nord del Bevano, rispetto ai 5.1 e ai 6.7 m ottenuti dalle misurazioni. In corrispondenza dell'isolinea +1.5 m si ottengono, dalle simulazioni della mareggiata del 10-13 Dicembre 2008, valori medi dell'arretramento pari a 3.2 e 2.0 m per i profili a Nord e a Sud del Bevano rispettivamente, a fronte di retrocessioni mediamente valutate in 2.0 e 1.2 m sulla base dei dati rilevati. La simulazione delle mareggiate del 3-10 Marzo 2010 fornisce per l'isolinea +1.5 m lungo i profili a Sud del Bevano un valore medio di retrocessione analogo a quello ottenuto per la mareggiata del 10-13 Dicembre 2008, indicando invece un arretramento medio di 4.5 m per i transetti dell'area più a Nord, contro i 2.2 m derivati dai rilievi.

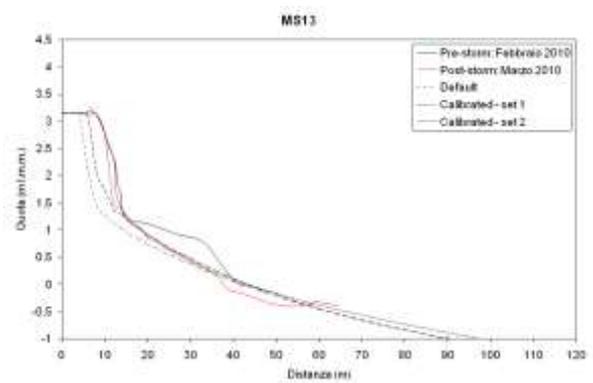
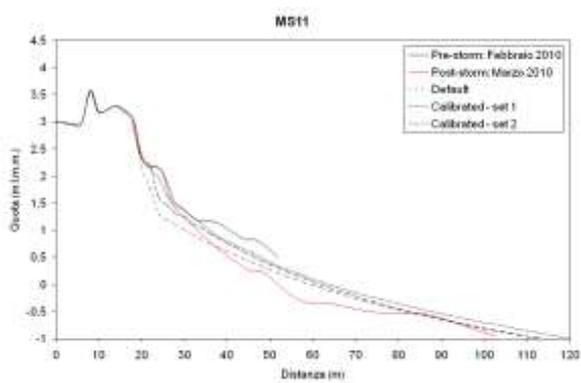
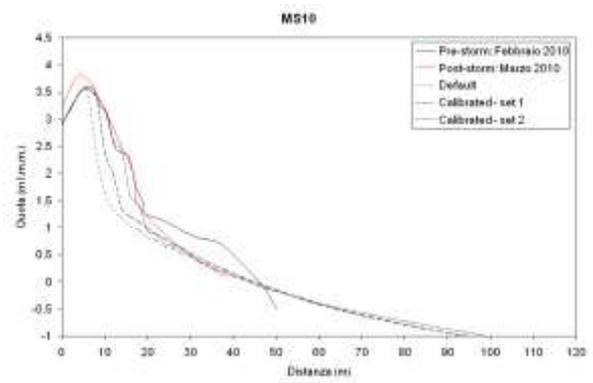
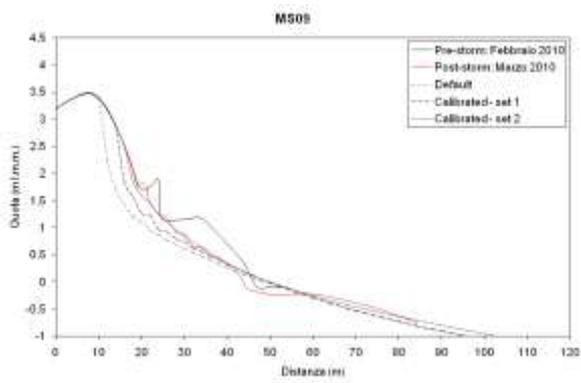
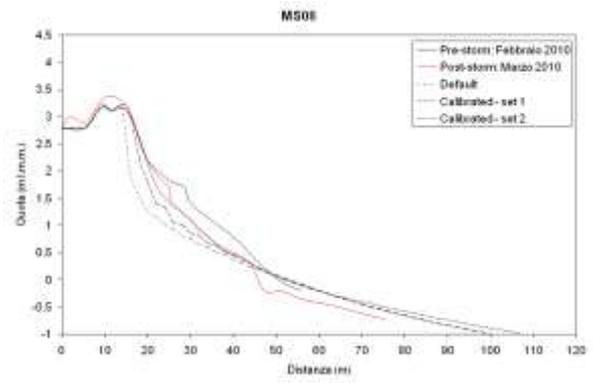
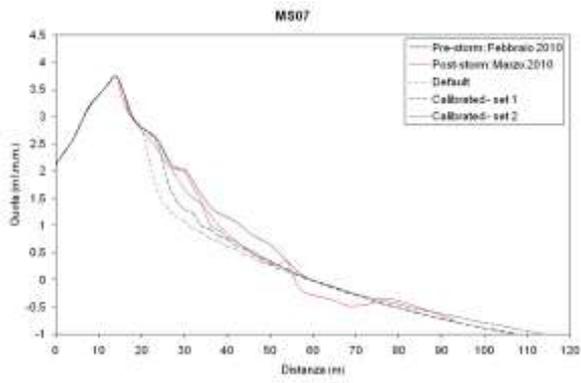
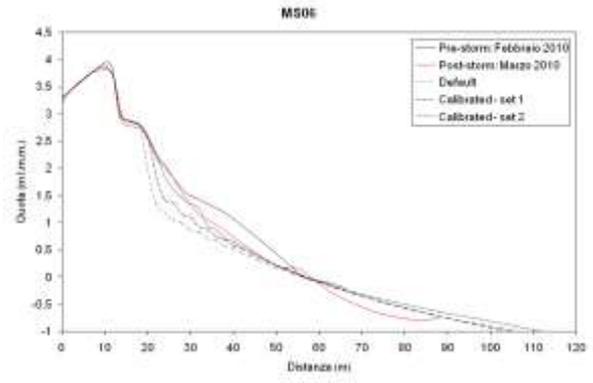
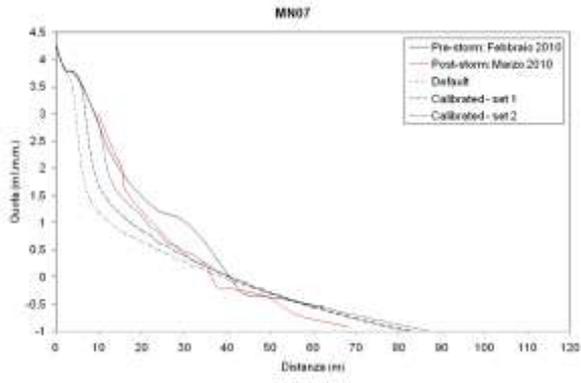
In Figura 5.13 vengono messe a confronto le variazioni volumetriche sopra il livello medio del mare per i profili rilevati a Settembre 2008 e Febbraio 2009 e per quelli ottenuti dalle simulazioni dell'evento del 10-13 Dicembre 2008. Mentre i dati di campagna indicano una perdita di materiale mediamente pari a 6.9 e 6.6 m³/m per i profili a Nord e a Sud della foce del Torrente Bevano, dalle simulazioni emergono per le due aree valori medi differenti, rispettivamente di 8.3 e 11.0 m³/m. I risultati delle simulazioni appaiono caratterizzati da una minore deviazione standard rispetto ai valori derivati dai rilievi di campagna. I trends misurati non sembrano venire adeguatamente riprodotti dalle simulazioni sia a Nord del Bevano, dove lungo i profili da MN16 a MN14 e da MN09 a MN07 si registra una sovrastima del materiale perduto e nelle sezioni da MN13 a MN10, le più colpite sull'intero

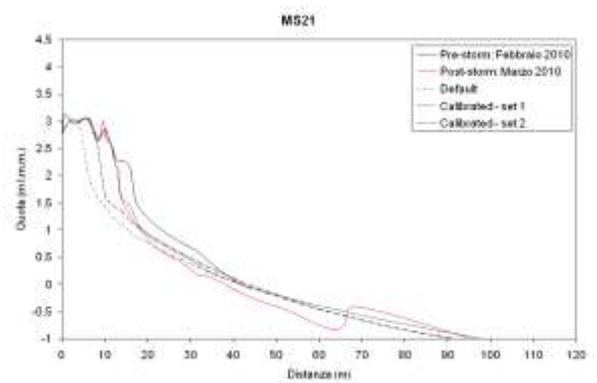
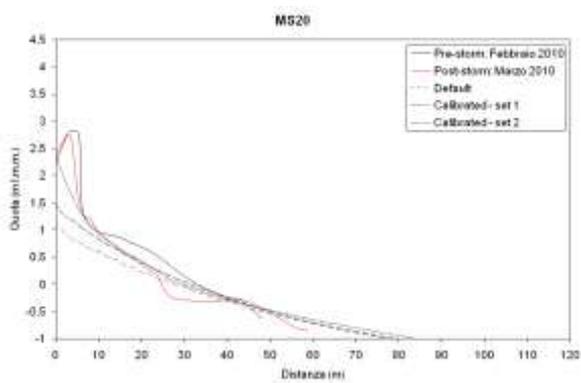
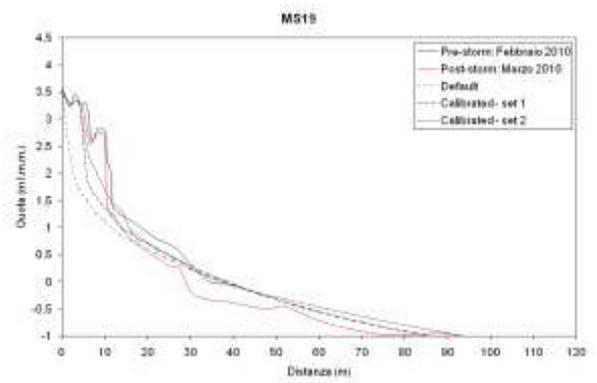
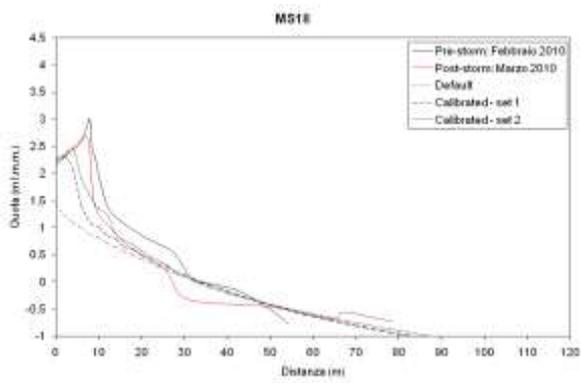
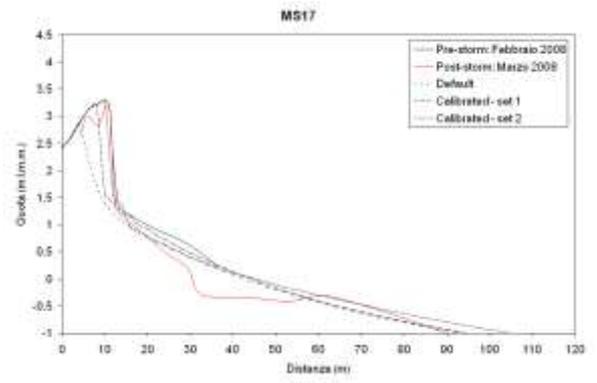
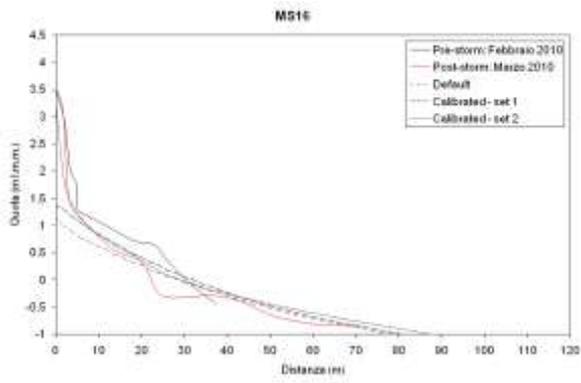
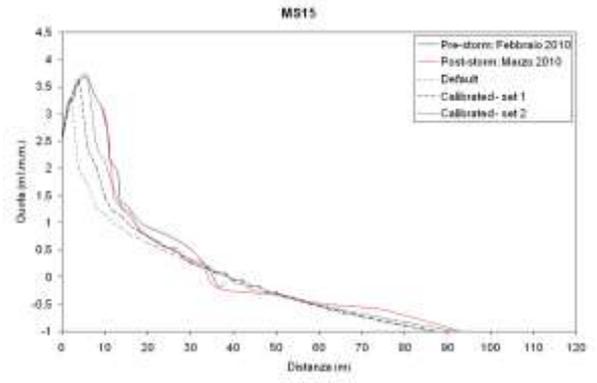
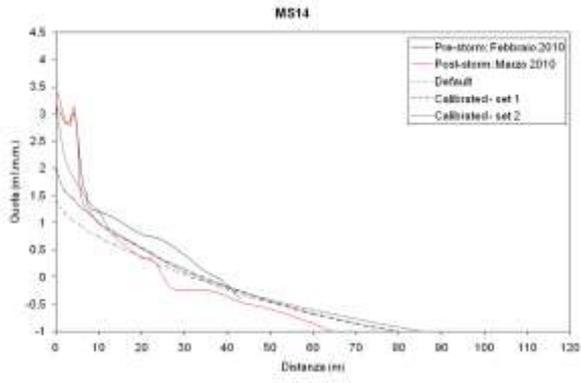
periodo 29 Settembre 2008-9 Febbraio 2009, si ha invece una sottostima dell'effettiva variazione volumetrica, sia a Sud della foce, in cui si ha generalmente una sovrastima della sabbia perduta nella parte centrale del tratto costiero ed una sottostima alle sue estremità. Va osservato inoltre che, se si escludono i profili MN16, MN15 e MS16 per i quali il valore assoluto dell'errore di previsione risulta compreso fra 9.0 e 10.3 m³/m, in tutte le altre sezioni si riscontrano valori inferiori a 6.3 m³/m.

Come mostrato in Figura 5.13, l'estensione verso terra della profondità di erosione di 25 cm viene prevista con un errore in valore assoluto compreso fra 0.2 e 8.4 m.

Va osservato infine che le condizioni presenti lungo alcune sezioni risultano difficilmente replicabili dal modello, basato sull'assunzione che le variazioni del profilo siano prodotte esclusivamente da processi cross-shore senza perdita o guadagno di materiale.







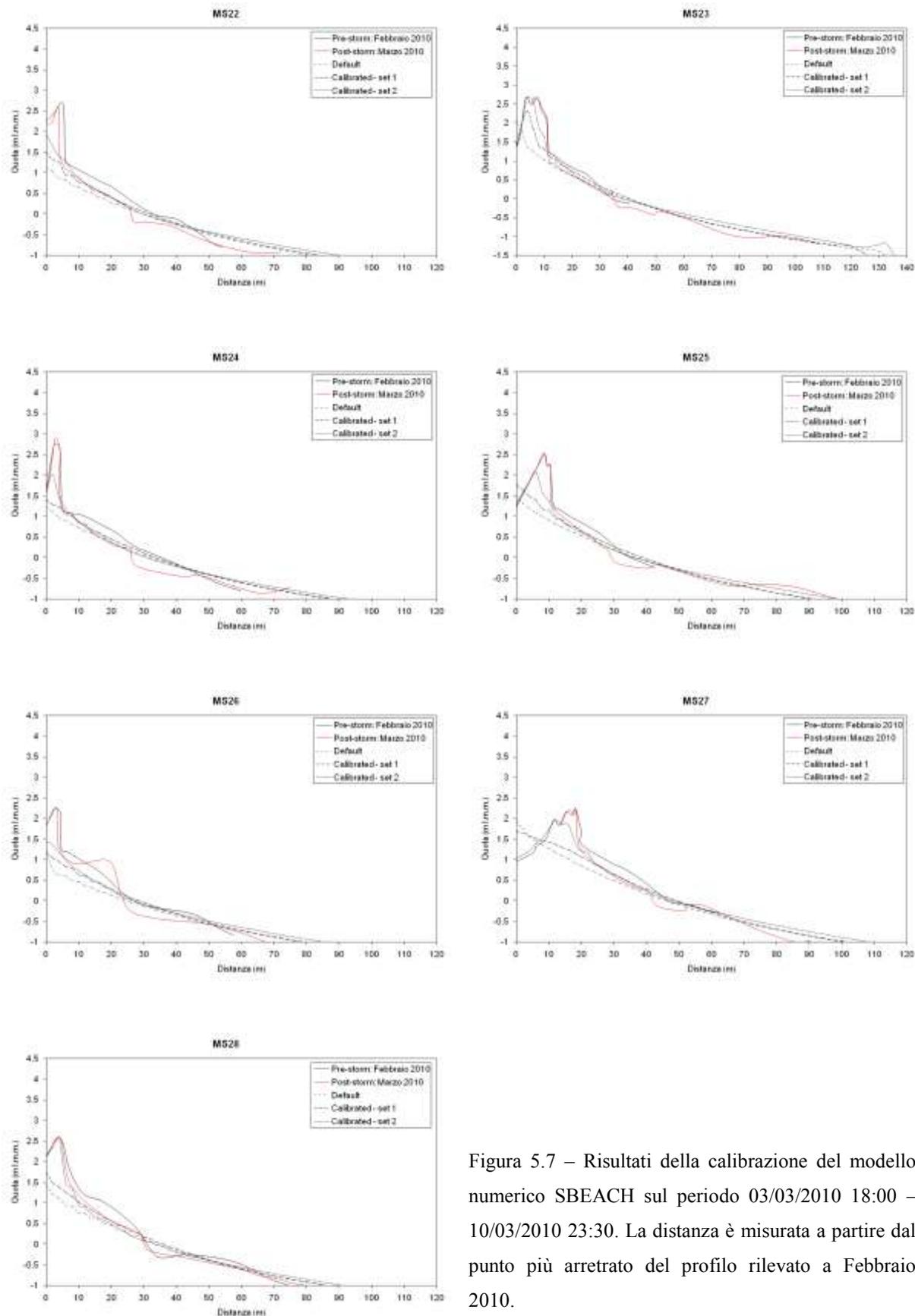


Figura 5.7 – Risultati della calibrazione del modello numerico SBEACH sul periodo 03/03/2010 18:00 – 10/03/2010 23:30. La distanza è misurata a partire dal punto più arretrato del profilo rilevato a Febbraio 2010.

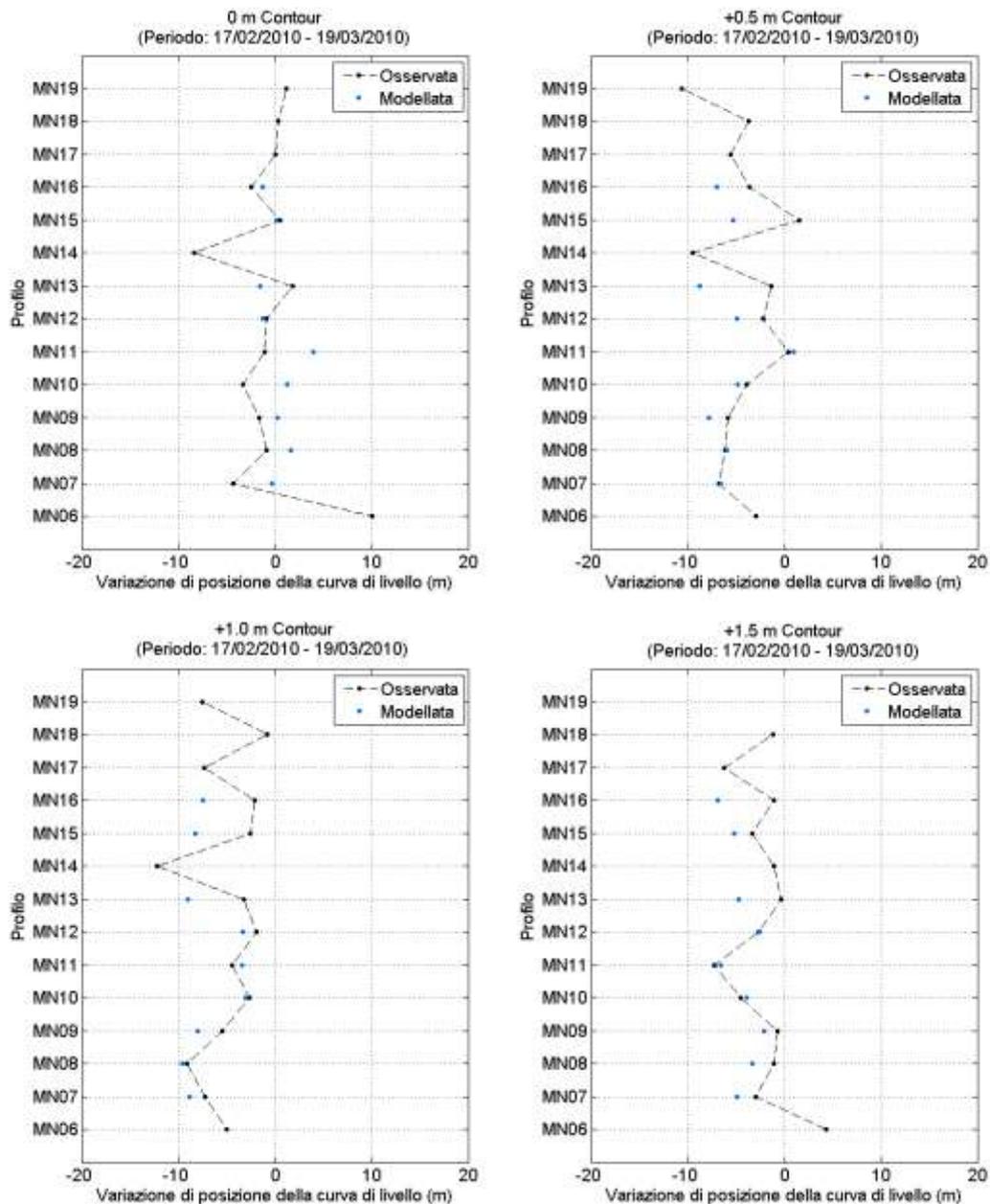


Figura 5.8 – Confronto fra la variazione di posizione misurata e simulata in corrispondenza delle isolinee relative a 0 m, +0.5 m, +1.0 m e +1.5 m per i profili a Nord della foce del Torrente Bevano. Le variazioni di posizione osservate, riportate in nero, sono relative ai due rilievi successivi del 17 Febbraio e del 19 Marzo 2010, mentre in azzurro sono indicati i valori derivati dalle simulazioni relative alle mareggiate del periodo 03/03/2010 18:00 - 10/03/2010 23:30.

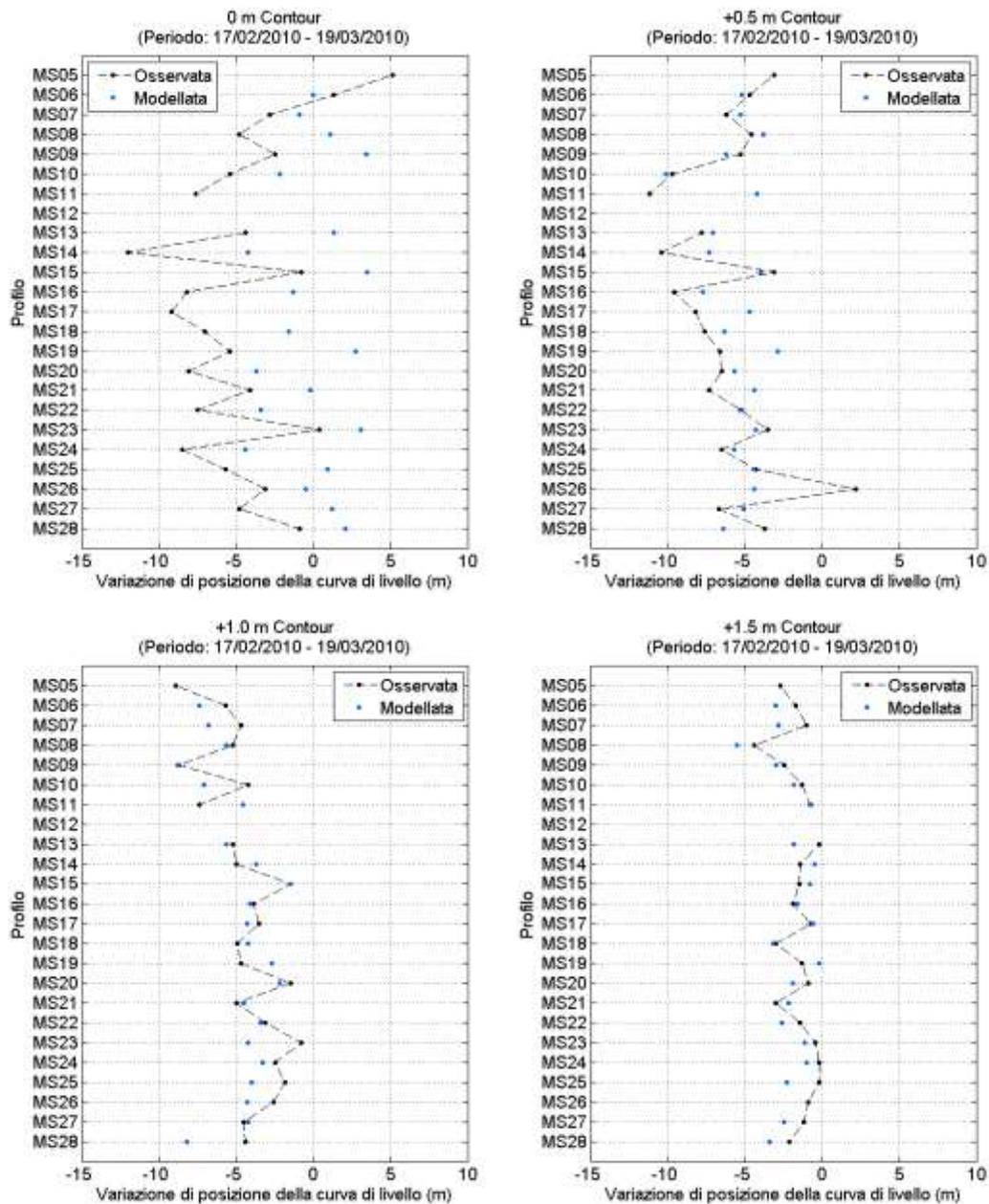
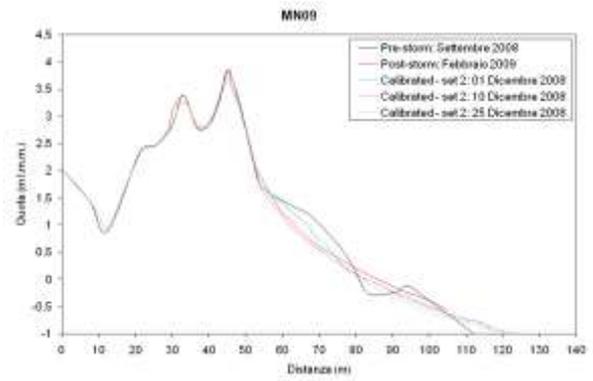
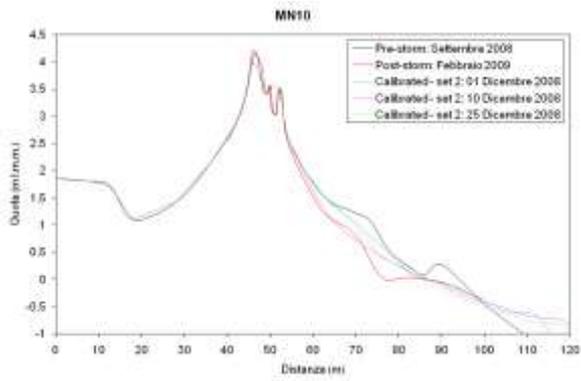
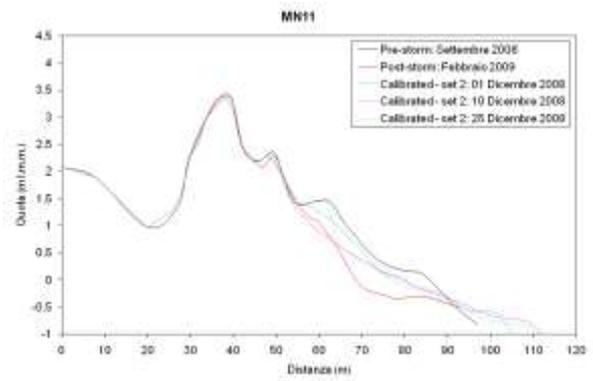
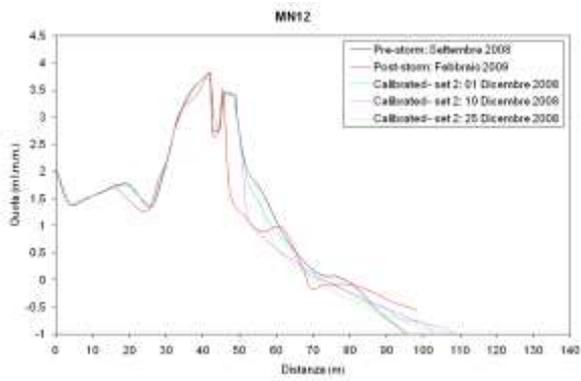
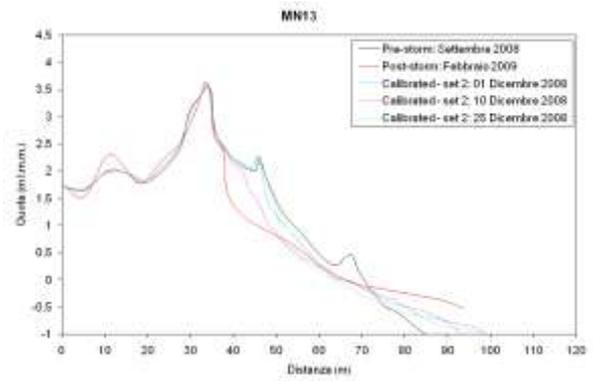
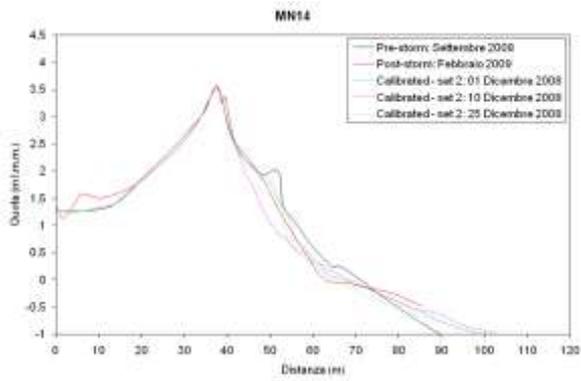
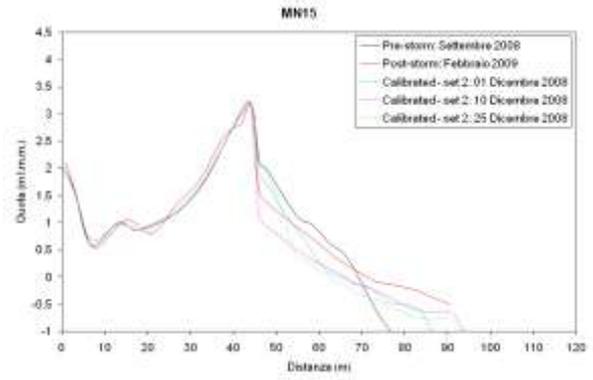
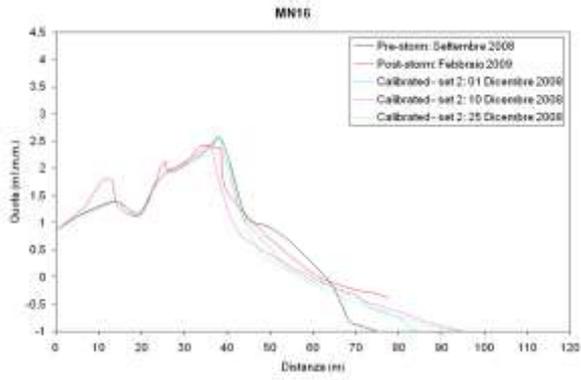
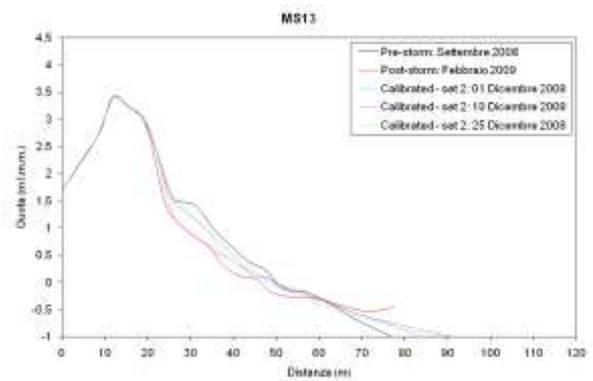
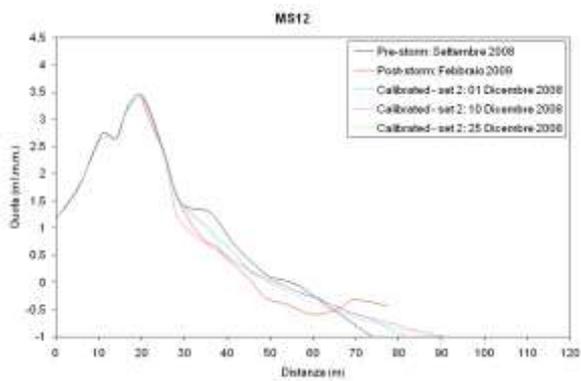
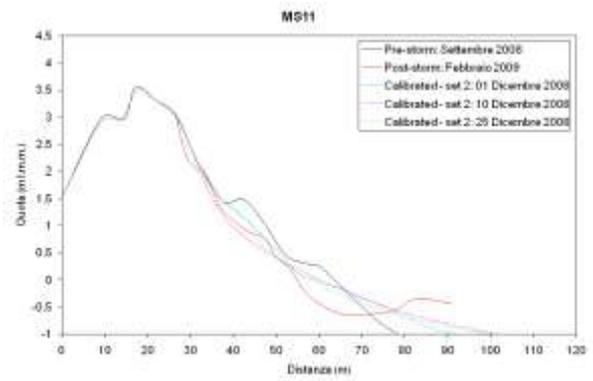
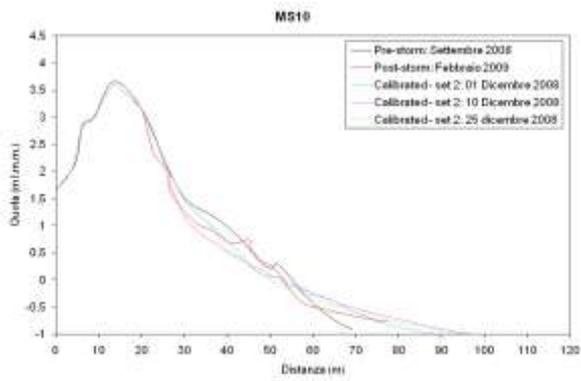
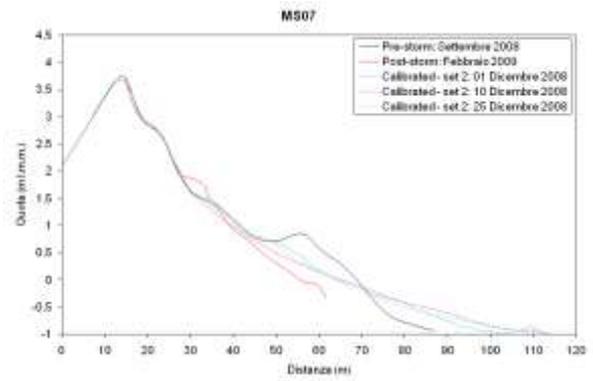
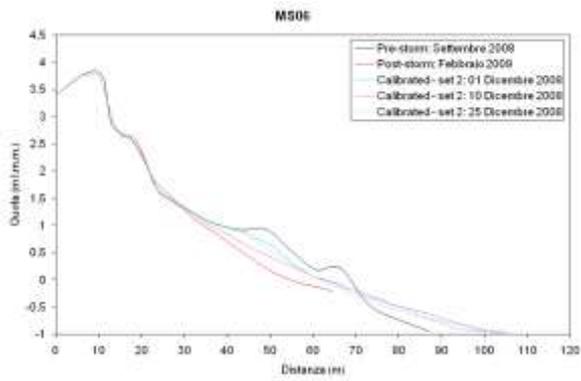
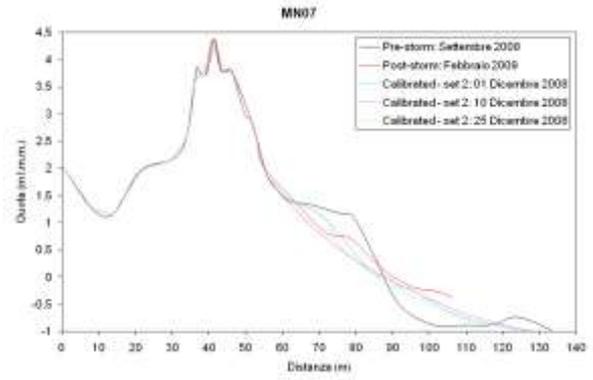
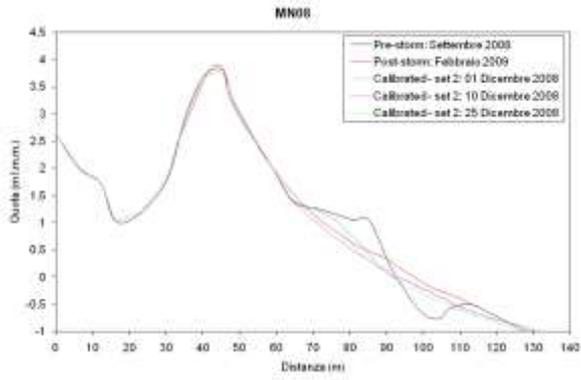
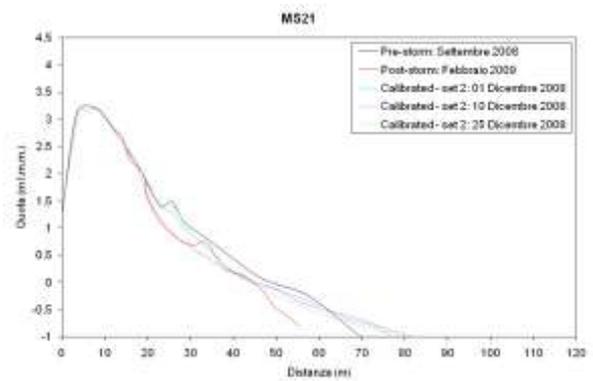
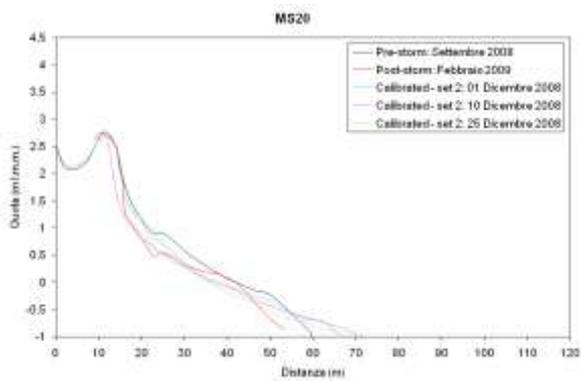
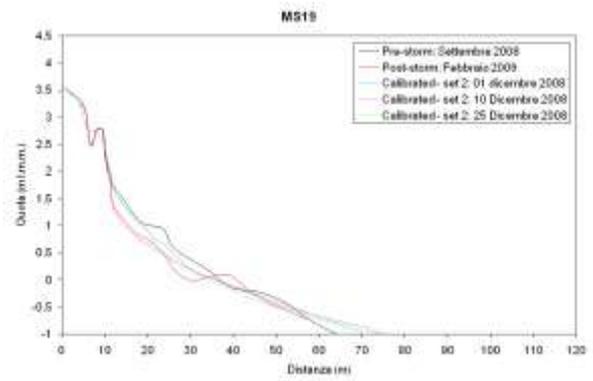
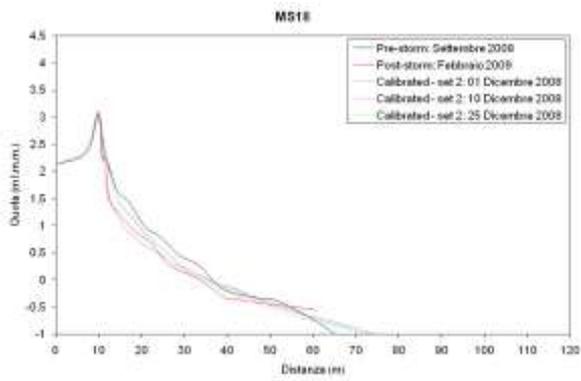
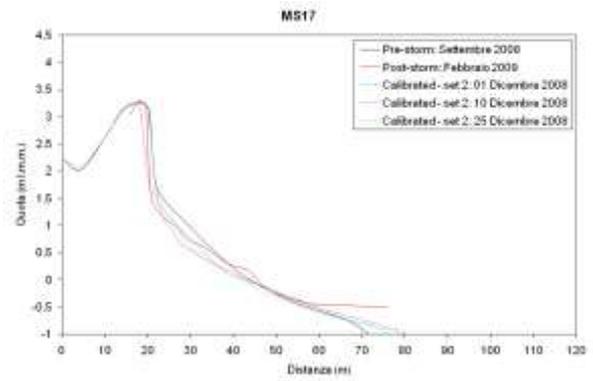
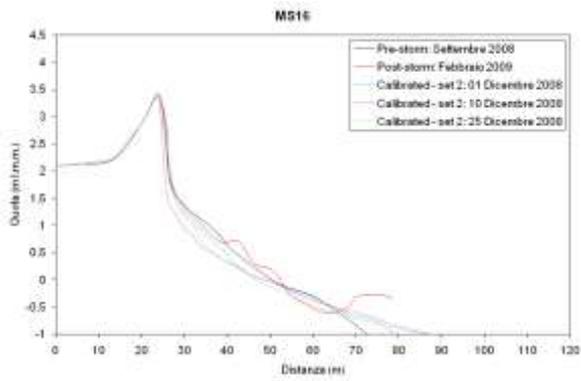
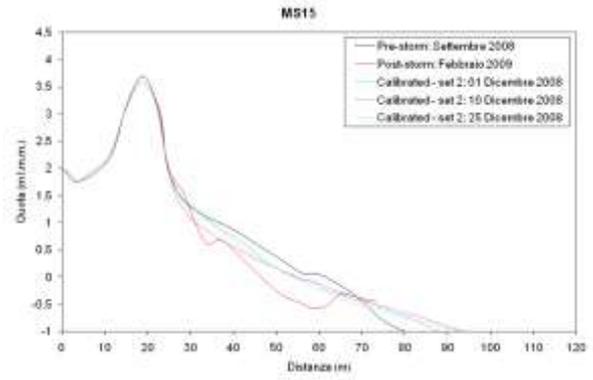
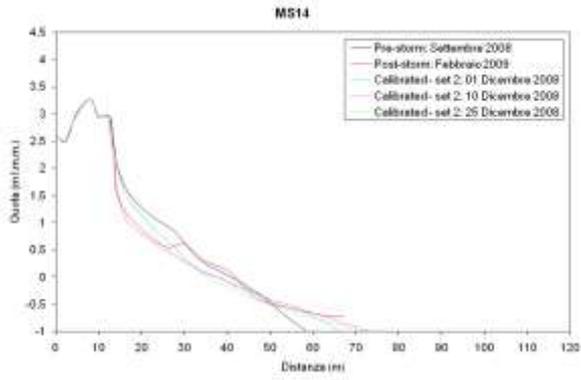


Figura 5.9 – Confronto fra la variazione di posizione misurata e simulata in corrispondenza delle isolinee relative a 0 m, +0.5 m, +1.0 m e +1.5 m per i profili a Sud della foce del Torrente Bevano. Le variazioni di posizione osservate, riportate in nero, si riferiscono ai due rilievi successivi del 17 Febbraio e del 19 Marzo 2010, mentre in azzurro sono indicati i valori derivati dalle simulazioni relative alle mareggiate del periodo 03/03/2010 18:00 - 10/03/2010 23:30.







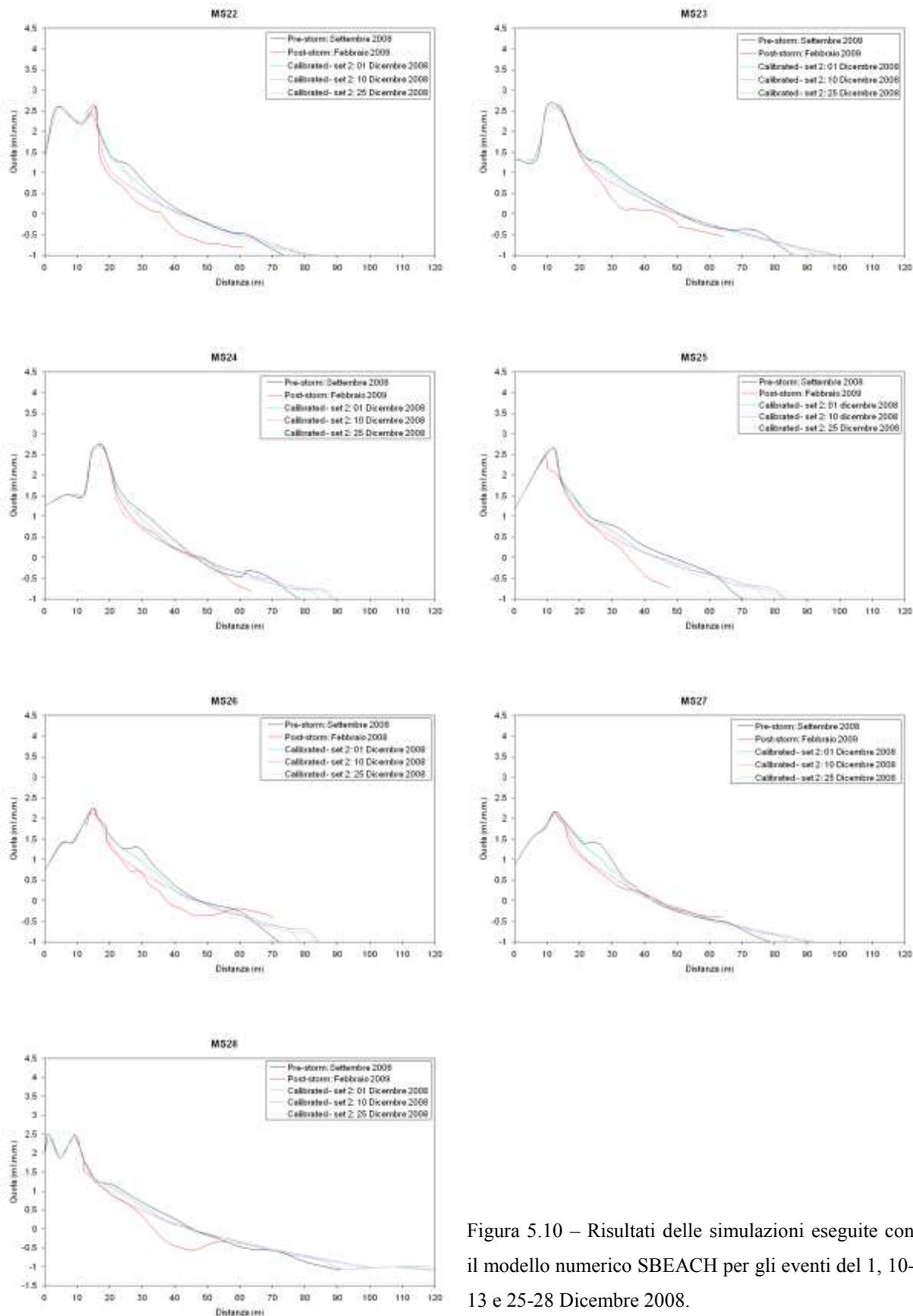


Figura 5.10 – Risultati delle simulazioni eseguite con il modello numerico SBEACH per gli eventi del 1, 10-13 e 25-28 Dicembre 2008.

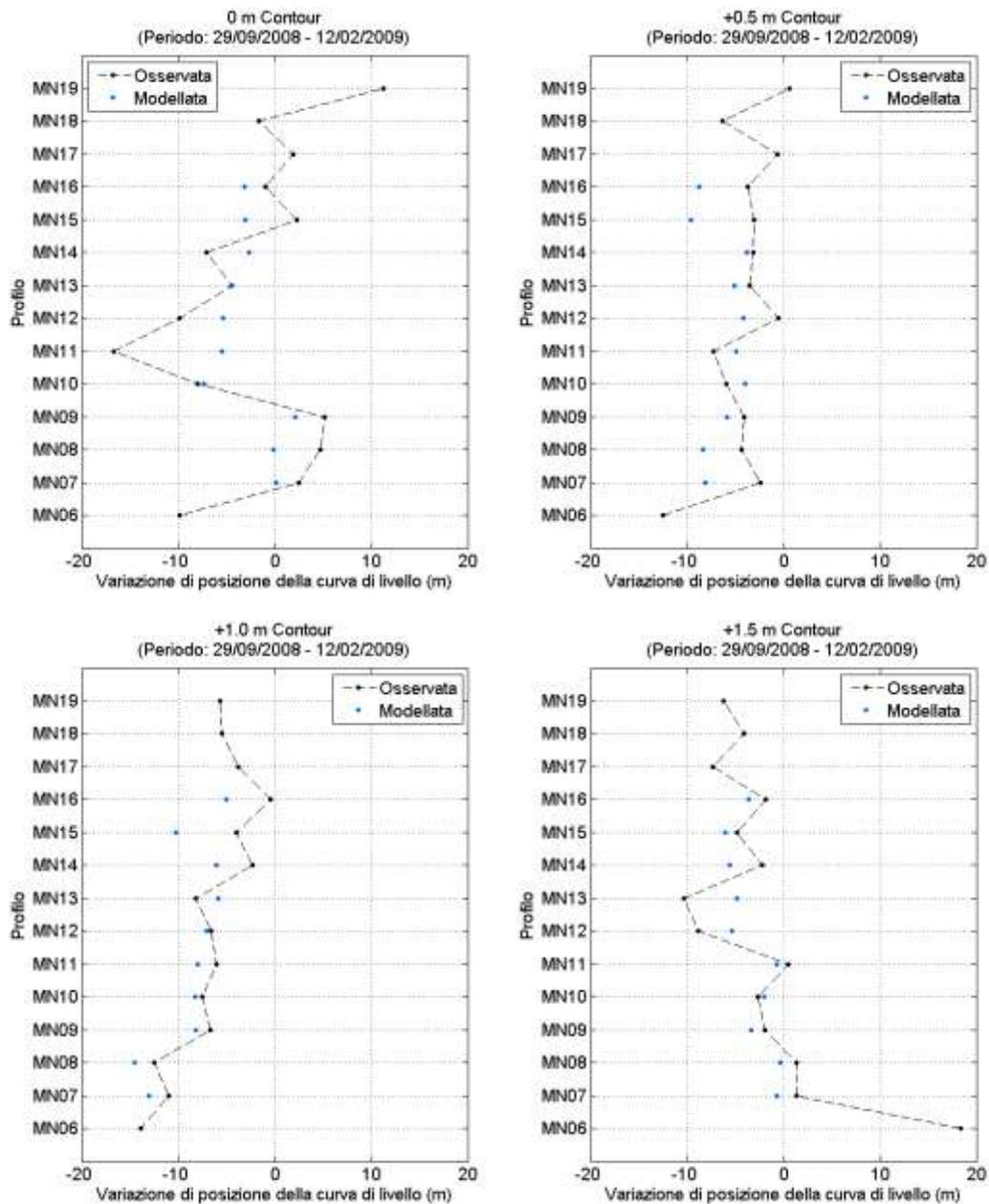


Figura 5.11 – Confronto fra la variazione di posizione misurata e simulata in corrispondenza delle isolinee relative a 0 m, +0.5 m, +1.0 m e +1.5 m per i profili a Nord della foce del Torrente Bevano. Le variazioni di posizione osservate, riportate in nero, sono relative ai due rilievi successivi del 29 Settembre 2008 e del 12 Febbraio 2009, mentre in azzurro sono indicati i valori derivati dalle simulazioni relative alla mareggiata del 10-13 Dicembre 2008.

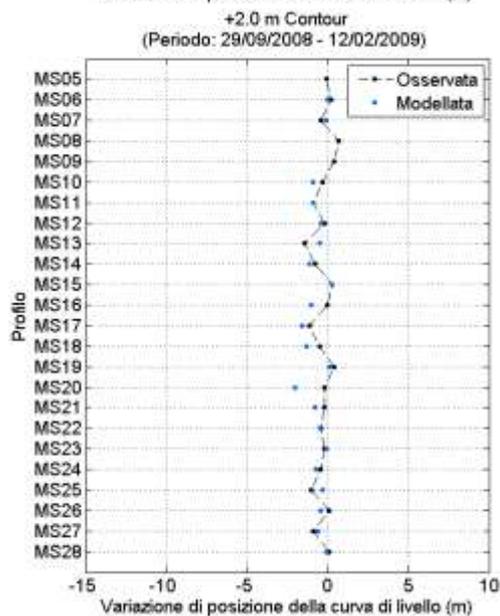
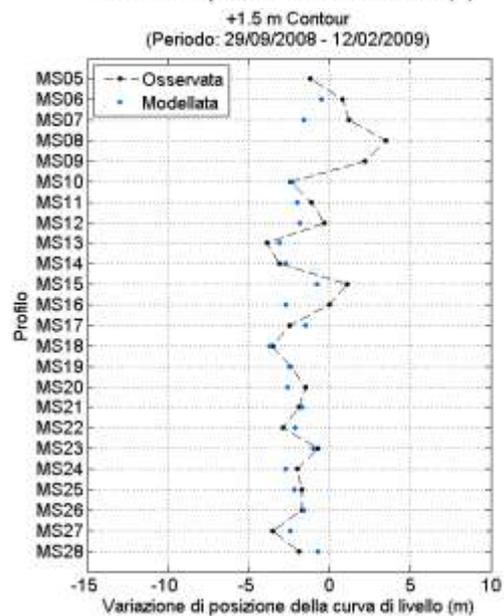
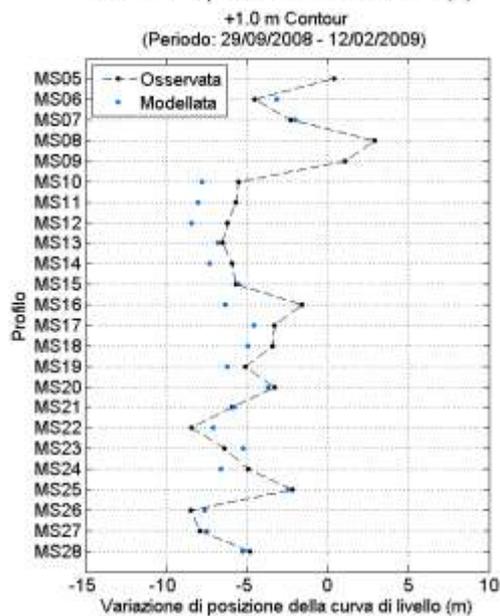
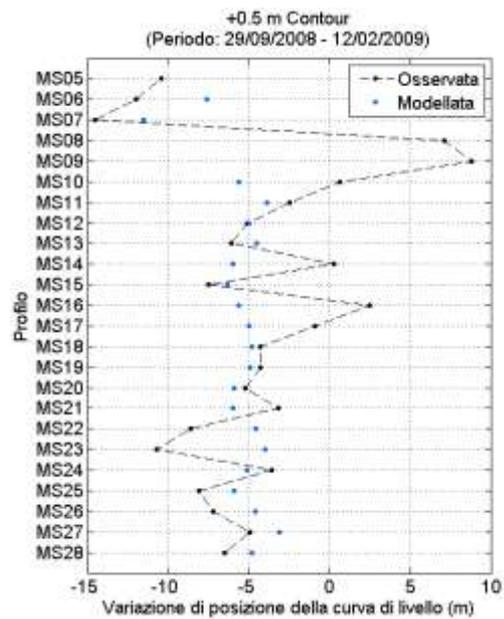
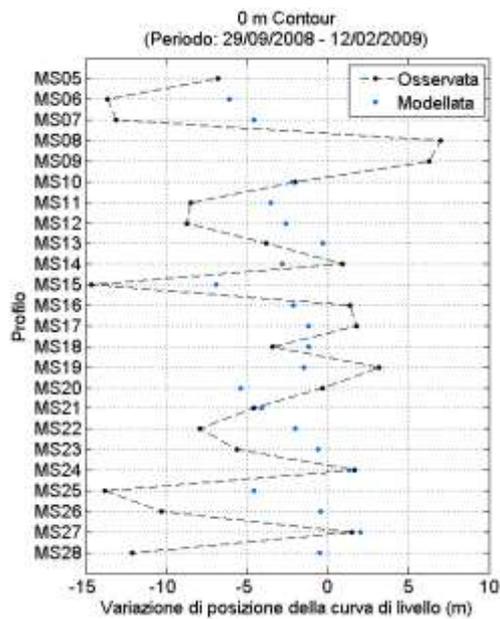


Figura 5.12 – Confronto fra la variazione di posizione misurata e simulata in corrispondenza delle isolinee relative a 0 m, +0.5 m, +1.0 m, +1.5 m e +2.0 m per i profili a Sud della foce del Torrente Bevano. Le variazioni di posizione osservate, riportate in nero, sono relative ai due rilievi successivi del 29 Settembre 2008 e del 12 Febbraio 2009, mentre in azzurro sono indicati i valori derivati dalle simulazioni relative alla mareggiata del 10-13 Dicembre 2008.

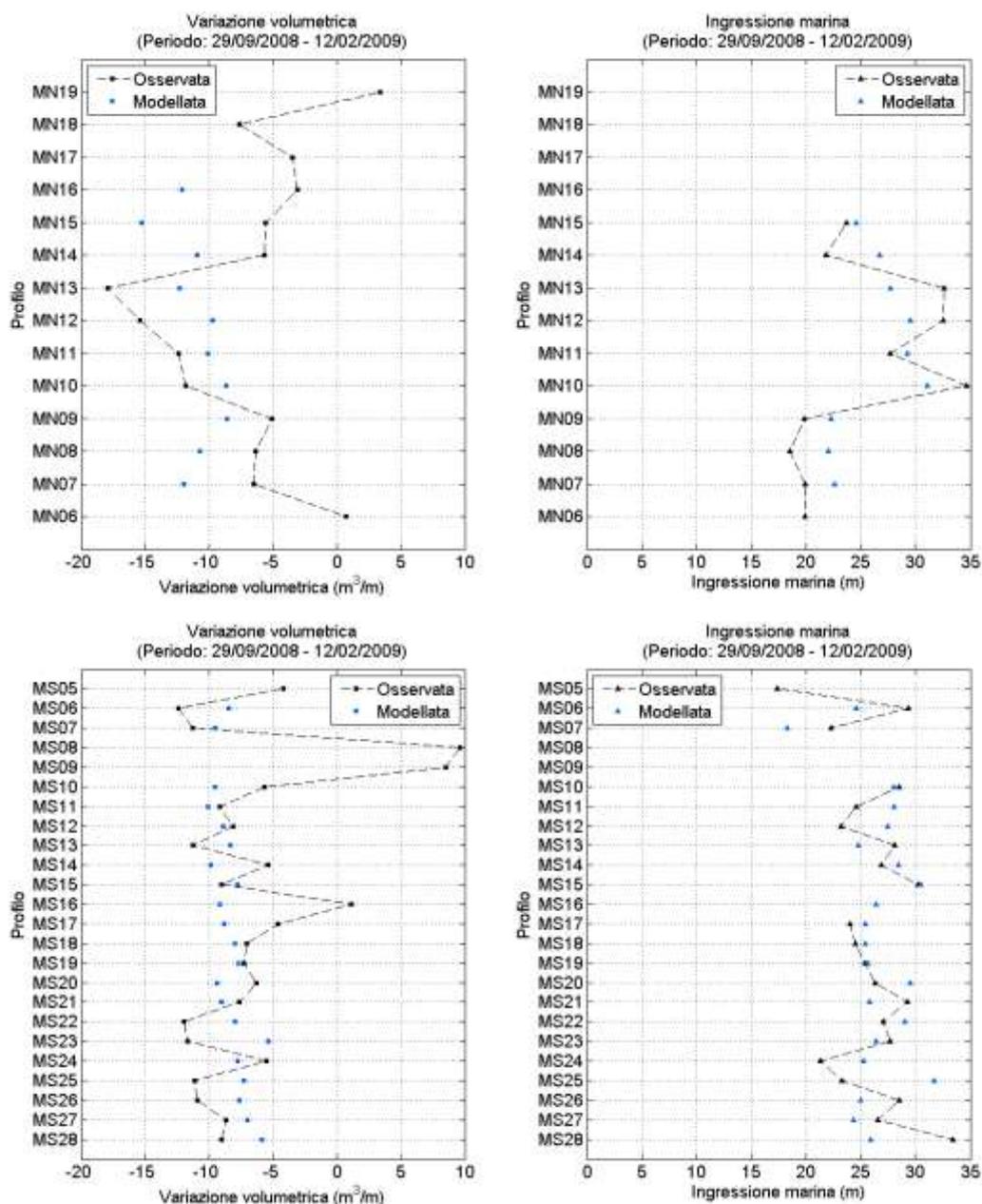


Figura 5.13 – Confronto fra variazione volumetrica (a sinistra) e ingressione marina (a destra) osservate e simulate per i profili a Nord (in alto) e a Sud (in basso) della foce del Torrente Bevano. In nero si riportano i dati relativi ai due rilievi successivi del 29 Settembre 2008 e del 12 Febbraio 2009, mentre in azzurro si indicano i valori derivati per ciascun profilo dalla simulazione della mareggiata del 10-13 Dicembre 2008.

Conclusioni

L'impatto delle mareggiate sulle coste basse e sabbiose può indurre processi erosivi nelle spiagge e nelle dune e, nei casi più severi, fenomeni di ingressione marina che possono determinare, su una scala temporale estremamente ridotta, significative modificazioni del territorio costiero. Il livello di rischio aumenta per le zone del litorale fortemente antropizzate, dove alle conseguenze dirette dell'impatto fisico del fenomeno si vanno ad aggiungere gli effetti negativi sull'economia del territorio. A fronte della continua crescita della popolazione e delle attività produttive insediate lungo la fascia costiera e della minaccia posta dall'innalzamento del livello medio del mare, la comprensione e la previsione delle possibili conseguenze di eventi di tempesta sul litorale possono costituire uno strumento utile in supporto a decisioni in ambito di governo e di gestione del territorio.

Di fondamentale importanza risulta in questo contesto il ruolo delle dune, ancora presenti sul territorio litoraneo, per la protezione naturalmente offerta ai territori retrostanti durante eventi di mareggiata associati a fenomeni di *storm surge*. Per le aree di retrospiaggia poste al di sotto del livello medio del mare, come accade lungo la maggior parte del litorale emiliano-romagnolo, le dune rappresentano nello stesso tempo la prima linea di difesa e l'ultima barriera contro i fenomeni di ingressione marina.

Nello studio qui presentato gli effetti delle mareggiate che nel corso dei periodi autunno-invernali 2008/2009 e 2009/2010 si sono abbattute sulla spiaggia e sul sistema di dune dell'area compresa tra Lido di Dante e Lido di Classe, una delle poche zone della fascia costiera emiliano-romagnola completamente naturali e ancora caratterizzate dalla presenza di tali elementi morfologici, vengono analizzati quantificando i volumi perduti e gli arretramenti indotti in corrispondenza di alcune delle più rappresentative curve di livello del territorio costiero in seguito all'impatto degli eventi, mettendo in relazione tali variazioni con le caratteristiche delle grandezze idrodinamiche che le hanno determinate al fine di individuare i principali fattori che sembrano controllare la risposta del sistema.

Per comprendere la risposta morfologica dell'intero sistema spiaggia-duna ad eventi di tempesta non è possibile prescindere da un'accurata analisi delle forzanti meteomarine che agiscono sul territorio costiero in esame e dall'individuazione delle tendenze evolutive in atto. In questo studio si sono presentati con particolare dettaglio i risultati dell'analisi dei livelli marini estremi lungo il litorale regionale, sia considerando la serie di dati campionati

ad alta frequenza disponibile per la stazione mareografica di Porto Corsini a partire dal 2000 sia attraverso un esame a più ampia scala temporale e spaziale fondato sulla ricostruzione delle serie storiche più lunghe esistenti per l'Adriatico Settentrionale. Dai risultati dell'analisi non emerge una chiara tendenza all'aumento nella magnitudine degli eventi estremi, ma appare ormai evidente nel corso degli ultimi decenni un'intensificazione dei fenomeni di *storm surge* in termini di probabilità di occorrenza del fenomeno. Insieme alla forte ripresa dell'innalzamento del livello medio marino osservata negli ultimi anni, l'incremento della probabilità di accadimento degli eventi estremi potrebbe costituire un segnale indicativo dei cambiamenti climatici in atto a scala globale. I risultati dell'analisi dei livelli marini estremi portano a ritenere, in accordo con quanto già osservato da Pirazzoli et al. (2007) che, nelle regioni costiere del Nord Adriatico, dove i ranges di marea e di *surge* sono dello stesso ordine, le stime delle massime altezze di marea siano strettamente legate all'intervallo temporale delle osservazioni. Confermando quanto già osservato da Tsimplis et al. (2009) per la stazione di Trieste, lo studio evidenzia inoltre come l'utilizzo dei dati orari possa condurre anche nel caso della stazione mareografica di Porto Corsini ad una sottostima dell'effettivo valore degli estremi, rispetto ad analisi basate su misurazioni effettuate a più alta frequenza.

L'identificazione delle mareggiate significative per l'impatto sul litorale regionale viene effettuata secondo un criterio che tiene conto del verificarsi di condizioni critiche (o di soglie critiche) sia nei fenomeni di moto ondoso che di acqua alta. I risultati delle campagne di rilevamento e della modellazione numerica sono concordi nell'evidenziare come sia proprio la combinazione di questi due fattori a determinare le conseguenze più gravi sia in termini di erosione che di ingressione marina lungo il litorale regionale caratterizzato da un regime microtidale. Dall'analisi risulta inoltre evidente come la concomitanza di elevati livelli marini con eventi ondosi anche di media intensità abbia un ruolo determinante nei processi erosivi e di inondazione, superiore anche a quello di mareggiate caratterizzate da una maggiore intensità ma non accompagnate da fenomeni di *storm surge*. Di qui la necessità di sviluppare un approccio in grado di rappresentare efficacemente il carattere fortemente stagionale esibito dai fenomeni di acqua alta e di moto ondoso secondo la fenomenologia tipica dell'Alto Adriatico e di tenere conto della dipendenza tra i principali parametri che caratterizzano lo stato del mare.

I risultati dello studio mostrano come l'entità degli impatti causati dai fenomeni di *storm surge* sia in generale controllata anche dalle caratteristiche morfologiche e topografiche della spiaggia (come pendenza e ampiezza) e del sistema di dune (elevazione della cresta, dimensione del serbatoio frontale della duna, forma della duna, distanza dalla linea di riva)

che impediscono estesi processi erosivi in alcune aree favorendo significativi fenomeni di arretramento del fronte dunare e di *washover* in altri punti del litorale. Solo monitoraggi ripetuti nel tempo ed estesi su un orizzonte temporale sufficientemente lungo possono aiutare a far comprendere l'influenza della variabilità lungo costa delle caratteristiche morfologiche del sistema spiaggia-duna nella risposta a condizioni idrodinamiche che inducono significativa erosione.

Particolarmente temibili per la maggiore erosione indotta sulle dune possono risultare gli effetti determinati dalle mareggiate provenienti da Sud-Est (Scirocco) durante le quali, nonostante le altezze d'onda tipicamente più contenute, ai valori più elevati del livello marino si possono associare anche, per la morfologia stessa dell'Adriatico settentrionale, periodi delle onde generalmente più lunghi.

Dall'analisi dei profili pre e post-storm, rilevati rispettivamente a Settembre 2008 e Febbraio 2010 i primi, e a Febbraio 2009 e Marzo 2010 gli altri, emerge come la massima elevazione del sistema spiaggia-duna che risulta essere interessata dai processi erosivi si estenda ben al di sopra del livello massimo del mare misurato a Porto Corsini durante gli eventi di mareggiata che si sono verificati nei due intervalli considerati, indicando che i fenomeni di *wave setup* e *swash runup* hanno un ruolo significativo nel controllo della quota raggiunta dai processi erosivi indotti dagli eventi di tempesta. I valori ottenuti sommando al livello marino massimo registrato durante tali eventi il contributo del sovrizzo da onda, calcolato applicando alcune delle più utilizzate relazioni empiriche, evidenziano come la formula di Guza e Thornton (1980, 1981, 1982), che non tiene conto della pendenza della spiaggia, sottostimi in entrambi i periodi considerati l'altezza massima interessata dai fenomeni di erosione. Ciò costituisce un'ulteriore conferma di come la risposta del sistema analizzato risulti strettamente influenzata anche dalle caratteristiche morfologiche possedute dalla spiaggia prima dell'impatto degli eventi. Si osserva inoltre come, in corrispondenza dell'evento del 7-11 Marzo 2010, i profili da MS16 a MS23, nell'area più meridionale del tratto di costa a Sud della foce del Bevano, abbiano sofferto per un intenso processo erosivo che ha coinvolto fortemente, oltre alla spiaggia, anche il cordone dunare con vistosi arretramenti del fronte della duna. In questa zona e nelle condizioni idrodinamiche osservate anche l'applicazione di formulazioni come quella di Ruggiero et al. (2001) e di Stockdon et al. (2006), che pur tengono conto della pendenza della spiaggia, sembra sottostimare la massima quota raggiunta dai processi erosivi.

Il confronto fra la posizione delle curve di livello relative alle quote +1.5 e +2.0 m sul l.m.m. evidenzia chiaramente come per effetto delle mareggiate, nell'area a ridosso della barriera a

protezione dell'abitato di Lido di Dante, i processi erosivi ed i fenomeni di *overwash* siano andati progressivamente estendendosi verso Sud interessando via via una porzione sempre maggiore di litorale. L'esame dei volumi perduti al di sopra del livello medio del mare in seguito all'impatto delle mareggiate nel periodo preso in considerazione indica come il tratto di litorale immediatamente a Sud della barriera, già fortemente degradato per un elevato impatto antropico, per lo scarso apporto sedimentario lungo la costa e per gli effetti inarrestabili della subsidenza, che raggiunge in quest'area i valori più elevati di tutta la fascia costiera emiliano-romagnola, divenga sempre più suscettibile agli eventi di mareggiata, risultando più facilmente compromesso anche in conseguenza di fenomeni meteomarinari meno intensi.

Le variazioni volumetriche ottenute per il periodo Febbraio 2009-Settembre 2009 evidenziano come la velocità di recupero della spiaggia al di sopra del livello medio del mare sia completamente diversa per l'area a Nord e quella a Sud della foce del Torrente Bevano, ma anche come, in entrambe le situazioni, il periodo intercorso tra i due rilievi non sia stato un intervallo di tempo sufficiente a consentire al sistema subaereo il pieno recupero del sedimento perduto durante la precedente stagione invernale.

Poiché i più efficaci e, di conseguenza, i più largamente utilizzati (nelle procedure di mappatura adottate nell'ambito del National Flood Insurance Program) indicatori di vulnerabilità dei cordoni dunari risultano essere quelli che tengono conto della geometria del sistema ed in particolare dell'area in sezione trasversale del serbatoio frontale della duna, si raccomanda, sia nel testare la loro performance sia nello sviluppo di nuovi parametri, che il rilievo dei profili abbia un'adeguata estensione verso terra in modo da rappresentare con sufficiente dettaglio anche le condizioni del retroduna. Risulta inoltre estremamente importante poter disporre di rilievi post-storm effettuati entro un breve intervallo di tempo dall'impatto delle mareggiate sul tratto costiero oggetto di studio per poter cogliere pienamente l'effettiva risposta dell'intero sistema spiaggia-duna, evitando le alterazioni indotte dall'accumulo di effetti successivi agli eventi di tempesta, e per poter identificare i fattori che sembrano avere un ruolo di rilievo nei processi erosivi.

Bibliografia

- AA.VV. (2005). *Multi-disciplinary Assessment of Subsidence Phenomena in the Ravenna Area*. Proceedings of the Seventh International Symposium on Land Subsidence, Shanghai, China, 23-28 October 2005. Land Subsidence - Special Volume (Barends et al., eds), Millpress, Rotterdam, The Netherlands.
- Albertazzi, C., Archetti, R., Armaroli, C., Ceroni, M., Ciavola, P., Lamberti, A., Medri, S. (2005). *Monitoraggio video di processi costieri in supporto alla gestione della costa: il progetto CoastView*. AIOM – Bollettino n. 32 – aprile 2005, 5-11.
- Almeida, L.P., Vousdoukas, M.V., Ferreira, Ó., Rodrigues, B.A., Matias, A. (2011). *Thresholds for storm impacts on an exposed sandy coastal area in southern Portugal*. *Geomorphology* (in press), <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.04.047>.
- APAT - Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici (2006). *Aggiornamenti sulle osservazioni dei livelli di marea a Venezia*. Rapporto 69/2006.
- Archetti, R. (2009). *Quantifying the evolution of a beach protected by low crested structures using video monitoring*. *Journal of Coastal Research*, 25(4), 884-899.
- Archetti, R. and Romagnoli, C. (2011). *Analysis of the effects of different storm events on shoreline dynamics of an artificially embayed beach*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1449-1463.
- Armaroli, C., Ciavola, P. (2011a). *Dynamics of a nearshore bar system in the northern Adriatic: A video-based morphological classification*. *Geomorphology*, 126, 201-216.
- Armaroli, C., Ciavola, P., Caleffi, S., Gardelli, M. (2006). *Morphodynamics of nearshore rhythmic forms: an energy-based classification*. Proceedings of 30th Conference on Coastal Engineering, San Diego, USA, World Scientific, 4009-4021.
- Armaroli, C., Ciavola, P., Perini, L., Calabrese, L., Lorito, S., Valentini, A., Masina, M. (2011b). *Critical storm thresholds for significant morphological changes and damage along the Emilia-Romagna coastline, Italy*. *Geomorphology* (in press), <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.09.006>.
- Balouin, Y., Ciavola, P., Armaroli, C. (2006). *Sediment transport pattern and coastal evolution at Lido di Dante beach, Adriatic Sea*. Proceedings of Coastal Dynamics 2005, ASCE, New York, USA, ISBN 0-7844-0855-6.
- Balouin, Y., Ciavola, P. and Michel, D. (2004). *Support of subtidal tracer studies to quantify*

- the complex morphodynamics of a river outlet: the Bevano, NE Italy*. Journal of Coastal Research, SI 39, Proceedings of the 8th International Coastal Symposium, Itajaí, SC, Brazil, 602-606.
- Barends, F.B.J., Steedman, R.S., Schroot B.M. (2005a). *Environmental effects of land subsidence induced by gas withdrawal along the Ravenna coast; Part I: Available information*. Proceedings of the Seventh International Symposium on Land Subsidence, Shanghai, China, 23-28 October 2005. Land Subsidence - Special Volume (Barends et al., eds), Millpress, Rotterdam, The Netherlands, 137-152.
- Barends, F.B.J., Steedman, R.S., De Groot, M.B., Knoeff, H.G., Bijker, R. (2005b). *Environmental effects of land subsidence induced by gas withdrawal along the Ravenna coast; Part II: Environmental Impact*. Proceedings of the Seventh International Symposium on Land Subsidence, Shanghai, China, 23-28 October 2005. Land Subsidence - Special Volume (Barends et al., eds), Millpress, Rotterdam, The Netherlands, 153-171.
- Bell, C., Vassie, J.M. and Woodworth, P.L. (1999). *POL/PSMSL Tidal Analysis Software Kit 2000 (TASK-2000)*. Permanent Service for Mean Sea Level, CCMS Proudman Oceanographic Laboratory, Bidston Observatory, Birkenhead, UK.
- Bertotti, L., Cavaleri, L. and Tesaro, N. (1996). *Long term wave hindcast in the Adriatic Sea*. Il Nuovo Cimento, Vol. 19 C, N. 1, 91-108.
- Billi, P., Ciavola, P., Boettger, C., Salemi, E., Preciso, E. (2007). *Trasporto solido dei Fiumi Uniti e dinamica della zona di foce*. In: Terzo Forum Nazionale, Pianificazione e tutela del territorio costiero: questioni, metodi, esperienze a confronto. A cura di Ferrucci E.M., Maggioli Editore, vol. 127, 333-361.
- Boccotti, P. (1997). *Idraulica Marittima*. UTET, Torino.
- Bondesan, M., Castiglioni, G.B., Elmi, C., Gabbianelli, G., Marocco, R., Pirazzoli, P.A. and Tomasin, A. (1995). *Coastal areas at risk from storm surges and sea-level rise in northeastern Italy*. Journal of Coastal Research, 11(4), 1354-1379.
- Buishand, T.A. and Demaré, G.R. (1990). *Estimation of the annual maximum distribution from samples of maxima in separate seasons*. Stochastic Hydrology and Hydraulics, 4(2), 89-103.
- Butler, A., Heffernan, J.E., Tawn, J.A., Flather, R.A., Horsburgh, K.J. (2007). *Extreme value analysis of decadal variations in storm surge elevations*. Journal of Marine Systems, 67, 189-200.
- Caballeria, M., Coco, G., Falqués, A. and Huntley, D.A. (2002). *Self-organization*

- mechanisms for the formation of nearshore crescentic and transverse sand bars*. Journal of Fluid Mechanics, 465, 379-410.
- Caldwell, P. (1998). *Sea Level Data Processing On IBM-PC Compatible Computers Version 3.0 (Year 2000 Compliant)*. JIMAR Contribution No. 98-319. Joint Archive for Sea Level of the National Oceanographic Data Center and University of Hawaii Sea Level Center. December 28, 1998.
- Camuffo, D. (1993). *Analysis of the Sea Surges at Venice from A.D. 782 to 1990*. Theoretical and Applied Climatology, 47, 1-14.
- Canestrelli, P., Mandich, M., Pirazzoli, P.A., Tomasin, A. (2001). *Venti, depressioni e sesse: perturbazioni delle maree a Venezia (1951 - 2000)*. Città di Venezia, Centro Previsioni e Segnalazioni Maree.
- Carter, D.J.T. and Challenor, P.G. (1981). *Estimating return values of environmental parameters*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 107, 259-266.
- Cerovečki, I., Orlić, M. and Hendershott, M.C. (1997). *Adriatic seiche decay and energy loss to the Mediterranean*. Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 44(12), 2007-2029.
- Cherubini, U., Luciano, E. and Vecchiato, W. (2004). *Copula Methods in Finance*. Wiley Finance Series. John Wiley & Sons, Chichester, England.
- Ciavola, P. (2009). *Il monitoraggio con rilievi ad alta precisione*. In: Foce Bevano: l'area naturale protetta e l'intervento di salvaguardia. A cura di Marasmi C. Regione Emilia-Romagna, Assessorato alla Sicurezza Territoriale, Difesa del Suolo e della Costa, Protezione Civile, 41-43.
- Ciavola, P. e Armaroli, C. (2010). *Evoluzione recente del sistema dunale di Lido di Dante-Foce Bevano (Ravenna): fattori naturali ed impatto antropico*. Studi costieri, 17, 19-37.
- Ciavola, P., Armaroli, C., Chiggiato, J., Valentini, A., Deserti, M., Perini, L. and Luciani, P. (2007). *Impact of storms along the coastline of Emilia-Romagna: the morphological signature on the Ravenna coastline (Italy)*. Journal of Coastal Research, SI 50, Proceedings of the 9th International Coastal Symposium, Gold Coast, Australia, 540-544.
- Ciavola, P., Billi, P., Armaroli, C., Preciso, E., Salemi, E., Balouin, Y. (2005). *Valutazione della morfodinamica di foce del Torrente Bevano (RA): il ruolo del trasporto solido di fondo*. Geologia Tecnica & Ambientale, 2005/1, 41-57.
- Ciavola, P., Ferreira, O., Haerens, P., Van Koningsveld, M., Armaroli, C., Lequeux, Q. (2011). *Storm impacts along European coastlines. Part 1: The joint effort of the MICORE and ConHaz Projects*. Environmental Science & Policy, 14(7), 912-923.

- Ciavola, P., Perini, L., Luciani, P., Armaroli, C. (2006). *Il rilievo Lidar della costa dell'Emilia-Romagna: uno strumento per la valutazione dell'impatto delle mareggiate sulle zone costiere e per la caratterizzazione della morfodinamica delle spiagge*. Hydrogeo, Febbraio 2006, 18-25.
- Coleman, T.F., Li, Y. (1994). *On the convergence of interior-reflective Newton methods for nonlinear minimization subject to bounds*. Mathematical Programming, 67, 189-224.
- Coles, S. (2001). *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer Series in Statistics. Springer-Verlag, London, Great Britain.
- Corsini, S., Inghilesi, R., Franco, L. e Piscopia, R. (2004). *Atlante delle onde nei mari italiani - Italian Wave Atlas*. Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici (APAT) e Università degli Studi di Roma Tre.
- Dally, W.R., Dean, R.G., and Dalrymple, R.A. (1984). *A Model for Breaker Decay on Beaches*. Proceedings of 19th Conference on Coastal Engineering, Houston, Texas, ASCE, New York, 82-98.
- Dally, W.R., Dean, R.G. and Dalrymple, R.A. (1985). *Wave Height Variation Across Beaches of Arbitrary Profile*. Journal of Geophysical Research, Vol. 90, No. C6, 11917-11927.
- Davidson, M., Van Koningsveld, M., de Kruif, A., Rawson, J., Holman, R., Lamberti, A., Medina, R., Kroon, A., Aarninkhof, S. (2007). *The CoastView project: Developing video-derived Coastal State Indicators in support of coastal zone management*. Coastal Engineering, 54(6-7), 463-475.
- De Matteis, R. (2001). *Fitting copulas to data*. Tesi di laurea. Institute of Mathematics of the University of Zurich.
- De Michele, C., Salvadori, G., Passoni, G., Vezzoli, R. (2007). *A multivariate model of sea storms using copulas*. Coastal Engineering, 54, 734-751.
- Dean, R.G. (1977). *Equilibrium Beach Profiles: U.S. Atlantic and Gulf Coasts*. Department of Civil Engineering, Ocean Engineering Report No. 12, University of Delaware, Newark, DE.
- Dean, R.G. and Dalrymple, R.A. (2002). *Coastal Processes with Engineering Applications*. Cambridge University Press.
- Decouttere, C., De Backer, K., Monbaliu, J. and Berlamont, J. (1998). *Wave refraction in the Upper Adriatic Sea*. In: CENAS, Coastline Evolution of the Upper Adriatic Sea Due to Sea Level Rise and Natural and Anthropogenic Land Subsidence, Gambolati G. ed., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, Water Science and

Technology Library No. 28, 169-183.

- Del Río, L., Plomaritis, T.A., Benavente, J., Valladares, M., Ribera, P. (2011). *Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cádiz coast*. *Geomorphology* (in press), <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.04.048>.
- den Heijer, C., Baart, F., van Koningsveld, M. (2011). *Assessment of dune failure along the Dutch coast using a fully probabilistic approach*. *Geomorphology* (in press), <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.09.010>.
- Dolan, R. and Davis, R.E. (1992). *An intensity scale for Atlantic Coast northeast storms*. *Journal of Coastal Research*, 8(4), 840-853.
- Dorigo, L. (1961). *Le osservazioni mareografiche in laguna di Venezia*. Rapporti preliminari della Commissione di studio dei provvedimenti per la conservazione e difesa della laguna e della città di Venezia, vol. I. Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Venezia, 11-38.
- Edelman, T. (1968). *Dune erosion during storm conditions*. Proceedings of 11th Conference on Coastal Engineering, London, England, ASCE, New York, 719-722.
- Edelman, T. (1972). *Dune erosion during storm conditions*. Proceedings of 13th Conference on Coastal Engineering, Vancouver, Canada, ASCE, New York, 1305-1311.
- Engle, R.F. (1982). *Autoregressive Conditional Heteroscedasticity with Estimates of the Variance of United Kingdom Inflation*. *Econometrica*, Vol. 50, No. 4, 987-1007.
- Esteves, L.S., Brown, J.M., Williams, J.J., Lymbery, G. (2011). *Quantifying thresholds for significant dune erosion along the Sefton Coast, Northwest England*. *Geomorphology* (in press), <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.02.029>.
- FEMA (Federal Emergency Management Agency) (2003). *Guidelines and Specifications for Flood Hazard Mapping Partners. Appendix D: Guidance for Coastal Flooding Analyses and Mapping*. April 2003.
- FEMA (Federal Emergency Management Agency) (2005). *National Flood Insurance Program. Flood Insurance Manual*. May 2005.
- FEMA (Federal Emergency Management Agency) (2011). *Coastal Construction Manual. Principles and Practices of Planning, Siting, Designing, Constructing, and Maintaining Residential Buildings in Coastal Areas (Fourth Edition)*. FEMA P-55, Volume I, August 2011.
- Ferla, M., Cordella, M., Michielli, L., Rusconi, A. (2007). *Long-term variations on sea level and tidal regime in the lagoon of Venice*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 75, 214-222.
- Ferraro, S. e Crisciani F. (2001). *La mareografia a Trieste: aspetti scientifici e storici*. CNR -

Istituto Talassografico di Trieste.

- Ferreira, Ó. (2006). *The role of storm groups in the erosion of sandy coasts*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1058-1060.
- Foreman, M.G.G. (1977). *Manual for tidal heights analysis and prediction*. Pacific Marine Science Report 77-10, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Victoria, B.C. (Revised July 1996).
- Furmańczyk, K.K., Dudzińska-Nowak, J., Furmańczyk, K.A., Paplińska-Swempel, B., Brzezowska, N. (2011). *Critical storm thresholds for the generation of significant dune erosion at Dziwnow Spit, Poland*. *Geomorphology* (in press), <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.09.007>.
- Gabbianelli, G. (2009). *L'area protetta di Foce Bevano*. In: Foce Bevano: l'area naturale protetta e l'intervento di salvaguardia. A cura di Marasmi C. Regione Emilia-Romagna, Assessorato alla Sicurezza Territoriale, Difesa del Suolo e della Costa, Protezione Civile, 8-9.
- Gambolati, G. and Teatini, P. (1998). *Numerical Analysis of Land Subsidence due to Natural Compaction of the Upper Adriatic Sea Basin*. In: CENAS, Coastline Evolution of the Upper Adriatic Sea Due to Sea Level Rise and Natural and Anthropogenic Land Subsidence, Gambolati G. ed., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, Water Science and Technology Library No. 28, 103-131.
- García, M.J., Pérez Gómez, B., Raicich, F., Rickards, L., Bradshaw, E., Plag, H.-P., Zhang, X., Bye, B.L. and Isaksen E. (2007). *European Sea Level Monitoring: Implementation of ESEAS Quality Control*. In: Dynamic Planet: Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools; IAG Symposium, Cairns, Australia, 22-26 August 2005; Tregoning P., Rizos C. (eds.). International Association of Geodesy Symposia, Volume 130, Springer, Berlin, 67-70.
- Gardelli, M., Caleffi, S. e Ciavola, P. (2007). *Evoluzione morfodinamica della foce del Torrente Bevano*. *Studi costieri*, 13, 53-74.
- Gencarelli, R., Tomasicchio, G.R., Kobayashi, N. and Johnson, B.D. (2008). *Beach profile evolution and dune erosion due to the impact of Hurricane Isabel*. Proceedings of 31th Conference on Coastal Engineering, Hamburg, Germany, World Scientific, Singapore, 1697- 1709.
- Genest, C. and Favre, A.-C. (2007). *Everything You Always Wanted to Know about Copula Modeling but Were Afraid to Ask*. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 12, No. 4, 347-368.

- Genest, C. and Rivest, L.-P. (1993). *Statistical Inference Procedures for Bivariate Archimedean Copulas*. Journal of the American Statistical Association, Vol. 88, No. 423, 1034-1043.
- Gervais, M., Balouin, Y., Belon, R. (2011). *Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France*. Geomorphology (in press), <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.07.035>.
- Grimaldi, S., Serinaldi, F. (2003). *Analisi statistiche bivariate di serie idrologiche*. Quaderni di Statistica, Vol. 5, 1-22.
- Gumbel, E.J. (1958). *Statistics of Extremes*. Columbia University Press, New York.
- Guza, R.T. and Thornton, E.B. (1980). *Local and shoaled comparisons of sea surface elevations, pressures and velocities*. Journal of Geophysical Research, 85(C3), 1524-1530.
- Guza, R.T. and Thornton, E.B. (1981). *Wave set-up on a natural beach*. Journal of Geophysical Research, 86(C5), 4133-4137.
- Guza, R.T. and Thornton, E.B. (1982). *Swash oscillations on a natural beach*. Journal of Geophysical Research, 87(C1), 483-491.
- Guzzetti, F., Cipolla, F., Lolli, O., Pagliacci, S., Sebastiani, C. and Tonelli, G. (2002). *Information system on historical landslides and floods in Italy*. Urban Hazards Forum. January 22-24, 2002. John Jay College, CUNY, New York.
- Haigh, I.D., Nicholls, R., Wells N. (2010). *A comparison of the main methods for estimating probabilities of extreme still water levels*. Coastal Engineering, 57, 838-849.
- Hallermeier, R.J. and Rhodes, P.E. (1988). *Generic treatment of dune erosion for 100-year event*. Proceedings of 21st Conference on Coastal Engineering, Torremolinos, Spain, ASCE, New York, 1197-1211.
- Hareide, D., Hodnesdal, H., Tørresen, T. and Østebøvik, T.E.H. (2006). *Float Gauges in Stilling Wells: Experience in Norway*. In: Manual on Sea Level Measurement and Interpretation. Volume IV: An Update to 2006. IOC Manuals and Guides No. 14, vol. IV (eds. Aarup, T., Merrifield, M., Pérez, B., Vassie, I. and Woodworth, P.). Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Paris, France, 58-60.
- Harley, M., Armaroli, C. and Ciavola, P. (2011). *Evaluation of XBeach predictions for a real-time warning system in Emilia-Romagna, Northern Italy*. Journal of Coastal Research, SI 64, Proceedings of the 11th International Coastal Symposium, Szczecin, Poland, 1861-1865.
- Holman, R.A. (1986). *Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach*. Coastal

- Engineering, 9(6), 527-544.
- Horsburgh, K.J. and Wilson, C. (2007). *Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea*. Journal of Geophysical Research, vol. 112, C08003, doi:10.1029/2006JC004033.
- Houser, C. and Hamilton, S. (2009). *Sensitivity of post-hurricane beach and dune recovery to event frequency*. Earth Surface Processes and Landforms, 34, 613-628.
- Houtenbos, A.P.E.M., Hounjet, M.W.A. and Barends, F.B.J. (2005). *Subsidence from geodetic measurements in the Ravenna area*. Proceedings of the Seventh International Symposium on Land Subsidence, Shanghai, China, 23-28 October 2005. Land Subsidence - Special Volume (Barends et al., eds), Millpress, Rotterdam, The Netherlands, 79-99.
- Hughes, S.A. (1981). *Beach and dune erosion during severe storms*. Ph.D. thesis. University of Florida.
- Idroser (1981). *Piano progettuale per la difesa della costa adriatica emiliano-romagnola*. Regione Emilia-Romagna - Idroser, Bologna.
- Idroser (1996). *Progetto di Piano per la Difesa dal Mare e la Riqualificazione Ambientale del litorale della Regione Emilia-Romagna. Relazione generale*. Regione Emilia-Romagna - Idroser, Bologna.
- Jenkinson, A.F. (1955). *The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 81(348), 158-171.
- Jiménez, J.A., Sallenger, A.H. and Fauver, L. (2006). *Sediment transport and barrier island changes during massive overwash events*. Proceedings of 30th Conference on Coastal Engineering, San Diego, California, USA, World Scientific, 2870-2879.
- Jiménez, J.A., Sancho-García, A., Bosom, E., Valdemoro, H.I., Guillén, J. (2011). *Storm-induced damages along the Catalan coast (NW Mediterranean) during the period 1958–2008*. Geomorphology (in press), <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.07.034>.
- Joe, H. (1997). *Multivariate Models and Dependence Concepts*. Monographs on Statistics and Applied Probability, vol. 73. Chapman & Hall, London, UK.
- Judge, E.K., Overton, M.F. and Fisher, J.S. (2003). *Vulnerability Indicators for Coastal Dunes*. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, 129(6), 270-278.
- Katz, R.W., Parlange, M.B., Naveau, P. (2002). *Statistics of extremes in hydrology*. Advances in Water Resources, 25, 1287-1304.
- Kobayashi, N., Agarwal, A. and Johnson, B.D. (2007). *Longshore Current and Sediment*

- Transport on Beaches*. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, 133(4), 296-304.
- Kobayashi, N., Buck, M., Payo, A. and Johnson, B.D. (2009). *Berm and Dune Erosion during a Storm*. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, 135(1), 1-10.
- Komar, P.D., Marra, J.J. and Allan, J.C. (2002). *Coastal-erosion processes and assessments of setback distances*. Proceedings of Solutions to Coastal Disasters '02, February 24-27, 2002, San Diego, California, USA, ASCE, Reston, Virginia, 808-822.
- Komar, P.D., McDougal, W.G., Marra, J.J. and Ruggiero, P. (1999). *The Rational Analysis of Setback Distances: Applications to the Oregon Coast*. Shore & Beach, Vol. 67, No. 1, 41-49.
- Kriebel, D., Dalrymple, R., Pratt, A. and Sakovich, V. (1997). *A Shoreline Risk Index for Northeasters*. Proceedings of International Conference on Natural Disaster Reduction, Washington, D.C., December 3-5, 1996, ASCE, New York, 251-252.
- Kriebel, D.L. and Dean, R.G. (1985). *Numerical simulation of time-dependent beach and dune erosion*. Coastal Engineering, 9(3), 221-245.
- Lamberti, A., Archetti, R., Kramer, M., Paphitis, D., Mosso, C., Di Risio, M. (2005a). *European experience of low crested structures for coastal management*. Coastal Engineering, 52, 841-866.
- Lamberti, A. and Masina, M. (2011). *Seasonal statistics of highest sea levels along the northwestern Adriatic coast*. Abstract submitted for European Geosciences Union – General Assembly 2012, Vienna, Austria.
- Lamberti, A., Zanuttigh, B. (2005b). *An integrated approach to beach management in Lido di Dante, Italy*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 62, 441-451.
- Lamberti, P. and Pilati, S. (1985). *Probability distributions of annual maxima of seasonal hydrological variables*. Hydrological Sciences Journal, 30(1), 111-135.
- Larson, M. and Kraus, N.C. (1989). *SBEACH: Numerical model for simulating storm-induced beach change; Report 1, Empirical foundation and model development*. Technical Report CERC-89-9, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.
- Larson, M., Kraus, N.C. and Byrnes, M.R. (1990). *SBEACH: Numerical model for simulating storm-induced beach change; Report 2, Numerical formulation and model tests*. Technical Report CERC-89-9, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.
- Leatherman, S.P. (1979). *Beach and dune interactions during storm conditions*. Quarterly

- Journal of Engineering Geology, Vol. 12, 281-290.
- Lee, G., Nicholls, R.J., Birkemeier, W.A. (1998). *Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981-1991*. Marine Geology, 148, 163-177.
- Lee, J.-C., Park, K.-S., Kwon, J.-I. and Kim, S.-I. (2009). *Storm Surge Calculations Using Sea Level Data*. Marine Geodesy, 32, 108-117.
- Lionello, P. (2005). *Extreme storm surges in the Gulf of Venice: present and future climate*. In: *Flooding and Environmental Challenges for Venice and its Lagoon: State of Knowledge*, Fletcher C.A. and Spencer T. eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 59-69.
- Lionello, P., Galati, M.B., Elvini, E. (2010). *Extreme storm surge and wind wave climate scenario simulations at the Venetian littoral*. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, in press, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2010.04.001>.
- Ljung, G.M. and Box, G.E.P. (1978). *On a measure of lack of fit in time series models*. Biometrika, 65(2), 297-303.
- Marcos, M., Tsimplis, M.N. and Shaw, A.G.P. (2009). *Sea level extremes in southern Europe*. Journal of Geophysical Research, vol. 114, C01007, doi:10.1029/2008JC004912.
- Masina, M. (2007). *Vulnerabilità da ingressione marina in condizioni di mareggiata lungo la costa centro-meridionale dell'Emilia-Romagna*. Tesi di laurea. Università degli Studi di Ferrara.
- Masina, M. e Ciavola, P. (2011). *Analisi dei livelli marini estremi e delle acque alte lungo il litorale ravennate*. Studi costieri, 18, 87-101.
- Mazelle, E. (1896). *Alta marea nella rada di Trieste*. Bollettino della Società Adriatica di Scienze Naturali, Volume XVII, 1-8.
- Méndez, F.J., Menéndez, M., Luceño, A., Losada, I.J. (2007). *Analyzing Monthly Extreme Sea Levels with a Time-Dependent GEV Model*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 24(5), 894-911.
- Mendoza, E.T. and Jiménez, J.A. (2004). *Factors controlling vulnerability to storm impacts along the Catalanian coast*. Proceedings of 29th Conference on Coastal Engineering, Lisbon, Portugal, World Scientific, 3087-3099.
- Mendoza, E.T. and Jiménez, J.A. (2006). *Storm-induced beach erosion potential on the Catalanian Coast*. Journal of Coastal Research, SI 48, Proceedings of the 3rd Spanish Conference on Coastal Geomorphology, Las Palmas de Gran Canaria, Spain, 81-88.
- Menéndez, M., Méndez, F.J., Izaguirre, C., Luceño, A., Losada, I.J. (2009). *The influence of*

- seasonality on estimating return values of significant wave height*. Coastal Engineering, 56(3), 211-219.
- Miccoli, C., Ceroni, M., Castelli, M., Malavolta, E., Marasmi, C. (2009a). *Il progetto di riqualificazione funzionale nel tratto costiero in corrispondenza di foce Bevano*. In: Foce Bevano: l'area naturale protetta e l'intervento di salvaguardia. A cura di Marasmi C. Regione Emilia-Romagna, Assessorato alla Sicurezza Territoriale, Difesa del Suolo e della Costa, Protezione Civile, 19-22.
- Miccoli, C., Ceroni, M., Castelli, M., Malavolta, E., Marasmi, C. (2009b). *La manutenzione dell'intervento di sistemazione della foce*. In: Foce Bevano: l'area naturale protetta e l'intervento di salvaguardia. A cura di Marasmi C. Regione Emilia-Romagna, Assessorato alla Sicurezza Territoriale, Difesa del Suolo e della Costa, Protezione Civile, 48-49.
- Mínguez, R., Méndez, F.J., Izaguirre, C., Menéndez, M., Losada, I.J. (2010). *Pseudo-optimal parameter selection of non-stationary generalized extreme value models for environmental variables*. Environmental Modelling & Software, 25, 1592-1607.
- Montanari, R. (2009). *Le problematiche idrauliche e ambientali*. In: Foce Bevano: l'area naturale protetta e l'intervento di salvaguardia. A cura di Marasmi C. Regione Emilia-Romagna, Assessorato alla Sicurezza Territoriale, Difesa del Suolo e della Costa, Protezione Civile, 15-16.
- Morelli, M. (1998). *Collection and analysis of historical data on shoreline evolution at the sites of Ravenna, Cesenatico and Rimini*. In: CENAS, Coastline Evolution of the Upper Adriatic Sea Due to Sea Level Rise and Natural and Anthropogenic Land Subsidence, Gambolati G. ed., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, Water Science and Technology Library No. 28, 57-75.
- Morton, R.A. (2002). *Factors controlling storm impacts on coastal barriers and beaches – a preliminary basis for near real-time forecasting*. Journal of Coastal Research, 18(3), 486-501.
- Morton, R.A. and Sallenger Jr., A.H. (2003). *Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers*. Journal of Coastal Research, 19(3), 560-573.
- Mosetti, F. (1969). *Le variazioni relative del livello marino nell'Adriatico dal 1896 al 1967 e il problema dello sprofondamento di Venezia*. Bollettino di Geofisica teorica ed applicata, XI, 43-44, 243-254.
- Mosetti, F. (1987). *Distribuzione delle maree nei mari italiani*. Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata, Vol. V, N. 1, 65-72.
- Murray, M.T. (1964). *A general method for the analysis of hourly heights of the tide*.

- International Hydrographic Review, 41(2), 91-101.
- National Data Buoy Center (2003). *Handbook of Automated Data Quality Control Checks and Procedures of the National Data Buoy Center*. NDBC Technical Document 03-02. U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Data Buoy Center. Mississippi, USA.
- Nelsen, R.B. (1999). *An Introduction to Copulas*. Second Edition. Springer Series in Statistics. Springer, New York, USA.
- Padoan, G. e Dorigo, L. (1963). *Qualche considerazione su livelli marini eccezionali misurati a Punta della Salute - Venezia - e sulle variazioni altimetriche subite da quel mareografo*. Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti. Atti del Simposio Internazionale sul tema "Influenze meteorologiche e oceanografiche sulle variazioni del livello marino", Venezia, 5-6 Ottobre 1962, 89-100.
- Parker, W.R. (1974). *Sand Transport and Coastal Stability, Lancashire, U.K.* Proceedings of 14th Conference on Coastal Engineering, Copenhagen, Denmark, ASCE, New York, 828-850.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S. (2002). *Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE*. Computers & Geosciences, 28, 929-937.
- Perini, L. e Calabrese, L. (2010). *Le dune costiere dell'Emilia-Romagna: strumenti di analisi, cartografia ed evoluzione*. Studi costieri, 17, 71-84.
- Perini, L., Calabrese, L., Cibin, U., Lorito, S., Luciani, P. (2007). *Il Sistema Informativo della Costa e i prodotti cartografici di supporto agli studi e alle strategie di difesa*. In: Terzo Forum Nazionale, Pianificazione e tutela del territorio costiero: questioni, metodi, esperienze a confronto. A cura di Ferrucci E.M., Maggioli Editore, vol. 127, 71-87.
- Perini, L., Calabrese, L., Deserti, M., Valentini, A., Ciavola, P., Armaroli, C. (2011). *Le mareggiate e gli impatti sulla costa in Emilia-Romagna 1946-2010*. Università di Ferrara, Regione Emilia-Romagna e Agenzia Regionale Prevenzione e Ambiente dell'Emilia Romagna. I quaderni di ARPA, ARPA Emilia-Romagna, Bologna.
- Perini, L., Luciani, P., Ciavola, P., Armaroli, C., Masina, M. (2010). *Cartografia della vulnerabilità alle mareggiate*. In: Il sistema mare-costa dell'Emilia-Romagna. A cura di: Perini L. e Calabrese L. Pendragon, Bologna, 203-210.
- Pirazzoli, P.A. (1982). *Maree estreme a Venezia (periodo 1872-1981)*. Acqua-Aria, 10, 1023-1039.
- Pirazzoli, P.A. and Tomasin, A. (2002). *Recent evolution of surge-related events in the Northern Adriatic area*. Journal of Coastal Research, 18(3), 537-554.

- Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., Ullmann, A. (2007). *Extreme sea levels in two northern Mediterranean areas*. Méditerranée, 108, 59-68.
- Polli, S. (1955). *Livelli marini estremi registrati nell'Adriatico settentrionale*. Archivio di Oceanografia e Limnologia, Vol. X, N. 1-2, 29-46.
- Prandle, D. and Wolf, J. (1978). *The interaction of surge and tide in the North Sea and River Thames*. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 55(1), 203-216.
- Pranzini, E. (2004). *La forma delle coste: geomorfologia costiera, impatto antropico e difesa dei litorali*. Zanichelli Editore, Bologna.
- Preti, M. (2009). *Stato del litorale emiliano-romagnolo all'anno 2007 e piano decennale di gestione*. I quaderni di ARPA, ARPA Emilia-Romagna, Bologna.
- Pugh, D.T. (1987). *Tides, Surges and Mean Sea-Level*. John Wiley & Sons, Chichester. Reprinted 1996.
- Pugh, D.T. and Vassie, J.M. (1978). *Extreme Sea Levels from Tide and Surge Probability*. Proceedings of 16th Conference on Coastal Engineering, Hamburg, Germany, ASCE, New York, 911-930.
- Pugh, D.T. and Vassie, J.M. (1980). *Applications of the joint probability method for extreme sea level computations*. Proceedings of the Institution of Civil Engineers, Part 2, 69(4), 959-975.
- Pye, K., Blott, S.J. (2008). *Decadal-scale variation in dune erosion and accretion rates: An investigation of the significance of changing storm tide frequency and magnitude on the Sefton coast, UK*. Geomorphology, 102, 652-666.
- Raicich, F. (2003). *Recent evolution of sea-level extremes at Trieste (Northern Adriatic)*. Continental Shelf Research, 23, 225-235.
- Raicich, F. (2007). *A Study of Early Trieste Sea Level Data (1875-1914)*. Journal of Coastal Research, 23(4), 1067-1073.
- Raicich, F., Orlić, M., Vilibić, I. and Malačić, V. (1999). *A case study of the Adriatic seiches (December 1997)*. Il Nuovo Cimento, Vol. 22 C, N. 5, 715-726.
- Rao, C.R. (1973). *Linear Statistical Inference and Its Applications*. Second Edition. Wiley Series in Probability and Mathematical Statistics, Wiley, New York.
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., McCall, R., Lescinski, J. (2009). *Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands*. Coastal Engineering, 56, 1133-1152.
- Rosati, J.D., Wise, R.A., Kraus, N.C. and Larson, M. (1993). *SBEACH: Numerical model for simulating storm-induced beach change; Report 3: User's Manual*. Instruction Report

- CERC-93-2, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.
- Rossi, F.C. (1887). *Il comune marino di Venezia*. In: L'ingegneria a Venezia nell'ultimo ventennio, Naratovich, Venezia, 42-48.
- Ruggiero, P., Komar, P.D., McDougal, W.G. and Beach, R.A. (1996). *Extreme water levels, wave runup and coastal erosion*. Proceedings of 25th Conference on Coastal Engineering, Orlando, Florida, ASCE, New York, 2793-2805.
- Ruggiero, P., Komar, P.D., McDougal, W.G., Marra, J.J. and Beach, R.A. (2001). *Wave Runup, Extreme Water Levels and the Erosion of Properties Backing Beaches*. Journal of Coastal Research, 17(2), 407-419.
- Rusconi, A. (1983). *Il COMUNE MARINO a Venezia, ricerche e ipotesi sulle sue variazioni altimetriche e sui fenomeni naturali che le determinano*. Pubblicazione n. 157. Ministero dei Lavori Pubblici. Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque Venezia.
- Saffir, H.S. (1977). *Design and construction requirements for hurricane resistant construction*. American Society of Civil Engineers, New York, Preprint Number 2830.
- Sallenger, A.H., Jr. (2000). *Storm Impact Scale for Barrier Islands*. Journal of Coastal Research, 16(3), 890-895.
- Salvadori, G., De Michele, C., Kottegoda, N.T. and Rosso, R. (2007). *Extremes in Nature: An Approach Using Copulas*. Volume 56 of Water Science and Technology Library. Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Salvioni, G. (1957). *I movimenti del suolo nell'Italia centro-settentrionale. Dati preliminari dedotti dalla comparazione di livellazioni*. Bollettino di Geodesia e Scienze Affini, XVI, 3, 325-366.
- Sedrati, M., Ciavola, P. and Armaroli, C. (2011). *Morphodynamic evolution of a microtidal barrier, the role of overwash: Bevano, Northern Adriatic Sea*. Journal of Coastal Research, SI 64, Proceedings of the 11th International Coastal Symposium, Szczecin, Poland, 696-700.
- Shand, R.D. (2007). *Bar splitting: system attributes and sediment budget implications for a net offshore migrating bar system*. Journal of Coastal Research, SI 50, Proceedings of the 9th International Coastal Symposium, Gold Coast, Australia, 721-730.
- Shiau, J.T. (2006). *Fitting Drought Duration and Severity with Two-Dimensional Copulas*. Water Resources Management, 20, 795-815.
- Short, A.D. and Hesp, P.A. (1982). *Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia*. Marine Geology, 48, 259-284.

- Simeoni, U., Valpreda, E. and Corbau, C. (2010). *A National Database on Coastal Dunes: Emilia-Romagna and Southern Veneto Littorals (Italy)*. In: Coastal and Marine Geospatial Technologies, Coastal Systems and Continental Margins, D.R. Green (ed.), Springer, Volume 13, 1, 87-96.
- Simpson, R.H. (1971). *A proposed scale for ranking hurricanes by intensity*. Minutes of the Eighth NOAA, NWS Hurricane Conference, Miami, Florida.
- Smith, R.L. (1985). *Maximum likelihood estimation in a class of nonregular cases*. Biometrika, 72(1), 67-90.
- Smith, R.L. (1986). *Extreme value theory based on the r largest annual events*. Journal of Hydrology, 86, 27-43.
- Smith, R.L. (2001). *Environmental Statistics*. Department of Statistics, University of North Carolina, NC, USA. Web reference: <http://www.stat.unc.edu/postscript/rs/envnotes.ps>. Version 5.0, 9 July 2001.
- Snamprogetti (1984). *Porto Corsini – Ravenna: le condizioni estreme del livello del mare*.
- Speranza, M., Ferroni, L., Pritoni, G. (2009). *L'intervento di vegetalizzazione della duna*. In: Foce Bevano: l'area naturale protetta e l'intervento di salvaguardia. A cura di Marasmi C. Regione Emilia-Romagna, Assessorato alla Sicurezza Territoriale, Difesa del Suolo e della Costa, Protezione Civile, 26-28.
- Stedinger, J.R., Vogel, R.M., Foufoula-Georgiou, E. (1993). *Frequency analysis of extreme events*. In: Handbook of hydrology, Maidment D.R. ed., McGraw-Hill, New York, Chapter 18.
- Steezel, H.J. (1993). *Cross-shore Transport during Storm Surges*. Ph.D. thesis. Delft University of Technology. Delft Hydraulics Communication No. 476.
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger Jr., A.H. (2006). *Empirical parameterization of setup, swash, and runup*. Coastal Engineering, 53, 573-588.
- Stockdon, H.F., Sallenger Jr., A.H., Holman, R.A., Howd, P.A. (2007). *A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes*. Marine Geology, 238, 1-20.
- Tawn, J.A. (1988). *An extreme-value theory model for dependent observations*. Journal of Hydrology, 101, 227-250.
- Tawn, J.A. (1992). *Estimating Probabilities of Extreme Sea-levels*. Journal of the Royal Statistical Society, Series C (Applied Statistics), 41(1), 77-93.
- Tawn, J.A. and Vassie J.M. (1989). *Extreme sea levels: the joint probabilities method revisited and revised*. Proceedings of the Institution of Civil Engineers, Part 2, 87(3), 429-442. (Paper 9476, Water Engineering Group).

- Teatini, P., Ferronato, M., Gambolati, G., Bertoni, W., Gonella, M. (2005). *A century of land subsidence in Ravenna, Italy*. Environmental Geology, 47, 831-846.
- Tomasicchio, G.R., Sánchez-Arcilla, A., D'Alessandro, F., Ilic, S., James, M.R., Sancho, F., Fortes, C.J. and Schüttrumpf, H. (2011). *Large-scale experiments on dune erosion processes*. Journal of Hydraulic Research, Volume 49, Supplement 1, 20-30.
- Trifonova, E.V., Valchev, N.N., Andreeva, N.K., Eftimova, P.T. (2011). *Critical storm thresholds for morphological changes in the western Black Sea coastal zone*. Geomorphology (in press), <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.07.036>.
- Trigo, I.F. and Davies, T.D. (2002). *Meteorological conditions associated with sea surges in Venice: a 40 year climatology*. International Journal of Climatology, 22, 787-803.
- Tsimplis, M.N. and Blackman, D. (1997). *Extreme Sea-level Distribution and Return Periods in the Aegean and Ionian Seas*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 44, 79-89.
- Tsimplis, M.N., Marcos, M., Pérez, B., Challenor, P., Garcia-Fernandez, M.J., Raicich, F. (2009). *On the effect of the sampling frequency of sea level measurements on return period estimate of extremes-Southern European examples*. Continental Shelf Research, 29, 2214-2221.
- UNESCO (1993). *Manual of Quality Control Procedures for Validation of Oceanographic Data*. Prepared by: CEC: DG-XII, MAST and IOC: IODE. Manual and Guides 26, SC-93/WS-19.
- Valentini, A., Delli Passeri, L., Paccagnella, T., Patruno, P., Marsigli, C., Cesari, D., Deserti, M., Chiggiato, J. and Tibaldi, S. (2007). *The sea state forecast system of ARPA-SIM*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 48, 3, 333-349.
- Van de Graaff, J. (1977). *Dune erosion during a storm surge*. Coastal Engineering, 1, 99-134.
- van der Meulen, T. and Gourlay, M.R. (1968). *Beach and dune erosion tests*. Proceedings of 11th Conference on Coastal Engineering, London, England, ASCE, New York, 701-707.
- Van Dongeren, A., Bolle, A., Vousedoukas, M.I., Plomaritis, T., Eftimova, P., Williams, J., Armaroli, C., Idier, D., Van Geer, P., Van Thiel de Vries, J., Haerens, P., Taborda, R., Benavente, J., Trifonova, E., Ciavola, P., Balouin, Y., Roelvink, D. (2009). *MICORE: dune erosion and overwash model validation with data from nine European field sites*. Proceedings of Coastal Dynamics 2009, Tokyo, Japan, Paper No. 82, 1-15.
- van Gent, M.R.A., van Thiel de Vries, J.S.M., Coeveld, E.M., de Vroeg, J.H., van de Graaff, J. (2008). *Large-scale dune erosion tests to study the influence of wave periods*. Coastal Engineering, 55, 1041-1051.

- van Thiel de Vries, J.S.M., van Gent, M.R.A., Walstra, D.J.R., Reniers, A.J.H.M. (2008). *Analysis of dune erosion processes in large-scale flume experiments*. Coastal Engineering, 55, 1028-1040.
- Vellinga, P. (1982). *Beach and dune erosion during storm surges*. Coastal Engineering, 6, 361-387.
- Vellinga, P. (1983). *Predictive Computational Model for Beach and Dune Erosion during Storm Surges*. Proceedings of Coastal Structures '83, ASCE, New York, 806-819.
- Vellinga, P. (1986). *Beach and dune erosion during storm surges*. Ph.D. thesis. Delft University of Technology. Delft Hydraulics Communication No. 372, December 1986.
- Vicinanza, D., Ciavola, P., Biagi, S. (2008). *Progetto sperimentale di iniezione d'acqua in unità geologiche profonde per il controllo della subsidenza costiera: il caso di studio di Lido Adriano (Ravenna)*. Studi costieri, 15, 121-138.
- Vilibić, I. (2000). *A climatological study of the uninodal free oscillation in the Adriatic Sea*. Acta Adriatica, 41(2), 89-102.
- Vilibić, I. (2006). *The role of the fundamental seiche in the Adriatic coastal floods*. Continental Shelf Research, 26, 206-216.
- Wang, P., Kirby, J.H., Haber, J.D., Horwitz, M.H., Knorr, P.O. and Krock, J.R. (2006). *Morphological and sedimentological impacts of Hurricane Ivan and immediate poststorm beach recovery along the northwestern Florida barrier-island coasts*. Journal of Coastal Research, 22(6), 1382-1402.
- Wright, L.D., Short, A.D. (1984). *Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis*. Marine Geology, 56, 93-118.
- Yu, C.S., Decouttere, C. and Berlamont J. (1998). *Storm Surge Simulations in the Adriatic Sea*. In: CENAS, Coastline Evolution of the Upper Adriatic Sea Due to Sea Level Rise and Natural and Anthropogenic Land Subsidence, Gambolati G. ed., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, Water Science and Technology Library No. 28, 207-232.
- Zanutigh, B. (2007). *Numerical modelling of the morphological response induced by low-crested structures in Lido di Dante, Italy*. Coastal Engineering, 54, 31-47.
- Zhang, K., Douglas, B.C., Leatherman, S.P. (2001). *Beach Erosion Potential for Severe Nor'easters*. Journal of Coastal Research, 17(2), 309-321.
- Zhang, K., Whitman, D., Leatherman, S. and Robertson, W. (2005). *Quantification of beach changes caused by Hurricane Floyd along Florida's Atlantic coast using airborne laser surveys*. Journal of Coastal Research, 21(1), 123-134.

**DOTTORATI
DI RICERCA**

Il tuo indirizzo e-mail
marinella.masina@unife.it

Oggetto:
"Dichiarazione di conformità della tesi di Dottorato"

Io sottoscritto Dott. (Cognome e Nome)
Dott. Ing. Masina Marinella

Nato a:
Ferrara

Provincia:
Ferrara

Il giorno:
30/03/1974

Avendo frequentato il Dottorato di Ricerca in:
Scienze della Terra

Ciclo di Dottorato
24

Titolo della tesi (in lingua italiana):
Risposta morfologica della spiaggia compresa tra Lido di Dante e Lido di Classe ad eventi di mareggiata

Titolo della tesi (in lingua inglese):

Tutore: Prof. (Cognome e Nome)
Prof. Ciavola Paolo

Settore Scientifico Disciplinare (S.S.D.)
GEO/04

Parole chiave della tesi (max 10):
livelli, dune, surge, marea (sea levels, dunes, surge, tide)

Consapevole, dichiara
CONSAPEVOLE: (1) del fatto che in caso di dichiarazioni mendaci, oltre alle sanzioni previste dal codice penale e dalle Leggi speciali per l'ipotesi di falsità in atti ed uso di atti falsi, decade fin dall'inizio e senza necessità di alcuna formalità dai benefici conseguenti al provvedimento emanato sulla base di tali dichiarazioni; (2) dell'obbligo per l'Università di provvedere al deposito di legge delle tesi di dottorato al fine di assicurarne la conservazione e la consultabilità da parte di terzi; (3) della procedura adottata dall'Università di Ferrara ove si richiede che la tesi sia consegnata dal dottorando in 4 copie di cui una in formato cartaceo e tre in formato pdf, non modificabile su idonei supporti (CD-ROM, DVD) secondo le istruzioni pubblicate sul sito : <http://www.unife.it/studenti/dottorato> alla voce ESAME FINALE – disposizioni e modulistica; (4) del fatto che l'Università sulla base dei dati forniti, archiverà e renderà consultabile in rete il testo completo della tesi di dottorato di cui alla presente dichiarazione attraverso l'Archivio istituzionale ad accesso aperto "EPRINTS.unife.it" oltre che attraverso i Cataloghi delle Biblioteche Nazionali Centrali di Roma e Firenze.

DICHIARO SOTTO LA MIA RESPONSABILITÀ: (1) che la copia della tesi depositata presso l'Università di Ferrara in formato cartaceo, è del tutto identica a quelle presentate in formato elettronico (CD-ROM, DVD), a quelle da inviare ai Commissari di esame finale e alla copia che produrrà in seduta d'esame finale. Di conseguenza va esclusa qualsiasi

responsabilità dell'Ateneo stesso per quanto riguarda eventuali errori, imprecisioni o omissioni nei contenuti della tesi; (2) di prendere atto che la tesi in formato cartaceo è l'unica alla quale farà riferimento l'Università per rilasciare, a mia richiesta, la dichiarazione di conformità di eventuali copie. PER ACCETTAZIONE DI QUANTO SOPRA RIPORTATO

Dichiarazione per embargo

36 mesi

Richiesta motivata embargo

5. Tutela della proprietà intellettuale

Liberatoria consultazione dati Eprints

Consapevole del fatto che attraverso l'Archivio istituzionale ad accesso aperto "EPRINTS.unife.it" saranno comunque accessibili i metadati relativi alla tesi (titolo, autore, abstract, ecc.)

Firma del dottorando

Ferrara, li 07/02/2012 (data) Firma del Dottorando

Manuello Maxima

Firma del Tutore

Visto: Il Tutore Si approva Firma del Tutore

Roberto Lodi