

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DEL MOLISE



DIPARTIMENTO DI SCIENZE E TECNOLOGIE PER L'AMBIENTE E IL TERRITORIO
PESCHE (IS)

**DOTTORATO DI RICERCA IN
AMBIENTE E TERRITORIO**

S.S.D. GEO/04

**CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA
DEL SETTORE LITORANEO DELLA PIANA DEL
F. SELE (CAMPANIA, ITALIA)
E CONSIDERAZIONI CIRCA LA SUA VULNERABILITÀ COSTIERA**

Dott. Gianluigi DI PAOLA



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DEL MOLISE



DIPARTIMENTO DI SCIENZE E TECNOLOGIE PER L'AMBIENTE E IL TERRITORIO
PESCHE (IS)

DOTTORATO DI RICERCA IN
AMBIENTE E TERRITORIO

“Pianificazione e valutazione delle risorse ambientali e
gestione del territorio”

XXIII CICLO

Tesi di dottorato

CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA
DEL SETTORE LITORANEO DELLA PIANA DEL
F. SELE (CAMPANIA, ITALIA)
E CONSIDERAZIONI CIRCA LA SUA VULNERABILITÀ COSTIERA

TUTOR:

Chiar.mo

Prof. Pietro Patrizio Ciro AUCELLI

CO-TUTOR:

Chiar.mo

Prof. Gerardo PAPPONE

COORDINATORE:

Chiar.mo

Prof. Fluvio CELICO

CANDIDATO:

Dott. Gianluigi DI PAOLA

Anno Accademico 2010/11

INDICE

<i>Riassunto</i>	V
<i>Abstract</i>	XIII
Premessa	1
Capitolo I	
Gestione e salvaguardia dei litorali	5
Introduzione	6
1.1 Evoluzione costiera	8
1.2 Valutazione della natura e dell'entità del rischio in area costiera	11
<i>Box 1: Variazioni eustatiche e cambiamenti climatici</i>	14
1.3 Valutazione della vulnerabilità costiera	21
1.4 Piano legale ed amministrativo sulla sostenibilità e la gestione costiera	23
Capitolo II	
Descrizione della Piana del F Sele: caratteri geografici, geologici e geomorfologici	29
Introduzione	30
2.1 Caratteri geografici	30
2.2 Sintesi della condizione geologica e strutturale della Catena Appenninica	35
2.3 Evoluzione geologica e geomorfologica della Piana del Sele	37
Capitolo III	
Valutazione del regime meteo marino del Golfo di Salerno e implicazioni di esso sull'evoluzione delle spiagge in Piana Sele	47
Introduzione	48
3.1 Effetti del movimento del mare sulle zone rivierasche	48
3.2 Valutazione del Wave Climate per l'unità fisiografica del F. Sele	56
Capitolo IV	
Analisi delle caratteristiche morfo-sedimentarie del sistema spiaggia	71
Introduzione	72
4.1 Materiali e metodi utilizzati	75
<i>Box 2: L'analisi granulometrica</i>	79
4.2 Caratteristiche morfo-sedimentarie dei profili di spiaggia	80
4.3 Effetti del Wave Climate e del Sea Level Rise sui profili di spiaggia	110
4.4 Considerazioni conclusive	113
Capitolo V	
Evoluzione della linea di riva lungo il sistema costiero della Piana del Sele	121
Introduzione	122
5.1 Materiali e metodi utilizzati	122
5.2 Variazione della linea di riva tra il 1200 e il 1809	126
5.3 Variazione della linea di riva negli ultimi 140 anni	128

5.4	Morfologia e morfometria del fondale (batimetria)	134
5.5	Considerazioni conclusive	137
Capitolo VI		
Analisi della vulnerabilità costiera in Piana Sele		139
	Introduzione	140
6.1	L'esperienza dell'USGS per la valutazione della Vulnerabilità Costiera	141
6.2	Applicazione della metodologia Coastal Vulnerability Index in ambiti territoriali ristretti	143
6.3	Vulnerabilità Costiera in Piana Sele	153
6.4	Considerazioni conclusive	159
Conclusioni		163
Monografie Utilizzate		167
Schede Sedimentologiche		177
Bibliografia		201

Alla mia famiglia

*Così tra queste immensità s'annega il pensier mio
e il naufragar m'è dolce in questo mare.*
(Giacomo Leopardi)

Ringraziamenti

Questa tesi è il frutto di tre anni di lavoro e di passione e non poche sono state le persone che Dio mi ha messo al fianco durante questo cammino. Sento di dover ringraziare coloro, che in varie forme mi hanno sostenuto e aiutato durante questi anni. In particolare il Prof. P. Aucelli, il Prof. G. Pappone e la Prof. C. Roskopf per la loro sapiente guida e per quello che mi hanno insegnato durante questi anni e la Dr. I. Alberico e il Prof. G. Rodríguez, senza i quali non avrei potuto realizzare parte del lavoro svolto. Sono grato inoltre a tutti gli amici che mi sono stati vicini durante questo periodo, specie Carmine, Vito, Vittoria, Andrea, Massimo e Vincenzo che hanno sopportato i miei nervosismi e hanno condiviso parte del mio cammino di ricerca, così come non posso non pensare agli ex tesisti Benedetto, Ida e Angela con i quali ho affrontato decine di campagne per il reperimento dati e tante giornate in laboratorio. Un grazie specialissimo va anche a Ettore, Florinda, Patrizia, Augusto, Elena, Salvatore e Virginia sostegni insostituibili, affidabili e fedeli. Sento nel cuore anche di dover esprimere la mia riconoscenza ai miei nuovi ed ex compagni di casa (Richard, Mauro, Alessio, Michele, Davide, Peppe, Daniele e Danilo). Infine un ringraziamento speciale alla mia famiglia, a cui dedico questo lavoro, frutto anche della loro pazienza e fiducia.

RIASSUNTO

Caratterizzazione geologica e geomorfologica del settore litoraneo della Piana del F. Sele (Campania, Italia) e considerazioni circa la sua vulnerabilità costiera

Nel 1990 il Mediterraneo aveva una popolazione costiera pari a 146 milioni e alcuni studiosi, nel 1998, avevano stimato che la popolazione urbana costiera avrebbe potuto aumentare di almeno altri 30 milioni di abitanti entro il 2025 con ulteriori 350 milioni di turisti all'anno (Hinrichsen, 1998). Nel 2005 il *dossier* redatto dall'UEP/MAP (Plan Bleu, 2005) ha ridimensionato tali valori, dimostrando che entro la stessa data saranno 20 milioni le persone che andranno ad aggiungersi alla popolazione residente, così come ulteriori 137 milioni di turisti si uniranno ai 175 milioni già presenti, e particolarmente i litorali. L'analisi di questi dati mostra inoltre che il 75% degli abitanti dei paesi prospicienti il Mediterraneo vive in aree costiere (in Italia il valore è compreso tra il 60 e il 70%). La fascia costiera italiana, che si sviluppa per oltre 7500 km, oltre ad essere caratterizzata da paesaggi di eccezionale valore naturalistico, ospita quindi anche una consistente parte delle risorse economiche nazionali, con importanti centri urbani e industriali, infrastrutture e attività turistiche. Gli scenari descritti, specie dopo i recenti *report* inerenti ai cambiamenti climatici in atto sull'intero globo (IPCC, 2007), hanno posto serie problematiche nella gestione della risorsa costiera e nella valutazione dei possibili rischi associati. Comprendere come la costa è destinata ad evolvere ha assunto perciò un'importanza strategica.

Le ricerche interdisciplinari sviluppatesi nell'ultimo ventennio hanno messo in evidenza come gran parte delle pianure costiere mondiali (e quindi anche italiane) sono soggette al rischio erosione e allagamento per ingressione marina dovuta a fattori naturali (globali e locali) e antropici. Tra questi studi si porta l'attenzione del lettore al progetto VECTOR (Vulnerabilità delle coste e degli ecosistemi marini italiani ai cambiamenti climatici e loro ruolo nei cicli del carbonio mediterraneo), dal quale è nato l'argomento di questa tesi di dottorato.

In questo lavoro è stato analizzato in dettaglio il litorale della Piana del F. Sele (Campania, Italia), contesto estremamente interessante al fine di comprendere l'evoluzione di una costa bassa e sabbiosa con concentrazione di importanti centri abitati (Salerno), aree turistiche imponenti (sito archeologico di Paestum, litorale di Capaccio-Paestum, litorale di Eboli) e condizioni morfologiche tali da rendere l'area suscettibile ai cambiamenti del sistema costiero.

La piana in questione, così come le altre piane campane, ha sperimentato negli ultimi 6 millenni un prevalente *trend* progradazionale ben documentato da più sistemi di cordoni dunali (ad esempio i cordoni di Laura e Sterpina descritti da Brancaccio *et al.*, 1995 in Piana Sele). Le più interne datano circa 6000 anni e marcano la massima ingressione del mare durante l'Olocene. A partire dal XX secolo questo *trend* si è interrotto e molti tratti di costa risultano affetti da un'erosione anche molto marcata. Le cause vanno essenzialmente ricercate nel ridotto apporto sedimentario legato alle sistemazioni idraulico-forestali, ma soprattutto alla realizzazione di numerosi invasi artificiali lungo i principali fiumi alimentatori. La prova di ciò è ben evidenziata dalla trasformazione delle foci fluviali dei principali corsi d'acqua, le quali si sono rapidamente modificate da *fluvial dominated* a *wave dominated*. A questo va aggiunta la forte antropizzazione dei litorali che si è avuta in particolare dopo la seconda guerra mondiale a seguito sia dello sviluppo turistico che di quello urbanistico.

Partendo da tali presupposti l'obiettivo principale del presente lavoro è la determinazione delle caratteristiche morfologiche, sedimentologiche e delle dinamiche evolutive del tratto di costa sabbioso compreso tra le foci dei fiumi Solofrone e Picentino al fine di valutarne lo stato di vulnerabilità costiera.

Una prima fase dello studio è stata dedicata ad un'approfondita ricerca dei dati bibliografici, cartografici e aero-fotogrammetrici inerenti l'area. L'analisi bibliografica ha permesso di individuare i tratti salienti dell'evoluzione geomorfologica, che appare requisito essenziale per la comprensione degli eventi morfogenetici e delle dinamiche recenti della costa. L'analisi cartografica e aero-fotogrammetrica, basata essenzialmente sul reperimento di documenti inerenti l'ultimo secolo, ha consentito di delineare l'evoluzione storica della linea di riva. In particolare sono state adoperate carte storiche dell'IGMI (Istituto Geografico Militare Italiano) del 1870, 1908, e 1954, la cartografia CasMez (Cassa del Mezzogiorno) del 1975, la CTR (Carta Tecnica Regionale) della Regione Campania del 2004, le foto aeree del 1944, 1954, 1984, 1998 e 2004. I documenti raccolti sono stati organizzati, corretti e adattati mediante l'uso di un *software* GIS (ArcGis ver. 9.2). In particolare è stato indispensabile l'orto-rettifica mediante un programma preposto (Erdas ver. 9.1) precedentemente l'utilizzo delle foto aeree.

La seconda fase è consistita nella raccolta di dati originali mediante un lavoro di campagna, durante il quale, con l'utilizzo di un sistema di posizionamento DGPS (GNSS R6), si è rilevata la linea di riva al 2009 e la topografia di vari profili longitudinali di spiaggia. È stato inoltre fatto uno studio con lo scopo di definire gli aspetti sedimentologici caratterizzanti i differenti contesti geomorfologici riconosciuti per i profili esaminati: sono stati prelevati 48

campioni lungo il litorale del Golfo di Salerno, su ognuno dei quali è stata eseguita un'analisi granulometrica, con relativa interpretazione statistica. I rilievi topografici sono stati successivamente correlati alle caratteristiche tessiturali dei sedimenti essendo questo passaggio fondamentale e propedeutico alla comprensione dei fenomeni morfo-evolutivi della costa: i sedimenti che costituiscono la spiaggia sono condizionati dalla dinamica litoranea in quanto, lungo gli assi di transito longitudinali e trasversali, le componenti granulometriche tendono a convergere verso il fondale in cui si trovano mediamente in equilibrio sotto l'azione del moto ondoso.

Una fase fondamentale del lavoro è stata la valutazione del clima marittimo (*wave climate*) sia al largo che lungo costa, mediante l'applicazione di modelli fisici. Si è risaliti al tipo di ondatazione incidente sulla Piana del Sele, così come si è giunti alla valutazione degli effetti di essa sulle spiagge con il calcolo di parametri specifici, quali il *run-up* e il *set-up*.

Le informazioni raccolte hanno dato una chiara lettura e una dettagliata caratterizzazione dell'intera fascia rivierasca compresa tra Salerno e Agropoli (SA) e soprattutto sono state la base per l'implementazione di una nuova metodologia di analisi per la valutazione della vulnerabilità costiera. Il metodo ha permesso di realizzare una carta della *vulnerabilità costiera potenziale*, così come di effettuare valutazione e cartografie su *range* temporali più ampi: infatti, considerando gli scenari previsti dall'IPCC (2007) su 25 e 50 anni, è stato possibile introdurre tali parametri e costruire carte della vulnerabilità costiera proiettata su tali anni.

Di seguito si dà una panoramica sulle operazioni e i risultati ottenuti mediante l'esecuzione delle singole fasi di lavoro.

L'analisi comparata delle linee di costa ricavate dall'indagine aereo fotogrammetrica e cartografica ha messo in chiara evidenza che, durante il XX secolo, è possibile individuare almeno 3 fasi evolutive. La prima, che va dal 1870 al 1908, mostra una costa in progradazione, in modo particolare alle foci dei fiumi Sele, Tusciano e Picentino, con *trend* che raggiungono i 5,50 m/a. Tale fase s'inverte completamente durante il lasso cronologico compreso tra il 1908 e il 1984, con valori di arretramento che tendono ad accentuarsi tra il 1975 e il 1985 (si nota che la foce del F. Sele arretrava con un tasso di 7,7 m/a). L'ultima fase va dal 1984 al 2009 (e con ogni probabilità continua ancora oggi), con la costa che tende all'equilibrio: infatti è possibile rilevare diverse aree in leggera progradazione e solo poche in arretramento (si tratta di quelle poste nelle vicinanze delle foci del F. Sele). Quest'analisi mostra in maniera decisiva che l'evoluzione della fascia costiera della Piana del F. Sele è strettamente legata agli apporti fluviali, basti notare che le aree fortemente influenzate

dall'erosione sono proprio quelle prospicienti le aree di foce. Questo è certamente da mettere in correlazione alla drastica diminuzione degli apporti sedimentari causata dalla presa in alveo di materiale e alla costruzione di traverse e dighe. L'analisi effettuata sull'intero arco dei 140 anni ha mostrato che sulla zona costiera della Piana del F. Sele insiste una tendenza erosiva molto marcata, localizzata in modo particolare nei pressi delle foci del F. Picentino e del F. Sele, con valori di arretramento rispettivamente di 0,4 m/a e di 1,3 m/a.

Per caratterizzare la morfologia e la morfometria della spiaggia emersa e sommersa, nonché gli aspetti sedimentologici sono stati effettuati 12 profili trasversali alla linea di costa in tratti rilevati del litorale. L'analisi morfo-sedimentaria della spiaggia ha messo in luce che l'intero settore è morfologicamente caratterizzato da spiagge ampie da un minimo di 20 m fino a un massimo di 80 m. Il settore sommerso della spiaggia è caratterizzato dall'esistenza di una grossa barra con relativo truogolo, mentre la pendenza della zona intertidale risulta marcata lungo la foce del F. Sele, attestandosi in media intorno al 13%, fino a digradare ad una pendenza vicina al 10% sul resto del litorale. Per le zone poste a S della foce del F. Sele, la pendenza della battigia è costante lungo l'intero tratto, attestandosi in media intorno all'11%. Nel settore di spiaggia indagato è presente un solco di battigia posizionato in media tra - 0,5 m e - 0,4 m. Lungo l'intero litorale la berma ordinaria è ben evidente, raggiungendo in alcuni tratti l'altezza di 0,6 m con stacchi di pendenza tra battigia e berma molto evidenti. Questo non vale per le berme di tempesta, che sono spesso cancellate dall'azione antropica e dove visibili, lo sono in maniera non sempre marcata. Il sistema dunale è in gran parte conservato, ma non sempre è in buone condizioni. Infatti in taluni casi (concentrati nella porzione meridionale del sistema e nella parte centrale) è possibile constatare che esistono almeno due a più ordini di dune, molto estesi a S e molto reincisi nei pressi della foce del F. Sele, mentre nella zona compresa tra la foce del F. Tusciano e Salerno la duna è quasi completamente scomparsa e/o estremamente antropizzata.

Le analisi granulometriche effettuate sui campioni prelevati sulla spiaggia intertidale mostrano che le taglie dei granuli comprese tra 0,39 mm e 0,45 mm (sabbia media) sono prevalenti nei settori più vicini alla foce del F. Sele, mentre verso N si rivela la presenza di materiale ciottoloso: infatti si raggiungono valori compresi tra 0,69 mm e 0,97 mm (sabbia grossolana) nel tratto di costa centrale da Campolongo alla foce del torrente Asa. La parte più prossima a Salerno è invece caratterizzata da un tipo di sedimento estremamente ciottoloso. Nei settori meridionali e centrali arriva a valori di 0,55 mm (sabbia grossolana). Un dato anomalo, che mostra come questo litorale possa essere localmente condizionato dall'apporto di sedimento alloctono è il dato massimo del coefficiente di appuntamento che raggiunge il

valore di 10,63 (valore molto alto se si tiene conto che Folk & Ward, 1957 propongono come limite massimo per questo indice il valore 3).

Mediante gli studi effettuati sulla condizione del clima marittimo è stato possibile valutare l'ondazione prevalente con le relative altezze d'onda e periodo medio. Analizzando le serie ricavate alla boa di Ponza è stato possibile rilevare che l'altezza d'onda significativa media è pari a 4,34 m, con un periodo di 7,76 s. È stato valutato anche l'effetto della massima mareggiata della serie analizzata corrispondente a quella del 26\12\1999, con valori di altezza d'onda pari a 6,90 m e periodo di 11,94 s. La direzione prevalente è invece SSW-NNW. Tali valori hanno permesso di giungere al calcolo di parametri a loro strettamente legati, come la profondità di chiusura, pari a 7,714 m (11,191 m per la massima mareggiata registrata). Inoltre è stato valutato anche il *set-up* e il *run-up* d'onda incidenti per ogni profilo indagato con una media lungo tutta la costa della Piana del Sele pari a 0,05 m per il primo e 1,65 m per il secondo. C'è da dire che anche in questo caso possiamo notare settori con caratteristiche d'energia molto differenti: il *run-up* infatti varia da un massimo di 2,07 m a un minimo di 0,91 m, che vuol dire un'ondazione che può arrivare ad invadere la spiaggia emersa per valori compresi tra il 24% e il 101%. Sui profili di spiaggia analizzati è stato possibile realizzare anche opportune valutazioni previsionali sul *trend* evolutivo della costa in seguito al previsto innalzamento del livello marino (IPCC, 2007), applicando modelli matematici e morfologici capaci di valutare l'arretramento atteso. Per il caso preso in considerazione sono stati ricavati i diversi parametri utili a questo calcolo analizzando il regime meteo marino per il periodo compreso tra gli anni 1989 e il 2008 e i singoli profili topografici della spiaggia agganciati ai rilievi batimetrici eseguiti con rilievo *single-beam*. In particolare si è giunti a valutare l'arretramento da *Sea Level Rise* applicando due metodologie morfologiche e adottando il dato d'innalzamento del livello marino calcolato dal Antonioli & Leoni (2007) sulla base dei dati pubblicati dall'IPCC (2007). L'arretramento medio atteso è stato stimato pari a 0,16 m/a (utilizzando Bruun, 1964) o a 0,23 m/a (Davidson-Arnott, 2005).

L'insieme dei dati e delle informazioni ricavate sono state la base per la realizzazione di un modello in grado di valutare la vulnerabilità costiera lungo il settore di costa preso in esame. La vulnerabilità costiera, intesa come suscettibilità di un dato tratto litoraneo ad essere inondato o eroso, è legata a numerose variabili che possono essere riassunte in tre blocchi principali: erosione, inondazione permanente e inondazione episodica. Esistono vari modelli per la valutazione e il confronto della vulnerabilità costiera in diversi contesti, metodi che vanno dal quantitativo al qualitativo. La metodologia proposta da Gornitz *et al.*, 1997, per esempio, suggerisce il calcolo di un indice di vulnerabilità (CVI – *Coastal vulnerability*

index) attraverso la parametrizzazione di elementi caratterizzanti un dato tratto litoraneo relazionati tra loro attraverso una regressione lineare multipla. Questa metodica, nonostante sia largamente utilizzata, ha il difetto di essere valida e sensata solo per ambiti territoriali e geografici molto vasti. Nel nostro caso, dunque, si è cercato di adottare la “filosofia” di questo metodo, apportando però sostanziali modifiche che lo rendessero idoneo alla caratterizzazione di sistemi costieri di piccola estensione, incrementando e perfezionando sensibilmente le variabili da analizzare e avvalendoci dell’uso di un sistema GIS (ArcGis 9.2 della ESRI). Si è giunti alla proposta di un nuovo indice di vulnerabilità (IVC) basato sulla valutazione dell’*Erosione Potenziale* e dell’*Inondazione Potenziale* e di due indici di vulnerabilità costiera (IVC₂₅ e IVC₅₀) che tengono in considerazione l’effetto del *Sea Level Rise* (S.L.R.) su 25 e 50 anni. Come per la metodologia dell’USGS la correlazione finale dei singoli indici avviene utilizzando la regressione lineare multipla, e il valore finale dell’indice utilizzando la relazione $IVC_x = 0,45 \cdot EP + 0,55 \cdot IP_x$, già identificata e sperimentalmente provata da Gornitz *et al.*, 1994.

In Fig. 1 sono riportate le valutazioni effettuate sul litorale della Piana del Sele, con l’individuazione e la differenziazione delle singole aree e le relative classi.

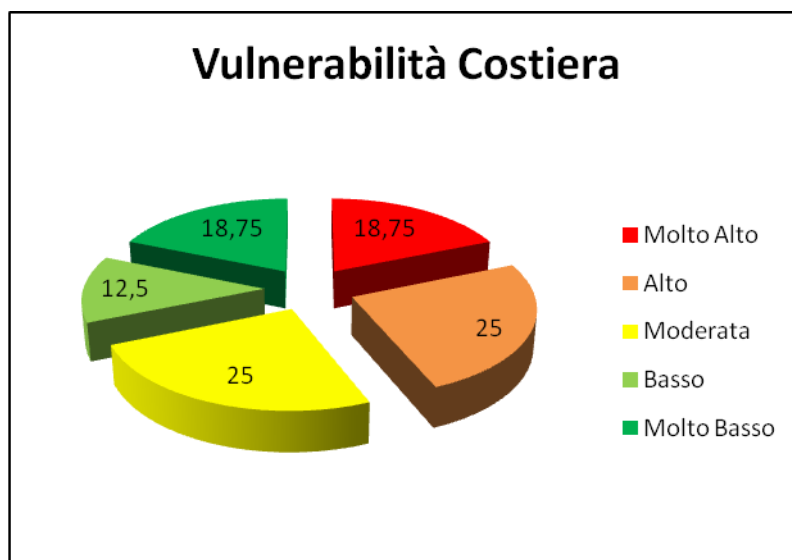


Fig. 1 – Distribuzione della Vulnerabilità Costiera sulla fascia costiera in Piana Sele.

Si evince che il tratto maggiormente vulnerabile alle forzanti costiere studiate sono le aree comprese tra l’ospedale di Campolongo fino all’area in cui sorge il Molo Sirena, comprendendo interamente la foce del F. Sele. Quasi il 44% delle spiagge appaiono contraddistinte da una vulnerabilità costiera da alta a molto alta.

L'applicazione di un nuovo modello regionalizzato e studiato per aree ristrette ha dato la possibilità di identificare e parametrizzare le caratteristiche principali del tratto litoraneo dell'unità fisiografica delle Piana del Sele, in modo particolare in merito alla sua erodibilità potenziale, al suo grado di suscettibilità all'inondazione e quindi alla sua vulnerabilità costiera. Appare un metodo molto semplice e dettagliato, adatto all'applicazione preliminare su qualsiasi contesto costiero e per questo un utile strumento di pianificazione territoriale.

Abstract

Geological and geo-morphological characterization of coastal Sele Plain (Campania, Italy) and considerations about its vulnerability

In 1990 in the Mediterranean zone there was a coastal population of 146 million; some authors, in 1998, estimated the urban coastal population growth at least of further 30 million by 2025 with 350 million of tourists (Hinrichsen, 1998). In 2005 the *dossier* edited by UEP/MAP (Plan Bleu, 2005) rescaled these values: by 2025 population will increase of 20 million people, and the tourists will be 137 million more compared to the 176 million already present mainly on littorals. The analysis of data shows, moreover, that 75% of mediterranean population lives in coastal zones (in Italy the value varies from 60% to 70%). Italian coastal zone, more of 7500 km long, in addition to the several beauties of landscape, has a substantial part of the national economic resources, with important urban and industrial centers, infrastructures and touristic activities. These circumstances, especially after the recent reports about climate change (IPCC, 2007), cause heavy problems in coastal resource handling and in connected risk assessing. It's therefore of primary importance to realize how the coast will develop.

Interdisciplinary researches of the last 20 years highlight how many world coastal plains (Italian too) are subject to erosion and flooding risk by sea ingression due to natural (global and local) and anthropic elements. Among these studies we point out to the readers VECTOR project (Vulnerability of the Italian coastal area and marine ecosystems to climatic changes and their role in the Mediterranean carbon cycles) from which the subject of this PhD thesis originates.

In this work has been analyzed in detail the littoral Sele river Plain (Campania, Italy) extremely interesting zone in order to realize the evolution of a low and sandy coast with concentration important built-up area (Salerno), great touristic places (archeological site of Paestum, Capaccio-Paestum littoral, Eboli beaches) and morphological conditions which make the area open to developments of coastal system.

In the last six millennia this plain and all plains in the southern Italian region of Campania have experienced coastal progradation amply documented by several dune systems. Since the 20th century this trend has been interrupted and many stretches of the coastline are now affected by erosion, at times severe. This has serious implications both for public safety and of a socio-economic nature. The causes are essentially to be sought in the decrease in sedimentary discharge due to forest hydraulic engineering works but especially to the construction of many artificial lakes along the main water courses. Clear evidence of this is

the transformation of the mouths of the main water courses from fluvial-dominated to wave-dominated. A further factor is intense urbanization, which took place especially after World War II in the wake of tourist development.

Starting from these assumptions the aim of this work is the determination of the morphological and sedimentological characterizations and the evolution dynamics of sandy coastal sector between the Solofrone and Picentino mouths in order to estimate the state of coastal vulnerability.

The first stage of the study provides an in-depth search of bibliographic, cartographic and photogrammetric data concerning the study area. Bibliographic analysis specifies the salient points of geomorphological evolution, that is essential requirement to realize the morphogenetic events and recent coast dynamics. Cartographic and photogrammetric analysis, essentially founded on finding documents about the last century, outlines the historical evolution of shoreline. In particular have been used historical maps by IGMI (Istituto Geografico Militare Italiano) on 1870, 1908 and 1954, the cartography CasMez (Cassa del Mezzogiorno) on 1975, the CTR (Carta Tecnica Regionale) by Campania Region on 2004, the aerial-photos on 1944, 1954, 1984, 1998 and 2004. The documents collected have been organized, rectified and adapted by a GIS software (ArcGis rel. 9.2). In particular, for the aerial-photos has been used a software (Erdas rel. 9.1) to orthorectify them before the employment.

The second phase consisted in collecting original data through a campaign work, during which, with the use of a DGPS positioning system (GNSS R6) has identified the shoreline in 2009 and the topography of various longitudinal profiles of beach. It was also made a study in order to define the sedimentological aspects characterizing the different geomorphological contexts recognized for the profiles examined: 48 samples were collected along the coast of the Salerno Gulf, on each of whom is performed a particle size analysis, with relative statistical interpretation.

The topographical surveys were then linked to the textural characteristics of sediments as this critical step and preparatory to the understanding of geo-morphological phenomena of the coast: sediments that form the beach are affected by coastal dynamics because, along the transit longitudinal and transversal axes, granulometric tend to converge towards the bottom where they are on average in equilibrium under the action of waves.

An important stage of work was the evaluation of wave climate both off and along the coast, through the application of physical models. It was back to the type of wave climate on

the Sele Plain, as well as the assessment of the effects of it on the beaches with the calculation of specific parameters, such as the run-up and set-up.

The information collected gave a clear reading and a detailed characterization of the entire coastal strip between Salerno and Agropoli (SA) and especially were the basis for implementing a new method of analysis for the assessment of coastal vulnerability. The method gave the possibility to create a map of potential coastal vulnerability, as well as to carry out evaluation and maps on wider range of time: in fact, considering the scenarios predicted by the IPCC (2007) on 25 and 50 years, it was possible to introduce these parameters and construct maps of coastal vulnerability projected onto these years.

The following is an overview of operations and the results obtained by running the individual phases of work.

The comparative analysis of coastlines taken from cartographic and photogrammetric survey showed clear evidence that during the 20th century, it's possible to identify at least three evolutionary phases. The first, from 1870 to 1908, shows a progradational phase, especially at the mouths of Sele, Tusciano and Picentino rivers with trend reaching 5.50 m/y. This phase is reversed completely during the chronological period between 1908 and 1984, with values of backing down that tend to increase between 1975 and 1985 (notice that the mouth of river Sele retreated at a rate of 7.7 m /y). The last phase goes from 1984 to 2009 (and likely continues today). In fact the littoral is in equilibrium: there are areas that show little progradation, while not much beaches are in retreat (near the mouth of Sele river). This analysis shows that the evolution of the coastal strip of the Piana del Sele is closely linked to the river inputs, just note that areas strongly influenced by erosion are exactly the ones facing areas of mouth. This is certainly to correlate to the drastic reduction of contributions sedimentary caused by removing sediment on the river bed and construction of crosspieces and dams. The analysis conducted in 140 years showed that on the coastal area of Sele Plain insists a trend erosive very marked, localized especially near the mouth of Picentino river and Sele river, with values of retreat respectively 0,4 m/y and 1,3 m/y.

To characterize the morphology and the morphometry of backshore and nearshore, and the sedimentological aspects, 12 profiles have been traced, transversal to the coast line on prominent parts of the waterside. Morpho-sedimentary analysis of the shore has shown that the entire sector is morphologically characterized by shores whose extent goes from 20 m to a maximum of 80 m. The nearshore sector is characterized by the existence of a big bar with its trough, while the slope of the intertidal zone is considerable along the mouth of the Sele river, with a mean of 13%, and it reduces to a slope of about 10% on the rest of the coast. Regarding

the zones on the southern side of the mouth of the Sele river, the foreshore slope is constant along the whole line, with a mean of about 11%. On the inspected sector of the shore there is a foreshore step located in the range -0.5 m to -0,4 m. Along the whole coast the berm is very evident, reaching the height of 0.6 m with very evident slope contrasts between the beach-face and the berm. This is not the case of the storm berm, which are often erased by the anthropic action and, where visible, they are not always definite. The dunal system is preserved in the most part, but it is not always in good condition. In fact, in some cases (concentrated in the southern portion of the system and in its central part) it is possible to notice the existence of at least, very wide at South and very cut near the mouth of the Sele river, while in the region between the mouth of the Tusciano river and Salerno the dune has almost completely disappeared and/or is extremely urbanized.

Granulometric analysis carried out on the samples collected on the foreshore show that the grain sizes between 0.39 mm and 0.45 mm (medium sand) are predominant in the sectors nearer to the mouth of the Sele river, while towards North gravel sediment has been revealed: in fact the sizes go from 0.69 mm and 0.97 mm (coarse sand) in the stretch of central shore from Campolongo to the mouth of Asa stream. The part nearer to Salerno is instead characterized by a type of gravel sediment. In the southern and central sectors it reaches values of 0.55 mm (coarse sand). An anomalous datum, which shows how this coast can be locally influenced by the contribution of external sediment, is the maximum of the Kurtosis index which reaches the value of 10.63 (a really high value, considering that Folk & Ward, 1957 suggest a maximum limit of 3 for this index).

With the studies carried out on the condition of the wave climate it has been possible to evaluate the prevalent wave climate with the relative wave heights and average period. Analyzing the series obtained at the Ponza buoy it has been possible to notice that the significant wave height average is 4.34 m, with a period of 7.76 s. In addition, it has been evaluated the effected of the maximum sea storm from the analyzed series, dating to 26/12/1999, with wave height of 6.9 m and a period of 11.94 s. The prevalent direction is SSW-NNW. Such values have been used to evaluate some parameters strictly related to them, like the closure depth, equal to 7.714 m (11.191 m for the maximum sea storm detected). Furthermore the set-up and the run-up of the incident waves have been evaluated for every investigated profile, with a mean value along the entire coast of the Sele Plain of 0.05 m for the former and 1.65 m for the latter. In this case as well we can notice the presence of sectors with energy characteristics very different: in fact, the run-up goes from a minimum of 0.91 m to a maximum of 2.07 m, which means that an wave climate can flood the emerged shore for

values between 24% and 101%. On the analyzed shore profiles it has been possible to estimate the evolution trend of the coast, as a consequence of the expected increase in sea level (IPCC, 2007), using mathematical and morphological models capable to evaluate the expected retreat. For the examined case the parameters needed for this evaluation have been measured analyzing the wave climate for the period between the years 1989 and 2008, and the individual topographic profiles of the shore. In particular, the SLR retreat has been evaluated using two morphologic methods and using the sea level increment calculated by Antonioli & Leoni (2007) on the basis of data published by IPCC (2007). The retreat for this has been estimated to a value of 0,16 m/y (using Bruun, 1964) or a value of 0,23 m/y (Davidson-Arnot, 2005).

The data obtained with this study have been used to derive a model addressed to the coastal vulnerability determination along the coastal areas that have been analyzed. The coastal vulnerability, which is intended as the susceptibility of a determined coastal area to be affected either by flooding or erosion, is linked to several parameters that can be grouped into three main categories: erosion, permanent inundation and episodic inundation. There are several models for the vulnerability evaluation and comparison among different coastal areas, models that are both qualitative and quantitative. The model proposed by Gornitz *et al.* (1997), suggest the determination of a coastal vulnerability index (CVI) through the determination of several parameters which can be considered representative of the considered coastal area, and by applying a linear regression to these parameters. This method, which has been largely applied, has the limit that it can be just used for large areas. In my case, I have tried to use this method by applying some modifications that could make it useful also for the study of small coastal environment by improving the number of parameters to calculate and by using a GIS software (ArcGis 9.2). I was so able to propose a new index of vulnerability (IVC) which is based on the evaluation of the Potential Erosion and the Potential Flooding and two more index of coastal vulnerability, (IVC_{25} e IVC_{50}), which consider the Sea Level Rise (SLR) at 25 and 50 years. The final correlation of the described indexes is obtained through a multiple linear regression, and the final index value is derived by the expression $IVC_x = 0,45 \cdot EP + 0,55 \cdot IP_x$, which was already used by Gornitz *et al.* (1994).

In Fig. 1 it is reported the case study of the coastal areas of the Sele Plain, with the individuation and the representation of the different classes.

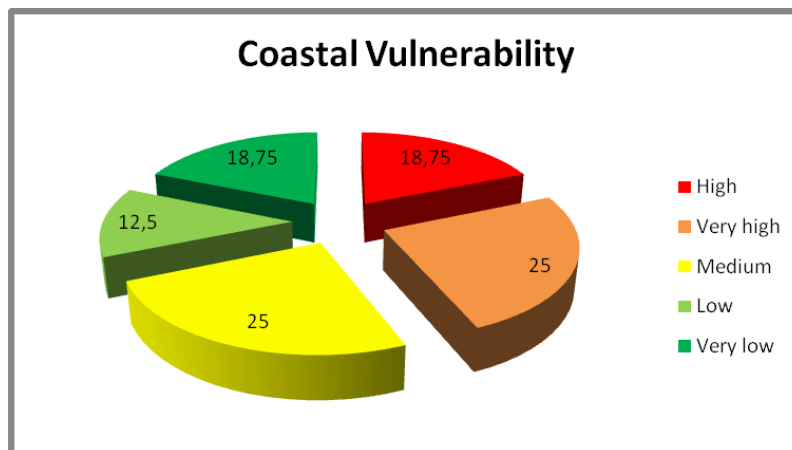


Fig. 1 – Distribution of coastal vulnerability in the Sele Plain.

The graphic show that the areas with the highest values in the IVC are comprised between the Campolongo Hospital and Molo Sirena, an area which include the Sele river mouth.

The use of a new model addressed to small areas has allowed to the determination of the main features of the littoral portion of the Sele plain system, with a particular attention to the potential erodibility and to the susceptibility to the flooding and so the determination of the coastal vulnerability. It seems to be a simple a detailed method, which can be used for preliminary studies of all the coastal systems and it is so an instrument useful to the coastal planning.

Premessa



*Città di Paestum, stampa del XVIII sec.
Da notare l'impaludamento dalla città, a causa delle scarse condizioni di drenaggio
dell'epoca.*

584 città, 750 porti turistici e 286 commerciali, 13 impianti di produzione di gas, 55 raffinerie, 180 centrali termoelettriche, 112 aeroporti e 238 impianti per la dissalazione delle acque insistono sulle coste del Mediterraneo. Parte del dossier redatto nel 2005 dall'UEP/MAP (Plan Bleu, 2005) ha dimostrato che se non ci saranno interventi il "furto" di coste è destinato a peggiorare. Altri 20 milioni di persone andranno ad aggiungersi alla popolazione residente entro il 2025, così come ulteriori 137 milioni di turisti si uniranno ai 175 milioni che già oggi frequentano i paesi mediterranei, e particolarmente i litorali, nei mesi estivi. Un tasso di crescita che farà conquistare al cemento più della metà del patrimonio naturale appartenente ai 21 Paesi che si affacciano sul Mediterraneo. L'analisi di questi dati mostra quindi che il 75% degli abitanti dei paesi prospicienti il *Mare Nostrum* vive in aree costiere (in Italia il valore è compreso tra il 60 e il 70 %). Tale scenario, specie dopo gli ultimi *report* inerenti i cambiamenti climatici in atto sull'intero globo (IPCC, 2007), ha posto serie problematiche nella gestione della risorsa costiera e nella valutazione dei possibili rischi associati. Comprendere come la costa è destinata ad evolvere ha assunto quindi un'importanza strategica.

La fascia costiera italiana, che si sviluppa per oltre 7500 km, è caratterizzata da paesaggi di eccezionale valore naturalistico, ma ospita anche una consistente parte delle risorse economiche nazionali, con importanti centri urbani e industriali, infrastrutture e attività turistiche (Aucelli *et al.*, 2006). Come in tutti i paesi industrializzati, l'interfaccia terra-mare costituisce una delle zone maggiormente antropizzate, la cui fragilità è molto elevata per le manomissioni diretta o indirette dell'uomo. Le ricerche interdisciplinari sviluppatasi nell'ultimo ventennio hanno messo in evidenza come gran parte delle pianure costiere sia italiane che mondiali siano soggette al rischio d'erosione e di allagamento per ingressione marina dovuta a fattori naturali (globali e locali) e antropici.

Il recente rapporto dell'IPCC del 2007 (IPCC: *Intergovernmental Panel on Climate Change*, organo tecnico-scientifico del WMO, *World Meteorological Organization*, e UNEP, *United Nations Environment Program* che ha come compiti lo studio dei cambiamenti climatici in atto, lo sviluppo di scenari futuri, la definizione della vulnerabilità dei sistemi naturali e sociali, nonché di stabilire le strategie di adattamento e di mitigazione) mette in evidenza come la previsione dell'aumento della temperatura media per il 2100 sia compresa fra 1.1° e 6.4°C (nel rapporto IPCC del 2001 questo *range* era compreso fra 1.4° e 5.8 °C). Anche il livello globale del mare potrebbe sollevarsi, per lo stesso periodo, tra +0.18 e +0.59 m (nel rapporto 2001 la previsione era compresa fra +0.09 e +0.88 m). Bisogna comunque considerare che il livello del Mediterraneo dovrebbe risalire con tassi molto diversi da quelli

globali: infatti qui lo scenario è complicato da diversi fattori che agiscono a scala del bacino e che possono agire anche in modo opposto, ma che complessivamente potrebbero portare a valori leggermente minori. Data la complessità dei fenomeni climatici, geologici e tettonici che interessano le coste della Terra, utilizzare per il Mediterraneo soltanto le proiezioni elaborate a livello globale, come, per esempio, quelle fornite nelle relazioni dall'IPCC viste prima, è estremamente limitante. È necessario, invece, prendere in considerazione una serie di fattori locali, quali ad esempio i movimenti idro-isostatici differenziali, la subsidenza, il sollevamento tettonico, oltre che i bilanci sedimentari. (Lambeck *et al.*, 2004b; Antonioli & Silenti *et al.*, 2007; Aucelli *et al.*, 2006).

Dunque riguardo all'attuale e futura tendenza del livello degli oceani e dei mari persistono ancora molte incertezze su scala locale. I dati relativi alla risalita del livello del mare durante l'Olocene e le sincrone evidenze climatiche non mostrano un segnale univoco: le misure del livello marino forniscono indicazioni molto diverse da area ad area, con la conseguente difficoltà a definire una curva eustatica globalmente valida (se non a carattere descrittivo del passato), dovendo esserne valutate di specifiche per ogni singola unità o fisiografica.

Questa ricerca di dottorato nasce all'interno del progetto VECTOR (Vulnerabilità delle coste e degli ecosistemi marini italiani ai cambiamenti climatici e loro ruolo nei cicli del carbonio mediterraneo) che studia gli impatti più significativi dei cambiamenti climatici in atto sull'ambiente marino mediterraneo e il ruolo di questo bacino rispetto al ciclo planetario della CO₂.

In questo lavoro è stato analizzato in dettaglio il litorale della Piana del Fiume Sele (Campania, Italia), contesto estremamente interessante al fine di comprendere l'evoluzione di una costa bassa e sabbiosa con concentrazione di importanti centri abitati (Salerno), aree turistiche imponenti (sito archeologico di Paestum, litorale di Capaccio-Paestum, litorale di Eboli) e condizioni morfologiche tali da rendere l'area suscettibile a cambiamenti del sistema costiero. A piana analizzata, così come le altre piane campane, ha sperimentato negli ultimi 6 millenni un prevalente trend progradazionale ben documentato da più sistemi di dune. Le più interne datano circa 6000 anni e marcano la massima ingressione del mare durante l'Olocene. A partire dal XX secolo questo trend si è interrotto e molti tratti di costa risultano affetti da una erosione anche molto marcata con forti implicazioni sulla sicurezza e sull'economia rivierasca. Le cause vanno essenzialmente ricercate nel ridotto apporto sedimentario legato alle sistemazioni idraulico forestali ma soprattutto alla realizzazione di numerosi invasi artificiali lungo i principali fiumi alimentatori. La prova di ciò è ben evidenziata dalla

trasformazione delle foci fluviali dei principali corsi di acqua che si sono rapidamente modificate da *fluvial dominated* a *wave dominated* (Galloway, 1975). A questo va aggiunta la forte antropizzazione dei litorali che si è avuta in particolare dopo la seconda guerra mondiale a seguito sia dello sviluppo turistico sia urbanistico.

Cospicua è la produzione scientifica concernente il litorale del F. Sele da un punto di vista geologico, geomorfologico ed evolutivo (si citano a titolo di esempio i seguenti lavori: Brancaccio *et al.*, 1987; 1991; 1995; Cocco & De Magistris, 1988; Budillon *et al.*, 1994; Barra *et al.*, 1998; Cocco *et al.*, 1992; Cocco & Iuliano, 1999; Casciello *et al.*, 2006; D'Acunzi *et al.*, 2008; Cinque *et al.*, 2009; Pappone *et al.*, 2009), mentre più lacunose sono le conoscenze riguardante gli apporti solidi dei fiumi in Piana Sele (Iuliano, 2000) e valutazioni sulla sua vulnerabilità all'inondazione. Per quanto riguarda la pericolosità e la vulnerabilità costiera per ampie porzioni del litorale della parte settentrionale della Campania, il quadro delle conoscenze circa lo stato del litorale ed il relativo *hazard* costiero è ben dettagliato da De Pippo *et al.*, 2008.

Partendo da tali presupposti l'obiettivo principale del presente lavoro è la determinazione delle caratteristiche morfologiche, sedimentologiche e delle dinamiche evolutive del tratto di costa sabbioso compreso tra la foce del Sele ed il fiume Picentino al fine di valutarne lo stato di vulnerabilità.

Capitolo I

Gestione e salvaguardia dei litorali

Argomento

Classificazione e caratterizzazione della problematica costiera generale e analisi dei modelli di vulnerabilità, con particolare attenzione alla relazione tra la variazione del livello marino e l'erosione costiera. È stato realizzato anche un piccolo excursus su le normative in materia di gestione nella costa a vari livelli territoriali.



Playa San Agustín nell'isola di Gran Canaria (Spagna)

Introduzione

I sistemi costieri mondiali sono continuamente soggetti ai naturali processi di alterazione, erosione marina, inondazione e instabilità geomorfologica. L'impatto di questi eventi e processi varia da una parte all'altra della linea di costa, e dipende dalla struttura geologica della stessa, dalla resistenza all'erosione delle rocce esposte in ciascun tratto di costa, oltre che dalla esposizione all'impatto del moto ondoso e delle maree. I materiali erosi ed alterati che si accumulano alla base delle falesie o nella spiaggia intertidale sono trasportati da una parte all'altra della costa dal *drift* marino. I materiali sedimentari possono essere depositati lungo riva dove i "percorsi di trasporto dei sedimenti" sono interrotti da promontori, estuari o "trappole di sedimenti". L'attività umana si è imposta su questo ambiente in costante evoluzione, con opere di difesa costiera realizzate allo scopo di fissare la posizione delle coste, difendendo le strutture ed i centri abitati esistenti.

Per migliaia di anni l'uomo è stato attratto dalle aree costiere, per ragioni strategiche, economiche o ricreative, e le strutture sono state spesso difese dall'erosione costiera e dalle inondazioni marine. Molte delle aree costiere sono state soggette a sviluppo intensivo, particolarmente nel tardo diciannovesimo secolo e nel primo ventesimo, vale a dire all'epoca in cui le attività balneari e di navigazione ricreativa diventarono di moda. Tuttavia, le variazioni costiere e la presenza di complessi e strutture in aree vulnerabili hanno portato alla costruzione, per tratti considerevoli, di banchine ed altre strutture di difesa costiera, finalizzati alla protezione di tali complessi. In alcune aree i complessi costieri hanno provocato un significativo impatto nei sistemi rivieraschi naturali, con il risultato di conseguenze negative per le zone adiacenti, causando un aggravamento dell'instabilità e dell'erosione costiera (McInnes, 2006).

Le recenti ricerche hanno mostrato che i processi naturali quali l'erosione costiera hanno condotto alla perdita o al danneggiamento di centinaia di proprietà, mentre i valori di mercato di molte altre è stato molto influenzato perché lo sviluppo si è concentrato in aree inadeguate (Eurosion, 2004). Le inondazioni costiere hanno un impatto sui complessi e le strutture, e la crescente interazione tra i rischi naturali e la popolazione delle aree costiere porterà inevitabilmente ad un aumento del rischio, a meno che non siano messi in pratica adeguati sistemi di gestione costiera.

I rischi naturali hanno un notevole impatto sulle aree rivierasche di molti paesi e i costi delle misure di emergenza, sistemazione e prevenzione possono rappresentare un onere notevole per la comunità, con un costo che grava principalmente su enti locali o regionali con

limitate risorse economiche. Uno dei fattori di maggiore problematicità è derivante dal cambiamento climatico. L'innalzamento del livello marino rappresenta un rischio per le comunità costiere per l'incremento dell'erosione marina, delle inondazioni e delle frane. Allo scopo di salvaguardare la vita umana, le proprietà e le strutture nelle zone costiere, si rende necessario stabilire chiaramente l'entità del rischio costiero attuale e dell'impatto del cambiamento climatico, e di stabilire strategie di gestione sostenibile, finalizzate a cercare di mitigare i rischi futuri.

Tratti significativi delle coste dell'Unione Europea sono densamente popolate. Il loro sviluppo si è accresciuto a partire dal XIX secolo. Infatti, molti dei maggiori porti e città europee formano complessi costieri che contribuiscono in modo sostanziale al prodotto interno lordo di quei paesi. La pressione legata allo sviluppo ha evidenziato la necessità di soddisfare le esigenze delle popolazioni costiere senza aumentare il deterioramento dell'ambiente. Per aiutare a risolvere questi problemi, specialmente negli ultimi 10 anni, c'è stato un cambio di filosofia, con un maggior interesse verso una gestione sostenibile delle aree costiere (Hosking & Moore, 2001; Eurosini, 2004; McInnes 2006). La conoscenza dell'evoluzione costiera e di quanto i processi naturali debbano essere tenuti in considerazione per addivenire a decisioni sensate è, invece, stata molto più lenta, nonostante siano molti gli esempi di come svariati problemi siano stati creati a seguito di effetti indiretti legato allo sviluppo costiero o ai progetti di difesa costiera. (Aucelli et al., 2006)

C'è una crescente consapevolezza che, quando possibile, i processi naturali di erosione costiera, di trasporto e sedimentazione dovrebbero essere lasciati liberi di andare avanti. La difesa costiera può essere perseguita più efficacemente, in taluni casi, cercando di "lavorare con la natura", ad esempio incoraggiando la formazione dei materiali che andranno a formare le spiagge, che costituiscono un ottimo sistema di difesa costiera.

Alcune delle situazioni di rischio maggiore lungo le coste europee derivano da una mancanza di coordinamento tra la pianificazione territoriale e le proposte di sviluppo. Molte zone della Unione Europea stanno soffrendo l'eredità di comunità ed insediamenti non pianificati, sviluppatasi nelle vicinanze di falesie in erosione, frane, aree inondabili a seguito degli effetti del cambiamento climatico. Le conseguenze del cambiamento climatico e dell'innalzamento del livello marino rappresentano attualmente una sfida molto seria per la gestione delle coste: studi ad ampia scala hanno mostrato che ci sarà un livello maggiore di rischio per molte strutture costiere sia a causa dell'erosione costiera che delle inondazioni. (McInnes, 2006).

Nei paragrafi che seguono si pone particolare attenzione all'analisi di queste dinamiche e alla comprensione delle cause che possono portare all'aumento o alla diminuzione del rischio di un dato sistema costiero come, ad esempio, le variazioni eustatiche. Va precisato che per parlare di rischio non si può non considerare aspetti di ordine economico, sociale e politico che in questo lavoro verranno volutamente tralasciati: in senso stretto parleremo di vulnerabilità costiera, ossia la valutazione della suscettibilità di un territorio ad un dato evento di pericolo legato all'azione del mare sulla costa. Verrà infine analizzato il piano normativo mondiale, europeo e italiano al fine di comprendere come e cosa si sta attualmente operando da un punto di vista legale e amministrativo e il punto della pianificazione territoriale mondiale.

1.1 Evoluzione costiera

Le più varie condizioni geologiche che si riscontrano nelle zone costiere hanno dato origine ad un'ampia gamma di situazioni geomorfologiche, dando vita ad una costa molto variegata, ricca di fascino ed interesse. La costa si è andata formando nei tempi geologici, con rocce di diversa natura, le quali sono state sottoposte ai processi endogeni di sollevamento, compressione, piegamento e fagliazione, prima di venire interessate da processi esogeni quali le glaciazioni, le inondazioni, l'erosione costiera, il vento e la pioggia. La geologia della costa e del fondo marino, così come l'assetto strutturale delle rocce (inclusi l'influenza delle lineazioni, dei piani di strato e della loro immersione), insieme ad altri fattori quali il livello di falda, i processi sedimentari e l'impatto di cambiamenti entro la crosta terrestre, hanno avuto tutti un'influenza nell'aspetto delle zone costiere come oggi le vediamo. La storia geologica, quindi, influenza la struttura attuale e l'aspetto delle nostre aree costiere. Sin dalla loro formazione i depositi geologici sono stati erosi ed alterati per milioni di anni, a creare il paesaggio attuale. Lungo la costa le differenze più evidenti sono spesso create dal contrasto tra rocce più resistenti, che formano promontori e altopiani, e quelle più tenere, che formano aree topograficamente depresse e fronti costieri a morfologie dolci.

La costa è in costante cambiamento, e fattori quali l'ampiezza delle onde, la velocità del vento, la profondità del mare, la potenza delle maree ed i tassi di variazione del livello marino, così come le piogge e l'intensità e la frequenza di tempeste, sono tutti fattori determinanti. In alcuni luoghi l'influenza delle glaciazioni ha modellato la geologia mentre in altre aree estesi depositi di materiali più recenti tra i quali le argille, i depositi ghiaiosi, gli accumuli di frana e le alluvioni formano coltri che mascherano la geologia del sottostante

substrato. Molti fattori hanno portato all'evoluzione e al modellamento della costa come la conosciamo oggi. Questi includono i variabili tassi nell'innalzamento del livello marino, che, in alcune aree, è stato significativo negli ultimi 30.000 anni, come vedremo in seguito. Questo, a sua volta, ha influenzato la natura e l'entità dell'erosione costiera, un fattore chiave nella trasformazione del paesaggio costiero.

Un'ampia gamma di fattori climatici, quali la pressione atmosferica, la temperatura, la velocità del vento e le precipitazioni hanno avuto un impatto sulla geologia della costa. Questi processi naturali non sono, tuttavia, uniformi e anche negli ultimi 2.000 anni sono state identificate particolari fasi di attività. La ricerca ha molto operato per la comprensione delle loro cause, e per stabilire se queste sono inquadrabili in un modello o se si tratti di eventi casuali: studi di questa natura e una migliore conoscenza dell'evoluzione costiera e dei processi naturali sono d'importanza determinante per prepararsi ad un periodo di modifiche ambientali nei prossimi 100 anni. Insomma le coste rappresentano un elemento estremamente dinamico della superficie terrestre e i fenomeni legati all'abrasione e al deposito costituiscono le cause della loro evoluzione (Komar, 1998; Pranzini, 2004).

Tuttavia tale equilibrio è oggi gravemente minacciato a causa delle pressioni antropiche che favoriscono il fenomeno erosivo, con la conseguente perdita di un patrimonio ambientale ed economico di gran pregio. Intervenire sulle cause principali di tale criticità significa gestire la situazione attuale e soprattutto prevenire conseguenze ancora più gravi.

Le cause principali che determinano l'accentuazione dei fenomeni erosivi sono:

- ✓ decremento generalizzato del trasporto solido da parte dei fiumi;
- ✓ incremento dell'urbanizzazione della costa con distruzione delle dune;
- ✓ realizzazione di opere rigide nei pressi della battigia;
- ✓ incremento delle affluenze turistiche con nuova richiesta d'aree per le attività balneari;
- ✓ azione del *Wave Climate* (Clima marittimo).

Per quanto riguarda il decremento del trasporto solido dei fiumi, è un fenomeno che in questi ultimi anni sta crescendo in maniera esponenziale. I fiumi nel loro moto trasportano detriti che sono di dimensioni consistenti in prossimità delle zone di montagna, scendendo a valle, il fiume non ha più l'energia necessaria a trasportare detriti di certe dimensioni, che quindi vengono depositati. Questo spiega perché in prossimità delle zone vallive i letti dei fiumi sono caratterizzati da materiale ciottoloso. Il fiume nell'ultimo tratto prima di sboccare a mare ha energia sufficiente a trasportare materiale di piccola dimensione e quindi sabbia e argilla. In passato i fiumi davano un forte apporto di materiale solido alle spiagge, questi

fornivano un naturale ripascimento del litorale. Da un'attenta analisi delle cartografie dei diversi anni è possibile vedere come nei fiumi con portate consistenti si è verificato in prossimità della foce un avanzamento della linea di riva. Oggi non è così, e quindi non essendoci un naturale ripascimento della spiaggia per effetto del trasporto solido del fiume, in prossimità di alcune foci, è possibile individuare zone con forte erosione.

I motivi per i quali i fiumi non danno più un apporto di materiale solido alla spiaggia sono molteplici. Primo tra loro è la diminuzione sostanziale delle portate, con la conseguenza di una riduzione del trasporto di materiale. Un altro aspetto è quello connesso alla realizzazione delle dighe a diversi scopi (idroelettrico, captazione d'acqua, ecc.) nell'alveo dei fiumi. In tal caso la diga intercetta tutto il trasporto solido di fondo che quindi verrà "intrappolato" a monte della stessa e non arriverà sulla spiaggia. Non meno importante in questo senso è il prelievo incontrollato di sabbia e di inerti che viene eseguito nei letti dei fiumi.

Un'altra causa che in questi anni ha determinato l'accentuazione dell'erosione costiera è l'incremento dell'urbanizzazione della costa con distruzione delle dune. Le dune rappresentano una conformazione naturale della spiaggia, che contrasta fortemente il fenomeno di erosione costiera. Per poter rispondere alle esigenze di urbanizzazione della zona costiera, spesso l'uomo commette numerosi errori primo tra essi è la distruzione delle dune per rispondere ad una domanda di ampliamento residenziale o infrastrutturale.

Un effetto fondamentale sull'erosione costiera è dato dall'azione delle mareggiate e dal *Wave Climate* in genere. Uno studio di Short, 1999 ammette che un sistema costiero è strettamente legato a quattro fattori fondamentali:

- ✓ H_b (Altezza d'onda)
- ✓ T (Periodo di ritorno dell'onda)
- ✓ W_s (taglia del sedimento)
- ✓ TR (velocità di marea)

Questi elementi sono ben quantificati dell'uso del parametro Ω , infatti:

$$\Omega = \frac{H_b}{TR \cdot W_s} \quad (1.1)$$

Lo stato di una spiaggia è basato sul parametro Ω e RTR. Basandosi su quest'ultimo parametro le diverse tipologie di spiagge possono essere classificate come:

- ✓ *Wave-dominated* (RTR < 3);

- ✓ *Tide-modified* (RTR 3-10);
- ✓ *Tide-dominated* (RTR >10).

In questa maniera sulla base di Ω , ogni tipologia di spiaggia può essere classificata come: *wave-dominated*, *tide-modified* and *tide-dominated*. Tuttavia, per taluni sistemi esistono ulteriori fattori che possono condizionare l'azione delle onde sulla riva, come le maree intertidali, la barriera corallina (per le zone tropicali), e il posizionamento della spiaggia in una *pocket beach*. Condizioni aggiuntive si hanno in tipi di ambienti a più elevati dell'energia del mare, come le barre e i truogoli sabbiosi.

Pertanto in base a questi elementi, una spiaggia può essere classificata e suddivisa in diversi modi. Di seguito se ne propongono alcuni tipi (Williams & Ergin, 2004):

- ✓ Da *dissipativa* a *riflessiva*, classificazione legata essenzialmente dalla condizione dell'onda (ad alta o bassa energia) e dal materiale di composizione spiaggia (una gamma che varia da sedimenti di fango sabbie, ghiaie, ciottoli e massi (o miscele).
- ✓ *Naturale* o *artificiale*.
- ✓ In base alla *forma*, per esempio *pocket* (piccola spiaggia compresa tra due promontori, con dimensioni variabili, condizionate dal movimento dei sedimenti a o da terra, in mare aperto, ma poco lungo la riva), *spiagge lineari sabbiose* (spiagge sabbiose molto lunghe con una deriva dei sedimenti pronunciata lungo la riva), *spiagge a spirale logaritmica*, detta anche *Zeta curve* (spiagge caratterizzate da una forma curva da una estremità all'altra).

Su base *antropica* esistono varie tipologie di classificazioni, come ad esempio quella utilizzata nelle Barbados nei Caraibi (CEES, 2006), dove le spiagge vengono classificate in base al loro utilizzo (*intenso*, *medio* e *scarso*).

1.2 Valutazione della natura e dell'entità del rischio in area costiera

I rischi naturali hanno un notevole impatto sulle zone costiere di tutta Europa. I costi delle misure di emergenza, mitigazione e prevenzione possono rappresentare un significativo peso per le comunità interessate, spesso autorità locali o regionali con limitate risorse, ma anche governi nazionali. E' attualmente riconosciuto che gli effetti delle variazioni climatiche sono reali e che l'innalzamento del livello marino, in particolare, espone a serio rischio le comunità costiere (IPCC, 2007; Eurosin, 2004). Nelle zone costiere, nell'ottica di identificare i rischi relativi ai beni, è necessario stabilire, innanzitutto, il livello attuale di rischio e

successivamente identificare l'incremento dovuto alle variazioni climatiche, in modo da sviluppare soluzioni sostenibili atte a ridurre o a gestire questi rischi.

Le molteplici caratteristiche geofisiche e climatiche mondiali fanno sì che esista vulnerabilità verso un'ampia gamma di eventi naturali. Questi, operando in differenti scale temporali, possono presentare diversi gradi di rischio: l'erosione costiera, per esempio, è un processo graduale, mentre alluvioni e frane sono fenomeni episodici ed improvvisi, relativamente più difficili da prevedere e potenzialmente più costosi (EEA, 2004).

Nel 2005 in Europa si sono verificati 648 eventi naturali catastrofici (terremoti, tsunami, eruzioni vulcaniche, tempeste di vento, alluvioni, temperature estreme e frane) che hanno causato perdita di beni e persone. Questi eventi hanno causato in particolare 336 morti, una perdita totale di 16.000 milioni di dollari dei quali 4.875 milioni rappresentano perdite assicurate. L'osservazione suggerisce che i modelli delle variazioni climatiche si risolveranno in un aumento della frequenza e dell'intensità degli eventi e, come conseguenza, in un aumento dei danni e delle perdite, alle quali le compagnie assicurative e la società devono fornire una efficace risposta. Questo è dovuto in particolar modo all'incremento della popolazione e dei beni dovuto all'urbanizzazione, all'industrializzazione di aree esposte come coste e bacini idrografici, alla maggiore suscettibilità delle società moderne e delle nuove tecnologie, e specialmente alle pericolose variazioni del clima e dell'ambiente (Munich, 2006). Il futuro di certe aree costiere è particolarmente incerto in quanto l'innalzamento del livello marino causerà lo spostamento di intere comunità costiere e la distruzione dei loro beni con seri problemi per le zone adiacenti e la loro economia (McInnes, 2006).

I rischi costieri si verificano quando i pericoli associati all'ambiente fisico, come le alluvioni, l'erosione e le frane, interagiscono con la società. Il processo di decisione basato sul rischio fornisce gli strumenti per indirizzare gli sviluppi suggeriti dalle variazioni climatiche e dall'innalzamento del livello del mare. Questo perché tale approccio è basato su una visione del mondo che riconosce l'incertezza piuttosto che presentare una visione troppo certa di ciò che si conosce (ovvero la visione deterministica). L'approccio prevede un piano per combinare i possibili eventi pericolosi e le loro conseguenze, insieme a un modo per considerare gli eventi incerti e gli effetti. Tale approccio riconosce che sebbene la conoscenza attuale possa essere limitata, le decisioni devono essere comunque prese. Inoltre il metodo sostiene che le misure di mitigazione possono ridurre i rischi ma non possono eliminarli. Gli approcci basati sul rischio permettono di stimare il grado di riduzione del rischio e il rischio residuo che deve essere sostenuto dalle società e dagli individui dopo che le misure di mitigazione sono state applicate (Lee *et al.*, 2004).

L'analisi del rischio è un processo valutativo volto a determinare quanto sono significativi i suoi valori stimati e a stabilire il miglior percorso per le azioni future, comprendenti anche il tipo di gestione necessario. Normalmente il riferimento per le strategie di gestione è il concetto che c'è un grado di rischio che può ritenersi accettabile. Al di sopra di una certa soglia, questo deve essere considerato intollerabile o inaccettabile. E' largamente condiviso che tra queste due condizioni il suo livello di rischio debba essere ridotto a uno che è “*tanto basso quanto ragionevolmente sostenibile*” ovvero il cosiddetto principio ALARP (Lee *et al.*, 2004).

L'erosione costiera è un processo naturale e/o indotto dall'uomo che è responsabile nel creare la grande varietà di paesaggi che vediamo lungo le coste e che può essere definito come un processo di rimozione e trasporto di terreno e roccia a causa della degradazione meteorica, l'azione dei corsi d'acqua, dei ghiacciai, delle onde, dei venti e dell'acqua sotterranea. La sua importanza nell'ambiente costiero sta nel fatto che rappresenta una fonte principale di sedimenti per i vari ambienti deposizionali come spiagge, paludi costiere e dune sabbiose, che non soltanto formano difese naturali, ma anche *habitat* per flora e fauna e al contempo rappresentano importanti attrattive. Tuttavia la pericolosità dell'erosione costiera può causare un'ampia gamma di impatti e conseguenze, comprendenti: perdita di vite umane, proprietà, infrastrutture e terreno agricolo; distruzione di difese naturali o artificiali che possono causare, come conseguenza, alluvioni nelle zone interne.

Sulla costa il rischio d'inondazione è provocato dalla combinazione di livelli marini elevati, attività delle onde e delle mareggiate. L'altezza del livello marino è determinata dalle maree, le quali sono controllate dai movimenti della luna e dei pianeti, mentre le mareggiate risultano da variazioni della pressione dell'aria e della velocità dei venti sulla superficie dell'acqua. Le maree, le mareggiate e le azioni delle onde possono essere modificati dalla forma e dal tipo di fondo marino in prossimità della costa. L'espansione, in tutto il mondo, degli oceani, causata dall'innalzamento globale delle temperature e dallo scioglimento dei ghiacciai, porterà ad un innalzamento del livello marino (IPCC, 2007).

L'inondazione costiera può risultare dalla combinazione delle maree e dei livelli delle mareggiate che superano le banchine, ma normalmente è dovuta all'azione delle onde in combinazione con livelli marini elevati. Vicino alla battigia la massima altezza d'onda è legata alla profondità dell'acqua, mentre l'entità della risalita e della tracimazione è funzione della natura e configurazione della linea di costa, nonché del profilo di spiaggia. Le infrastrutture di difesa costiera, che comprendono le dighe frangiflutti, le scogliere e le barriere tidali, influenzano i percorsi e controllano l'impatto delle acque che scorrono sopra le

difese o le conseguenze che possono avere sulle pianure costiere. Le dighe frangiflutti agiscono spesso in combinazione con altre tecniche di protezione della spiaggia e della spiaggia sommersa, quali il ripascimento della spiaggia, le scogliere ed i pennelli per controllare l'energia delle onde, migliorare la resilienza delle strutture costiere e limitare la tracimazione delle onde.

I fenomeni di inondazione possono avere un forte impatto sulle persone in termini di feriti o morti. Durante tali eventi notevoli richieste sono rivolte ai sistemi di emergenza e ai servizi pubblici, soprattutto nelle aree sviluppate (Environment Agency, 2005). Sia le inondazioni costiere che quelle che si verificano nelle zone interne possono causare severi danni alle proprietà ed alle aree urbane, ma anche alle attività commerciali ed agli altri servizi.

Box 1: Variazioni eustatiche e cambiamenti climatici

Gli studi condotti sull'analisi di vari contesti costieri ha messo in evidenza che il livello del mare varia costantemente, come avviene nei cicli di marea, o in modo più imprevedibile, per le variazioni della pressione atmosferica per effetto del moto ondoso. Nonostante ciò, neppure eliminando il rumore di fondo costituito da queste oscillazioni il livello marino può essere considerato stabile e, nelle diverse ere geologiche, esso ha subito abbassamenti ed innalzamenti di decine e anche di centinaia di metri, sommergendo o scoprendo ampie porzioni di territorio (Suess nel 1888 la definì "*Variazioni Eustatiche*").

Le cause delle variazioni del livello marino che hanno caratterizzato i periodi più recenti della storia della Terra sono molteplici, ma quasi tutti riconducibili ai cambiamenti climatici che sono stati particolarmente intensi nel corso del Pleistocene (da 1,6 milioni di anni a 11.000 anni fa). Si sono infatti verificati abbassamenti del livello marino nelle fasi fredde e innalzamenti in quelle calde, a causa della formazione o fusione dei ghiacci continentali, e della riduzione o dell'aumento del volume dell'acqua presente negli oceani per variazioni termiche.

È noto che l'acqua subisce una modesta variazione di volume al cambiare della temperatura, tanto che un riscaldamento di 1 °C di tutta quella presente negli oceani determinerebbe un innalzamento del loro livello di soli 2 m. Durante il Pleistocene la temperatura media degli oceani è variata non più di 5 °C e quindi, pur nel caso in cui la variazione termica avesse interessato anche gli strati più profondi, a questo fenomeno potrebbero essere imputate variazioni massime di una decina di metri, un ordine di grandezza inferiore a quello delle oscillazioni effettivamente avvenute.

Ben più importante, sul lungo termine, è l'effetto determinato dall'immagazzinamento dell'acqua nei ghiacci continentali durante i periodi freddi e dalla loro fusione conseguente a un eccessivo innalzamento della temperatura atmosferica. Attualmente vi sono circa 30 milioni di km³ di acqua stoccata nei ghiacci continentali (Maier, 1990), mentre durante l'ultima fase glaciale doveva esservene il doppio (Pirazzoli, 1996). Ciò è in buon accordo con l'ulteriore innalzamento di circa 78 m calcolato da Barry (1981) per un eventuale fusione di tutti i ghiacci presenti oggi sulla Terra, fenomeno comunque non contemplato dai modelli climatici a breve termine.

Anche la salinità dell'acqua marina e la pressione atmosferica incidono sul volume degli oceani, ma entrambi questi parametri hanno subito modeste variazioni con l'alternarsi dei periodi glaciali, e il loro contributo all'eustatismo è considerato irrilevante (Pranzini, 2004).

Ben diverso, anche se difficilmente quantificabile, può essere il ruolo dei movimenti tettonici che, modificando l'ampiezza dei bacini oceanici, possono determinare variazioni eustatiche positive o negative. In effetti, durante il Pleistocene si sono verificati fenomeni di subsidenza sui fondali dell'Oceano Pacifico che potrebbero aver interferito con le oscillazioni, ben più importanti, dovute alle variazioni climatiche avvenute proprio in questo periodo.

Un innalzamento del livello marino può essere causato anche dalla deposizione sui fondali dei materiali prodotti dall'erosione delle terre emerse, fenomeno non trascurabile se si considera che il tasso medio di denudamento delle aree continentali è di circa 4,3 mm al secolo, con una produzione di circa 17.200 milioni di tonnellate di materiali all'anno (Summerfield, 1991), pur da distribuirsi su di una superficie marina quasi tre volte più estesa dei continenti. Non tutto il volume depositato si traduce comunque in innalzamento eustatico, dato che i fondali oceanici subiscono un abbassamento isostatico per la pressione esercitata dai nuovi materiali.

Le modificazioni climatiche globali che agiscono sulle decine e le centinaia di migliaia di anni sono essenzialmente innescate dalle variazioni periodiche dei parametri dell'orbita terrestre (Milankovitch, 1938; Hayas *et al.*, 1976; Adem, 1989). Sono, infatti, questi che controllano l'intensità dell'insolazione che giunge sulla superficie del pianeta.

Gli effetti delle modificazioni climatiche sulle variazioni del livello marino riguardano principalmente i cambiamenti tra volumi relativi di acqua e ghiaccio, che avvengono per accrescimento o fusione delle coltri glaciali. Le variazioni del livello marino così indotte possono raggiungere i 140 m in 10 mila anni (Fig. 1.1).

Queste oscillazioni vengono anche definite variazioni glacio-eustatiche (termine di valore storico proposto per la prima volta da Maclaren nel 1842). Cambiamenti climatici consistenti, come quelli che avvengono nel passaggio da un periodo glaciale ad uno interglaciale, comportano anche variazioni di temperatura, di salinità e di pressione dell'acqua oceanica, con relativi cambiamenti di densità e quindi di volume. I cambiamenti del livello marino indotti da una variazione di temperatura sono generalmente limitati (al massimo qualche metro di differenza tra un periodo glaciale ed un periodo interglaciale), ma possono essere percepibili (qualche decimetro) se un cambiamento climatico si produce in tempi brevi, come sta accadendo in questi ultimi anni a causa del riscaldamento globale in corso. A questa causa principale si aggiungono i cambiamenti della forma degli oceani, dovuta a movimenti tettonici della crosta terrestre, e azioni isostatiche, dovute principalmente al peso delle coltri glaciali che possono provocare col passare dei secoli un abbassamento delle masse continentali (nel caso della penisola italiana tale fenomeno incide con processi di subsidenza di un ordine di grandezza compreso tra 0,2 e 0,8 mm/anno) oppure in caso di scioglimento può avvenire l'effetto contrario cioè un innalzamento della massa continentale (Lambeck & Chappell, 2001; Lambeck *et al.*, 2004a).

In ultima analisi il livello delle acque non è mai stato lo stesso nel corso di milioni di anni, anzi è sempre stato sottoposto a modifiche da parte di forze esterne. Testimonianze delle antiche linee di riva che si sono susseguite nel corso delle ere geologiche sono i sedimenti di spiaggia, i solchi di battigia, le paleodune, le grotte ricche di fossili e di incrostazioni di origine marina e che ci hanno permesso di tracciare delle curve di oscillazione della linea di costa anche durante l'ultimo periodo interglaciale (circa 125.000 anni fa). In quel periodo, il livello marino era 7 m più alto di quello attuale. Durante le fasi antecedenti più fredde è tornato a scendere circa 20.000 anni fa fino a 120 m sotto il livello marino attuale. Poi il livello marino è tornato a salire fino al livello attuale in conseguenza di un graduale aumento della temperatura iniziato circa 15.000 anni fa (Fig. 1.1).

Come visto in precedenza, le cause che concorrono al cambiamento del livello marino sono molteplici. Ciò determina una grande incertezza nel prevedere variazioni del livello dei mari già nel futuro più prossimo ed in modo particolare nel Mediterraneo, dove si sovrappongono alle difficoltà connesse a valutare la tendenza del livello marino in un bacino semichiuso, dinamiche idrauliche ed idrogeologiche peculiari. Tuttavia, secondo la stragrande maggioranza della comunità scientifica mondiale, l'aumento dei gas serra nell'atmosfera sta provocando un costante aumento della temperatura con un conseguente aumento del livello medio marino dovuto allo scioglimento dei ghiacciai che va ad aggiungersi ad altri fattori prettamente naturali.

Infatti gli scenari individuati dai modelli per l'ultimo decennio sono stati addirittura superati dai fatti; il mare (a livello globale) è risalito con tassi superiori a quanto ci si attendeva qualche anno fa (Antonoli & Silenzi, 2007).

Le aree tettonicamente stabili del Mediterraneo centrale negli ultimi 2000 anni, sono risalite di circa 1,3/1,4 m. Di questo sollevamento solo 12 cm sono dovuti allo scioglimento dei ghiacciai come probabile conseguenza del progressivo riscaldamento globale. Il rimanente è stato causato da aggiustamenti glacio-idro-isostatici (Lambeck *et al.*, 2004a).

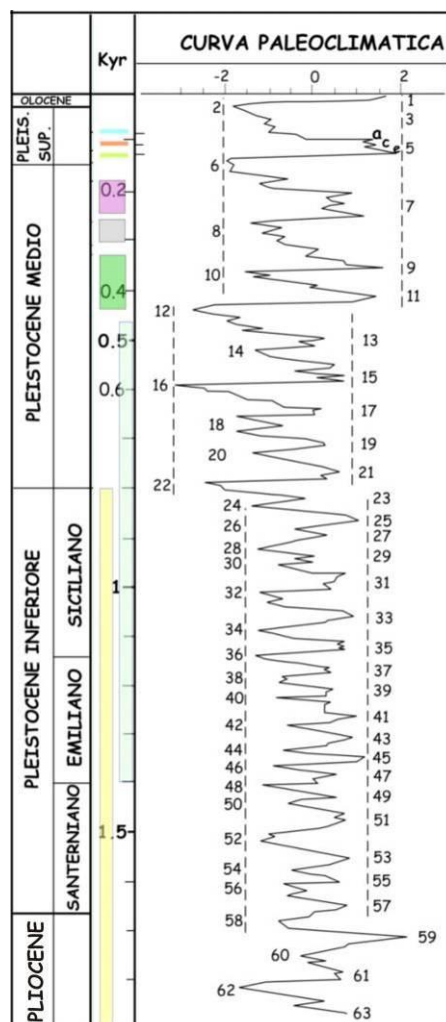


Fig. 1.1 – Curva Paleoclimatica degli ultimi 2 milioni di anni

Un coincidenza con l'acme dell'ultima fase della glaciazione würmiana, fra i 22.000 e i 18.000 anni fa, il livello marino aveva raggiunto la quota più bassa: 120 – 130 m sotto a quello attuale.

In quel tempo ampie parti delle piattaforme continentali erano emerse e modellate da agenti esogeni. Molte isole erano collegate ai continenti, come le Isole Britanniche all'Europa, mentre la Nuova Guinea e la Tasmania formavano un unico continente con l'Australia; lo stretto di Bering non esisteva, tanto che era possibile passare a piedi dall'Asia al Nord America, ed è questo fatto che si deve l'inizio della colonizzazione umana nel continente americano circa 25.000 anni fa. La penisola italiana era più ampia e inglobava l'Isola d'Elba; il Mare Adriatico era assai meno esteso, con una linea di riva che collegava i punti in cui oggi sorgono Ancona e Zara; la Corsica e la Sardegna erano unite, mentre la Sicilia aveva una grande propaggine che raggiungeva quasi la Tunisia (Fig. 1.2).

Il riscaldamento dell'atmosfera cominciò circa 18.000 anni fa e fu assai rapido, dato che dopo 5.000 anni la metà del ghiaccio che costituiva le calotte glaciali si era già scolta, anche se la loro estensione non era cambiata in modo significativo, essendo la fusione avvenuta prevalentemente a spese del loro spessore. Bisogna giungere a 6.000 anni fa per avere un volume di ghiaccio sul continente circa uguale a quello attuale.



Fig. 1.2 – Italia durante l'ultima fase della glaciazione würmiana

La fusione del ghiaccio e l'espansione termica dell'acqua determinarono l'innalzamento del livello degli oceani e l'invasione da parte del mare di ampie fasce marginali dei continenti (trasgressione).

Questo fenomeno in Europa prende il nome di “*Trasgressione Flandriana*”, mentre in Italia, in riferimento alla stratigrafia dei depositi marini e continentali studiati da Blanc (1934) nella Toscana settentrionale, prende il nome di “*Trasgressione Versiliana*”.

Fra le prime curve tracciate per rappresentare la risalita del livello marino nell'Olocene, quelle prodotte da Fairbridge (1961), Shepard (1963) e Mörner (1969) sono di particolare interesse perché rappresentano i modelli principali sui quali per anni si è confrontata la comunità scientifica: una risalita costante (Shepard), una risalita con modeste oscillazioni senza che il livello attuale venisse superato in modo rilevante (Mörner), oppure una risalita interrotta da significative inversioni e con un livello che fra i 5.000 e 6.000 anni fa aveva superato di circa 2 m quello attuale (Fairbridge) (Fig. 1.3).

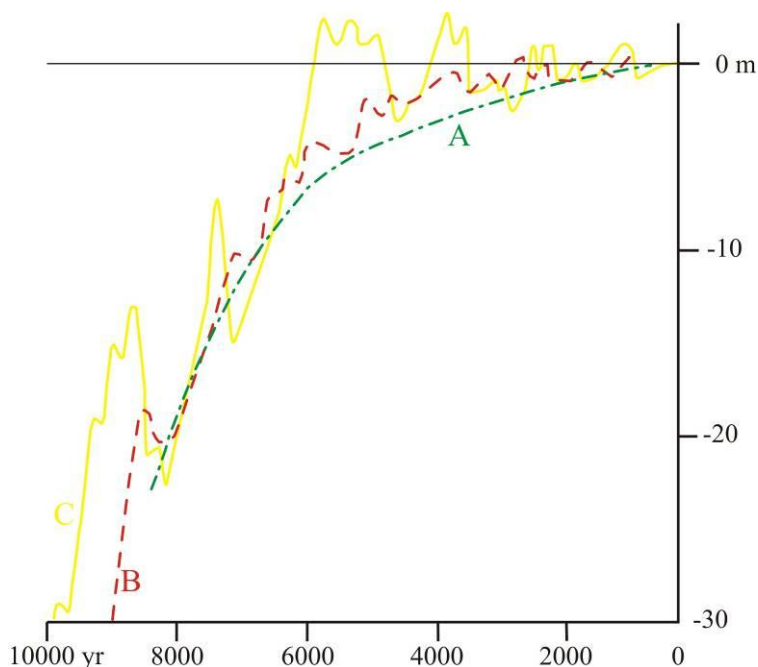


Fig. 1.3 – Curve di risalita del livello marino negli ultimo 10000 anni secondo Fairbridge, 1961(A), Shepard, 1963 (B) e Mörner, 1982 (C). (Modificata da Pranzini, 2004)

Sebbene queste curve si discostino tra di loro in modo significativo i tre autori concordano sul fatto che l’innalzamento del livello marino fu particolarmente rapido inizialmente e decisamente più lento negli ultimi millenni. Fra le inversioni e gli stazionamenti, di particolare interesse sono quelli identificati da Curry (1960) nel Golfo del Messico: qui vi sarebbero tracce di un abbassamento del livello del mare di una trentina di metri (circa fra i -30 e i -60 m) avvenuto fra 12.000 e 11.000 anni fa, e quindi sincrono con il periodo freddo (*Dryas*) durante il quale si ebbe una nuova espansione delle calotte glaciali continentali, e una fase di stazionamento a -18 m centrata sui 10.000 anni fa, che avrebbe favorito la formazione di piattaforme di erosione marina successivamente identificate alla stessa quota anche in altre aree.

Uno dei punti di maggior contrasto fra le curve prodotte dai vari autori è quello relativo al momento in cui il livello del mare ha raggiunto una quota prossima a quella attuale: alcuni ritengono che ciò sia avvenuto in tempi estremamente recenti, mentre altri ipotizzano che essa sia stata raggiunta o superata circa 6.000 anni fa, in un periodo in cui il clima era più caldo di quello attuale (*optimum climatico*), come dimostrato dal ritiro dei ghiacciai alpini e da uno spostamento verso nord del limite settentrionale dell’areale di alcune piante tipiche delle medie latitudini (Roberts, 1989).

Le successive ricerche sulle variazioni climatiche degli ultimi 18.000 anni e sui loro effetti sulla risalita del livello marino, condotte anche grazie a nuovi metodi di datazione e alla possibilità di prelevare carote di ghiaccio antartico – che hanno dimostrato di essere dei cronometri di grande affidabilità – mostrano quasi ovunque un innalzamento continuo da 18.000 anni B.P. a oggi, cancellando sia le inversioni che gli stazionamenti (Fig. 1.1).

Si è comunque capito che più dettagliata è una curva e minori sono le possibilità di applicarla ad aree lontane tra di loro. Più di ricercare curve di risalita “globali” si è andati quindi verso una migliore definizione di curve “locali”, che consentono di dare il giusto peso alle varie componenti delle variazioni relative del livello marino e di spiegare i processi che hanno portato all’attuale morfologia costiera nelle varie regioni. Una sintesi dei dati prodotti fino al 1996 è stata realizzata da Pirazzoli, a cui di deve anche la messa a punto di curve per l’area mediterranea, mentre Lambeck *et al.* (2004a) hanno pubblicato una curva estremamente dettagliata successivamente.

Nonostante queste discordanze, quello che è certo è che nell’Olocene l’ingressione marina fu talmente rapida da giustificare il nascere, in molte culture e religioni, di miti legati al Diluvio Universale. Ad esempio, secondo Rayan *et al.* 1997, il Diluvio descritto nella Genesi (Gn 6-9) potrebbe essere legato al superamento avvenuto circa 7.600 anni B.P. e all’erosione della soglia che

separa il Mediterraneo dal Mar Nero e alla conseguente cascata di acqua che avrebbe rapidamente innalzato il livello di questo bacino.

Se incertezze permangono sui tassi di risalita eustatica dei periodi a noi più lontani, ben diversa è la situazione per quanto riguarda l'ultimo secolo, durante il quale i mareografi, sebbene non equamente distribuiti su tutta la Terra, hanno registrato le variazioni relative del livello del mare, anche se permane il problema dell'estrazione da questi dati della sola componente eustatica. Il rapporto dell'IPCC (*Intergovernmental Panel on Climatic Change*) del 2001 ha stimato un *Sea Level Rise* (SLR) di $1,5 \pm 0,5$ mm/anno per il XX secolo. I dati relativi ai mari che bagnano l'Italia sono in linea con questa stima globale (Pranzini, 2004).

La messa in orbita di satelliti per applicazioni geodetiche, e in particolare del Topex-Poseidon, ha radicalmente cambiato le tecniche di misurazione del livello marino, che ora consentono una precisione di 2 cm, che si riduce poi a un solo millimetro tramite la comparazione fra misure effettuate su aree più estese. Per avere una serie storica di dati statisticamente affidabile sarà necessario attendere alcuni decenni, se non altro per poter filtrare le componenti mareali di lungo periodo; ma i dati prodotti fino ad ora gettano una nuova luce sulle dinamiche che interessano le variazioni del livello marino e mostrano come esso sia soggetto a tendenze diverse, sia positive che negative, anche in aree vicine, tanto da imporre una revisione del significato del termine "eustatico" introdotto da Suess nel 1888. Il tasso medio di variazione a scala globale, registrato da Topex-Poseidon per il periodo 1993-1998, risulta essere pari a $+3,2$ mm/anno (Cabanès *et al.*, 2001), ma nelle diverse aree geografiche si possono trovare valori assai differenti, con tassi che arrivano a discostarsi di $+30$ mm/anno dal valore medio.

Tutto l'Oceano Pacifico è interessato da una grande disomogeneità, con abbassamenti significativi sia nella zona intertropicale che in una fascia che collega le coste del Canada a quelle del Giappone, e innalzamenti particolarmente forti al largo del Perù e a est dell'Australia. Al contrario l'Oceano Atlantico registra valori modesti e generalmente positivi, con innalzamenti massimi alle alte latitudini e le poche aree in abbassamento concentrate alle medie latitudini. Nel Mar Mediterraneo si ha un innalzamento medio di 7 mm/anno, con tassi che superano i $+30$ mm/anno a SE di Creta, mentre nello Ionio e nel Mar Ligure si hanno variazioni positive di alcuni millimetri l'anno. Un innalzamento estremamente alto e assai omogeneo è stato osservato nel Mar Nero, con un tasso medio di 27 mm/anno (Cazenave *et al.*, 2002).

La necessità di acquisire una lunga serie temporale di dati per effettuare un'affidabile previsione dei livelli marini futuri è confermata dalla variabilità dei livelli misurati dai mareografi negli ultimi decenni, quando nella stessa località si sono alternati tassi opposti con valore assoluto anche di un ordine di grandezza maggiore della variazione risultante sull'intero periodo, come dimostrato da Cazenave *et al.* (2002) per il Mediterraneo.

Al fianco di queste misure si pongono le previsioni basate su sofisticati modelli di atmosfera e sulla creazione di "scenari" in cui entrano, non solo parametri fisici quale il valore del riscaldamento globale conseguente a un determinato incremento di CO₂ nell'atmosfera, ma anche stime sullo sviluppo economico dei vari paesi che, attraverso il consumo di combustibili fossili, l'allevamento e le pratiche agricole, influenza l'immissione nell'atmosfera di gas serra. Dopo le previsioni più pessimistiche degli anni '80, quando i modelli indicavano per l'anno 2100 innalzamenti compresi fra 56 e 345 cm (Hoffman *et al.*, 1983), le stime sono state via via corrette, e si è assistito ad un graduale "abbassamento" dei valori dell'innalzamento del livello del mare per i prossimi decenni.

Per il prossimo futuro (anno 2100) si prevede che il livello globale del mare si solleverà tra $+0,18$ e $0,59$ m (IPCC, 2007) (Fig. 1.2).

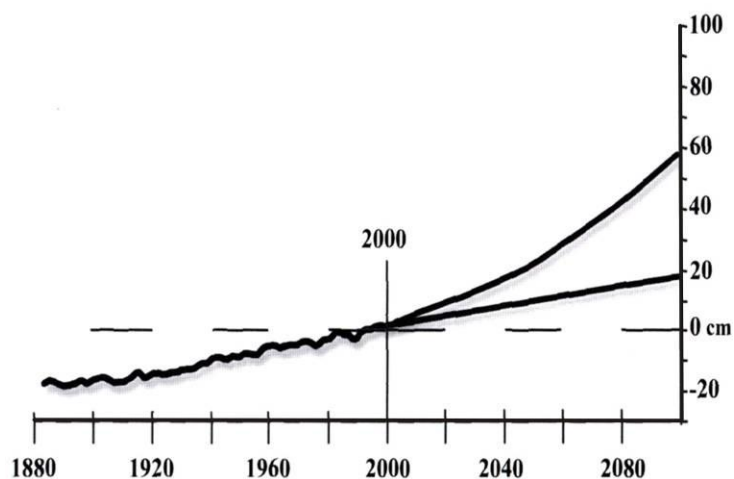


Fig. 1.4 – Livello del mare previsto nel 2100 da +18 a + 59 cm sulla base dello studio IPCC, 2007 (modificata da Antonioli & Silenzi, 2007)

Le conseguenze di questi fenomeni, tutt'altro che improbabili, sugli ecosistemi e le popolazioni rivierasche sono facili da immaginare: se un innalzamento delle acque di un solo centimetro può comportare l'arretramento della linea di riva anche di un metro, il sollevamento marino previsto potrebbe modificare l'assetto costiero di molti paesi del mondo (Antonioli & Silenzi, 2007).

Pur ridotto, questo innalzamento avrà degli importanti effetti sulla morfologia delle aree costiere e pesanti ripercussioni sulla vita delle popolazioni rivierasche, che rappresentano una notevole quota della popolazione mondiale.

Particolarmente a rischio sono tutte le aree deltizie, costruite dai fiumi a quote prossime a quelle del mare e, per giunta, spesso subsidenti; così come a rischi sono le *barrier islands* e le isole coralline del Pacifico, già quasi tutte interessate da una forte riduzione di superficie.

Per il Mediterraneo la valutazione di uno scenario futuro appare molto più complessa, dato che pare non comportarsi come il resto degli oceani. Nella Tab.1.1 di propone una sintesi delle valutazioni effettuate da diversi autori per il *Mare Nostrum*.

<i>Autore</i>	<i>Rate (mm/anno)</i>	<i>Periodo analizzato</i>
Nicholls & Hoozemans (1996)	1,1-1,2	1900-1990
Pirazzoli (1996)	1,5	1880-1980
Brunel & Sabatier (2009)	1,1	1895-1977
Klein & Lichter (2009)	0,5-2,5	* Ultimo secolo (fino al 1960) * Dal 1961 al 2000 non ci sono variazioni del livello del mare nel Mediterraneo * dal 1990 estrema risalita del livello del mare pari a 5-10 volte la media dell'ultimo secolo
Calafat & Gomis (2009)	0,3	1961-2000
	4,0	1993-2003
Marcos & Tsimplis (2008)	1,2 – 1,5	Ultimo secolo
	0,3 – 0,7	considerando una serie superiore ai 35 anni

Tab. 1.1 – Range di variazione per il Mediterraneo secondo diversi autori

1.3 Valutazione della vulnerabilità costiera

Il protocollo di Kyoto, oltre ad individuare come fondamentale la riduzione delle emissioni di gas serra (mitigazione del cambio climatico) suggerisce ai governi mondiali di “*attuare le politiche e le misure (...) al fine di ridurre al minimo gli effetti negativi, inclusi gli effetti avversi del cambiamento climatico*” (art. 2, comma 3, Il Protocollo di Kyoto: della Convenzione sui Cambiamenti Climatici). Sulle coste tali indicazioni si traducono nella pianificazione del territorio in relazione al sollevamento del mare (rischi lenti, 50-100 anni) ed all'intensificarsi degli eventi estremi (rischi veloci, 5-15 anni). Seppure il Mediterraneo non sia fra i settori più a rischio per le popolazioni, ha un'alta vulnerabilità degli ecosistemi costieri e subisce un'accelerata erosione dei litorali. Le coste mediterranee (46.000 km) e soprattutto quelle nazionali (7.500 km) presentano, in relazione al rischio di allagamento da parte del mare, alcuni fattori negativi rispetto a molte altre aree del mondo:

1) la presenza di limitate escursioni mareali (mediamente 30-40 cm con l'unica eccezione del N Adriatico dove si superano i 100 cm) ha consentito un pericoloso avvicinamento alla linea di riva del tessuto urbano e di qualsiasi attività antropica;

2) lungo le coste mediterranee è ormai chiaro che gli effetti del sollevamento eustatico sono magnificati dai movimenti isostatici, tettonici e di subsidenza antropica; tale effetto viene ulteriormente amplificato dalla presenza di un certo numero di aree costiere depresse, cioè già oggi sotto il livello del mare.

In controtendenza rispetto al sollevamento globale degli oceani, appare invece mitigante l'attuale tasso eustatico (senza quello isostatico e/o tettonico) di risalita dei mari Italiani (circa 1.05 mm/anno Lambeck *et al.*, 2004b): questo infatti risulta essere minore rispetto a quello globale (1.8 mm/anno, Church *et al.*, 2004).

Sono molti i settori nazionali che mostrano aree con coste basse già oggi a rischio di essere allagate nei prossimi 100 anni sulle coste Tirreniche e Ioniche: in totale circa 4500 km². Infatti il *report* UE "*Impact assessment*" pubblicato il 10 gennaio 2007 ipotizza che per la fine del XXI secolo i valori minimi d'innalzamento eustatico saranno pari a + 0,22 m (Antonioli & Silenzi, 2007). I movimenti attuali (espressi in mm/anno) sono dati dalla somma dei valori isostatici (Lambeck *et al.*, 2004a), più quelli tettonici (Ferranti *et al.*, 2006) e quelli eustatici per l'Italia (Lambeck *et al.*, 2004b; pari a 1.02 mm/anno).

Sono necessarie indagini di dettaglio nonché valutazioni sul comportamento naturale delle coste al variare del livello del mare: questa risposta può essere molto diversa a seconda delle caratteristiche fisiche locali come l'ampiezza delle spiagge, la portata solida dei fiumi, la

presenza o meno di dune costiere, la presenza ed il verso di correnti marine, la presenza di opere di difesa, gli impatti antropici, ecc. come evidenziato ne *Lo stato dei litorali italiani* (Aucelli *et al.*, 2006), edito nel 2006 da Studi Costieri dal Gruppo Nazionale per le Ricerche sull'Ambiente Costiero (GNRAC), molte delle oltre 30 pianure costiere italiane rappresentano aree ad elevato valore naturalistico e paesaggistico, e sono sedi di attività produttive di rilevanza nazionale. L'incremento atteso della frequenza e dell'intensità dei fenomeni estremi (alluvioni, mareggiate, ecc.) e l'accelerazione della risalita del livello marino e dei fenomeni erosivi comporteranno perdite di territorio, di infrastrutture e di beni economici imponenti.

Nelle metodologie volte alla gestione di aree esposte a rischio ambientale esistono numerosi approcci metodologici; in tal senso sempre più di frequente vengono utilizzati metodi multidisciplinari che consentono l'integrazione di dati scaturiti dall'analisi storica ed attuale dello stato del territorio, con l'individuazione e la quantificazione della frequenza, dell'intensità, della distribuzione spaziale e temporale degli eventi naturali potenzialmente distruttivi. Contemporaneamente, vengono prese in considerazione le interferenze e le sinergie tra questi parametri e le attività dell'uomo. Nel tentativo di valutare la vulnerabilità di un litorale, le scienze geologiche hanno un ruolo fondamentale sia per l'analisi della geomorfologia e delle caratteristiche sedimentologiche dei litorali, sia per lo studio dei processi evolutivi che, nel corso del tempo, hanno strutturato morfologicamente e stratigraficamente gli attuali assetti.

Negli ultimi decenni è stata progressivamente abbandonata la concezione di conservazione dell'ambiente, cristallizzata da leggi di tutela, per essere sostituita con un concetto di conservazione attiva. Vedremo in seguito che ciò ha condotto all'adozione di un programma d'azione finalizzato al perseguimento dello sviluppo sostenibile denominato "Agenda 21". A riprova di ciò la Comunità Europea ha avviato dal 1996 una serie di programmi per mettere a punto una prassi in materia della gestione integrata delle zone costiere (GIZC) per promuovere lo sviluppo sostenibile di queste aree.

In letteratura sono state proposte varie metodologie per quantificare la vulnerabilità costiera. I più diffusi e utilizzati sono: *IPCC Common Methodology*, *Le Technical Guidelines*, *L'UNEP Handbook Methodology*, *South Pacific Islands Methodology* e *Caribbean disaster Mitigation Project*. L'identificazione e la valutazione di indici di vulnerabilità di una costa nei confronti di perturbazioni idrodinamiche, climatiche o antropiche sono state oggetto di numerosi studi, soprattutto negli ultimi anni (Dal Cin & Simeoni, 1994; Gornitz *et al.*, 1994; Berger & Iams, 1996; Busch *et al.*, 1999; Brewster, 2002; Simeoni *et al.*, 2003a; Benassai *et al.*, 2009). Bisogna sottolineare che i vari metodi proposti in letteratura necessitano, però,

d'opportune calibrazioni necessarie per le peculiarità dei sistemi litorali oggetto d'indagine e per gli impatti biofisici (ad es. aumento dell'erosione costiera) e socioeconomici (ad es. perdita di risorse rinnovabili e sostenibili).

Alcuni degli approcci metodologici per la valutazione della vulnerabilità costiera per gli scenari nel 2100 hanno interessato, negli ultimi anni, i settori costieri della Toscana settentrionale (Mar Ligure; Silenzi *et al.*, 2002 e 2003; Nisi *et al.*, 2003), della pianura Pontina (Lazio, Mar Tirreno; Parlagreco *et al.*, 2007b) e dell'area della foce del fiume Sangro (Abruzzo, Mar Adriatico; Parlagreco *et al.*, 2006 e 2007a). Più correlati ai rischi veloci, a titolo esemplificativo di una moltitudine di studi realizzati ed in corso vi sono studi effettuati in Veneto (Fontolan *et al.*, 2001), Emilia Romagna (Simeoni *et al.*, 2003b), Abruzzo (Progetto SICORA), Sicilia e Campania (Progetto Interreg IIIc MESSINA). Attualmente questi approcci metodologici sono in corso di applicazione in siti pilota nell'ambito del progetto italiano FISR VECTOR (Vulnerabilità delle Coste e degli ecosistemi marini italiani ai cambiamenti climatici e loro ruolo nei cicli del carbonio mediterraneo; il progetto interessa la Laguna di Grado e Marano in Friuli, i Fiumi Torbido, Amusa, Allaro e Precariti in Calabria, il Fiume Sele in Campania, il Fiume Ombrone in Toscana) e nell'ambito del progetto europeo Interreg IIIc Beachmed-e MedPlan (Lazio meridionale e Emilia Romagna).

1.4 Piano legale ed amministrativo sulla sostenibilità e la gestione costiera

La geologia e la morfologia delle coste europee presenta una enorme varietà di condizioni, pericoli naturali e problemi derivanti dallo sviluppo in siti non adatti o solo in parte stabili. L'interazione tra erosione costiera, stabilità dei terreni ed urbanizzazione comporta la necessità di un quadro di pianificazione e legale che favorisca uno sviluppo sostenibile e la gestione della costa in generale. In alcuni casi l'erosione costiera e le inondazioni sono fenomeni frequenti, mentre altrove risultano episodici, attivati solo a seguito di eventi climatici o dagli effetti dell'alterazione e dell'intervento antropico. Qualunque sia la natura del problema, è necessario adottare un valido approccio per pianificare lo sviluppo delle aree costiere, tenendo in debita considerazione i fattori geologico-ambientali.

Lo sviluppo sostenibile delle aree costiere e la gestione delle risorse costiere in modo integrato sono due importanti settori di intervento. Queste politiche rappresentano concetti chiave per la gestione dei pericoli naturali nelle aree costiere.

Il concetto di sostenibilità fu introdotto alla conferenza delle Nazioni Unite di Rio de Janeiro del 1992 (*United Nations Conference on Environment and Development* - UNCED).

In tale occasione furono fissati i principi ed il programma di azioni necessarie a perseguire lo sviluppo sostenibile. In questa conferenza globale fu adottata *Agenda 21* da più di 178 governi. Agenda 21 è un piano di azione da sviluppare a livello globale, nazionale e locale, da parte di organizzazioni delle Nazioni Unite, governi e gruppi, in ciascuna area nella quale l'uomo ha un impatto sull'ambiente. Il Capitolo 17 si prefigge la "*protezione degli oceani, di tutti i tipi di mari, inclusi i mari chiusi e semi-chiusi, delle aree costiere, nonché la protezione, l'uso razionale e lo sviluppo delle loro risorse viventi*" (UN, 2003). In particolare nel paragrafo 5 di questo capitolo intitolato "*Gestione integrata e sviluppo sostenibile di aree costiere e marine, incluse zone economiche esclusive*" gli stati costieri si impegnano alla gestione integrata e allo sviluppo sostenibile delle aree costiere e dell'ambiente marino sotto la loro giurisdizione nazionale (UN, 2003).

Da qui, è seguita tutta una serie di altre importanti iniziative promosse, a livello universale e regionale, dalle organizzazioni internazionali interessate ad una corretta gestione delle coste e volte a sottolineare la necessità di elaborare e applicare una strategia globale di gestione integrata e durevole dell'ambiente costiero, che tenga conto delle interazioni tra ambiente, patrimonio socio-culturale e le comunità. Si porta come esempio la raccomandazione dell'OCSE, C(92)114 del 23 luglio del 1992, dedicata appunto alla gestione integrata delle zone costiere o il Codice di condotta della FAO per una pesca responsabile del 1995, il cui art. 10 è interamente dedicato alla integrazione della pesca nella gestione delle aree costiere, nonché il modello normativo sulla gestione sostenibile delle aree costiere ed il Codice Europeo di condotta applicabile alle aree costiere elaborati dal Consiglio d'Europa nel 1999, volti ad ispirare le normative nazionali nel perseguire l'integrazione a livello territoriale ed istituzionale, una corretta pianificazione e formulazione legislativa e la cooperazione internazionale tra le aree costiere transfrontaliere (Montebello, 2004).

Le politiche internazionali sul cambiamento climatico sono state difficili da stabilire, in quanto richiedono un accordo globale. Nel 1988 è stato creato dalle Nazioni Unite il Cartello Intergovernativo sul Cambiamento Climatico (*Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC*), riunendo scienziati provenienti dai governi mondiali. Durante gli anni '80 il dibattito sul cambiamento climatico si è focalizzato sulla variazione di temperatura media a livello globale, e la creazione dell'IPCC ha rappresentato un importante passo verso la definizione delle risposte a livello scientifico.

Nel 2005 è stato ratificato il Protocollo di Kyoto, impegnando 55 paesi industrializzati ad attuare tagli significativi nelle emissioni di gas quali, l'anidride carbonica, entro il 2012.

La *Dichiarazione del Decennio Internazionale per la Riduzione dei Disastri Naturali* (UN *International Decade for Natural Disaster Reduction* - IDNDR - 1990-1999) ha aiutato ad alzare il livello della discussione riguardante le cause socio-economiche dei rischi da disastro. Nel 1999 i paesi facenti parte del Forum del Programma Internazionale IDNDR hanno sottoscritto una *Dichiarazione di Intenti*, prendendo atto che il pianeta è sempre più minacciato da disastri a larga scala e accordandosi per agire in modo da garantire un mondo più sicuro per le generazioni future. Quale successore dell'IDNDR nel 2000, la *Strategia Internazionale per la Riduzione dei Disastri* (UN *International Strategy for Disaster Reduction* - ISDR) è stata fondata per sostenere questa agenda, focalizzandosi sui processi inerenti la consapevolezza, la valutazione e la gestione dei rischi da disastro.

In Europa

La legislazione e la politica dei paesi europei forniscono un quadro strategico per tutti gli aspetti relativi all'uso ed allo sviluppo del territorio nell'Unione Europea, inclusi i pericoli naturali. La Prospettiva Europea per lo Sviluppo dello Spazio (*European Spatial Development Perspective* - ESDP) ha posto una maggiore enfasi sul bisogno di sostenibilità e protezione ambientale. Quale diretta conseguenza di ciò, dovrebbe essere posta un'attenta considerazione ai fattori geologici, in relazione allo sviluppo ed al rinnovo economico. Negli stati membri, la pianificazione dell'uso del territorio e le decisioni gestionali sono generalmente di competenza regionale o locale. Tuttavia, la Commissione gioca un ruolo nell'assicurare che gli stati membri tengano in considerazione le questioni ambientali al momento della redazione dei piani di sviluppo territoriale.

Più dell'80% dei 377 milioni di cittadini dell'Unione Europea vivono in centri cittadini, dei quali una significativa percentuale sono situate presso aree costiere. La sfida per gli amministratori ed i politici è di sviluppare un approccio integrato e sostenibile per lo sviluppo e la gestione delle aree urbane, che agisca in armonia piuttosto che in contrapposizione con i sistemi naturali. Per aiutare a vincere questa sfida, il Sesto Programma Quadro di Azione Ambientale ha chiesto alla Commissione di sviluppare una nuova Strategia Tematica per l'Ambiente Urbano (*Thematic Strategy on the Urban Environment*) per aiutare a promuovere un approccio integrato e supportare le azioni a livello locale. Nel gennaio 2004, la Commissione ha adottato la Comunicazione COM(2004)60 "*Towards a Thematic Strategy on the Urban Environment*", che ha messo in atto l'idea della Commissione per la *Thematic Strategy on the Urban Environment*. La Comunicazione ha evidenziato i problemi e le sfide

che si trovano ad affrontare le aree urbane europee, focalizzandosi sulla gestione dell'ambiente urbano, i trasporti urbani, le costruzioni sostenibili e la progettazione urbana.

Infine la Commissione ha cercato di migliorare la pianificazione, la gestione e l'uso delle aree costiere europee mediante la Gestione Integrata delle Zone Costiere (*Integrated Coastal Zone Management - ICZM*). Molte aree rivierasche europee soffrono problemi di deterioramento delle loro risorse ambientali, socio-economiche e culturali. Dal 1993, la Commissione ha lavorato per individuare e promuovere misure per sanare questo deterioramento e per migliorare la situazione complessiva delle nostre aree costiere. Il Quinto Programma Europeo di Politiche e Azioni in Relazione allo Sviluppo Ambientale e Sostenibile (*Fifth Community Program of Policy and Action in relation to the Environment and Sustainable Development*) è stato sviluppato in risposta alla richiesta del Consiglio per una strategia comune per la Gestione Integrata delle Zone Costiere.

Dal 1996 al 1999, la Commissione ha implementato un Programma Dimostrativo per l'ICZM (*Demonstration Program for ICZM*), realizzando circa 35 progetti dimostrativi e 6 studi tematici. Nel 1999 la Commissione ha riassunto i risultati di questi importanti studi nei suoi documenti "*Better management of coastal resources*" e "*Lessons learnt from the EU demonstrative program*" (European Commission, 1999a; 1999b).

I Progetti Dimostrativi hanno individuato in particolare la necessità di una pianificazione partecipata al fine di implementare una Gestione Integrata delle Zone Costiere, ed una serie di conflitti tra i detentori di attività nelle aree costiere, causati da interessi in competizione, culture e tradizioni differenti, dati imprecisi, contesi o non concessi, ignoranza o disinteresse verso i bisogni altrui, e conflitti di interesse su specifiche procedure o questioni.

Il quadro legale ed amministrativo per la gestione dei rischi costieri basandosi sulle esperienze e i risultati del Programma Dimostrativo è stato ampliato e dettagliato. Infatti la Commissione ha adottato due documenti: una Comunicazione dalla Commissione al Consiglio ed il Parlamento Europeo riguardante "*Integrated Coastal Zone Management: A Strategy for Europe*" (COM/00547 del 17/09/20005); ed una proposta per Raccomandazioni del Parlamento Europeo ed il Consiglio inerente l'Implementazione di una Gestione Integrata delle Coste in Europa (COM/00/545 del 08/09/2002). Questa Raccomandazione è stata adottata dal Consiglio e dal Parlamento il 30/05/2002. La Comunicazione spiegava come la Commissione avrebbe lavorato per promuovere ICZM attraverso l'uso di strumenti e programmi comunitari. La Raccomandazione ha sottolineato i passi che gli stati membri dovrebbero intraprendere per sviluppare strategie nazionali per l'ICZM.

La Direttiva Quadro sulle Acque (*Water Framework Directive* 2000/60/EC - WFD), che è entrata in vigore nel 2000, ha stabilito un nuovo approccio integrato per la protezione, il miglioramento e l'uso sostenibile dei fiumi, dei laghi, degli estuari, delle acque costiere e delle acque sotterranee europee. La Direttiva contribuisce ai principi e agli obiettivi più importanti dell'ESDP. La Direttiva ha introdotto un sistema di pianificazione basato sulla “*gestione del bacino idrografico*” che rappresenta il meccanismo chiave per assicurare la gestione integrata di acque sotterranee e acque costiere: l'istituzione di Distretti di Bacino Idrografico (*River Basin Districts* - RBD's), caratterizzati da ecologia, geologia, idrogeologia, demografia e uso del territorio, con acque costiere assegnate al più appropriato e vicino tra gli RBD; la suddivisione amministrativa di un RBD può inoltre essere separata in sottobacini.

Nel gennaio 2006 la Commissione Europea ha proposto una Direttiva per aiutare gli stati membri a prevenire e limitare le inondazioni e gli effetti negativi di questi eventi sulla vita, la salute, le proprietà, le infrastrutture e l'ambiente. Questa iniziativa è nata in risposta ai recenti disastri in Europa, ma è stata intrapresa anche perché i prossimi decenni vedranno quasi inevitabilmente un maggiore rischio da inondazioni e maggiori danni economici. Questa proposta creerà un quadro europeo per la gestione del rischio da inondazione che si basa ed è strettamente connesso con la Direttiva Quadro sulle Acque. Viene proposto un processo a tre fasi. Primo, gli stati membri opereranno una Valutazione Preliminare sul Rischio da Inondazione dei loro bacini fluviali e delle loro zone costiere. Dove sussiste un rischio reale, gli stati membri dovrebbero quindi sviluppare Mappe del Rischio da Inondazione. Infine, dovrebbero essere redatti Piani di Gestione del Rischio da Inondazione (European Commission, 2006).

In Italia

In Italia la situazione della pianificazione costiera risulta ancora estremamente contraddittoria e frammentata tra le diverse competenze dello Stato, delle Regioni, dei Comuni.

La legge 31 dicembre 1982 n.979, che disponeva un "*Piano Mercantile Generale di difesa del mare e delle coste*", redatto dal Ministero della Marina d'intesa con le regioni, avrebbe dovuto segnare una svolta importante nella gestione delle politiche di tutela dell'ambiente marino e costiero. Purtroppo al momento si può solo lamentare il ritardo nell'uscita del piano, di cui si è ancora in attesa. Un altro contenuto della legge, l'individuazione delle aree di riserva marina, ha invece avuto un progressivo sviluppo

attuativo, almeno per quel che riguarda l'istituzione delle riserve stesse, mentre più problematico appare l'avvio delle singole gestioni.

Relativamente al territorio costiero emerso, al di là della generica individuazione della fascia costiera dei primi 300 m come bene da sottoporre a vincolo paesaggistico, fissata dal decreto Galasso (legge 8 agosto 1985, n. 431), non esistono in Italia, contrariamente a quanto succede in altri paesi, indirizzi o misure di tutela attiva che permettano di contrastare la sempre crescente domanda di trasformazione del suolo costiero.

Analogamente l'occupazione progressiva del demanio marittimo può essere ricondotta, al di là dei diffusi fenomeni di abusivismo, alla carenza di efficaci criteri di gestione orientati alla tutela dell'uso pubblico e degli spazi sensibili.

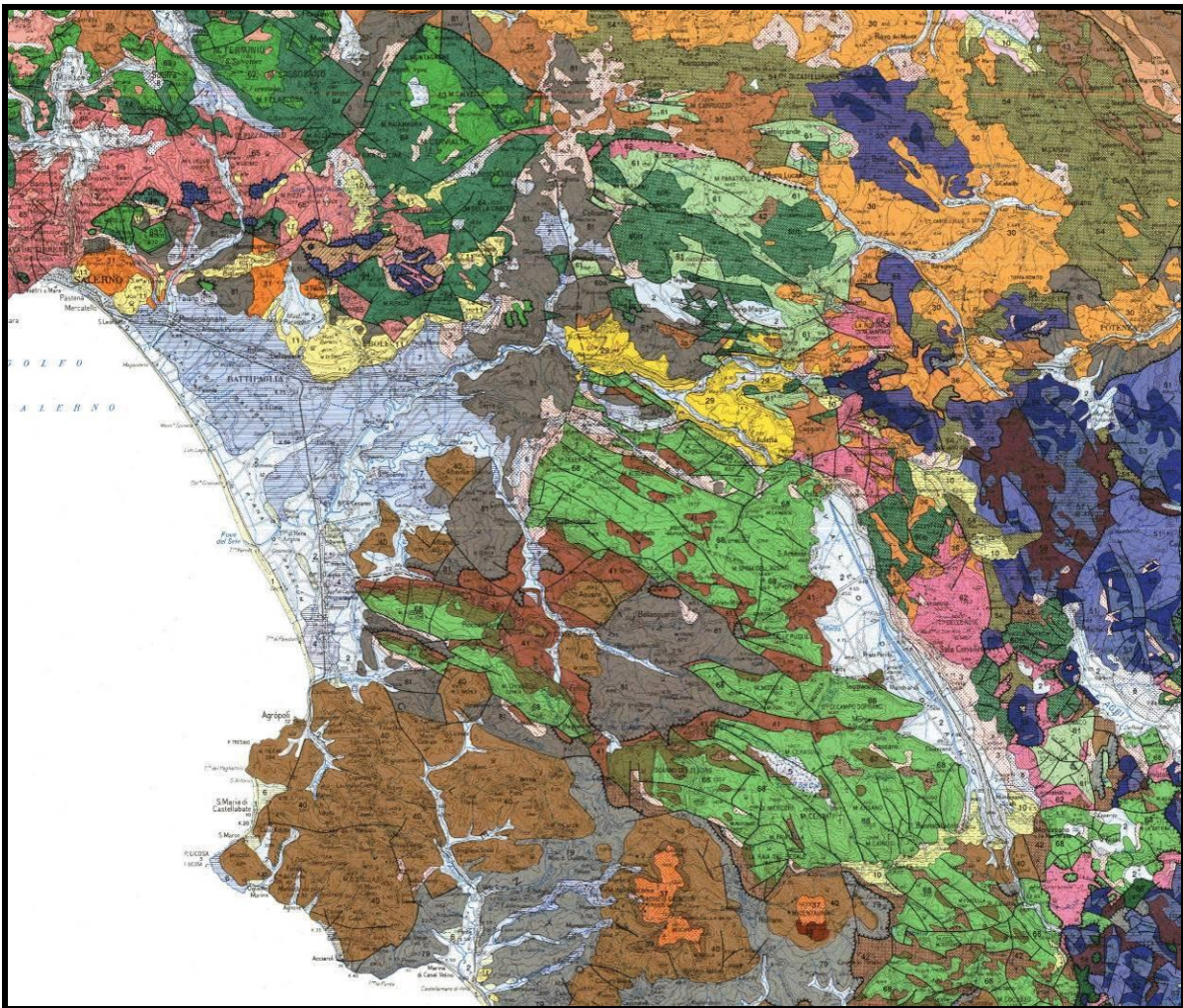
Il recente mutamento del quadro giuridico, che ha comportato il passaggio delle principali competenze sulla costa dallo Stato alle regioni, comporta l'individuazione del livello regionale come ottimale per l'attuazione di politiche di pianificazione e gestione integrata della costa.

Capitolo II

Descrizione della Piana del F Sele: caratteri geografici, geologici e geomorfologici

Argomento

Caratterizzazione geo-morfologica e geografica dell'area studiata, con ricostruzione particolare della storia geologica che ha portato alla formazione e al colmamento della Piana del F. Sele



Carta Geologica del Bacino imbrifero del F. Sele da "Carta Geologica dell'Italia Meridionale (Bonardi et al., 1988)

Introduzione

L'analisi dettagliata di un sistema costiero non può essere avulso dal contesto geologico e geomorfologico in cui è ubicato, poiché esso può condizionare in maniera determinata la variazione della fascia rivierasca nel tempo. In questo senso appare fondamentale soffermarsi sulla caratterizzazione territoriale dell'area indagata.

Lo studio in questione riguarda la Piana del F. Sele, impostata all'interno di una ampia morfostruttura depressa di forma grossomodo triangolare che continua a mare nel Golfo di Salerno (Bartole *et al.*, 1984). Nella parte prettamente emersa appare delimitata dagli alti strutturali della penisola Sorrentina – Monti Picentini a N e degli Alburni – Cilento a SE (Fig. 2.1).

Nel capitolo si espone un *excursus* sulla condizione territoriale dell'intero sistema preso in considerazione, con particolare attenzione alla sua caratterizzazione geomorfologica. Dopo una descrizione geografica dell'area di studio, sono stati ricostruiti in maniera sommaria i fenomeni deformativi che hanno interessato l'Appennino meridionale a partire dal Miocene Superiore. Successivamente è stato delineato un quadro geologico e geomorfologico maggiormente dettagliato relativo alla Piana del Sele, con un dettaglio relativo dinamiche degli ultimi 120.000 anni.

2.1 Caratteri geografici

La piana oggetto di questo studio è ampia circa 500 km² limitata da un lungomare sabbioso e pressoché rettilineo allungato tra le città di Salerno e Agropoli (Fig. 2.1).

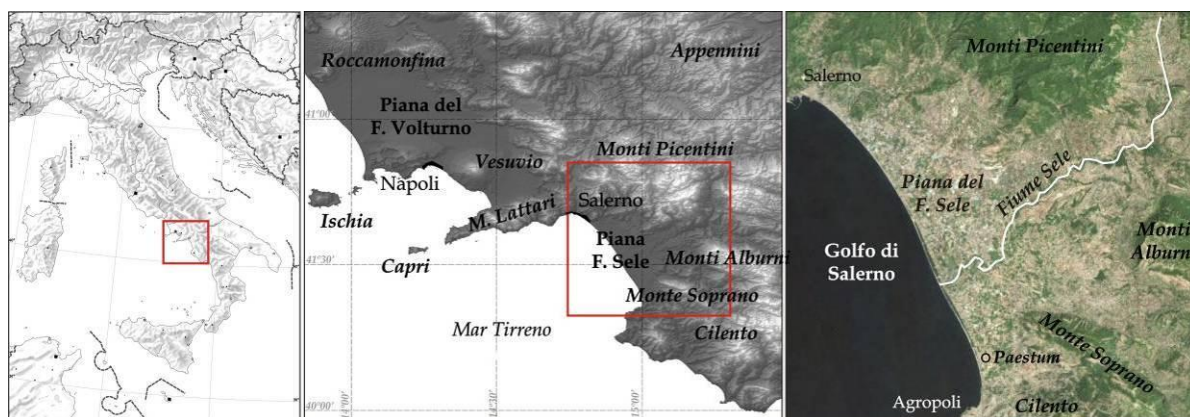


Fig. 2.1 – Localizzazione dell'area studiata

Il F. Sele, con i suoi tributari Tanagro e Calore Lucano è il più importante tra i numerosi corsi d'acqua che scorrono lungo la piana. Esso sorge da una sorgente carsica posta in prossimità del Monte Cervialto, anche se la principale è situata a Caposele (AV) alla quota di 420 m s.l.m., dove la maggior parte delle sue acque vengono oggi convogliate in quello che è l'acquedotto più grande d'Europa: l'acquedotto pugliese.

Il Sele possiede un bacino di drenaggio esteso complessivamente 3.314 km² (Fig. 2.2 e 2.3) e una portata solida di 500.000 m³/a.

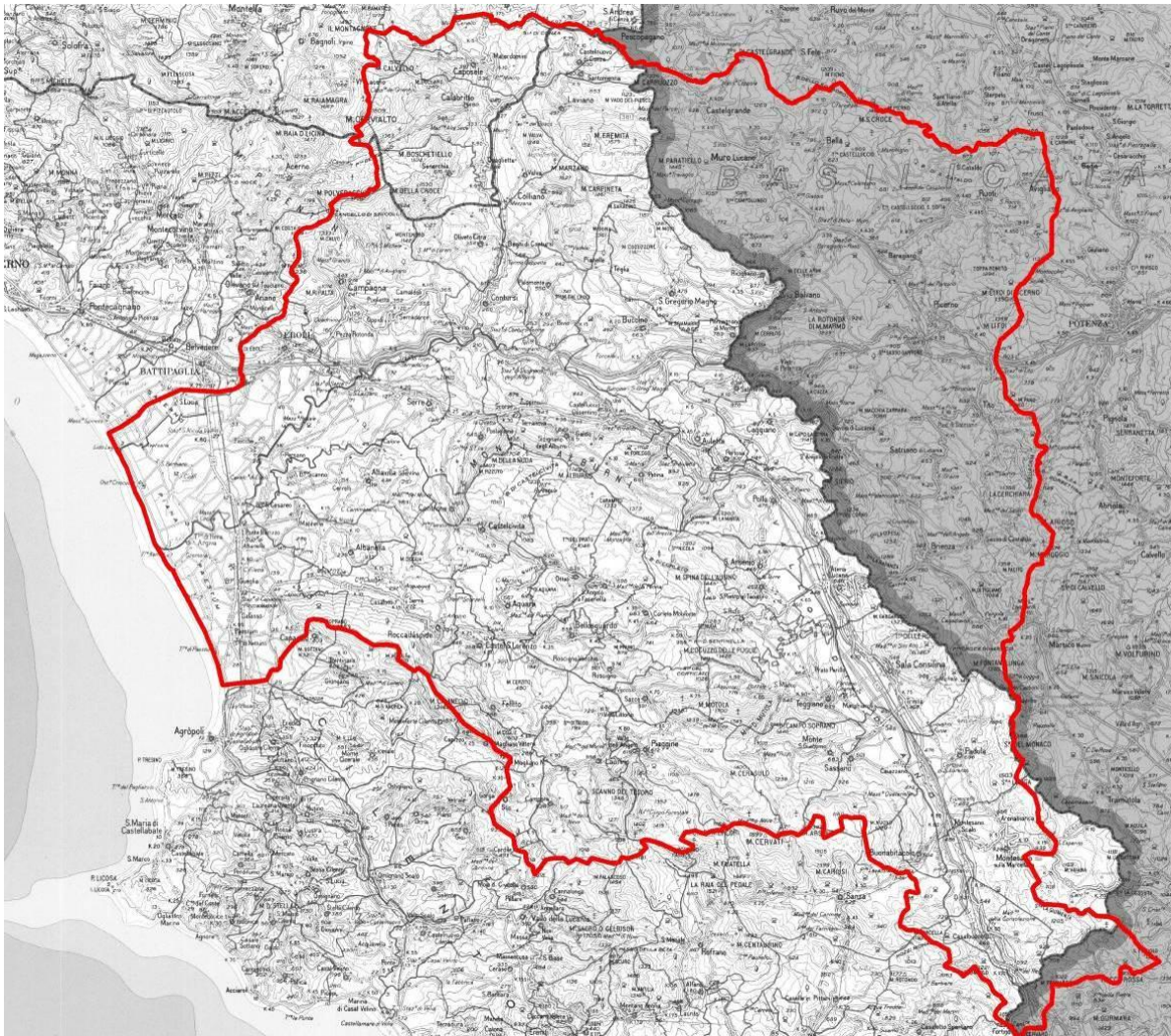


Fig. 2.2 – Delimitazione del bacino idrografico del F. Sele. In la parte grigia corrisponde alla Regione Basilicata, mentre la bianca alla Regione Campania (scala 1:250.000).



Fig. 2.3 – Mappa dell'elevazione del Bacino idrografico del F. Sele: altezze sono comprese tra 0 m (verde) a 1876 m (bianco).

Stime effettuate per l'intero bacino del F. Sele (Iuliano, 2000) hanno valutato che il suo trasporto torbido unitario annuo è pari a $308 \text{ t/km}^2/\text{a}$. Moltiplicando tale valore per la superficie dell'intero bacino (3.314 km^2) si ricava che il totale del trasporto detritico in sospensione è pari a $1.020.000 \text{ t/a}$. Se si considera che mediamente per questi fiumi il carico in sospensione corrisponde a circa 80% del carico totale si può prevedere che alla foce dovrebbero giungere circa $1.275.000 \text{ t/a}$. In realtà di tale portata solo il 25% arriva alla foce a causa delle numerose opere di sistemazione idraulico – forestale e della traversa di Persano (Fig. 2.3), la quale sottende il 67% del bacino totale (Cocco & Iuliano, 1999) (Fig. 2.4).

Altri importanti corsi d'acqua della piana sono il F. Tusciano ed il F. Picentino in destra idrografica mentre in sinistra scorrono il F. Solofrone ed il Capodifiume (Fig. 2.5).



Fig. 2.4 – Traversa di Persano (Ortofoto 1998). È possibile notare dalla foto aerea la presenza di insabbiamento all'interno della struttura

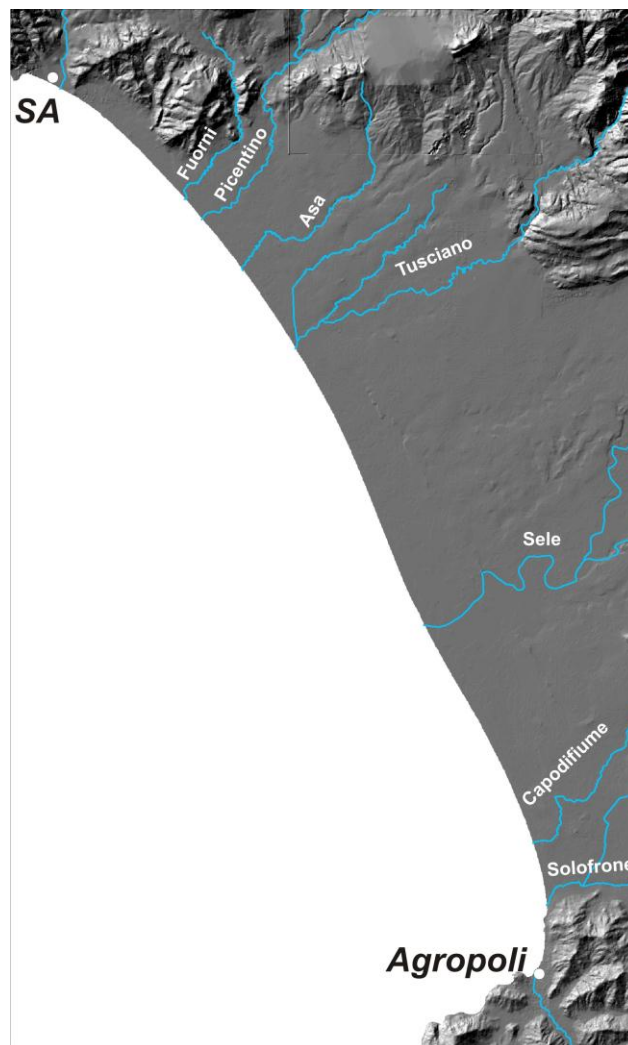


Fig. 2.5 – Rete idrografica della Piana Sele

Il F. Picentino e il terzo fiume per lunghezza della Piana del F. Sele, nonché quello posizionato più a N e nasce dal monte Acellica (m 1650, sorgenti di Capo di Fiume), appartenente al massiccio dei Monti Picentini. Alle origini riceve le acque che scendono dal monte Pizzi (m 1177), dal Varco della Noce (m 957) e il fosso Infrattata, che nasce dal Varco del Pistone (m 862). È lungo circa 25 km e, dopo aver attraversato i comuni di Giffoni Valle Piana, Pontecagnano Faiano e Salerno, sfocia nel mare Tirreno. Nel 1958 nel comune di Giffoni Valle Piana è stata costruita una centrale idroelettrica dalla SME. È una centrale ad acqua fluente che per il suo funzionamento capta le sorgenti di Nocelleto, Infrattata, Fricchione e Capo di Fiume.

Il Tusciano nasce dal monte Polveracchio che con i suoi 1790 m è, con il monte Cervialto, tra le cime più alte della catena montuosa dei Picentini. L'asta fluviale principale presenta uno sviluppo di 37 km ed un bacino di 237,83 km²; i suoi affluenti principali di destra sono il Torrente Lama, il torrente Rialto, il Fosso Vallimonio, il torrente Cornea ed il Torrente Isca della Serra; uno degli affluenti principali in sinistra è il canale Acque Alte Tusciane, canale principale del Sele. Nei pressi della frazione di Ariano nel comune di Olevano sul Tusciano (SA), parte dell'acqua viene sfruttata dalla centrale elettrica dell'Enel, che è una delle prime dell'Italia Meridionale, essendo stata costruita ai primi del 1900 ed ampliata negli anni Venti.

Il Capodifiume, situato in sinistra orografica rispetto al F. Sele nasce ai piedi (m 76) della Bocca Maiorana (m 139), appartenente al complesso montuoso Monte Soprano – Monte sottano. Il suo corso è strettamente legato alle sue sorgenti che risultano essere estremamente mineralizzate (Celico *et al.*, 1982): infatti vedremo che le sue acque sono la causa principale delle deposizioni dei grandi depositi travertinosi, su alcuni dei quali sorge l'antica città di Paestum (Amato *et al.*, 2009).

Il fiume più meridionale è il Solofrone, che nasce sul monte Vèsole (m 1210), percorrendo la valle Tremonti. Prima di sfociare a mare nei pressi di Torre San Marco, riceve a sinistra, presso Varco Cilentano, il torrente La Mola, che nasce dal monte San Leo (m 667) e percorre il Vallone Torrito.

In Tab. 2.1 si propone una sintesi dei caratteri salienti riguardanti i corsi d'acqua descritti.

Fiume	Area bacino (km ²)	Lunghezza asta principale (km)
Picentino	165	28
Tuscano	238	37
Sele	3323	64
Capodifiume	25	10
Solofrone	90	16

Tab. 2.1 – Principali caratteristiche dei fiumi con bacino superiore ai 20 km²

2.2 Sintesi della condizione geologica e strutturale della Catena Appenninica

La catena appenninica costituisce l'ossatura della penisola italiana e si estende longitudinalmente, rispetto ad essa, per circa 1000 km (dalla parte meridionale della Liguria fino all'arco montuoso Calabro-Peloritano). Ha una larghezza di circa 100 km e viene solitamente divisa in due tronconi: l'Appennino Settentrionale e l'Appennino Centro-Meridionale. La parte meridionale è quella che include l'area oggetto del presente lavoro, e si estende dalla Campania alla Calabria settentrionale. Si tratta di una catena a falde, sovrascorrimenti e pieghe vergenti verso il mar Adriatico e la piattaforma Apula. Tale sistema montuoso inizia a formarsi tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore, cioè tra 30 e 16 milioni di anni fa.

Analizzando una sezione trasversale dell'Italia meridionale tra il Mar Adriatico e il Mar Tirreno (Piana Sele) è possibile riconoscere la strutturazione complessiva dell'Appennino. Esso è costituito dall'orogene vero e proprio, a cui sono associati l'avanpaese e l'avanfossa (Fig. 2.5).

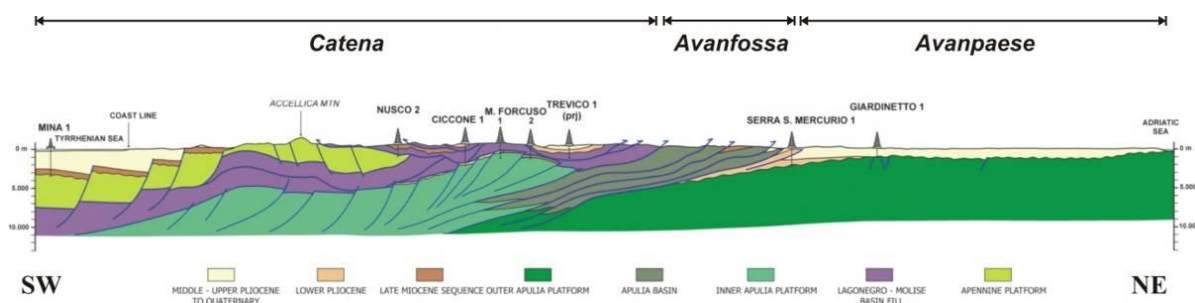


Fig. 2.5 – Rappresentazione schematica dei rapporti geometrici tra le varie unità tettoniche dell'Appennino lungo la sezione geologica Golfo di Salerno - Golfo di Manfredonia (sezione geologica n°6 modificata da Mostardini & Merlini, 1986)

L'avanpaese è il primo elemento che si trova percorrendo la sezione da E. E' costituito dal bassopiano calcareo che va ad occupare la maggior parte del territorio pugliese (Gargano,

Murge e Salento). Le rocce calcaree che costituiscono tale bassopiano sono prevalentemente di origine marina di età cretacea (140÷70 milioni di anni fa). In epoche recenti, tale banco è stato sommerso nella sua parte orientale mentre il suo margine occidentale è andato a incunearsi sotto gli Appennini. Solo in corrispondenza del promontorio garganico il margine della piattaforma e il suo passaggio all'adiacente bacino marino profondo è esposto sulla terraferma.

Tra l'avanpaese e la catena montuosa esiste una zona pianeggiante chiamata avanfossa. Essa ha avuto origine in seguito allo scontro dei due blocchi continentali, che hanno prodotto l'accavallamento dei vari elementi rocciosi. Questo si è tradotto in una fase di subsidenza con la creazione di una depressione, riempita nel tempo dall'accumularsi di sedimenti alluvionali. Questa zona nella sezione d'interesse corrisponde alla fossa Bradanica, che occupa l'area W-SW della Piattaforma Apula per una larghezza variabile tra i 20 ed i 40 km. E' costituita da una successione pliocenica-quadernaria di materiale argilloso, sabbioso e conglomeratico potente, in alcuni punti, anche 1000 m (Casnedi, 1988) che è andata a riempire il precedente substrato tortoriano-messiniano (Miocene superiore) costituito da marne ed evaporiti. Al colmamento dell'avanfossa Bradanica nel Pleistocene medio ha fatto seguito un'emersione generalizzata, ed un'ulteriore migrazione verso SE dell'asse della fossa che ha raggiunto l'attuale posizione nel Golfo di Taranto (Pescatore *et al.*, 1970; Casnedi, 1988).

Il segmento di catena riguardante la Piana del Sele è costituito da un *multilayer* tettonico originato dalla deformazione dei domini mesozoici-terziari e da quelli della piattaforma carbonatica appenninica (Mostardini & Merlini, 1986).

In Fig. 2.6 è illustrata schematicamente la geologia nell'area bordiera della Piana del Sele, ed è quindi possibile distinguere le Unità Sicilidi, sovrapposte sulle unità di piattaforma carbonatica qui rappresentata dalle Unità Monti Lattari-Monti Picentini e Alburno-Cervati.

Al di sotto di tali unità carbonatiche affiorano nella finestra tettonica di Campagna e Giffoni Valle Piana le unità del Bacino di Lagonegro.

In accordo con quanto prima descritto, i dati di sottosuolo in questo settore consentono di riconoscere al di sotto delle Unità Lagonegresi un'ulteriore livello strutturale, più profondo, costituito da successioni riferibili alle unità della piattaforma Apula interna (Mostardini & Merlini, 1986) al cui *top* si rinvenivano depositi calcareo evaporitici del Miocene superiore.

Durante il Miocene superiore il trasporto tettonico delle falde verso i settori più esterni della catena è stato coevo alla deposizione di successioni silicoclastiche in bacini di sedimentazione poggianti sui livelli strutturalmente più elevati della catena.

La catena così strutturata è stata successivamente disarticolata dalla tettonica estensionale plio-pleistocenica coeva all'apertura del Tirreno ed agente sia su faglie a basso angolo che su faglie ad alto angolo (Casciello *et al.*, 2006).

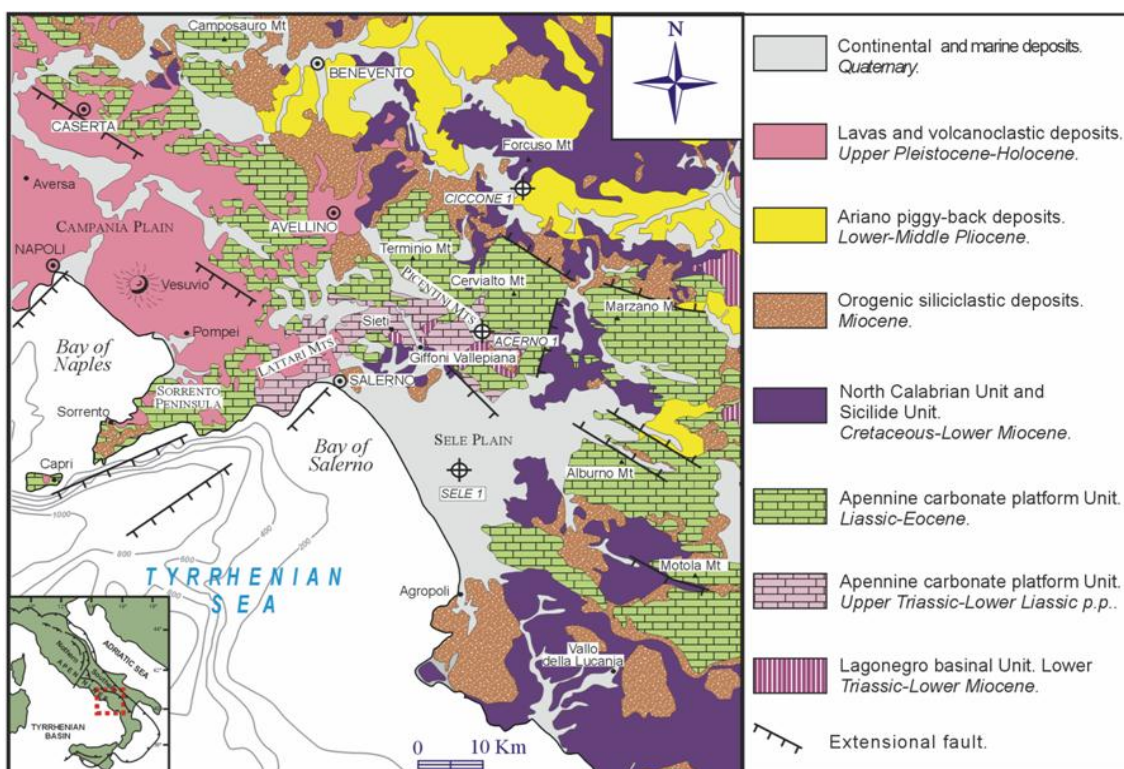


Fig. 2.6 – Schema geologico della Piana del Sele (Pappone *et al.*, 2009).

2.3 Evoluzione geologica e geomorfologica della Piana del Sele

La Piana del Sele, come detto, è una pianura alluvionale che occupa la parte emersa del *graben* peritirrenico del Golfo di Salerno. La parte più interna di questo *graben* a partire dal Pliocene fu riempita da un'enorme quantità di sedimenti (dello spessore di 2000 m), associata ad una lenta e progressiva subsidenza Quaternario. All'interno della piana la distribuzione spaziale ed altimetrica di questi depositi è molto caratteristica ed appare strettamente influenzata dall'evoluzione tettonica dell'area: i terreni più recenti sono incastrati in quelli più antichi procedendo dalla periferia verso il centro della depressione (Brancaccio *et al.*, 1995). Il basamento della piana (del Miocene superiore) è formato da argille marnose con frequenti intercalazioni arenacee, alla cui sommità sono presenti calcari evaporitici e sedimenti derivati dall'accumulo dei frustoli di diatomee (Ortolani *et al.*, 1979). La parte più interna di tale depressione è occupata da successioni conglomeratiche che si estendono da Salerno ad Eboli, frutto dell'erosione che ha interessato i Monti Picentini in seguito alle condizioni climatiche

fredde e ai movimenti tettonici del Pleistocene inferiore (Sintema di Eboli) (Pappone *et al.*, 2009). Questi depositi alluvionali, in massima parte in facies di media e bassa conoide, testimoniano, come accennato in precedenza, le fasi di più forte e rapido sollevamento dei massicci carbonatici bordieri (Monti Picentini) e la contemporanea subsidenza anche sul settore orientale del *graben* (Brancaccio *et al.*, 1987).

I Conglomerati di Eboli, infatti, potenti in affioramento fino a 400 m, raggiungono spessori di almeno 1500 m al centro della Piana del Sele (Fig. 2.7) (Pozzo Sele 1, Ippolito *et al.*, 1973). La sedimentazione di tali materiali prosegue presumibilmente fino al Pliocene medio, dato che i fenomeni tettonici che hanno interessato la paleosuperficie che ha dato luogo a tali formazioni, risultano molto più antichi della formazione del bacino lacustre di Acerno, avvenuta intorno a 0,7 milioni di anni fa (Fig. 2.6). Dopo tale ciclo deposizionale, tali sedimenti sono stati sottoposti ad altre due fasi tettoniche con un ulteriore sollevamento dei retrostanti rilievi carbonatici (facies prossimali del Sintema di Eboli si trovano in lembi sospesi sui Monti Picentini fra i 700 e i 1400 m) e con una crescita dei conoidi derivati dal disgregamento dei retrostanti rilievi. Sempre nello stesso periodo, i Conglomerati di Eboli sono stati interessati da una nuova energica fase di erosione lineare regressiva che provocò l'approfondimento della forra del Tusciano, con conseguente estinzione del bacino lacustre di Acerno. Tale forra indica il limite crono-stratigrafico del Sintema di Eboli. In sintesi si distinguono ben tre fasi deposizionali: ad un primo periodo appartiene la formazione basale di *Fontana del Fico* costituita da depositi clastici a matrice carbonatica associati a conoidi presenti sul versante di faglia dei Monti Picentini; seguono depositi di origine palustre e fluviale frutto, probabilmente, di una sedimentazione dovuta all'antico corso del Sele; infine si riscontrano conglomerati (conglomerati torrentizi di conoide alluvionale) a matrice esclusivamente carbonatica che vanno ad allargare le conoidi pedemontane (Castelluccia). Questi depositi sono chiusi in alto da un potente e maturo paleosuolo rosso che testimonia una lunga e generalizzata stasi della deposizione pedemontana (Brancaccio *et al.*, 1995).

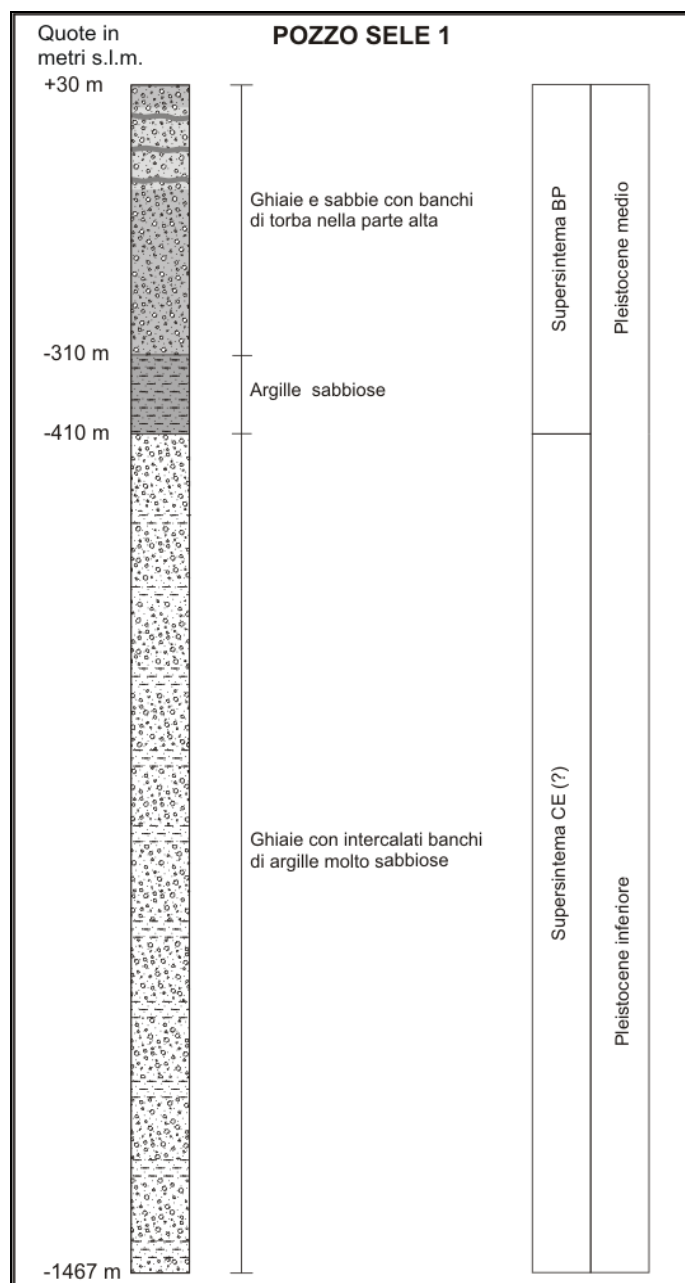


Fig. 2.7 – Pozzo Sele 1

Con la fine di tali cicli deposizionali viene a formarsi un settore subsidente allungato in senso parallelo rispetto alla costa attuale, ma con un'ampia appendice trasversale che si addentra nella catena ben oltre il limite interno dell'area pedemontana infrapleistocenica con un'altezza che varia tra i 30 ed i 100 m s. l. m. Questa fase è ben testimoniata dal Complesso di Persano (Amato *et al.*, 1991) che costituisce un'area di transizione tra la Piana stessa e l'alta Valle del Sele. Tra il Pleistocene medio ed il Pleistocene inferiore, la pianura formata dal Sintema di Eboli subisce una forte fagliazione secondo linee di direzione appenniniche ed antiappenniniche che hanno portato alla formazione di tale complesso, costituito da depositi argillosi e ghiaiosi aventi spessori di almeno 250 m nelle zone più interne della piana, e fino a

600 m nella parte centrale della stessa. In linea di massima si ha una predominanza del sedimento più grossolano nelle aree più vicine agli sbocchi vallivi, contrapposta ad una maggiore percentuale di sedimento fine di tipo pelitico nelle zone più distanti dalle valli fluviali. La sommità di questi terreni costituisce (per esempio alla base del conoide di Campagna si raggiungono i 100 m) il terrazzo di I ordine della Piana del Sele. Tale terrazzo degrada molto dolcemente in direzione SW fino a 5 km dalla costa sopravanzando addirittura il sistema paleodunale di Ponte Barizzo. Il II ordine di terrazzi fluviali può essere riconosciuto tanto lungo il Sele che lungo il Calore. Risulta tracciato da ben evidenti scarpate erosionali che separano nettamente (dislivello di circa 20 m) tale ordine di terrazzi dall'altro. Il terrazzo di II ordine può essere seguito fino al cordone paleodunale di Gromola. Infine il III ordine di terrazzi, a pochi metri dal fondo degli alvei attuali, borda costantemente il Sele ed il Calore ed appare meno facilmente riconoscibile sia per la riduzione del dislivello che lo separa da quello più alto, sia perché i due ordini appaiono separati da scarpate molto addolcite dall'erosione (Fig. 2.9). Ciò rappresenta il frutto dell'aggradazione fluviale verificatasi in connessione con gli apici trasgressivi versiliani, testimoniati presso la costa da distinti cordoni costieri di età olocenica (Brancaccio *et al.*, 1991).

Per quanto riguarda i terreni litorali del Pleistocene superiore, la presenza di termini di spiaggia al di sotto delle antiche dune costiere segnalate da Cestari (1969), è stata per la prima volta segnalata da Baggioni (1975) che li riconobbe, tra 10 e 13 m di quota, a Gromola e a Masseria S. Cecilia (località poste a circa 3 km dalla costa attuale). Altri affioramenti dello stesso paleocordone sono stati descritti da Russo & Belluomini (1992) che vi riconoscono, almeno in alcune località in destra del Sele, due distinte pulsazioni trasgressive. Sedimenti di spiaggia più antichi del paleocordone di Gromola sono stati segnalati, solo in sinistra del Sele, da Brancaccio *et al.*, (1987) a 5,2 e 6 km circa dalla costa odierna (località Masseria Stregara e Ponte Barizzo; a quote massime che sono rispettivamente di 14,5 e 17 m).

Per le datazioni di questi elementi pleistocenici Brancaccio *et al.* (1986) forniscono misure di epimerizzazione dell'isoleucina su *Glycymeris glycymeris* che suggeriscono una attribuzione al MIS 5.5 dei depositi di Ponte Barizzo ed al MIS 5.3 di quelli di Gromola (Fig. 2.9).

Successivamente gli stessi autori (Brancaccio *et al.*, 1988) riportano nuove misure di epimerizzazione che per Masseria Stregara suggeriscono età vicine a 120.000 anni BP, mentre per Gromola indicano una età prossima alla fine dell'ultimo interglaciale (MIS 5.1). Questa nuova datazione su Gromola introduce l'ipotesi che l'omonimo paleocordone dunale copra sabbie di spiaggia ascrivibili a due distinti picchi trasgressivi dell'Ultimo Interglaciale (MIS

5.3 e 5.1); ipotesi che, come già detto, viene sostenuta anche in Russo & Belluomini (1992) i quali riescono però a datare solo il primo dei due eventi trasgressivi su un campione prelevato a 7-8 m di quota in località Arenosola, il cui rapporto racemico suggerisce una età tra 100 000 e 110 000 anni.

Per quanto riguarda i terreni olocenici che formano la porzione più esterna della Piana del Sele, un loro primo inquadramento è fornito in Baggioni (1975), Cinque (1986) e Brancaccio *et al.* (1987), che riconoscono e mappano due distinti cordoni costieri: quello di Laura, più antico e che si spinge fino a 1,5 km all'interno, e quello di Sterpina, che arriva fino a circa 500 m dalla costa attuale (Amato, 2005).

Per i relativi depositi di spiaggia, Brancaccio *et al.* (1988) riportano datazioni radiometriche su gusci di lamellibranchi, che per campioni prelevati lungo il cordone di Laura (Fig. 2.9) danno età tra 3640 ± 50 e 5330 ± 50 anni BP. Su gusci prelevati in tagli lungo il cordone di Sterpina (Fig. 2.9) (da una paleo spiaggia posta a circa 500 m dalla linea di costa attuale) ottengono invece una età di 2500 ± 70 anni BP. Per una spiaggia più esterna di questo stesso cordone (a 250 m dalla costa attuale, in località Spineta di Battipaglia), Roskopf & Cantalupo (1997) segnalano l'intercalazione di pomici dell'eruzione vesuviana del 79 d.C.

Sempre in riferimento alle fasi di progradazione costiera tardo-oloceniche, Lippmann-Provancal (1987) ritiene che, sulla base di ritrovamenti di frammenti di terrecotte, presso Porta Marina della città greco-romana di Paestum si era già costituita una fascia costiera praticabile nell'Età del Ferro.

Circa la stratigrafia dell'intero prisma sedimentario costiero che si è aggiunto alla Piana nel corso dell'Olocene, Barra *et al.* (1998, 1999) ipotizzano, mediante sondaggi ed analisi sedimentologiche e paleoecologiche, che la trasgressione versiliana si preannunciò con l'instaurarsi di specchi d'acqua costieri limitati verso mare da lidi sabbiosi a tendenza ingressiva. Nella seconda metà dell'Olocene la tendenza diventa invece progradante. Circa l'inizio della sedimentazione transizionale trasgressiva, le datazioni fornite in Barra *et al.* (1999) la collocano intorno a 8000 anni BP, mentre quelle riportate in Barra *et al.* (1998) la collocano intorno a 9500 anni BP.

Con la risalita eustatica post-glaciale, la linea di costa migra rapidamente lungo la piattaforma e, almeno a partire da circa 8000-9000 anni fa, crea un sistema di lidi costieri sabbiosi che si spostano verso l'alto e verso terra, reggendo alle loro spalle ambienti lagunari. Intorno a 5000 anni fa, il corpo sabbioso costiero era giunto nella posizione oggi testimoniata dal paleocordone di Laura.

Integrando dati geomorfologici ed archeo-tephro-biostratigrafici, è stato possibile caratterizzare l'evoluzione olocenica di questo settore con maggior dettaglio. In particolare risulta che durante l'Olocene inferiore tutta la pianura del Sele fu soggetta ad una marcata trasgressione marina legata alla veloce risalita glacio-eustatica del livello del mare dopo l'ultima glaciazione, seguita nell'Olocene medio-superiore da una marcata progradazione costiera, esplicatasi mediante la formazione di sistemi morfo-dinamici di barriera-laguna, caratterizzata da cordoni dunali sabbiosi recanti alle spalle depressioni ospitando ambienti lagunari e lacuo-palustri (Cinque *et al.*, 2009). Nell'area costiera di fronte Paestum, la trasgressione olocenica, circa 7000 anni fa, praticamente raggiunse l'attuale area archeologica scolpendo nei travertini una falesia, oggi parzialmente sepolta da travertini medievali e visibile solo nei pressi di Porta Marina (D'Argenio *et al.*, 2011b; Amato *et al.*, *in press*), che rese ancora più marcato il salto di quota della piattaforma dei travertini di Paestum rispetto al livello medio della pianura circostante. Tale elemento morfologico rappresentò in seguito una forte attrattiva per la scelta insediativa delle genti preistoriche e protostoriche e per la fondazione della stessa città di Poseidonia.

La progradazione costiera ebbe luogo a partire da circa 6.000 anni fa quando si formò un esteso cordone dunale sabbioso, posizionato a circa 600 m dalla paleo-falesia di Porta Marina che isolò un'ampia depressione lagunare alle sue spalle (depressione di Fossa Lupata). Infatti, i dati relativi ad alcuni carotaggi eseguiti sul cordone dunale e a valle della paleo-falesia (Amato *et al.*, 2009; D'Argenio *et al.*, 2011b) hanno permesso di confermare la presenza di un sistema morfo-sedimentario di barriera-laguna (già segnalato da Guy 1989 e 1990) che si spostò alternativamente verso terra e verso mare durante il periodo compreso tra l'eruzione flegrea di Agnano Monte Spina (Amato *et al.*, *in press*) e la fondazione della città (VII-VI sec a.C.). La depressione di Fossa Lupata era connessa con il mare attraverso una o più foci fluviali e pertanto potrebbe essere stata usata come sede naturale per le aree di approdo e/o portuali della città greca. A partire dal V sec a.C., ed in particolare tra il III sec a.C. e il I sec. d.C., la depressione ridusse fortemente il proprio areale e passò gradualmente ad ambienti fluvio-palustri. Questo cambiamento paleoambientale presumibilmente va messo in relazione alla formazione di un ulteriore cordone dunale e alla fase di progradazione costiera, che portò la linea di riva circa 200 m più avanti. In questo modo la depressione di Fossa Lupata, non più connessa con il mare, fu lentamente riempita da depositi fluvio-palustri e riporti antropici, per poi essere completamente bonificata soltanto in tempi recentissimi. Tale cambiamento morfo-sedimentario potrebbe essere stato inoltre responsabile della delocalizzazione del porto o dei porti in epoca romana che, alla luce dei dati acquisiti, andrebbero ricercati in altri settori della

piana del Sele, come nelle aree prossime alla foce del Fiume Sele ed alla foce del Fiume Solofrone (Amato *et al.*, *in press*).

Successivamente la tendenza ingressiva lascia il posto a quella progradazionale ed i lidi sabbiosi prendono a migrare verso l'esterno, mentre le retrostanti aree depresse completano il loro colmamento sedimentario grazie anche agli apporti fluviali. Nella zona intorno a Paestum contribuisce a tale colmamento anche una nuova fase di deposizione travertinosa.

Ai depositi sedimentari associati ai terrazzi del primo ordine si vanno a sovrapporre nella zona di Paestum estese formazioni travertinose. La formazione di tali travertini è strettamente legata alle acque di un gruppo di sorgenti poste ai margini NW dei rilievi calcarei mesozoico-terziari di Monte Soprano e Monte Sottano, dove questi vengono a contatto per faglia con le formazioni terrigene terziarie e con i depositi tardo pleistocenici/olocenici di copertura. Qui, infatti, sono collocate le tre polle sorgive del corso d'acqua Capodifiume (Fig. 2.8) e quella delle Acque Salse che risultano essere ricche di carbonati terrosi e cloruri alcalini. Il bacino di alimentazione di tali sorgenti ha una portata media di circa 3000 l/s. Tali acque alimentano anche altre sorgenti presenti in prossimità della costa (Cestari *et al.*, 1969; Celico *et al.*, 1982). Tali deposizioni di tipo biochimico hanno sia facilitato la progradazione della piana, sia creato delle prominenze che in seguito si sono trasformate in piccoli promontori e secche lungo la costa antica durante fasi di sommersione, legate a movimenti glacio-eustatici. Sul promontorio più pronunciato, frutto di ulteriori accrezioni travertinose, nascerà l'antica città di Paestum a cui erano collegati i paleo-cordoni costieri di Laura, (Amato *et al.*, 2009).

I travertini sui quali poggia l'antica Paestum (Fig. 2.9) sono costituiti da alternanze di travertini fitoermali (costituiti da incrostazioni di piante palustri e muschi), travertini fitoclastici (caratterizzati da tessiture clastiche costituite da sabbie calcaree e frammenti di piante incrostate) e travertini stromatolitici (costituiti da lamine millimetriche dovute alla deposizione dei gusci dei cianobatteri). Un segmento del margine naturale di questa placca di travertino affiora sul lato occidentale della città e mostra *facies* di cascata (formati da travertini microermali e fitoermali), che marciano una rottura di pendenza al margine di un sistema di deposizione ormai maturo. I travertini più recenti, invece, sono costituiti da materiale ricco di organismi acquatici poco cementato. Si trovano soprattutto in corrispondenza dell'area di Porta Marina, che prima degli scavi era quasi interamente coperta da questo tipo di sedimento (Ferreri, 1985; Violante & D'Argenio, 2000; Amato *et al.*, 2009).

In sintesi i travertini affioranti nella Piana di Paestum si possono schematicamente suddividere in tre gruppi principali:

1) travertini affioranti ai piedi del Monte Soprano, collocabili cronologicamente nel Pleistocene superiore (più antichi di 70000-75000);

2) travertini su cui sorge l'antica città di Paestum, che si estendono in direzione NW-SE per circa 6 km e per una larghezza di un paio di km lambendo la costa, attribuibili al Pleistocene superiore (tra 70000/75000 e 30000/40000);

3) depositi travertinosi di epoca storica, posteriori al VI sec. d.C.



Fig. 2.8 – Vista delle polle sorgive del torrente Capodifiume dal Monte Sottano

Nell'ultimo millennio la piana del Sele era considerata tra le più malsane e selvagge tra quelle che si affacciano sui litorali campani a causa delle scarse condizioni di drenaggio legate alla presenza dei cordoni verso mare e di aree depresse alle spalle. Basti pensare che numerose cartografie dell'antichità raffigurano zone acquitrinose o laghi costieri (vedi ad esempio le Fig. 4.2 e la figura d'introduzione al capitolo V), così come diverse stampe dell'antichità (vedi la figura d'introduzione alla premessa). Per il risanamento della pianura si lavorò dopo il 1855 con la colmata della palude lungo il litorale, effettuata con deviazioni dello stesso Sele e del Tusciano. Comunque il risanamento idraulico della Piana ebbe un impulso decisivo a partire dal 1928 con la costituzione della SAB (Società Anonima Bonifiche) che provvide alla realizzazione delle arginature del Sele e del Tusciano e alla costruzione di uno sbarramento sul fiume Sele all'altezza di Persano con una diga lunga 165 m e alta 9. Altre realizzazioni importanti furono l'istallazione dei tre impianti idrovori del torrente Asa, dell'Aversana e di Foce Sele, ma è solo nell'ultimo dopoguerra che la bonifica

integrale di tutta la piana poté ritenersi un fatto compiuto, grazie anche alla realizzazione di strade interpoderali (Cinque, 1986).

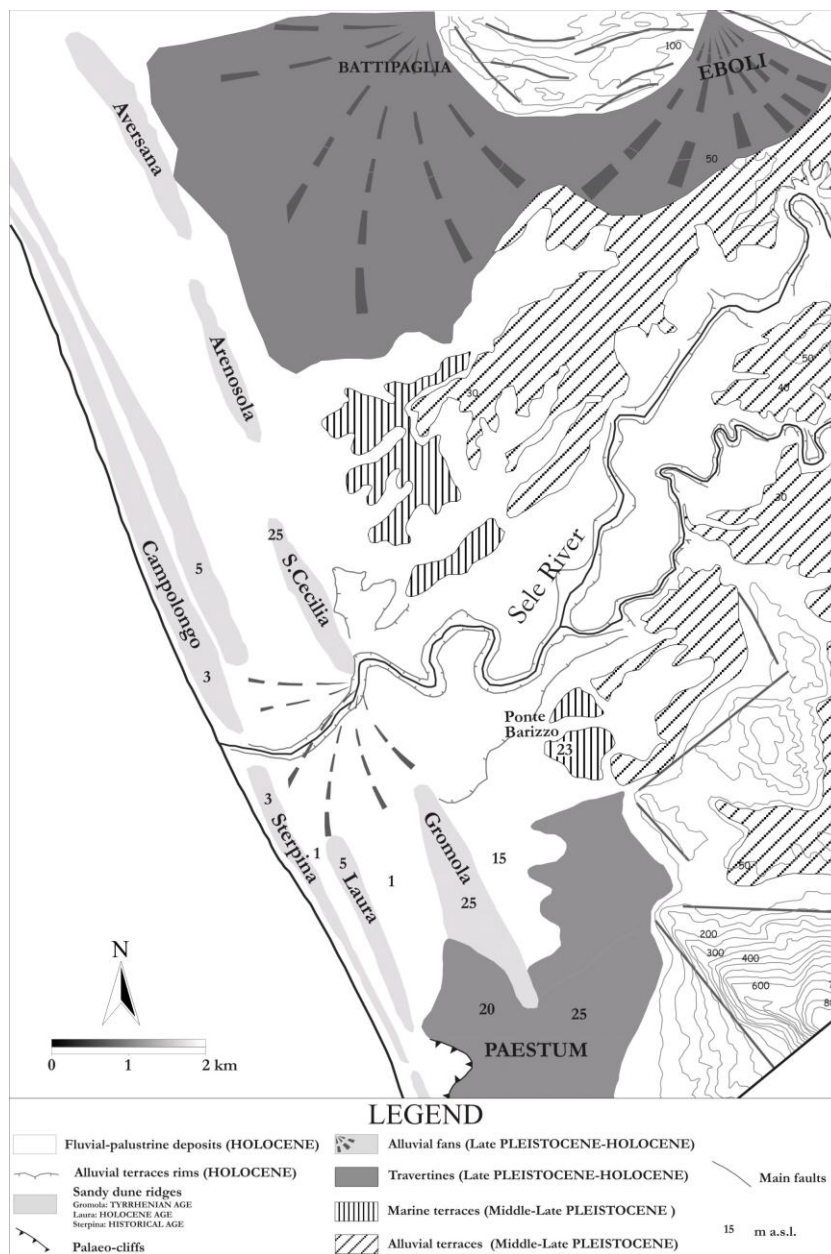


Fig. 2.9 – Schema geologico semplificato della Piana del Sele (modificato da D'Argenio et al, 2011a)

Capitolo III

Valutazione del regime meteo marino del Golfo di Salerno e implicazioni di esso sull'evoluzione delle spiagge in Piana Sele

Argomento

*Analisi del regime meteo-marino del golfo di Salerno e caratterizzazione del
comportamento delle onde sul litorale della Piana del Sele.*



*John Singer Sargent (1876) "Atlantic Storm"
Curtis Galleries, Minneapolis*

Introduzione

I tratti costieri mondiali sono continuamente esposti all'effetto modellante delle onde, che condizionano in maniera decisiva l'evoluzione morfologica del litorale. Tali variazioni sono legate in modo particolare all'energia che genera il moto dei flutti, derivante principalmente dall'incidenza dei venti sui tratti di mare più prossimi alla costa (*paraggi*) e dalle variazioni del livello marino.

Il profilo topografico della spiaggia riflette quindi la distribuzione dell'energia del mare sulle sue varie parti; questa energia varia nel tempo, e un aspetto caratteristico della spiaggia rispetto ad altri ambienti è che tali variazioni temporali non solo sono periodiche ma seguono una gamma molto ampia di periodi (dai secondi per le onde ai giorni e ai mesi per le maree e le mareggiate).

È possibile distinguere la fascia rivierasca in *spiagge ad alta energia* e *spiagge a bassa energia*. Le prime sono esposte a un'azione molto forte delle onde e si trovano perlopiù su coste oceaniche, le seconde caratterizzano in genere coste di mari interni, golfi (Wiegel, 2005; Short, 1999).

Oltre che da questi fattori, le coste sono strettamente condizionate, su lassi temporali molto ampi, dalla variazione del livello marino, causato dalle oscillazioni climatiche, isostatiche e di subsidenza (Pranzini, 2004; Antonioni & Silenzi, 2007).

In questo capitolo si è tentata la ricostruzione dei meccanismi d'interazione tra le variazioni marine (prendendo in considerazione tutte le scale temporali possibili) e gli effetti sull'evoluzione dei profili litoranei sia da un punto di vista sedimentario che morfologico. È stato preso in esame, dopo una rapida introduzione sul concetto di *profilo idrodinamico*, la correlazione esistenti tra il moto ondoso costiero e le correnti marine che sono alla base della deposizione del sedimento, attraverso l'analisi del regime dei venti e dell'ondazione. È stato esaminato quello che viene definito "*clima ondoso*" (*wave climate*) della zona analizzata, dove s'intende una formulazione statisticamente valida delle caratteristiche essenziali delle onde, quali l'altezza, la direzione e il periodo.

3.1 Effetti del movimento del mare sulle zone rivierasche

Il vento che soffia sulla superficie del mare genera tensioni tangenziali che, associate alle variazioni di pressione dovute alla turbolenza del movimento dell'aria, sono all'origine della formazione delle onde. Le prime increspature innescano un processo di retroazione, dato

che si determina una differenza di pressione fra il loro lato posto sopravento e quello posto sottovento, cosicché l'onda diventa progressivamente più alta e più lunga. Fintato le onde rimangono nella zona sulla quale spirava il vento, esse continuano ad assorbirne l'energia e si accrescono sempre più, fino a raggiungere le dimensioni massime che dipendono dalla velocità del vento, dalla sua durata e dalla lunghezza del tratto di mare sul quale esso ha spirato (*fetch*).

In prima approssimazione, le onde che si propagano in acque profonde possono essere considerate come delle oscillazioni sinusoidali (Fig. 3.1) descritte da:

- H_0 : altezza dell'onda (distanza verticale fra il punto più basso del cavo e quello più alto della cresta)
- L_0 : lunghezza d'onda (distanza che intercorre fra due creste d'onda)
- T : periodo dell'onda (tempo che intercorre fra il passaggio di due creste successive per uno stesso punto fisso).



Fig. 3.1 Caratteristiche essenziali di un onda

Va comunque considerato che le onde non implicano una traslazione di massa d'acqua, ma solo un movimento delle particelle che descrivono orbite circolari su un piano ortogonale alla superficie marina che ritornano sempre al loro posto di partenza (Fig. 3.2). Le orbite descritte hanno un raggio decrescente con la profondità secondo una progressione geometrica che è funzione della lunghezza d'onda: il loro diametro si dimezza a ogni incremento di profondità pari a $\frac{L_0}{9}$ (3.1). Di fatto, già a una profondità intermedia questi moti sono irrilevanti, tanto che quasi tutti i modelli considerano nulle le interazioni fra onde e fondale

quando questo ha una profondità maggiore di $\frac{L_0}{2}$ (3.2). Inoltre la velocità di propagazione delle onde subisce un rallentamento, per attrito con il fondo: i fronti d'onda tendono a rallentare la loro velocità di propagazione modificando la loro traiettoria in caso di variazione della profondità. Questo fenomeno unito alla deformazione delle particelle d'acqua è detto rifrazione delle onde. Quando un fronte d'onda si avvicina alla costa con un certo angolo, la sua parte più prossima alla riva avvertirà per prima l'influenza del fondale e si avrà un rallentamento del fronte d'onda ed i treni d'onda (serie di fronti d'onda) si disporranno parallelamente alla linea di costa. Con l'ulteriore diminuzione della profondità del fondale le orbite ellittiche delle particelle d'acqua diventano aperte (fase di *shoaling* dell'onda), si trasformano in onde di traslazione e frangono lungo una “*linea dei frangenti*”, corrispondente ad un ordine di barre sommerso che ciclicamente si sposta verso mare o verso terra, delimitando un areale detto “*zona dei frangenti*”. Qui le particelle si muovono nello strato superficiale e sono meno soggette ad attrito rispetto a quelle che si muovono in prossimità del fondo. Quindi l'onda avanza più velocemente nella parte più alta, le creste diventano asimmetriche fino a che essa non cade in avanti su sé stessa (Berriolo & Spirito, 1972; Komar, 1998).

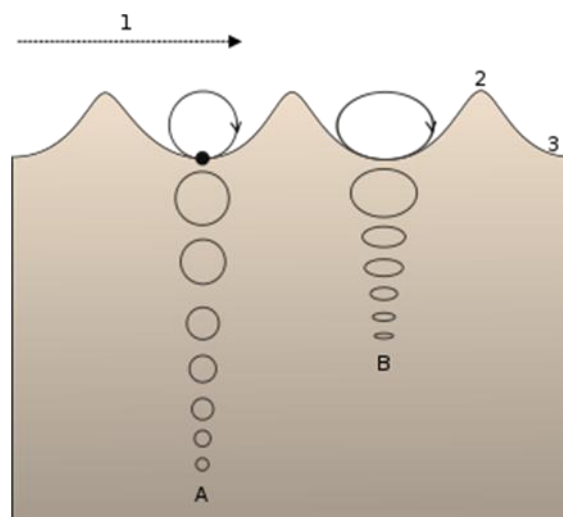


Fig. 3.2 Il movimento di una particella diventa sempre più ellittico con la diminuzione della profondità

In un mareggiata sono presenti onde di altezza (H) e periodo (T) diversi, molto spesso risultanti dalla sommatoria di diverse condizioni di energia, tanto da dare l'impressione che la superficie del mare si deformi in modo caotico.

Con una registrazione continua del moto ondoso è possibile effettuare un'analisi spettrale delle onde, individuando in questo modo un'altezza d'onda significativa (H_s),

calcolata facendo la media fra il terzo delle onde maggiori. È onda significativa, di mareggiate con determinato tempo di ritorno, che viene spesso presa come riferimento per descrivere le condizioni meteo-marine di una zona e per sviluppare modelli, sia fisici che numerici, dei processi costieri.

Secondo la teoria del moto ondoso di Airy (1845) (*teoria lineare*) l'energia associata a ciascuna onda è, in ogni istante, pari alla somma dell'energia potenziale, dovuta alla deformazione della superficie del mare, e di quella cinetica delle particelle in moto orbitale. L'energia (E) trasportata da un tratto unitario di cresta d'onda risulta proporzionale al quadrato dell'altezza dell'onda stessa:

$$E = \frac{1}{8} \cdot \rho g H^2 \quad (3.3)$$

dove ρ è la densità dell'acqua e g l'accelerazione di gravità ($9,8 \text{ m/s}^2$).

Ciascuna onda estratta dall'analisi spettrale di una mareggiata fornisce il proprio contributo di energia, ed è quindi possibile calcolare l'energia totale associata a quel determinato stato di mare.

La teoria di Airy definisce anche la relazione esistente fra la lunghezza (L) e il periodo (T) di ciascuna onda in acque di diversa profondità (h):

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \cdot \tanh \frac{2\pi h}{L} \quad (3.4)$$

dove il termine $\tanh \frac{2\pi h}{L}$ diventa pari a 1 per $\frac{h}{L}$ pari a $\frac{1}{4}$ e quindi la (3.4) diviene:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} = 1,56 \cdot T^2 \quad (3.5)$$

La (3.5) è di estrema importanza dato che, essendo $C_0 = \frac{L_0}{T}$ (3.6), diviene possibile calcolare la celerità di un'onda in acque profonde attraverso la più facile misure del suo periodo:

$$C_0 = 1,56 \cdot T \quad (3.7)$$

Considerando che la velocità di propagazione delle onde (C_0) è proporzionale alla lunghezza d'onda (L_0),

$$C_0 = \sqrt{1,56 \cdot L_0} \quad (3.8)$$

Avvicinandoci a riva ($\frac{1}{20} \cdot L < h < \frac{1}{4} \cdot L$) tale teoria si rivela inefficace dato che le onde iniziano a propagarsi in maniera differenziata tra il fondo e la superficie dell'acqua. Se le onde in acque alte non sono in grado di esercitare un'azione morfodinamica, in acque basse la situazione è molto diversa e il trasferimento di massa, le forti velocità orbitali e il loro andamento asimmetrico possono spostare ingenti quantità di sedimenti da e verso riva, nonché, con onde oblique, anche lungo costa.

Anche la sezione dell'onda si modifica con il procedere verso riva: aumenta la sua altezza (H) e le creste divengono più aguzze, mentre i cavi si fanno sempre più piatti. In definitiva l'onda subisce un incremento di ripidità (H/L) fino a che non si raggiunge il limite di stabilità. Inoltre, dato che le particelle che si muovono nello strato superficiale sono meno soggette ad attrito rispetto a quelle che si muovono in prossimità del fondo, l'onda avanza più velocemente nella parte alta; le creste diventano quindi asimmetriche fino a che l'onda non cade in avanti: è il fenomeno del *frangimento*, che comporta una dissipazione dell'energia trasportata dal moto ondoso (Pranzini, 2004).

La profondità alla quale avviene questo fenomeno (h_b) è funzione dell'altezza dell'onda di frangimento (H_b):

$$H_b = \gamma h_b \quad (3.9)$$

con γ che equivale a circa 0,78 (Galvin, 1972).

Modalità di frangimento e quantità di energia dissipata o riflessa appaiono quindi strettamente legate e molti sono i parametri preposti a quantificare il fenomeno e spiegare la morfologia della spiaggia che ne deriva; anch'essi, comunque, considerano determinanti l'altezza dell'onda (H_0 o H_b), il suo periodo (T), la pendenza della spiaggia (β) e, in taluni casi, le dimensioni dei sedimenti.

Sulla base del valore che assume il *surf scaling parameter* (ε) di Guza & Bowen (1975)

$$\varepsilon = \frac{4\pi^2 H_b}{gT^2 \tan^2 \beta} \quad (3.10)$$

Guza & Inman (1975) riconoscono tre condizioni principali: riflettenti ($\varepsilon < 2,5$); intermedie ($2,5 < \varepsilon < 20$) e dissipative ($\varepsilon > 20$).

In corrispondenza del punto di frangenza si ha un modesto abbassamento del livello medio del mare (*set-down*) a cui fa seguito, verso riva, un innalzamento del livello (*set-up*) associato al trasporto di massa diretto verso costa. Mentre i valori del *set-down* sono solitamente modesti e trascurabili, quelli del *set-up* sono assai più importanti, essendo $\frac{1}{5}$ dell'altezza d'onda significativa al largo. È anche grazie a *set-up* che le onde di tempesta penetrano in profondità sulla spiaggia, modellandola spesso fino al piede della duna.

Il *wave set-up* è l'elevazione del mare dal suo livello ordinario raggiunto nella zona sommersa della spiaggia, conseguente all'incidenza delle onde sulla spiaggia. Questo innalzamento avviene per compensare la perdita di massa che avviene nella zona vicino alla riva.

Questo parametro (h_{setup}) è stato stimato da de Lange (2003) con la seguente relazione:

$$h_{setup} = 0,19 \cdot (1 - 2,82 \sqrt{\frac{H_b}{gT^2}} \cdot H_b) \quad (3.11)$$

L'ondazione lungo costa, quindi, è strettamente legata a questi processi di trasformazione, che generano movimenti consistenti di materiali da una fascia all'altra delle zone costiere. Tra i parametri più significativi per la valutazione dell'onda significativa il più importante è il “*wave run-up*”, definito come la massima estensione verticale della risalita dell'onda su una spiaggia o una struttura al disopra del livello dell'acqua (Sorenson, 1997). Il *run-up*, su spiagge di tipo dissipativo, dipende principalmente dall'altezza significativa delle onde in mare profondo (H_0), dal periodo d'onda (T) e dalla pendenza spiaggia (β) (Ruggiero *et al.*, 2001).

L'impatto dei parametri d'onda su una spiaggia è stata studiata da diversi ricercatori (Hunt 1959; Battjes 1974; Mase 1989; Ahrens & Seelig 1996; Stockdon *et al.* 2006;2007, Prasad *et al.*, 2010), che hanno sviluppato equazioni empiriche per il calcolo del *wave run-up*, sia in laboratorio che in condizioni naturali.

Nel campo scientifico è stato fatto un intenso lavoro finalizzato a mettere in evidenza le variabili a cui è legato il *run-up* e la propensione all'erosione di spiagge naturali durante eventi di mareggiate estreme (Bowen *et al.*, 1968; Dolan e Hayden, 1981; Leatherman, 1981; Dolan & Davis, 1994; Lee *et al.*, 1998; Cleary *et al.*, 1999; Sallenger, 2000; Ruggiero *et al.*, 2001; Sallenger *et al.*, 2004; Stockdon *et al.* 2006; 2007) Durante una mareggiata, si ha un innalzamento del livello di *run-up* che porta ad un arretramento della “fascia d’attacco” da parte dell’onda lungo il profilo di spiaggia, che può anche raggiungere la duna, rendendo di fatto l’area maggiormente soggetta ad erosione (Stockdon *et al.*, 2007). Di fatto l’aumento del livello dell’acqua legato a eventi estremi su una spiaggia non sono altro che la somma tra l’azione degli eventi di mareggiata, quelli di marea, specie in aree oceaniche, e del *wave run-up* (Sallenger, 2000). Quest’ultimo risulta essere la somma del *set-up*, del tempo medio d’elevazione del livello marino a riva a causa dell’ondazione (maree e eventi di mareggiate escluse), e delle fluttuazioni verticali medie durante un dato lasso temporale conseguenti agli eventi di mareggiata. L’altezza massima di *run-up* è dipendente dall’altezza d’onda in acque profonde (H_0), periodo dell’onda (T), e la pendenza spiaggia battigia (β) (Prasad *et al.*, 2009). Per il suo calcolo sono state sviluppate nel campo scientifico diverse formulazioni, realizzate sia in laboratorio che su contesti reali di spiaggia e per diverse tipologie di onde. I metodi di laboratorio proposti da Hunt (1959), Battjes (1974), CERC (1984, 1995) e Mase (1989) per la stima del *run-up* sono applicabili solo per piani impermeabili e lisci e per condizioni di onde regolari o irregolari, ma che praticamente non esistono in natura, mentre altri autori (per esempio Ahrens & Seelig, 1996) suggeriscono metodologie applicabili per spiagge naturali.

Una valutazione empirica valida è stata effettuata da Stockdon *et al.* (2007) per la valutazione del livello di superamento del 2% del *Run-up* ($R_{2\%}$)¹ per un periodo d’onda e di direzione predominante data. Si ha:

$$R_{2\%} = 1,1 \cdot (0,35 \cdot \beta_f \cdot (H_0 \cdot L_0))^{1/2} + \frac{[H_0 \cdot L_0 \cdot (0,563\beta_f^2 + 0,004)]^{1/2}}{2} \quad (3.12)$$

dove L_0 è la lunghezza dell’onda in mare aperto, calcolato come $L_0 = \frac{gT^2}{2\pi}$ (3.13). La pendenza β_f , che rappresenta la pendenza del *foreshore*, è stata definita su tutte le aree dove è

¹ Molti autori (Guza & Thornton, 1982; Holman & Sallenger, 1985; Ruggiero, 1997) ritengono questo valore statisticamente valido in base a studi e verifiche effettuate su spiagge statunitensi.

possibile osservare una zona di *swash* significativa (Stockdon *et al.* 2006). È stato applicato la (3.12) per il calcolo del *run-up* nell'area in studio, mostrato nel capitolo IV.

SWRU (*storm wave run-up*) è il termine usato per descrivere l'inondazione causata dalla combinazione di forti elevazioni del livello del mare e il superamento da parte delle onde dei massimi livelli marini. L'inondazione massima da SWRU si verifica quando le alte maree astronomiche coincidono con i sistemi di intensa bassa pressione meteorologica causando forti mareggiate e grosse onde di tempesta, che possono portare all'inondazione di aree a bassa quota topografica. È stato stimato che la massima elevazione del SWRU dipende da una serie di combinazione di fattori, quali la media marea astronomica, l'onda di tempesta, e il *wave run-up* (Stockdon *et al.* 2007).

Quindi si avrà:

$$SWRU = surge + W_{run-up} \quad (3.14)$$

dove

$$surge = ATide_{MHWS} + SS + SL_{rise} + (ATide_{MHWS} + SS + SL_{rise}) \cdot SF \quad (3.15)$$

e

$$W_{run-up} = W_{run-up} + (W_{run-up}) \cdot SF \quad (3.16)$$

dove *SWRU* è l'altezza del *wave run-up* in metri rispetto al livello del mare, *ATide_{MHWS}* è l'elevazione media della marea astronomica, *SS* è l'elevazione legata all'onda di tempesta valutata in metri, *W_{run-up}* è l'altezza del *wave run-up* (incluso del *wave set-up*), *SL_{rise}* è il livello del mare in metri per la data area e, infine, *SF* è il fattore di sicurezza, che può essere compreso tra 0 e 1 (Prasad *et al.*, 2009).

Le oscillazioni della superficie del mare di ben più lungo periodo sono costituite dalle maree astronomiche se considerassimo il volume d'acqua da esse spostato, dovremmo attenderci una loro consistente azione morfodinamica. In realtà la loro influenza sulla genesi delle forme costiere è assai limitata e dovuta più alle correnti da esse indotte che non dallo scaricarsi della loro energia sulla costa, dato che essa viene in gran parte riflessa (Pranzini, 2004).

3.2 Valutazione del *Wave Climate* per l'unità fisiografica del F. Sele

L'ondazione incidente su una determinata area è legata al settore di traversia, definito come il settore circolare con vertice nel paraggio comprendente le possibili direzioni da cui possono provenire le mareggiate che interessano il litorale (Komar, 1998). Nella nostra area di studio esso presenta un'estensione angolare di 90° , delimitato a N dalla tangente al promontorio di Punta Campanella con direzione di 280° N ed a S dalla tangente al promontorio di Punta Licosa con direzione di 190° N (Fig. 3.3).

Dopo aver definito il settore di traversia è possibile ricavare i vari *fetch*, ossia le superfici di mare aperto sulle quali spira il vento con direzione e intensità costante, entro le quali avvengono i fenomeni che generano il moto ondoso (Komar, 1998). Il *fetch* è caratterizzato dalla "lunghezza del *fetch*", che può essere valutato in base al *fetch* geografico, che a sua volta corrisponde alla distanza fra la località di riferimento sulla costa e quella antistante in relazione ad una prefissata direzione. L'unità di misura è espressa in miglia nautiche, dove un miglio nautico corrisponde a 1852 m.

Misurando i *fetch* che riguardano la nostra area di studio si nota che: la direttrice tangente a Punta Campanella raggiunge Palau in Sardegna con un *fetch* di 296 miglia nautiche, mentre la direttrice tangente a Punta Licosa raggiunge San Fratello in Sicilia con un *fetch* di 170 miglia nautiche (Fig. 3.3).

Considerando poi le direttrici tangenti a capi e a promontori molto lontani si può individuare un secondo settore circolare più stretto del precedente che, essendo caratterizzato da *fetch* molto ampi, delimita le direzioni di provenienza delle mareggiate più violente. Questo secondo settore di traversia è definito dalla tangente a Capo Spartivento in Sardegna che con direzione 250° N e con *fetch* di 1.084 miglia nautiche raggiunge Martil in Marocco e dalla tangente a Trapani che con direzione 220° N e con *fetch* di 396 miglia nautiche giunge fino alla costa di Susah in Tunisia. Ha un'ampiezza di 30° ed è soggetto a mareggiate generate da venti che spirano dal terzo quadrante con direzione compresa tra S e W (Fig. 3.3).

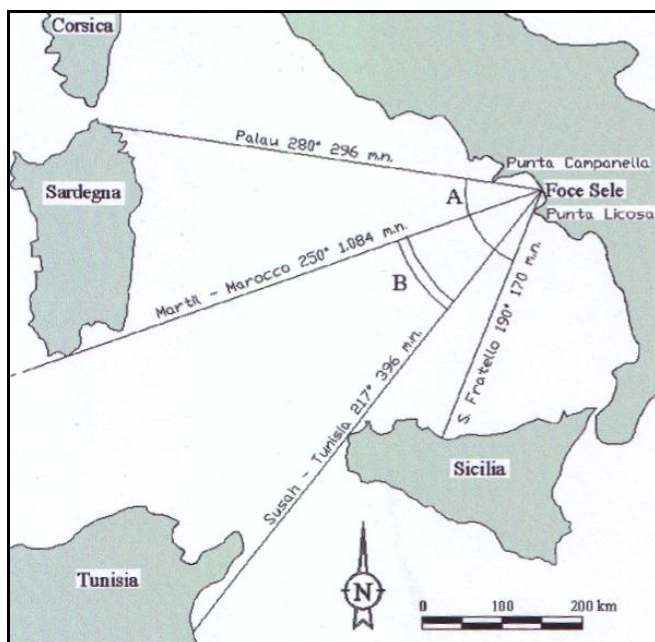


Fig. 3.3 – Settore di traversia e fetch per la Piana del F. Sele (da Iuliano et al. 2000)

Valutazione del Wave Climate nel Golfo di Salerno

Per la comprensione degli attributi relativi all'ondazione che caratterizza il litorale dell'unità fisiografica della Piana del Sele, sono stati presi in considerazione i dati anemometrici e ondometrici della boa di Ponza attiva dal 1° agosto del 1989. È stata scelta questa poiché è posta all'interno dell'area di generazione delle principali perturbazioni (di vento e moto ondoso) che interessano il nostro litorale. Essa è posizionata a S dell'isola di Ponza (LT) (Fig. 3.4 e Tab. 3.1). I dati sono stati raccolti e scaricati dal portale dell'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA) – IdroMare (http://www.idromare.it/analisi_dati.php), che fornisce la serie completa dei valori di H_s , T_M e T_P registrati almeno ogni 3 ore tra il 01\01\1989 e il 31\03\2008.

Strumenti	Boa DATAWELL Directional wavec MKI dal 01.07.1989 al 31.12.2001	
Posizione	40° 52' 0.1" <u>N</u>	12° 56' 60.0" <u>E</u>
Altezze di soglia	2.5 <u>m</u>	4.5 <u>m</u>

Tab. 3.1



Fig. 3.4 e Tab. 3.1 – Posizionamento della Boa ondometrica di Ponza. A) posizionamento della boa, B) Boa onda-metrica.

L'insieme dei dati raccolti ci dà anche informazioni sugli eventi estremi di mareggiata che sono causati da ondate caratterizzate da H_s abbastanza consistenti (Fig. 3.5).

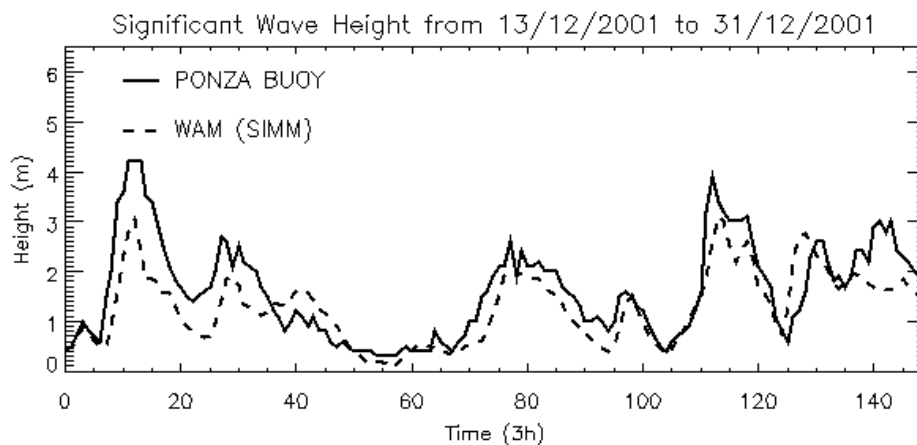


Fig. 3.5 – Esempio di variazione di altezza d'onda misurate presso la boa di Ponza durante la mareggiata occorsa dal 13 al 31 dicembre 2001 (Accadia et al., 2003)

Sulla boa insiste una condizione anemometrica rappresentata in Fig. 3.6. I settori in cui insistono i venti dominanti sono compresi tra 15° - 45° N e tra 225° - 195° N.

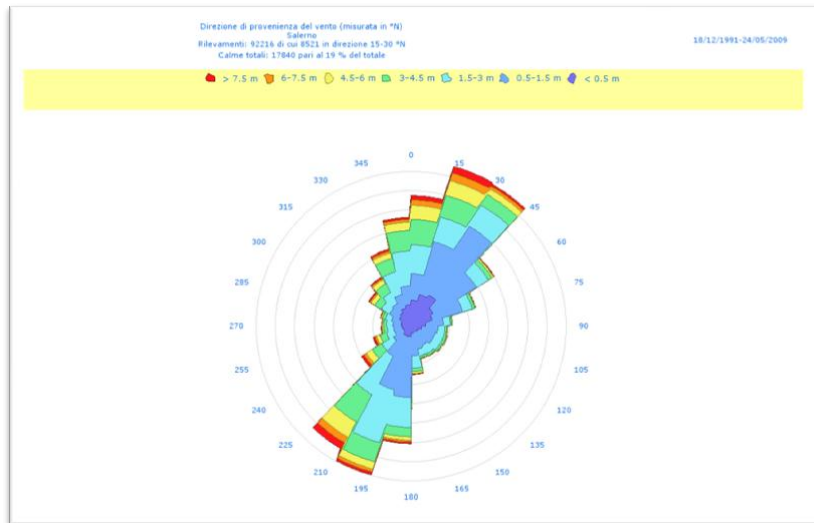


Fig. 3.6 – Direzione anemometrica misurata per il Golfo di Salerno

Lo studio effettuato sulle misurazioni alla Boa di Ponza hanno puntato alla comprensione alla caratterizzazione del *wave climate*. Inizialmente, il clima d'onda è stata caratterizzato in termini di comportamento individuale di ciascuna variabile disponibile (Direzione, Altezza Periodo e d'Onda).

La struttura probabilistica della direzione dell'onda media rivela che le onde si avvicinano al punto di osservazione da tutte le direzioni, ma che quella a W è chiaramente la predominante, come osservato nelle Fig. 3.7 e 3.8.

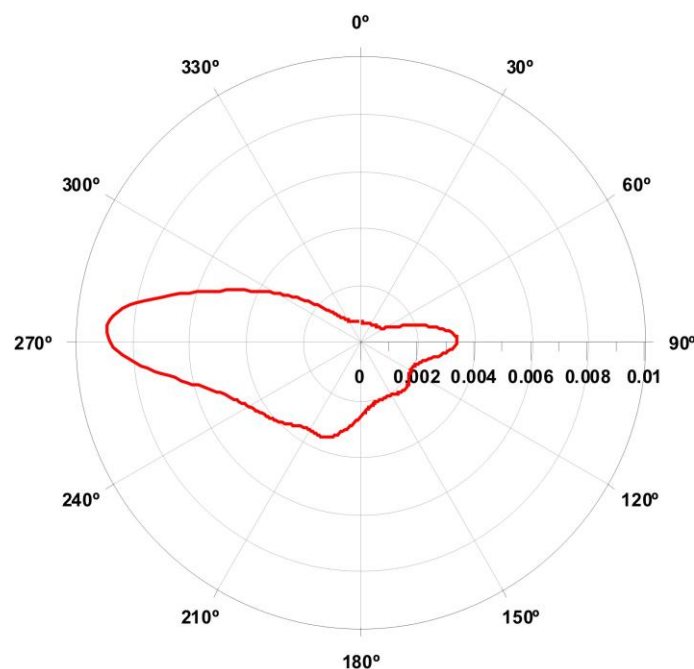


Fig. 3.7 – Funzione di densità di probabilità della direzione delle onde a Ponza per tutti i dati analizzati.



Fig. 3.8 – Rappresentazione delle direzioni prevalenti delle onde alla Boa di Ponza

Inoltre, la distribuzione di probabilità empirica mostrata in Fig. 3.9 rivela che l'altezza significativa delle onde raggiunta alla boa di Ponza è in media di circa 1 m e solo una percentuale molto bassa supera i 2 m. Si può osservare che la distribuzione empirica è molto simile alla ben nota distribuzione *log-normale*.

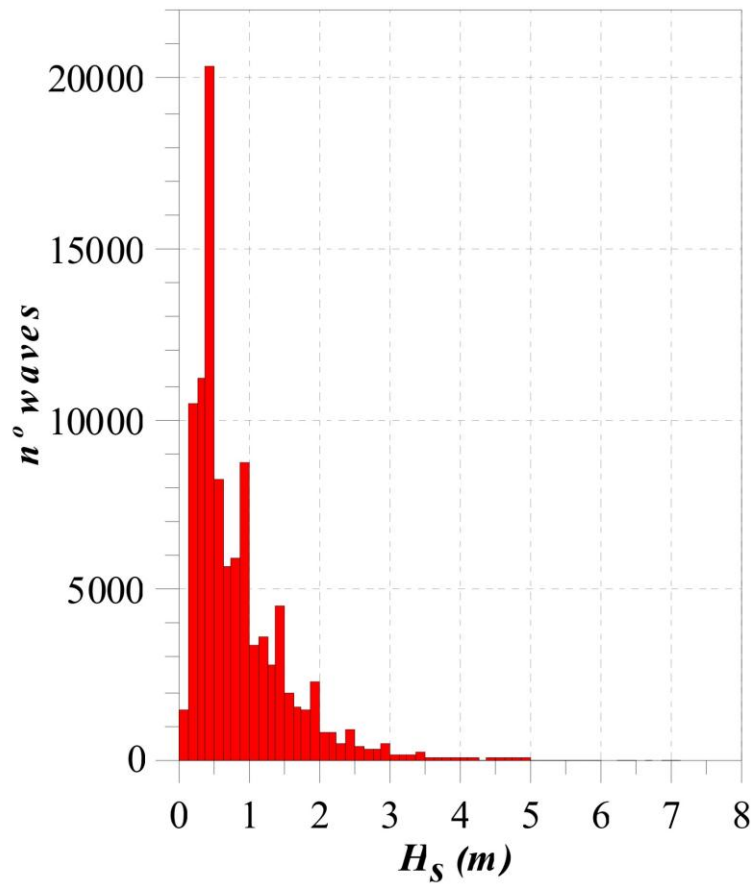


Fig. 3.9 – Funzione di densità di probabilità per le altezze d'Onda (H_s) alla boa di Ponza.

La densità di probabilità empirica dei periodi d'onda media è mostrata, invece in Fig. 3.10. Si evidenzia l'esistenza di una grande percentuale di onde corte, con periodi inferiori a 5 s. Il valore medio di questa variabile è di circa 4-5 s e solo in pochi casi il suo valore è di oltre 9 s.

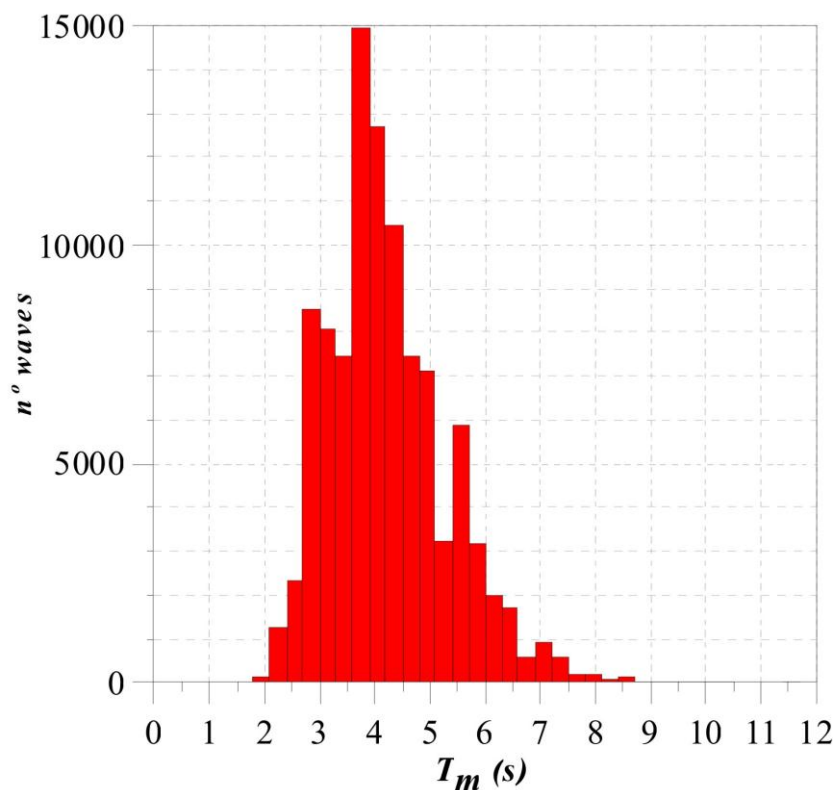


Fig. 3.10 – Funzione di densità di probabilità per i periodi medi alla boa di Ponza

Il diagramma a dispersione mostrato in Fig. 3.11 è il risultato dell'effetto congiunto tra le misurazioni dell'altezza significativa delle onde e la loro media. È evidente che durante le condizioni di mare calmo e moderato l'ondazione giunge nell'area di studio da tutte le direzioni individuabili, ma in condizioni di mareggiata con altezza significativa delle onde al di sopra dei 4-5 m il settore di provenienza prevalente è SSW - NNW. Tale condizione è ben evidenziata nel diagramma riportato nella Fig. 3.12.

È possibile osservare che le onde che giungono viaggiando tra il settore 300° e 75° N hanno associati valori molto bassi di H_s . Questo è certamente da mettere in correlazione all'effetto legato alla posizione della Boa rispetto all'isola stessa di Ponza (Fig. 3.4A).

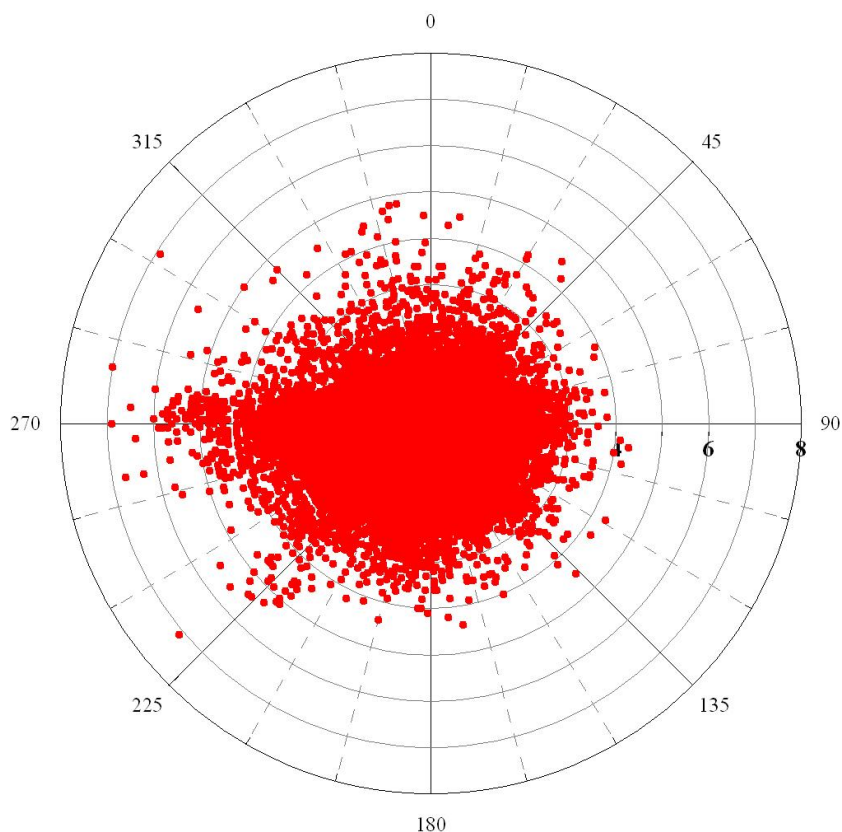


Fig. 3.11 – Dot plot ($H_s - \theta_m$) per la Boa di Ponza considerando tutti i dati a disposizione

Nella Tab. 3.2 sono presentati l'insieme degli eventi suddivisi in base ad un valore soglia progressivamente incrementato. Dai grafici riportati in successione (Figg. 3.12, 3.13, 3.14 e 3.15) si evince che in condizioni di mare maggiormente mosso l'ondazione prevalente è posizionata nei settori compresi tra 180° e 285° N per H_s superiori a 2-3 m, tra i 210° e i 285° N per H_s superiori a 4 m e, infine, nel settore compreso tra 255° e 285° N per H_s superiori a 5 m. Tuttavia, è importante notare che meno di un centinaio di dati dei 99.376 considerati superano quest'ultima soglia (Tab. 3.2).

Valori soglia	Eventi
$H_s > 1$	27244
$H_s > 2$	5797
$H_s > 3$	1323
$H_s > 4$	316
$H_s > 5$	81

Tab. 3.2 – Numero degli eventi compresi tra il 1° Luglio 1989 e il 31 Marzo 2008 con l'identificazione degli eventi suddivisi in base all'altezza d'onda (H_s) per la boa di Ponza

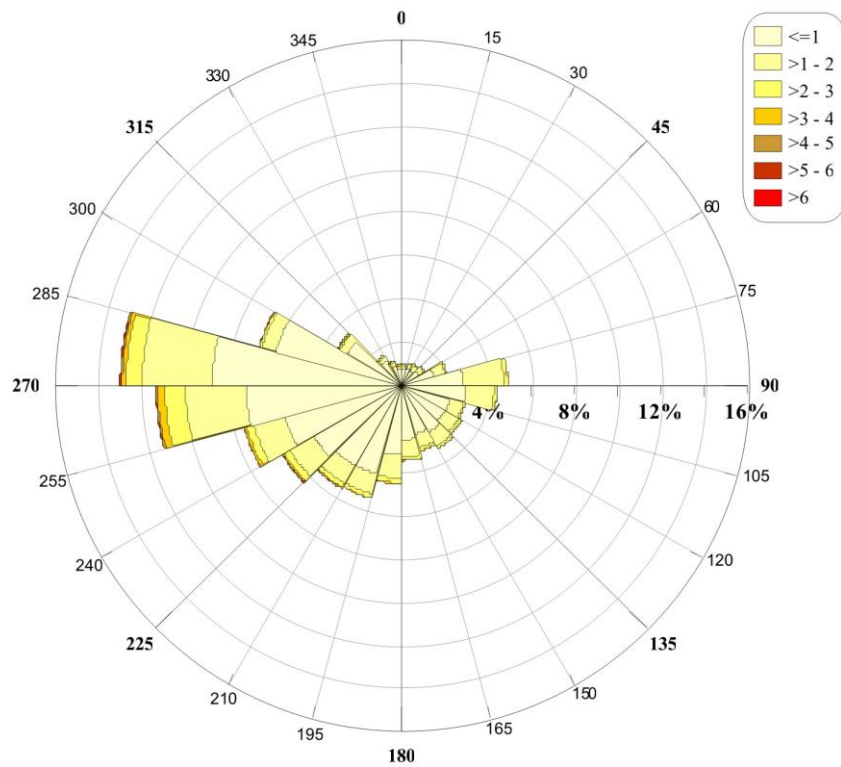


Fig. 3.12 – Wave rose ($H_s - \theta_m$) con valore soglia posizionato a $H_s = 1 m$

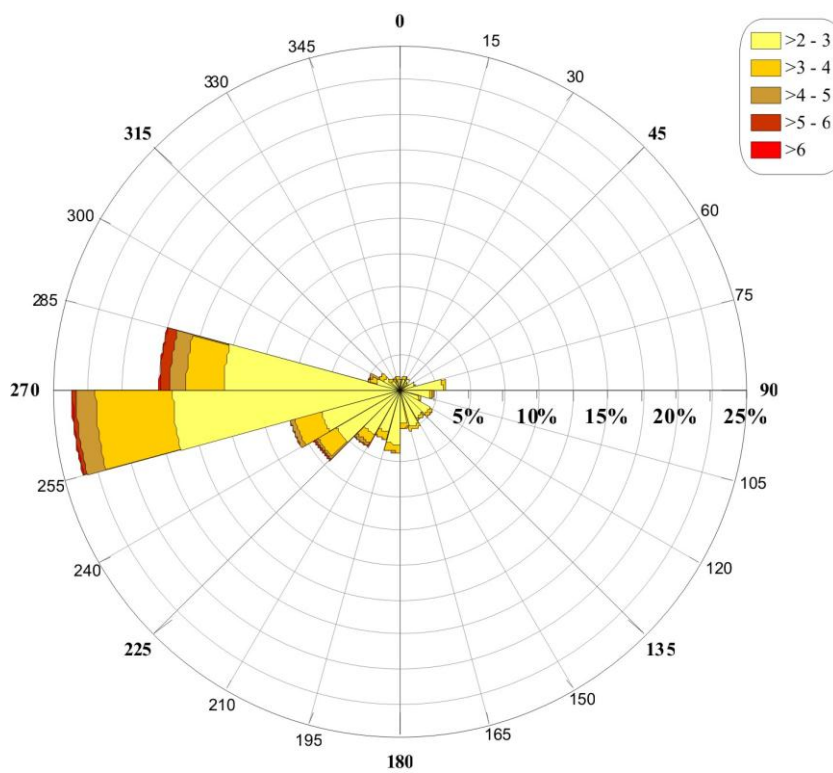


Fig. 3.13 – Wave rose ($H_s - \theta_m$) con valore soglia posizionato a $H_s = 2 m$

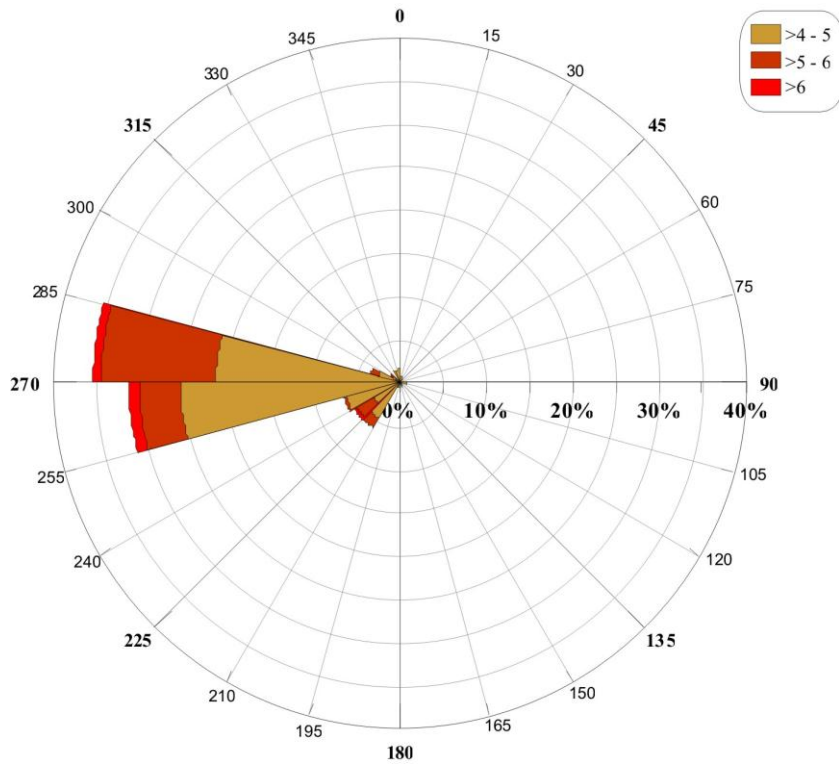


Fig. 3.14 – Wave rose ($H_s - \theta_m$) con valore soglia posizionato a $H_s = 4$ m

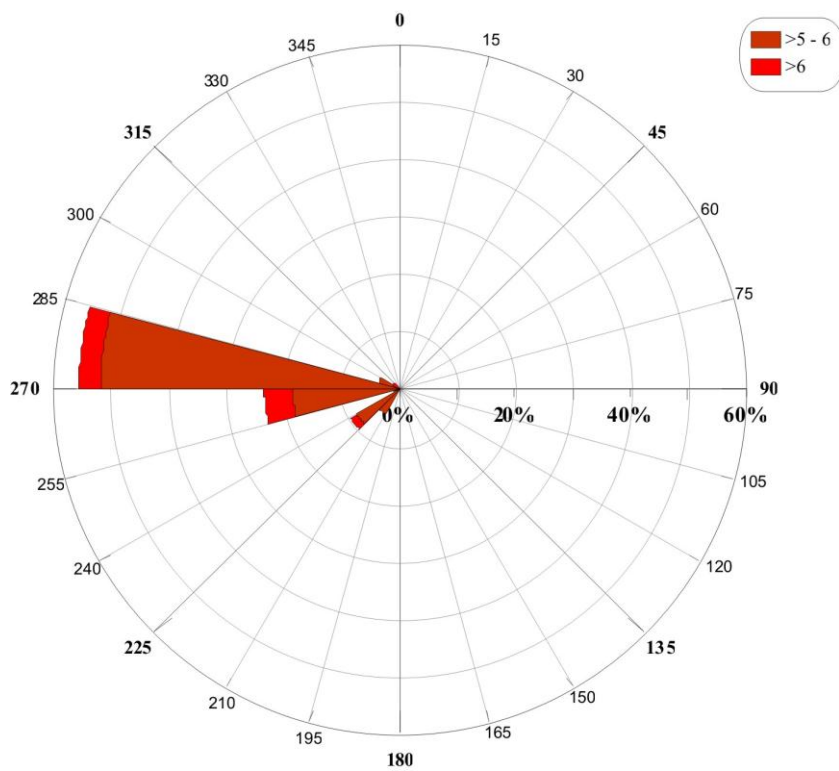


Fig. 3.15 – Wave rose ($H_s - \theta_m$) con valore soglia posizionato a $H_s = 5$ m

La funzione probabilistica bivariata del periodo d'onda media (T_m) e della direzione media (θ_m) è mostrata in Tab. 3.3 e raffigurata nelle Figg. 3.16, 3.17, 3.18 e 3.19).

È possibile osservare un andamento molto simile a quello di H_s e θ_m . Le onde provengono principalmente dal settore SSW-NNW. Inoltre, utilizzando lo stesso approccio d'imporre un valore soglia per il periodo medio e aumentandolo progressivamente, si può osservare che le condizioni d'onda con periodi maggiori di 7 s sono quasi esclusivamente compresi nel sotto-settore ricadente tra i 225° e 285° N, il che appare ancora più chiaro per periodi superiori a 9 secondi. È interessante osservare che ancora una volta solo meno di cento misurazioni sono associati a periodi superiori a 9 s, come illustrato nella Tab. 3.3.

Valori soglia	Eventi
$T_m > 3$	87084
$T_m > 5$	20738
$T_m > 7$	1507
$T_m > 9$	81

Tab. 3.3 – Numero degli eventi compresi tra il 1° Luglio 1989 e il 31 Marzo 2008 con l'identificazione degli eventi suddivisi in base al periodo medio (T_m) per la Boa di Ponza

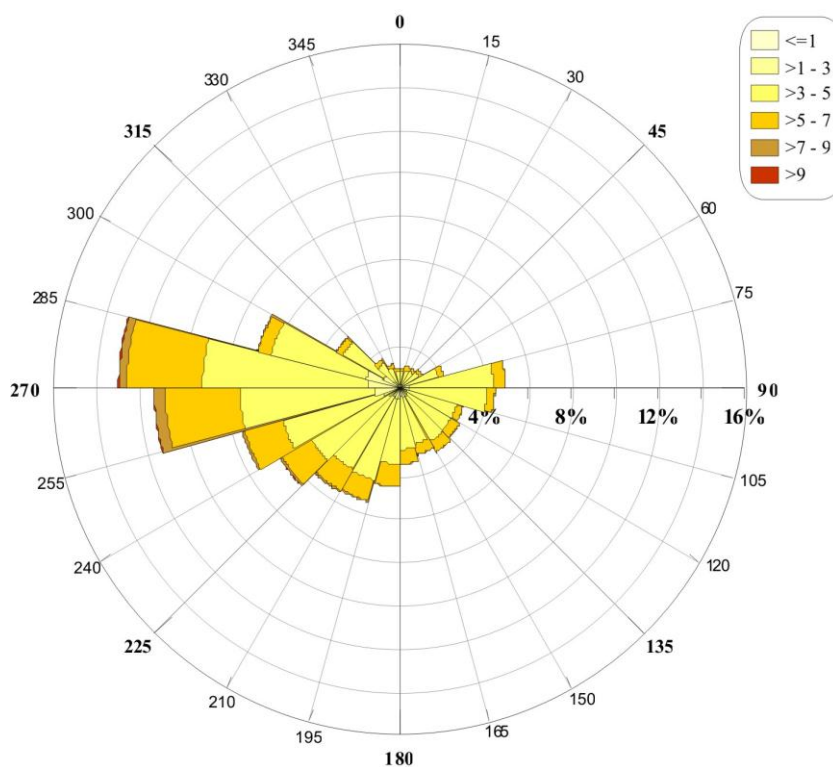


Fig. 3.16 – Wave rose ($T_m - \theta_m$) con valore soglia posizionato a $T_s = 1$ s

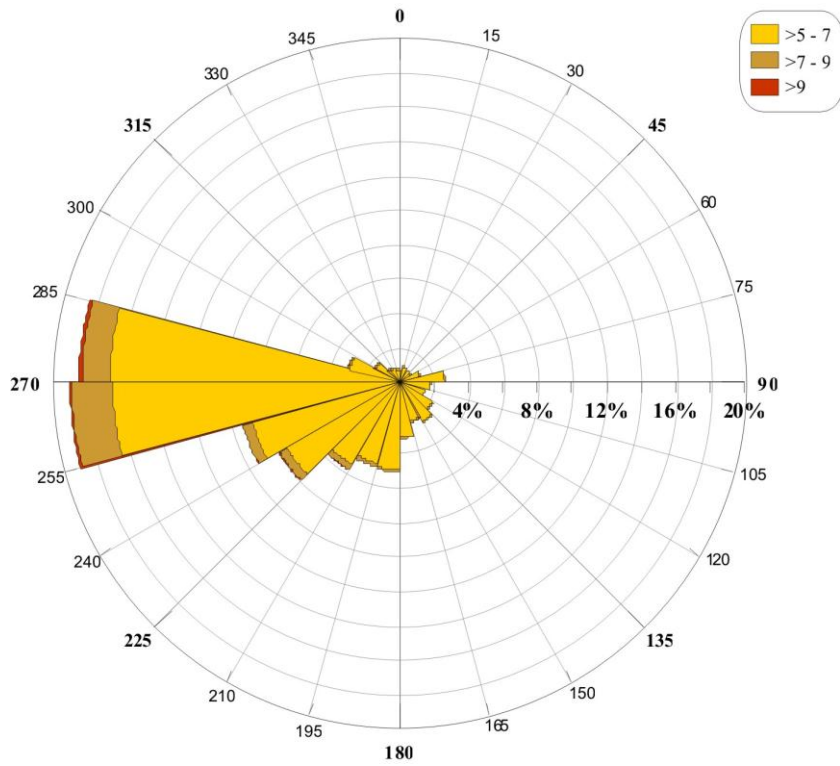


Fig. 3.17 – Wave rose ($T_m - \theta_m$) con valore soglia posizionato a $T_s = 5$ s

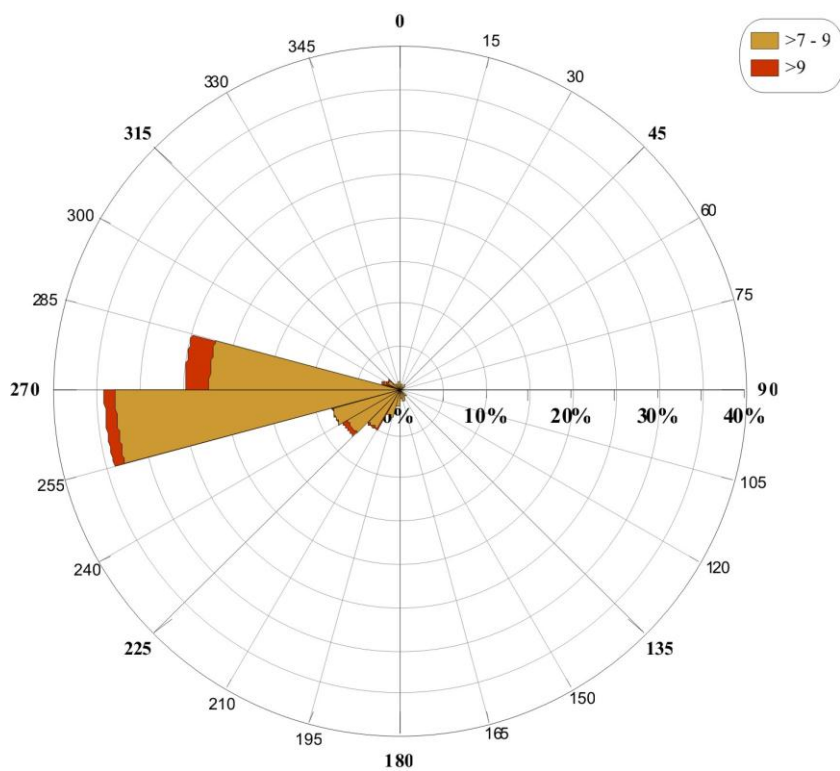


Fig. 3.18 – Wave rose ($T_m - \theta_m$) con valore soglia posizionato a $T_s = 7$ s

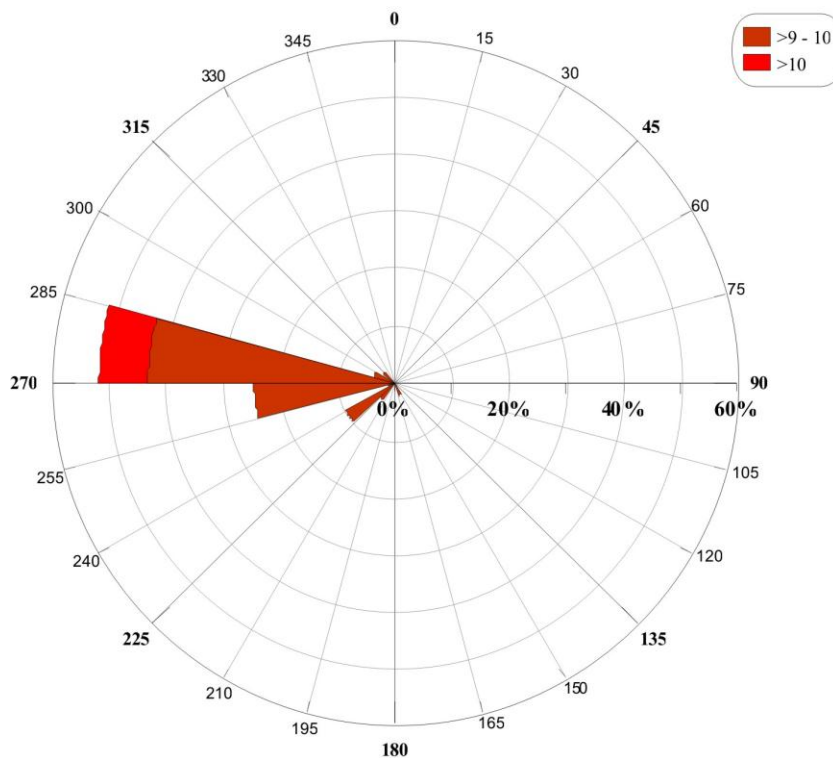


Fig. 3.19 – Wave rose ($T_m - \theta_m$) con valore soglia posizionato a $T_s = 9 s$

Da questi risultati risulta chiaro che l'area di studio è maggiormente influenzata da condizioni d'onda lievi o moderate associata a basse altezze d'onda significative e brevi periodi d'onda media, giungenti soprattutto dal settore SSW-NNW. Tuttavia, in alcune situazioni si possono generare condizioni di mareggiata consistenti, legati soprattutto alle onde che viaggiano dal settore $255^\circ - 285^\circ N$.

Lo studio fin qui presentato ha permesso di avere una chiara lettura e una dettagliata caratterizzazione del clima ondoso che può condizionare l'unità fisiografica della Piana del Sele. Dai dati raccolti è stata valutata l'altezza d'onda significativa media più alta protrattasi per almeno 12 ore all'interno dei singoli eventi, al fine di individuare gli eventi di mareggiata effettivamente incidenti sull'area in studio. Ciò ha permesso di distinguere almeno 43 grossi eventi meteo-marini, tra i quali va differenziato l'evento del 26\12\1999, per il quale lo strumento ha valutato un H_S di 6,90 m.

L'evento con H_S maggiore presente in ogni anno è stato considerato come quello significativo annuale con i relativi periodi (T_M e T_P). Per l'intero lasso temporale compreso tra il 1989 e il 2008 (19 anni), infine, sono stati mediati i valori annuali dei singoli parametri. La Tab. 3.4 mostra la sintesi dei valori ricavati.

ANNO	Data	HS	TM	TP	HS ANNO	TM ANNO	TP ANNO
1989	08/01/1989	2,50	6,60	8,30	3,12	7,32	8,78
	11/06/1989	3,12	7,32	8,78			
	28/08/1989	2,94	7,50	8,84			
1990	27/02/1990	5,21	9,64	11,43	5,21	9,64	11,43
1991	19/12/1991	4,90	9,06	10,63	4,90	9,06	10,63
1992	12/06/1992	5,15	8,18	9,55	5,15	8,18	9,55
1993	03/02/1993	5,30	9,40	11,10	4,55	8,51	9,91
	24/12/1993	4,55	8,51	9,91			
1994	04/02/1994	3,55	7,88	8,50	3,55	7,88	8,50
	04/08/1994	3,40	7,68	9,18			
	22/12/1994	3,20	7,32	7,98			
1995	13/05/1995	5,01	8,77	10,03	5,01	8,77	10,03
	29/11/1995	4,02	8,56	10,48			
	01/12/1995	2,38	7,08	7,85			
1996	13/09/1996	4,75	8,71	9,88	5,21	8,76	9,91
	18/11/1996	5,21	8,76	9,91			
1997	12/03/1997	5,51	9,65	11,25	5,51	9,65	11,25
1998	13/09/1998	3,93	7,95	9,19	4,42	8,32	9,41
	12/04/1998	4,42	8,32	9,41			
	09/12/1998	3,46	6,96	7,82			
1999	17/11/1999	4,66	7,13	9,78	6,90	8,56	11,94
	26/12/1999	6,90	8,56	11,94			
2000	23/01/2000	3,79	6,40	8,80	3,79	6,40	8,80
	26/11/2000	4,27	6,56	8,88			
	16/12/2000	2,61	6,04	8,26			
2001	26/02/2001	3,85	6,54	9,12	4,10	6,20	8,22
	13/03/2001	3,43	6,40	9,24			
	01/05/2001	3,21	6,01	8,09			
	01/09/2001	3,97	6,60	8,96			
	14/12/2001	4,10	6,20	8,22			
2002	16/11/2002	3,53	6,40	8,48	3,53	6,40	8,48
2003	02/04/2003	3,79	6,92	9,02	4,02	7,23	9,61
	01/05/2003	3,50	6,73	8,70			
	02/05/2003	4,01	7,32	9,75			
	01/07/2003	4,02	7,23	9,61			
	10/08/2003	3,97	7,18	9,57			
2004	27/02/2004	3,74	6,53	8,68	3,60	7,05	9,70
	24/03/2004	3,59	7,17	9,17			
	19/11/2004	3,60	7,05	9,70			
2005	10/04/2005	2,73	6,16	8,55	2,73	6,16	8,55
2006	29/08/2006	3,03	6,41	8,40	3,03	6,41	8,40
2007	02/01/2007	4,00	6,98	10,00	4,18	6,97	9,34
	23/07/2007	4,18	6,97	9,34			
HS media per il periodo 1989-2007:					4,34	7,76	9,60
HS massimo della serie:					6,90	8,56	11,94

Tab. 3.4 – Valori di altezza media in metri (H_S), Periodo medio in secondi (T_M) e Periodo di picco in secondi (T_P) delle massime mareggiate avvenute tra il 1989 – 2007 (scartando il 2008 essendo la serie annuale non completa) con relativi valori medi calcolati per ogni anno e sull'intera serie temporale.

Calcolo della Profondità di Chiusura

Un parametro direttamente legato all'ondazione in mare aperto è la profondità di chiusura (*closure depth*). Essa è definita come quella profondità oltre la quale rilievi ripetuti negli anni non evidenziano variazioni di quota (Komar, 1998). Appare evidente che questa è

una definizione statistica, dato che allungando il periodo di osservazione aumentano le probabilità che si verifichi un evento nel quale il moto ondoso può spostare sedimenti a profondità sempre maggiori (Pranzini, 2004).

Il calcolo della profondità di chiusura si può effettuare con la formula proposta da Hallermaier (1977):

$$h_d = 2,28 \cdot H_s - 68,5 \cdot \left(\frac{H_s^2}{g \cdot T_M^2} \right) \quad (3.17)$$

dove H_s è l'altezza d'onda significativa locale superata per 12 ore all'anno; T_M corrisponde al periodo significativo associato all'altezza d'onda H_s ; g è l'accelerazione di gravità.

Nei casi in cui è stato possibile eseguire verifiche sperimentali, si è visto che la profondità di chiusura non cresce tanto quando l'allungamento del periodo di tempo considerato dovrebbe far pensare, infatti Hinton & Nicholls (1998) riportando i risultati di un'analisi effettuata sulla costa olandese, osservarono che il valore calcolato h_d con dati relativi a 5 anni d'indagine risulta pari a quello osservato in un periodo di 20 anni.

La profondità di chiusura per un tempo di ritorno pari a 1 anno, calcolato sulla base dei dati prodotti dalla Rete Ondamentrica Nazionale è compresa fra 5,20 m ad Ancona e i 12,36 ad Alghero (Pranzini, 2004).

Applicando la formula (3.17) è stato individuato il valore di h_d che risultata essere pari a 7,714 m. Questo valore appare particolarmente significativo per eventi meteo-marini con un H_s pari a 4,34 m e un periodo di 7,76 s.

Si può valutare che, per eventi meteo-marini di grossa entità e con tempi di ritorno ventennali, come quello del 26\12\1999, la profondità di chiusura massima sia pari a 11,191 m.

Capitolo IV

Analisi delle caratteristiche morfo-sedimentarie del sistema spiaggia

Argomento

Caratterizzazione dettagliata della spiaggia (emersa, intertidale e sommersa) e dei sistemi dunali con analisi morfometrica della linea di costa e interpretazione di profili di spiaggia estesi fino alla profondità di chiusura, correlati all'indagine sedimentologica..



*John Frederick Kensett (1869) Figure sul lungomare sulla spiaggia di Beverly Wadsworth
Atheneum Museum of Art, Hartford, CT*

Introduzione

La spiaggia (*beach*), intesa come quella porzione del sistema costiero compreso tra il piede della duna e la profondità di chiusura (Fig. 4.1), rappresenta l'ambiente fondamentale e il più dinamicamente attivo ed effimero dell'intera fascia rivierasca. Essa è contraddistinta da accumulo di materiale sedimentario a diversa granulometria (da sabbie a ghiaie), dotata di gradienti d'inclinazione molto variabili e soggetta ad un bilancio sedimentario direttamente regolato dall'interazione dei regimi energetici prevalenti (fiumi, moto ondoso, maree, correnti).

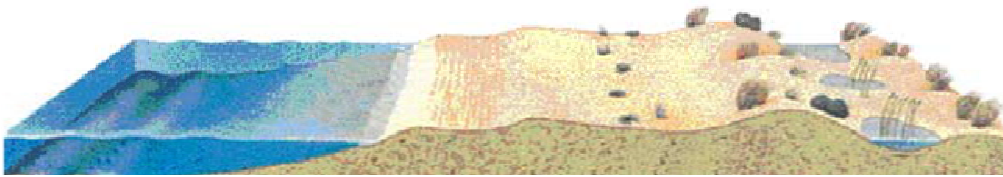


Fig. 4.1 Sezione schematica e semplificata di una spiaggia

Tale ambiente è caratterizzato da un profilo topografico (Fig. 4.1) peculiare, che può essere diviso in più parti, procedendo da terra verso il mare :

- ✓ Spiaggia emersa o *backshore*;
- ✓ Spiaggia interditale o *foreshore*;
- ✓ Spiaggia sottomarina o *nearshore*;

Ovviamente non consideriamo in questa sede la zona transazionale, compresa tra la zona di chiusura in condizioni di mare normale alla profondità di chiusura in condizioni di mare molto mosso, e il sistema dunale, poiché sono elementi separati dalla spiaggia propriamente detta (Fig. 4.2).

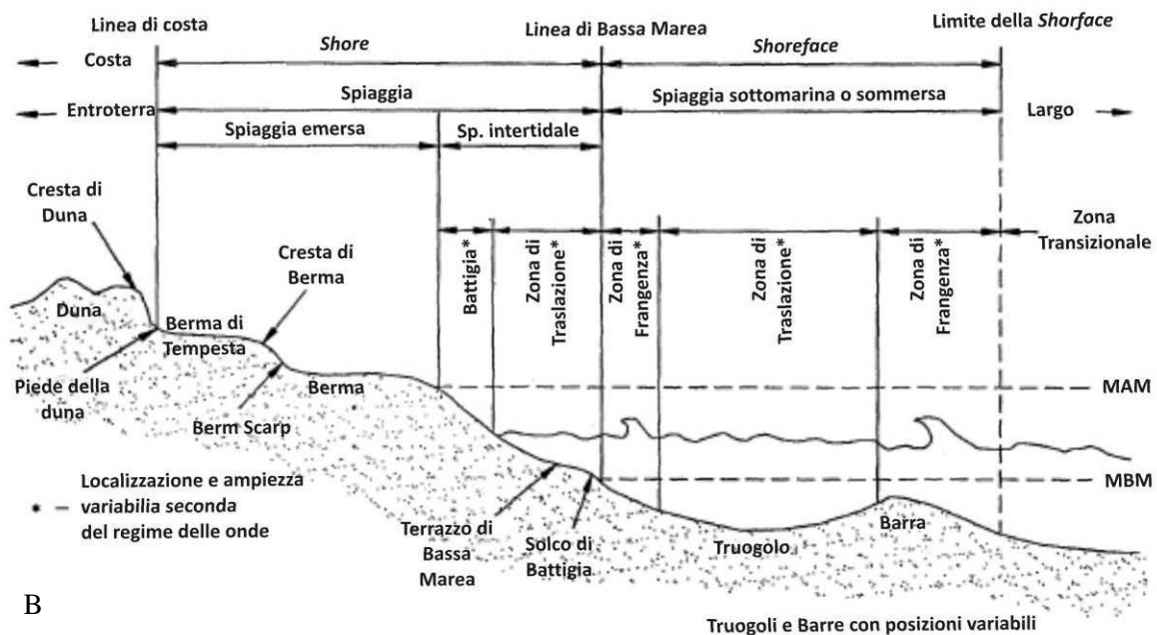
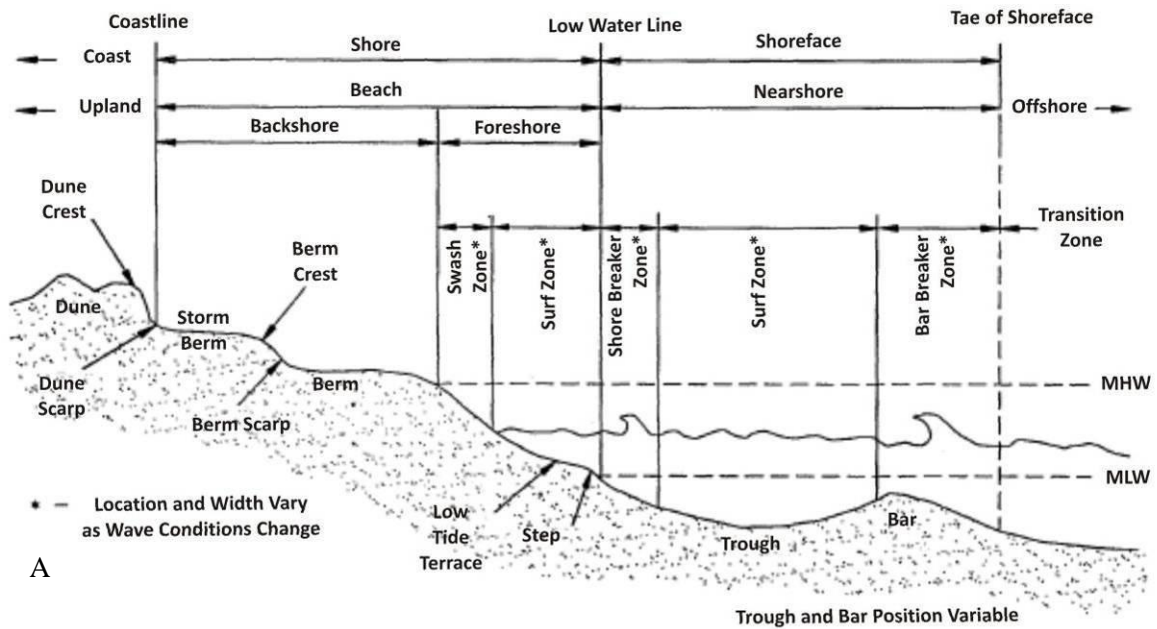


Fig. 4.2 – Profilo topografico di spiaggia con nomenclatura inglese (A) e italiana (B) (modificato da USACE Glossary Of Coastal Terminology e da Ricci Lucchi, 1980). MAM: Massima alta marea, MBM: Minima bassa marea; MHW: Mean High Water, MLW: Mean Low Water.

Per spiaggia emersa o *backshore* (Fig. 4.2), s'intende l'area sabbiosa delimitata verso il mare dalla linea di minima bassa marea e verso l'entroterra dalla prima fascia di dune alimentate dai venti. Generalmente quest'ultimo limite viene posto al piede della prima duna (*dune scarp*) dove terminano gli effetti delle onde, come testimoniano la presenza di

organismi polmonati o la presenza di vegetazione pioniera (Cakileti e Ammofileti). Invece il limite inferiore è marcato da una leggera cresta a sezione triangolare detta berma o berma ordinaria (*berm*). Altre berme dette di tempesta (*storm berm*) si trovano sulla spiaggia emersa e ne rendono irregolare la superficie insieme ai canali (*runnels*) che talvolta le separano tra loro: sono la testimonianza di eventi di mareggiate. Ciascuna cresta è costituita da un cordone con pendenza maggiore sul lato mare e più debole sul lato terra: una spiaggia appare così formata da tanti gradini in discesa verso l'interno.

La spiaggia interditale o *foreshore* rappresenta la fascia che si trova tra il livello medio dell'alta marea ed il livello medio della bassa marea e viene alternativamente inondata ed esposta all'atmosfera durante i normali cicli di marea. Inizia morfologicamente con la battigia (*swash zone*), che rappresenta il pendio più liscio ed inclinato. In contesti microtidali e in particolare nel Mediterraneo, dove l'escursione di marea è molto bassa (tra i 20 cm e 1 m), questo tratto di spiaggia può essere anche trascurato.

Il profilo continua a digradare regolarmente o in modo ondulato per la presenza di barre sottomarine (*bars*) inframmezzate da truogoli (*troughs*), parallele alla costa: ci troviamo nella spiaggia sottomarina o *nearshore*. Essa si estende tra il limite medio della bassa marea e il livello medio di base del moto ondoso (pari a circa la metà della lunghezza d'onda), per cui tale zona risulta permanentemente sommersa. La crescita delle barre è anche favorita dal fatto che, nella risalita verso la superficie, il flusso rivolto verso il largo (*offshore*) perde velocità e deve abbandonare i sedimenti che trascina in prossimità del fondo. Si forma così un cordone di sabbia disposto circa parallelamente alla riva, che accrescendosi verticalmente induce al frangimento di un numero sempre maggiore di onde. Questo processo di *feedback* porterebbe a una crescita continua della barra fino alla sua emersione se non fosse che nel frangimento l'onda scarica la gran parte della propria energia, generando moti turbolenti e impedendo un'ulteriore accrescimento della barra, che si viene così a trovare in equilibrio con l'onda incidente. Durante le mareggiate più intense, il primo frangimento avviene lontano da riva e vi è quindi la possibilità di formazione di nuove onde che, a loro volta, daranno luogo a nuovi frangimenti e alla formazione di altre barre. Al termine delle mareggiate, le onde diventano meno ripide ed esercitano un'azione costruttiva, spostando la sabbia verso costa. Le barre iniziano a muoversi, diventando più basse e asimmetriche, e possono anche raggiungere la riva fino a saldarsi alla spiaggia emersa.

A ridosso della spiaggia sottomarina inizia una zona di transizione, dove il profilo si appiattisce e le onde vi trasportano sabbia solo durante le tempeste. Infine, raggiunta la profondità pari al cosiddetto livello di base del moto ondoso o profondità di chiusura

(corrispondente a circa la metà della lunghezza d'onda delle onde più lunghe), il *wave climate* non ha più influenza sui sedimenti del fondo (Ricci Lucchi, 1980; Pranzini, 2004).

In questo capitolo si propone la descrizione dettagliata dei profili di spiaggia individuabili per il settore costiero della Piana del F. Sele, analizzandone le caratteristiche salienti sia del settore sommerso che di quello emerso. L'indagine dell'area definita *shore* è stata realizzata mediante rilievi topografici con DGPS ad alta precisione e raccolta di campioni di sabbia per le analisi granulometriche, mentre la fascia che comprende la *shoreface* e la zona transazionale mediante analisi batimetriche su vari anni e l'esame del clima marittimo tra il 1989 e il 2008 (vedi capitolo III).

4.1 Materiali e metodi utilizzati

Il rilievo di un profilo di spiaggia può essere effettuato con diverse metodologie, tra le quali di citano a titolo di esempio il *sub-areal beach profiler*, un apparecchio in alluminio con livella capace di misurare sia le quote che la pendenza del profilo (Puleo *et al.*, 2008) o il *DL method*, una metodologia semplice ma accurata basata sull'uso di un teodolite e di una barra metrica (Delgado & Lloyd, 2004) o ancora il metodo ideato da Andrade & Ferreira (2006) che si basa sul principio dei *vasi comunicanti*. Queste metodologie si sono rivelate delle buone ed economiche alternative al rilievo topografico con DGPS, che comunque resta la metodologia che restituisce un dato maggiormente accurato.

Lo strumento usato nel caso in questione è GNSS R6 Trimble[®], un DGPS di ultima generazione che comprende una stazione di riferimento con antenna fissa (*master*) e una mobile (*rover*) in comunicazione tra di loro e di un *controller* capace di comunicare con le antenne via *Bluetooth* o via cavo.

Di seguito viene brevemente descritta la procedura utilizzata per il rilievo topografico della spiaggia.

La *master* (Fig. 4.3A) è stata inizialmente posizionata in bolla su un punto geodetico (nel caso in studio sono state utilizzate le monografie VTR della Regione Campania prelevate da sito <http://sit.regione.campania.it/website/vtr/viewer.htm>, e in particolare gli elementi n°486078, n°486079, n°486387, n°486437 n°486461 n°486476 n°487386, e n°503096, riportate nell'appendice I), Lo strumento in dotazione permette indagini e rilievi di vario tipo, ma si è preferito utilizzare il metodo RTK, poiché il dato misurato può essere controllato direttamente in campo. L'unico inconveniente è che le due antenne devono trovarsi ad una

distanza adeguata (al massimo 7 km) ai fini della trasmissione dei segnali radio (AA.VV., 2005).

Dopo aver correttamente installato lo strumento e programmato il *controller* si è iniziato a rilevare la linea di riva con il *rover* (Fig. 4.3B) posto su un'asta in carbonio la cui base è stata munita di base piatta appositamente ideata per terreni sabbiosi, registrando un punto ogni 50 m lungo il solco di battigia. Sono state rilevate misure dalla cresta della duna litoranea fino alla batimetrica - 0,5 m ad ogni stacco di pendenza (in questo modo è stato possibile rilevare anche le berme ordinarie e di tempesta e l'intera zona *shore*). Grazie al posizionamento della master tutti i punti misurati sono stati ancorati alla rete topografica nazionale e i dati finali espressi in coordinate WGS84.



Fig. 4.3 Rilevatore DGPS Trimble ® R6: (A) master o base posizionato su punto geodetico, (B) rover con base piatta in fase di acquisizione RTK

Per lo studio di questa zona della spiaggia sono stati prelevati anche campioni di sedimento per almeno 500 g. Sono stati effettuati 4/5 campionamenti per ogni transetto, considerando gli stacchi di pendenza presenti sulla spiaggia (piede della duna, spiaggia emersa, berma ordinaria, solco di battigia), selezionando zone dove erano presenti particolari condizioni di erosione o del clima del paraggio. In laboratorio è stata presa una parte di

almeno 160 g per campione misurata con un bilancino di precisione in modo da avere il peso umido del campionamento. Poi i vari campioni sono stati messi ad asciugare in un forno per 24 ore alla temperatura di 70°, dopodiché sono stati riposti in appositi *baker*. I sedimenti pesati sono stati trattati in seguito con acqua ossigenata (H₂O₂), riponendone una certa quantità per ogni *baker*, in modo da eliminare il sale marino ed il residuo materiale organico. Una volta evaporata l'acqua ossigenata, si è proceduto al lavaggio dei campioni in un setaccio da 63 µm, irrorando acqua dolce in modo da eliminare le particelle di sedimento più sottili che avrebbero potuto causare grumi con conseguente sfasamento nell'elaborazione dei dati campionati. Poi i campioni sono stati nuovamente asciugati in forno, in seguito ripesati in modo da ottenere il peso secco.

Dopo questa fase preliminare inizia la fase di setacciatura vera e propria: i setacci vengono impilati l'uno sull'altro, partendo da quello a maglia più sottile (63 µm) fino ad arrivare a quello con una maglia di 4 mm. I setacci intermedi hanno un diametro delle maglie decrescente (2,8 mm, 2 mm, 1,4 mm, 0,710 mm, 500 µm, 355 µm, 250 µm, 180 µm, 125 µm, 90 µm). A questo punto si versa il contenuto nei setacci e si pongono in un setacciatore (Fig. 4.4), che li sottopone a vibrazioni orizzontali e verticali per circa 30 minuti; ciò permette ai granuli, a seconda delle dimensioni, di distribuirsi nei vari setacci.



Fig. 4.4 Setacciatore: (A) strumento con setacci impilati; (B) particolare di un setaccio; (C) chiusura del setaccio superiore

Infine i sedimenti presenti in ogni setaccio vengono pesati e riposti in apposite bustine, dove è riportato il punto del transetto e la classe granulometrica a cui appartengono. I risultati dell'analisi granulometrica sono stati infine trattati con l'ausilio di un programma di analisi statistica, implementato dal nostro gruppo di ricerca, ottenendo come risultati una curva cumulativa ed un istogramma di frequenza e vari parametri statistici dei quali si fa una breve panoramica nel *Box 2*.

Infine la caratterizzazione della parte di spiaggia sommersa, di fondamentale importanza al fine di comprendere e valutare il tipo di spostamento che subisce il sedimento e per identificare con precisione il punto oltre il quale il materiale non può essere rimobilizzato (profondità di chiusura), può essere effettuato mediante due procedimenti: uso del tradizionale ecoscandaglio *single-beam* o del più moderno *multi-beam* (fig. 4.5).

La differenza fondamentale tra i due sistemi, il primo (multifascio) mentre il secondo monofascio, sta nel fatto che lo strumento tradizionale invia, ogni frazione di secondo, un unico impulso acustico al fondale fornendo istantaneamente la profondità zenitale al di sotto dell'imbarcazione mentre il *multi-beam* (più raggi) interpreta il segnale acustico di ritorno istantaneamente su diverse direzioni disposte con apertura angolare rilevando pertanto una striscia di fondale di larghezza variabile secondo le caratteristiche dello strumento e della profondità.

Questo lavoro si è avvalso di dati batimetrici ottenuti con entrambe le metodologie. In particolare, come vedremo anche in seguito, sono stati utilizzati un rilievo *multi-beam* realizzato del 2005 per il Golfo di Salerno di Napoli e di transetti specifici acquisiti con l'ecoscandaglio *single-beam* nel 2008, entrambi gentilmente concessi dall'ICRAM-CNR (ex GeoMare).

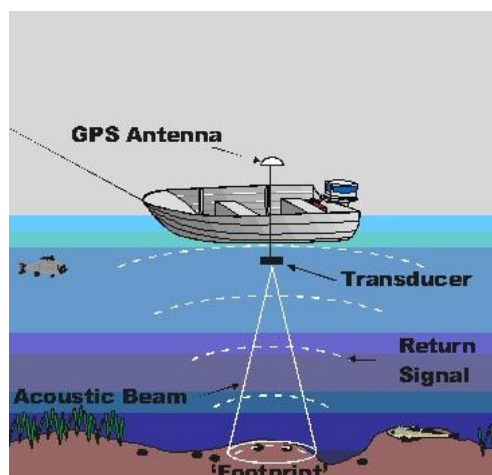


Fig. 4.5 – Esempio di rilievo batimetrico con ecoscandaglio

Box 2: L'analisi granulometrica

L'analisi granulometrica si avvale di procedure d'indagine statistiche indispensabili per la classificazione dei sedimenti. Di seguito si propone una breve descrizione dei parametri utilizzati in questo lavoro di tesi.

Media : esprime il centro di gravità ed è influenzata dalla presenza dei granuli a diametro maggiore.

Moda: rappresenta la classe granulometrica maggiormente presente nel sedimento.

Media, Mediana e Moda indicano valori di tendenza centrale: più è asimmetrica la curva più tali parametri sono lontani. Solo nel caso di perfetta simmetria i tre parametri coincidono.

Diametro medio: è una media della dimensione dei granuli che costituiscono il campione in esame. Per il calcolo vengono utilizzati 3 percentili (ϕ_{16} , ϕ_{50} e ϕ_{84}); utilizzando più percentili il valore numerico ottenuto si avvicina al valore reale del diametro medio (Folk & Ward, 1957).

Deviazione standard o classazione σ : indica quanto la distribuzione granulometrica si discosta dal valore del diametro medio, ovvero se il sedimento è costituito da poche o da molte classi granulometriche (Tab. 4.1). Mediante tale parametro si esprimono sia i processi selettivi operati dal mezzo di trasporto e di sedimentazione che il grado di mescolamento di sedimenti di diversa origine.

Valori	Tipo di classazione
$\sigma < 0,30$	altissima
$0,30 < \sigma < 0,50$	alta
$0,50 < \sigma < 1,00$	media
$1,00 < \sigma < 2,00$	scarsa
$\sigma < 2,00$	scarsissima

Tab. 4.1 – Correlazione tra valori di deviazione standard e tipo di classazione

Coefficiente di cernita: esprime la capacità selettiva del mezzo di trasporto, cioè la sua capacità di prelevare e/o depositare granuli di dimensioni poco variabili, lasciando indietro o portando più avanti quelli più grossolani e quelli più fini. Più basso è il valore del coefficiente, maggiore è la cernita.

Coefficiente di asimmetria o di Skewness S_k : evidenzia l'omogeneità della popolazione granulometrica cioè se i valori sono distribuiti equamente da una parte e dall'altra rispetto alla posizione centrale. Indica cioè la concentrazione di sedimento verso classi granulometriche di dimensioni maggiori o minori (asimmetria negativa o positiva) (Tab. 4.2). I valori positivi indicano la presenza di una coda di materiali fini, i valori negativi indicano la presenza di una coda di materiali grossolani. Una curva simmetrica è generalmente unimodale e lognormale e il coefficiente di asimmetria è uguale a zero. Quando il coefficiente di asimmetria è molto elevato siamo in presenza di una curva bimodale. L'indice varia tra -1 e 1 e rappresenta il livello di energia: per valori negativi si ha alto livello di energia e quindi probabilità di erosione; per valori positivi, basso livello di energia e probabilità di accrescimento della spiaggia:

Valori	Tipo di asimmetria
$- 1,00 < S_k < - 0,30$	molto negativo
$- 0,30 < S_k < - 0,10$	negativo
$- 0,10 < S_k < 0,10$	simmetrico
$0,10 < S_k < 0,30$	positivo
$0,30 < S_k < 1,00$	molto positivo

Tab. 4.2 – Correlazione tra valori dell'indice di Skewness e il tipo di asimmetria

Coefficiente di appuntimento o Kurtosis K_g : è la misura dell'appuntimento della distribuzione di frequenza e considera il rapporto tra la dispersione nella parte centrale e la dispersione nelle code. Si distingue una distribuzione leptocurtica (appuntimento della curva di frequenza) da una distribuzione

platicurtica (dispersione su tutta la curva di frequenza) (Tab. 4.3). In una curva normale questo valore deve essere pari a 1.

<i>Valori</i>	<i>Tipo di appuntamento</i>
$K_g < 0,65$	molto platicurtiche
$0,65 < K_g < 0,90$	platicurtica
$0,90 < K_g < 1,11$	mesocurtica
$1,11 < K_g < 1,50$	leptocurtiche
$1,50 < K_g < 3,00$	molto leptocurtiche

Tab. 4.3 – Correlazione tra valori dell'indice di Kurtosis e il tipo di appuntamento

Le osservazioni in merito all'evoluzione sedimentaria della spiaggia possono essere estrapolate dal confronto del coefficiente di appuntamento (Kurtosis) e di asimmetria (Skewness). Infatti il primo valore ci da idea sull'eterogeneità tessiturale mentre il secondo sull'energia che ha messo in moto i vari sedimenti.

4.2 Caratteristiche morfo-sedimentarie dei profili di spiaggia

Il tratto costiero compreso tra la foce del F. Picentino e la cittadina di Agropoli (SA) è caratterizzato da un litorale prevalentemente sabbioso, con una lunghezza di circa 45 km e spiagge emerse con ampiezza media pari a 35 m. Le diverse spiagge dell'unità fisiografica risultano essere essenzialmente stabili, fatta eccezione per alcune aree in cui l'arenile risulta completamente scomparso o fortemente arretrato, specie nelle aree in forte espansione antropica. Un esempio lampante di tale situazione è mostrato nella Fig. 4.6, foto scattata nel comune di Pontecagnano-Faiano (SA), lungo il litorale Magazzino.

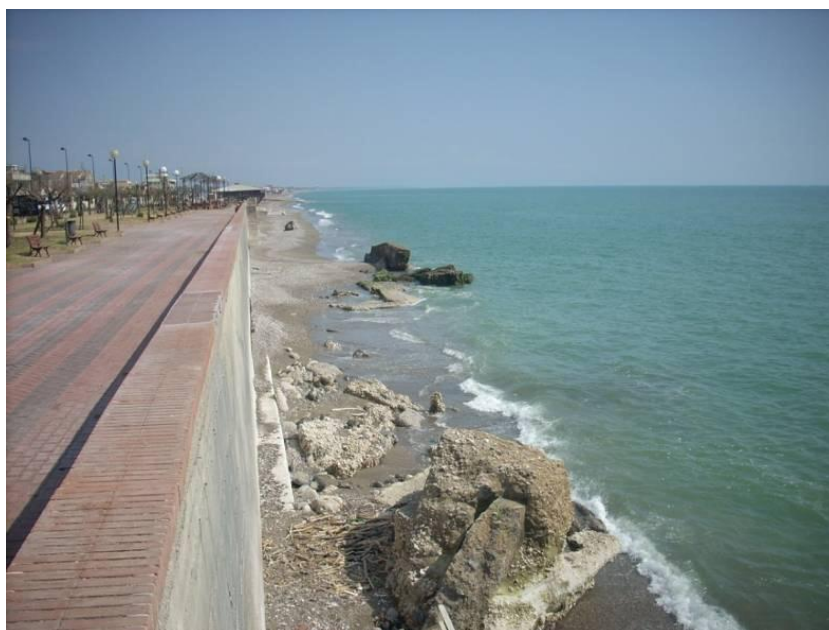


Fig. 4.6 – Tratto di costa soggetto ad erosione presso il torrente Asa (Località Magazzino, comune di Pontecagnano-Faiano)

Per comprendere al meglio le caratteristiche morfo-sedimentarie che portano a tali processi sono stati realizzati 12 transetti trasversali alla linea di costa tra i mesi di maggio e luglio del 2008 e del 2009 (Fig. 4.7). L'esecuzione dei profili è stata effettuata con rilievo topografico DGPS, come precedentemente descritto, per la zona intertidale ed emersa del sistema, mentre per la parte sommersa ci si è avvalsi d'indagini con eco-scandaglio *single-beam* realizzati nell'anno 2008 dell' ICRAM-IAMC (ex GeoMare) di Napoli.

L'indagine dettagliata di tali profili è stata realizzata prendendo come modello le analisi effettuate in contesti simili al nostro studio da parte di Weigel (2005), Fabbri & Gallignani (1992), Masselink & Short (1993), Komar (1998), van Rijnn (1998) e Krausea & Soares (2003).

Di seguito si propone la descrizione e la rappresentazione di dettaglio di ogni profilo (TAV I, II, III, IV, V e VI).

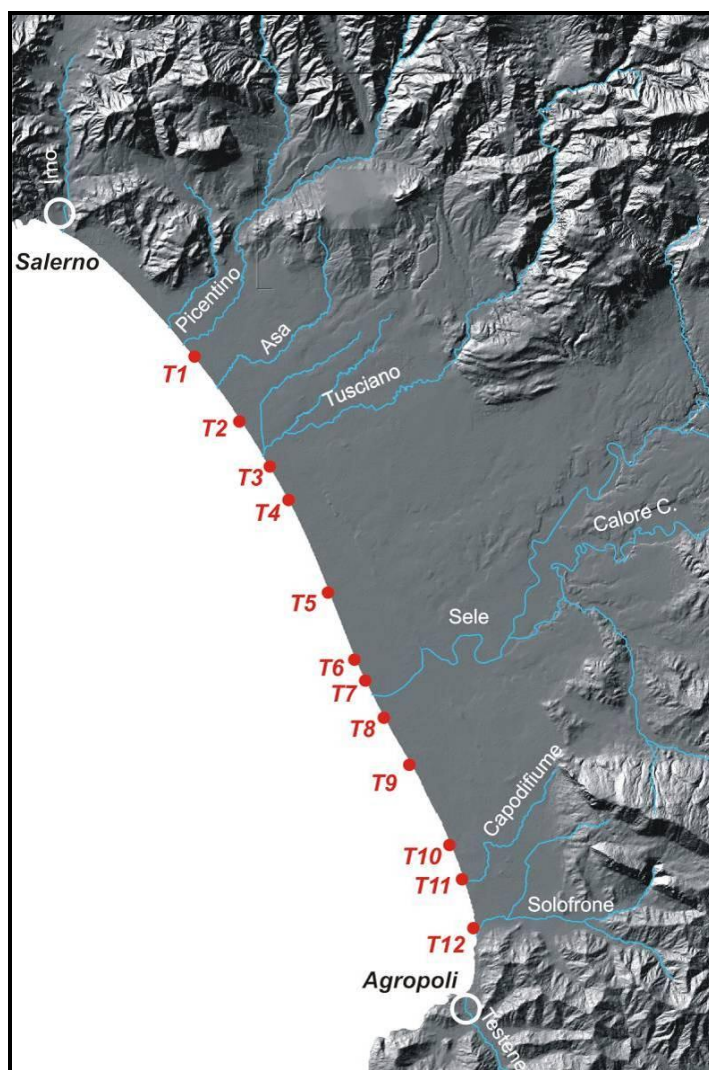


Fig. 4.7 – Ubicazione dei profili morfo-sedimentari realizzati

Profilo T1 “Foce Picentino”

Il profilo T1 (TAV I) è stato misurato a circa 200 m dalla foce del F. Picentino (Fig. 4.8) in un'area fortemente urbanizzata sulla costa del comune di Pontecagnano-Faiano (SA) attigua all'ultima propaggine della periferia S della città di Salerno.



Fig. 4.8 – Foce del F. Picentino, nei pressi del comune di Pontecagnano-Faiano (SA)

Il profilo dell'intera spiaggia è lungo 469 m, con una parte emersa e intertidale che raggiunge al massimo i 25 m di ampiezza. L'intero profilo ha una pendenza media di 1,63% (0,93°).

La parte sommersa del sistema appare molto regolare e risulta evidente la presenza di una barra di circa 1 m di altezza a circa 50 m dalla riva. La pendenza di questo tratto è di 1,37% (0,78°).

La porzione intertidale non supera i 5 m di ampiezza ed è possibile osservare un solco di battigia posto a -0,5 m e una battigia con pendenza molto pronunciata pari a 12,8% (7,29°).

Per quanto riguarda la parte emersa essa risulta estremamente influenzata dalla presenza di un forte condizionamento antropico (Fig. 4.9). Essa ha una larghezza totale di circa 20 m, con la berma ordinaria ben visibile a 1 m e la berma dell'ultima tempesta avvenuta ad una quota di circa 2 m. A causa della forte azione antropica, il sistema dunale è completamente assente e risulta sostituito da un muro alto circa 2 m, che delimita la spiaggia con la Strada Litorale SP45/bis (Fig. 4.10).

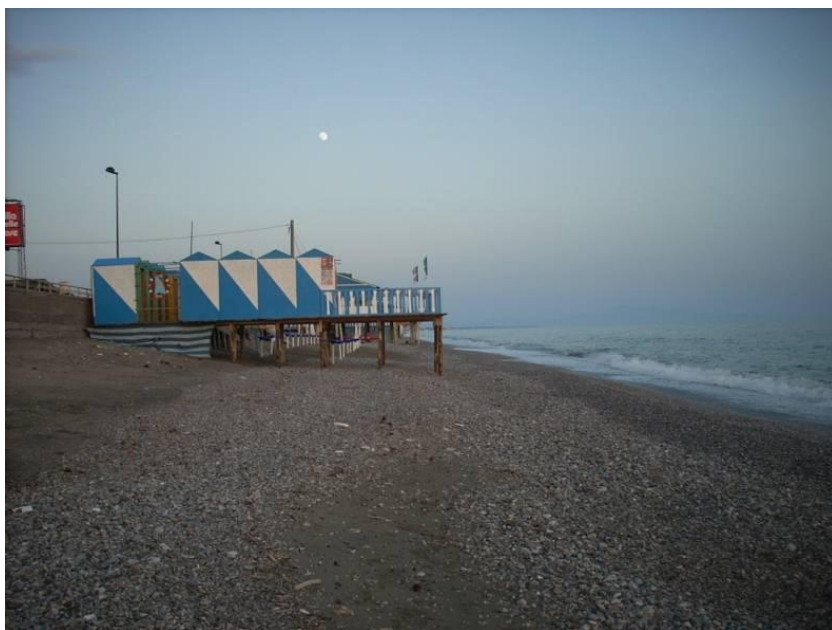


Fig. 4.9 – Profilo di spiaggia nel tratto di costa compreso tra il F. Picentino e il T. Asa



Fig. 4.10 – Tratto finale della spiaggia emersa nella zona presa in esame presso la foce del F. Picentino

Per l'analisi sedimentologica e granulometrica sono stati prelevati sul litorale 4 campioni (C1-1, C1-2, C1-3 e C1-4) partendo dalla berma di tempesta fino al solco di battigia (vedi Appendice II). Se si esclude il campionamento del tratto di spiaggia emerso più alto (C1-1 e C1-2), si nota una netta prevalenza di sedimenti grossolani (ciottoli). La classazione del materiale è molto bassa su tutto il transetto, mentre l'indice di asimmetria è negativo ovunque tranne che per l'ultimo tratto. Ciò sta a significare che il transetto è posizionato su un tratto di litorale soggetto ad una dinamica di clima ondoso a forte energia e di conseguenza appare in forte.

Profilo T2 "Litorale Magazzino"

Il profilo di spiaggia T2 (TAV I) è situato lungo il litorale Magazzino, sulla costa del comune di Pontecagnano-Faiano (SA) tra la foce del T. Asa (Fig. 4.11) e il F. Tusciano, anche esso nei pressi di un'area a fortemente urbanizzata.

Il profilo dell'intera spiaggia è di 564 m, con una parte emersa e intertidale che raggiunge al massimo i 35 m di ampiezza. L'intero profilo ha una pendenza media di 1,92% (1,10°).

La porzione sommersa del sistema ha un'ampiezza di 549 m fino alla profondità di chiusura e una pendenza media pari a 1,41% (0,81°). Morfologicamente non appare molto complesso, infatti si possono sostanzialmente individuare una zona iniziale che si estende fino a circa 50 m dalla riva essenzialmente piatta e la presenza di una barra tra i 150 e i 200 m con un dislivello di circa 1,5 m.

La spiaggia intertidale è caratterizzata da una ampiezza di 10 m circa e una pendenza della battigia pari al 10,1% (5,77°) ed il solco di battigia ben evidente posizionato alla batimetrica di -0,7 m.

La spiaggia emersa (Fig. 4.12) ha un'ampiezza di 30 m con una berma di tempesta ben visibile posta ad un'altezza di 1,5 m e la berma ordinaria posta a 0,5 m. Questo tratto ha una pendenza media pari a 5,95% (3,41°).



Fig. 4.11 – Foce del torrente Asa



Fig. 4.12 – Area di shore tra il T. Asa e il F. Tusciano in località litorale Magazzino

Per l'analisi sedimentologica sono stati prelevati sul litorale 4 campioni (C2-1, C2-2, C2-3 e C4-4) partendo dal piede della prima duna fino al solco di battigia. Il litorale campionato è costituito prevalentemente da sabbie molto grossolane, e nel tratto più prossimo al mare anche da granuli con un discreto tasso di cassazione su tutto il transetto (tranne che per la spiaggia intertidale dove il campione risulta mediocrementemente classato). I coefficienti di asimmetria sono negativi su tutto il transetto, essendo prevalenti sedimenti grossolani, quindi l'area è esposta a fenomeni a forte energia e potrebbe essere in erosione. L'andamento della

distribuzione di frequenza dei dati campionati è molto leptocurtico per la duna e per il solco di battigia, molto platicurtico per la spiaggia emersa (indice di Kurtosis 0,643) e per la battigia (indice di Kurtosis 0,588).

Profilo T3 “Foce Tusciano”

Il profilo T3 (TAV II) è stato rilevato a circa 500 m dalla foce del fiume Tusciano (Fig. 4.13) in località Spineta Nuova, nel comune di Battipaglia (SA). L'ampiezza dell'intero transetto è di 561 m, con una pendenza media pari a 1,74% (0,99°).



Fig. 4.13 – Foce del F. Tusciano

La porzione sommersa appare ampia 427 m, con una acclività pari a 1,81% (1,04°). Tale fascia, a differenza degli altri profili, non presenta grosse variazioni morfologiche con una parte iniziale estesa fino a 50 m dalla riva quasi piatta e la restante porzione molto regolare, che con gradualità va a chiudersi alla profondità di chiusura senza evidenziare presenza di barre.

Per quanto riguarda la parte emersa del transetto essa è ampia circa 45 m, partendo dal piede della duna fino ad arrivare al solco di battigia, caratterizzato da stacchi di pendenza ben evidenziati. Nella spiaggia interdittale la battigia ha una pendenza pari al 9,60% (5,48°) mostrando una debole acclività, mentre il solco di battigia è posto a - 0,6 m abbastanza lontano dalla riva per la presenza di piccole barre. La spiaggia emersa (Fig. 4.14) ha un'ampiezza di circa 25 m con la berma di tempesta posta a 1,5 m. La cresta della duna si eleva

fino circa 3,5 m, anche se in molti tratti adiacenti ai nostri rilevamenti, risulta antropizzata o addirittura spianata (Fig. 4.15).



Fig. 4.14 – Tratto di costa nei pressi del fiume Tusciano



Fig. 4.15 – Duna completamente spianata ed occupata da uno stabilimento balneare

Così come per gli altri transetti, sono stati prelevati i campioni C3-1, C3-2, C3-3 e C3-4, partendo dal piede della duna fino al solco di battigia. La spiaggia risulta essere composta soprattutto da sabbia grossolana, con una leggera predominanza di materiale di maggiori dimensioni nella zona intertidale, associata ad una distribuzione granulometrica bimodale. La presenza di ciottoli e pietrisco è dovuta principalmente alla vicinanza del corridoio di campionamento alla foce del F. Tusciano. Il sedimento risulta ben classato su tutto il transetto con un coefficiente di cernita prossimo a 0,4. Il coefficiente di asimmetria è negativo su tutto il transetto (prevalenza di materiale grossolano); ciò indica che anche questa zona è soggetta ad eventi ad alto livello di energia, quindi probabilmente sarà soggetta anche ad erosione. Le distribuzioni di frequenza dei campioni analizzati sono di tipo leptocurtico su tutto il transetto.

Profilo T4 “Lido Lago”

Il profilo di spiaggia T4 (TAV II) situato in località Lido Lago nel comune di Battipaglia (SA), dista circa 10 km dalla foce del F. Sele. E' posto in un'area scarsamente antropizzata dove si susseguono alcuni stabilimenti balneari e l'ambiente naturale originario è abbastanza conservato. Nella sua interezza il profilo è ampio 564 m con una pendenza media pari a 1,47% (0,84°).

La spiaggia sommersa appare molto omogenea con un'ampiezza di 549 m e una pendenza media di 1,41% (0,81°). Come evidenziato in precedenza anche in questo caso è presente una prima porzione di fondale a bassa inclinazione, con a seguire un sistema barra-truogolo impostato tra i 100 e i 170 m dalla riva.

La porzione intertidale ha una pendenza del 13,7% (7,80°) e lo stacco di pendenza dove è stato rilevato il solco di battigia (- 1 m) è molto marcato (Fig. 4.17).

La spiaggia emersa presenta un'ampiezza di circa 20 m caratterizzata da una berma di tempesta ben marcata posta a 1 m, e più in basso a 0,5 m da una berma ordinaria anch'essa morfologicamente rilevante (Figg. 4.16 e 4.17).

Dopo uno stacco di pendenza di circa 0,5 m dal suo piede si trova una duna allo stato embrionale (*foredune*), caratterizzata da una vegetazione a gigli di mare (*Pancratium maritimum*), la cui cresta è posta a 3 m (Fig. 4.16).



Fig. 4.16 – Zona intertidale del profilo T4



Fig. 4.17 – Sezione del profilo T4

I campioni C4-1, C4-2, C4-3 e C4-4 raccolti lungo il profilo permettono una suddivisione del transetto in due blocchi omogenei per caratteristiche tessiturali del sedimento: la spiaggia emersa caratterizzata dalla prevalenza di sabbie medie; la spiaggia intertidale dove sono prevalenti le sabbie grossolane. Il sedimento è estremamente classato (cernito) su tutto l'intervallo di campionamento tranne che per la parte più vicina al solco di battigia, dove il materiale esaminato risulta essere discretamente classato. Il coefficiente di asimmetria descrive una distribuzione simmetrica negativa; quindi in questa parte di litorale si

ha un livello di energia applicata abbastanza alto e probabilmente potrebbe essere soggetto a un leggero grado d'erosione. I dati estrapolati dalla distribuzione di frequenza sono di tipo leptocurtico su tutto il transetto.

Profilo T5 “Ospedale di Campolongo”

Il profilo di spiaggia T5 (TAV III) è posto nei pressi dell'ospedale di Campolongo situato nell'omonima località nel comune di Eboli (SA) (Fig. 4.18). Dista circa 5 km dalla foce del F. Sele alla fine di una pineta litoranea di grosse dimensioni e all'inizio di un'area abbastanza antropizzata. In molti tratti di costa attigui al transetto c'è da segnalare zone fortemente erose, forse a causa della costruzione di stabilimenti balneari direttamente sulla spiaggia (Fig. 4.19).



Fig. 4.18 – Profilo T5.



Fig. 4.19 – Stabilimento balneare completamente distrutto dell'energia delle onde.

La porzione sommersa del sistema in questione è ampia 638 m con una pendenza media totale pari a 1,51% ($0,87^\circ$). Topograficamente è caratterizzato da tre porzioni principali: la prima che va dalla linea di costa fino a 100 m da essa con un'acclività tendente allo 0, tra i 100 e i 300 un sistema trogolo-barra, e l'ultima porzione che digrada con pendenze prossime a quelle media fino alla profondità di chiusura.

La spiaggia interdittale, in questo settore ampia circa 4 m, è caratterizzata da una pendenza di battigia pari al 10,10% ($5,77^\circ$), il solco di battigia risulta ben evidenziato ed è posto a $-0,5$ m (Fig. 4.20).

La spiaggia emersa ha un'ampiezza complessiva di circa 30 m, caratterizzata da notevoli stacchi di pendenza descritti dalla berma ordinaria posta a 0,5 m e dalla berma di tempesta a 1 m. La duna (Fig. 4.21 e 4.22) risulta fortemente re-incisa ed è caratterizzata da un notevole stacco di pendenza di oltre mezzo metro che la separa dal resto della spiaggia emersa. Inoltre, come già accennato in precedenza, risulta fortemente antropizzata in alcuni tratti contigui alla posizione del transetto.



Fig. 4.20 – Morfologia del litorale sul tratto finale della pineta di Campolongo presso l'Ospedale



Fig. 4.21 – Duna fortemente reincipisa lungo il profilo T5



Fig. 4.22 – Profilo T5. In primo piano la zona intertidale, mentre in lontananza è possibile osservare la duna reincisa

L'analisi dei campioni C5-1, C5-2, C5-3 e C5-4 prelevati in sito mostrano che la classe granulometrica prevalente lungo il transetto è quella delle sabbie grossolane, tuttavia al piede della duna è netta la predominanza di sabbia media e lungo il solco di battigia della sabbia grossolana. In quest'ultimo caso c'è una distribuzione delle classi sedimentologiche bimodale. Il sedimento risulta estremamente classato nella spiaggia emersa, mentre è ben classato nella spiaggia intertidale. A questo alto grado di classazione è associato un coefficiente di Skewness negativo quasi per tutta la lunghezza del transetto; ciò vuol dire che questo tratto di costa è probabilmente vulnerabile all'erosione perché soggetto a eventi ad alta energia. La distribuzione di frequenza dei dati analizzati per questo transetto è di tipo leptocurtico per i sedimenti prelevati sulla spiaggia emersa e mesocurtica per la spiaggia intertidale.

Profilo T6 “Pineta di Campolongo”

Il transetto T6 (TAV III) è stato rilevato nella parte iniziale della pineta di Campolongo a circa 1,5 km da Foce Sele nel comune di Eboli (SA). Il profilo ha un'ampiezza totale di 682 m, con una pendenza media totale pari a 1,31% (0,75°).

La parte sommersa del sistema digrada dolcemente verso la profondità di chiusura senza rilevanti stacchi morfologici. Solo i primi 100 m dalla costa, in linea con i rilievi effettuati con gli altri profili, risultano essere molto poco acclivi (con pendenze al di sotto dello 0,60% (0,30°).

La zona emersa e intertidale della spiaggia hanno un'ampiezza totale di circa 53 m e non presentano stacchi di pendenza molto marcati, anzi mostrano una morfologia dolcemente digradante (Fig. 4.25) verso il solco di battigia (posto a 0,5 m sotto il livello medio marino), che appare anch'esso poco marcato per la presenza di piccole barre sottomarine. In termini numerici la battigia presenta una pendenza del 4,4% (2,52°).

La sola spiaggia emersa presenta un'ampiezza pari a circa 30 m con la berma di tempesta posta a 10 m dalla battigia ad una altezza di 1 m ed una berma ordinaria quasi indistinguibile (forse anche a causa delle condizioni meteo marine al momento del rilevamento) (Fig. 4.25).

La duna (Fig. 4.26) risulta completamente scalzata dall'azione del moto ondoso, anzi l'azione del mare è andata probabilmente a modificare l'assetto degli antichi cordoni dunali. Ciò è testimoniato dalla presenza di pini marittimi della vicina pineta borbonica direttamente lambiti dal mare.



Fig. 4.25 – Morfologia della spiaggia emersa contigua al primo tratto della pineta di Campolongo; da notare la debole pendenza del litorale



Fig. 4.26 – Duna in erosione; litorale caratterizzato dalla presenza di pini direttamente sulla spiaggia

Le analisi sedimentologiche effettuate sui campioni C6-1, C6-2, C6-3 e C6-4 palesano sedimenti di grandezza media per quanto riguarda la spiaggia emersa, mentre nella zona corrispondente alla spiaggia intertidale prevalenza di materiale ciottoloso. Alla spiaggia emersa sono associati coefficienti cernita leggermente positivi (valori compresi tra 0,1 e 0,3) quindi si tratta di materiale estremamente classato; alla fascia intertidale del nostro transetto è associato un indice di classazione molto elevato, trattandosi di materiale non classato. Questa zona è probabilmente soggetta ad un medio livello di energia, dato che il coefficiente di asimmetria è leggermente negativo.

La distribuzione di frequenza dei dati analizzati, che prende come indicazione il coefficiente di appuntimento di Kurtosis, mostra un andamento leptocurtico per la spiaggia emersa mentre i valori per la spiaggia intertidale sono poco attendibili.

Profilo T7 “Foce Sele”

Il profilo di spiaggia T7 (TAV IV), ubicato a circa 400 m dalla foce del fiume Sele alla sua destra idrografica nel comune di Eboli (SA), ha un ampiezza totale di 656 m, con una parte emersa e intertidale che raggiunge circa 35 m di ampiezza. L'intero profilo ha una pendenza media di 1,48% ($0,85^\circ$) (Fig. 4.27).



Fig. 4.27 – Profilo di spiaggia T7, dettaglio della fascia intertidale. Sullo sfondo la foce del F. Sele

La parte sommersa del sistema risulta abbastanza regolare con una pendenza media di 1,23 % (0,71°). Si riconoscono, in base all'acclività tratti del profilo con caratteristiche differenziate: si evidenzia una zona entro i 100 m con pendenze molto basse (< 0,9% pari a 0,5°) culminante con una piccola barra che s'innalza fino a -1 m, a seguire verso il largo le pendenze si fanno molto più consistenti (> 1,6% pari a 0,9°) fino a circa 250 m dalla costa, per poi assumerne una che si avvicina a quella media dell'intero profilo.

La parte intertidale presenta, invece, un'ampiezza di circa 2 m ed è caratterizzata da una battigia con pendenze molto rilevanti pari a 14,7% (8,36°), con un solco di battigia molto marcato a circa -0,5 m sotto il livello del mare (Fig. 4.27).

Lungo il tratto di spiaggia emerso (ampio 35 m circa) è facilmente distinguibile, nonostante il trasporto fluviale e le mareggiate abbiano coperto il litorale con una considerevole mole di detriti non clastici, sia la berma ordinaria e che quella di tempesta (Fig. 4.28).

Lungo il profilo T7 è stato effettuato anche l'analisi del sistema dunale, che risultava in questo caso ben conservato. A circa 2 m dalla cresta della berma di tempesta è stato possibile identificare un primo sistema dunale in formazione (*foredune*) cui segue dopo alcuni metri la duna vera e propria, con la sua cresta posta ad un'altezza di 2,41 m. Queste due unità sono inframmezzate da un canale infradunale, riempito da detriti (Fig. 4.29).



Fig. 4.28 – Profilo di spiaggia T7, dettaglio sulla porzione emersa e sul sistema dunale.



Fig. 4.29 – Duna con solco infradunale; subito dietro è visibile la pineta detta di “Campolongo”

Le analisi tessiturali del sedimento, derivanti dai campioni raccolti (C7-1, C7-2, C7-3 e C7-4), hanno mostrato per questo transetto una netta prevalenza di sedimento di tipo medio su tutto il corridoio di campionamento. Il materiale analizzato raggiunge un elevatissimo indice di classazione a parte nella spiaggia intertidale, dove il materiale risulta non classato. Probabilmente il settore più prossimo alla riva risente della contaminazione dei sedimenti portati dal Sele con un coefficiente di cernita leggermente positivo. Ciononostante sul resto del transetto il coefficiente di cernita è molto negativo (valori minori di -1), quindi è segno

che anche questa è una zona soggetta ad erosione nonostante l'apporto fluviale. La distribuzione di frequenza dei dati analizzati è molto variabile: platicurtica per il solco di battigia, mentre è mesocurtica per la spiaggia emersa e leptocurtica per la battigia. L'andamento mesocurtico al piede della duna mostra che la sedimentazione è avvenuta in un unico episodio e senza apporti esterni, mentre l'andamento leptocurtico della battigia mostra la marcata predominanza di una singola classe granulometrica.

Profilo T8 “Villaggio Merola”

Il profilo di spiaggia T8 (TAV IV), realizzato nei pressi del complesso edilizio “Villaggio Merola” nel comune di Capaccio-Paestum (SA) è posizionato a circa 1 km verso S dalla foce del F. Sele. La sua intera ampiezza è pari a 652 m, con una parte emersa e intertidale che raggiunge circa 15 m di ampiezza. L'intero profilo ha una pendenza media di 1,40% (0,80°).

La parte sommersa del sistema appare abbastanza regolare, con una zona pressoché piatta entro i 130 m dalla costa con un livello che si attesta intorno al -1 m. È presente anche un sistema barra truogolo successivo entro i 200 m dalla costa. La pendenza di questo tratto è di 1,21 % (0,69°).

La spiaggia intertidale in questo tratto appare non più ampia di 2 m, con una battigia avente pendenza media pari a 10,76% (6,14°) e che si chiude con un solco di battigia posto a circa -0,8 m di profondità.

Per quanto riguarda la parte emersa del sistema la distinzione delle varie berme di tempesta non è possibile, ma sicuramente il massimo evento di mareggiata ha interessato il piede della duna, che appare in netta erosione (Fig. 4.30).

Tutto il sistema spiaggia appare in netto approfondimento, con pendenze e dislivelli notevoli rispetto alla zona dunale (Fig. 4.31). L'area è in notevole instabilità morfologica, con chiari segni di arretramento della costa. Questo appare chiaro dalla foto scatta nel 2009 (Fig. 4.32), da si evince la presenza di un edificio appartenete al Villaggio Merola completamente distrutto dall'energia del moto ondosso.



Fig. 4.30 – Morfologia del tratto di costa presso Villaggio Merola



Fig. 4.31 – Duna profondamente reincipisa presso Villaggio Merola



Fig. 4.32 – Effetti dell'erosione sull'insediamento antropico di Villaggio Merola

L'analisi granulometrica dei 4 campioni prelevati lungo il transetto (C8-1, C8-2, C8-3, C8-4) mostra che il sedimento della spiaggia è perlopiù a matrice grossolana, divenendo molto grossolana in prossimità della battigia, risultando estremamente classato. Ciò indica che il settore è condizionato da una costante e potente azione del moto ondoso che ha portato ad un ottimo grado di elaborazione del sedimento descritto da un coefficiente di asimmetria negativo (prevalenza di materiale grossolano) prossimo a -0,2. Ciò ci fa capire, in accordo con Folk e Ward (1957), che sul tratto di spiaggia in studio insiste un alto livello di energia. L'andamento delle distribuzioni di frequenza (indice di Kurtosis) è molto leptocurtico su tutto il transetto.

Profilo Pontile T9 “Molo Sirena”

Il profilo di spiaggia T9 (TAV V), rilevato in corrispondenza del Pontile Molo Sirena alla destra idrografica del F. Sele, a circa 3 km dalla foce (Fig. 4.33), ha un'ampiezza di circa 723 m, con un'ampiezza della parte emersa ed intertidale di 30 m, e una pendenza media complessiva pari a 1,26% (0,72°).



Fig. 4.33 – Porzione emersa del profilo T9 con sistema dunale in primo piano

La parte sommersa del sistema ha un'ampiezza di 712 m, e una pendenza pari a 1,08% ($0,72^\circ$). I primi 80 m dalla costa risultano molto regolari ed essenzialmente piatti con quote comprese tra $-0,5$ m e $-0,8$ m. Proseguendo verso il largo è possibile osservare la presenza di un sistema truogolo e barra fino a circa 200 m dalla riva. Infine il profilo si assesta sulle pendenze medie dell'1% ($0,6^\circ$) circa.

La spiaggia intertidale, invece, è contraddistinta dalla presenza di un solco di battigia molto marcato posto a $-0,4$ m e una battigia con pendenza pari a 11,71% (Fig. 4.34).

Quella emersa, infine, è caratterizzata da un profilo in cui è ben distinguibile la presenza di una berma ordinaria posta ad un'altezza di 0,5 m e almeno un ordine di berma di tempesta (anche se meno evidente) la cui cresta è posta a 1,10 m (Fig. 4.35). Essa è ampia circa 20 m, valore atipico se si tiene conto che in media le spiagge in quest'area possono raggiungere i 50 m (Cocco & Iuliano, 1999).

Il sistema dunale in questo punto subisce una modifica sostanziale. Si nota infatti che nell'area di ubicazione del profilo esso è in perfetto stato, anche se in più punti alterato dall'intervento antropico (Fig. 4.35), mentre verso S, dopo il molo, risulta re-inciso al piede da un solco assimilabile ad aventi di erosione da mareggiata.



Fig. 4.34 – Porzione intertidale del profilo T9 con berma ordinaria e battigia in primo piano.



Fig. 4.35 – Duna antropizzata e reincisa dall'azione del moto ondoso.

L'analisi sedimentologica effettuata lungo il transetto (in questo caso sono stati prelevati 3 campioni, rispettivamente C9-1 al piede della duna, C9-2 sulla berma ordinaria e C9-3 alla batimetrica – 0,5 m) mostra una certa omogeneità lungo l'intero transetto con sabbia grossolana omogeneamente distribuita e con coefficiente di cernita corrispondente a estremamente classato. Ciò indica che il settore è condizionato da una vigorosa azione del moto ondoso che ha portato ad un ottimo grado di elaborazione del sedimento. Le *facies*

granulometriche grossolane per quest'area sono prevalentemente condizionate dalla presenza delle foce del F. Sele posto a circa 3 km dall'area indagata.

Dall'analisi dei singoli campioni è possibile fare alcune osservazioni di tipo statistico sui singoli settori morfologici caratterizzanti il profilo di spiaggia.

Osservando la variazione del coefficiente di appuntamento si osserva una netta diminuzione andando verso la duna, passando da una curva di frequenza molto leptocurtica ad una mesocurtica. L'andamento mesocurtico al piede della duna mostra che la sedimentazione è avvenuta in un unico episodio e senza apporti esterni, mentre l'andamento leptocurtico della battigia e della berma mostra la marcata predominanza di una singola classe granulometrica.

Per quanto riguarda l'indice di Skewness i valori sono tutti > -1 . Ciò dimostra che l'area è soggetta ad un alto livello di energia cinetica e quindi a probabile erosione; in particolare l'asimmetria risulta negativa-grossolana e ciò significa che c'è prevalenza di materiali grossolani rispetto alla moda.

Profilo T10 "Torre di Paestum"

Il transetto T10 (TAV V), rilevato in corrispondenza di località Torre di Paestum, nelle vicinanze del Torrente Fiumarello, ha un'ampiezza media totale di 659 m e una pendenza media di 1,47% (0,74°).

Il tratto di profilo compreso tra la minima bassa marea e la profondità di chiusura è ampio 622 m con una pendenza di 1,34% (0,77°). In questo caso le forme sono del tutto simili a quelle descritte per il transetto T9.

Da un punto di vista morfologico è possibile distinguere all'interno della spiaggia intertidale un marcato solco di battigia causato dall'interazione fra onda montante e risacca posto a circa -0,5 m e una battigia acclive 11,63 % (6,63°) (fig. 4.36).

La spiaggia emersa, ampia circa 30 m, è caratterizzata da un marcato cambio di pendenza, con l'evidenza della cresta di berma ordinaria posta a circa 0,5 m, mentre è appena percettibile quella di tempesta posta a circa 1 m di altezza. Va messo in evidenza che l'areale delle spiagge, nonostante non si trovi prospiciente ad un lido balneare, potrebbe essere alterato da eventuali aggradazioni eseguiti dall'uomo. In questo tratto di costa il sistema dunale raggiunge un'altezza di 3,60 m e, nonostante rappresenti un elemento isolato compreso tra due lidi, appare in discreto stato di conservazione, con presenza di vegetazione arbustiva tipica (*Pancratium maritimum*, *Ammophila arenaria* e *Cakile maritima*) (Fig. 4.37). La pendenza complessiva dell'avanduna raggiunge il valore di 9,40% (5,37°).



Fig. 4.36 – Berma ordinaria e battigia. Si noti la differenza d'inclinazione tra la battigia stessa e la spiaggia emersa



Fig. 4.37 – Particolare di una duna limitrofa al transetto considerato, con presenza della vegetazione tipica

I risultati delle analisi granulometriche, eseguite su 5 campioni, rispettivamente prelevati sulla cresta della duna (C10-1), al piede della duna (C10-2), allo stacco di pendenza tra la berma di tempesta e quella ordinaria (C10-3), lungo la battigia (C10-4) e alla batimetrica - 0,5 m (C10-5), mostrano una certa omogeneità lungo l'intero transetto con sabbia media per i campioni prelevati sulla spiaggia emersa e sabbia media tendente al grossolano per il campione della spiaggia intertidale. Il settore di costa preso in esame è caratterizzato da sedimenti estremamente classati, nonostante si possa notare che le curve di

frequenza (e di conseguenza l'indice di appuntamento) siano estremamente diversificate tra i vari campioni presi in esame. Sulla cresta della duna l'andamento è leptocurtico quindi la curva è appuntita e "ristretta"; al piede invece è platicurtica quindi, la curva è caratterizzata da una migliore cernita del sedimento all'estremità della curva con evidente dispersione. Continuando fino alla batimetrica di $-0,5$ m l'andamento diventa mesocurtico segno di una sedimentazione avvenuta in un unico episodio, in accordo con quanto riscontrato da Fabbri & Gallignani, 1972.

Tutti i campioni presentano valori di indice di asimmetria prossimi a $-0,1$ (in particolare sono tutti più bassi ad eccezione del campione prelevato in acqua). Ci troviamo di fronte a una curva poco asimmetrica verso la parte grossolana. Ciò dimostra che l'area è soggetta ad un livello di energia molto alto e quindi che probabilmente è soggetta a scarsa erosione (tende alla stabilità).

Profilo T11 "Foce Capodifiume"

Il profilo T11 (TAV VI) è stato rilevato nelle nei pressi del torrente Capodifiume e presenta un'ampiezza totale di 662 m con una pendenza media di 1,32% ($0,76^\circ$).

La porzione sommersa del sistema presenta, come nei casi precedentemente analizzati, un sistema truogolo-barra molto pronunciato compreso tra 220 m e 300 m dalla riva, con un dislivello che raggiunge i 1,1 m di altezza. Anche in questo caso per la prima porzione del profilo emerso (entro i 200 m dalla costa) è possibile notare una topografia essenzialmente piatta ($< 0,5^\circ$ ossia minore di 0,8%).

A differenza dei transetti fin qui analizzati la spiaggia intertidale è caratterizzata da una morfologia molto più complessa, con una serie di piccole barre e truogoli che si estendono fino alla zona sommersa. In questo tratto di litorale la battigia ha una pendenza del 11,98% ($6,83^\circ$) (Fig. 4.38).

Lungo la spiaggia emersa non è possibile distinguere stacchi di pendenza che possano testimoniare la presenza di una berma di tempesta, mentre quella ordinaria è evidente all'altezza di 0,8 m (fig. 4.38).

Il profilo prosegue dal piede della duna verso l'avanduna con una pendenza di 4,45% fino a raggiungere la cresta della duna a circa 1,9 m (Fig. 4.39).



Fig. 4.38 – Battigia nelle immediate vicinanze del transetto T12



Fig. 4.39 – Duna nei pressi della foce del Torrente Capodifiume.

Lungo questo transetto sono stati prelevati 4 campioni, rispettivamente sulla cresta della duna (C11-1), al piede della duna (C11-2), allo stacco di pendenza tra la berma di tempesta e quelle ordinaria (C11-3) e alla batimetrica – 0,5 m (C11-4).

I risultati delle analisi granulometriche mostrano una certa omogeneità lungo l'intero transetto con sabbia media tendente al fine per i campioni C11-1 e C11-2 e sabbia media per i restanti. I momenti mostrano una sostanziale omogeneità con valori simili tra di loro, infatti i campioni sono omogenei e estremamente classati.

L'analisi dell'indice di Kurtosis mostra che sia alla cresta che al piede della duna l'andamento della curva di frequenza è di tipo leptocurtico mentre allo stacco di pendenza tra le due berme e alla batimetrica la curva è mesocurtica. Ciò mostra la propensione della spiaggia emersa rispetto alla intertidale ad avere un singola classe come rappresentanza, tendenza che diminuisce verso costa per la presenza, seppure minima, di apporti esterni.

Per quanto riguarda l'indice di Skewness esso è prossimo allo 0 per i campioni prelevati sulla spiaggia sommersa e prossima a - 1 per il C11-4. In questo tratto di litorale l'energia cinetica del moto ondoso diviene molto bassa, creando le condizioni per la stabilità, o progradazione della spiaggia.

Tendenzialmente il transetto è posizionato su un'area prevalentemente stabile o progradante con scarso rimaneggiamento di materiale medio tendente al fine, con apporti a mare e sulla berme di materiale più grossolano, associato all'influenza del vicino Capodifiume. In questa area l'intervento antropico pare molto limitato.

Profilo T12 “Foce Acquarola-Solofrone”

Il Profilo T12 (TAV VI) è stato rilevato tra le foci del T. Acquarola e del F. Solofrone, area prossima al punto di chiusura dell'unità fisiografica della Piana del Sele (Fig. 4.40). La spiaggia, nella sua interezza risulta ampia 831 m, con una pendenza media di 1,22% (0,70°).

Analizzando la sola porzione sommersa del sistema, si evince un profilo anomalo rispetto a quelli precedentemente descritti. In questo caso non esiste nessun sistema barra-truogolo, e il transetto appare molto più esteso e meno acclive, specie nei primi 350 m dalla riva, in cui abbiamo una pendenza media di 0,57% (0,33°). Questa conformazione del profilo è chiaramente da mettere in relazione al *drift* litoraneo predominante a alla vicinanza del promontorio cilentano, che crea una sorta di trappola sedimentaria che porta a batimetrie decisamente più elevate rispetto alle aree poste a N.

Il profilo, per quanto riguarda la parte emersa e semi-emersa, è caratterizzato da una spiaggia intertidale poco complessa, in cui si possono rilevare la presenza di una battigia acclive 11,98% (6,83°) e un solco alla profondità di 0,5 m.

La parte emersa del sistema, ampio circa 43 m, è caratterizzato da una berma ordinaria molto evidente, posta a 0,5 m d'altezza, e quella di tempesta non individuabile a causa della mancanza di salti morfologici evidenti lungo la spiaggia. Essa appare con una pendenza costante minima pari a 1,20% (0,69°) (Fig. 4.41).

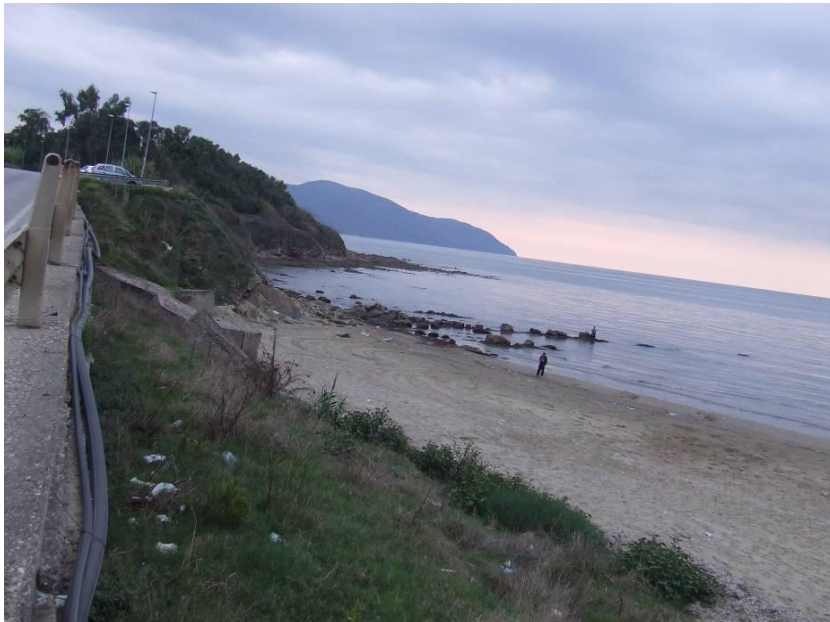


Fig. 4.40 – Chiusura dell'unità fisiografica della Piana del Sele presso Agropoli (SA)



Fig. 4.41 – Spiaggia compresa tra il torrente Acquarola e il promontorio di Agropoli

Il transetto si conclude con una sistema dunale organizzato in una duna primaria posta intorno ai 3,6 m (vedi profilo del sistema dunale in Fig. 4.42) e una duna secondaria alta 3,1 m. Quest'ultima discende verso mare con un'avanduna inclinata di 11,04% ($6,30^\circ$) fino a 0,9 m dove è posizionato il piede della duna. In questo tratto di costa (Fig. 4.43) è possibile osservare la presenza marcata di forme ritmiche non sempre regolari lungo la linea di costa (forme *horns-embayment*) dovute probabilmente alla variazione ritmica del livello del mare in prossimità della riva (Guza & Inman, 1975).

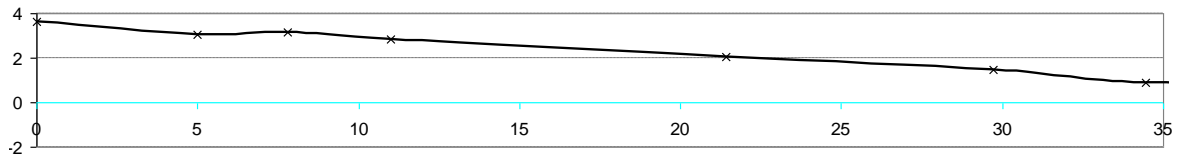


Fig. 4.42 – Profilo (A) e foto (B) del sistema dunale rilevato a pochi metri dal profilo T12



Fig. 4.43 – Forme a horns-embayment lungo il litorale meridionale della Piana del Sele

I risultati delle analisi granulometriche, effettuati sui campioni C12-1, C12-2, C12-3 e C12-4, mostrano una certa omogeneità lungo la porzione di spiaggia emersa e un repentino cambiamento delle condizioni sedimentarie per il campione prelevato sulla spiaggia sommersa (C12-4).

Tendenzialmente il transetto è caratterizzato da sabbia media tendente al fine per la duna, sabbia media per la spiaggia emersa e sabbia media tendente al grossolano per la parte di spiaggia intertidale.

Tali variazioni sono evidenti anche dall'analisi dei vari momenti, che registrano un coefficiente di cernita che aumenta lungo il profilo di spiaggia, un coefficiente di asimmetria

che risulta positivo solo per il C12-1 e un coefficiente di Kurtosis che sostanzialmente si attesta intorno a valori poco maggiori di 1 tranne che per il C12-4 in cui il coefficiente raggiunge un valore di 10,634. Valori molto alti del Kurtosis indicano che una parte del sedimento ha ricavato la sua classazione in un ambiente ad elevata energia e che poi si è mescolato con un altro tipo di materiale, condizione probabilmente accorsa a causa dell'influenza del vicino Solofrone.

L'analisi dell'istogramma di frequenza conferma le osservazioni fatte, infatti presenta una dispersione di tipo bi-modale, in cui la moda primaria è attestata su classi granulometriche di sabbia media, mentre la secondaria su ghiaia media.

Tendenzialmente il transetto è posizionato su un'area prevalentemente condizionata dai vicini torrenti, i cui apporti sedimentari vanno a condizionare sensibilmente l'equilibrio sedimentario della spiaggia.

4.3 Effetti del *Wave Climate* e del *Sea Level Rise* sui profili di spiaggia

Nel capitolo III si è abbondantemente trattato del clima marittimo insistente sul Golfo di Salerno, così come nel capitolo I si è parlato del condizionamento da un eventuale innalzamento del livello marino rispetto alla costa. In questo paragrafo si cercherà di tradurre tali teorie in effetti pratici, calcolando prima l'influenza sui singoli transetti da parte dell'ondazione e poi da parte del *Sea Level Rise*, applicando delle metodologie empiriche di calcolo.

Effetto del Wave Climate

Per ogni profilo, applicando le formule (3.12) e (3.13) è stato possibile calcolare per ogni profilo il valore di *set-up* e di *run-up*².

Nella Tab. 4.4 si propone la valutazione dei valori calcolati per tutti i profili descritti precedentemente.

² Per eventuali approfondimenti si rimanda al paragrafo 1 del capitolo III.

<i>Profili</i>	<i>Run-up (m)</i>	<i>Percentuale di spiaggia inondata (%)</i>	<i>Set-up (m)</i>
T1	1,84	60,39	
T2	1,52	50,54	
T3	1,46	76,73	
T4	1,94	49,49	
T5	1,52	44,59	
T6	0,91	59,71	
T7	2,06	101,61	
T8	1,59	99,69	
T9	1,71	66,87	
T10	1,70	28,88	
T11	1,74	24,42	
T12	1,74	31,17	
Piana Sele	1,65	57,84	0,05

Tab. 4.4 – Valori di run-up e sua influenza sui singoli profili analizzati e valore di set-up per l'intera unità fisiografica della Piana del Sele

Effetto del Sea Level Rise

Sui profili di spiaggia analizzati è stato possibile fare delle opportune valutazioni previsionali sul *trend* evolutivo futuro della costa applicando modelli matematici e morfologici capaci di valutare l'arretramento atteso. In campo scientifico tra il più applicato per questo scopo è quello di Bruun (1962), nonostante le numerose critiche (Cooper & Pilkey, 2004; Pilkey & Cooper, 2004). Esso si basa sul principio del “*profilo di equilibrio*”: una qualsiasi spiaggia, condizionata da una variazione del livello marino, tende a cambiare il suo profilo mobilitando sedimento dalla spiaggia emersa a quella sommersa adattandosi ad un nuovo profilo di equilibrio. L'autore ha dimostrato, studiando le coste danesi, che tale equilibrio è condizionato dall'altezza della duna, dalla profondità di chiusura e dalla lunghezza del profilo (Bruun, 1962).

La relazione usata è la seguente:

$$R = \frac{S \cdot L}{f + h_d} \quad (4.1)$$

dove R rappresenta l'arretramento atteso, f l'altezza della duna, h_d la profondità di chiusura, S è il valore di *Sea Level Rise* e L rappresenta l'ampiezza della spiaggia, tra la cresta della duna e la profondità di chiusura (Fig. 4.44).

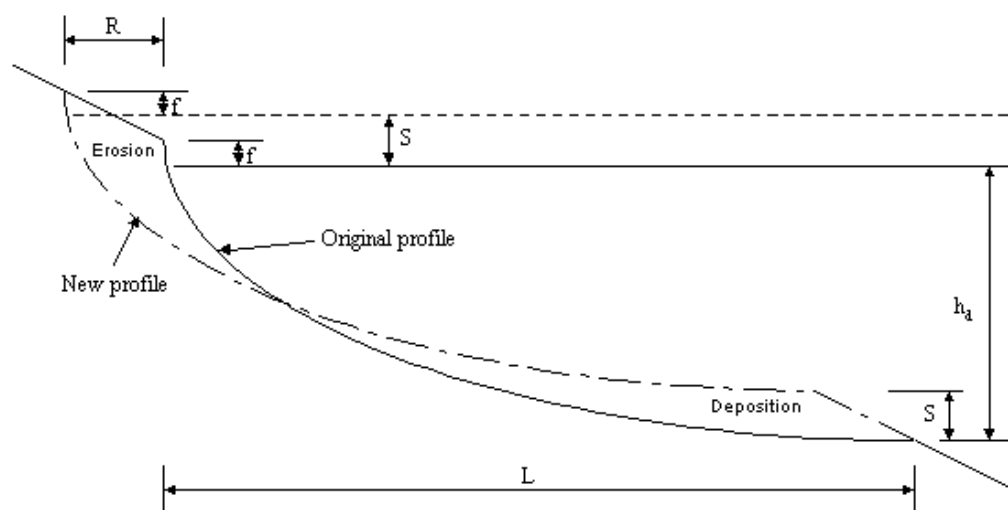


Fig. 4.44 – Profilo teorico di una spiaggia.

Un altro modello molto valido è stato proposto da Davidson-Arnott nel 2005 (*Flooding methodology*), che si discosta da Bruun in quanto afferma che un qualsiasi sistema costiero muta per semplice traslazione e quindi per adattamento alla nuova risalita del livello marino. Quindi l'unico vero valore condizionante è la pendenza del profilo di spiaggia, la sola che può fare veramente differenza (Davidson-Arnott, 2005).

In questo caso il calcolo la formula è la seguente:

$$R = S \cdot \frac{1}{\tan \beta} \quad (4.2)$$

dove R rappresenta l'arretramento atteso, S è il valore di *Sea Level Rise* e β la pendenza del profilo di spiaggia.

Per il caso preso in considerazione sono stati ricavati i diversi parametri utili alla valutazione dell'arretramento atteso, analizzando il regime meteo marino per il periodo compreso tra gli anni 1989 e il 2008 (vedi capitolo III) e i singoli profili topografici della spiaggia agganciati ai rilievi batimetrici eseguiti con rilievo *single-beam*.

I dati sin qui ricavati sono sufficienti all'applicazione sia del primo che del secondo modello. In particolare si propone nella Tab. 4.5 i valori di arretramento annui calcolati in base ai valori proposti dall'IPCC 2007 e da Antonioli & Leoni (2007).

<i>Modello</i>	<i>MIN (m/y)</i>	<i>MEDIO (m/y)</i>	<i>MAX (m/y)</i>	<i>Autori e SLR calcolato</i>
Devison-Arnot (2005) Flooding	0,10	0,14	0,17	IPCC 2007 (valore minimo di risalita 1,8 mm/y)
	0,33	0,44	0,54	IPCC 2007 (valore massimo di risalita 5,9 mm/y)
	0,15	0,23	0,25	Antonioli & Leoni 2007 (2,7 mm/y)
Bruun (1962)	0,07	0,11	0,12	IPCC 2007 (valore minimo di risalita 01,8 mm/y)
	0,24	0,35	0,40	IPCC 2007 (valore massimo di risalita 5,9 mm/y)
	0,11	0,16	0,18	Antonioli & Leoni 2007 (2,7 mm/y)

Tab. 4.5 – Tabella con i valori di arretramento calcolati con Bruun (1962) e Davidson-Arnot (2005)

4.4 Considerazioni conclusive

Per caratterizzare la morfologia e la morfometria della spiaggia emersa e sommersa, nonché gli aspetti sedimentologici sono stati effettuati 12 profili trasversali alla linea di costa in tratti rilevati del litorale. L'analisi morfo-sedimentaria della spiaggia ha messo in luce che l'intero settore è morfologicamente caratterizzato da spiagge ampie da un minimo di 20 m fino a un massimo di 80 m. Il settore sommerso della spiaggia è contraddistinto dall'esistenza di una grossa barra con relativo truogolo, mentre la pendenza della zona intertidale risulta marcata lungo la foce del F. Sele, attestandosi in media intorno al 13%, fino a digradare ad una pendenza vicina al 10% sul resto del litorale. Per le zone poste a S della foce del F. Sele, la pendenza della battigia è costante lungo l'intero tratto, attestandosi in media intorno all'11,00%. Nel settore di spiaggia indagato è presente un solco di battigia posizionato in media tra - 0,5 m e - 0,4 m. Lungo l'intero litorale la berma ordinaria è ben evidente, raggiungendo in alcuni tratti l'altezza di 0,6 m con stacchi di pendenza tra battigia e berma molto evidenti. Questo non vale per le berme di tempesta, che sono spesso cancellate dall'azione antropica e dove visibili, lo sono in maniera non sempre marcata. Il sistema dunale è in gran parte conservato, ma non sempre è in buone condizioni. Infatti in taluni casi (concentrati nella porzione meridionale del sistema e nella parte centrale) è possibile constatare che esistono almeno due a più ordini di dune, molto estesi a S e molto reinciati nei pressi della foce del F. Sele, mentre nella zona compresa tra la foce del F. Tusciano e Salerno la duna è quasi completamente scomparsa e/o estremamente antropizzata.

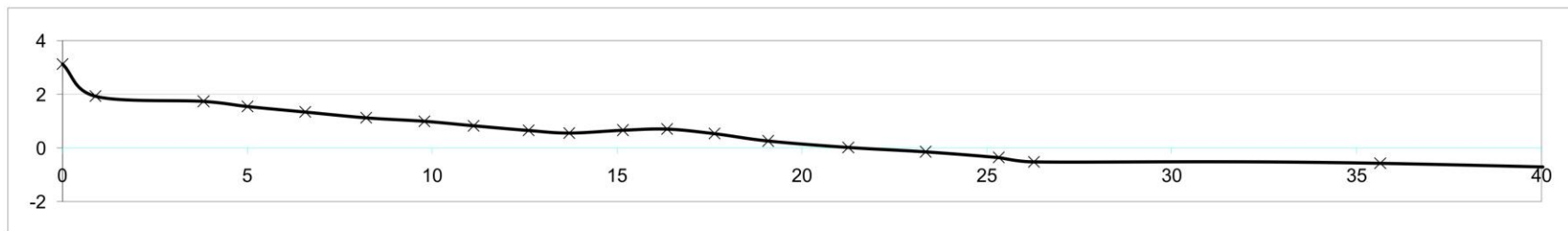
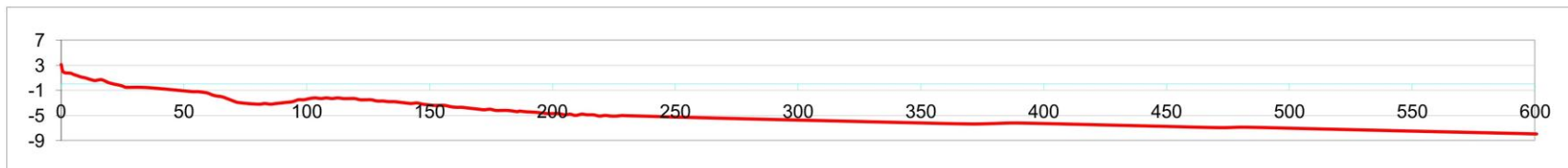
Le analisi granulometriche effettuate sui campioni prelevati sulla spiaggia intertidale mostrano che le taglie dei granuli comprese tra 0,39 mm e 0,45 mm (sabbia media) sono prevalenti nei settori più vicini alla foce del F. Sele, mentre verso N si rivela la presenza di materiale ciottoloso: infatti si raggiungono valori compresi tra 0,69 mm e 0,97 mm (sabbia grossolana) nel tratto di costa centrale da Campolongo alla foce del torrente Asa. La parte più prossima a Salerno è invece caratterizzata da un tipo di sedimento estremamente ciottoloso. Nei settori meridionali e centrali arriva a valori di 0,55 mm (sabbia grossolana). Un dato anomalo, che mostra come questo litorale possa essere localmente condizionato dall'apporto di sedimento alloctono è il dato massimo del coefficiente di appuntimento che raggiunge il valore di 10,63 (valore molto alto se si tiene conto che Folk & Ward, 1957 propongono come limite massimo per questo indice il valore 3).

In conclusione si propone la Tab. 4.6 che riepiloga le principali caratteristiche dei profili presentati.

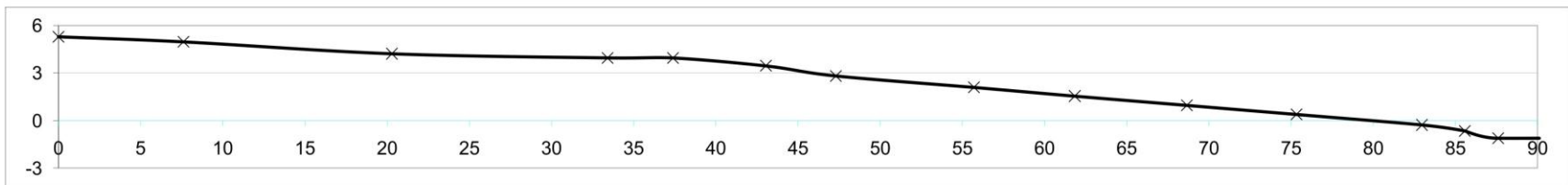
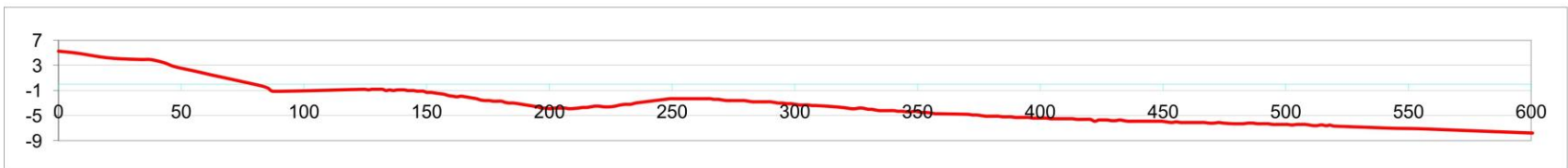
Profilo	Altezza duna (m)	Ampiezza Spiaggia (m)	Ampiezza Spiaggia emersa (m)	Pendenza Spiaggia (%)	Pendenza spiaggia intertidale (%)	Taglia sedimento della spiaggia intertidale (ϕ)
T1	3,3	576,9	19,4	1,9	11,2	-2,37
T2	5,3	554,7	37,2	2,3	10,1	1,12
T3	3,4	454,1	30,7	2,4	9,6	0,84
T4	5,3	596,2	33,9	2,2	13,7	0,99
T5	2,7	647,2	28,1	1,6	10,1	0,58
T6	2,6	702,3	22,5	1,5	4,4	1,30
T7	2,4	663,1	26,6	1,5	14,7	1,28
T8	3,6	669,2	19,3	1,7	11,9	1,18
T9	3,1	694,3	40,4	1,6	18,1	0,91
T10	3,1	668,9	47,1	1,6	6,8	0,64
T11	3,6	617,8	55,7	1,8	5,9	1,54
T12	2,8	831,5	33,2	1,6	15,0	1,66

Fig. 4.6 – Riepilogo delle principali caratteristiche dai profili di spiaggia presentati.

TAVI
Profili di spiaggia

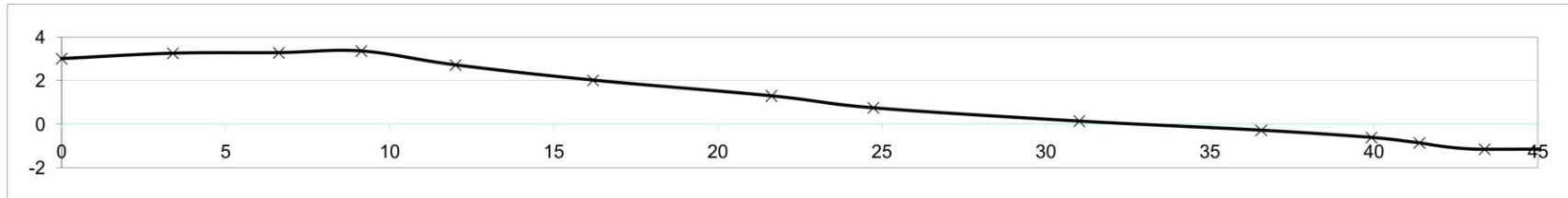
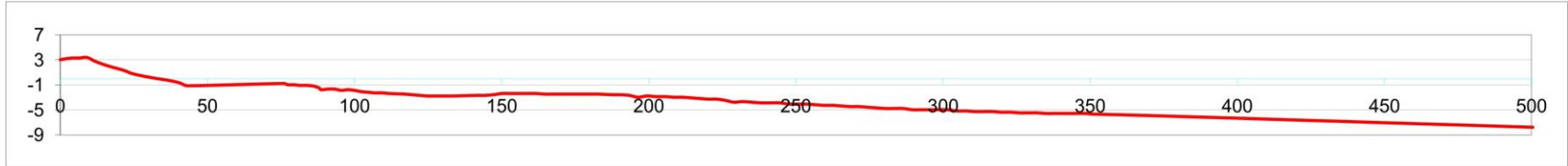


Profilo T1 - Foce Picentino: A) Spiaggia dal sistema dunale alla profondità di chiusura; B) Spiaggia emerse e intertidale (fino al solco di battigia)

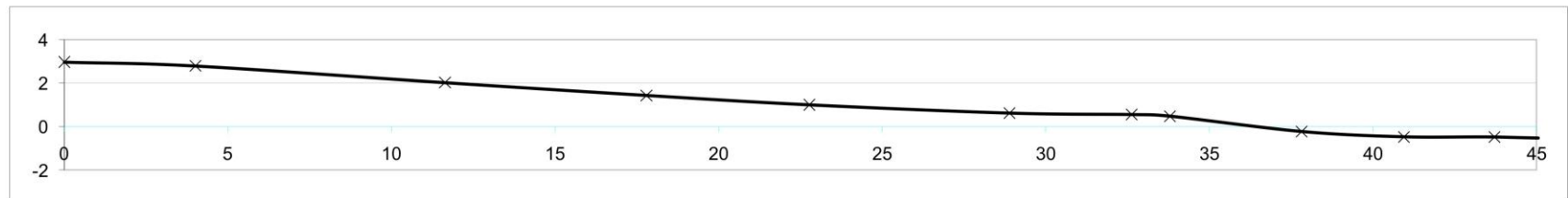


Profilo T2 - Litorale Magazzeno: A) Spiaggia dal sistema dunale alla profondità di chiusura; B) Spiaggia emerse e intertidale (fino al solco di battigia)

TAV II
Profili di spiaggia

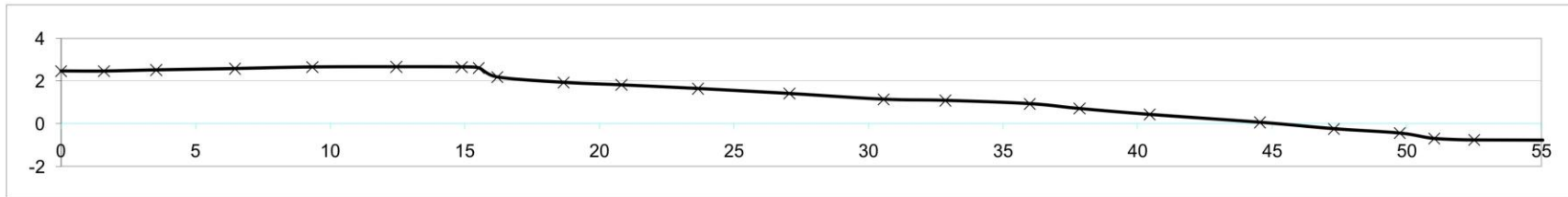
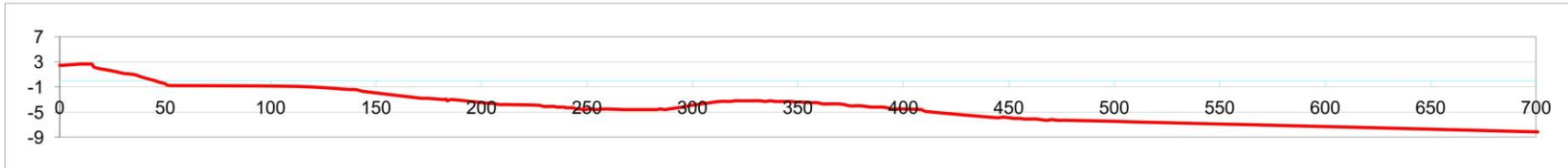


Profilo T3 - Foce Tusciano: A) Spiaggia dal sistema dunale alla profondità di chiusura; B) Spiaggia emerse e intertidale (fino al solco di battigia)

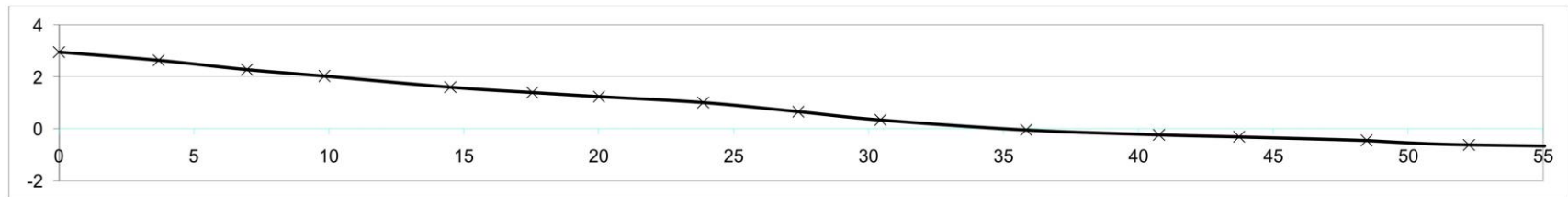
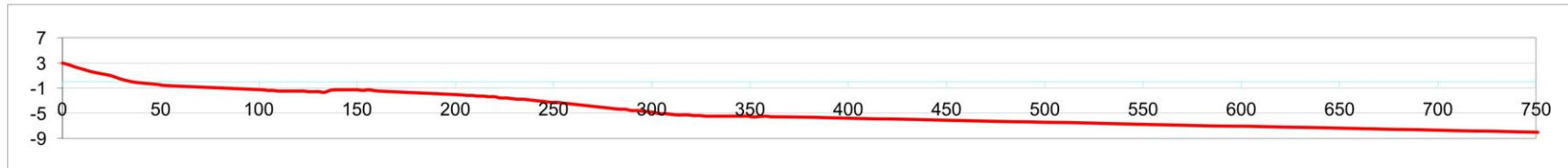


Profilo T4 - Lido Lago: A) Spiaggia dal sistema dunale alla profondità di chiusura; B) Spiaggia emerse e intertidale (fino al solco di battigia)

TAV III
Profili di spiaggia

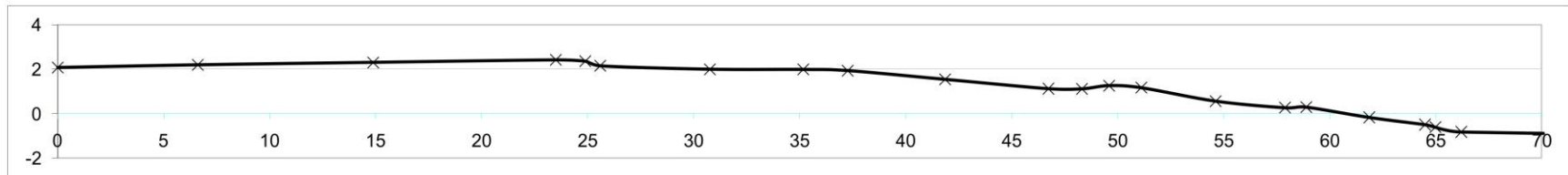
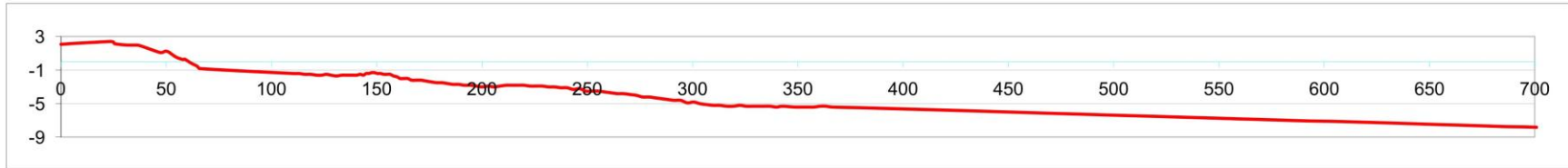


Profilo T5 - Ospedale di Campolongo: A) Spiaggia dal sistema dunale alla profondità di chiusura; B) Spiaggia emerse e intertidale (fino al solco di battigia)

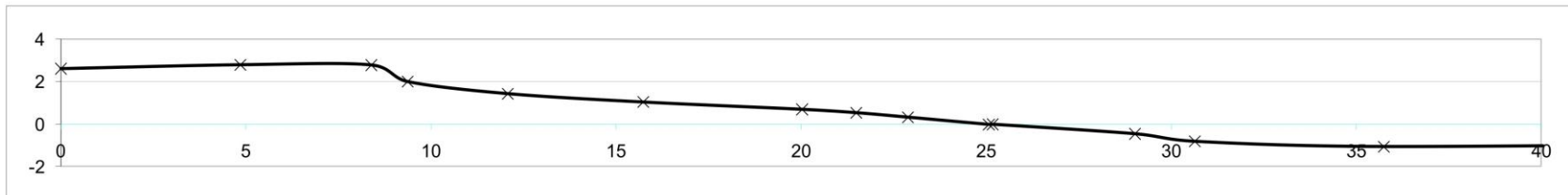


Profilo T6 - Pineta di Campolongo: A) Spiaggia dal sistema dunale alla profondità di chiusura; B) Spiaggia emerse e intertidale (fino al solco di battigia)

TAV IV
Profili di spiaggia

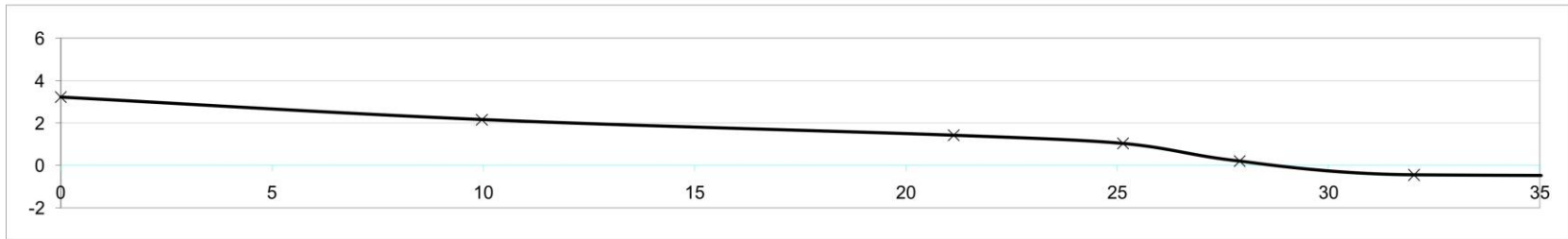
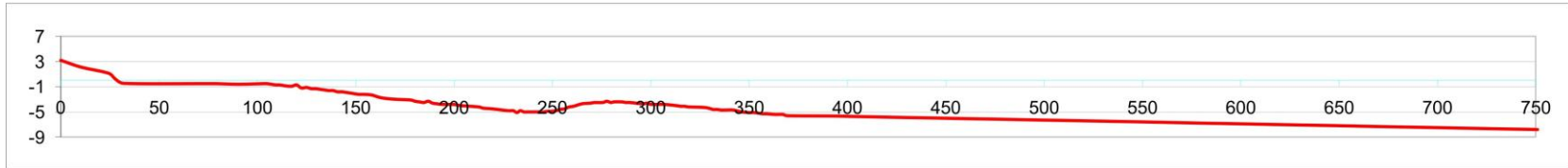


Profilo T7 - Foce Sele: A) Spiaggia dal sistema dunale alla profondità di chiusura; B) Spiaggia emerse e intertidale (fino al solco di battigia)

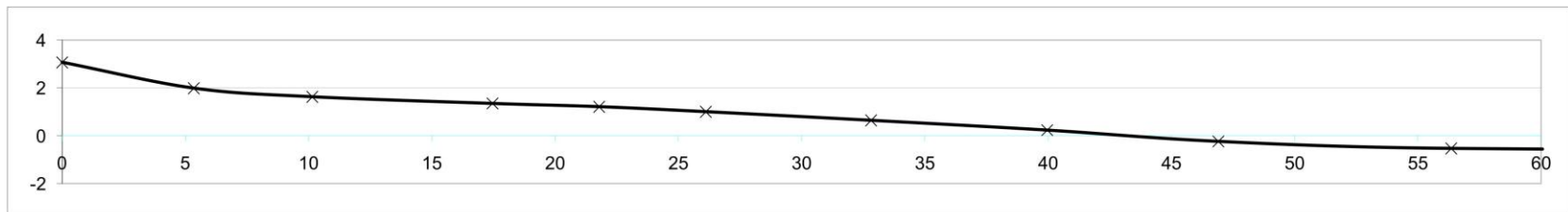
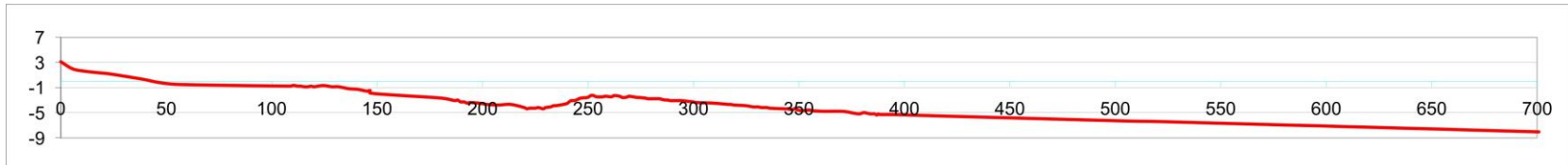


Profilo T8 - Villaggio Merola: A) Spiaggia dal sistema dunale alla profondità di chiusura; B) Spiaggia emerse e intertidale (fino al solco di battigia)

TAV V
Profili di spiaggia

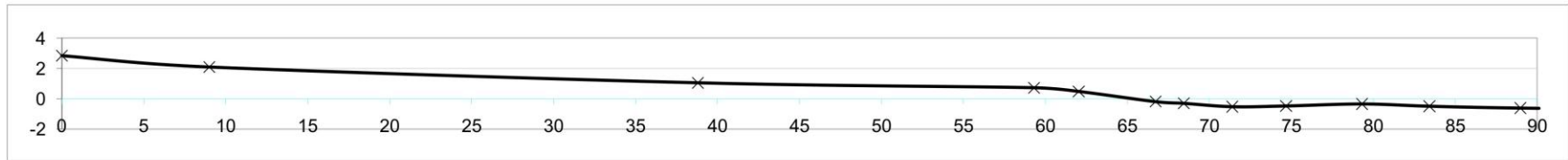
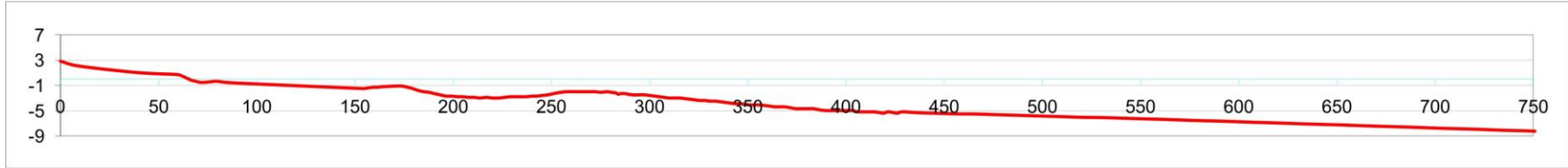


Profilo T9 - Molo Sirena: A) Spiaggia dal sistema dunale alla profondità di chiusura; B) Spiaggia emerse e intertidale (fino al solco di battigia)

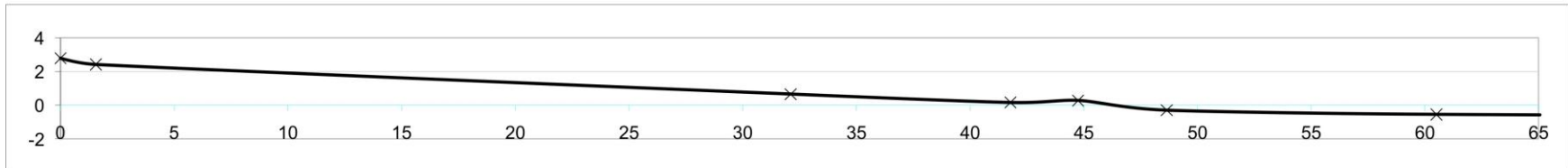
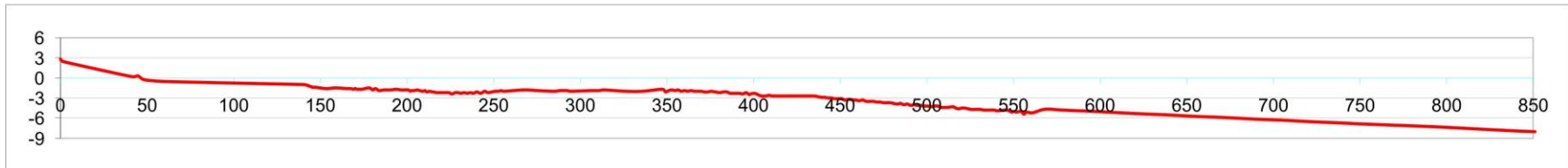


Profilo T10 - Torre di Paestum: A) Spiaggia dal sistema dunale alla profondità di chiusura; B) Spiaggia emerse e intertidale (fino al solco di battigia)

TAV VI
Profili di spiaggia



Profilo T11 - Foce Capodifiume: A) Spiaggia dal sistema dunale alla profondità di chiusura; B) Spiaggia emerse e intertidale (fino al solco di battigia)



Profilo T12 - Foce Acquarola-Solofrone: A) Spiaggia dal sistema dunale alla profondità di chiusura; B) Spiaggia emerse e intertidale (fino al solco di battigia)

Capitolo V
Evoluzione della linea di riva lungo il sistema costiero della Piana del Sele

Argomento

Caratterizzazione di dettaglio della linea di costa con sua evoluzione a partire dal Medioevo ad oggi, con dettaglio tra il 1870 e il 2010.



*Fogli dell'Atlante Geografico delle Due Sicilie – Antonio Rizzi Zannoni - 1809
Particolare della Tav. 19*

Introduzione

La linea di costa è il luogo nel quale la terra, il mare e l'aria s'incontrano (Pranzini, 2004). Pur essendo questa una definizione estremamente semplice, l'identificazione di questo elemento geografico è tutt'altro che facile, sia per le continue variazioni del livello marino che per la presenza di interruzioni dovute alle foci fluviali, alle bocche lagunari e ai ghiacciai che fluiscono direttamente in mare.

Questo confine si snoda per ben 440.000 km sulla superficie terrestre (Inman & Nordstrom, 1971) ospitando importanti e popolosi centri abitati. Per il Mediterraneo, per esempio, la popolazione costiera è stata stimata a 146 milioni nel 1990 e la popolazione urbana costiera con ogni probabilità aumenterà almeno di altri 30 milioni di abitanti entro il 2025 con ulteriori 350 milioni di turisti all'anno (Hinrichsen, 1998).

Appare chiaro che comprendere con dettaglio la posizione del litorale e la sua evoluzione nel tempo è di fondamentale importanza per la pianificazione e la riduzione della vulnerabilità costiera, sia a lungo che a breve termine. La previsione dell'evoluzione costiera non sempre è di facile stima, poiché essa è legata alla varietà delle scale spaziali e temporali su cui si verificano le variazioni e all'interdipendenza tra le diverse componenti del sistema costiero (FitzGerald, 1988; McBride *et al.*, 1991; Smith & Jackson, 1992; Cooper & Jay, 2002; Wiegel, 2005). Nonostante ciò, risulta comunque necessario definire la tendenza costiera nel corso dei decenni e dei secoli al fine di individuare le aree che potrebbero essere colpite dall'erosione, considerando la fase di generalizzato arretramento delle coste che caratterizza l'intero globo (Nordstrom, 2000).

Nei paragrafi che seguono, dopo un breve excursus sulle metodologie e i materiali utilizzati, si propone la valutazione del *trend* evolutivo che caratterizza la Piana del Sele a partire dal Pleistocene, con un dettaglio riguardante il periodo che va dal 1870 ad oggi, per il quale disponiamo di cartografia e fotogrammetria georeferenziabile. È stato realizzato anche un confronto tra il fondale del Golfo di Salerno a partire dal 1799 al fine di provare a valutare differenziazioni negli ultimi due secoli.

5.1 Materiali e metodi utilizzati

L'indagine della cartografia storica costituisce un valido supporto per la comprensione delle tendenze evolutive che hanno caratterizzato il sistema costiero in un'analisi sul breve

termine. Uno dei primi documenti cartografici risale al III sec. d.C. (Tavola *Peutingeriana*) redatta con lo scopo d'individuare gli itinerari dell'epoca.

L'indagine cartografica mira ad ottenere informazioni dettagliate sulle variazioni morfologiche e morfometriche intercorse nei secoli, ma un problema di non facile soluzione risiede nel fatto che spesso le cartografie molto antiche si basano su spunti soggettivi e non si prestano a studi di tipo quantitativo. Solo agli inizi del 1700 Snellius, adottando l'uso della base geodetica ed il principio della triangolazione, pone le fondamenta per la cartografia scientifica. A partire dal 1870 l'Istituto Geografico Militare Italiano dà inizio alla redazione della carta topografica fondamentale d'Italia utilizzando la Proiezione Naturale Policentrica di Samson-Flamsteed, che verrà successivamente sostituita dalla proiezione cilindrica inversa di Gauss-Boaga e dalla Universal Transverse Mercator Project (UTM).

Per questo l'analisi della variabilità della linea di costa in Piana Sele è stata realizzata dividendo il periodo d'indagine in due parti:

- Variazioni dal Pleistocene fino al 1870;
- Variazioni dal 1870 al 2009.

La prima parte è stata analizzata avvalendosi d'informazioni geomorfologiche fino al periodo Tardo Romano, in cui è possibile distinguere una serie di cordoni che danno prova della posizione della linea di riva (vedi capitolo II). Per il periodo che va dal Medioevo in poi si è basati su informazioni qualitative estrapolate analizzando la cartografia storica e avvalendosi di notizie derivanti da interpretazioni geo-archeologiche. Nella Tab. 5.1 vengono elencati i materiali utilizzati per questa prima fase.

<i>Periodo</i>	<i>Origine del dato</i>	<i>Tipologia</i>
130.000	Cordone dunale di Ponte Barizzo (Brancaccio <i>et al.</i> , 1987)	Analisi geomorfologica
100/75 ka	Cordone dunale di Gromola (Brancaccio <i>et al.</i> , 1987)	Analisi geomorfologica
5330 B.P.	Cordone dunale di Laura (Brancaccio <i>et al.</i> , 1987)	Analisi geomorfologica
2500 B.P.	Cordone dunale di Sterpina (Brancaccio <i>et al.</i> , 1987)	Analisi geomorfologica
1300-1400	Torri costiere saracene	Analisi geo-archeologica e cartografica
1606	Carta "Principato Citra olim Picentia" (Magini, 1606)	Analisi cartografica
1809	Atlante delle Due Sicilie (Rizzi Zannoni, 1809)	Analisi cartografica

Tab. 5.1 – Dati usati e tipologia per la valutazione delle variazioni della riva fino al 1870

Per la valutazione del tasso di variazione di riva in periodi più recenti è stata presa in considerazione cartografia storica con sistema di riferimento, fotogrammetrie di diversi anni e rilievi topografici di dettaglio per la valutazione della condizione attuale del sistema (Stafford, 1971; Dolan *et al.*, 1980; 1991; Leatherman, 1983; Jiménez *et al.*, 1997; Pajak & Leatherman, 2002; Gibeaut *et al.*, 2003; Morton *et al.*, 2004; Hapke *et al.*, 2006; Romagnoli *et al.*, 2006; Dickson *et al.*, 2007; del Pozo *et al.*, 2008). Per questo studio sono stati utilizzati i materiali riportati in Tab. 5.2.

In questa sede va ricordato che il confronto tra carte e prodotti derivati da foto aeree possono portare ad errori considerevoli, che devono essere attentamente valutati. Infatti la precisione dei tassi di variazione della costa è condizionata da una vasta gamma di potenziali fonti di errore: inadeguatezza dei materiali di origine, errori di posizionamento, distorsione delle foto, imprecisione nella georeferenziazione, variazione stagionale del litorale, accuratezza nell'identificazione e nella digitalizzazione dell'interfaccia terra-acqua (Crowel *et al.*, 1991; Thieler & Danforth, 1994; Moore, 2000; Hapke *et al.*, 2006; Romagnoli, 2006)

Per eliminare la distorsione radiale, quella di rilievo e gli errori legati l'inclinazione e al passo degli aeromobili, nonché alle variazioni di scala a causa delle diverse quote di volo lungo una data linea d'azione (Dolan *et al.*, 1980; Anders & Byrnes, 1991; Crowell *et al.*, 1991; Moore, 2000; Boak & Turner, 2005) è stato utilizzato il software Erdas ver. 9.1.

Per effettuare tali correzioni è indispensabile ricavare per ogni fotogramma l'orientamento interno e quello esterno. L'orientamento interno è stato valutato utilizzando il posizionamento di quattro punti di riferimento all'interno dell'immagine (errore medio = 0.02 mm) e il parametro della lunghezza focale della camera utilizzata al momento dello scatto. Il problema legato ai parametri sconosciuti, necessari per definire l'orientamento esterno, è stato risolto utilizzando “*il blocco di regolazione tecnica fotogrammetrica*”. Successivamente sono stati individuati circa 25 *Ground Control Points* (GCP) all'interno di ogni immagine, ben distribuiti e facilmente localizzabili (Theiler & Danforth, 1994), correlati con gli stessi punti individuati sulla Carta Tecnica Regionale 1998 (CTR) della Regione Campania a scala 1:5000; quindi per ogni stero-coppia sono stati usati 15 *tie points* (punti di legame).

Poiché la topografia dell'area studiata non presenta grosse problematiche è stata effettuata una trasformazione polinomiale per il calcolo e la registrazione del dato, mentre l'errore relativo all'operazione di ortorettifica è stato controllato attraverso la radice dell'errore quadratico medio (RMSE), che è pari a ± 3 m.

Le carte storiche sono state georeferenziate utilizzando un numero variabile di GCP, selezionati attraverso il confronto di ogni mappa storica con la CTR della Regione Campania.

Gli errori associati a questa procedura sono stati anche essi valutati tramite il calcolo del valore di RMSE (Tab. 5.2).

Un altro fattore che influenza la precisione e l'accuratezza delle misurazioni è l'individuazione corretta e univoca della linea di costa su foto aerea e su cartografia storica. In letteratura esistono varie definizioni in merito. Camfield e Morang (1996), per esempio hanno definito la linea di costa come l'intersezione della lama d'acqua dato ad un particolare livello del mare con la battigia, che corrisponde alla linea di quota zero. Langfelder *et al.* (1970) la definiscono, invece, come il luogo dei punti che individuano la linea di alta marea, dato che la sua posizione in riva rappresenta il limite interno massimo di influenza delle onde medie (e di fatto la sola individuabile in foto aerea).

In questo lavoro, la posizione della linea di costa è stata definita come la linea di separazione tra la terra e il mare al momento della foto, dato che lo studio è stato effettuato in un contesto di ambiente microtidale (del Pozzo & Anfuso, 2008). Inoltre, perché non è stato possibile ricostruire le condizioni di marea al momento dello scatto di ogni singolo fotogramma, si è ritenuto che la posizione della riva giornaliera sia soggetta a un'incertezza massima di circa $\pm 0,03$ m, tenendo conto che la media giornaliera tidale nella zona studiata è di circa ± 20 cm (http://www.idromare.it/analisi_dati.php) e la pendenza delle spiagge studiate non supera il 12% nel 2009. Inoltre, poiché le foto aeree sono state ottenute in periodi diversi dell'anno, vanno prese in considerazione anche le fluttuazioni stagionali (Morton, 1978; Crowell *et al.*, 1993), pari a 0,06 m per la nostra area, corrispondente alla massima variabilità del livello del mare durante la stagione invernale ([http://www.idromare.it / analisi_dati.php](http://www.idromare.it/analisi_dati.php)).

Un'ulteriore problematica presa in esame è relativa ai fotogrammi del 1954 e del 2004, in quanto presentano problemi legati all'esistenza di condizioni di mareggiata durante lo scatto del fotogramma. Per ovviare a tale problematica sono stati esaminati anche gli effetti di altezza d'onda, con un'incertezza sulla posizione della linea di riva di circa ± 1 m, tenendo conto che la massima altezza d'onda è di 6,90 m (Budillon *et al.*, 2006 la valutano a 6.53 m) e assumendo lo stesso valore medio di pendenza intertidale, calcolato nel 2009.

La linea di costa del 2009 è stata individuata tramite un rilievo topografico, con l'uso di un GPS differenziale R6 della Trimble: interpolando i punti rilevati ad una risoluzione spaziale di 50 m si è giunti all'individuazione di una linea rivierasca con un RMSE molto basso (Tab. 5.2). La valutazione di questa linea di costa è stata effettuata anche tenendo in considerazione le diverse condizioni e la dinamicità morfologica che caratterizza l'attuale

spiaggia. Per questo motivo in queste analisi sono stati presi in considerazione 12 profili di spiaggia perpendicolari alla linea di costa e corretti in base all'escursione di marea.

Nell'insieme, in questo studio, la posizione del litorale è stata determinata con una precisione variabile in risposta alle diverse risoluzioni spaziali delle mappe e delle foto aeree utilizzate come dati di *input* per la definizione della variazione litorale. Ciò nonostante, per l'intero litorale gli errori in questo studio variano da 20 m a 0,5 m (Tab. 5.2). Questi valori sono stati ottenuti dalla somma degli errori precedentemente coinvolti nel processo di mappatura e l'incertezza relativo all'estrapolazione del dato, alle variazioni stagionali e legate agli eventi meteo-marini.

<i>Data</i>	<i>Origine del dato</i>	<i>Scala</i>	<i>RMSE (m)</i>
1870	Carta topografica (IGMI)	1:50.000	20
1908	Carta topografica (IGMI)	1:50.000	10
1944	Fotogramma (RAF)	1:18.000	3
1954	Fotogramma (IGMI)	1:39.000	3
1975	Carta topografica (CASMEZ)	1:5.000	2
1984	Fotogramma (AliSud)	1:26.000	3
1998	Carta topografica (CTR)	1:5.000	2
2004	Ortofoto (Regione Campania)	1:5.000	2
2009	Rilievo topografico DGPS	-	0,3

Tab. 5.2 – Origine dei dati usati per la valutazione delle variazioni della linea di costa in Piana Sele dal 1870 al 2009 ed errori relativi

I tassi di variazione sono stati calcolati usando il modulo *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS; Thieler *et al.*, 2005), un'estensione del *software* ArcGis (ESRI, Redlands, California). Questo modulo crea dei transetti perpendicolari alla linea di costa spazati regolarmente, i quali vengono utilizzati come punti di misurazione dei diversi litorali che intercetta. Attraverso questa metodologia sono stati realizzati transetti ad intervalli di 200 m e calcolate le relative variazioni considerando due rive successive ad ogni transetto (Thieler *et al.*, 1994; Addo *et al.*, 2008; Houser *et al.*, 2008, Leyland & Darbya *et al.*, 2008). Le caratteristiche della linea di costa sono state infine unite insieme, consentendo di ricavare dalle varie rive un unico diagramma, utilizzato per la valutazione dei tassi di variazione storica, calcolati per ogni transetto utilizzando una regressione lineare (Morton *et al.*, 2004).

5.2 Variazione della linea di riva tra il 1200 e il 1809

L'analisi della cartografia storica e recente del margine costiero della Piana del Sele, congiuntamente alla ubicazione di linee di riva protostoriche, il ritrovamento e la datazione di antichi depositi di spiaggia e l'analisi di documentazione storica, consentono di delineare un quadro evolutivo del litorale dal tardo Pleistocene.

Nel Pleistocene superiore la linea di costa doveva essere situata all'interno rispetto dell'attuale ad una distanza compresa entro 7 km, come testimoniato dai depositi di Ponte Barizzo datati a 130.000 anni fa (Brancaccio *et al.*, 1987). Successivamente, tra 100.000 e 75.000 anni fa la riva era posizionata a circa 3 km dall'attuale, come è testimoniato dalla presenza dei depositi sottostanti alla duna di Gromola (Fig. 5.1) (Brancaccio *et al.*, 1987). La presenza del cordone dunale di Laura datato a 5330 anni B.P. hanno permesso di posizionare la riva di quel periodo a circa 1 km all'interno rispetto all'attuale. Infine, in epoca tardo romana (2500 anni B.P.) essa si trovava più avanzata di 500 m, come testimoniato dai depositi marini sottostanti il cordone dunale di Sterpina³.



Fig. 5.1 – Cordone dunale di Gromola, presso Masseria Santa Cecilia (Eboli – SA)

Le tendenze evolutive della Piana del Sele così descritte ci danno informazioni sostanziali fino al V sec a.C. Dal secolo VII-VI fino al secolo XIII-XIV non riusciamo a trovare nessuna testimonianza, né documentaria né sedimentaria, sulla variazione della linea di costa. Una linea di riva è stata ricavata tracciando l'allineamento delle torri costiere a pianta circolare risalenti al XIII e XIV secolo. Da tale ricostruzione si evince che la linea di riva dell'epoca era a non più di 200-250 m dall'attuale, da ciò ne consegue che essa non ha

³ Per approfondimenti circa i cordoni dunali in Piana Sele si rimanda al Cap. II.

subito grossi fenomeni di arretramento o di avanzamento negli ultimi secoli. Si deve giungere alla creazione delle prime carte storiche, con le quali è stato possibile ricavare utili informazioni sulla comprensione dei *trend* evolutivi della costa. Da queste possiamo stabilire che a partire dal 1200-1300 fino al 1809 il litorale è spesso soggetto ad una progradazione valutabile intorno a 0.3-0.4 m per anno, mentre dal 1809 al 1870 il settore a S del F. Sele è soggetto a protendimento con valori decrescenti da 1,5 m per anno all'apice della foce del Sele a 0.3 m per anno nei pressi di Torre di Paestum. Il settore a N del Sele mostra, invece, valori di protendimento molto elevati, raggiungendo 5 m per anno; tali valori diminuiscono gradualmente fino ad annullarsi all'altezza del F. Tusciano dove si osserva un netto arretramento, fino a 1,5 m per anno (Cocco & de Magistris, 1988).

Altra informazione rilevante è la presenza di un lago costiero, oggi completamente estinto nella zona a N della foce del Sele, che è possibile osservare nelle cartografie del XVI secolo, mentre risulta già scomparso nel 1809 (Fig. 5.2 e foto in copertina al capitolo) (La Greca & Valerio, 2008).



Fig. 5.2 – Carta di Principato Citra olim Picentia di Giovanni Antonio Magini (1606). Si può facilmente notare la presenza del lago costiero a N del F. Sele.

5.3 Variazione della linea di riva negli ultimi 140 anni

L'indagine del periodo compreso tra il 1870 e il 2009 è stata ottenuta mediante indagine bibliografica (De Pippo T. *et al.*, 1990; D'Acunzi *et al.*, 2008) e grazie all'analisi aereo fotogrammetrica e cartografica utilizzando il modulo DSAS di ArcGis 9.2. La valutazione dei tassi di variazione tra la posizione di due linee di riva successive è stata misurata dividendo i movimenti litorali lungo ciascuno dei 170 transetti ricavati con DSAS (Fig. 5.3), con il tempo intercorso tra loro. I risultati così ottenuti sono stati riportati in Fig. 5.4.

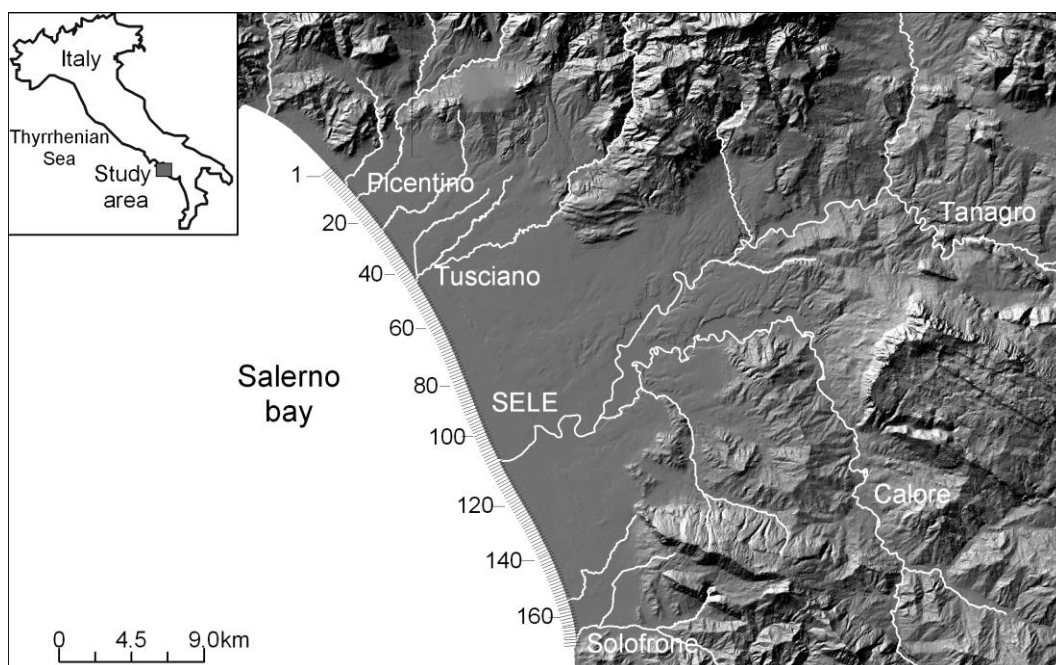
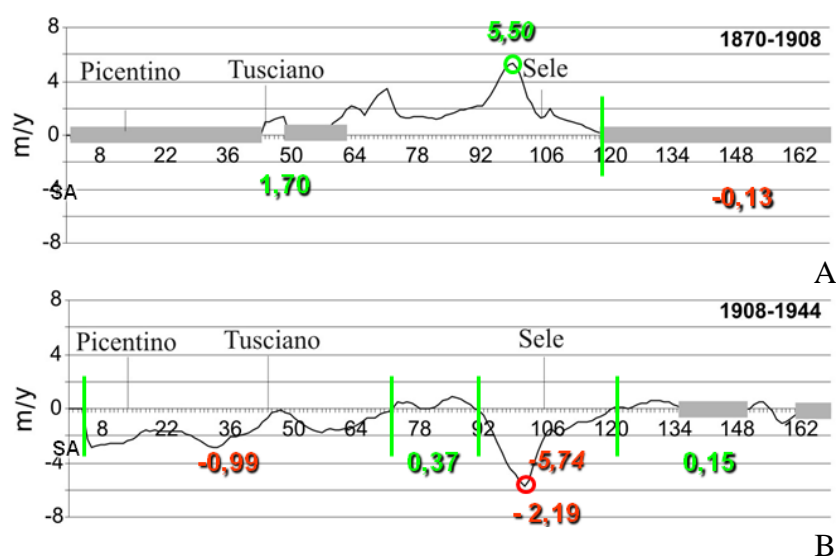


Fig. 5.3 – Rappresentazione dei transetti usati per la valutazione della variazione della linea di costa tra la Foce del F. Pientino e quella del F. Solofrone



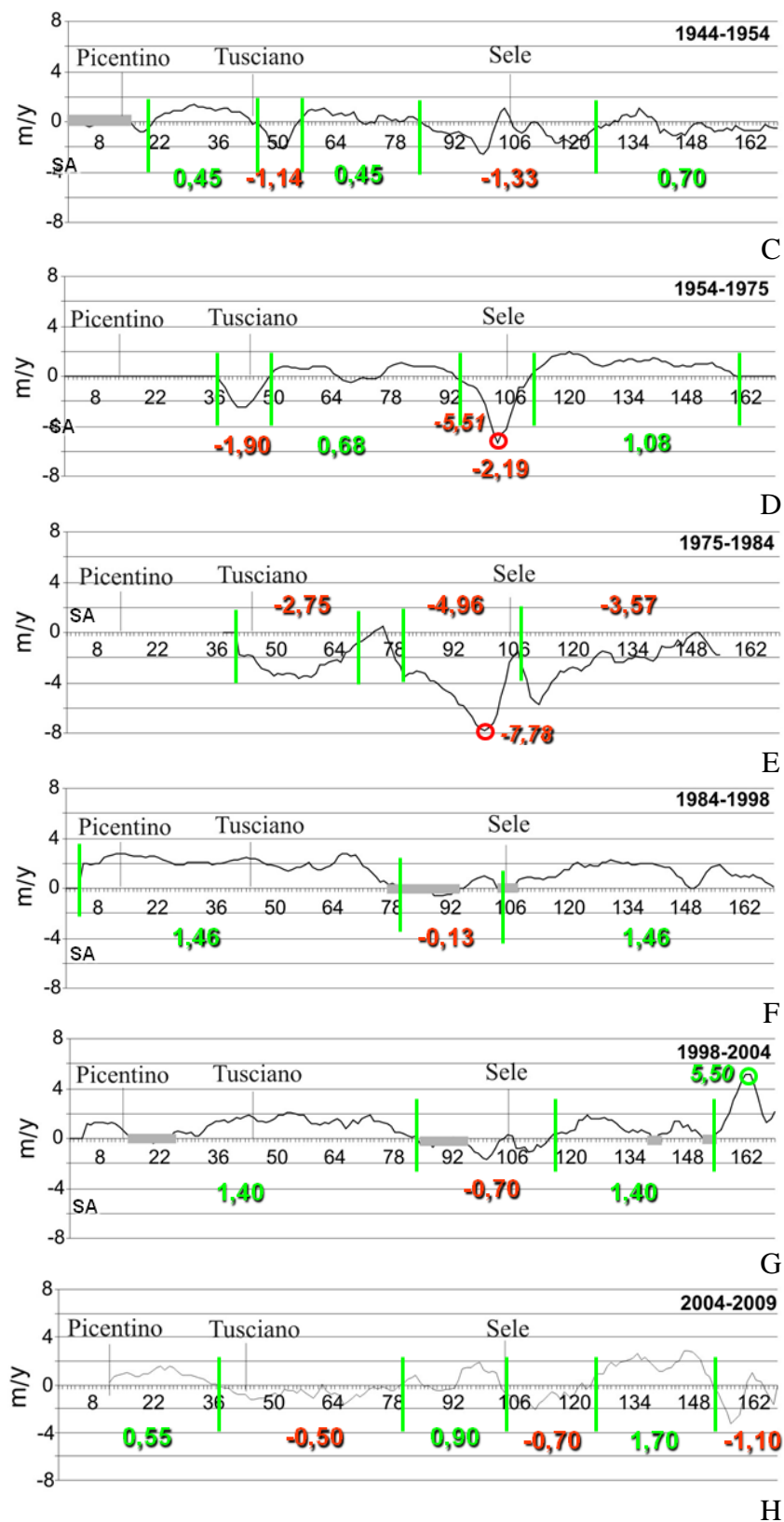


Fig. 5.4 – Confronto tra le linee di costa tra vari periodi consecutivi. In verde sono indicati i valori delle aree in progradazione in rosso quelle in arretramento

Di seguito si propone il dettaglio dell'analisi eseguita sui singoli lassi temporali indagati (Fig. 5.4):

1. Il confronto tra le linee di costa rilevate nel 1870 e nel 1908 (38 anni) ha evidenziato l'esistenza di una zona, situata tra la foce del F. Picentino e il transetto 120 (Località Laura), caratterizzata da una fase accrezionale con valori medi pari a 1,7 m/a. Il valore più alto è stato registrato presso la foce del Sele (5,5 m/y) e al transetto 72 (3,2 m/y) (Fig. 5.3 A). Oltre il transetto 120 la variazione della linea di costa non può essere valutata poiché il suo valore è risultato inferiore a quello dell'errore della carta (Tab. 5.2).
2. Il confronto delle posizioni di riva tra il 1908 e il 1944 (36 anni) ha messo in evidenza l'esistenza di quattro aree fondamentali. La prima area, situata tra la foce del F. Picentino e il transetto 71 (località Campolongo), è caratterizzata da erosione, con un valore medio di -1,02 m/a e un valore massimo di -2,2 m/a. La seconda, situata tra il transetto 71 (Campolongo) e 89 (foce del F. Sele), è in fase di accrescimento con un valore medio di 0,50 m/a. La terza area, situata tra i transetti 89 e 120 (lido Mimosa), è in fase di erosione, con un valore medio di -2,36 m/a e un valore massimo di -6,59 m/a alla foce del F. Sele. In dettaglio la zona situata a N della foce del Sele ha mostrato un valore medio di arretramento pari a -3,22 m/a mentre quella situata a S valore medio di -0,95 m/a. La quarta area, situata tra il transetto 120-158 è in fase di accrescimento con un valore medio di 0,6 m/a. Oltre il transetto 158 il litorale risulta in erosione con un valore medio pari a -0,7 m/a (Fig. 5.4 B).
3. Per il periodo di 10 anni compreso tra il 1944 e il 1954 si evidenzia la presenza di quattro zone. Per la prima zona, situata a N della foce Picentino, la variazione della linea di costa non è stata valutata poiché il suo valore risulta inferiore a quello dell'errore (Tab. 5.2). La seconda zona, situata tra il transetto 22 e il 46, si trova in fase di accrescimento, con un valore medio di 0,90 m/a. Tra la prima e la seconda zona, è possibile osservare una piccola area situata a S della foce del F. Picentino, che evidenzia un valore medio di -0,67 m/a e un valore massimo di -1,5 m/a. La terza area è situata tra i transetti 57 e 85 e appare in leggero accrescimento con un valore medio di 0,7 m/a. Tra la seconda e la terza zona, si osserva una piccola area situata a S della foce del F. Tusciano con un valore medio di -1,7 m/a e un valore massimo di -2 m/a. L'ultima, situata tra i transetti 85 e 134, è in erosione, con valori medi di -0,94 m/a, per la zona situata a N della foce del F. Sele, e di -0,62 m/a, per quella situata a S. Dopo il transetto

134 si evidenziano due sub-zone, la prima in progradazione e la seconda in arretramento, con un valori medi rispettivi di circa ± 1 m/a (Fig. 5.4 C).

4. Il confronto delle rive del 1954 e del 1975 (21 anni) ha evidenziato l'esistenza di quattro zone diversificate. La prima zona, corrispondente alla foce del F. Tusciano, si trova in una fase di erosione con valore medio di -1,9 m/a. Dal transetto 50 al 92 si nota una zona di accrescimento con valore medio di 0,68 m, mentre dopo il transetto 92 si osserva una zona in arretramento con un valore medio di -2,71 m/a (N della Foce del F. Sele) e di -1,67 m/a (a S della foce del F. Sele). Dopo il transetto 113 si evidenzia una zona di accrescimento con un valore medio di 1,20 m/a (Fig. 5.4 D).
5. Il periodo di 9 anni compreso tra il 1975 e il 1984 ha evidenziato che tutta l'area di studio si trova in una fase di erosione accentuata con valori massimi nella zona tra i transetti 45 e 66 (valore medio pari a -2,94 m/a), e tra l'80 e il 120 (valore medio di -4,13 m/a a N della foce del F. Sele, -3,8 m/a a S). Dal transetto 120 ha inizio una zona caratterizzata da erosione, con valori medi pari a -1,80 m/a (fig. Fig. 5.4 E).
6. Tra il 1984 e il 1998 (14 anni) e tra il 1998 il 2004 (6 anni) si evidenzia che tutta l'area di studio si trova in una fase di accrescimento con un valore medio di 2,0 m/a; solo la zona situata vicino alla foce del F. Sele ha mostrato un tasso di progradazione molto basso nel primo periodo (0.57 m/a) e di un tasso invertito per il periodo successivo (-1,3 m/a) (Fig. 5.4 F,G).
7. La costa compresa tra il 2004 e il 2009 mostra, infine, erosione concentrata in corrispondenza della foce dei maggiori fiumi, con valori medi di circa 1 m/a. L'unica eccezione è data dalla foce del F. Sele, poiché il suo lato destro appare in accrescimento con un valore medio di circa 2 m/a, mentre il lato sinistro in erosione (-0,7 m/a) (Fig. 5.4 H).

Utilizzando la regressione lineare, disponibile in DSAS, è stato possibile valutare anche la tendenza litoranea per ciascuno delle 170 transetti, sull'intero arco dei 135 anni (fig. 5.5) e su due finestre temporali (1870-1984 e 1984-2009) (Tab. 5.3). L'analisi effettuata ha mostrato che per la zona costiera della Piana del F. Sele insiste una tendenza erosiva blanda, localizzata

in modo particolare nei pressi delle foci del F. Picentino e del F. Sele, con valori di arretramento rispettivamente di 0.4 m/a e di 1.3 m/a (fig. 5.5).

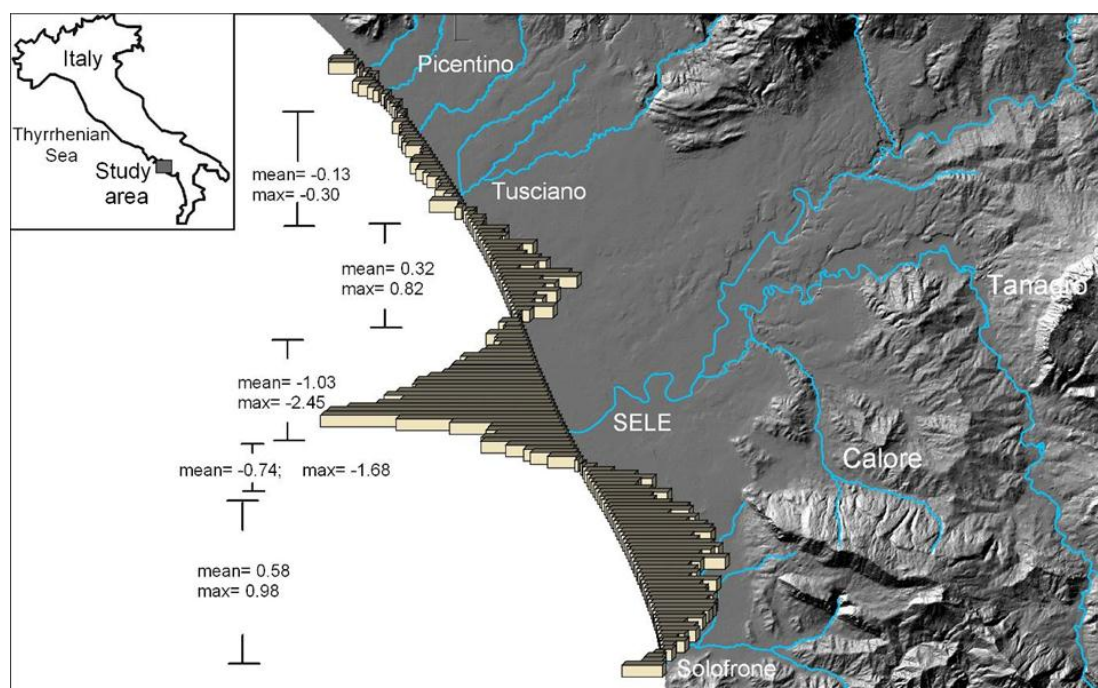


Fig. 5.5 – Trend evolutivo della costa della Piana del Sele tra il 1870 e il 2004

Transetti	Valori medi (m/a)	Valori massimi (m/a)	Zona
1 – 57	-1,08	-1,87	Picentino – Tusciano
58 – 62	0,23	0,51	
63 – 71	-0,24	-0,49	
72 – 83	0,21	0,51	
84 – 114	-1,50	-4,81	Foce Sele
115 – 154	0,34	0,91	
154 – 170	-0,44	-0,78	Foce Solofrone

Tab. 5.3 – Tasso di variazione della linea di costa dal 1870 al 1984.

Transetti	Valori medi (m/a)	Valori massimi (m/a)	Zona
1 – 75	1,30	2,54	
76 – 114	-0,26	-0,58	Foce Sele
115 – 170	1,19	2,11	

Tab. 5.4 – Tasso di variazione della linea di costa dal 1870 al 2009.

Analizzando le Tab. 5.3 e 5.4 è possibile osservare che l'andamento costiero in Fig. 5.5 è principalmente influenzata dal comportamento della linea di costa durante il periodo

compreso tra il 1870-1984. Infatti in Tab. 5.4 è possibile osservare che solo all'intorno della foce del F. Sele è presente una condizione di arretramento.

Questa analisi ha mostrato che, dopo il 1908 (fig. 5.4 B) ha inizio un'intensa fase di erosione costiera particolarmente concentrata attorno alla foce di un F. Sele (valore medio arretramento pari a del -0,9 m/a), mentre i settori adiacenti sperimentano spesso fasi di equilibrio o addirittura di progradazione.

5.4 Morfologia e morfometria del fondale (batimetria)

L'analisi dettagliata delle variazioni morfologiche che hanno interessato la parte sommersa della spiaggia lungo le coste dell'unità fisiografica del F. Sele sono state ricavate comparando diversi DEM realizzati prendendo in considerazione carte batimetriche storiche e rilievi batimetrici recenti.



Fig. 5.6 – Atlante Marittimo delle Due Sicilie (TAV. IV Golfo di Salerno e continuazione della Costa da Vietri sino a Pisciotta) – Particolare (Rizzi Zannoni, 1792)

Durante la reggenza di Ferdinando IV, venne commissionata nel 1781 (ma terminata nel 1799) la redazione dell'Atlante Marittimo delle Due Sicilie in scala 1:126.000 al cartografo padovano Antonio Giovanni Bartolomeo Rizzi Zannoni: si trattava della prima opera al mondo di tale specie. La TAV IV, in particolare, riguardava il tratto di mare compreso tra Amalfi (SA) e Pisciotta (SA) e comprendeva l'area studiata in questo lavoro (Fig. 5.6).

Per la spazializzazione delle cartografia tale opera utilizzava il sistema di riferimento in coordinate geografiche Cassini (in seguito ridefinito Cassini-Sodner), con longitudine calcolata dall'Osservatorio di Parigi, mentre per lo scandaglio batimetrico ci si avvaleva di misurazioni dirette con filo a piombo, riportate in *braccia*, corrispondenti a *5 palmi parigini* (1 palmo parigino equivale a 32,484 cm) ossia a 1,6242 m.

Con tutti gli errori e le approssimazioni del caso si è provato a realizzare un DEM utilizzando e trasformando opportunamente i dati riportati dalla carta batimetrica del 1799 (Fig. 5.7A). Il modello ottenuto, confrontato con quello estratto dalla carta batimetrica dell'Istituto Idrografico Italiano redatta tra il 1988 e il 1990 (Fig. 5.7B), ha permesso di trarre delle utili informazioni sulla variazione del fondale marino avvenuto negli ultimi 200 anni circa. La stessa carta è stata messa in rapporto anche con il DEM batimetrico realizzato dal IAMC-CNR (ex GeoMare) di Napoli del 2005 realizzata nell'ambito del progetto VECTOR per la zona compresa tra la Foce del F. Picentino e la località Torre di Paestum (Fig. 5.8), costruito mediante un rilievo *multi-beam* con una precisione a 25 m. Nonostante non copra l'intera area di studio è stato indispensabile per valutare le condizioni attuali di aree strategiche come la foce del F. Sele⁴.

Confrontando le condizioni del fondale alla fine del 700 con quelle attuali si evince che esso ha subito una netta regolarizzazione, con la diminuzione sostanziale delle pendenze, specie nell'area prospiciente la città di Salerno: di certo il fondale marino in passato doveva essere molto più variegato rispetto all'attuale. Anche la classica lobatura legata alla foce del F. Sele era presente allora come oggi, ma molto più piccola e contenuta. Probabilmente questo è da mettere in relazione alla forte erosione avvenuta a partire dalla prima metà del XIX secolo, che ha portato ingenti quantità di materiali a mare, modificando di fatto tutti i fondali antistanti la Piana del F. Sele.

⁴ Sono state prese in considerazione anche alcune indagini *single-beam*, gentilmente fornitemi dal Dott. Toniello dell'Istituto ICRAM-CNR (ex Geo-Mare), realizzati nell'anno 2008 lungo specifici profili distribuiti lungo la Piana del Fiume Sele.

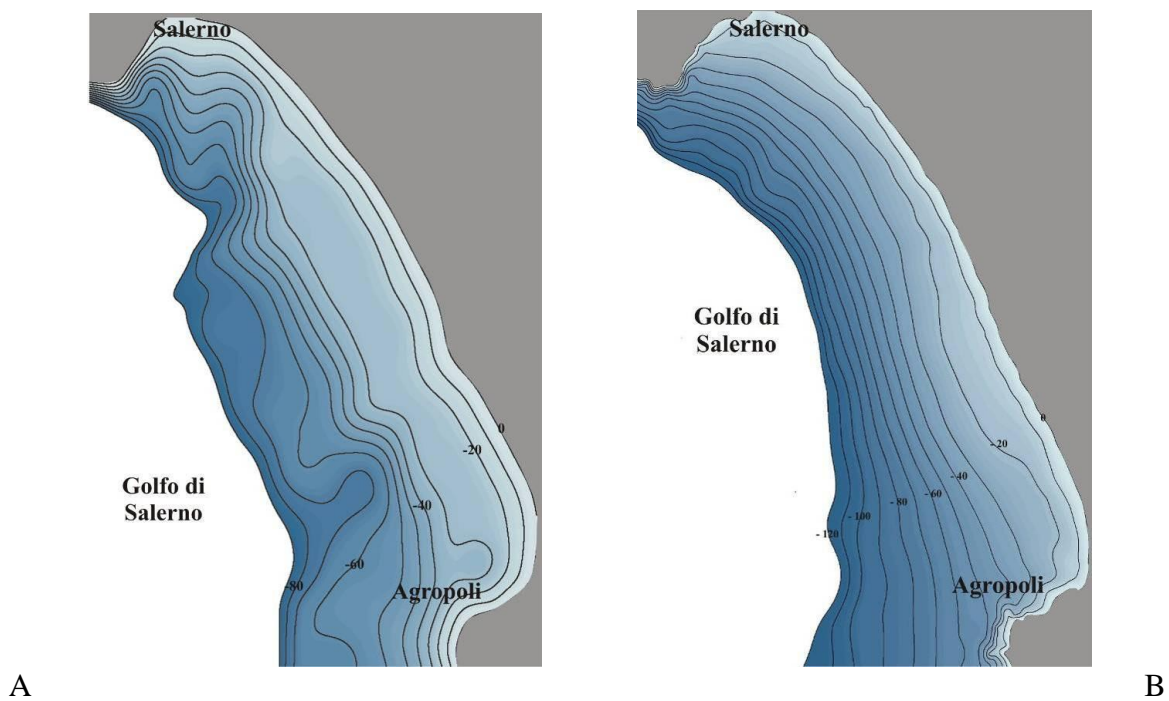


Fig. 5.7 – DEM batimetrici della Piana del Sele: A. Ricostruzione batimetrica ricavata dall’Atlante Marittimo del Regno delle Due Sicilie di Rizzi-Zannoni nel 1799; B. Ricostruzione batimetrica estrapolato dalla carta batimetrica dell’Istituto Idrografico della Marina (1989) Foglio “Da Ischia a Punta Licosa”

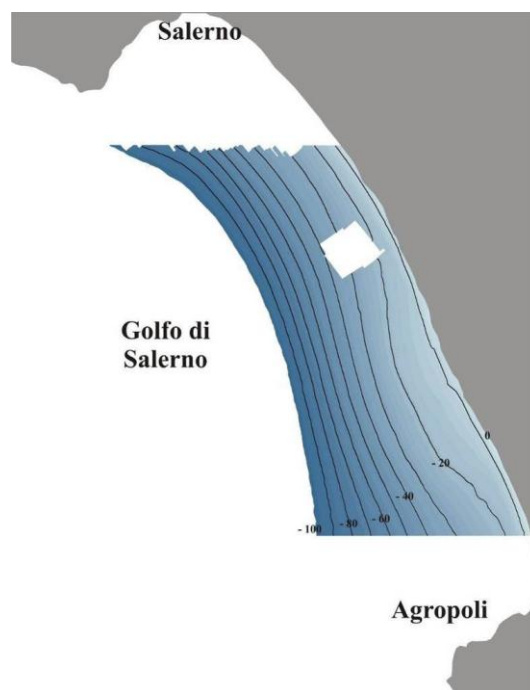


Fig. 5.8 – DEM batimetrico realizzato nel 2005 dall’ICRAM-CNR (ex GeoMare) de Napoli

5.5 Considerazioni conclusive

L'analisi dei *trend* storici e protostorici ricavati da indagini geomorfologiche, cartografiche e geo-archeologiche ha mostrato che la zona costiera della Piana del F. Sele è stata in sostanziale accrescimento, vedendo la formazione di cordoni dunali anche nel periodo Tardo Romano (Sterpina) e la formazione di un estuario molto prominente della F. Sele (carta Rizzi Zannoni, 1809 – vedi figura introduttiva al capitolo). Tale fase subisce una drastica inversione a partire dall'inizio del secolo scorso. Per quanto riguarda questo periodo fino al 2009 è stato possibile effettuare un'analisi comparata delle linee di costa, che ha messo in chiara evidenza la presenza di 3 fasi evolutive caratterizzanti il XX e il XXI secolo (Fig. 5.4).

La prima, che va dal 1870 al 1908 (Fig. 5.4 A), mostra una costa in progradazione, in modo particolare alle foci dei fiumi Sele, Tusciano e Picentino, con *trend* che arrivano a 5,50 m/a. Tale fase s'inverte completamente durante il lasso cronologico compreso tra il 1908 e il 1984 (Fig. 5.4 B, C, D, E), con valori di arretramento che tendono ad accentuarsi tra il 1975 e il 1984 (Fig. 5.4 E), infatti si nota che la foce del F. Sele arretra con un tasso di 7,7 m/a. L'ultima fase va dal 1984 al 2009 (Fig. 5.4 F, G, H) (e con ogni probabilità continua ancora oggi), con la costa che tende all'equilibrio e aree in leggera progradazione ed altre ancora in arretramento (si tratta di quelle poste nelle vicinanze delle foci del F. Sele).

Quest'analisi, comparata con l'analisi e il confronto dei DEM batimetrici, mostra in maniera chiara che l'evoluzione della fascia costiera della Piana del Sele è strettamente legata agli apporti fluviali, basti notare che le aree fortemente influenzate dall'erosione sono proprio quelle prospicienti le aree in foce. Questo è certamente da mettere in correlazione alla drastica diminuzione degli apporti sedimentari causata dalla presa in alveo di materiale e alla costruzione di traverse e dighe (Fig. 2.3).

Capitolo VI

Analisi della vulnerabilità costiera in Piana Sele

Argomento

Implementazione di un nuovo modello di vulnerabilità costiera sulla base dell'esperienza dell'USGS e valutazione delle vulnerabilità costiera sui tratti rivieraschi della Piana del F. Sele.



*Erosione costiera legata a erosione da parte del mare.
Happisburgh, Norfolk UK*

Introduzione

La vulnerabilità costiera è definita come *il grado a cui un sistema costiero è suscettibile agli effetti negativi del cambiamento climatico, inclusi la variabilità climatica e gli eventi estremi*. La vulnerabilità costiera è dunque funzione dell'intensità e del tasso di variazione climatica a cui il sistema è esposto, della sua sensitività e della sua capacità di adattamento (IPCC 2001).

Il sistema costiero, come visto nel capitolo I, è da considerare tra le aree più dinamiche del globo a causa dei variegati sistemi geomorfologici che lo caratterizza, i quali rispondono in maniera non-lineare agli eventi marini estremi e all'aumento del livello del mare dovuto al riscaldamento globale. Questo pone un'attenzione particolare alla gestione delle coste, che deve tener conto della variabilità delle risposte, sia in senso spaziale che temporale, dei singoli elementi geomorfologici caratterizzanti il dato sistema costiero alle variazioni legate ai cambiamenti delle condizioni ambientali a contorno.

La vulnerabilità costiera può essere intesa come la combinazione di erosione, inondazione permanente e inondazione episodica (Gornitz *et al.*, 1994). Tale classificazione risulta essere efficace, poiché dimostra che l'individuazione di aree suscettibili lungo costa è legata sia alle variabili presenti sulla terra ferma che in mare.

La valutazione della vulnerabilità di un litorale costituisce tuttora un argomento oggetto di dibattito nel campo dell'ingegneria costiera e della geologia. Numerose applicazioni dei concetti precedentemente citati hanno quantificato i singoli parametri che influenzano la vulnerabilità di un tratto costiero attraverso un *Indice di Vulnerabilità Costiera* dato dalla somma (o dalla media, o media quadratica) degli indicatori parziali.

A tal proposito si possono distinguere due approcci concettuali. Il primo identifica la vulnerabilità con l'esposizione alle forzanti, definendo la distribuzione delle condizioni di pericolo attraverso la probabilità di accadimento di un evento avverso, e con l'analisi delle caratteristiche e dell'impatto dell'evento considerato (UNDRO, 1977). Il secondo approccio ipotizza che la probabilità del verificarsi dell'evento sia un invariante ed esamina la sensitività (intesa come capacità di risposta del sistema all'impatto) che si compone dell'attitudine del sistema a resistere all'impatto (resistenza) e dell'attitudine del sistema a recuperare le condizioni preesistenti all'impatto (resilienza) (Hewitt, 1997). In tale approccio la sensitività (in un primo tempo limitata agli aspetti geomorfologici e biologici) è stata successivamente estesa agli aspetti socio-economici, includendo la risposta della comunità interessata in

termini di capacità di percepire il rischio, affrontarne le conseguenze e recuperare le condizioni precedenti (Cutter, 1996).

I metodi si sono progressivamente evoluti nel tempo da approcci di tipo puntuale (ad esempio regola Bruun, Bruun *et al.*, 1962; La metodologia UNEP, Carter *et al.*, 1994) ad altri più evoluti, date le tecniche più recenti a disposizione. La progressiva aggiunta di fattori fisici e non fisici, così come le incertezze associate, ha dato luogo a metodi più elaborati (ad esempio USGS CVI, Gornitz *et al.*, 1997; SURVAS, Nicholls & de la Vega-Leinert, 2000; Benassai *et al.*, 2009). In termini di approcci utilizzati per valutare la vulnerabilità di una determinata zona costiera, le metodologie possono essere distinte in semi-quantitative e quantitative. Il primo tipo di approccio si basa prevalentemente sulla valutazione soggettiva degli indicatori geomorfologici, mentre la procedura quantitativa cerca di quantificare l'importanza relativa dei singoli fenomeni fisici e geomorfologici.

I paragrafi che seguono hanno lo scopo di dettagliare una metodologia implementata per la valutazione della vulnerabilità costiera in Piana Sele, partendo dall'esperienza acquisita dall'USGS in questo campo. Di seguito vengono illustrate sia la metodologia di base che quella implementata, con particolare dettaglio alle singole variabili individuate. Alla fine si è proceduti alla valutazione vera e propria della vulnerabilità costiera, con l'estrapolazione di cartografia apposita.

6.1 L'esperienza dell'USGS per la valutazione della Vulnerabilità Costiera

Uno degli approcci maggiormente utilizzati in ambito scientifico è quello che ha condotto alla definizione dell'*Indice di Vulnerabilità Costiera – CVI* (Gornitz *et al.*, 1991, Thieler *et al.*, 2000) che tiene conto della combinazione dei principali parametri fisici e geomorfologici che influenzano il processo di inondazione costiera (quali ad esempio altezza significativa, livello del mare, pendenza della spiaggia, erosione a lungo termine). Tale approccio, nella sua versione originale prevedeva il solo calcolo della vulnerabilità costiera e l'individuazione di fasce più o meno suscettibili ad eventi d'inondazione. In un secondo momento si è arrivati anche alla considerazione degli aspetti socio-economici del sistema mediante un *Indice di Vulnerabilità Socio-Economica CoVI* (Cutter *et al.*, 2000).

I parametri utilizzati per il calcolo dell'indice di vulnerabilità costiera CVI (Gornitz *et al.* 1997) sono stati riportati nella Tab. 6.2.

Variabili	1	2	3	4	5
Elevazione Topografica ME (m)	≥ 12	12 – 9	9 – 6	6 – 3	< 3
Geologia GL	Rocce resistenti	Rocce metamorfiche	Rocce sedimentarie	Rocce sedimentarie sciolte (ghiaia, litologie miste, etc.)	Rocce sedimentarie sciolte (argilla, sabbia, etc.)
Morfologia costiera GM	Falesie, Fiordi e Rias	Falesie medie	Piccole falesie, piane alluvionali	Sabbie ghiaiose, lagune e estuari	Spiagge sabbiose, delta, etc.
Variazione linea di costa E (m/y)	> 2 Accrezione	2 – 1	1 – -1	-1 – -2	> -2 Erosione
Altezza d'onda media W (m)	> 3	3 – 5	5 – 6	6 – 7	> 7
Marea T (m)	< 1 Microtidale	1 – 2	2 – 4 Mesotidale	4 – 6	> 6 Macrotidale

Tab. 6.2 – Schema delle variabili proposte da Gornitz *et al.*, 1997 per il calcolo del CVI.

A ciascuna di tali variabili è stato assegnato un punteggio dalla cui combinazione è ottenuto l'indice di vulnerabilità costiera CVI. La formula (6.1) (e di conseguenza la (6.2)) è quella proposta da Gornitz *et al.*, 1997 e che si basa sull'applicazione di una regressione lineare multipla. In tal modo si giunge alla valutazione di un indice adimensionale, che classifica la vulnerabilità costiera nelle tradizionali categorie di bassa, media ed alta.

$$CVI = \sqrt{\frac{ME \cdot GL \cdot GM \cdot E \cdot W \cdot T}{6}} \quad (6.1)$$

Più in generale la formulazione è la seguente:

$$CVI = \sqrt{\frac{x_1 \cdot x_2 \cdot x_3 \cdot x_4 \cdot x_5 \cdot x_6 \cdot x_n}{n}} \quad (6.2)$$

in cui x_n rappresentano le variabili debitamente valutate che si possono utilizzare per calcolo della vulnerabilità.

L'indice di vulnerabilità costiera tiene conto dell'impatto del moto ondoso sulla costa e quindi può essere definito sia per la costa alta che per la costa bassa. Al contrario, se si vuole

definire un indice di vulnerabilità rispetto all'inondazione costiera, non ha senso considerare altra costa se non quella bassa.

6.2 Applicazione della metodologia *Coastal Vulnerability Index* in ambiti territoriali ristretti

La metodologia presentata nel paragrafo precedente, nonostante il largo utilizzo e la sua validità, ha il difetto di essere una metodica che ha valore e senso per ambiti territoriali e geografici molto vasti. Bisogna ricordare che questo metodo fu implementato per conto dell'USGS (il dipartimento statunitense per la difesa del suolo) allo scopo di classificare i diversi sistemi costieri degli USA in base alla loro vulnerabilità all'inondazione. Se si osservano i singoli parametri che individuarono (Tab. 6.2), è chiaro che essi furono scelti allo scopo d'individuare un procedimento valido per contesti molto ampi (mettere a confronto, per esempio, l'intera costa occidentale con quella orientale degli Stati Uniti - Theiler *et al.*, 1999; 2000), al fine d'individuare aree particolarmente fragili su cui realizzare successivamente studi approfonditi. Tale metodo è stato sfruttato nel corso degli anni con lo stesso fine diverse fasce costiere (Wu *et al.*, 2002; Dukakis, 2005; Boruff *et al.*, 2005; Diez *et al.*, 2007; Abuodha & Woodroffe, 2009; Zuyar *et al.*, 2009).

Diversi autori, tra i quali Özyurt & Ergin, (2010) e Kumar *et al.*, (2010), hanno osservato che il principio su cui si basa la procedura dell'USGS può essere applicato anche su contesti molto ristretti, ad esempio alla scala di una singola unità fisiografica. Nel nostro caso, perciò, si è cercato di adottare la “filosofia” del metodo, apportando sostanziali modifiche che lo rendessero idoneo alla caratterizzazione di sistemi costieri di piccola estensione. Sono state incrementate e perfezionate sensibilmente le diverse variabili già considerate da Gornitz *et al.* (1997) implementandole in ambiente GIS (in particolare è stato utilizzato il *software* ArcGis ver. 9.2 della ESRI).

In questo paragrafo si propone un nuovo indice di vulnerabilità (*IVC*) basato sulla valutazione dell'*Erosione Potenziale (EP)* (Tab. 6.3) e dell'*Inondazione Potenziale (IP)* (Tab.6.7) e di due indici di vulnerabilità costiera (*IVC₂₅* e *IVC₅₀*) che tengono in considerazione dell'effetto del *Sea Level Rise (SLR)* su 25 e 50 anni (Tab. 6.9). La formulazione finale dei singoli indici sfrutta la regressione lineare multipla già implementata da Gornitz *et al.* (1997) (6.2), mentre il valore finale dell'indice utilizza la formulazione di Gornitz *et al.* (1994) che fonde i due parametri mediante la (6.21).

Suddividere lo studio in due matrici di calcolo (EP e IP) ha permesso di distinguere l'effetto sulla costa sia dell'erosione che dell'inondazione, e di fornire un'idea su quali siano effettivamente le azioni in senso di pianificazione del territorio da operare, affinché il livello di vulnerabilità diminuisca. Allo stesso modo, la valutazione di questo indice per diversi scenari fornisce il reale stato di suscettibilità del litorale nel tempo.

Le singole matrici vengono ora esplicitate e dettagliate, così come i parametri e i sub-parametri che le compongono.

Erosione Potenziale

La prima matrice presa in considerazione riguarda il calcolo e la valutazione dell'*Erosione Potenziale*. Nella Tab. 6.3 si propone il dettaglio delle variabili che conducono alla sua valutazione.

<i>Erosione potenziale</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
Stato del sistema dunale TD (%)	< 20	20 40	40 60	60 80	> 80
Ampiezza spiagge AS (%)	> 80	60 80	40 60	20 40	< 20
Classi tessiturali SE (%)	< 20	20 40	40 60	60 80	> 80
Tasso di variazione della linea di costa VC (m)	> 2	2 – 1	1 – -1	-1 – -2	< -2
Percentuale di spiaggia inondata per Ondazione massima XR (%)	< 20	20 40	40 60	60 80	> 80
Spiaggia massima inondata da marea XM (%)	< 20	20 40	40 60	60 80	> 80
Caratterizzazione del sistema fluviale CF (%)	< 20	20 40	40 60	60 80	> 80
Presenza di opera di difesa OP (Stato)	Ottimo	Discreto	Buono	Pessimo	Insufficiente o Assente

Tab. 6.3 – Proposta di schema per la classificazione del Erosione Potenziale

L'estrapolazione di un indice di confronto del *potenziale erosivo* (EC) è stato effettuato con la formulazione proposta da Gornitz *et al.* (1997) basata sulla regressione lineare multipla. Si avrà quanto segue:

$$EP = \sqrt{\frac{TD \cdot AS \cdot SE \cdot VC \cdot XR \cdot XM \cdot CF \cdot OP}{9}} \quad (6.3)$$

Le variabili proposte nella Tab. 6.3 prendono in considerazione i diversi aspetti che possono caratterizzare una spiaggia e quindi essere determinati per la valutazione dell'erosione su di essa; infatti la parametrizzazione dei singoli fattori è stata effettuata cercando di mediare i molteplici effetti conseguenti all'azione del mare sulla costa e viceversa.

Il primo preso in considerazione è lo *stato del sistema dunale (TD)*. L'esperienza in campo scientifico ha dimostrato che le zone poste in retro-spiaggia condizionano in maniera determinante l'erosione del relativo tratto di spiaggia e conservano in maniera chiara le tracce dell'eventuale aggressione da parte del mare (Havholm *et al.*, 2004; Matias *et al.*, 2004; Xue *et al.*, 2009). In questa sede è stato trattato in maniera qualitativa assegnando una stima sul suo stato di conservazione basato sulla seguente formula empirica:

$$TD = \frac{(ER + PC + AN)_x}{(ER + PC + AN)_{MAX}} \cdot 100 \quad (6.4)$$

dove *ER* rappresenta il grado di erosione della duna stimato sia in base al profilo topografico che a quello vegetazionale, *PC* è il suo grado di continuità, ossia come si presenta in pianta e *AN* il grado di antropizzazione della stessa. Al singolo sub-parametro si attribuisce un indice compreso tra 0 e 3 (il valore aumenta al diminuire delle condizioni di conservazione), così come mostrato nella Tab. 6.4.

<i>ER</i>		<i>PC</i>		<i>AN</i>	
Stabile in sequenza vegetazionale completa	0	Sistema continuo	0	Sistema naturale	0
Sistema in blanda erosione con segni di stress nella sequenza vegetativa	1	Sistema sostanzialmente continuo, ma con qualche discontinuità	1	Sistema perlopiù naturale, con segni di azione antropica	1
Sistema in forte erosione e con chiare evidenze di stress nella sequenza vegetazionale	2	Sistema molto discontinuo	2	Sistema interessato da opere antropiche, lidi o stabilimenti di varia natura	2
Sistema dunale assente	3	Sistema dunale assente	3	Sistema dunale assente e completamente antropizzato	3

Tab.6.4 – Parametri che influenzano la tipologia e il grado di conservazione della duna (TD)

Sommando gli indici ottenuti avremmo un valore compreso tra 0 e 9. L'ultimo passaggio sarà la normalizzazione del dato al valore massimo che si individua nell'area applicando la (6.4).

La seconda variabile considerata per i suoi effetti sull'erosione potenziale è l'**ampiezza della spiaggia (AS)**, indice del grado di arretramento e la sua propensione all'erosione (Komar, 1998; van Rijn *et al.*, 2003; Benassai *et al.*, 2009).

Il suo calcolo risulta dalla seguente relazione:

$$AS = \frac{L_{S_x}}{L_{S_{MAX}}} \cdot 100 \quad (6.5)$$

dove L_{S_x} è l'ampiezza raggiunta dalla spiaggia emersa in ogni singolo settore utilizzato, mentre $L_{S_{MAX}}$ è l'ampiezza massima di spiaggia nell'intera area di studio.

Successivamente sono state prese in considerazione le **classi tessiturali della spiaggia intertidale (SE)** che per areali ristretti sembrano essere caratterizzanti dell'energia incidente sul litorale a causa dell'ondazione periodica ed estrema (Bascom, 1959; Komar, 1998; Wiegel, 2005; Williams & Micallef, 2009), e di conseguenza un segnale del suo grado di erosione. In questo caso si propone la seguente relazione normalizzata:

$$SE = \frac{ID50_x}{ID50_{MAX}} \cdot 100 \quad (6.6)$$

dove $ID50_x$ è il valore raggiunto nell'area studiata di taglia granulometrica calcolata al 50° percentile, mentre $ID50_x$ è la taglia massima granulometrica calcolata per il dato settore di costa.

Il **tasso di variazione della linea di costa (VC)** è stato valutato effettuando un'analisi sia di breve che di lungo termine. Tale elemento, utilizzato anche da Gornitz *et al.*, 1997 nel suo modello di vulnerabilità, permette di comprendere lo stato effettivo della costa e la sua risposta ai diversi cambiamenti in atto. In particolare si propone una differenziazione tra breve e lungo termine, in quanto appare chiaro ed evidente (anche in Piana Sele, come visto nel Capitolo IV) che la costa attualmente sembra rispondere maggiormente (ma non esclusivamente) agli effetti della variazione della linea di costa in periodi non superiori ai 30 anni, durante il quale si è avuta una massiccia e sostanziale antropizzazione di diversi sistemi mondiali (Romine *et al.*, 2009). A tal fine si suggerisce la seguente relazione empirica:

$$VC = 0,75 \cdot VC_1 + 0,25 \cdot VC_2 \quad (6.7)$$

dove VC_1 rappresenta la variazione di breve termine (30 anni), mentre VC_2 la variazione di lungo termine (superiore ai 100 anni). Questo parametro, rispetto agli altri non verrà normalizzato, ma si lasceranno le stesse classi proposte da Gornitz *et al.*, 1997, dato che appaiono ragionevoli e valide empiricamente.

L'azione dell'effetto del *wave climate* sulla costa è tra i parametri determinanti che controllano l'effetto dell'erosione (e dell'inondazione) su un tratto litoraneo; si ritiene, a tal proposito, che sia valido stabilire l'effetto del *run-up* (van Rijn *et al.*, 2003; Benassai *et al.*, 2009) e del tasso mareale per le spiagge (Levoy *et al.*, 2000) per comprendere tale condizionamento. Tali fattori (**azione diretta del moto ondoso (XR) e della marea (XM)**) sono stati individuati con le seguenti relazioni:

$$XR = \frac{R_{2\%}}{L_s \cdot \sin\beta} \cdot 100 \quad (6.8)$$

$$XM = \frac{M}{L_s \cdot \sin\beta} \cdot 100 \quad (6.9)$$

dove $R_{2\%}$ è il valore di *run-up* calcolato con un H_s in condizione d'ondazione prevalente secondo la formulazione di Stockdon *et al.* (2006), M rappresenta la variazione di marea attesa per quell'area, L_s è l'ampiezza della spiaggia lungo il transetto prescelto e β l'angolo di pendenza della spiaggia intertidale.

L'evoluzione di un sistema costiero è condizionato anche dagli apporti fluviali che arrivano a mare. In particolare l'effetto dei sedimenti che giungono a riva si oppongono all'azione aggressiva del moto ondoso, ostacolando l'erosione delle spiagge. Ovviamente questo dipende dalla tipologia e dalla grandezza del bacino imbrifero e dalla distanza della foce dalla spiaggia presa in considerazione (Marchetti, 2000; Komar, 1998; Pranzini, 2004). Nella metodologia proposta si inserisce il parametro **caratterizzazione del sistema fluviale (CF)**, solitamente trascurato da altri modelli di vulnerabilità. L'indagine è stata effettuata mediante un'analisi speditiva dei sistemi fluviali maggiori (superiori ai 100 km²) ricadenti nei settori di spiaggia analizzati. Il criterio utilizzato è stato quello di individuare tre parametri semplici da valutare, ma allo stesso tempo determinanti per la comprensione dei sedimenti che potenzialmente potrebbero arrivare a mare e opporsi all'eventuale erosione costiera. In particolare si è preso in considerazione la litologia del bacino imbrifero (LT) sotteso alla foce fluviale, l'area del bacino stesso normalizzato a all'area totale dei bacini dei corsi d'acqua defluenti nella piana costiera ($GB = \frac{A_b}{A_{TOR}} \cdot 100$ (6.10)), il rapporto $AB = \frac{A_d}{A_b} \cdot 100$ (6.11) (dove

AB_d è l'ampiezza del bacino sotteso alla diga o traversa più prossima alla foce fluviale e AB_b è

l'area dell'intero bacino) per comprendere l'effetto reale di un'eventuale opera che può bloccare parte del materiale e la tipologia di foce (*TF*) che indica se l'apporto sedimentario è sufficiente a costruire una foce fluviale o se gli effetti del clima marittimo sono predominanti. Si avrà la seguente formulazione:

$$CF = \frac{(LT + GB + AB + TF)_x}{(LT + GB + AB + TF)_{MAX}} \cdot 100 \quad (6.12)$$

Al singolo sub-parametro si attribuisce un indice compreso tra 0 e 3 (così come già fatto per altri parametri), a seconda della caratteristica peculiare (Tab. 6.5). Con l'applicazione della (6.12) si avrà l'identificazione di un indice per le diverse classi fluviali, catalogate in base alla loro propensione all'erosione.

<i>LT</i>		<i>GB</i>		<i>AB</i>		<i>TF</i>	
Rocce resistenti (calcari, laviche, metamorfiche)	0	> 75	0	> 75	0	Arcuato/Digitato (costruttivo)	0
Rocce coese o miste (tufi, arenarie o tipologie miste)	1	50-75	1	50-75	1	Cuspidato (costruttivo)	1
Rocce sciolte (ghiaia, arenarie)	2	25-50	2	25-50	2	Arcuato (distruttivo)	2
Rocce sciolte (argilla, sabbia)	3	< 25	3	< 25	3	Lineare (distruttivo)	3

Tab. 6.5 – Classificazione dei sub-parametri caratterizzanti il sistema fluviale (*CF*)

Nel caso in cui il settore non sia interessato dalla presenza di foci si valuterà, oltre alle caratteristiche fluviali, anche la sua **distanza dalla foce più prossima (DI_1)** e quindi semplicemente avremo che ai quattro fattori definiti andrà sottratto il peso di quest'ultimo, presumendo che a una distanza maggiore dalla foce minore sarà l'effetto dell'erosione potenziale (Tab. 6.6).

DI_1	
< 1km	0
1 – 2 km	1
2 – 4 km	2
> 4 km	3

Tab. 6.6 – Classificazione del sub-parametro distanza dalla foce fluviale (DI_1)

Quindi avremo:

$$CF = \frac{(LT + GB + AB + TF - DI)_x}{(LT + GB + AB + TF - DI)_{MAX}} \cdot 100 \quad (6.13)$$

L'ultimo dato preso in esame è la presenza di *opere di difesa (OP)*, parametro puramente qualitativo, che descrive in maniera speditiva la presenza, la tipologia e lo stato di conservazione dell'opera di difesa sia in mare che sulla duna: vanno prese in considerazione l'insieme di tutte le opere realizzate a mare (scogliere aderenti o radenti, scogliere parallele (emerse o soffolte), piattaforme-isola, pennelli (semplici o a T)) e sulla duna.

Inondazione Potenziale

La seconda matrice realizzata riguarda il calcolo e la valutazione *dell'Inondazione Potenziale (IP)*. Nella Tab. 6.7 si propone il dettaglio delle variabili che portano alla sua valutazione.

<i>Inondazione Potenziale</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
Altezza e continuità del sistema dunale SD (%)	< 20	21 40	41 60	61 80	> 80
Quote retro - dunali medie (entro 1 km) RD (m)	> 80	61 80	41 60	21 40	< 20
Percentuale di spiaggia inondata per Ondazione massima XR (%)	< 20	21 40	41 60	61 80	> 80
Spiaggia massima inondata da marea XM (%)	< 20	21 40	41 60	61 80	> 80
Distanza dalla foce fluviale DI (km)	> 80	61 80	41 60	21 40	< 20
Presenza di opera di difesa OP (Stato)	Ottimo	Discreto	Buono	Pessimo	Insufficiente o Assente

Tab.6.7 – Proposta di schema per la classificazione dell'Inondazione Potenziale

Come già fatto per l'erosione potenziale, anche in questo caso si propone il calcolo del potenziale d'inondazione mediante la formulazione proposta da Gornitz *et al.* (1997). Si avrà quanto segue:

$$IC = \sqrt{\frac{DU \cdot RD \cdot XR \cdot XM \cdot DI \cdot OP}{6}} \quad (6.14)$$

La matrice è frutto di uno studio empirico effettuato al fine di individuare le variabili che condizionano il potenziale d'inondazione su una data fascia costiera. In un'unità fisiografica ristretta e definita l'elemento morfologico che predispone alla protezione delle aree litorali a un eventuale ingressione marina è il sistema dunale. Esso rappresenta l'area di massima elevazione e per questo l'unica fascia che può garantire la preservazione da inondazione delle zone retrostanti la spiaggia. Appare chiaro che la valutazione dell'**altezza della duna media (AD)** e la sua **continuità (PC)** sono i parametri fondamentali da prendere in considerazione in tal senso.

Per i due parametri si propone la seguente relazione parametrizzata mediante la Tab. 6.8:

$$SD = \frac{(AD + PC)_x}{(AD + PC)_{MAX}} \cdot 100 \quad (6.15)$$

AD		PC	
> 75	0	Sistema continuo	0
50-75	1	Sistema sostanzialmente continuo, ma con qualche discontinuità	1
25-50	2	Sistema molto discontinuo	2
< 25	3	Sistema dunale assente	3

Tab. 6.8 – Classificazione dei sub-parametri individuati per i fattori Altezza e Continuità della duna (SD)

Anche in questo caso, come avviene per alcuni parametri presentati nel paragrafo dell'erosione potenziale, applicando la (6.15) si normalizzerà il dato al valore massimo ottenuto tra i vari settori analizzati e si classificherà nella Tab. 6.7 tenendo conto che all'aumentare di SD aumenterà anche l'inondazione potenziale.

Le aree poste immediatamente dietro il sistema dunale sono certamente le più suscettibili, perché spesso sono poste ad una quota inferiore rispetto alle spiagge (vedi Capitolo V). Si propone una parametrizzazione di queste fasce introducendo il parametro **quote retro-dunali medie entro 1 km (RD)** valutato come percentuale normalizzata al valore massimo dell'area.

$$RD = \frac{\Delta Q_x}{\Delta Q_{MAX}} \cdot 100 \quad (6.16)$$

dove ΔQ_x è la differenza tra la quota minima e la minima del settore analizzato, mentre ΔQ_{MAX} la differenza valutata sull'intera area di studio.

Le due variabili riguardanti l'*azione diretta del moto ondoso (XR)* e *della marea (XM)*, sono le stesse considerate per l'erosione potenziale, a cui si rimanda.

Per quanto riguarda il parametro che caratterizza il sistema fluviale, considerando valido l'esclusione delle aste fluviali sottese ad un bacino di ampiezza inferiore ai 100 km², risulta valida per la valutazione dell'*IP* informazione riguardante la *distanza dalla foce (DI₂)*. Questo perché l'ingressione da parte del mare è condizionata solo dalle discontinuità che le aste fluviali originano con il loro corso (Marchetti, 2000). In questo caso si conservano le stessa classi riportata il Tab. 6.6, con l'aggiunta dei valori compresi tra 0 e 0,5 km (Tab. 6.9).

<i>DI₂</i>	
0 – 0,5 km	0
0,5 – 1 km	1
1 – 2 km	2
2 – 4 km	3
> 4 km	4

Tab. 6.9 – Classificazione del sub-parametro distanza dalla foce fluviale (*DI₂*)

Anche in questo caso il dato verrà normalizzato al massimo presente nell'area studiata. Secondo la seguente relazione:

$$DI_2(\%) = \frac{DI_{2_x}}{DI_{2_{MAX}}} \cdot 100 \quad (6.17)$$

Anche in questo caso si considera l'azione delle *difese sia in mare (OP)*, valutando qualitativamente le loro condizioni di conservazione. Per quanto riguarda la descrizione si rimanda paragrafo antecedente.

La stima dell'*Inondazione Potenziale a 25 anni e a 50 anni (IP₂₅ e IP₅₀)* viene calcolata tenendo conto dei parametri in Tab. 6.10. In questo calcolo si prendono in considerazione i fattori che hanno influenza su lungo termine come la percentuale di spiaggia inondata in seguito all'innalzamento del livello del mare stimato e le percentuali di aree retro-dunali potenzialmente inondabili a causa di un eventuale aumento del livello marino.

Scenari con variazione di S.L.R. a 25 anni	1	2	3	4	5
Percentuale di spiaggia inondata per S.L.R. XA₂₅ (%)	< 20	21 40	41 60	61 80	> 80
Percentuale si aree potenzialmente inondabili (> 1 m in quota) RD₂₅ (%)	< 20	21 40	41 60	61 80	> 80
Scenari con variazione di S.L.R. a 50 anni	1	2	3	4	5
Percentuale di spiaggia inondata per S.L.R. XA₅₀ (%)	< 20	21 40	41 60	61 80	> 80
Percentuale si aree potenzialmente inondabili (> 2 m in quota) RD₅₀ (%)	< 20	21 40	41 60	61 80	> 80

Tab.6.10 – Proposta di schema per la classificazione dell'effetto da S.L.R

Il primo parametro valuta la percentuale di **spiaggia inondata considerando l'innalzamento del livello del mare (XA₂₅, XA₅₀)**. Si propone la seguente formula:

$$XR = \frac{SLR}{L_s \cdot \sin\beta} \cdot 100 \quad (6.18)$$

dove SLR rappresenta l'innalzamento del sistema spiaggia legato alla variazione del livello marino stimato con la formulazione di Davison-Arnot (2005), L_s è l'ampiezza della spiaggia lungo il transetto prescelto e β l'angolo di pendenza della spiaggia intertidale.

Si tiene conto anche della **percentuale di aree potenzialmente inondabili**, valutate sia per una quota minore di 1 m (**RD₂₅**), che per una minore di 2 m (**RD₅₀**). Tale scelta è stata fatta tenendo conto di eventuali scenari futuri. Infatti Antonioli & Silenzi (2007) propongono una classificazione di questo tipo tenendo conto degli innalzamenti previsti dall'IPCC (2007).

Per il nostro studio si tiene conto dell'areale compreso tra il retro duna fino a 1 km di distanza, normalizzando i valori a quello massimo raggiunto.

A questo punto la (6.14) diverrà rispettivamente:

$$IP_{25} = \sqrt{\frac{DU \cdot RD \cdot XR \cdot XM \cdot DI \cdot OP \cdot XA_{25} \cdot RD_{25}}{8}} \quad (6.19)$$

per l'inondazione potenziale a 25 anni e

$$IP_{50} = \sqrt{\frac{DU \cdot RD \cdot XR \cdot XM \cdot DI \cdot OP \cdot XA_{50} \cdot RD_{50}}{8}} \quad (6.20)$$

per l'inondazione potenziale a 50 anni.

Valutazione della vulnerabilità costiera

Dopo aver individuato i valori relativi all'*erosione potenziale (EC)* e l'*inondazione potenziale istantanea (IP)*, a 25 anni (IP_{25}) e a 50 anni (IP_{50}) applicando rispettivamente la (6.3), la (6.14), la (6.19) e la (6.20) si realizzeranno le quattro rispettive matrici classificando i vari termini mediante la *Natural Breaks* a 5 classi con l'uso di ArcGis 9.2. A questo punto i valori ottenuti (compresi appunto tra 1 e 5) verranno relazionati tra di loro seguendo quando osservato da Gornitz *et al.* (1994), mediante la seguente relazione:

$$IVC_x = 0,45 \cdot EP + 0,55 \cdot IP_x \quad (6.21)$$

Questa operazione porterà alla realizzazione della carta della vulnerabilità costiera, classificando la vulnerabilità in classi da 1 a 5 (molto bassa, bassa, media, alta e molto alta) valutati in relazione all'area in studio.

6.3 Vulnerabilità Costiera in Piana Sele

In questo paragrafo si propone l'applicazione della metodologia spiegata precedentemente per l'area costiera compresa tra la foce del F. Picentino e la foce del F. Solofrone. Per questo tratto costiero sono stati individuati 16 aree di 2 km ciascuna (Fig. 6.1 e Tab. 6.11), identificati in modo da determinare aree sufficientemente ristrette e contraddiste da condizioni d'omogeneità. Questo ha permesso di ricavare una differenziazione della zona costiera e quindi la comprensione del rispettivo grado di vulnerabilità per aree.

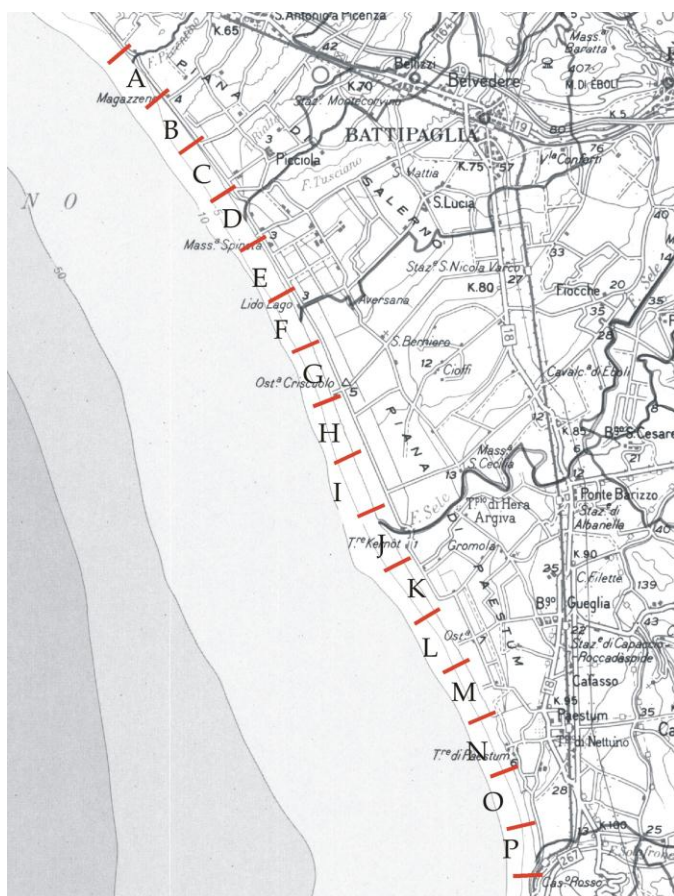


Fig. 6.1

	Settore
A	Foce Picentino
B	Foce Asa
C	Podere Monti
D	Foce Tusciano
E	Lido Spineta
F	Lido Lago
G	Campolongo (Ospedale)
H	Campolongo (Macchia)
I	Campolongo (Area Militare)
J	Foce Sele
K	Podere S. Pompeo
L	La Laura
M	Cascina D'Amato
N	Torre di Paestum
O	Foce Capodifiume
P	Foce Solofrone

Tab. 6.11

Fig. 6.1 e Tab. 6.11 – Suddivisione dell'area studiata in settori

Una volta individuati i settori da confrontare si è proceduto alla valutazione di tutti i parametri indispensabili, per implementare le varie matrici di calcolo (EP , IP , IP_{25} e IP_{50}). Nel dettaglio sono state utilizzate le informazioni già riportate nei capitoli precedenti, utilizzando l'insieme delle analisi geomorfologiche, topografiche, sedimentologiche, cartografiche, batimetriche e meteo-marine relative ad ogni settore d'indagine.

Così facendo e applicando la metodologia dettagliata precedentemente si è pervenuti all'individuazione delle matrici di calcolo che hanno permesso di ricavare le tavole proposte nelle Fig. 6.2, 6.3 e 6.4.

Le tavole che seguono descrivono la vulnerabilità costiera potenziale tenendo conto di tre scenari: la Fig. 6.2 descrive la vulnerabilità costiera potenziale senza tener conto dell'eventuale variazione del livello del mare, ma solo degli eventi episodici e di marea; la Fig. 6.3 tiene invece conto della variazione del livello del mare entro i prossimi 25 anni (sono stati utilizzati i dati dell'IPCC 2007) protrattasi fino a 25 anni, infine la Fig. 6.4 rappresenta lo stesso tipo di scenario ma a 50 anni.

Le tavole presentate sono composte da tre fasce: la prima descrive l'erosione potenziale (uguale per tutte le tavole); la seconda l'inondazione potenziale (espressa senza valutare la

variazione del livello del mare nel primo caso e negli altri valutandola a 25 e a 50 anni); la terza è il calcolo finale della vulnerabilità costiera.

La parte riguardante l'erosione potenziale costiera si può distinguere in quattro fasce principali: la prima riguarda le foci dei fiumi maggiori e dell'Asa caratterizzati da una propensione all'erosione da alta a molto alta, la seconda è posta a S del F. Sele, in cui il potenziale erosivo va da basso a molto basso, così come la terza (tra Lido Lago e l'Ospedale di Campolongo). Infine, le ultime due, poste rispettivamente tra la foce del Torrente Asa e del F. Tusciano e presso la Macchia di Campolongo sono da considerarsi ad un livello medio di erosione potenziale.

Per quando riguarda l'inondazione potenziale è possibile individuare una suddivisione dell'areale in studio in una zona che va dalla foce del F. Sele fino alla Foce del Solofrone in abbiamo un potenziale all'inondazione praticamente nullo. È nei pressi Nell'intorno della foce del Sele e del Tusciano, invece, la condizione s'inverte, con un potenziale altissimo. Tra le due foci, pur scendendo lievemente il pericolo, resta comunque un areale in pericolo. Nel tratto a N abbiamo condizioni intermedie, con la distinzione della zona delle Foce del F. Asa dove addirittura il sub-settore è classificato a basso potenziale d'inondazione. Osservando l'inondazione potenziale considerando anche la risalita del livello del mare notiamo che le aree restano suddivise allo stesso modo e solo sullo scenario a 50 anni è possibile distinguere un aggravamento delle condizioni di pericolosità presso la Foce del F. Picentino.

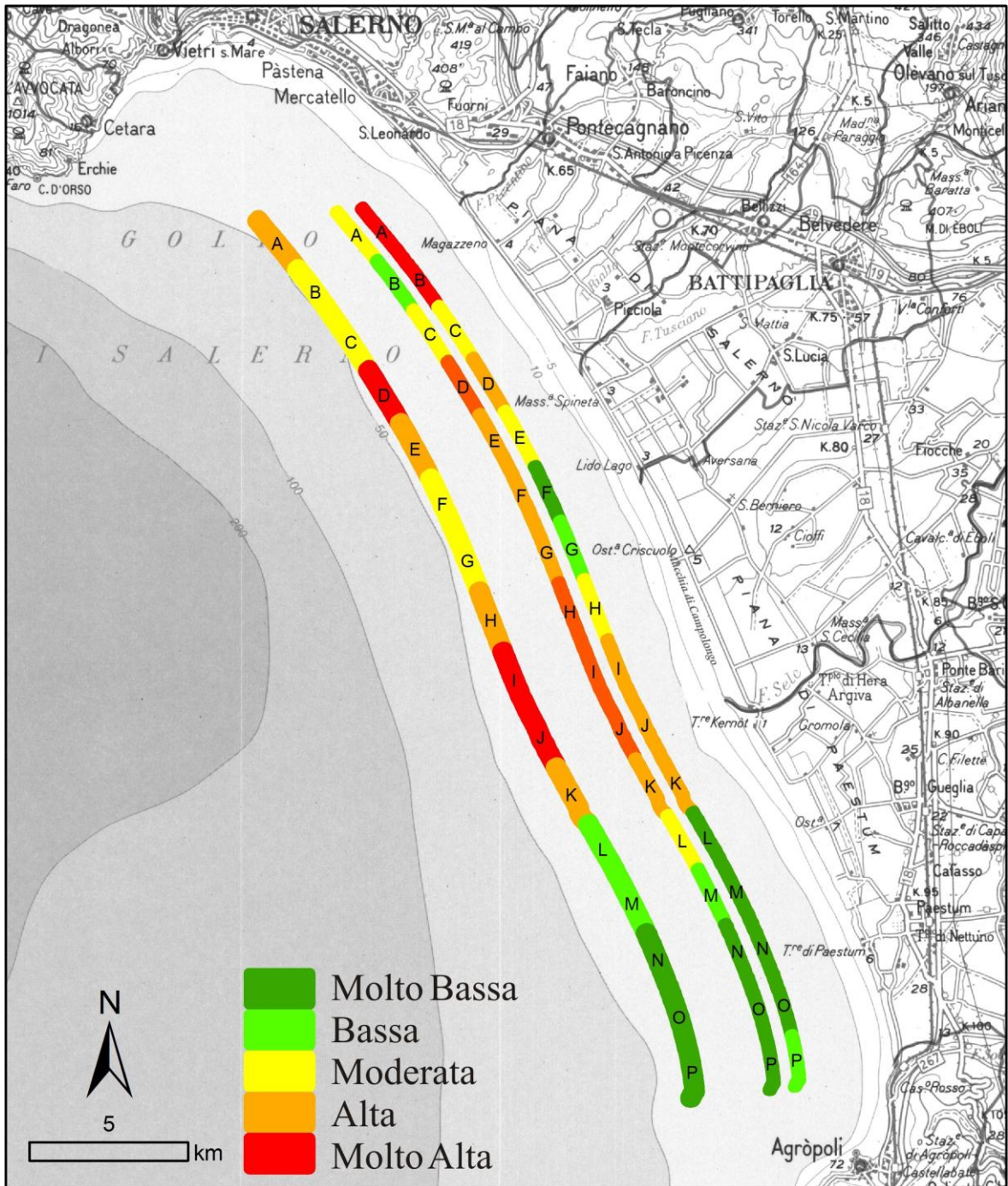


Fig. 6.2 – Carta della Vulnerabilità costiera.

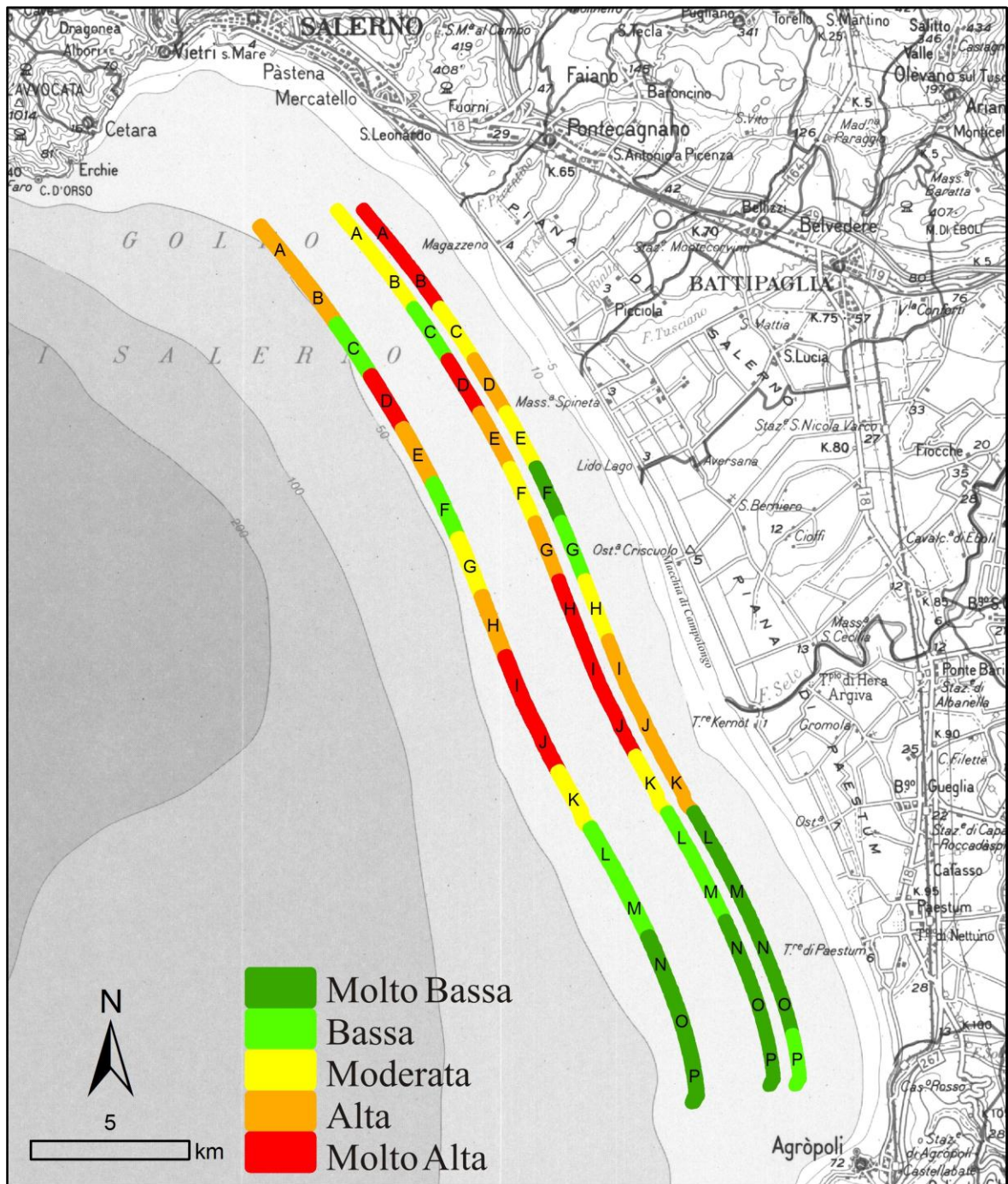


Fig. 6.3 – Carta della Vulnerabilità costiera a 25 anni.

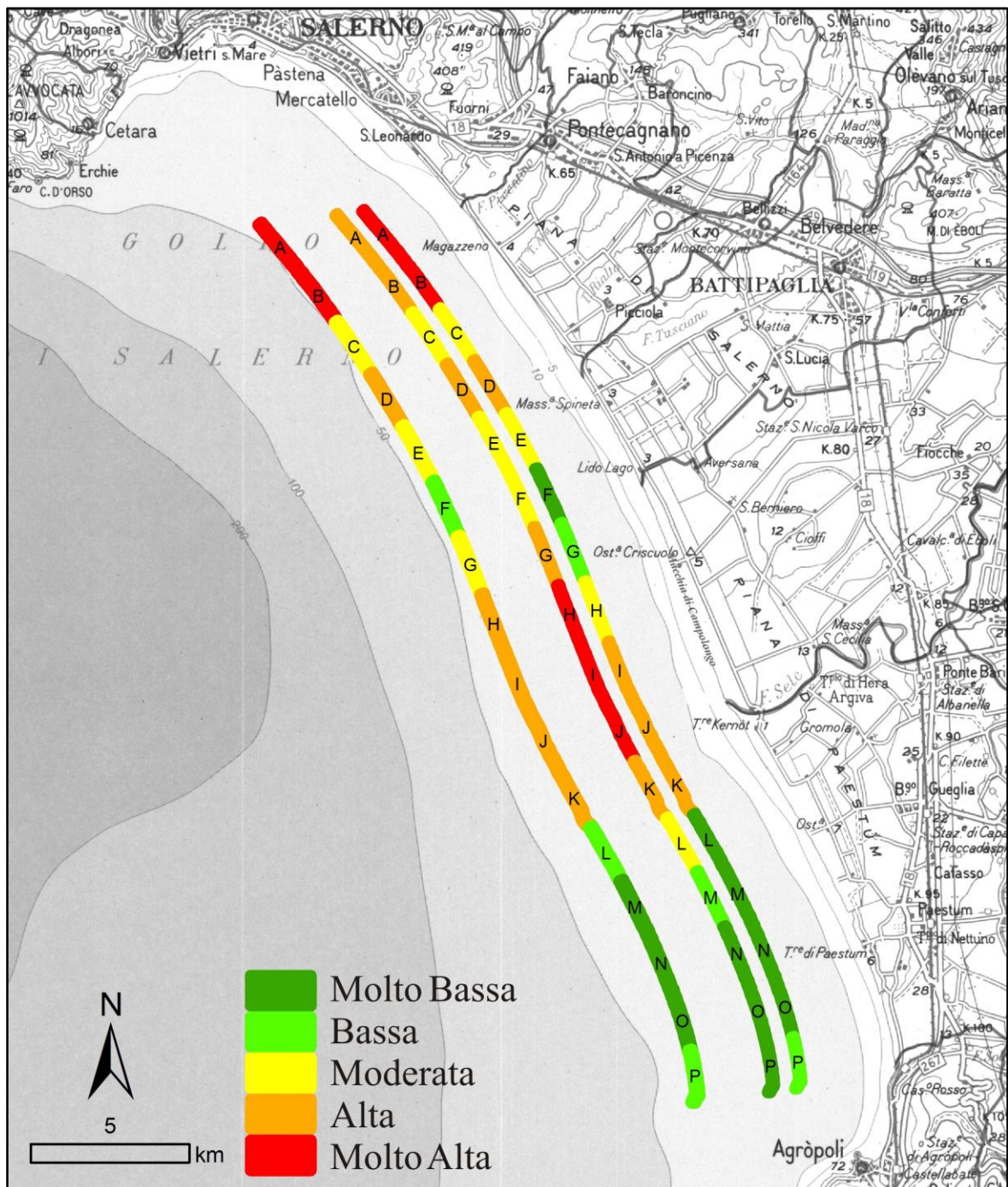


Fig. 6.4 – Carta della Vulnerabilità costiera a 50 anni.

L'indice di vulnerabilità costiera mostra che l'area è da suddividere in due macro zone caratterizzate da condizioni molto diverse tra di loro: la prima posta a S e caratterizzata da indici di vulnerabilità bassissimi e la seconda a N, contraddistinta da condizioni molto più vulnerabili. Le aree particolarmente soggette a tali condizioni sono quelle prospicienti le foci del Tusciano e del Sele, per le quali su ampi tratti è possibile distinguere aree a vulnerabilità molto alta. Su scenari a lungo termine c'è da notare che le condizioni restano pressoché

immutate per tutte le fasce, tranne per le zone limitrofe alla città di Salerno, in cui con il passare del tempo le condizioni di vulnerabilità diventano sempre peggiori.

6.4 Considerazioni conclusive

La proposta di un nuovo indice di vulnerabilità, basato sull'esperienza di Gornitz *et al.*, 1994, ha permesso di individuare una metodologia pratica ed efficace per l'analisi della vulnerabilità costiera per contesti costieri o unità fisiografiche ristrette. La sua applicazione sulla Piana del Sele ha permesso di creare una carta della vulnerabilità e di proiettarla su periodi più lunghi considerando il *sea level rise*. I risultati sono esposti nelle Figg. 6.5, 6.6, 6.7, 6.8, 6.9, 6.10 e 6.11.

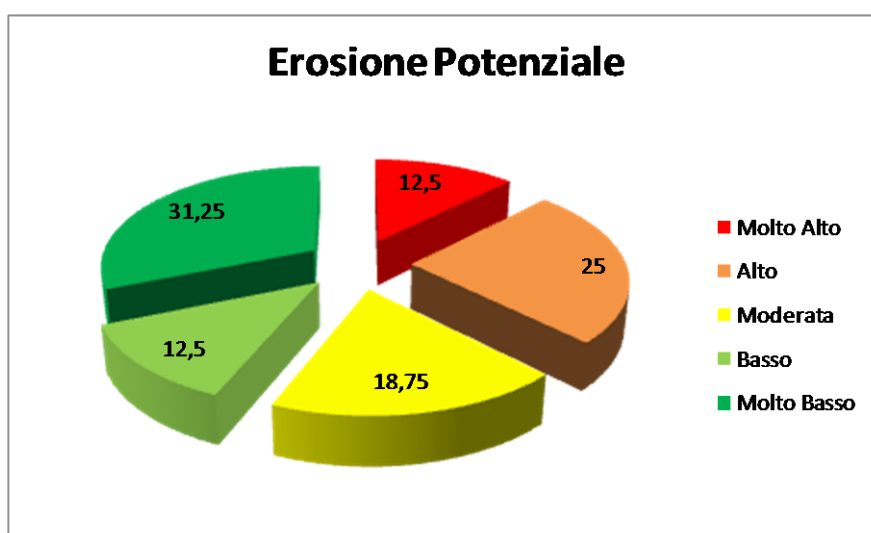


Fig. 6.5 – Distribuzione dell'Erosione Potenziale sulla fascia costiera in Piana Sele.

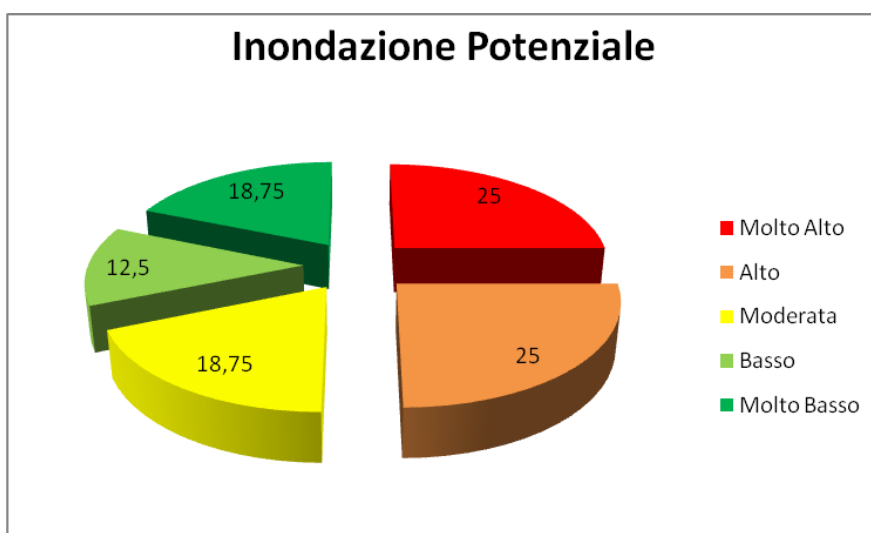


Fig. 6.6 – Distribuzione dell'Inondazione Potenziale sulla fascia costiera in Piana Sele.

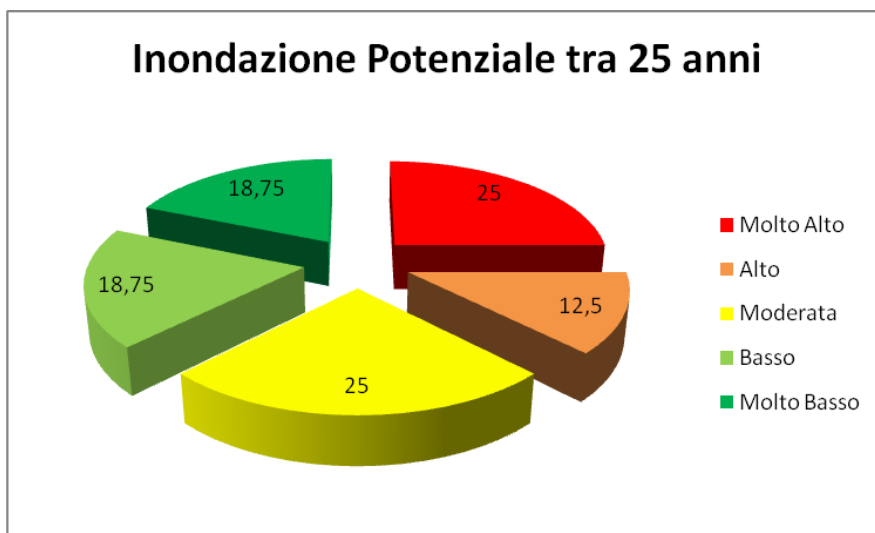


Fig. 6.7 – Distribuzione dell'Inondazione Potenziale tra 25 anni sulla fascia costiera in Piana Sele.

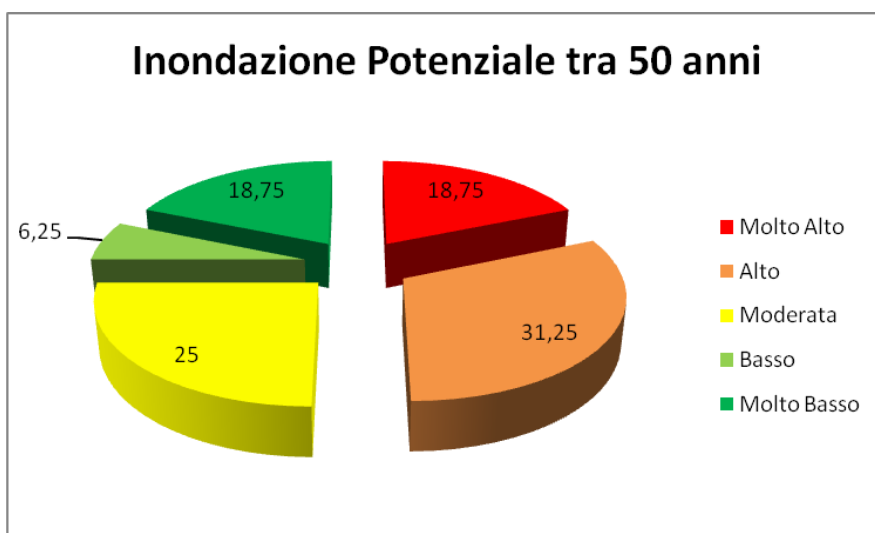


Fig. 6.8 – Distribuzione dell'Inondazione Potenziale tra 50 anni sulla fascia costiera in Piana Sele.

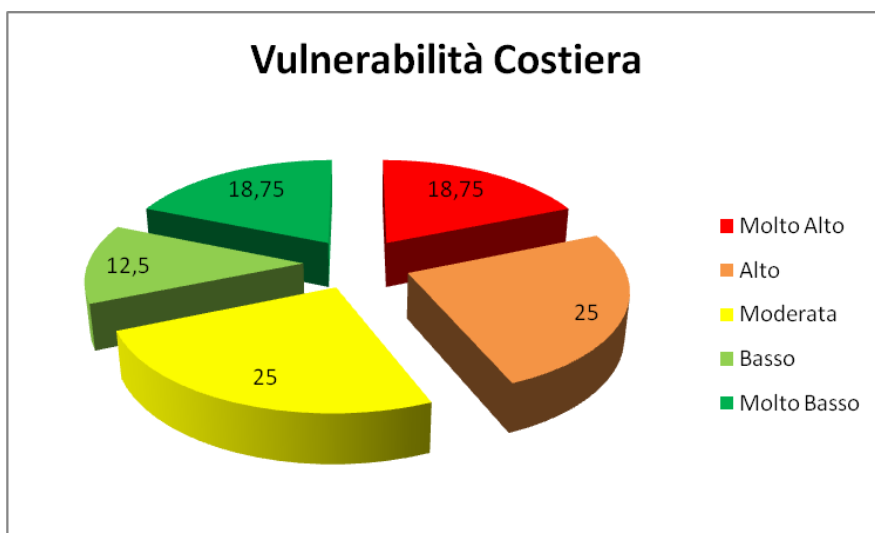


Fig. 6.9 – Distribuzione della Vulnerabilità Costiera sulla fascia costiera in Piana Sele.

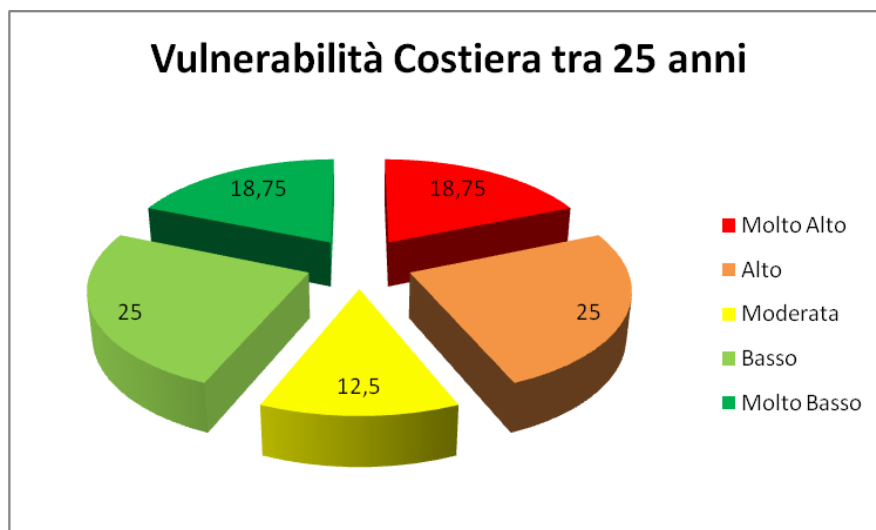


Fig. 6.10 – Distribuzione della Vulnerabilità Costiera tra 25 anni sulla fascia costiera in Piana Sele.

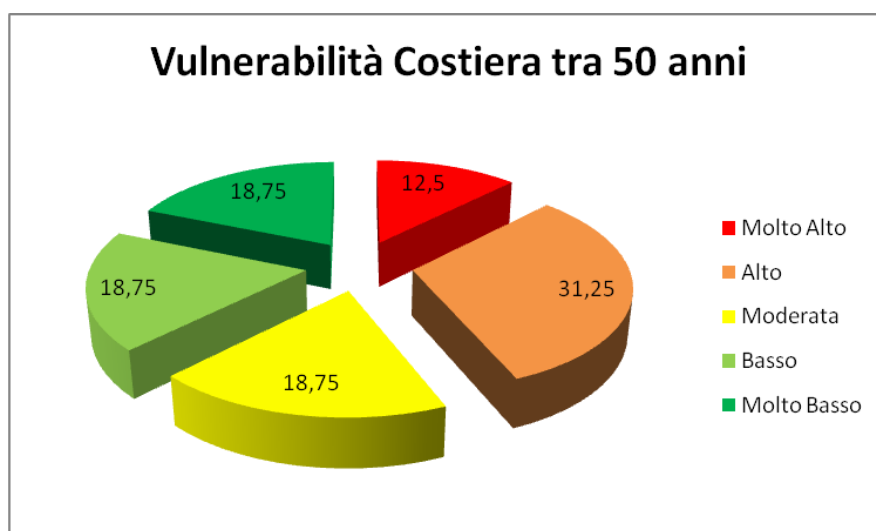


Fig. 6.11 – Distribuzione della Vulnerabilità Costiera tra 50 anni sulla fascia costiera in Piana Sele.

In questo modo sono state individuate aree a più alto grado di vulnerabilità concentrate quasi esclusivamente nelle aree a N della Piana, in modo particolare in foce del Sele e del Tusciano, mentre le zone a S rientrano in un grado di vulnerabilità molto basso.

Si porta all'attenzione del lettore che l'effetto delle variazioni eustatiche sono molto scarse sul litorale in studio, tranne che per le aree poste a N (nei pressi della foce del Picentino).

Conclusioni



*Portus Julius, suburbio portuale della città di Puteoli (l'attuale Pozzuoli),
in attività dal 37 a.C. al IV secolo d.C.
attualmente situato a 5 m sotto il livello del mare*

Lo scopo principale di questa ricerca è stato quello di delineare le caratteristiche della fascia costiera appartenente all'unità fisiografica della Piana Sele. Tali dati sono stati poi utilizzati all'interno di un nuovo modello per il calcolo della vulnerabilità costiera, mediante l'uso di un GIS.

Il sistema costiero dell'unità fisiografica è stato indagato in alcuni dei suoi aspetti salienti attraverso due tipologie di analisi:

1. Caratterizzazione del *trend* evolutivo storico;
2. Studio morfologico mediante indagine topografica e sedimentologica della spiaggia emersa e sommersa;
3. Valutazione del regime meteo-climatico dell'area.

L'analisi dettagliata dei diversi sistemi costieri, connessa alla valutazione della risalita marina è stata la base per l'applicazione di modelli previsionali dell'evoluzione dei tratti costieri e in particolar modo delle spiagge.

L'analisi comparata delle linee di costa ricavate dall'indagine aereo fotogrammetrica e cartografica ha messo in chiara evidenza che, durante il XX secolo, è possibile individuare almeno 3 fasi evolutive.

La prima, che va dal 1870 al 1908, mostra una costa in progradazione, in modo particolare alle foci dei fiumi Sele, Tusciano e Picentino, con trend che arrivano a 5,50 m/a. Tale fase s'inverte completamente durante il lasso cronologico compreso tra il 1908 e il 1984, con valori di arretramento che tendono ad accentuarsi tra il 1975 e il 1985 (si nota che la foce del Sele arretra con un tasso di 7,7 m/a). L'ultima fase va dal 1984 al 2009 (e con ogni probabilità continua ancora oggi), con la costa che tende all'equilibrio: infatti è possibile rilevare diverse aree in leggera progradazione e solo poche in arretramento (si tratta di quelle poste nelle vicinanze delle foci del F. Sele).

Quest'analisi mostra in maniera chiara che l'evoluzione della fascia costiera della piana è strettamente legata agli apporti fluviali; infatti le fasce fortemente influenzate dall'erosione sono proprio quelle prospicienti le aree di foce. Questo è certamente da mettere in relazione alla drastica diminuzione degli apporti sedimentari causata dalla presa in alveo di materiale e dalla costruzione di traverse e dighe. L'analisi effettuata sull'intero arco dei 140 anni, in definitiva, mostra una fascia costiera per la Piana del F. Sele con una netta tendenza all'erosione nei pressi delle foci del F. Picentino e del F. Sele (con valori di arretramento rispettivamente di 0.4 m/y e di 1.3 m/y), mentre una quasi totale stabilità per le rimanenti aree.

Per caratterizzare la morfologia e la morfometria della spiaggia emersa e sommersa, nonché gli aspetti sedimentologici sono stati effettuati 12 profili trasversali alla linea di costa in tratti rilevati del litorale.

L'analisi morfo-sedimentaria della spiaggia ha messo in luce che l'intero settore è morfologicamente caratterizzato da spiagge ampie da un minimo di 20 m fino a un massimo di 80 m. Il settore sommerso della spiaggia è contraddistinto dall'esistenza di una grossa barra con relativo truogolo, mentre la pendenza della zona intertidale risulta marcata lungo la foce del F. Sele, attestandosi in media intorno al 13%, fino a digradare ad una pendenza vicina al 10% sul resto del litorale. Per le zone poste a S della foce del F. Sele, la pendenza della battigia è costante lungo l'intero tratto, attestandosi in media intorno all'11,00%. Le analisi granulometriche effettuate sui campioni prelevati in questa zona della spiaggia mostrano che la prevalenza sabbia media sull'intero litorale, sabbia media-grossolana nei settori prossimi la foce del F. Sele, mentre verso N si rivela la presenza di materiale ciottoloso, concentrato alla foce del F. Picentino. Lungo l'intero litorale la berma ordinaria è ben evidente, raggiungendo in alcuni tratti l'altezza di 0,6 m con stacchi di pendenza tra battigia e berma molto evidenti. Questo non vale per le berme di tempesta, che sono spesso cancellate dall'azione antropica e dove visibili, lo sono in maniera non sempre marcata. Il sistema dunale è in gran parte conservato, ma non sempre è in buone condizioni. Infatti in taluni casi (concentrati nella porzione meridionale del sistema e nella parte centrale) è possibile constatare che esistono almeno due a più ordini di dune, molto estesi a S e molto reincisi nei pressi della foce del F. Sele, mentre nella zona compresa tra la foce del F. Tusciano e Salerno la duna è quasi completamente scomparsa e/o estremamente antropizzata.

Mediante gli studi effettuati sulla condizione del clima marittimo è stato possibile valutare l'ondazione prevalente con le relative altezze d'onda e periodo medio. Tali valori hanno permesso di giungere al calcolo di parametri a loro strettamente legati, come la profondità di chiusura, pari a 7,714 m (11,191 m per la massima mareggiata registrata).

È stato valutato anche il *set-up* e il *run-up* d'onda incidenti per ogni profilo indagato con una media lungo l'intero litorale pari a 0,05 m per il primo e 1,65 m per il secondo. C'è da dire che anche in questo caso possiamo notare settori con caratteristiche d'energia molto differenti: il *run-up* infatti varia da un massimo di 2,07 m a un minimo di 1,74 m, che vuol dire un'ondazione che copre nel primo caso il 101% della spiaggia emersa, nel secondo il 31%.

Sui profili di spiaggia analizzati sono state realizzate anche opportune valutazioni previsionali sui *trend* evolutivi della costa applicando modelli matematici e morfologici

capaci di valutare l'arretramento atteso. Per il caso preso in considerazione sono stati ricavati i diversi parametri utili alla valutazione dell'arretramento atteso, avvalendosi dei parametri proposti dall'IPCC 2007 e da Antonioli & Leoni (2007). L'arretramento medio atteso è stato stimato pari a 0,16 m/a (utilizzando Bruun, 1964) o a 0,23 m/a (Davidson-Arnott, 2005).

L'insieme dei dati e delle informazioni ricavate sono state la base per la realizzazione di un modello capace di valutare la vulnerabilità costiera lungo il settore di costa preso in esame. La vulnerabilità costiera, intesa come suscettibilità di un dato tratto costiero ad essere inondato o eroso, è legata a numerose variabili che possono essere riassunte in tre blocchi principali: Erosione, Inondazione permanente e Inondazione episodica.

Esistono vari modelli per la valutazione e il confronto della vulnerabilità costiera in diversi contesti, metodi che vanno da quantitativo al qualitativo. Per le aree in esame è stata utilizzata la formulazione della regressione lineare multipla proposta dall'USGS (Gornitz *et al.*, 1997), apportando sostanziali modifiche ai parametri, rendendo il metodo maggiormente adattabile a contesti più locali.

In conclusione il sistema costiero della Piana del Sele, con i suoi 45 km di costa bassa, appare un areale estremamente sensibile ai cambiamenti, sia in senso sedimentario che in termini di variazione del livello del mare. Durante il periodo di dottorato si è puntato a comprendere e a parametrizzare le forzanti che hanno influenzato l'intero sistema attraverso una dettagliata analisi storica e delle caratteristiche morfo-sedimentarie, per approdare all'identificazione del grado di vulnerabilità costiera dei diversi settori della piana.

Si evince che il tratto maggiormente vulnerabile alle forzanti costiere studiate sono le aree comprese tra l'ospedale di Campolongo fino all'area in cui sorge il Molo Sirena, comprendendo interamente la foce del F. Sele. Quasi il 44% delle spiagge appaiono contraddistinte da una vulnerabilità costiera da alta a molto alta.

L'applicazione di un nuovo modello regionalizzato e studiato per aree ristrette ha dato la possibilità di identificare e parametrizzare le caratteristiche principali del tratto litoraneo dell'unità fisiografica delle Piana del Sele, in modo particolare in merito alla sua erodibilità potenziale, al suo grado di suscettibilità all'inondazione e quindi alla sua vulnerabilità costiera. Appare un metodo molto semplice e dettagliato, adatto all'applicazione preliminare su qualsiasi contesto costiero e per questo un utile strumento di pianificazione territoriale.

Appendice I
Monografie Utilizzate



REGIONE CAMPANIA

Servizio Cartografia

VERTICI TRIGONOMETRICI REGIONALI Scheda Monografica

VERTICE N° **486078**

PROVINCIA
SALERNO

COMUNE
EBOLI

LOCALITA'
Isola Di Farina

ACCESSO: Dal bivio di Santa Cecilia al km 83+950 della Strada Statale n° 18, in direzione sud-ovest per circa 5+900 km.

UBICAZIONE:

MATERIAUZZAZIONE: Borchia metallica regionale infissa sul bordo superiore della canaletta di scolo, spigolo sud-est.

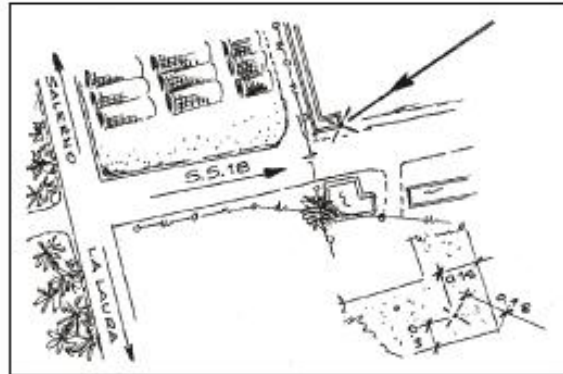
FOTOGRAFIA:



STRALCIO CARTOGRAFICO



SCHIZZO MONOGRAFICO



COORDINATE

WGS 84	ED 50	ROMA 40	GAUSS-BOAGA (ROMA 40)	UTM (ED 50)	UTM (WGS 84)
$\Phi = 40^{\circ}29'42,174''$	$\Phi = 40^{\circ}29'45,960''$	$\Phi = 40^{\circ}29'39,894''$	N= 4.482.713,78	N= 4.482.900,76	N= 4.482.706,58
$\lambda = 14^{\circ}56'39,438''$	$\lambda = 14^{\circ}56'42,297''$	$\lambda = 2^{\circ}29'31,411''$	E= 2.515.287,53	E= 495.346,17	E= 495.278,98
Q. ORTOMETRICA: 2,79	Q. ELUSSODICA: 49,67	Piano di paragone:			
Data di installazione:	26-01-2002	Data delle misure:	26-01-2002		
Note:	Il responsabile della Ditta:				
Compagnia Generale Ripresearee S.p.A. - PARMA			Anno: 2001		



REGIONE CAMPANIA

Servizio Cartografia

VERTICI TRIGONOMETRICI REGIONALI Scheda Monografica

VERTICE N° **486079**

PROVINCIA
SALERNO

COMUNE
CAPACCIO

LOCALITA'
Lido Cristallo

ACCESSO: Sul lungo mare a nord della costruzione del Lido Cristallo.

UBICAZIONE:

MATERIALIZZAZIONE: Borchia metallica regionale infissa sulla copertura del tombino della fognatura, sigolo nord.

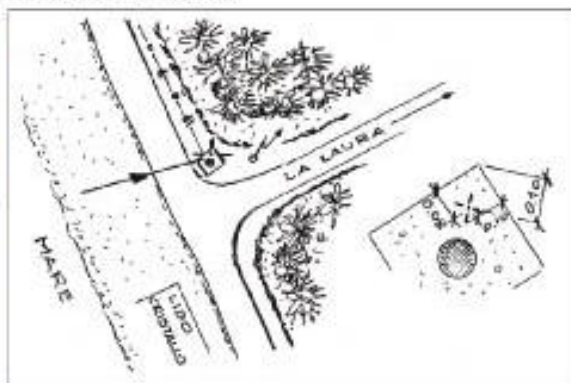
FOTOGRAFIA:



STRALCIO CARTOGRAFICO



SCHIZZO MONOGRAFICO



COORDINATE

WGS 84	ED 50	ROMA 40	GALUSS-BOAGA (ROMA 40)	UTM (ED 50)	UTM (WGS 84)
$\Phi = 40^{\circ}26'41,241''$	$\Phi = 40^{\circ}26'45,035''$	$\Phi = 40^{\circ}26'38,968''$	N= 4.477.134,01	N= 4.477.321,07	N= 4.477.126,78
$\lambda = 14^{\circ}58'14,250''$	$\lambda = 14^{\circ}58'17,094''$	$\lambda = 2^{\circ}31'06,215''$	E= 2.517.517,34	E= 497.575,84	E= 497.508,90

Q. ORTOMETRICA: 3,46 Q. ELLISSODICA: 50,38 Piano di paragone:

Data di installazione: 03-02-2002 Data delle misure: 03-02-2002

Note: Il responsabile della Ditta:

Compagnia Generale Ripresearee S.p.A. - PARMA

Anno: 2001



REGIONE CAMPANIA

Servizio Cartografia

VERTICI TRIGONOMETRICI REGIONALI Scheda Monografica

VERTICE N° **486387**

PROVINCIA
SALERNO

COMUNE
Pontecagnano-Faiano

LOCALITA'
Isola Verde

ACCESSO: Da Battipaglia percorrendo la Strada Provinciale 185 in direzione Paestum sulla destra del ponte sul Torrente Rialto circa 200 metri prima dell'incrocio con la strada costiera.

UBICAZIONE: Il vertice è materializzato sulla destra sul grosso tombino sulla sponda del torrente che ancora l'attraversamento pensile di un grosso tubo metallico.

MATERIALIZZAZIONE: Borchia preesistente installata dal Dipartimento del Territorio - Catasto P.F. GPS sulla copertura del pozzetto.

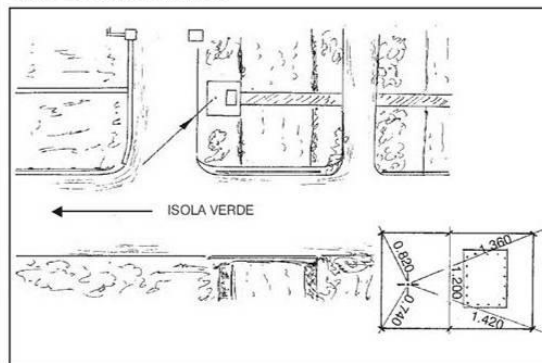
FOTOGRAFIA:



STRALCIO CARTOGRAFICO



SCHIZZO MONOGRAFICO



COORDINATE

WGS 84	ED 50	ROMA 40	GAUSS-BOAGA (ROMA 40)	UTM (ED 50)	UTM (WGS 84)
$\Phi = 40^{\circ}35'12,767''$	$\Phi = 40^{\circ}35'16,544''$	$\Phi = 40^{\circ}35'10,482''$	N = 4.492.912,29	N = 4.493.099,13	N = 4.492.904,99
$\lambda = 14^{\circ}53'00,076''$	$\lambda = 14^{\circ}53'02,962''$	$\lambda = 2^{\circ}25'52,064''$	E = 2.510.137,53	E = 490.196,50	E = 490.128,94

Q. ORTOMETRICA: 5,64 Q. ELLISSODICA: 52,67 Piano di paragone:

Data di installazione: 01-02-2002

Data delle misure: 01-02-2002

Note:

Il responsabile della Ditta:

Compagnia Generale Ripresearee S.p.A. - PARMA

Anno: 2001



REGIONE CAMPANIA

Servizio Cartografia

VERTICI TRIGONOMETRICI REGIONALI Scheda Monografica

VERTICE N° **486437**

PROVINCIA
SALERNO

COMUNE
EBOLI

LOCALITA'
Canale Petruccia Nuova

ACCESSO: Dalla Strada Statale (Bivio Cioffi) in direzione di della litoranea per circa 3+950 km; al bivio svoltare a destra e dopo 250 metri circa sul ponte sul canale.

UBICAZIONE: Il vertice è materializzato sulla destra sul muro di fondazione del parapetto del ponte.

MATERIALIZZAZIONE: Borchia metallica regionale infissa sul muro del ponte sul canale.

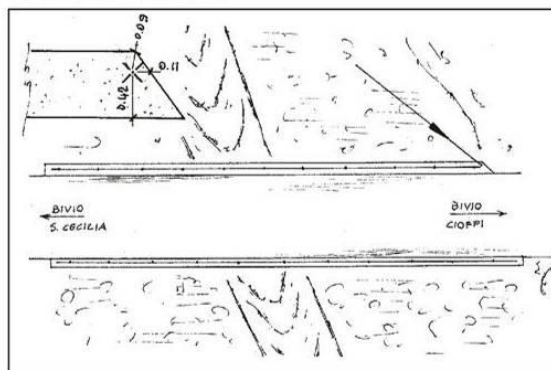
FOTOGRAFIA:



STRALCIO CARTOGRAFICO



SCHIZZO MONOGRAFICO



COORDINATE

WGS 84	ED 50	ROMA 40	GAUSS-BOAGA (ROMA 40)	UTM (ED 50)	UTM (WGS 84)
$\varphi = 40^{\circ}31'07,098''$	$\varphi = 40^{\circ}31'10,881''$	$\varphi = 40^{\circ}31'04,817''$	N = 4.485.331,82	N = 4.485.518,76	N = 4.485.324,60
$\lambda = 14^{\circ}57'15,230''$	$\lambda = 14^{\circ}57'18,092''$	$\lambda = 2^{\circ}30'07,204''$	E = 2.516.131,45	E = 496.190,10	E = 496.122,86

Q. ORTOMETRICA: 7,59 Q. ELLISSODICA: 54,51 Piano di paragone:

Data di installazione: 27-01-2002 Data delle misure: 27-01-2002

Note: Il responsabile della Ditta:

Compagnia Generale Ripresearee S.p.A. - PARMA

Anno: 2001



REGIONE CAMPANIA

Servizio Cartografia

VERTICI TRIGONOMETRICI REGIONALI Scheda Monografica

VERTICE N° **486461**

PROVINCIA
SALERNO

COMUNE
CAPACCIO

LOCALITA'
Podere Sant'Elena

ACCESSO: Circa un chilometro a sud del ponte della strada litoranea alla foce del Fiume Sele; dal bivio circa 150 metri in direzione del Tempio di Hera Argiva.

UBICAZIONE: Ponte stradale sul collettore "Acqua Bassa".

MATERIALIZZAZIONE: Borchia metallica regionale infissa sulla spalla sud del ponte, spigolo nord.

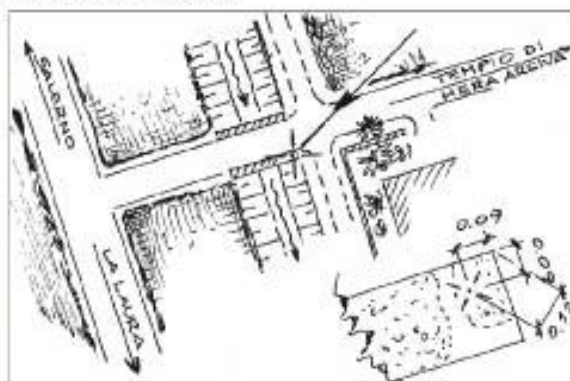
FOTOGRAFIA:



STRALCIO CARTOGRAFICO



SCHIZZO MONOGRAFICO



COORDINATE

WGS 84	ED 50	ROMA 40	GAUSS-BOAGA (ROMA 40)	UTM (ED 50)	UTM (WGS 84)
$\Phi = 40^{\circ}28'25,154''$	$\Phi = 40^{\circ}28'28,943''$	$\Phi = 40^{\circ}28'22,877''$	N= 4.480.338,51	N= 4.480.525,53	N= 4.480.331,31
$\lambda = 14^{\circ}57'16,113''$	$\lambda = 14^{\circ}57'18,966''$	$\lambda = 2^{\circ}30'08,062''$	E= 2.516.149,55	E= 496.208,13	E= 496.141,04

Q. ORTOMETRICA: 2,32 Q. ELLISSODICA: 49,20 Piano di paragone:

Data di installazione: 08-02-2002 Data delle misure: 08-02-2002

Note: Il responsabile della Ditta:

Compagnia Generale Ripresearee s.p.a. - PARMA

Anno: 2001



REGIONE CAMPANIA

Servizio Cartografia

VERTICI TRIGONOMETRICI REGIONALI Scheda Monografica

VERTICE N° **467386**

PROVINCIA
SALERNO

COMUNE
PONTECAGNANO-FAIANO

LOCALITA'
Tenuta Valentina

ACCESSO: Al km 66+400 della Strada Statale n° 19 in direzione di Salerno, svoltare a sinistra verso il mare e circa 3+000 km dopo il passaggio a livello, all'incrocio di fronte sul canale di scolo.

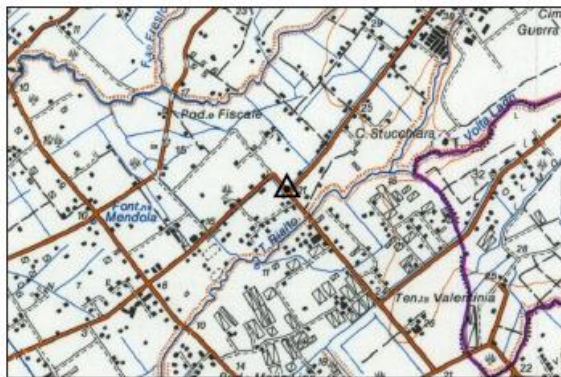
UBICAZIONE:

MATERIALIZZAZIONE: Borchia metallica regionale infissa sul bordo del canale di scolo.

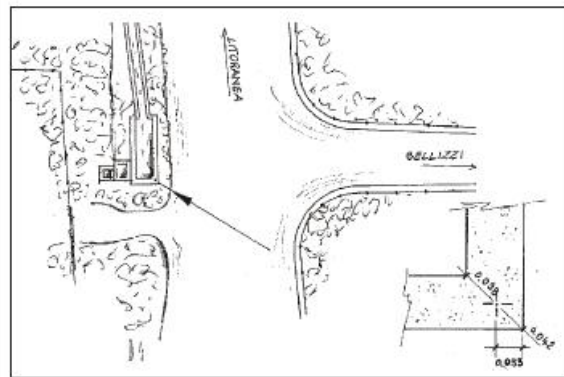
FOTOGRAFIA:



STRALCIO CARTOGRAFICO



SCHIZZO MONOGRAFICO



COORDINATE

WGS 84	ED 50	ROMA 40	GAUSS-BOAGA (ROMA 40)	UTM (ED 50)	UTM (WGS 84)
$\Phi = 40^{\circ}36'44,554''$	$\Phi = 40^{\circ}36'48,325''$	$\Phi = 40^{\circ}36'42,265''$	N= 4.495.741,32	N= 4.495.928,10	N= 4.495.734,03
$\lambda = 14^{\circ}53'36,485''$	$\lambda = 14^{\circ}53'39,374''$	$\lambda = 2^{\circ}26'28,474''$	E= 2.510.996,87	E= 491.055,86	E= 490.988,21

Q. ORTOMETRICA: 23,17 Q. ELLISSODICA: 70,32 Piano di paragone:

Data di installazione:

06-02-2002

Data delle misure:

06-02-2002

Note:

Il responsabile della Ditta:

Compagnia Generale Ripreseeree S.p.A. - PARMA

Anno: 2001



REGIONE CAMPANIA

Servizio Cartografia

VERTICI TRIGONOMETRICI REGIONALI Scheda Monografica

VERTICE N° **486476**

PROVINCIA
SALERNO

COMUNE
CAPACCIO

LOCALITA'
Paestun Marina - Hotel Mandetta

ACCESSO: Pozzetto d'ispezione della fognatura, a circa 10 metri dalla battigia e circa 50 metri a sud del Ristorante dell'Hotel Mandetta (numero civico 30).

UBICAZIONE: In via Torre di Mare.

MATERIALIZZAZIONE: Berchia metallica regionale infissa sulla copertura del pozzetto, spigolo sud-ovest.

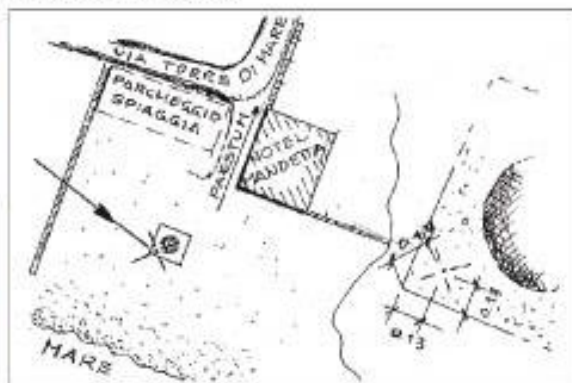
FOTOGRAFIA:



STRALCIO CARTOGRAFICO



SCHIZZO MONOGRAFICO



COORDINATE

WGS 84	ED 50	ROMA 40	GALUSS-BOAGA (ROMA 40)	UTM (ED 50)	UTM (WGS 84)
$\Phi = 40^{\circ}24'52,949''$	$\Phi = 40^{\circ}24'56,747''$	$\Phi = 40^{\circ}24'50,679''$	N= 4.473.794,71	N= 4.473.981,81	N= 4.473.787,47
$\lambda = 14^{\circ}59'20,696''$	$\lambda = 14^{\circ}59'23,529''$	$\lambda = 2^{\circ}32'12,851''$	E= 2.519.082,04	E= 499.140,47	E= 499.073,72

Q. ORTOMETRICA: 2,18 Q. ELLISSODICA: 49,14 Piano di paragone:

Data di installazione: 03-02-2002 Data delle misure: 03-02-2002

Note: Il responsabile della Ditta:

Compagnia Generale Ripresearee S.p.A. - PARMA

Anno: 2001



REGIONE CAMPANIA

Servizio Cartografia

VERTICI TRIGONOMETRICI REGIONALI Scheda Monografica

VERTICE N° **503096**

PROVINCIA
SALERNO

COMUNE
AGROPOLI

LOCALITA'
Via Portogallo

ACCESSO: Dalla strada lungo il litorale in direzione del sotto passo della ferrovia, nel campo a nord di Via Portogallo.

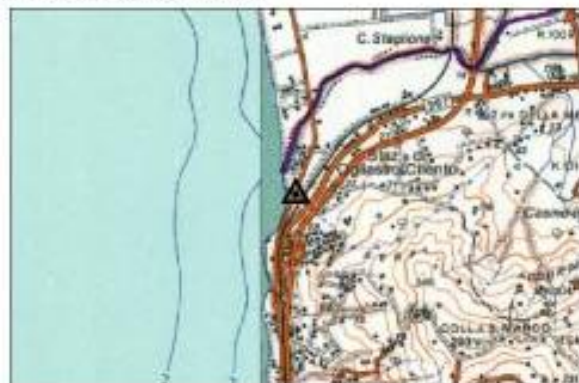
UBICAZIONE:

MATERIALIZZAZIONE: Borchia metallica regionale infissa sulla fondazione del supporto dell'acquedotto, spigolo sud-ovest.

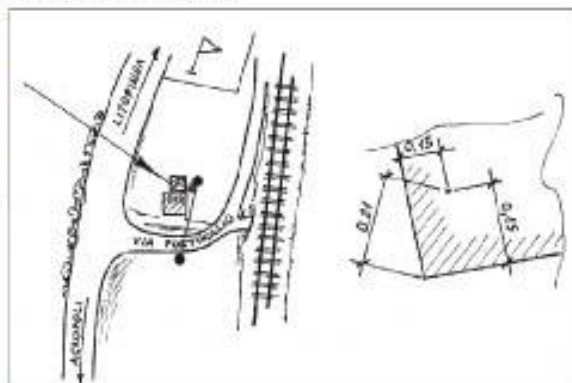
FOTOGRAFIA:



STRALCIO CARTOGRAFICO



SCHIZZO MONOGRAFICO



COORDINATE

WGS 84	ED 50	ROMA 40	GALUSS-BOAGA (ROMA 40)	UTM (ED 50)	UTM (WGS 84)
$\Phi = 40^{\circ}22'39,092''$	$\Phi = 40^{\circ}22'42,897''$	$\Phi = 40^{\circ}22'36,827''$	N= 4.469.667,50	N= 4.469.854,67	N= 4.469.660,23
$\lambda = 15^{\circ}00'08,504''$	$\lambda = 15^{\circ}00'11,326''$	$\lambda = 2^{\circ}33'00,451''$	E= 2.520.208,72	E= 500.267,08	E= 500.200,53

Q. ORTOMETRICA: 2,84 Q. ELLISSODICA: 49,82 Piano di paragone:

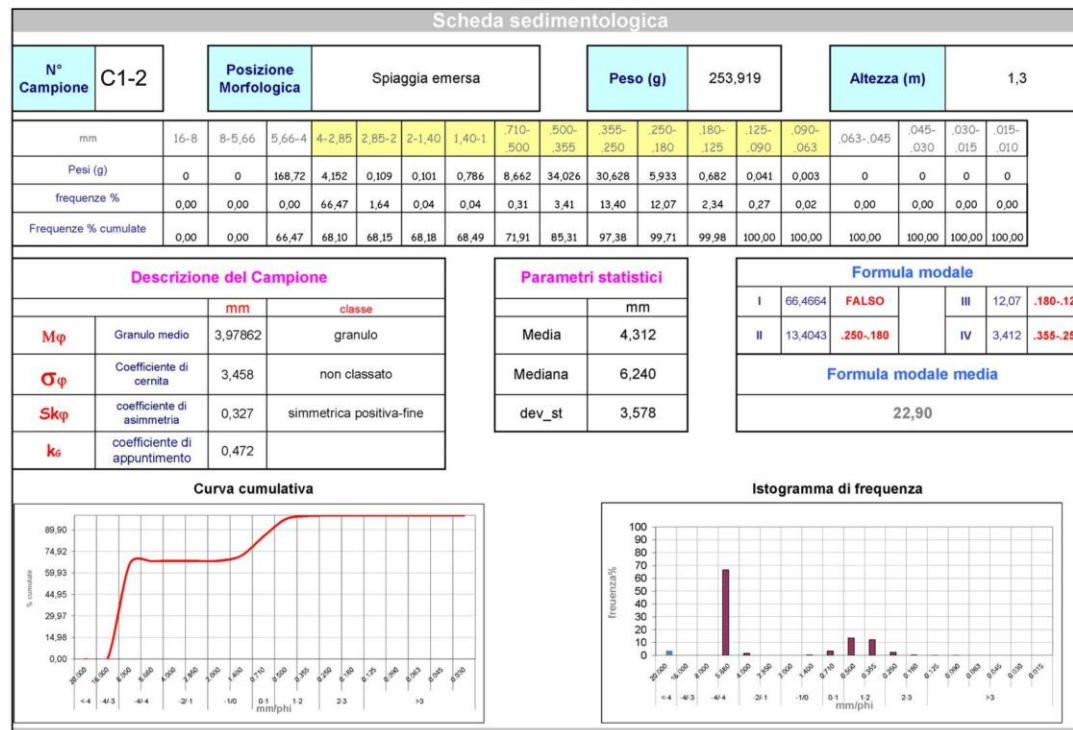
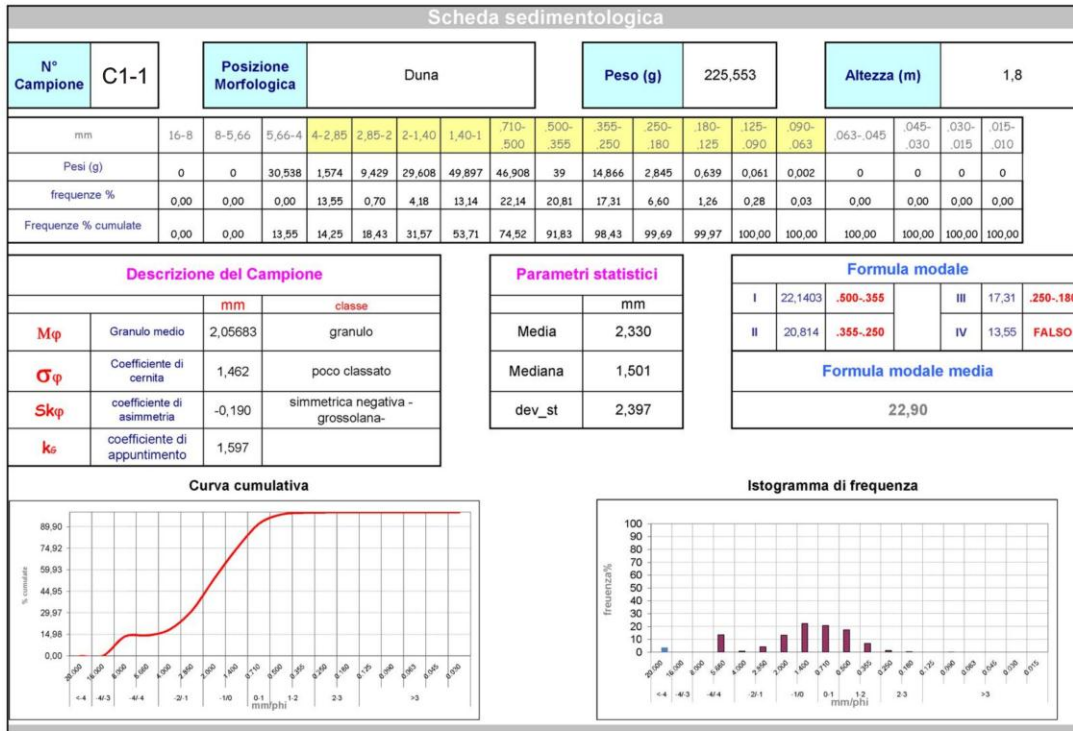
Data di installazione: 22-11-2001 Data delle misure: 22-11-2001

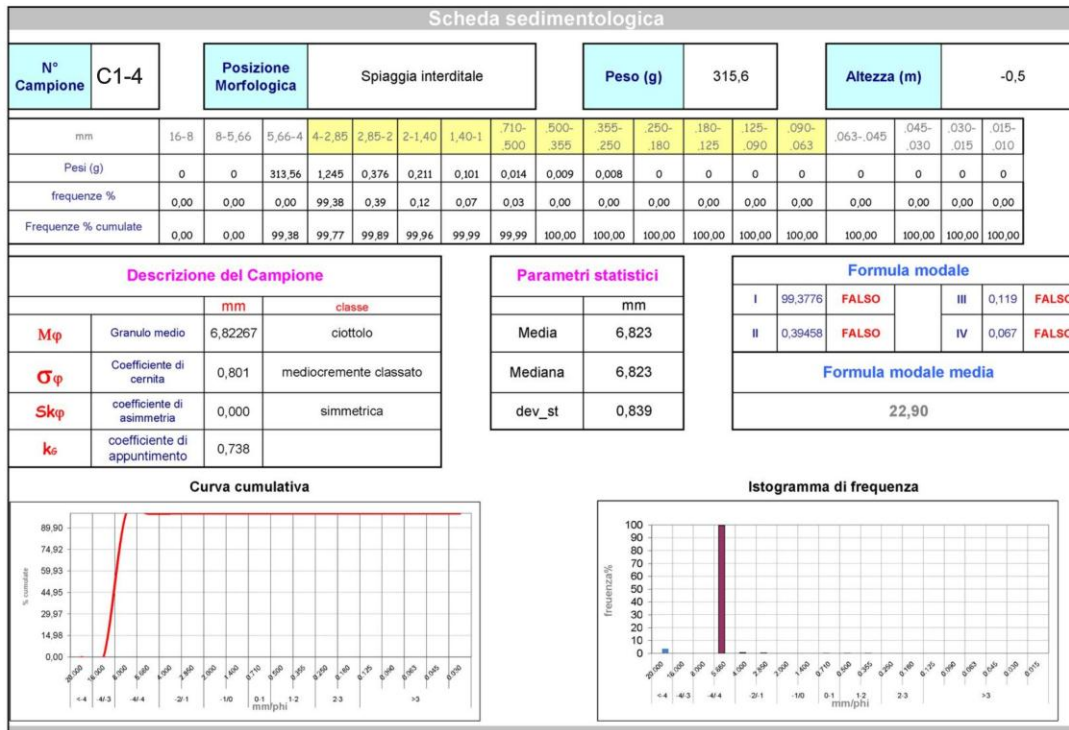
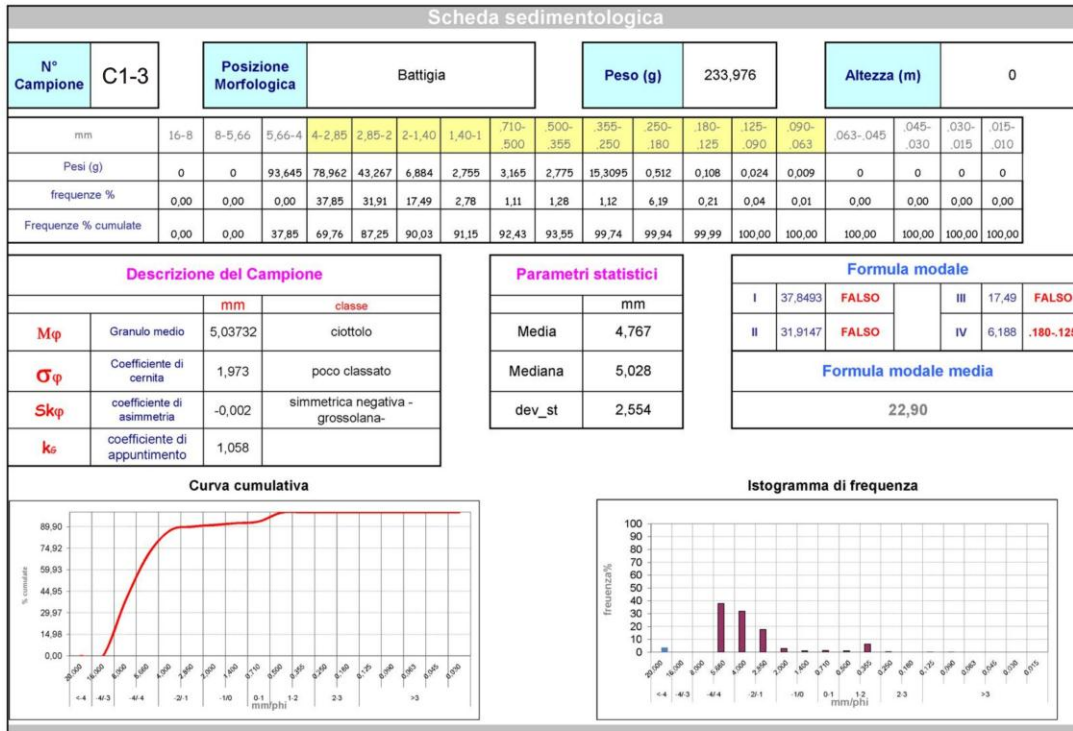
Note: Il responsabile della Ditta:

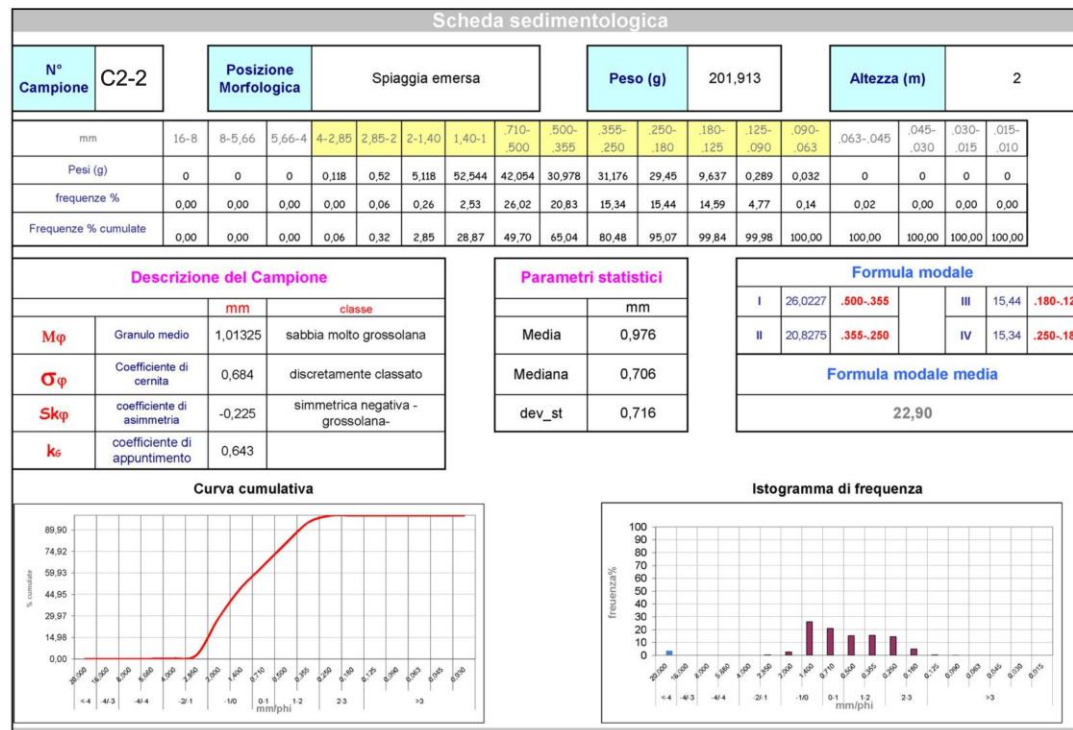
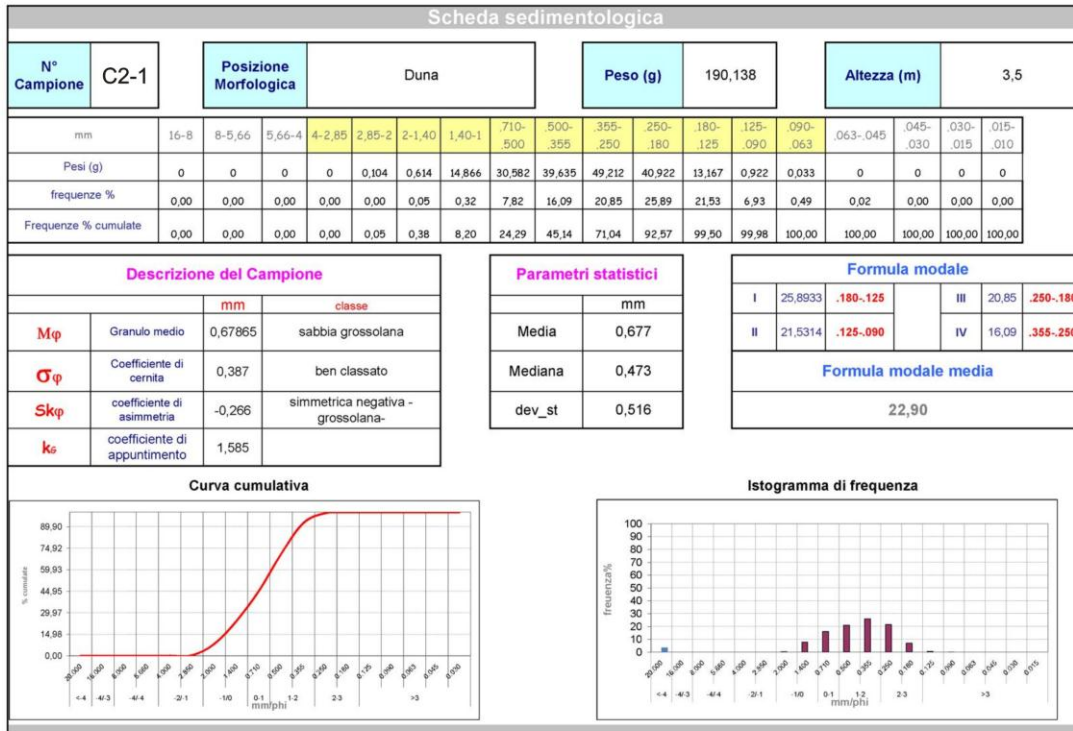
Compagnia Generale Ripresearee s.p.a. - PARMA

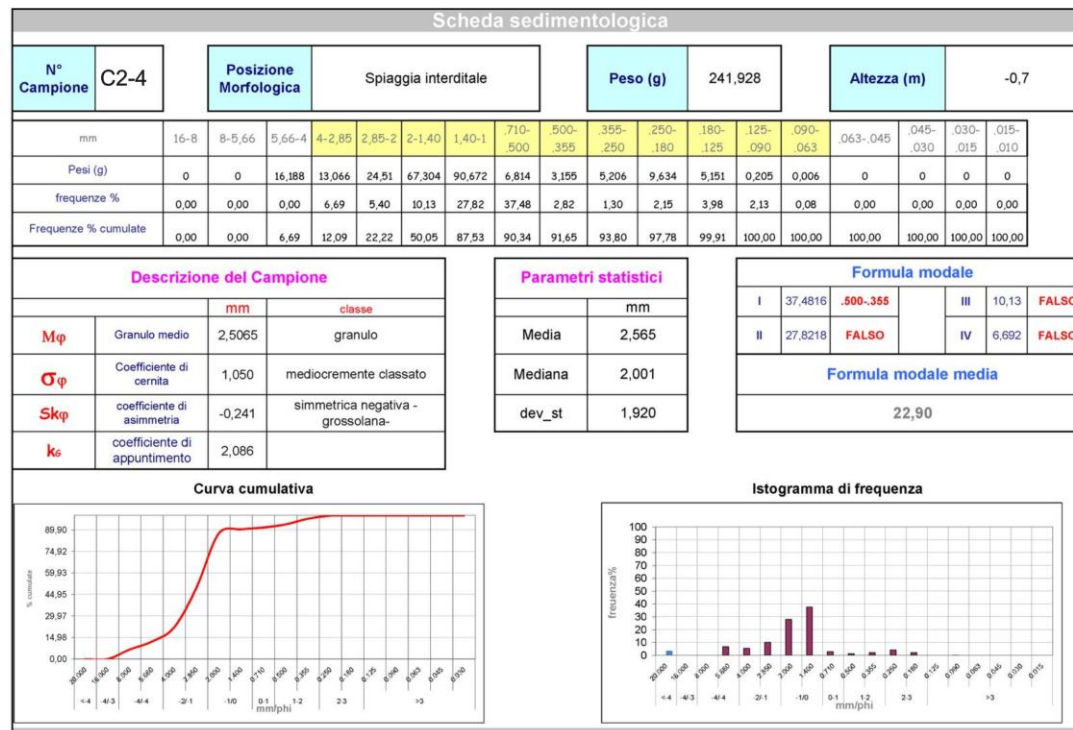
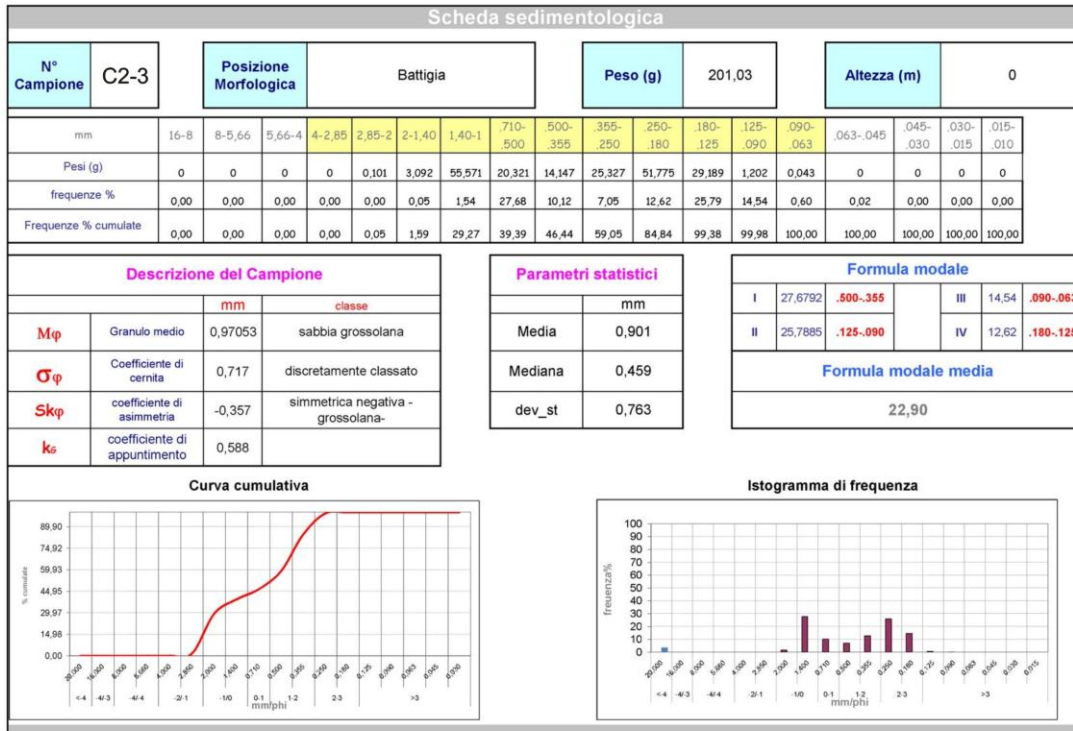
Anno: 2001

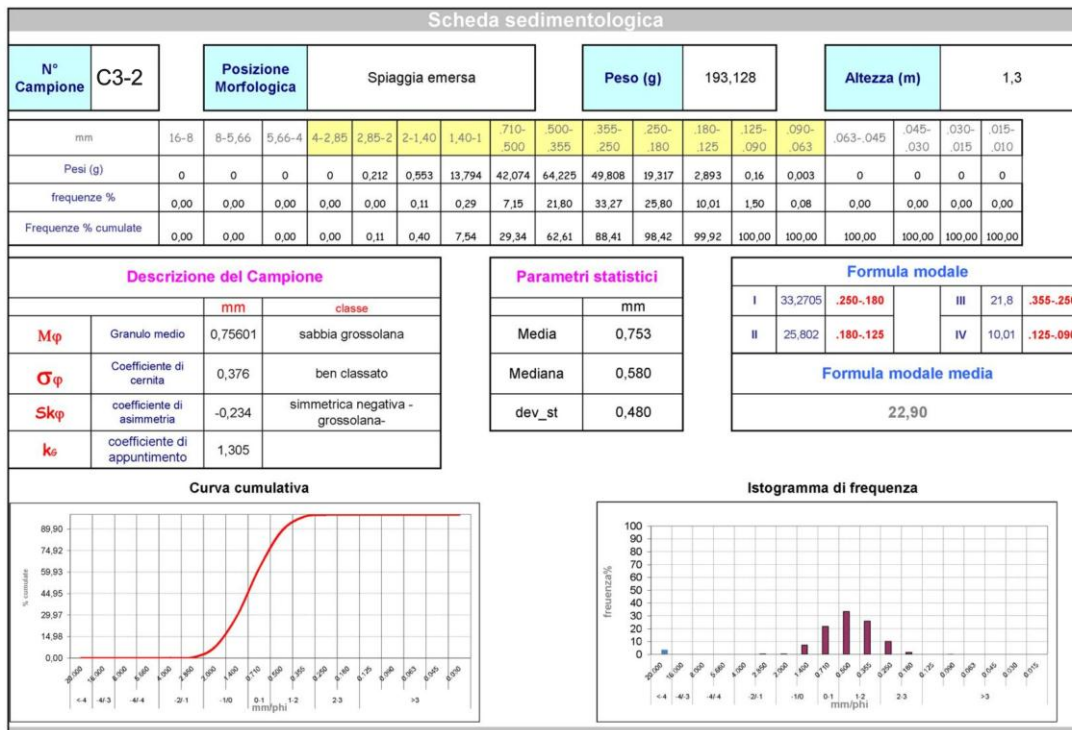
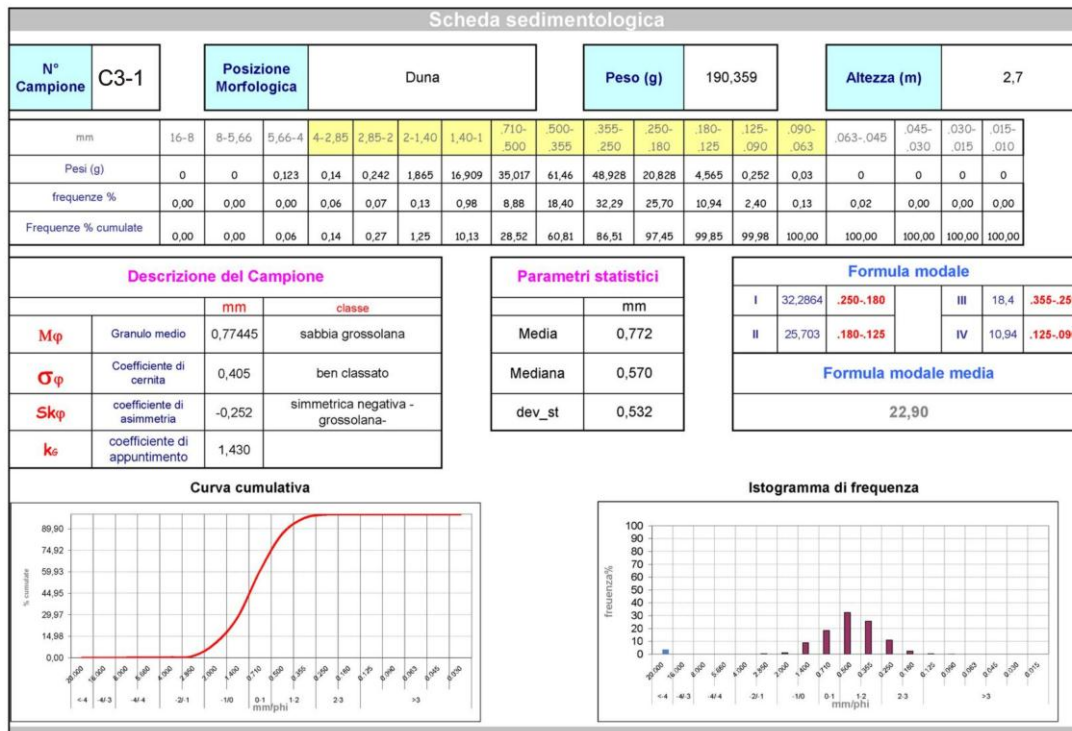
Appendice II
Schede Sedimentologiche

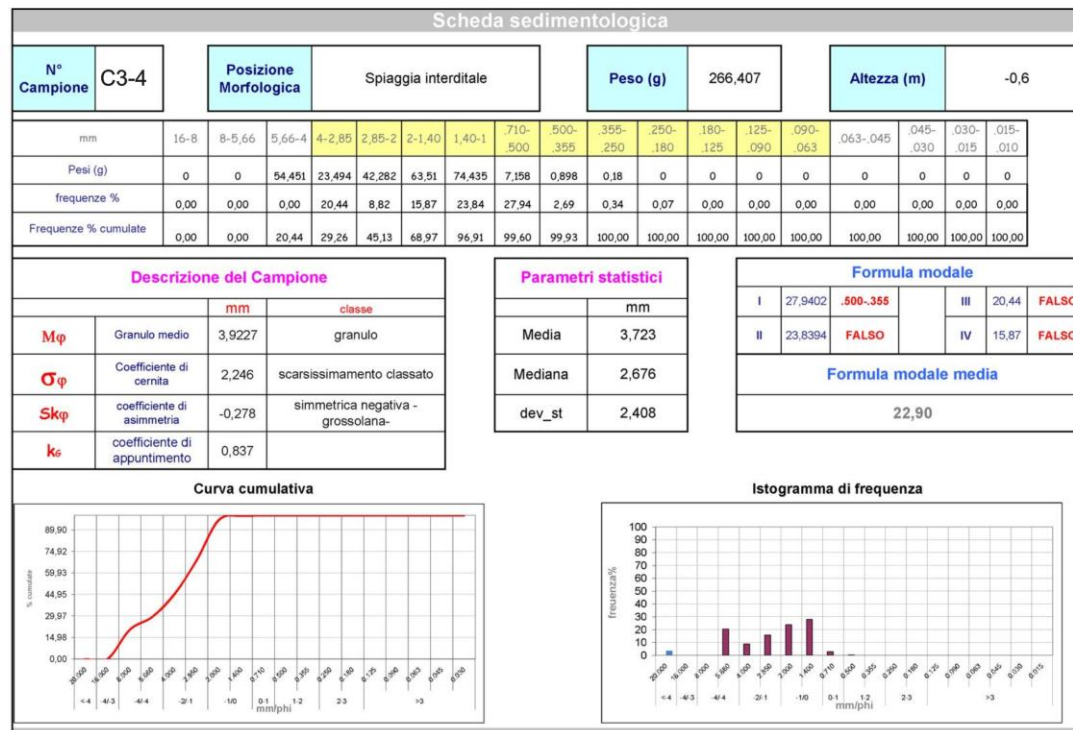
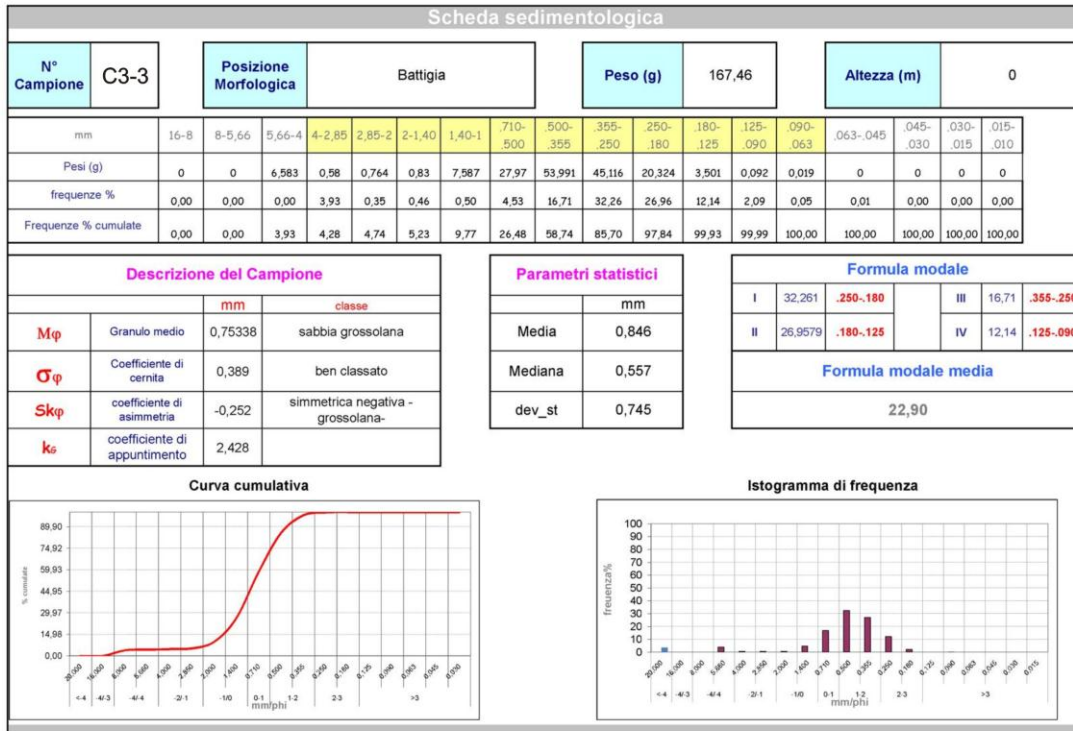


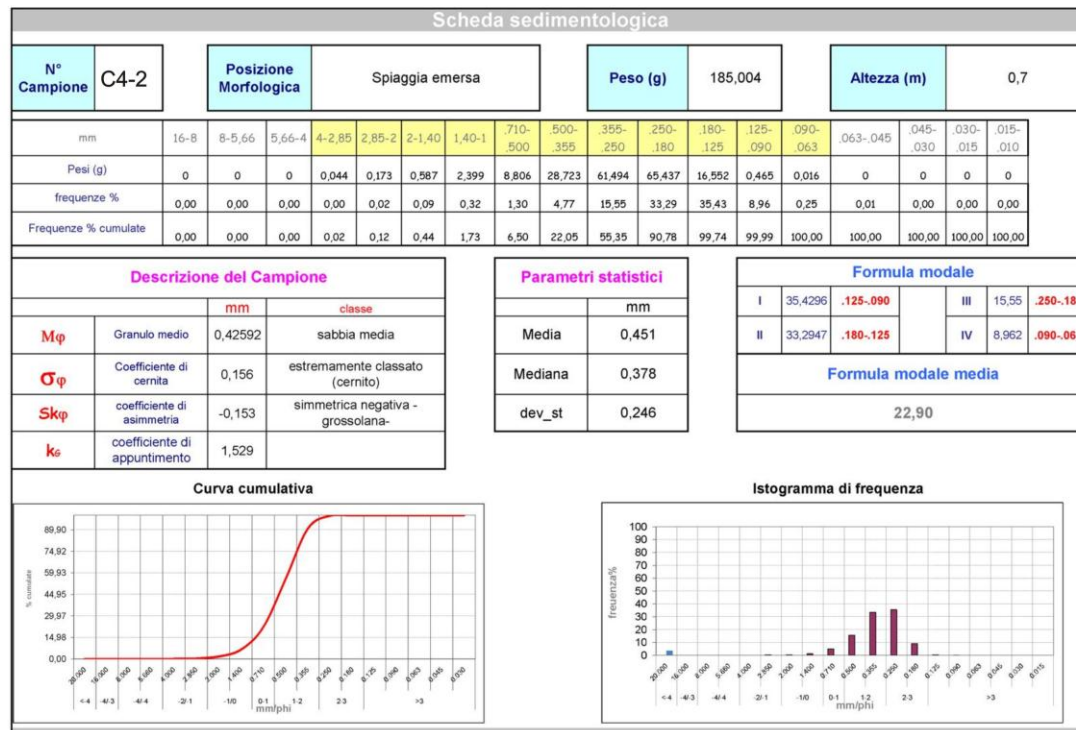
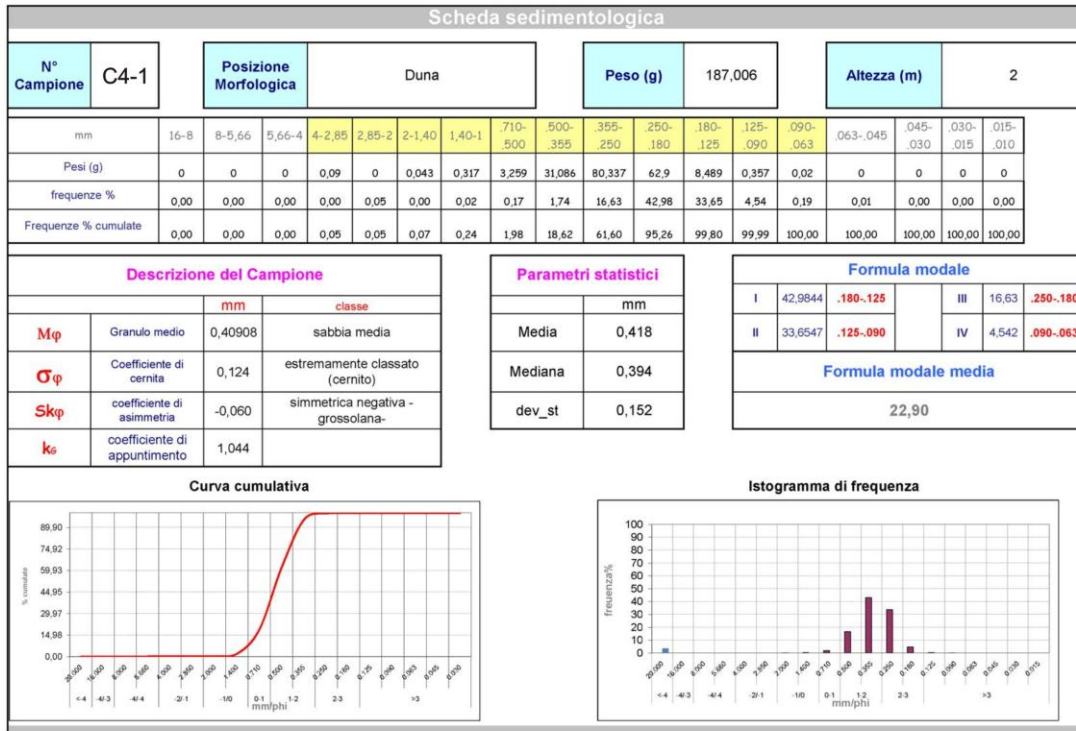


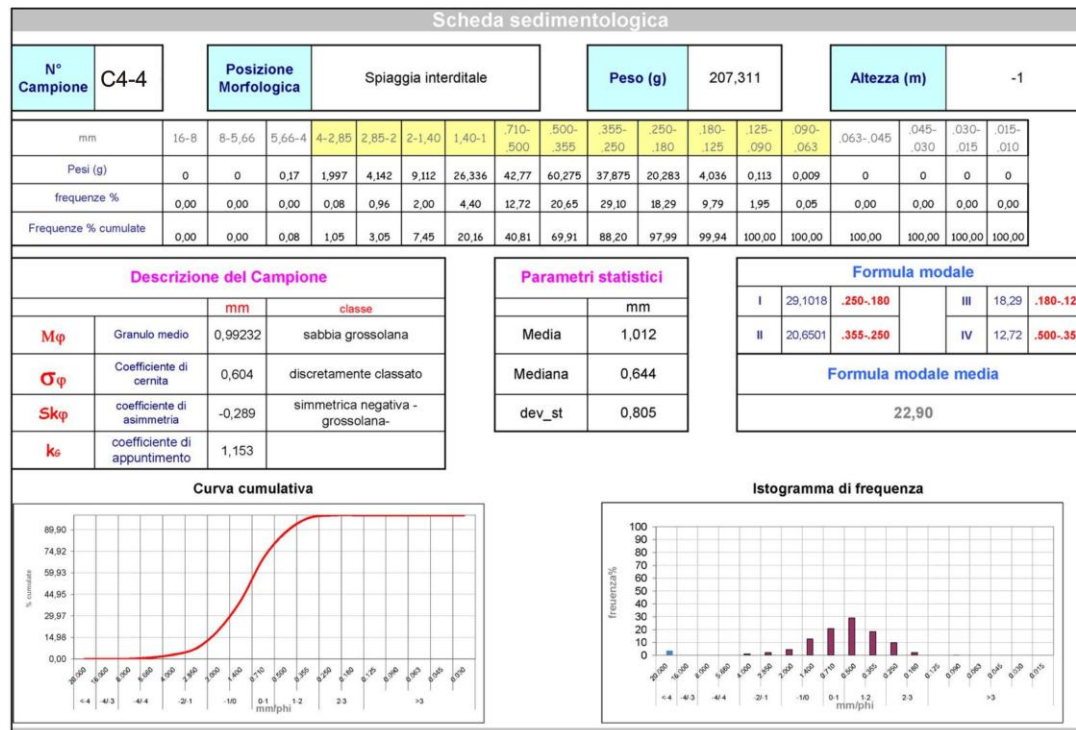
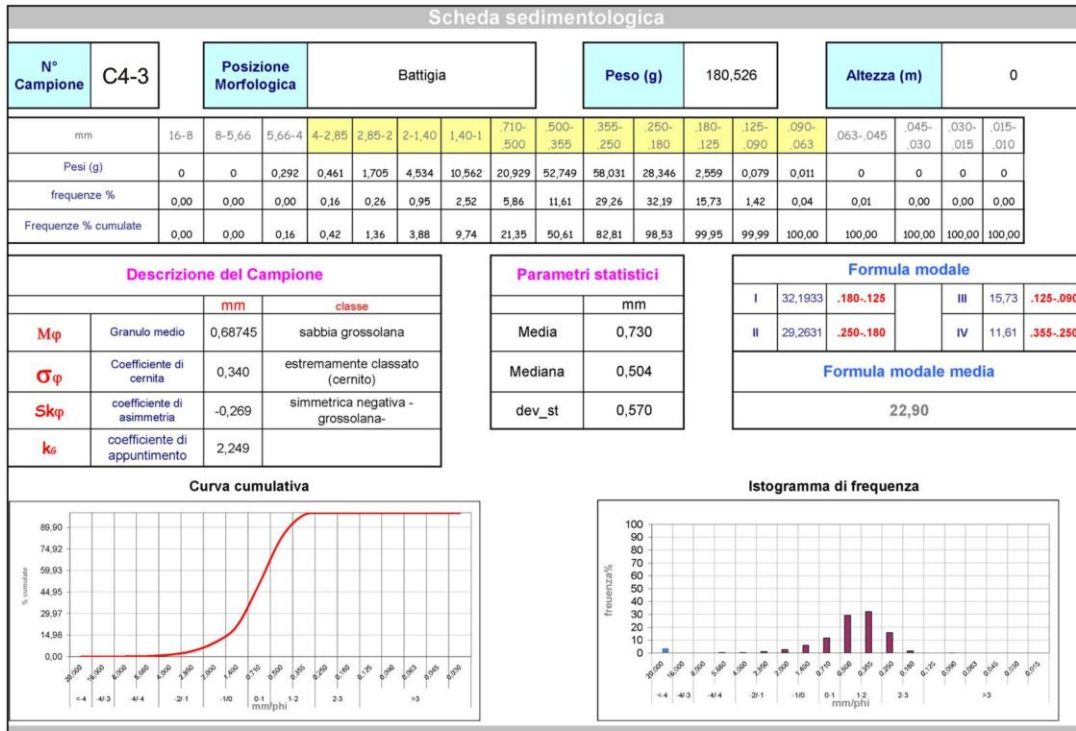


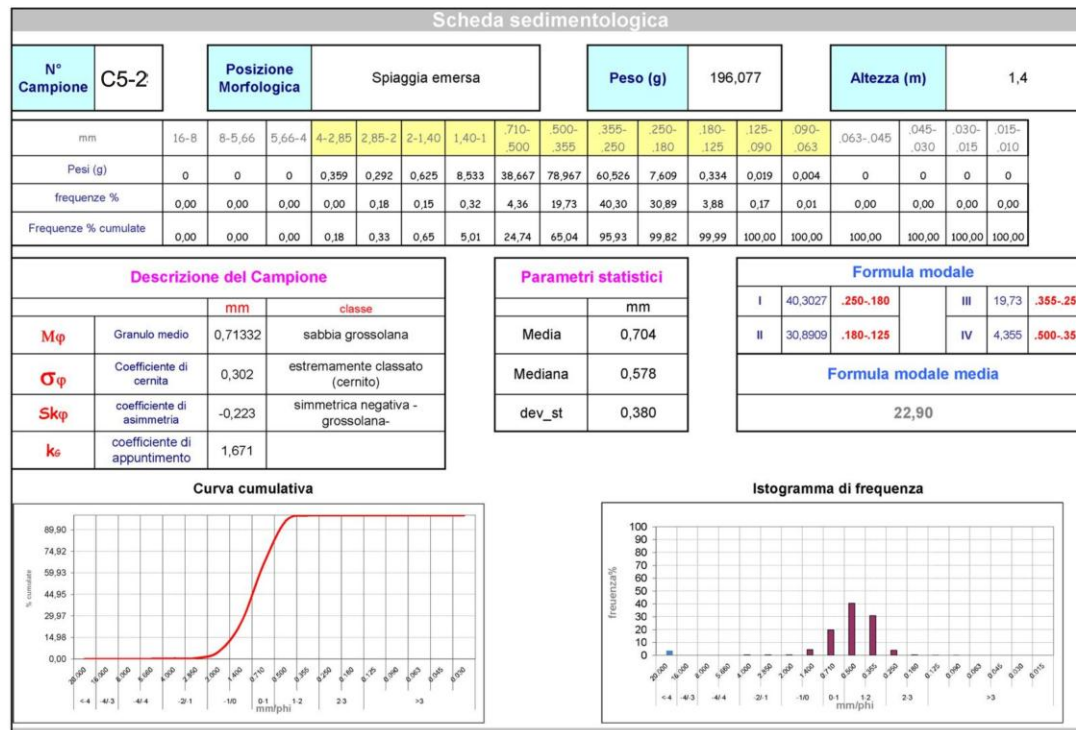
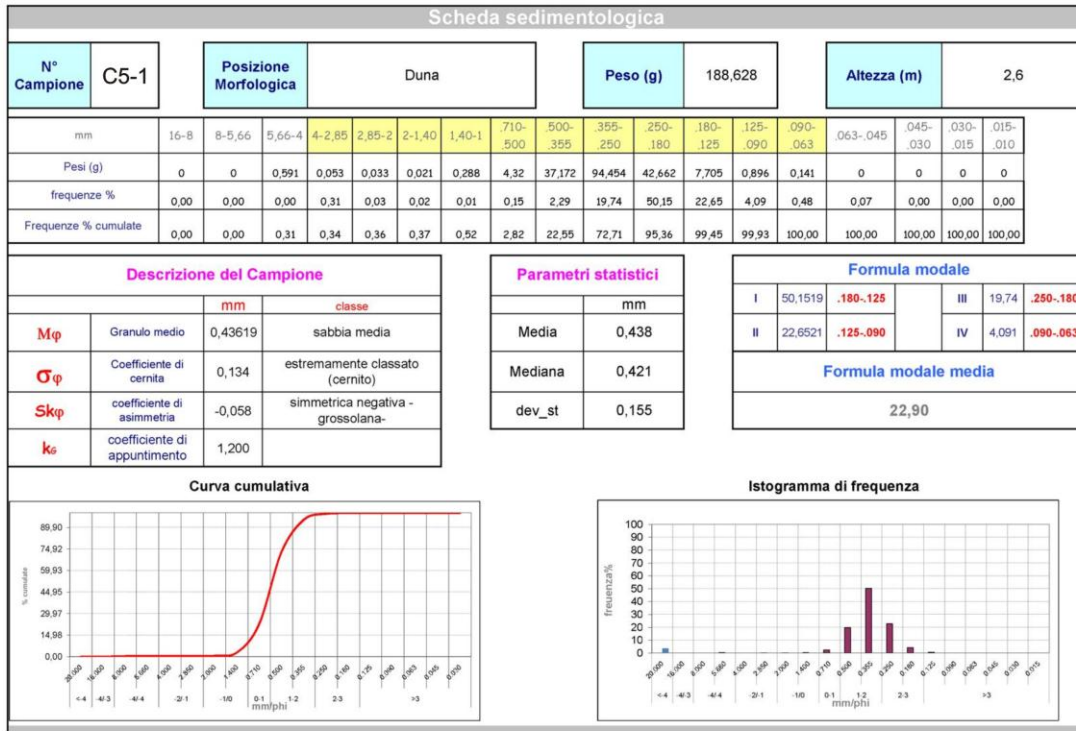


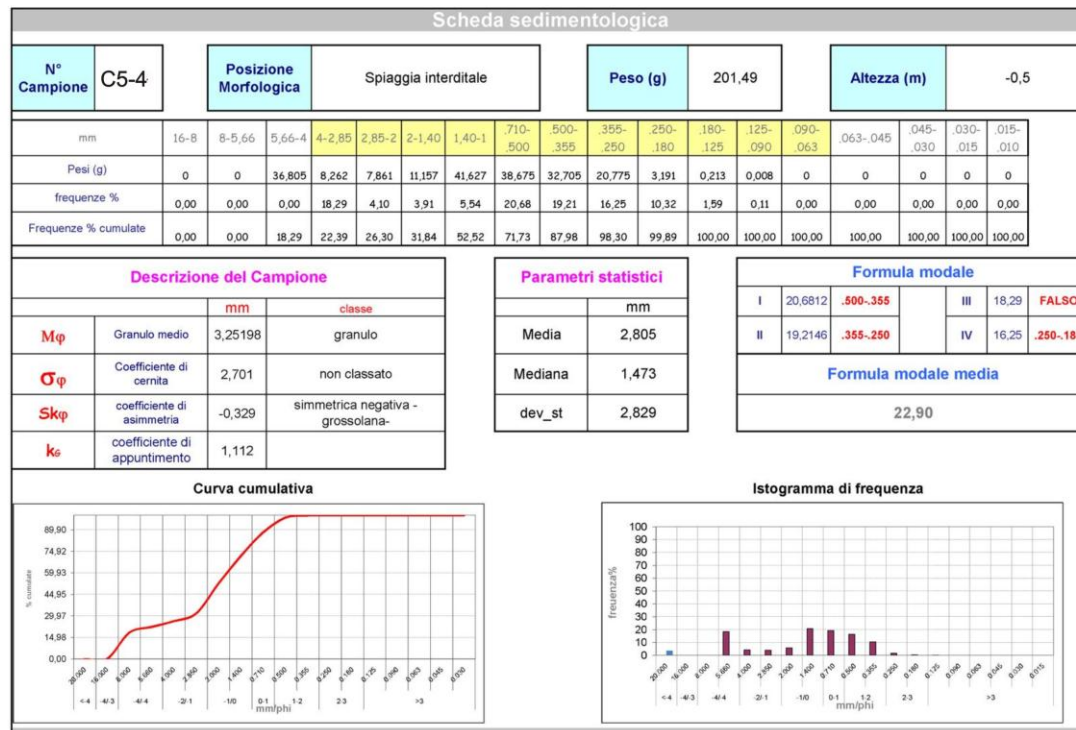
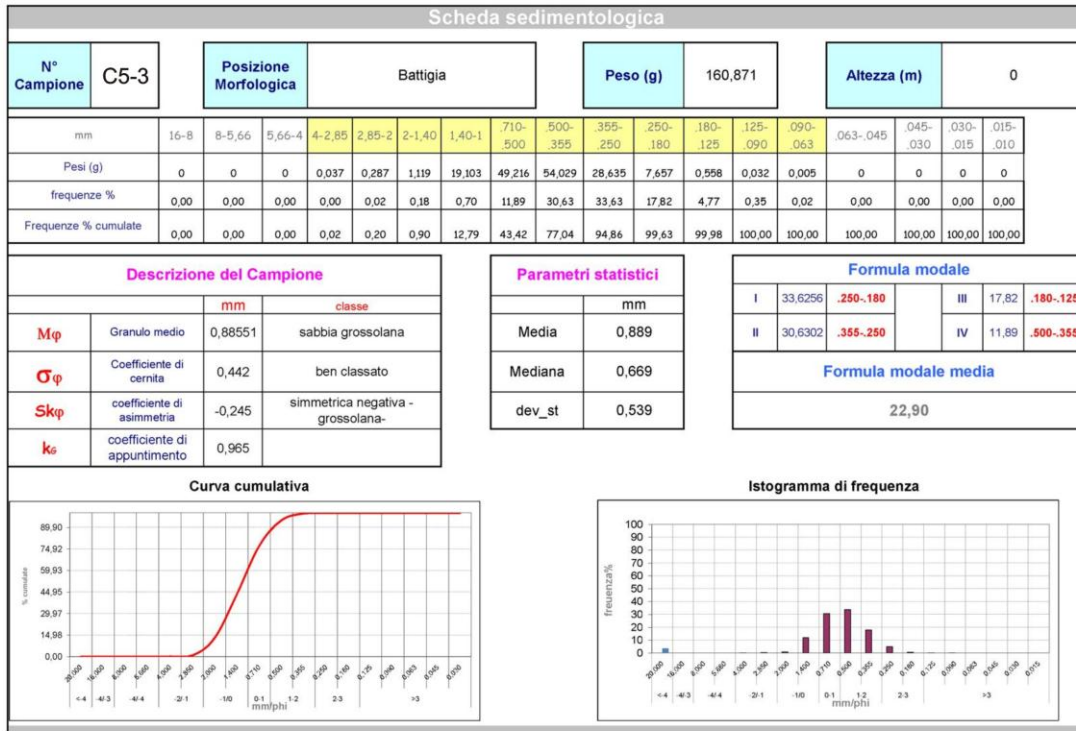


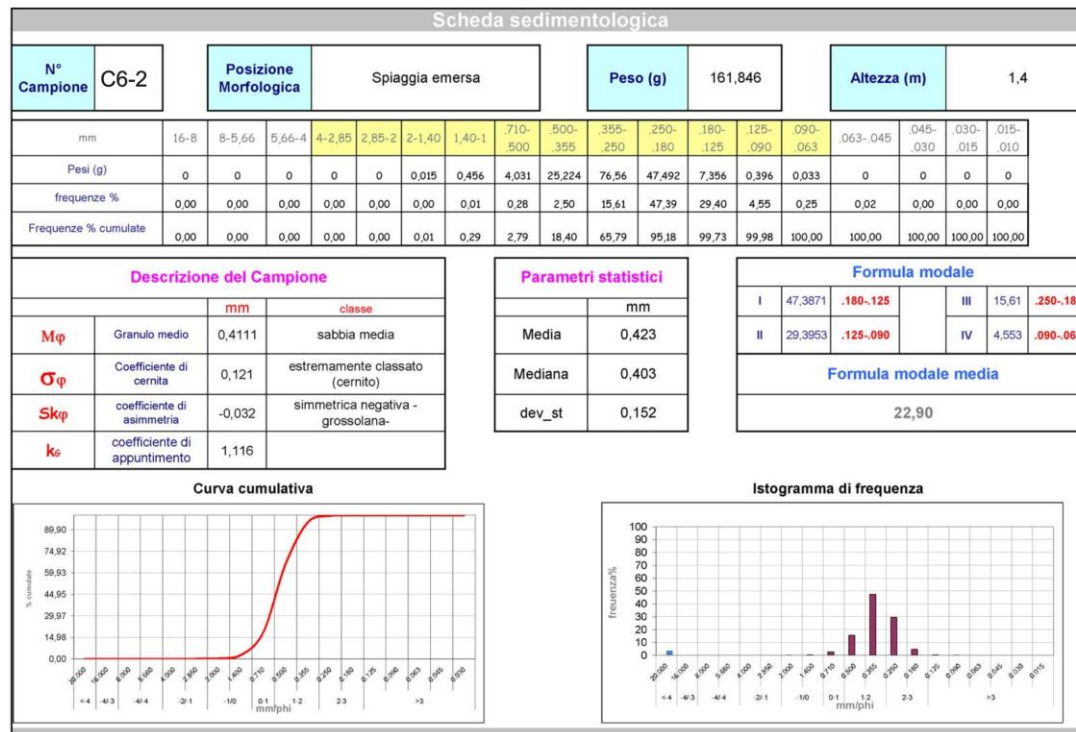
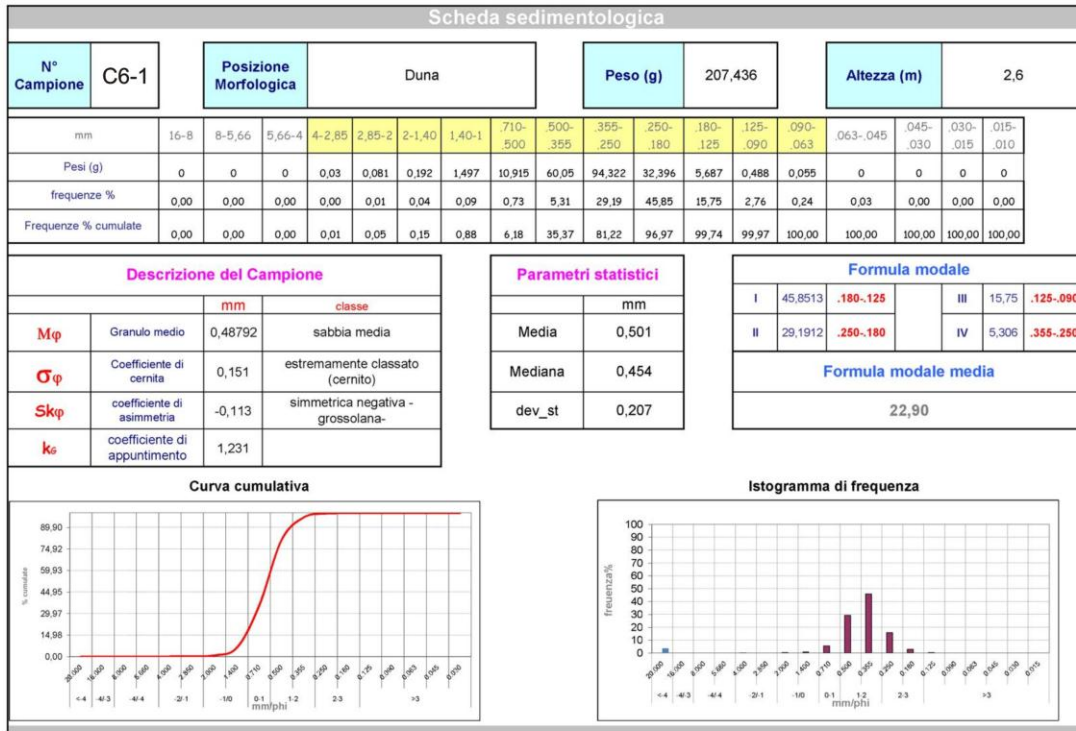


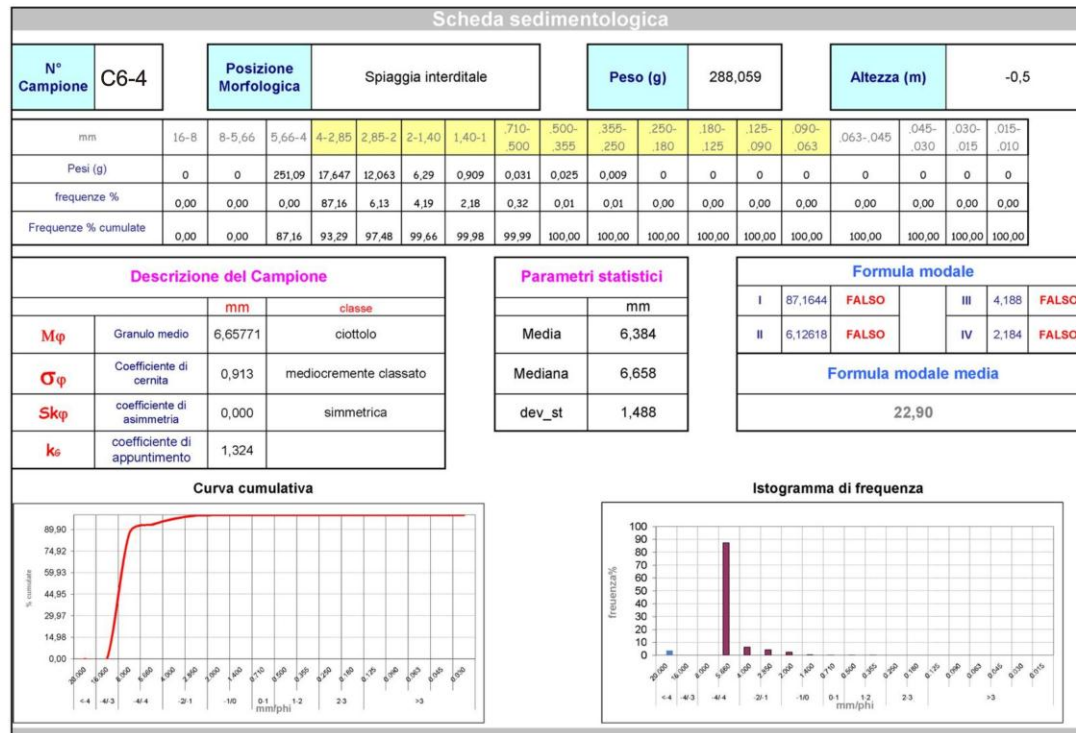
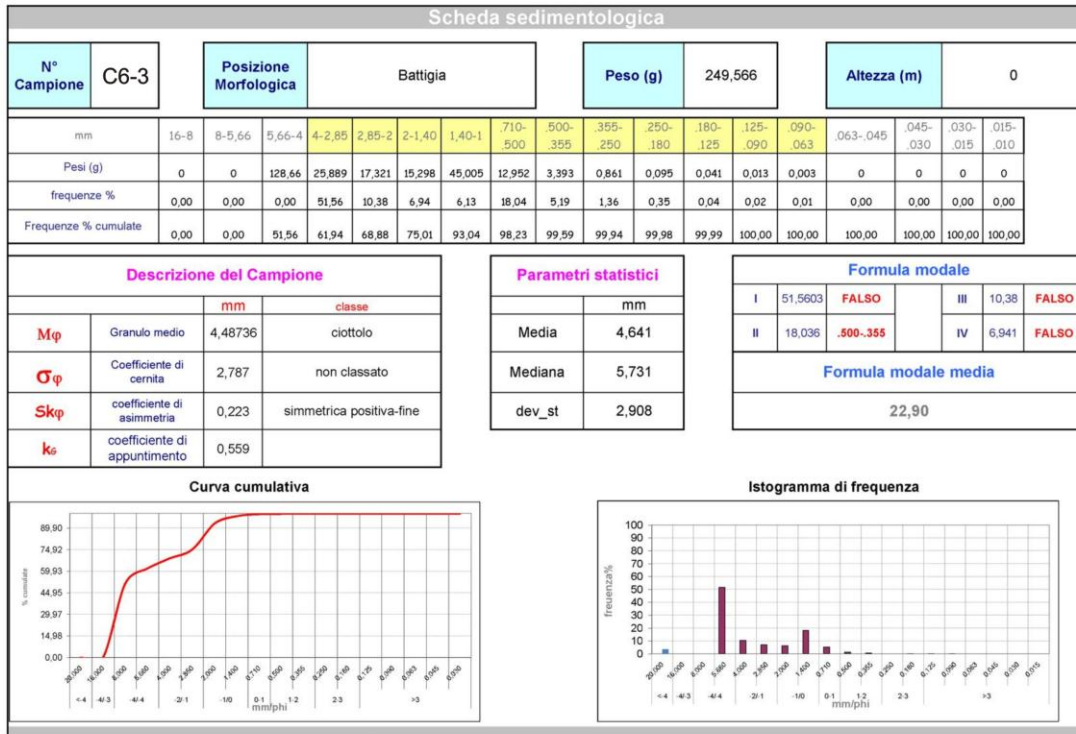


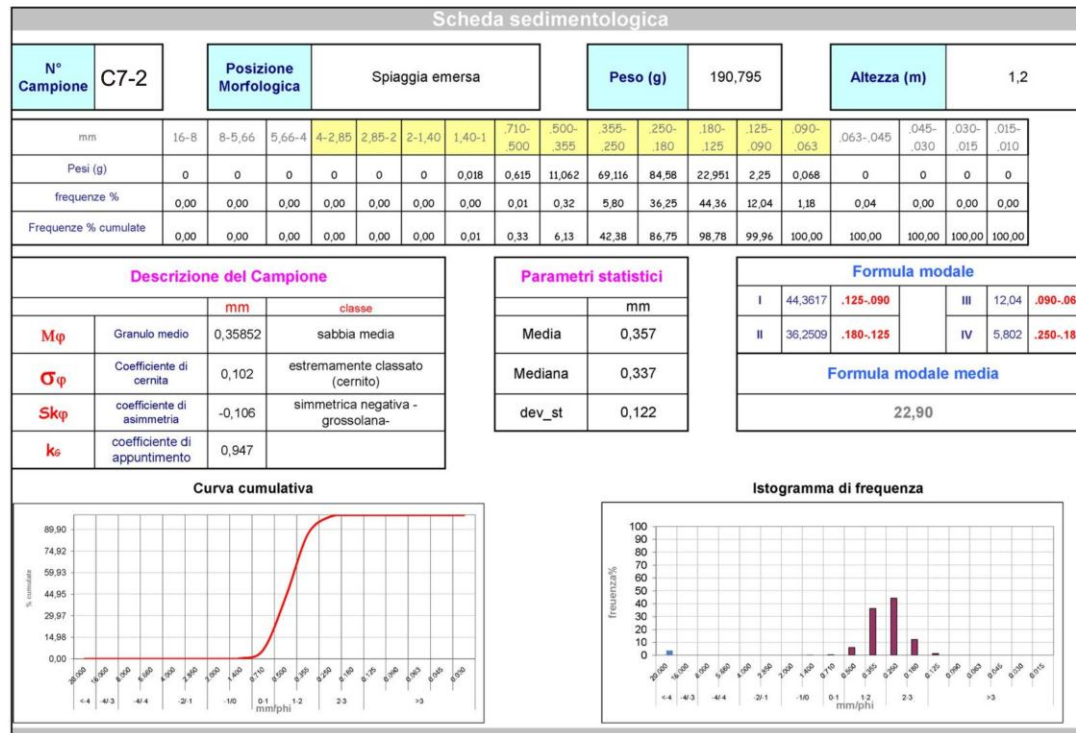
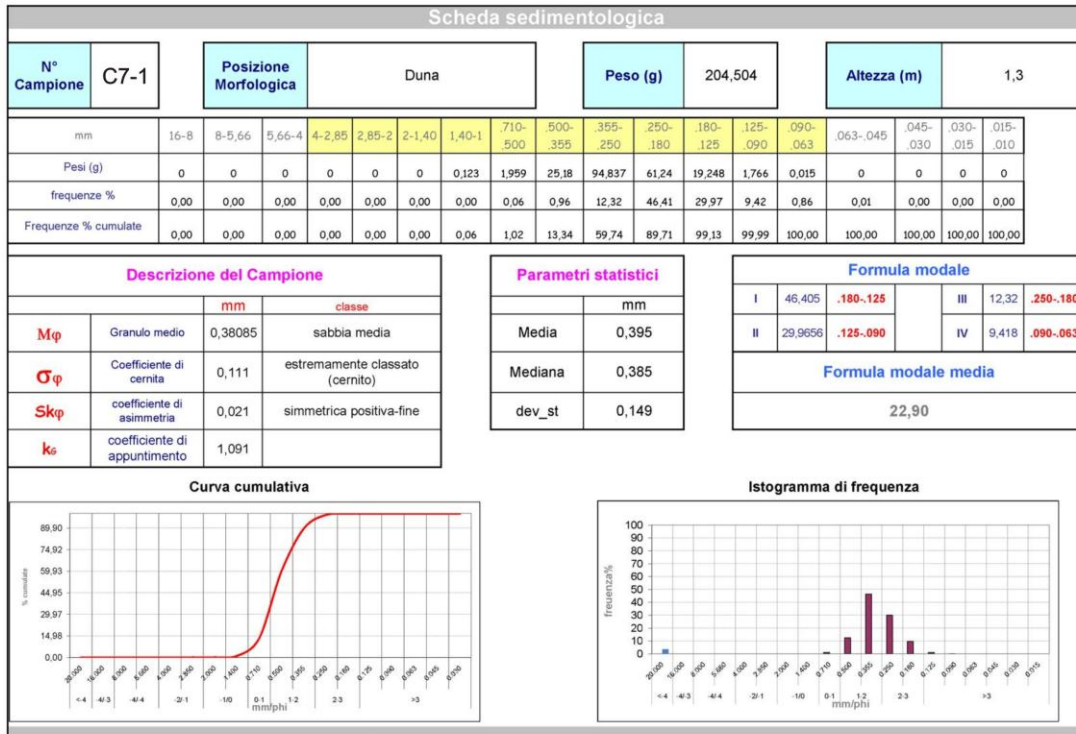


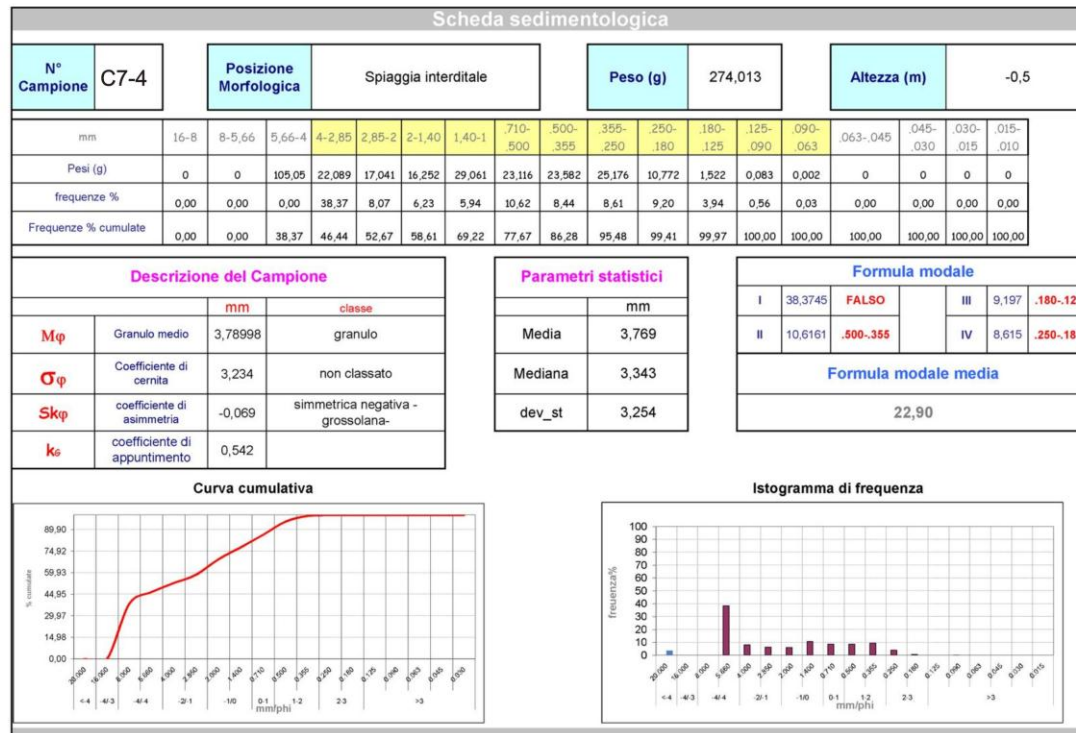
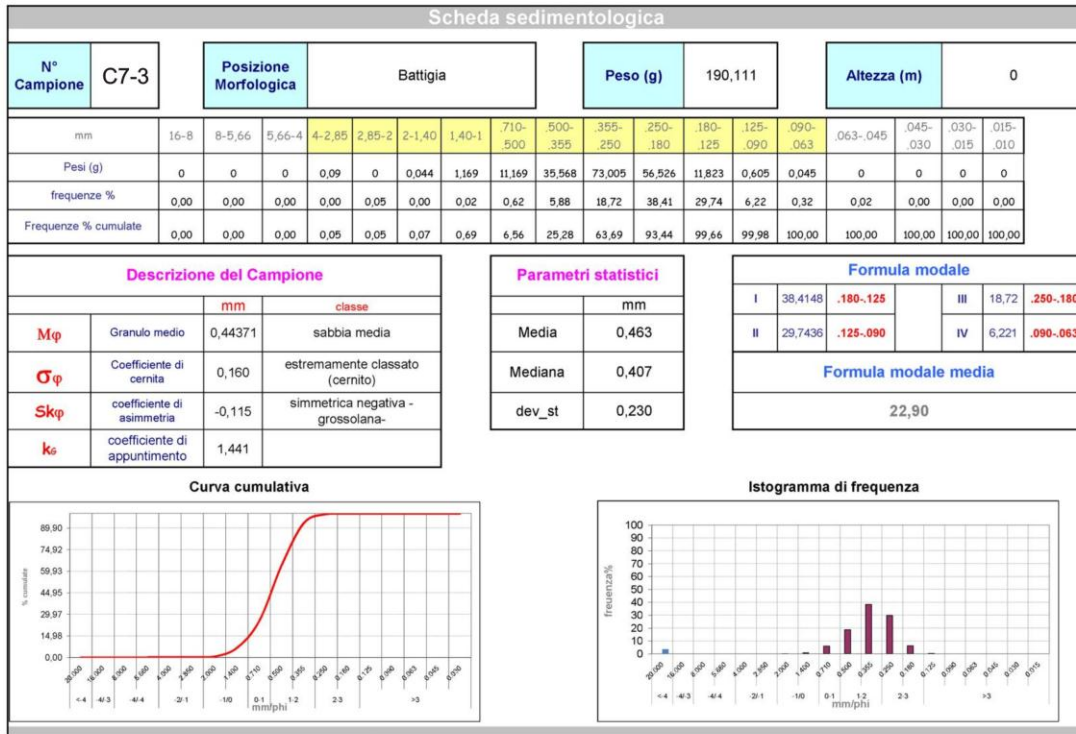


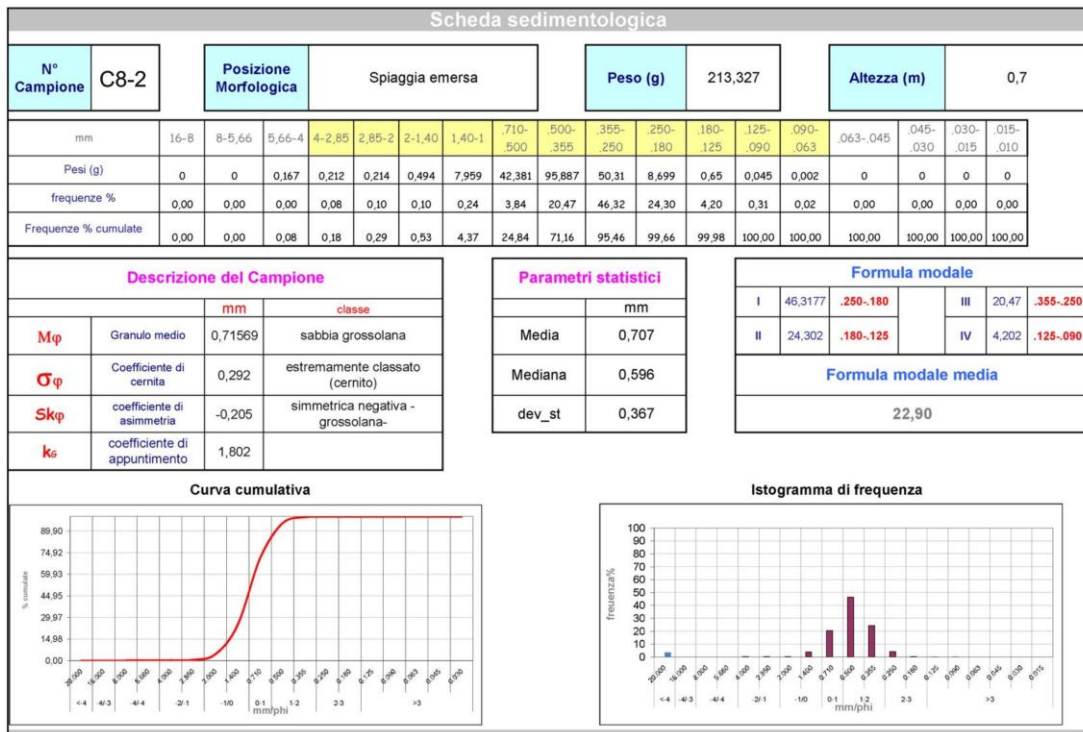
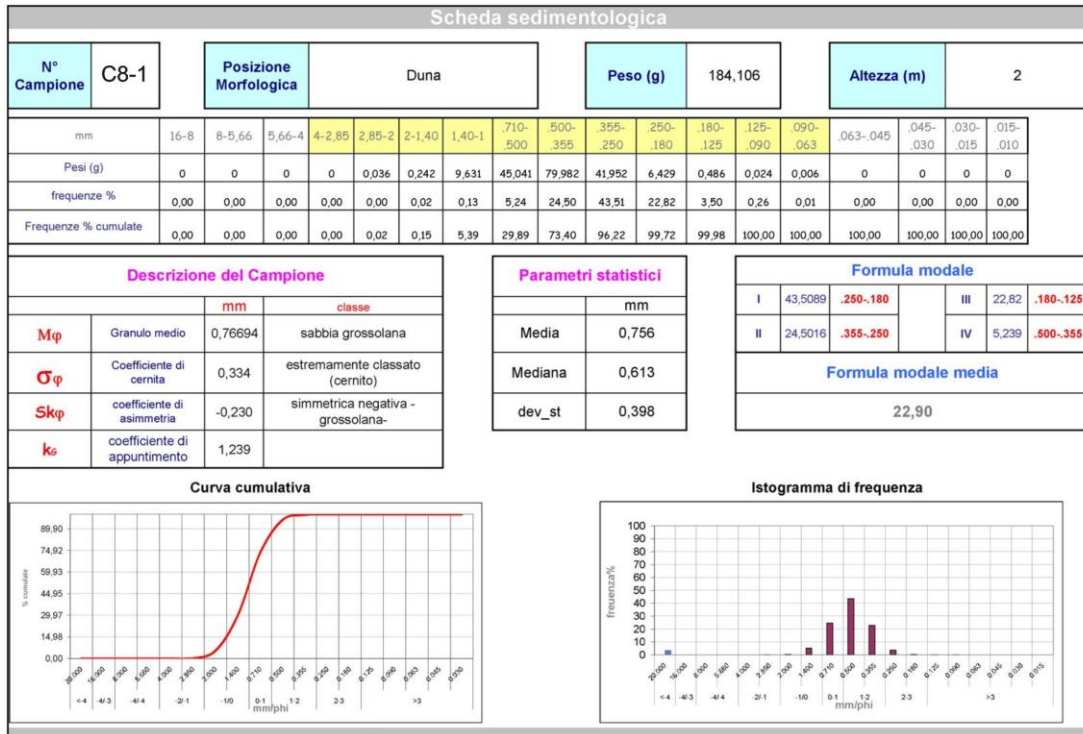


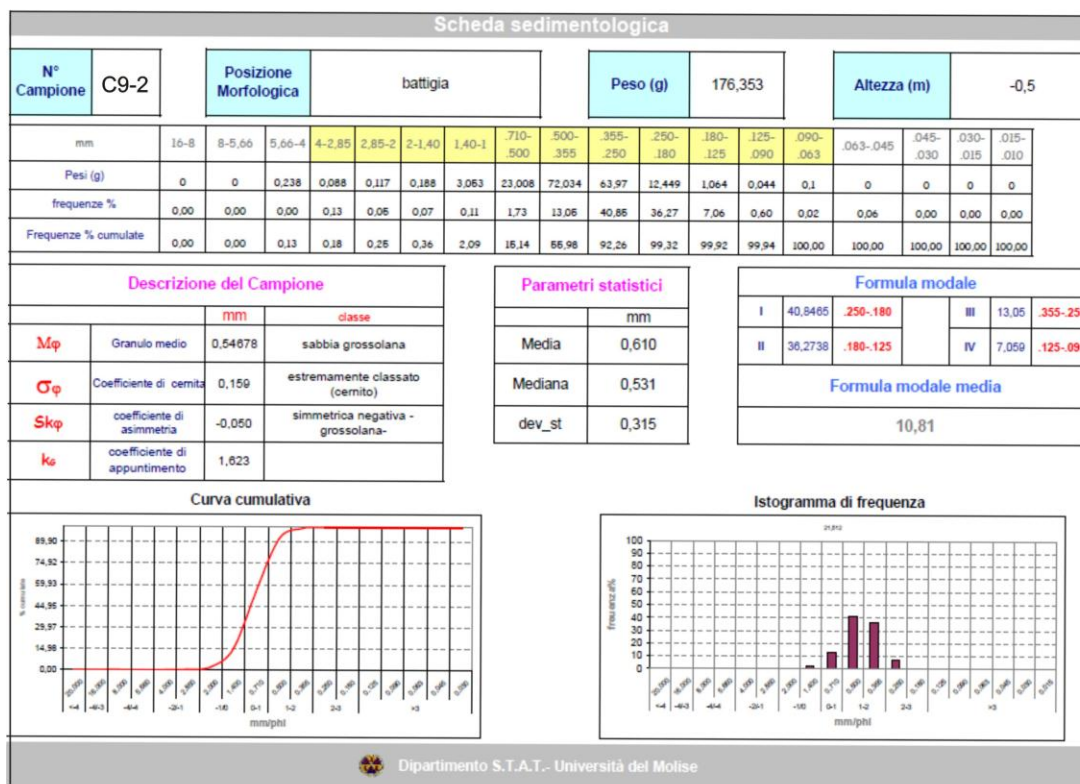
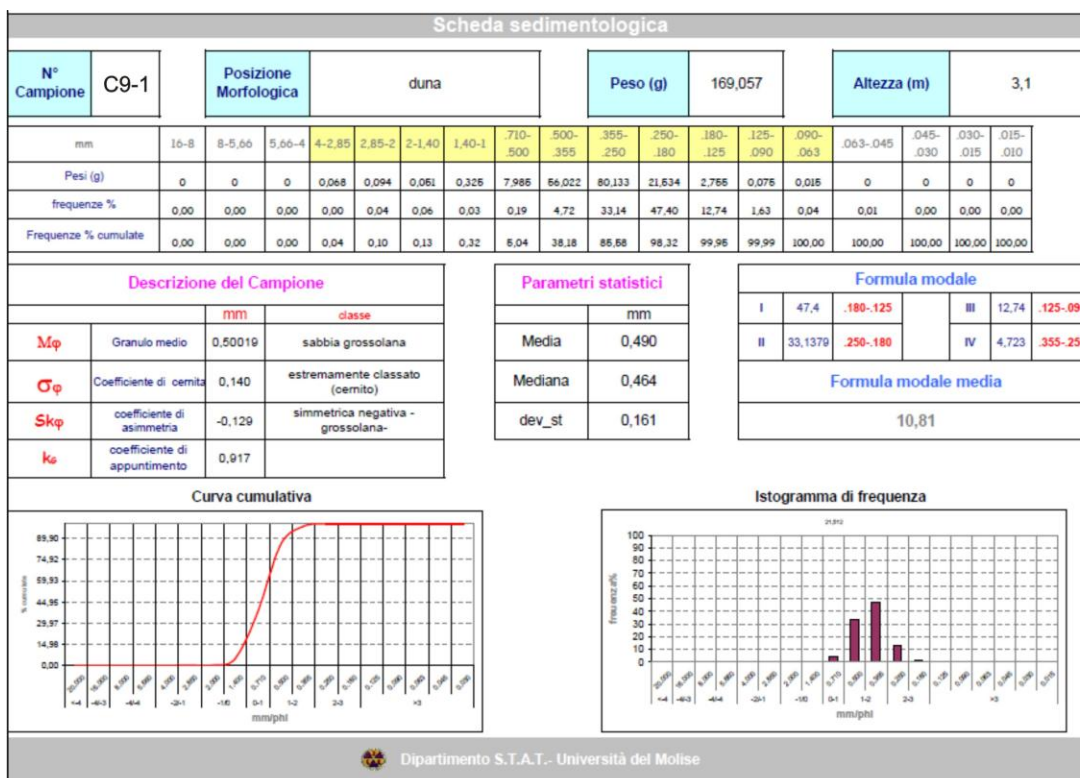


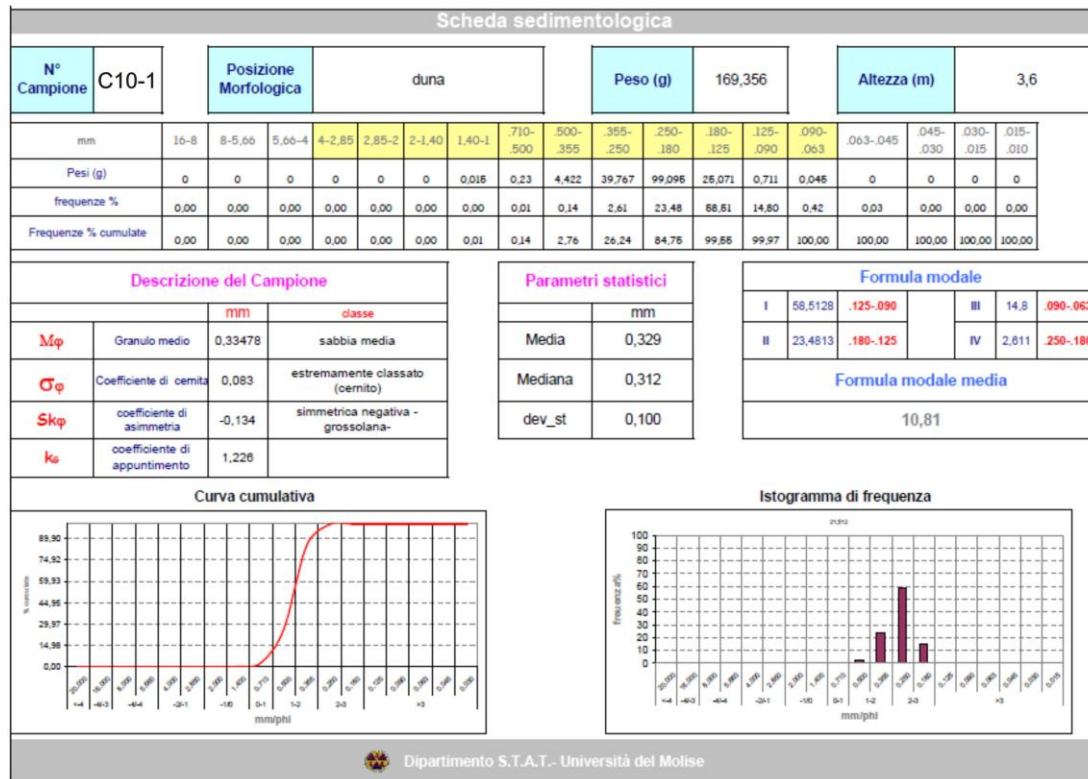
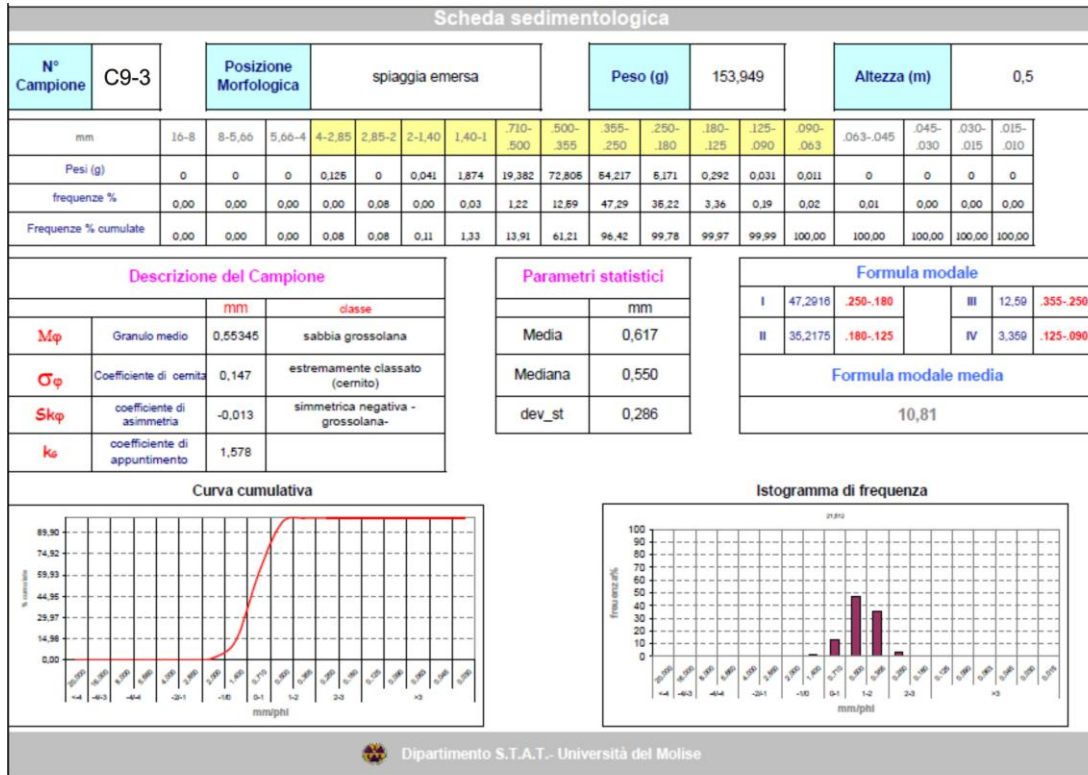


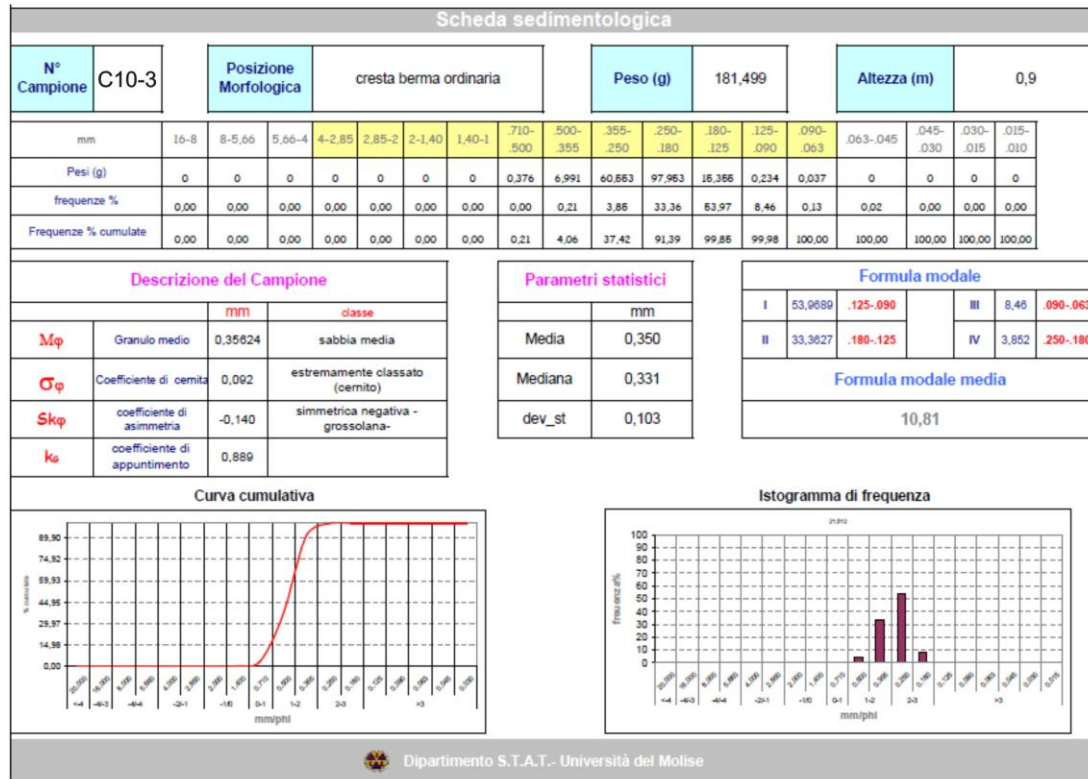
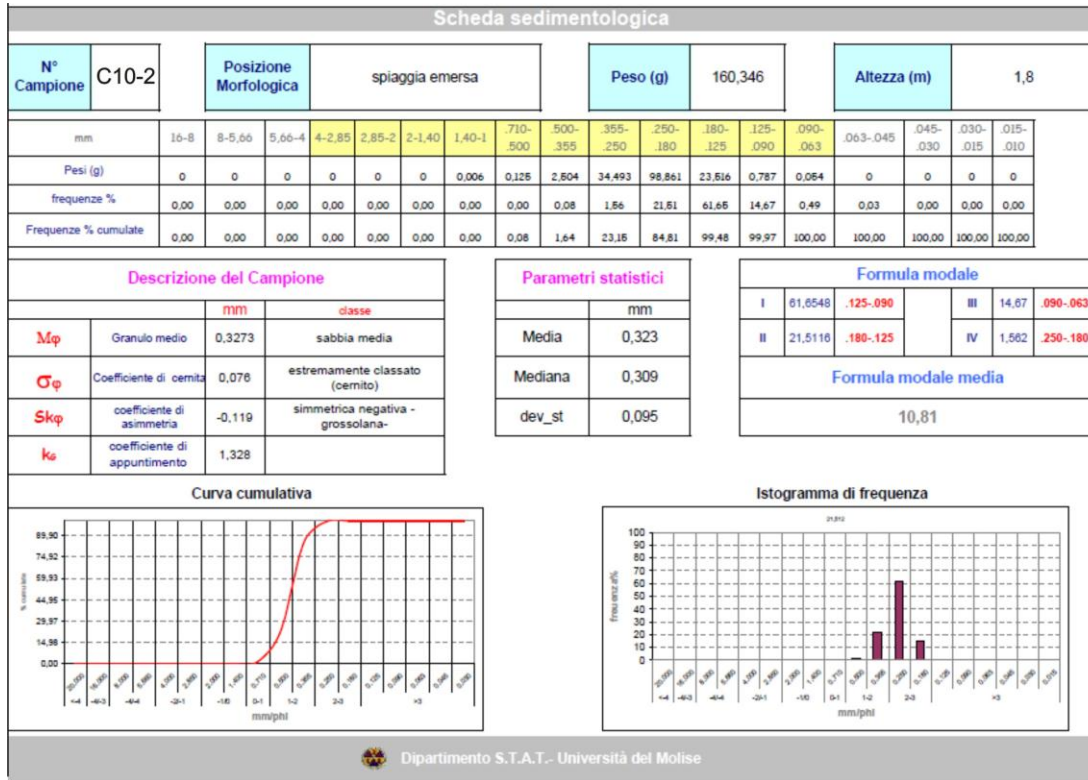


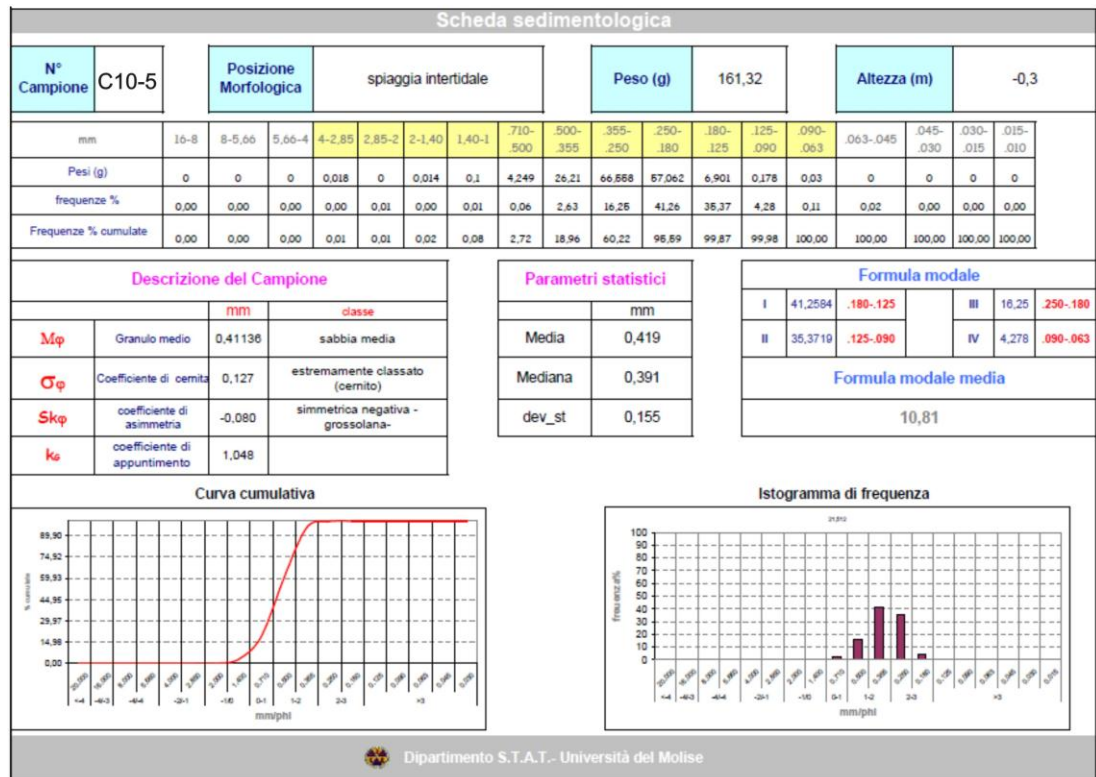
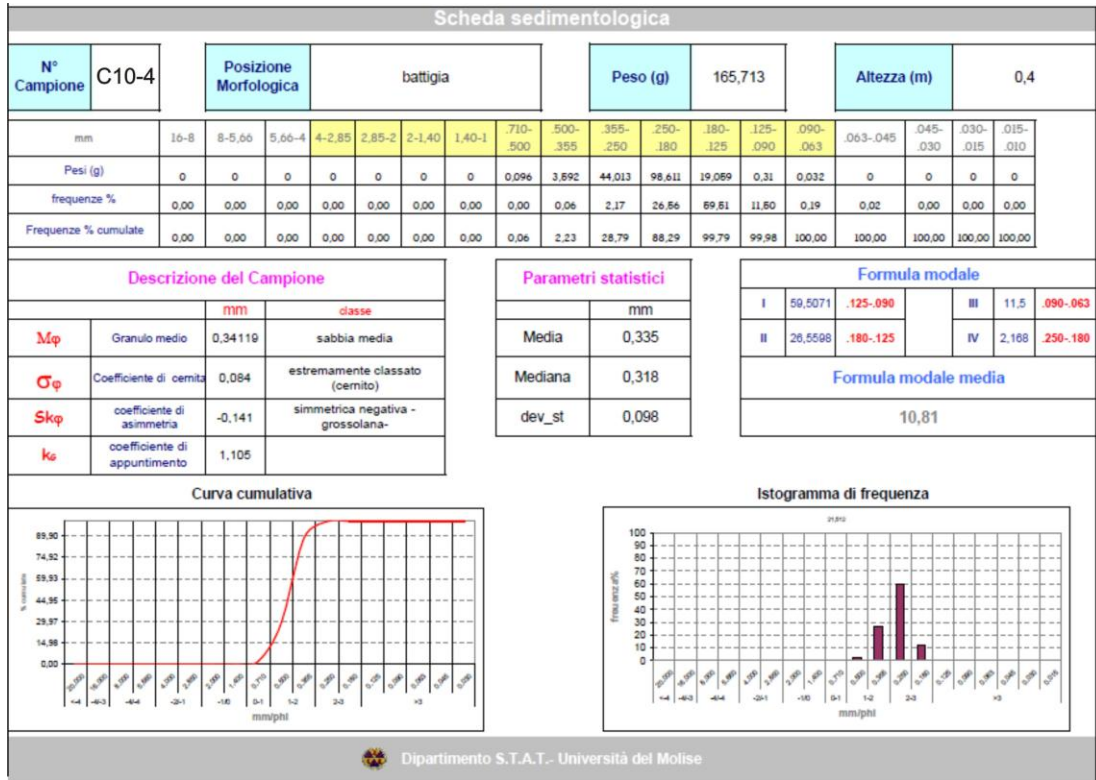


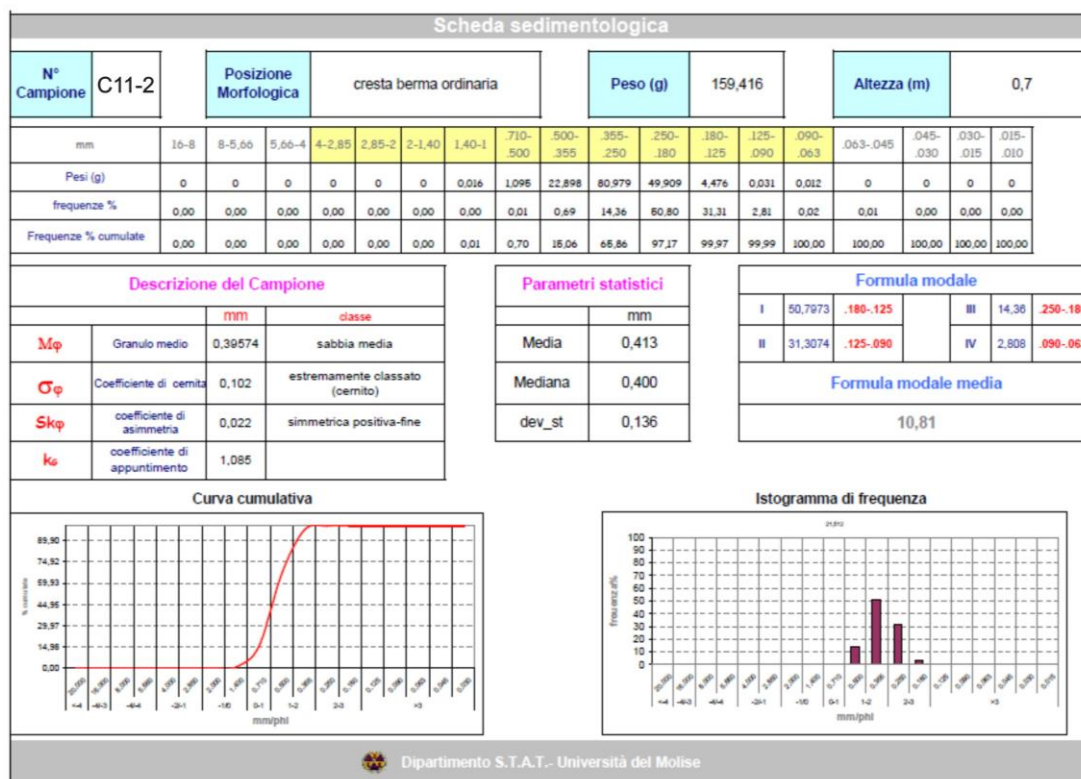
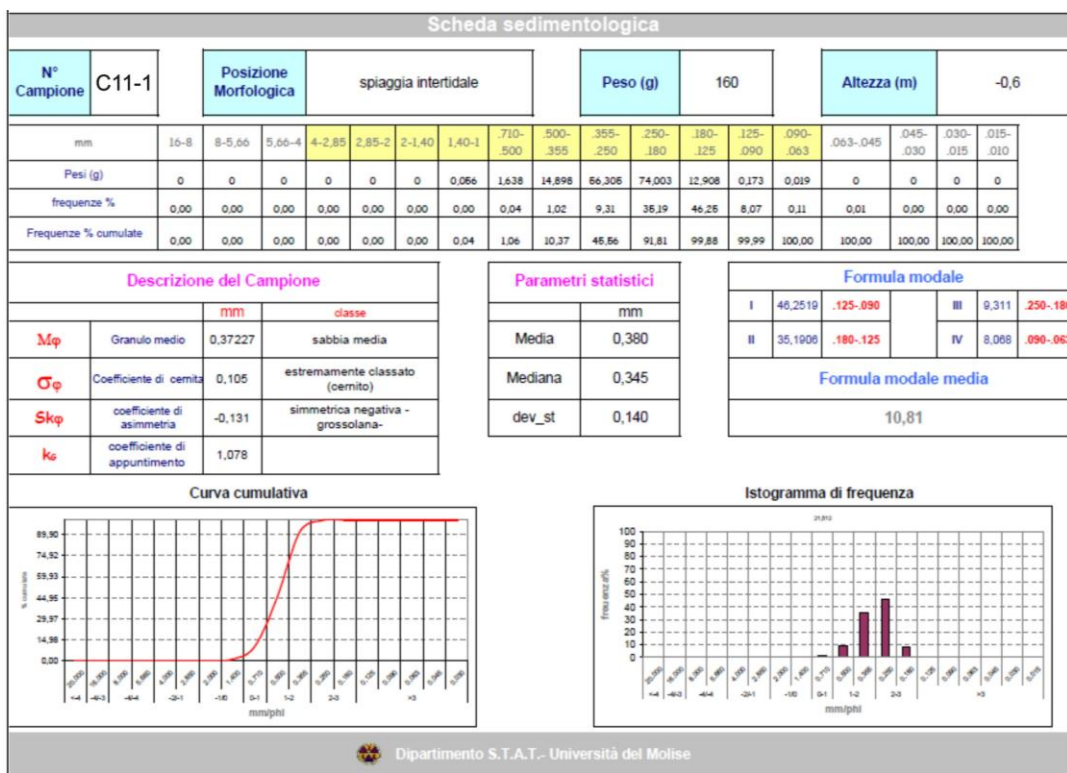


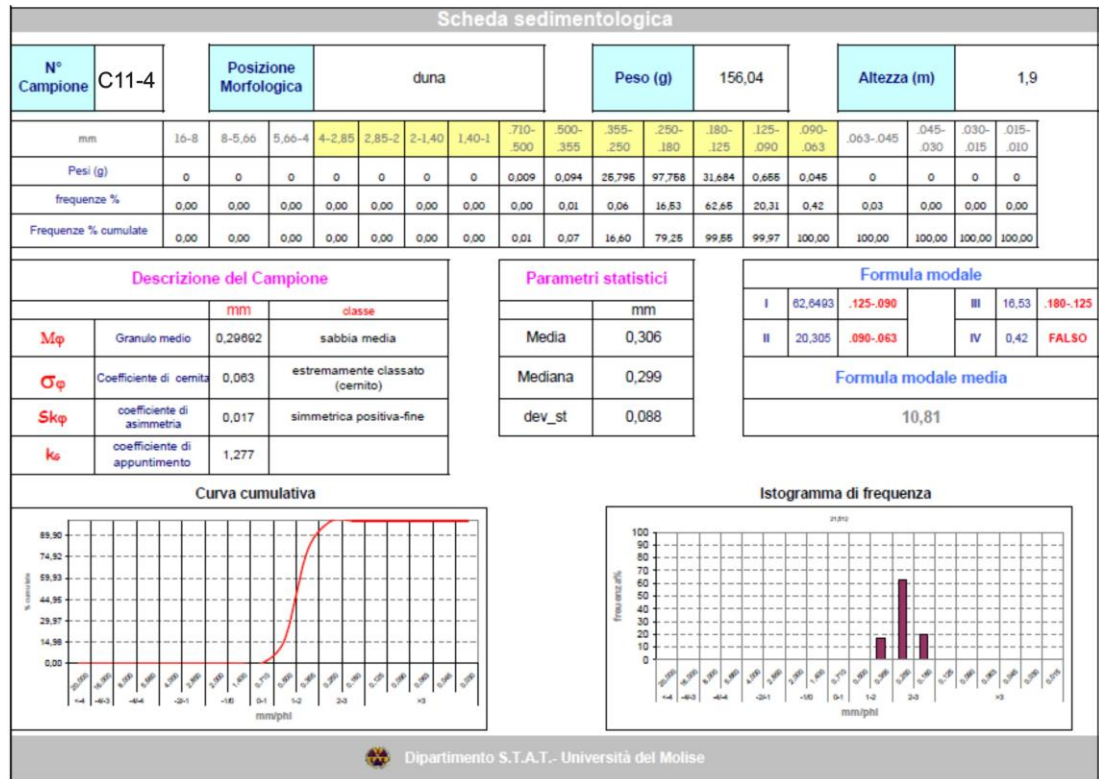
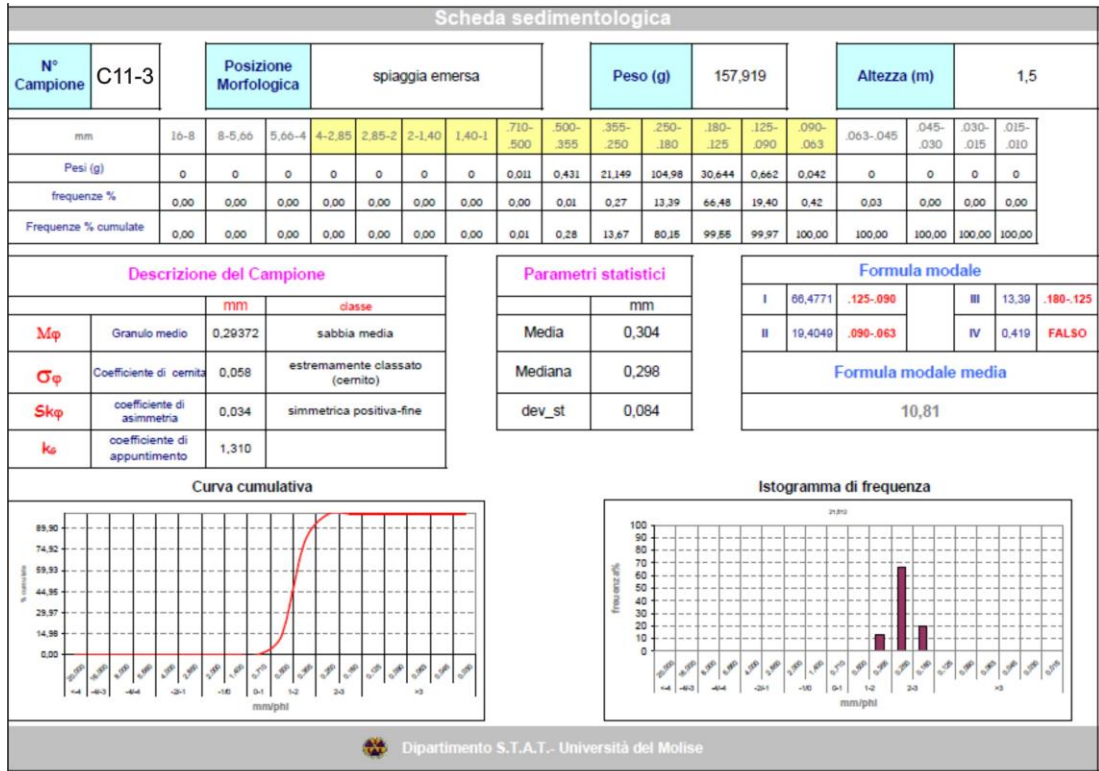


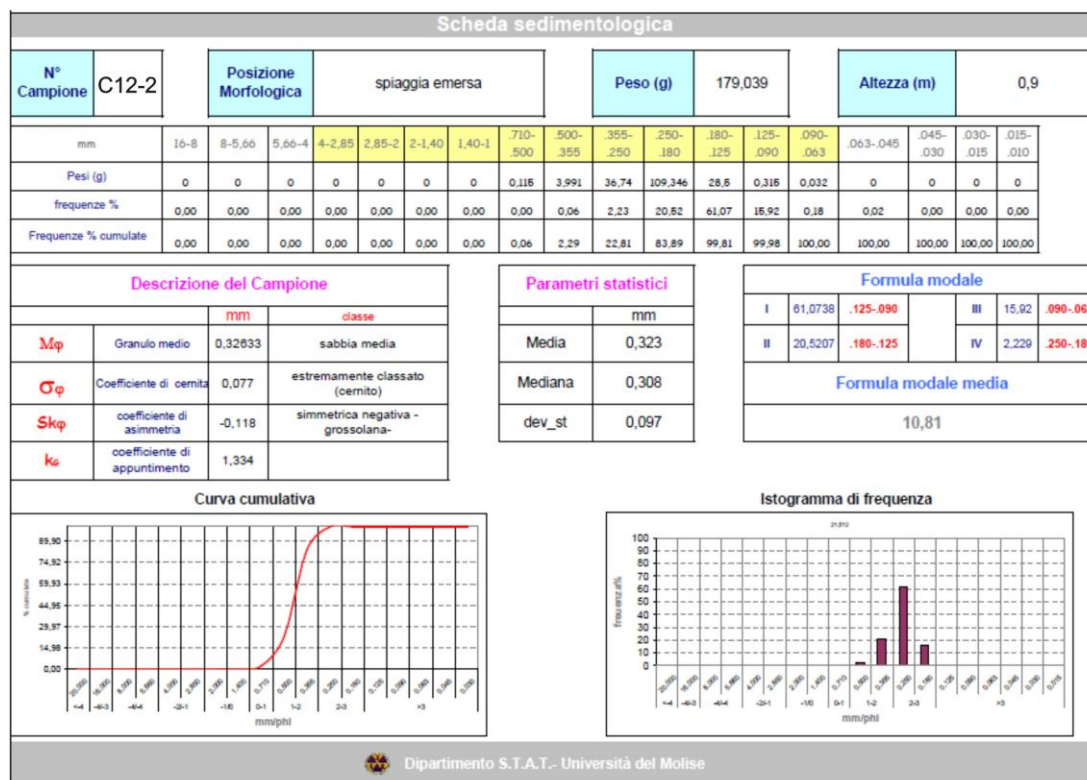
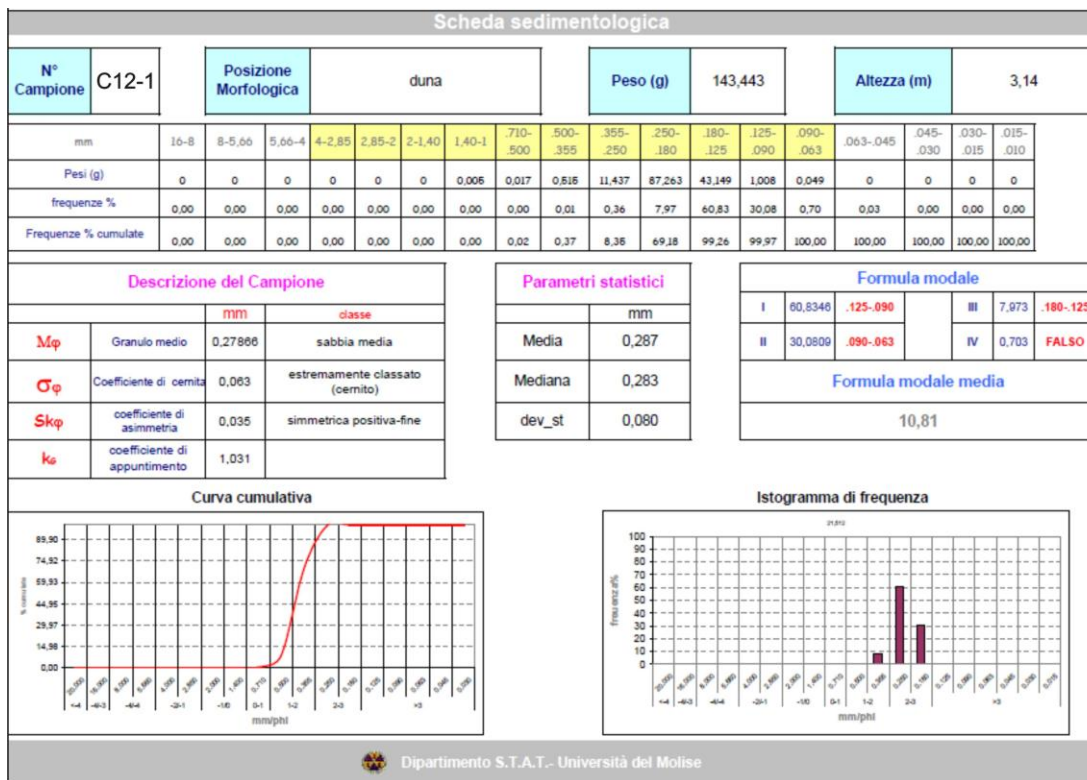


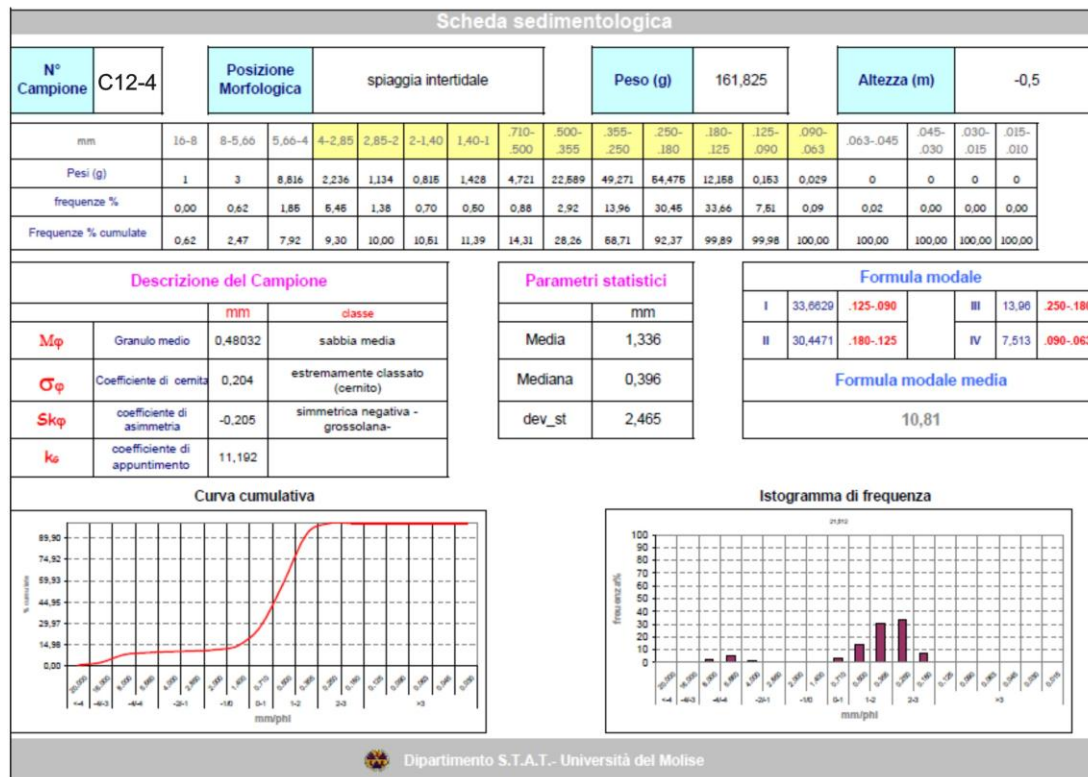
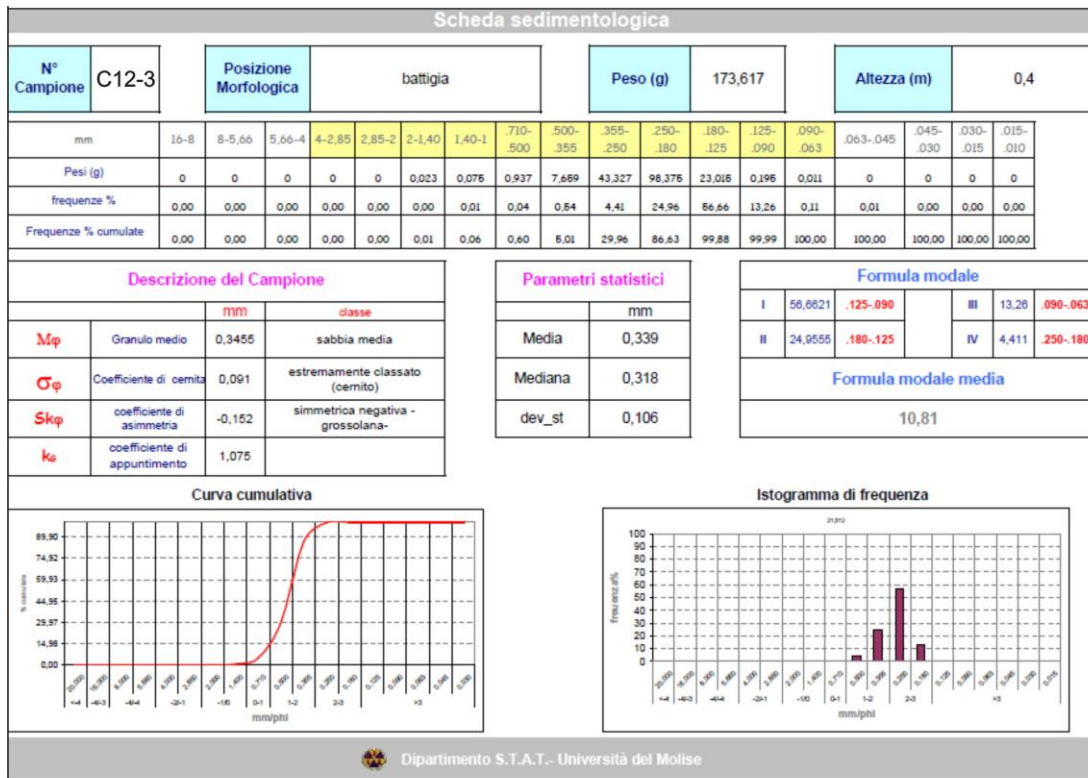












Bibliografia

AA.VV. (2004) *Living with Coastal erosion in Europe: Sand and Space dot Sustainability. Guidance document for quick hazard assessment of coastal erosion and associated flooding*, EuroSION, Service Contract B4-3301/2001/329175/MAR/B3 “Coastal erosion - Evaluation of the need for Action”, Directorate General Environment European Commission, 1-30.

AA.VV. (2005) *GPS. Guida all'uso del GPS per il rilevamento del territorio e l'aggiornamento cartografico*. Assogeo-Trimble, Maggioli Editore.

Abuodha, P. & Woodroffe, C.D. (2007) Assessing vulnerability of coasts to climate change: A review of approaches and their application to the Australian coast. In: *GIS for the Coastal Zone: A selection of Papers from CoastGIS 2006*. Woodroffe, C.D., Bruce, E., Puotinen, M. & Furness RA (eds.) Australian National Centre for Ocean Resources and Security University of Wollongong, Wollongong, Australia

Accadia, C., Arena, G., Barbano, A., Bencivenga, N., Casaioli, M., Colagrossi, A., Corsini, S., Inghilesi, R., Mariani, S., Monacelli, G., Nardone, G. & Rizzo A. (2003) Il Sistema Idro-Meteo-Mare e le reti di monitoraggio marino dell' APAT. *Atti della Settima Conferenza Nazionale delle Agenzie Ambientali*, Milano, 24-26 Novembre 2003

Addo, K.A., Walkden, M. & Mills, L.P. (2008) Detection, measurement and prediction of shoreline recession in Accra, Ghana. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*. **63**, 543–558.

Adem, J. (1989) On the effect of the orbital variation on the climates from 4000 yr ago to present. *Annales geophysicae*, **7**, 599-606.

Ahrens, J.P. & Seelig W.N. (1996) Wave runup on beaches. In: *Proceeding of the 25th coastal engineering conference*, American Society of Civil Engineers, 981–993.

Airy, G.B. (1845) *Tides and waves*. Encyclopaedia Metropolitana. **5**, 241-396.

Amato A., Ascione, A., Cinque, A. & Lama A. (1991) Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica dell'alta Piana del fiume Sele e delle sue valli tributarie (Campania). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **14(1)**, 5-12.

Amato V. (2005) La risposta di alcuni tipici sistemi morfodinamici della Campania (Italia meridionale) alle variazioni climatiche oloceniche. PhD Thesis, Università degli Studi di Napoli Federico II, Italy.

Amato, V., Aucelli, P.P.C., Avagliano, G., Cesarano, M., Cinque, A., Cipriani, M., D'Argenio, B., Di Donato, V., Di Paola, G., Russo Ermolli, E., Pappone, G., Petrosino, P., Pontrandolfo, A., Roskopf, C.M. & Santoriello, A. (in press) *Morpho-stratigrafia e paleoambienti olocenici dell'area peri-urbana di Poseidonia-Paestum*. Aracne Editrice.

Amato, V., Avagliano, G., Cinque, A., Cipriani, M., Di Paola, G., Pontrandolfo, A., Roskopf, M.C. & Santoriello, A. (2009) Geomorphology and geoarcheology of the area of Paestum: modifications of the physical environment in historical times, *Mediterranean*, **112**, 129-135.

Anders, F.J. & Byrnes M.R. (1991) Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. *Shore and Beach*, **59(1)**, 17–26.

Andrade, F. & Ferreira, M.A. (2006) A simple method of measuring beach profiles. *Journal of Coastal Research*, **22(4)**, 995–999.

Antonioli, F. & Leoni, G. (2007). *Mappa Nazionale delle aree a rischio di allagamento da parte del mare*. Dossier ENEA per lo studio dei cambiamenti climatici e loro effetti. RT ENEA

Antonioli, F. & Silenti, A. (2007) Variazioni relative del livello del mare e vulnerabilità delle pianure costiere italiane. *Quaderni della Società Geologica Italiana*, **2**, 1-29.

Aucelli, P.P.C, Aminti, P.L., Amore, C., Artom, C., Bellotti, P., Bozzano, A., Caputo, C., Castellini, G., Cipriani, L.E., Cocco, E., Corradi, N., D'Alessandro, L., Damiani, L., Davoli, L., De Pippo, T., Devoti, S., Di Gregorio, F., Evangelista, S., Ferrari, M., Ferri, S., Fierro, G., Fontolan, G., Ginesu, S., Giuffrida, E., Iannantuono, E., Iuliano, S., La Monica, G.B., Landini, B., Mascioli, F., Nesci, O., Palmentola, G., Pranzini, E., Pugliese, F., Randazzo, G., Raffi, R., Roskopf, C.M., Salvatore, M.C., Silenzi, S., Simeoni, U. & Veltri, P. (2006) Lo stato dei litorali italiani. GNRA. *Studi Costieri*, **10**, 5-112.

Baggioni, M. (1975) Néotectonique, terrasses et niveaux marins de la Plaine du Sélé (Italie du Sud). *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, **1**, 3–11.

Barra D., Calderoni G., Cipriani M., De La Geniere' J., Fiorillo L., Greco G., Mariotti Lippi M., Mori Secci M., Pescatore T., Russo B., Senatore M.R. Tocco Sciarelli G & Thorez J. (1999) –Depositional history and palaeogeographic reconstruction of Sele coastal plain during Magna Grecia settlement of Hera Argiva (Southern Italy). *Geologica Romana*, **35**, 151-166.

Barra, D., Calderoni, G., Cinque, A., De Vita, P., Roskopf, C. & Russo Ermolli, E. (1998) New data on the evolution of the Sele River coastal plain (Southern Italy) during the Holocene. *Il Quaternario*, **11**, 287-299.

Barry, R.G. (1981) Trends in snow and ice research. *EOS*, **62**, 1139-1144.

Bascom, W.N. (1959) The relationship between sand and beach-face slope. *Am. Geophys. Union Trans.* **32(6)**, 866-974.

Bartole, R., Savelli, D., Tramontana, M. & Wezel, F.C. (1984) Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, Southern Italy. *Marine Geology*, **55**, 163-180

Battjes, J.A. (1974) Surf similarity. In: *Proceedings of the 14th coastal engineering conference*, American Society of Civil Engineers, 569–587.

Benassai, G., Chirico, F. & S. Corsini (2009) Una metodologia per la definizione del rischio da inondazione costiera. *Studi Costieri*, **16**, 51 – 72.

Berger, A.R. & Iams, W.J. (1996) *Geoindicators: assessing rapid environmental changes in earth system*. Rotterdam: A.A. Balkema.

Blanc, A.C. (1934) Formazioni pleistoceniche nel sottosuolo della Versilia (Nota preliminare). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb.*, **43**, 129-143.

Boak, E.H. & Turner, I.L. (2005) Shoreline definition and detection: A review. *Journal of Coastal Research*. **21(4)**, 688–703.

Boruff, B.J., Emrich, C & Cutter, S.L. (2005) Erosion hazard vulnerability of US coastal counties. *Journal of Coastal Reearch*, **21(5)**, 932-942.

Bowen, A.J., Inman, D.L. & Simmons, V.P. (1968) Wave ‘set-down’ and ‘set-up’. *J. Geophys. Res.*, **73(8)**, 2569–2577.

Brancaccio, L., Cinque, A., Belluomini, G., Branca, M. & Delitalia L. (1986) Isoleucine Epimerization dating and tectonic significance of Upper Pleistocene sea-level features of the Sele Plain (Southern Italy). *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* **62**, 159-166

Brancaccio, L., Cinque, A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N. & Santo A. (1991) Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy). *Zeitschrift fur Georphologie. N.F., Suppl. Bd.* **82**, 47-58.

Brancaccio, L., Cinque, A., Romano, P., Roskopf, C.M., Russo, F. & Santangelo, N. (1995) L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica. *Memorie della Società Geografica Italiana*, **53**, 313-336.

Brancaccio, L., Cinque, A., Russo, F., Santangelo, N., Alessio, M., Allegri, L., Improta, S., Belluomini, G., Branca, M. & Delitalia L. (1988) Nuovi dati cronologici sui depositi marini e continentali della Piana del F. Sele e della costa settentrionale del Cilento (Campania, Appennino Meridionale). *Atti del 74° congresso della Soc. Geol. It.*, **A**, 55-66.

- Brancaccio, L., Cinque, A., D'Angelo, G., Russo, F., Santangelo, N. & Sgrosso, I. (1987) Evoluzione tettonica e geomorfologica della Piana del Sele (Campania, Appennino meridionale). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **10**, 47-55.
- Brewster, L.F.S. (2002) *The development of a comprehensive littoral vulnerability assessment approach for a small island developing state: a case study for Barbados*. Littoral 2002, The Changing Coast. EUROCOAST/EUCC, Porto, Portugal, 189-198.
- Brunel, C. & Sabatier, F. (2009) Potential sea-level rise influences on the shoreline position for French Mediterranean Coast. *Geomorphology*, **107**, 47-57.
- Bruun, P. (1962) Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal Waterways and Harbours Division*, **88(1-3)**, pp. 117-130.
- Budillon, F., Pescatore, T., Senatore, M. R. (1994) Cicli deposizionali del Pleistocene superiore-olocene sulla piattaforma continentale del golfo di Salerno (Tirreno meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, **113**, 303-316.
- Budillon, F., Vicinanza, D., Ferrante, V. & Iorio, M. (2006) Sediment transport and deposition during extreme sea storm events at the Salerno Bay (Tyrrhenian Sea): comparison of field data with numerical model results. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **6**, 839-852.
- Bush, D.M., Neal, W.J., Young, R.S. & Pilkey, O.H. (1999) Utilization of geoindicators for rapid assessment of coastal-hazard risk and mitigation. *Ocean & Coastal Management*, **42**, 647-670.
- Cabanes, C., Cazenave, A. & Le Provost, C. (2001) Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations. *Science*, **294**, 840-842.
- Calafat, F.M. & Gomis, D. (2009) Reconstruction of Mediterranean sea level fields for the period 1945-2000. *Global and Planetary Change*, **66 (3-4)**, 225-234.
- Camfield, F.E. & Morang, A. (1996) Defining and interpreting shoreline change, *Ocean & Coastal Management*. **3**, 129-151.
- Carter, T.R., Parry, M.L., Nishioka, S. & H. Harasawa (1994) *Technical guidelines for assessing climate change impacts and adaptation*. University College London, London, and Centre for Global Environmental Research, Tskuba, Japan.
- Casciello, E., Cesarano, M. & Pappone, G. (2006) Extensional detachment faulting on the Tyrrhenian margin of the southern Apennines contractional belt (Italy). *Journal of the Geological Society*, **163**, 617-629.
- Casnedi, R. (1988) La fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **41**, 439-448.
- Cazenave, A., Bonnefond, P., Mercier, F., Dominh, K. & Toumazou, V. (2002) Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges. *Global and Planetary Change*, **34**, 59-86.
- CEES (2006) *Beach management project: Best practices guidelines for 50 beaches along the coastline of Barbados*. Draft report submitted to the Government of Barbados, St. Michel, Barbados, Coastal & Environmental Engineering Solutions Inc.
- Celico, P., De Gennaro, M., Ferreri, M., Ghiara, M.R. & Stanzione, D. (1982) Geochimica delle sorgenti mineralizzate della Piana di Paestum (Campania, Italia). *Periodo di Mineralogia*, **51**, 249-274.
- CERC - Coastal Engineering Research Center (1995) Irregular wave runup on beaches. In: *Coastal engineering technical note I-60*, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg.
- CERC - Coastal Engineering Research Centre (1984) *Shore protection manual*. V. I e II, US Army Corps of Engineers.
- Cestari G. (1969) Geologia e idrogeologia della Piana del Sele di Paestum (Salerno). *Geologia Tecnica*, **5**, 1-12.

Church, J.A., White, N.J., Coleman, R., Lambeck, K. & Mitrovica, J.X. (2004) Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period. *Journal of Climate*, **17**, 2609–2625.

Cinque A., Romano P., Budillon F. & D'Argenio B. (2009) *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Foglio 486: Foce Sele. difesa del suolo*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.

Cinque, A. (1986) *Guide alle escursioni geomorfologiche (Penisola Sorrentina, Capri, Piana del Sele e Monti Picentini)*. Riunione annuale del Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, Amalfi 1986, Pubbl. n.33 del Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Federico II", Napoli.

Cleary, W.J., Johnsen, C.D., Johnston, M.K. & Sault, M. (1999) Storm impacts and shoreline recovery in SE NC: role of the geologic frame work. In: *Coastal sediments 1999*, American Society of Civil Engineering, Long Island, 1798–1813.

Cocco, E. & De Magistris M.A. (1988) Evoluzione storica e recente del litorale di Paestum (Golfo di Salerno). *Memorie della Società Geologica Italiana*, **41**, 697-702.

Cocco, E. & Iuliano, S. (1999). L'erosione del litorale in sinistra foce Sele (Golfo di Salerno): dinamica evolutiva e proposta di intervento a difesa e tutela della spiaggia e della pineta litoranea di Paestum. *Il Quaternario*, **12**(2), 125-140.

Cocco, E., de Magistris M.A., Efaicchio M.T. & Boscaino, T. (1992) Geoenvironmental features of the Sele River Plain littoral (Gulf of Salerno, Southern Italy). *Boll. Di Ocean. Teo. Ed Appl.*, **10**(2-3-4), 236-245.

Cooper, J. & Pilkey, O. (2004) Sea level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change*, **43**, 157-171.

Cooper, N.J., Jay, H. (2002) Predictions of large-scale coastal tendency: development and application of a qualitative behavior-based methodology. *Journal of Coastal Research. Special Issue 36*, 173-181.

Crowell, M., Leatherman, S.P. & Buckley, M.K. (1993) Erosion rate analysis: Long term versus short term data. *Shore and Beach*, **61** (1), 13–20.

Crowell, M., Letherman, S.P. & Buckley, M.K. (1991) Historical shoreline change: Error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*. **7**(3), 839–852.

Curray, J.R. (1960) Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, northwest Gulf of Mexico. In: *Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico, 1951-1958* (Shepard, F.P., Phleger, F.B. & van Andel, T.H., eds), Am. Ass. Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, USA, 221-266.

Cutter S. L. (1996) Vulnerability to environmental hazards. *Progress in Human Geography*, **20**(4), 529-539.

Cutter, S. L., Mitchell, J.T. & Scott, M.S. (2000) Revealing the vulnerability of people and places: a case study of Georgetown County, South Carolina. *Ann Assoc Am Geogr.*, **90**, 713-737.

D'Acunzi, G., De Pippo, T., Donadio A., Peduto, F., Santoro, U., Sessa, F., Terlizzi, F. & Turturiello, M.D. (2008) Studio dell'evoluzione della linea di costa della piana del Sele (Campania) mediante l'uso della cartografia numerica. *Studi Costieri*, **14**, 55-67.

D'Argenio, B., Alberico, I., Amato, V., Aucelli, P.P.C., Di Paola, G., Pappone, G. & Giordano, L (2011a) Historical change and trend evolution assessment of the coastline between Salerno and Agropoli, Sele Plain (Southern Italy). *Rassegna delle attività di ricerca scientifica e tecnologica del CNR nell'ambito del mare e delle sue risorse*, Volume Mare.

D'Argenio, B., Amato, V., Anzalone, E., Aucelli, P.P.C., Cesarano, M., Cinque, A., Da Prato, S., Di Paola, G., Ferraro, L., Pappone, G., Petrosino, P., Roskopf, C.M. & Russo Ermolli, E. (2011b) *Holocene palaeo-geographical evolution of the Sele river alluvial-coastal plain: new morphosedimentary data from Poseidonia-Paestum area*. *Rassegna delle attività*

di ricerca scientifica e tecnologica del CNR nell'ambito del mare e delle sue risorse, Volume Mare, 2011.

Dal Cin, R. & Simeoni, U. (1994) A model for determining the classification, vulnerability and risk in the southern coastal zone of the Marche (Italy). *Journal Coastal Research*, **10 (I)**, 18-29.

Davidson-Arnott, R.G.D. (2005) A conceptual model of the effects of sea level rise on sandy coasts. *Journal of Coastal Research*, **21(6)**, 1166–1172.

de Lange, W.P. (2003) Tsunami and storm-surge hazard in New Zealand. In: *The New Zealand coast*. Goff, J.R., Nichol, S.L., Rouse, H.L. (eds.), Te Tai O Aotearoa, 79–95. Dunmore Press, Palmerston North, USA.

De Pippo, T., Cocco, E., De Magistris, M.A., Efaicchio, M.T., Giulivo, I., Tarallo, F. & Valente, A. (1990) Evoluzione e dinamica litoranea delle spiagge della Piana del Sele (Campania, Italia). *Pact.*, **25**, 271 – 277.

De Pippo, T., Donadio, C., Pennetta, M., Petrosino, C., Terlizzi, F. & Valente A. (2008) Coastal hazard assessment and mapping in Northern Campania, Italy. *Geomorphology*, **97**, 451–466.

del Pozo, J.A.M., & Anfuso, G. (2008) Spatial approach to medium-term coastal evolution in south Sicily (Italy): implications for coastal erosion management. *Journal of Coastal Research*. **24(1)**, 33–42.

Delgado, I. & Lloyd, G. (2004) A simple low cost method for one person beach profiling. *Journal of Coastal Research*, **20(4)**, 1246–1252.

Dickson, M.E., Walkden, M.J. & Hall, J.W. (2007) Systemic impacts of climate change on an eroding coastal region over the twenty-first century. *Climatic Change*, **84(2)**, 141–166.

Diez, P.G., Perillo, G.M.E, & Piccolo., M.C. (2007) Vulnerability to sea-level rise on the coast of the Buenos Aires Province. *Journal of Coastal Research*, **23(1)**, 119-126.

Dolan, R. & Davis, R.E. (1994) Coastal storm hazards. *Journal Coastal of Research* **SI 12**, 103–114.

Dolan, R. & Hayden, B. (1981) Storms and shoreline configuration. *J. Sediment. Petrol.*, **51**, 737–744.

Dolan, R., Fester, M.S. & Holme, S.J. (1991) Temporal analysis of shoreline recession and accretion. *Journal of Coastal Research*, **7(3)**, 723–744.

Dolan, R., Hayden, B., May, P. & Suzette, R. (1980) The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs. *Shore and Beach*, **48**, 22–29.

Doukakis E. (2005) Coastal Vulnerability and Risk Parameters. *European Water*, **11/12**, 3-7.

EEA - European Environment Agency (2004) *Mapping the impacts of recent natural disasters and technological incidents in Europe*. Environmental issue report, 35.

Environment Agency (2005) *State of the Environment Report*. Crown copyright.

European Commission (1999a) *Lessons from the European Commission's Demonstration Programme on Integrated Coastal Zone Management (ICZM)*. Luxembourg.

European Commission (1999b) *Towards a European Integrated Coastal Zone Management (ICZM) Strategy: General Principles and Policy Options*. Luxembourg.

European Commission (2006) *Proposal for a Directive on the assessment and management of floods*. Brussels.

Eurosin (2004) *Eurosin - living with coastal erosion in Europe*. European Commission, Luxembourg.

Fabbri, A. & Gallignani, P. (1972) Ricerche geomorfologiche e sedimentologiche nell'Adriatico meridionale. *Giorn. Geol.*, **38**, 453 - 498.

Fairbridge, R.W. (1961) Eustatic changes in sea level. *Physics and Chemistry of the Earth*, **4**, 99-185.

- Ferranti, L., Monaco, C., Antonioli, F., Maschio, L., Kershaw, S. & Verrubbi, V. (2007) The contribution of regional uplift and coseismic slip to the vertical crustal motion in the Messina Straits, southern Italy: Evidence from raised Late Holocene shorelines. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B06401, doi:10.1029/2006JB004473
- Ferrei V. (1985) Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini quaternari dell'Italia centro-meridionale. *Red. Acc. Scienze Fis. e Mat.*, **52**, 1-47.
- FitzGerald, D.M. (1988) Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. In: D.G. Aubrey, L. Weishar (Eds.), *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, Springer-Verlag, New York, pp. 186–225.
- Folk, R. & Ward, V.C. (1957) Brazos River Bar: A study in the significance of grain-size parameters. *J. Sediment Petrol.*, **27**, 3-26.
- Fontolan, G., Bezzi, A., Pillon, S. & Racca, R. (2001) - *Rischio da mareggiata* - Programma di previsione e prevenzione in materia di Protezione civile, Venezia.
- Galloway W.E. (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Broussard, M.L. (ed.) *Deltas: models for exploration* Houston Geological Soc., Texas, 87-98.
- Galvin, C.J. (1972) Waves breaking in shallow water. In *Waves on beaches*. Mayer, R. (ed.), Academic Press, London, UK, 413-455.
- Gibeaut, J.C., Waldinger, R., Hepner, T., Tremblay, T.A., White, W.A. & Xu, L. (2003) *Changes in bay shoreline position, west bay system, Texas*. Report of the Texas coastal coordination council pursuant to national oceanic and atmospheric administration award No. NA07OZ0134 GLO Contract Number 02-225R.
- Gollwitzer, S. (1994) - *Structural reliability applications in aerospace engineering*, Proc. ICOSSAR '93, Innsbruck, A.A. Balkema, Rotterdam, 1265-1272.
- Gornitz V. & White T. W. (1992) – *A coastal hazards database for the U.S. East Coast*. ORNL/CDIAC-45, NDP-043A. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.
- Gornitz V.M., Daniels R.C., White, T.W & Birdwell, K.R. (1994) The development of a coastal risk assessment database: vulnerability to sea-level rise in the U.S. Southeast. *Journal of Coastal Research*, **Special Issue 12**, 327-338.
- Gornitz, V.M., Beaty, T.W., Daniels, R.C. (1997) *A coastal hazards data base for the U.S. West Coast*. ORNL/CDIAC-81, NDP-043C, Oak ridge national laboratory, Oak ridge, Tennessee, USA.
- Gornitz, V.M., White, T.W. & Cushman, R.M. (1991) Vulnerability of the US to future sea level rise. In: *Coastal Zone '91, Proceedings of the 7th Symposium on Coastal and Ocean Management*. American Society of Civil Engineers, 1345-1359.
- Guy M. (1989) Le rivage maritime et la lagune de Poseidonia-Paestum. *PACT*, **25**, 1990
- Guy M. (1990) La costa, la laguna e l'insediamento di Poseidonia-Paestum. In: Paestum – La città e il territorio. *Quaderno di documentazione dell'Istituto della Enciclopedia Italiana Treccani*, 67-77.
- Guza, R. & Bowen, A. (1975) The resonant instabilities of long waves obliquely incident on a beach. *Journ. Geophysical Research*, **80**, 4529-4534.
- Guza, R. & Inman, D. (1975) Edge waves and beach cusps. *Journ. Geophysical Research*, **80**, 2297-3012
- Guza, R.T. & Thornton, E.B (1982) Swash oscillations on a natural beach. *J. of Geophys. Res.*, **87**, 483-491.
- Hallermaier, R.J. (1977) Use for a calculated limit depth to beach erosion. *XVI Coastal Engineering Conf.*, 1493-1512.
- Hapke, C.J., Reid, D., Richmond, B.M., Ruggiero, P. & List, J. (2006) *National assessment of shoreline change part 3: Historical shoreline change and associated coastal land loss along sandy shorelines of the California coast*. US Geological Survey Open File Report 2006-1219.

- Havholm, K.G., Ames, D.V., Whittecar, G.R., Wenell, B.A., Riggs, S.R., Jol, H.M., Berger, G.W. & Holmes, M.A. (2004) Stratigraphy of back-barrier coastal dunes, northern North Carolina and southern Virginia. *Journal of Coastal Research*, **20(4)**, 980–999.
- Hayas, J.D., Imbrie, J. & Shackleton N.J. (1976) Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, **194**, 1121-1131.
- Hewitt K. (1997) *Region of risk: a geographical introduction to disasters*. Longman, Harlow.
- Hinrichsen, D. (1998) *Coastal Waters of the World: Trends, Threats, and Strategies*. Island Press, Washington, DC.
- Hinton, C. & Nicholls, R.J. (1998) Spatial and temporal behaviour of depth of closure along the Holland coast. In: *Proc. 26th Coastal Engineering Conference*, ASCE, 2913–2925.
- Hoffman, J.S., Keyes, D. & Titus, J.G. (1983) *Projecting future sea level rise. Methodology, Estimates to the year 2100 and research needs*. U.S. Environmental Protection Agency. 230-09-007.
- Holman, R.A. & Sallenger, A.H. (1985) Setup and swash on a natural beach. *J. of Geophys. Res.*, **90**, 945-953.
- Hosking, A. & Moore, R. (2001) *Preparing for the impacts of climate change*. Report for the Standing Conference on Problems Associated with the Coastline (SCOPAC). Swindon.
- Houser, C., Hapke, C. & Hamilton, S. (2008) Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology*, **100**, 223–240.
- Hunt, I.A. (1959) Design of seawalls and breakwaters. *J. Waterw. Harb. Div., Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, **85(WW3)**, 123–152.
- Inman, D.L. & Nordstrom, C.E. (1971) On the tectonic and morphologic classification of coasts. *Journal of Geology*, **79**, 1-21.
- IPCC (2001) *Third Assessment Report – Climate Change 2001*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, UK.
- IPCC (2007) *Fourth Assessment Report – Climate Change 2007*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, UK.
- Ippolito F, Ortolani F. & Russo M. (1973) Struttura marginale tirrenica dell'Appennino Campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **12**, 227-250.
- Istituto Idrografico della Marina (1989) Mare Tirreno – Italia: da Ischia a Punta Licosa 1:100000.
- Iuliano S. (2000) Evoluzione recente della fascia costiera del F. Sele (Golfo di Salerno) in rapporto al rifornimento detritico. PhD Thesis, Università degli Studi di Napoli Federico II, Italia
- Jiménez, J.A., Sánchez-Arcilla, A., Bou, J. & Ortiz, M.A. (1997) Analysing short-term shoreline changes along the Ebro delta using aerial photographs. *Journal of Coastal Research*, **13(4)**, 1256-1266.
- Klein, M. & Lichter, M. (2009) Statistical analysis of recent Mediterranean Sea-level data, *Geomorphology*, **107**, 3–9.
- Komar, P.D. (1998) *Beach Process and Sedimentation (II ed.)*. Prentice-Hall, Englewood Cliff: New jersey (I ed. 1976).
- Krausea, G. & Soares, C. (2003) Analysis of beach morphodynamics on the Bragantinian mangrove peninsula (Para´, North Brazil) as prerequisite for coastal zone management recommendations. *Geomorphology*, **60**, 225–239.
- Kumar, T.S., R. S., Mahendra, S., Nayak, K., Radhakrishnan & K.C., Sahu (2010) Coastal Vulnerability Assessment for Orissa State, East Coast of India. *Journal of Coastal Research*, **26(3)**, 523-534.

- La Greca, F. & Valerio, V. (2008) *Paesaggio antico e medioevale nelle mappe aragonesi di Giovanni Pontano Le Terre del Principato Citra*. Edizioni del Centro di promozione culturale per il Cilento, Acciaroli (SA).
- Lambeck, K., & Chappell, J. (2001) Sea-level change during the last glacial cycle. *Science*, **292**, 679–686
- Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, A. & Silenzi, S. (2004a) Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yrs. *Quaternary Science Reviews*, **23**, 1567-1598.
- Lambeck, K., Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A. & Esposito, A. (2004b) Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for modern sea level rise. *Earth and Planetary Science Letter*, **224**, 563-575.
- Langfelder, L.J, Stafford, D.B & Amein, M. (1970) Coastal erosion in North Carolina. *Journal of Waterways and Harbors Division*. **962**, 531–545.
- Leatherman, S.P (1983) Shoreline mapping: a comparison of techniques. *Shore and Beach*. **51**, 28–33.
- Leatherman, S.P. (1981) *Over wash processes*. Hutchinson Ross, Pennsylvania, USA.
- Lee, E. M. & Moore, R. (2004) *Response project briefing notes relating to risks*. Birmingham, UK.
- Lee, G.H., 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(3–4)**, 163–177.
- Levoy, F., Anthony, E.J., Monfort, O., Larsonneur, C. (2000) The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. *Marine Geology*, **171**, 39-59.
- Leyland, J. & Darbya, S.E. (2008) An empirical–conceptual gully evolution model for channeled sea cliffs. *Geomorphology*, **102 (3-4)**, 419–434.
- Lippmann Provançal, M. (1987)- L'Apennin campanien méridional (Italie): étude géomorphologique. PhD Thesis, Univer. d'Aix- Marseille II, France.
- Maclaren, C. (1842) The glacial theory of Professor Agassiz of Neuchatel. *Am. J. Sci.*, **42**, 346-365.
- Magini, G.A. (1606) *Principato Citra, olim Picentia*. Bologna.
- Maier, M.F. (1990) *Role and land ice in present and future sea-level changes*. In: *Sea-level changes* (National Research ed.) National Academy Press, Washington DC, 171-184.
- Marchetti, M. (2000) *Geomorfologia fluviale*. Pitagora Ed., Bologna.
- Marcos, M., Tsimplis, M. (2008) Coastal sea level trends in Southern Europe, *Geophys. J. Int.* **175**, 70-82.
- Mase H (1989) Random wave runup height on gentle slopes. *J. Waterw. Port. Coast. Ocean. Eng.*, **115(5)**. 649–661.
- Mase, H. (1989) Random wave runup height on gentle slopes. *J. Waterw. Port. Coast. Ocean. Eng.*, **115(5)**, 649–661.
- Masselink, G. & Short, A.D. (1993) The effect of tidal range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, **9**, 785– 800.
- Matias, A., Ferreira, O., Dias J.A., Vila-Concejoa, A. (2004) Development of indices for the evaluation of dune recovery techniques. *Coastal Engineeringm*, **51**, 261-276.
- Mcbride, R.A., Hiland, M.W., Penland S., Williams S.J., Byrnes M.R., Westphal K.A., Jaffe, B.E. & Sallenger, A.H. (1991) *Mapping barrier island changes in Louisiana: techniques, accuracy, and results*. Proceedings of the Coastal Sediments '91, Seattle, Washington, pp. 1011–1026.
- McInnes, R. (2006) *Affrontare i rischi derivanti dal cambiamento climatico nelle zone costiere: una guida di buone pratiche*. Centre for the Coastal Environment, Isle of Wight Council.
- Milankovitch, M. (1938) Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen. *Klimate. Handb. Geoph.*, **9**, 593-698.

- Montebello, C. (2004) La gestione integrata e sostenibile delle zone costiere nel diritto internazionale. *Rivista di diritto dell'economia, dei trasporti e dell'ambiente*, **II**/2004
- Moore L. (2000) Shoreline mapping techniques. *Journal Coastal Research*. **16**(1), 111–124.
- Mörner, N.A. (1969) The late Quaternary history of Kattegat Sea and the Swedish West Coast: deglaciation, shore level displacement, chronology, isostasy and eustasy. *Sveriges Geol. Undersökning*, C-640.
- Mörner, N.A. (1982) Sea level curves. In: *The encyclopedia of beaches and coastal environments* (Schwartz, M.L. ed.), Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, 729-733.
- Morton, R.A. (1978) Analysis of sequential shoreline changes, in: W.F. Tanner (Eds.), *Standards for measuring shoreline changes*. Tallahassee, Coastal Research and Department of Geology, Florida State University, Florida, pp. 43–48.
- Morton, R.A., Miller, T.L. & Moore, L.J. (2004) *National assessment of shoreline change part 1: Historical shoreline changes and associated coastal land loss along the US Gulf of Mexico*, US Geological Survey Open File Report 2004-1043, 2004, p. 44.
- Mostardini, F. & Merlini, S. (1986) Appennino Centro-Meridionale. Sezioni Geologiche e proposta di modello strutturale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **35**, 177-202.
- Munich, Re (2006) *Annual review: Natural catastrophes 2005*. Knowledge Series, Topics Geo. 302-04772. Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, Germany.
- Nicholls, R.J. & A.C., de la Vega-Leinert (2000) *Synthesis and upscaling of sea-level rise vulnerability assessment studies (SURVAS): SURVAS methodology*. Flood Hazard Research Centre – Middlesex University.
- Nicholls, R.J. & Hoozemans, F.M.J. (1996) The Mediterranean: vulnerability to coastal implications to climate change. *Ocean and Coastal Management*, **31**, 105-132.
- Nisi, M.F., Aminti, P., Cipriani, L., De Donatis, M., Devoti, S., Gabellini, M., Gallerini, G., Pranzini, E., Rossi, L. & Silenzi, S. (2003) La valutazione del Rischio da RSLR in Versilia. *Studi Costieri*, **6**, 133-162.
- Nordstrom, G. (2000) The Swedish Hydrographic Service on the eve of a new millennium, *Integrated coastal zone management*, Spring Edition, 37-40.
- Ortolani, F., Torre, M., Russo, B. & Di Nocera, S. (1979) Depositi alto-miocenici del bordo settentrionale della Piana del Sele (Campania). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **98**, 3-14.
- Özyurt, G. & Ergin, A. (2010) Improving coastal vulnerability assessments to sea-level rise: a new indicator based methodology for decision makers. *Journal of Coastal Research*, **26**(2), 265–273.
- Pajak, M.J. & Leatherman, S. (2002) The high water line as shoreline indicator. *Journal of Coastal Research*, **18**(2) 329–337.
- Pappone, G., Casciello, E, Cesarano, M., D'Argenio, B. & Conforti A. (2009) *Note illustrative della Carta Geologica d' Italia 1:50.000. Foglio 467: Salerno*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.
- Parlagreco, L., Antonioli, F., Devoti, S., Leoni, G., Montagna, P., Orlando, L., Screpanti, A., Silenzi, S. & Verrubbi, V. (2006) - Geomorphological evolution of the Sangro River coastal area. *ADRIA 2006*, International Geological Congress On The Adriatic Area, Urbino, Italy, 19-20 June 2006. Abstract
- Parlagreco, L., Antonioli, F., Devoti, S., Leoni, G., Screpanti, A., Silenzi, S. & Verrubbi, V. (2007a) - *La valutazione della vulnerabilità costiera e degli impatti delle variazioni del livello del mare sulla Regione Abruzzo: il sito pilota della Foce del Fiume Sangro*. Abruzzo Cronache.

- Parlagreco, L., Devoti, S., Leoni, G., Montagna, P. & Silenzi S. (2007b) Variazione della vulnerabilità in una piana costiera del sud pontino (Lazio) in funzione di sei scenari di sollevamento del livello marino per il 2100. In: *Il monitoraggio costiero mediterraneo, problematiche e tecniche di misura*. Sassari, 4-6 ottobre 2006. Volume degli atti, 29-36.
- Pescatore, T., Sgrosso, I. & Torre, M. (1970) Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano. *Mem. Soc. Natur. in Napoli*, **78**, 337-408.
- Pilkey, O.H., Cooper J. (2004) Society and sea level rise. *Science* **303**, 178.
- Pirazzoli, P.A. (1996) *Sea-Level Changes: the last 20 000 years*. John Wiley & Sonns, Chichester, UK.
- Plan Bleu (2005). *A Sustainable Future for the Mediterranean*. The Blue Plan's Environment and Development Outlook, edited by G. Benoit & A. Comeau. London: Earthscan. Chapter on "Urban Areas" – www.planbleu.org
- Pranzini, E. (2004) *La forma delle coste: geomorfologia costiera impatto antropico e difesa dei litorali*. Zanichelli, Bologna, Italy.
- Prasad, K. V. S. R., Arun Kumar, S. V. V., Venkata Ramu, C., Sreenivas, P. (2009) Significance of nearshore wave parameters in identifying vulnerable zones during storm and normal conditions along Visakhapatnam coast, India. *Natural Hazards*, **49**, 347–360
- Puleo, J.A.; Pearre, N.S.; He, L.; Schmied, L.; O'Neal, M.; Pietro, L.S. & Fowler, M. (2008) A single-user subaerial beach profiler. *Journal of Coastal Research*, **24(4)**, 1080–1086.
- Rayan, W.B.F., Pitman, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G, Dimitrov, P., Görür, N., Salinç, M. & Yüce, H. (1997) An abrupt drowning of the Black Sea Shelf. *Marine Geology*, **138**, 119-126.
- Ricci Lucchi, F. (1980) *Sedimentologia*. Parte I, II, III, CLUEB, Bologna.
- Rizzi Zannoni A. (1792) Golfo di Salerno, e continuazione della Costa, da Vietri sino a Pisciotta (Tav 4). In *Atlante Marittimo delle Due Sicilie*. Stamperia Reale, Napoli, 1785
- Rizzi Zannoni A. (1809) Eboli, Sele fiume (Tav. 19). In *Atlante geografico del Regno di Napoli*. Stamperia Reale, Napoli, 1809.
- Roberts, N. (1989) *The Holocene. An environmental history*. Basil Blackwell, Oxford, UK.
- Romagnoli C., Mancini F. & Brunelli R. (2006) Historical shoreline changes at an active island Volcano: Stromboli, Italy. *Journal of Coastal Research*. **22 (4)**, 739–749.
- Romine, B.M., Fletcher, C.H., Frazer, L.N., Genz, A.S., Barbee, M.M. & Lim, S.-C. (2009) Historical shoreline change, southeast Oahu, Hawaii; applying polynomial models to calculate shoreline change rates. *Journal of Coastal Research*, **25(6)**, 1236–1253.
- Roskopf, C. & Cantalupo, P. (1997) Tracce geoarcheologiche di variazioni ambientali storiche sulla costa di Agropoli (Cilento, Sud Italia). *Il Quaternario*, **10(1)**, 121-130.
- Ruggiero P. (1997) Wave runup on high energy dissipative beaches and the prediction of coastal erosion. PhD Thesis, Oregon State University, USA.
- Ruggiero, P., Komar, P.D., McDougal, W.G., Marra, J.J. & Beach, R.A. (2001) Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. *J. Coast. Res.*, **17(2)** 407–419.
- Russo, F. & Belluomini, G. (1992) Affioramenti di depositi marini tirreniani sulla Piana in destra del fiume Sele (Campania), *Boll. Soc. Geol. It.*, **111**, 25-31.
- Sallenger, A.H. (2000) Storm impacts scale for barrier islands. *J. Coast. Res.*, **16(3)**, 890–895
- Sallenger, A.H., Wright, C.W., Guy, K. & Morgan, K. (2004) Assessing storm-induced damage and dune erosion using airborne lidar: examples from Hurricane Isabel. *Shore Beach*, **72**, 3–7.
- Shepard, F.P. (1963) 35 000 years of sea level. In: *Essay in Marine Geology* (Clament, T. ed.), Univ. Southern California Press, Los Angeles, USA.

Short, A.D. (1999) *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Willey & Sons, Chichester, UK.

Silenzi S., Devoti S., Nisi M.F. (2003) - La valutazione del rischio da risalita del livello marino sulla costa della Toscana settentrionale. Percorso metodologico. *Studi Costieri*, **6**, Tavola 1.

Silenzi, S., Devoti, S., Nisi, M.F., De Donatis, M., Gallerini, G., Aminti, P., Pranzini, E., Rossi, L. & Gabellini M. (2002) - Integrated hazard of Italian coastal plains with respect to relative sea level rise: a case study in Versilia plain. *Littoral 2002, The Changing Coast*, **2**, 115-124.

Simeoni, U., Del Grande, C. & Gabianelli, G. (2003a) Variazioni ed ipotesi evolutive dell'assetto altimetrico del litorale emiliano-romagnolo. *Studi Costieri*, **7**, 81-93.

Simeoni, U., Tessari, U., Gabbianelli, G. & Schiavi, C. (2003b) Sea storm risk assessment in the Ravenna littoral (Adriatic Sea, Northern Italy). In: Ozhan E. (Ed), *Proceedings of the Sixth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment*, 7-11 October 2003, Ravenna, Italy, 1-3, 2223-2234.

Smith, A. W. S., Jackson, L. A. (1992) The variability in width of the visible beach. *Shore and Beach*, **60(2)**, 7-14.

Sorenson, R (1997) *Basic Coast Eng (II ed.)*. Chapman and Hall, New York, USA.

Stafford, D. (1971) *An aerial photogrammetric technique for beach erosion surveys in North Carolina*. Fort Belvoir, Coastal Engineering Research Centre., Virginia, USA

Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A. & Sallenger, A.H. (2006) Empirical parametrization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, **53(7)**, 573–588.

Stockdon, H.F., Sallenger, 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.

Suess, E. (1888) *Das anlitz der Erde. F. Tempsky*. Vienna. Ed. Ingl.: *The face of the Earth*. Oxford University Press, London, 1906

Summerfield, M.A. (1991) *Global geomorphology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA.

Thieler, E.R. & Hamman Klose, E.S. (1999) *National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Atlantic Coast*. U.S. Geological Survey Open-File Report 99-593, Woods Hole, Massachusetts

Thieler, E.R. & Danforth, W.W. (1994) Historical shoreline mapping (II): application of the digital shoreline mapping and analysis systems (DSMS/DSAS) to shoreline change mapping in Puerto Rico. *Journal of Coastal Research*, **10**, 600–620.

Thieler, E.R. & Hammar-Klose, E.S. (2000) *National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Pacific Coast*. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-178, Woods Hole, Massachusetts, USA.

Thieler, E.R. (2000) *National Assessment of Coastal Vulnerability to Future Sea-level Rise*. USGS 076-00.

Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L. & Miller, T.L. (2005) *Digital shoreline analysis system (DSAS) version 3.0: an ArcGIS© extension for calculating shoreline change*. U.S. Geological Survey Open-File Report 2005-1404, 2005.

UN - United Nations (2003) *Protection of the oceans, all kinds of seas, including enclosed and semi-enclosed seas, and coastal areas and the protection, rational use and development of their living resources*. (accessed 24/08/10)

UNDRO (United Nations Disaster Relief Organization) (1977) *Disaster prevention and mitigation: a compendium of current knowledge-land use aspects*. Vol 5, UNDRO, New York, USA.

van Rijn, L.C., Walstra, D.J.R., Grasmeyer, B., Sutherland, J., Pan, S. & Sierra, J.P. (2003) The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based Profile models. *Coastal Engineering*, **47**, 295-327.

Van Rijn, L.C. (1988) *Principles of Coastal Morphology*. Aqua Publications, Amsterdam.

Violante, C., D'Argenio, B. (2000) I travertini all'origine e nel declino dell'antica città di Poseidonia-Paestum (2500-1000 anni prima del presente). *Atti del Convegno GeoBen 2000, Torino*, Pubblicazione C.N.R. (GNDCI) n. **2133**, 841-848.

Wiegel, R.L. (2005) *Oceanographical Engineering (II ed.)*. Dover, Mineola: New York, USA.

Williams, A. & Micallef, A. (2009) *Beach management: Principles & Practice*. Earthscan, London, UK.

Williams, A.T. & Ergin, A. (2004) Heritage Coasts in Wales, UK. In Micallef, A. & Vassallo, A. (eds.) *Proceedings of the First International Conference on the Management of Coastal Recreational Resources: Beaches, Yacht Marinas and Ecotourism*, Euro-Mediterranean Centre on Insular Coastal Dynamics, Valletta, University of Malta, pp. 219-277.

Wu, S.Y., Yarnal, B. & Fisher, A. (2002) Vulnerability of coastal communities to sea-level rise: a case study of Cape May County, New Jersey, USA. *Climate Research*. **22**, 225-270.

Xue, Z., Feng, A., Yin, P. & Xia, D. (2009) Coastal erosion induced by human activities: A northwest Bohai Sea case study. *Journal of Coastal Research*, **25(3)**, 723–733.

Zújar, J., Álvarez, J. I. & Martín, D. (2009) El uso de las TIG para el cálculo del índice de vulnerabilidad costera (CVI) ante una potencial subida del nivel del mar en la costa andaluza (España), *GeoFocus (Artículos)*, **9**, 83-100.

<http://sit.regione.campania.it/website/vtr/viewer.htm>

http://www.idromare.it/analisi_dati.php

<http://www.un.org/esa/sustdev/documents/agenda21/english/agenda21toc.htm>