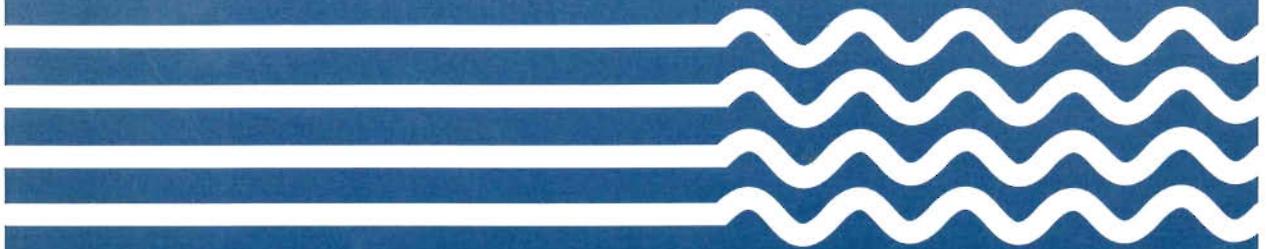


Studi costieri

Dinamica e difesa dei litorali - Gestione integrata della fascia costiera

N. 6
2003

La valutazione del rischio da risalita del livello marino
sulla costa della Toscana settentrionale



Studi costieri

Dinamica e difesa dei litorali - Gestione integrata della fascia costiera

Collana diretta da:

Enzo Pranzini

Dipartimento di Scienze della Terra

Via J. Nardi 2 - 50132 Firenze

Tel. 055 243486 - Fax 055 241595

E-mail epranzini@unifi.it

Comitato scientifico

Segreteria: **Pierluigi Aminti**

Dipartimento di Ingegneria civile

Via S. Marta 3 - 50139 Firenze

Tel. 055 4796224 - Fax 055 495333

E-mail aminti@dicea.unifi.it

Carlo Bartolini - Firenze

Edoardo Benassai - Napoli

Paolo Boccotti - Reggio Calabria

Antonio Brambati - Trieste

Leandro D'Alessandro - Chieti

Giuliano Fierro - Genova

Giovanni Battista La Monica - Roma

Alberto Lamberti - Bologna

Gianfranco Liberatore - Udine

Elvidio Lupia Palmieri - Roma

Giuseppe Matteotti - Padova

Alberto Noli - Roma

Arturo Ragone - Napoli

Giulio Scarsi - Genova

Umberto Simeoni - Ferrara

Sandro Stura - Genova

Ugo Tomasicchio - Bari

Adalberto Vallega - Genova

Marcello Zunica - Padova

IGP INDUSTRIE GRAFICHE PACINI

Via Gherardesca

56121 Ospedaletto (Pisa)

Studi costieri N. 6

Stampato con il contributo della Regione Toscana

Questo volume è dedicato a Marco Fulvio Nisi,
fraternal amico, scienziato del mare, uomo di cultura.

L'uomo e il mare

*Sempre il mare, uomo libero, amerai!
Perché il mare è il tuo specchio; tu contempli
nell'infinito svolgersi dell'onda
l'anima tua, e un abisso è il tuo spirito
non meno amaro. Godi nel tuffarti
in seno alla tua immagine; l'abbracci
con gli occhi e con le braccia, e a volte il cuore
si distrae dal tuo suono al suon di questo
selvaggio ed indomabile lamento.
Discreti e tenebrosi ambedue siete:
uomo, nessuno ha mai sondato il fondo
dei tuoi abissi; nessuno ha conosciuto,
mare, le tue più intime ricchezze,
tanto gelosi siete d'ogni vostro
segreto. Ma da secoli infiniti
senza rimorso né pietà lottate
fra voi, talmente grande è il vostro amore
per la strage e la morte, o lottatori
eterni, o implacabili fratelli!*

*(Trad. it. a cura di Luigi De Nardis in Charles Baudelaire,
I fiori del male, Feltrinelli, Milano, 1996)*



La valutazione del rischio da risalita relativa del livello del mare (RSLR) nelle pianure costiere.

Aspetti concettuali ed ipotesi di linee guida

Sergio Silenzi, Saverio Devoti e Marco Fulvio Nisi

ICRAM – Istituto Centrale per la Ricerca Scientifica e Tecnologica Applicata al Mare,
Via di Casalotti 300 - 00166 Roma. s.silenzi@icram.org.

Riassunto

Allo scopo di fornire alla Pubblica Amministrazione ed ai decision-makers uno strumento efficace e scientificamente esatto, ma al contempo gestibile ed economicamente attuabile per operare scelte mirate nella gestione della fascia costiera, viene di seguito elaborato un percorso metodologico per valutare le criticità in atto, in funzione dei cambiamenti climatici.

Tale percorso, affrontato sotto forma di Linea Guida, si esplica attraverso il confronto fra le caratteristiche intrinseche della costa e la previsione degli scenari futuribili.

La metodologia permette di valutare, attraverso elaborazioni GIS, sia le cause determinanti le variazioni del livello marino (cambiamenti climatici globali; subsidenza) e della linea di costa (dinamiche sedimentarie; erosione), sia gli effetti di queste sulla conformazione del territorio, mediante la definizione dei parametri predisponenti la reazione del territorio stesso.

Fra questi ultimi vi sono gli Aspetti Geologici, Geomorfologici, Idrologici ed Idrogeologici, l'Uso del Suolo. Integrando tali parametri predisponenti agli Scenari Futuri, la metodologia permette di valutare la Pericolosità Specifica (effetti sul territorio delle cause determinanti) e la Pericolosità Integrata (elaborazione numerica dell'interazione fra gli effetti sul territorio connessi alle cause determinanti e la reazione connessa ai parametri predisponenti). Attraverso l'integrazione fra uso del suolo e pericolosità integrata viene suggerita l'elaborazione degli scenari di Rischio (perdita economica sulla base della stima del valore relativo dei diversi usi del suolo). Tale approccio potrà consentire l'adeguamento dei piani regolatori già esistenti e/o la valutazione di strategie di adattamento rispetto a fenomeni potenzialmente dannosi e connessi alle variazioni relative del livello del mare.

Parole chiave: risalita livello mare, rischio, pianure costiere.

Abstract

In the present work, a methodological pathway was developed to assess risk in function of climatic changes in coastal areas. This was done with the aim of providing Public Administrations and decision makers with an efficient, scientifically exact and affordable instrument for aimed and successful coastal management. Such a method, used as a guideline, is performed by comparing the intrinsic coastal characteristics with the predicted possible future scenarios.

This methodology allows the evaluation, through GIS elaboration, of both the causes determining sea level changes (global climate changes, subsidence) and coastline variations (sedimentary dynamics, erosion) and of the effects that these factors have on the territory's structure. The evaluation is possible thanks to the identification of the parameters predisposing the territory's reactions.

These parameters are linked with Geological, Geomorphological, Hydrological and Hydrogeological aspects and with aspects pertaining to Land Use. By integrating these predisposing parameters, the method allows to evaluate the Specific Hazard (effects of the determining causes on the territory) and the Integrated Hazard (numeric elaboration of the interaction between the effects of the determining causes on the territory and the territory's reaction to the predisposing parameters). Through the integration between Land Use and Integrated Hazard, a Risk scenario can be elaborated (i.e. economic loss on the basis of the estimate of the relative value of different Land Uses). This approach will permit the adjustment of the already existing zoning regulations and/or the assessment of strategies of adaptation to potentially dangerous phenomena which can result from relative sea level variations.

Key-words: coastal plains, sea-level rise, risk assessment, guideline.

Introduzione

La zona costiera riveste un'importanza centrale per l'economia, l'ambiente e la cultura italiane. La peculiare complessità geomorfologica, unitamente al rapido sviluppo delle infrastrutture e degli insediamenti produttivi, ha comportato un forte incremento nella vulnerabilità dei litorali, testimoniato, ad esempio, dall'alta percentuale di spiagge in erosione (oltre il 23%; dati Legambiente, 2003). Agli aspetti di urbanizzazione e di uso del territorio, si sono sovrapposti negli ultimi decenni gli effetti dei cambiamenti climatici, sia naturali che indotti. I fenomeni correlati all'arretramento della linea di costa mettono in grave pericolo gli ambienti naturali, le attività economiche che si svolgono su di essa, la sicurezza delle opere pubbliche e delle infrastrutture.

Le nuove tendenze della ricerca, coerentemente con la comprensione di quelle che sono le normali dinamiche naturali (in cui coesistono ciclicità degli eventi e normali alterazioni degli equilibri su scala locale e regionale), tendono ad affrontare i fenomeni erosivi senza tuttavia contrastarli, in un quadro generale di riequilibrio delle situazioni naturali al contorno.

Queste ricerche, inoltre, sono mirate a minimizzare l'impatto sull'ambiente nel reperimento delle risorse, tendendo a stimare, e quindi a gestire nel modo corretto i fattori impattanti. Questi ultimi, infatti, sono spesso superiori ai benefici che la risorsa può apportare, come può avvenire nel prelievo di sedimenti in cave a terra. In tale quadro si evince come nelle aree di piana costiera, dove è forte l'interazione con gli eventi meteomarinari, sia necessario adeguare i piani di sviluppo territoriale alle futuribili variazioni fisiografiche e ambientali connesse anche ai cambiamenti climatici globali (innalzamento del livello dei mari, aumento degli eventi estremi, ecc.) e agli assetti geologici in senso lato (subsidenza, morfologie depresse, ecc.), che agiranno come un significativo forzante nella definizione degli assetti costieri. La fruibilità della fascia costiera risente perciò dell'esigenza pressante, ma ancora non pienamente attuata, di una corretta programmazione e gestione che possa preservare tanto l'ambiente quanto le attività e le risorse che vi si trovano.

Risulta perciò evidente l'utilità di difenderne, preservarne e migliorarne le risorse, coniugando criteri economici, ecologici e culturali; in altre parole applicare ai litorali una Gestione Integrata della Zona Costiera. Le indicazioni della EU sulle strategie per ICZM (Integrated Coastal Zone Management, ICZM; website <http://europa.eu.int/comm/environment/iczm/home.htm>) già nel programma 1996-1999, prevedevano di individuare “..technical information about sustainable coastal zone management, and Stimulate a broad debate among the various actors involved in the planning, management or use of European coastal zones.”, portando, fra l'altro, nel 2002 la commissione a finanziare il progetto EU-ROSION (website www.euroSION.org). Quest'ultimo prevede l'individuazione di raccomandazioni sulla gestione sostenibile dell'erosione costiera, concernenti anche le prospettive di lungo termine, quali quelle correlate ai cambiamenti climatici. Similmente, anche la Regione Emilia Romagna si è dotata nel 2002 di un progetto (Progetto GIZC; Redazione del Piano di difesa della costa nell'ambito del Piano di Gestione Integrata della Zona Costiera) che consiste nell'elaborazione di linee guida per la gestione costiera. In tale progetto i cambiamenti climatici futuribili, descritti nella scheda dal titolo

“Difesa della Costa, dell’assetto geomorfologico in relazione anche al rischio da Ingressione Marina”, vengono trattati come un aspetto decisivo nella gestione del patrimonio costiero. Si rafforza, perciò, la necessità in ambito nazionale ed europeo di elaborare delle strategie di pianificazione in grado di fornire ai decisori, una volta individuate le varie criticità in atto su un territorio, lo strumento più idoneo per la prevenzione e la mitigazione dei rischi.

Gli obiettivi principali del progetto di ricerca a cui è dedicato questo volume consistono nel dotare la Pubblica Amministrazione di uno strumento rapido, economico, efficace e versatile, ma scientificamente corretto, per:

- Caratterizzare il territorio costiero nei suoi molteplici aspetti (fisici, geologici, biologici, antropici).
- Individuare le criticità in atto sulle fasce costiere (sia indotte da cause naturali sia dovute a forzanti antropiche).
- Definire e perimetrare le Pericolosità ed il Rischio Integrato (come ad es. quello da risalita del livello marino, quello dovuto a sversamenti, a eventi meteomarinari estremi, alla costruzione di nuove infrastrutture, alla pressione turistica, ecc.).
- Realizzare e/o supportare una pianificazione della fascia costiera (non solo in chiave conservazionistica ma anche, e soprattutto, tesa a migliorare la fruibilità del territorio e quindi all’economia delle regioni costiere).
- Progettare azioni e strumenti per la mitigazione degli impatti connessi ai vari fenomeni dannosi (ad es. difesa della linea di costa, movimentazione dei fondali, bonifiche, riqualificazione del sistema dunare, contenimento inquinamento, ecc.) ed il ripristino di ambienti litoranei e marini su una fascia territoriale di così elevato valore produttivo quale quella italiana.

Gran parte di questi obiettivi sono stati elaborati e considerati nell’Ipotesi di Linee Guida per la previsione di Pericolosità e Rischio Integrato in aree costiere di seguito presentata, ed applicata alla piana pilota della Versilia. Questo approccio ha trovato massimo riscontro nella Pubblica Amministrazione attraverso un accordo di programma fra Icram e Provincia di Lucca: quest’ultima si è avvalsa dell’esperienza metodologica elaborata dall’Icram e qui presentata per aggiungere tale valore di capacità di programmazione (costantemente aggiornabile) ed il relativo database alla gestione del proprio territorio, in ordini di grandezza temporali (25, 50 e 100 anni) tali da permettere una prevenzione dai rischi analizzati sul lungo periodo, risparmiando potenzialmente quelle risorse altrimenti impiegate nella gestione delle emergenze ambientali.

Aspetti concettuali: le definizioni di Suscettibilità, Pericolosità, Vulnerabilità e Rischio

Gli studi inerenti la valutazione e la gestione dei rischi naturali hanno avuto un’accelerazione nel decennio tra il 1990 ed il 2000, designato come Decennio Internazionale per la Riduzione dei Disastri Naturali dalla 42^a Assemblea Generale delle Nazioni Unite. A tal fine sono stati sperimentati, in tutto il mondo, numerosi approcci per la costruzione di carte di pericolosità e di rischio, strumenti essenziali per una corretta gestione del territorio da parte di tecnici e decisori.

A causa dell’enorme mole di metodologie proposte, e nonostante il lavoro di numerose commissioni scientifiche internazionali, non si è ancora giunti ad un’univoca definizione dei concetti di suscettibilità, vulnerabilità, pericolosità, rischio, ecc.; terminologie spesso erroneamente interpretate o utilizzate a seconda dei diversi ambiti di applicazione.

Viene di seguito riassunta, con lo scopo d’inquadrare concettualmente la problematica sul rischio da ingressione marina, una rassegna delle definizioni proposte da alcuni lavori significativi, tra cui quello dell’UNESCO (Varnes e IAEG, 1984), organismo che ha tra i propri compiti istituzionali la mitigazione dei danni causati da eventi naturali estremi e la riduzione del rischio ad essi connesso. Queste definizioni hanno un carattere generale e valgono per ogni tipologia di fenomeno di instabilità potenzialmente distruttivo, inclusa l’accelerazione dell’innalzamento del livello del mare prevista per il prossimo secolo.

Suscettibilità (Susceptibility, S):

- Propensione di un settore di territorio all'insorgenza di un determinato fenomeno potenzialmente distruttivo per la concomitanza di determinate condizioni fisiche (Brabb, 1984; Carrara et al., 1995).

Pericolosità (Hazard, H):

- Probabilità che un fenomeno potenzialmente distruttivo si verifichi in un dato periodo di tempo ed in una data area (Varnes e IAEG, 1984).

- Probabilità che un fenomeno potenzialmente distruttivo di determinata intensità, si verifichi in un dato periodo di tempo ed in una data area. In questa accezione la Pericolosità viene riferita in termini di probabilità annuale ed ad una data intensità (Canuti e Casagli, 1996).

- Magnitudo, frequenza e severità di un evento potenzialmente distruttivo (Chapman, 1994).

- Combinazione della probabilità di occorrenza di un fenomeno e della sua severità meccanica e geometrica (Perrot, 1988; DRM, 1990).

- Probabilità di occorrenza di un fenomeno distruttivo in un determinato intervallo di tempo (Einstein, 1988).

- Prodotto della magnitudo di un determinato fenomeno potenzialmente dannoso per la sua probabilità di occorrenza (Fell, 1994).

Intensità (Intensity, I):

- Severità geometrica e meccanica del fenomeno potenzialmente distruttivo. Può essere espressa in una scala relativa oppure in termini di una o più grandezze caratterizzanti il fenomeno come la sua velocità, il suo volume, la sua energia, la sua estensione, ecc. (Fell, 1994; Canuti e Casagli, 1996).

- Localizzazione nello spazio e caratterizzazione geometrica e meccanica del fenomeno potenzialmente distruttivo (Einstein, 1988).

Elementi a rischio (Element at risk, E):

- Popolazione, proprietà e attività economiche a rischio in una data area (Varnes e IAEG, 1984).

- Popolazione, proprietà, attività economiche, servizi pubblici e beni ambientali a rischio in una data area (Canuti e Casagli, 1996).

Valore degli elementi a rischio (Worth of element at risk, W):

- Valore economico o numero di unità relative ad ognuno degli elementi a rischio in una data area; tale valore è funzione del tipo di elemento a rischio $W=W(E)$ (Canuti e Casagli, 1996).

Vulnerabilità (Vulnerability, V):

- Grado di perdita prodotto su un certo elemento o gruppo di elementi esposti a rischio risultante dal verificarsi di un fenomeno naturale di una data intensità, espressa in una scala da 0 (nessuna perdita) a 1 (perdita totale) (Varnes e IAEG, 1984); la Vulnerabilità può essere considerata, inoltre, come una funzione dell'intensità del fenomeno distruttivo e della tipologie dell'elemento a rischio $V=V(I;E)$ (Canuti e Casagli, 1996).

- Entità delle perdite attese, espressa in termini monetari, nel caso di un evento con pericolosità ed intensità fissata (Panizza, 1988; Del Prete et al., 1992).

- Valore economico, espresso in termini monetari, degli elementi esposti ad una potenziale minaccia (Braaf et al., 1995; Greve et al., 2000).

Danno potenziale (Potenzial worth of loss, W_p):

- Entità potenziale delle perdite nel caso di un evento con intensità fissata; può essere espresso come numero o quantità di unità esposte oppure in termini monetari. Per una tipologia di elemento a rischio e per una data intensità del fenomeno, il danno potenziale è dato da $W_p = W(E) V(I;E)$ (Canuti e Casagli, 1996). Questa definizione di danno potenziale corrisponde a quella di Vulnerabilità di molti Autori francesi.

Rischio (Risk, R):

- Perdita attesa come conseguenza di un determinato fenomeno distruttivo, calcolata combinando la

pericolosità del fenomeno e la vulnerabilità del territorio, espressa in termini monetari (Panizza, 1988; Del Prete et al., 1992).

- Caratterizzazione delle conseguenze del fenomeno potenzialmente distruttivo espressa dal prodotto della pericolosità per il danno potenziale $R = HW_1$ (Einstein, 1988), dove il danno potenziale è espresso in funzione degli elementi a rischio e della vulnerabilità secondo Varnes e IAEG (1984), mentre la pericolosità è espressa nell'accezione di Einstein (1988).

- Perdita attesa in conseguenza di un fenomeno distruttivo espressa come funzione della probabilità di occorrenza del fenomeno e della esposizione degli elementi a rischio (Braaf et al., 1995; Van Dissen e Mc Verry, 1994; Mitchell e Eriksen, 1992).

- Perdita attesa (vite umane, proprietà, attività economiche, ecc.) in conseguenza ad una determinata pericolosità naturale; è espresso come una funzione della Pericolosità H (nell'eccezione di Chapman, 1994) e della Vulnerabilità V (nell'eccezione di Braaf et al., 1995) su di un tempo t: $R=f(H,V,T)$ (Greve et al., 2000).

Rischio specifico (Specific Risk, R_s):

- Grado di perdita atteso quale conseguenza di un particolare fenomeno naturale, è espresso dal prodotto HV (Varnes e IAEG, 1984).

- Grado di perdita atteso quale conseguenza di un particolare fenomeno naturale di una data intensità, espresso in termini di probabilità annua; per un dato elemento a rischio e per una data intensità, il rischio specifico è il prodotto $R_s(I;E) = H(I) V(I;E)$ (Canuti e Casagli, 1996).

- Combinazione tra la probabilità di occorrenza di un fenomeno potenzialmente dannoso e la vulnerabilità del territorio, espressa dal prodotto $R_s = PV$ (Fell, 1994).

Rischio totale (Total Risk, R_T):

- Numero di perdite di vite umane, numero di feriti, di danni alle proprietà e di interruzione delle attività economiche atteso in conseguenza di un determinato fenomeno distruttivo; può essere espresso dal prodotto $R_T = HVE = R_s E$ (Varnes e IAEG, 1984).

- Valore atteso delle perdite umane, dei feriti, dei danni alle proprietà e alle attività economiche in seguito ad un particolare evento naturale; viene espresso in termini di costo annuo o in quantità di unità perse in un anno ed è rappresentato dal prodotto

- $R_T(I;E) = R_s(I;E)W(E)$ (Canuti e Casagli, 1996).

Nel tentativo di seguire e proporre una procedura *standard* per la valutazione del Rischio da RSLR (Relative Sea Level Rise) per le aree costiere italiane, sono state adottate nel presente lavoro quelle definizioni, e quindi i significati concettuali, che hanno incontrato il consenso più ampio in seno alla comunità scientifica, riassunte nella Tabella 1.

Percorso metodologico generale per la valutazione del rischio da RSLR

Con riferimento alle definizioni riportate nella Tabella 1, la valutazione del rischio da RSLR elaborata in questo lavoro è schematizzata in Figura 1 ed esplosa nel Percorso Metodologico della Tavola 1 allegata che, in particolare, permetterà di seguire con dettaglio il percorso metodologico proposto nei successivi capitoli; tale approccio, elaborato in ambiente GIS, si esplica attraverso due percorsi paralleli: l'uno correlato all'*Analisi del territorio* (elaborati D, UTO, S nell'elenco, in Figura 1 e nella Tabella 1) e l'altro connesso alla *Previsione dei cambiamenti fisiografici* futuribili (Cd ed F, Hs) che, "integrati" fra loro, permettono la valutazione della *Pericolosità Integrata* (H) e quindi del *Rischio* (R) da RSLR:

Analisi del territorio

Rilevamenti (D): acquisizione di dati territoriali, relativi alle caratteristiche geologiche, geomorfologiche, paleoambientali, idrologiche, idrogeologiche e di uso del suolo.

Unità Territoriali Omogenee (UTO): spazializzazione dei parametri predisponesti (PP) la suscettibilità del territorio agli effetti indotti dal RSLR.

Suscettibilità (S): valutazione della propensione del territorio al dissesto attraverso l'attribuzione di opportuni punteggi e pesi moltiplicatori ai singoli PP (metodo parametrico).

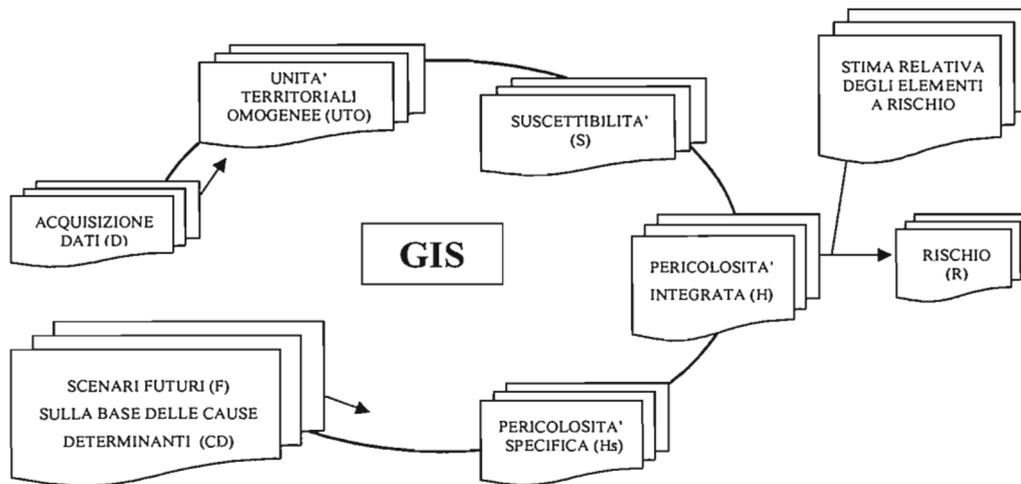


Figura 1 - Schema metodologico sintetico per la valutazione del Rischio da RSLR.

Tabella 1 - Definizioni di Suscettibilità, Pericolosità e Rischio adottati nella valutazione del Rischio da RSLR.

Termini	Definizioni	Riferimento Bibliografico
Suscettibilità Parziale	Propensione di un settore di territorio all'insorgenza di un singolo fenomeno potenzialmente distruttivo in relazione alla risalita del livello del mare.	Brabb, 1984 Carrara et al., 1995
Suscettibilità Integrata	Propensione di un settore di territorio all'insorgenza di tutti i possibili fenomeni distruttivi legati alla risalita del livello del mare. E' ottenuta dalla sommatoria delle Suscettibilità parziali.	Brabb, 1984 Carrara et al., 1995
Pericolosità Specifica	Probabilità che un fenomeno potenzialmente distruttivo si verifichi in un dato periodo di tempo ed in una data area.	Varnes e IAEG, 1984
Pericolosità Integrata	Probabilità che una serie di fenomeni potenzialmente distruttivi si verifichino in un dato periodo di tempo ed in una data area.	Varnes e IAEG, 1984
Vulnerabilità	Valore economico, espresso in termini monetari, degli elementi esposti ad una potenziale minaccia.	Braaf et al., 1995 Greve et al., 2000
Rischio	Perdita attesa in conseguenza della risalita relativa del livello medio del mare; è espressa come funzione della Pericolosità Integrata, e del valore, espresso in termini economici relativi, degli elementi esposti alla potenziale minaccia.	Braaf et al., 1995 Greve et al., 2000

Previsione dei cambiamenti fisiografici

Scenari Futuri (F): modellizzazione del futuro assetto fisiografico ed altimetrico dell'area costiera, finalizzato alla determinazione delle future linee di costa e delle isoipse 0 m slm (sul livello del mare), elaborato secondo tre diversi scenari previsti dalle *Cause Determinanti (Cd)* le variazioni relative del livello del mare (sollevamento marino, subsidenza, riequilibrio del profilo della spiaggia emersa e sommersa, etc.), a loro volta derivati dall'applicazione degli effetti sul territorio (elaborazione DTM, Digital Terrain Model, e modello di Bruun); gli scenari sono rispettivamente di massima, minima e intermedia previsione d'innalzamento del mare.

Pericolosità Specifica (Hs): attribuzione di punteggi di pericolosità ai diversi scenari in funzione della reciproca probabilità di occorrenza.

Pericolosità integrata e rischio da RLSR

Pericolosità Integrata (H): intersezione tra Pericolosità specifica e Suscettibilità per la valutazione della probabilità di occorrenza di tutti i possibili fenomeni potenzialmente dannosi connessi al RSLR; la Pericolosità Integrata risulterà dalla sovrapposizione di informazioni ottenute dalla elaborazione degli Scenari Futuri (Pericolosità specifica), integrata alle informazioni dedotte dall'analisi dei PP la Suscettibilità del territorio.

Rischio (R): individuazione di aree ad "omogeneo valore di rischio" tramite l'intersezione di punteggi di Pericolosità Integrata e quelli relativi al valore degli elementi a rischio; questo valore viene espresso in termini economici relativi (indicizzati rispetto ad un valore massimo), dei beni esposti alla potenziale minaccia. Ciò permetterà di caratterizzare quanto sensibile potrà essere il sistema in funzione di un determinato uso del suolo.

L'approccio metodologico esposto è stato sperimentato su tre diversi periodi di predizione (anno 2025, 2050, 2100); tale scelta è stata dettata dalla finalità stessa dello studio che, come già espresso, vuole rappresentare uno strumento di gestione del territorio sul medio e lungo periodo, ma potrà essere estesa ad archi temporali più brevi, incontrando la necessità per il decisore di conoscere quella che sarà la situazione del territorio nel futuro più prossimo.

Tutte le fasi della metodologia sono gestite attraverso un sistema GIS (Geographical Information System) che permette:

- Acquisizione e georeferenziazione di dati topografici e batimetrici.
- Acquisizione, georeferenziazione, spazializzazione e sovrapposizione dei dati territoriali rilevati (*Rilevamenti - D; Unità Territoriali Omogenee - UTO*).
- Costruzione di un modello digitale del terreno (DEM) per la determinazione dei cambiamenti batimetrici e la previsione degli scenari futuri (*Scenari Futuri - F*).
- Creazione di una banca dati.
- Attribuzione di pesi e punteggi ad ogni elemento del database, ed integrazione degli strati informativi tramite funzioni di intersezione e/o sovrapposizione (*Suscettibilità - S; Pericolosità specifica - Hs; Pericolosità Integrata - H; Rischio - R*).
- Redazione di cartografia tematica di sintesi.

Va sottolineato come la metodologia presentata è formulata per minimizzare le spese di acquisizione dati, permettendo di avvalersi delle migliori informazioni disponibili, eventualmente implementabili da acquisizioni dedicate. L'utilizzo parziale di dati non dedicati può essere compensato dall'attribuzione di opportuni pesi ai livelli informativi che ne derivano.

Un esempio può essere costituito dalle curve relative di sollevamento del livello del mare su scala locale: seppure il miglior approccio metodologico deriverà dal confronto di dati calibrati (calcolo dell'errore nell'attribuzione cronologica, altimetrica, ecc.) provenienti da sondaggi geognostici profondi con quelli formulati da curve glacio-idro-isostatiche, un record di risalita del livello marino riconosciuto valido a scala regionale può, se applicato ad aree con minima tettonica (ad es. la Toscana settentriona-

le, ma non la Calabria), fornire dati utili, a cui affiancare valutazioni sui tassi di subsidenza naturale ed indotta sulla specifica area.

Rilevamento dei parametri predisponenti

Per stimare la propensione di una fascia costiera a subire, amplificare o contrastare gli effetti connessi alla risalita relativa del mare, vanno analizzate quelle peculiarità naturali ed antropiche del territorio che possono rappresentare dei fattori predisponenti.

Le caratteristiche territoriali, individuate come Parametri Predisponenti la Suscettibilità al RSLR, sono rappresentati da elementi di carattere geologico-tecnico, geomorfologico, idrologico, idrogeologico e di uso del suolo (Tab. 2). I PP vengono spazializzati attraverso l'analisi dei dati ricavati sia dai rilevamenti (Geologico, Geomorfologico, Idrologico, Idrogeologico, di Uso del Suolo), sia dall'acquisizione ed elaborazione di dati fisico-ambientali (dinamica della spiaggia, tipi di copertura, aree alluvionate o sede di ristagni).

In linea generale i rilevamenti devono possedere le caratteristiche di un grado di dettaglio minimo, di completezza e di uniformità; la completezza sottende il rilevamento di tutti i PP principali, più gli eventuali fattori locali.

Tabella 2 - Elenco sintetico dei principali Parametri Predisponenti (PP) la suscettibilità del territorio al RSLR di origine naturale e/o antropica.

Carattere	Tipo	Descrizione
Geologico-tecnico	Erodibilità delle litologie	Le litologie affioranti sono raggruppate in funzione delle loro caratteristiche litologiche e litotecniche.
	Permeabilità delle litologie	Le litologie affioranti sono raggruppate in funzione del loro coefficiente di permeabilità (K).
Geomorfologico	Morfologie con propensione alla modificazione ambientale	Propensione delle unità morfologiche all'ingressione marina, all'allagamento e all'alluvionamento.
	Dinamica della spiaggia	Tendenza alla progradazione, alla regressione o alla stabilità della linea di costa.
	Altimetria	Suddivisione dell'area in studio per classi altimetriche.
Idrologico	Aree interessate da alluvioni e/o ristagni	Individuazione, tramite analisi storica, delle aree inondate o soggette a fenomeni di ristagno.
Idrogeologico	Soggiacenza critica della falda superficiale	Suddivisione dell'area in studio in base al valore di soggiacenza critica della falda come funzione dei tassi di RSLR.
Uso del Suolo	Tipo di copertura	Suddivisione in classi di uso del suolo, con particolare riferimento alle aree antropizzate e alle tipologie di copertura.

Rilevamento geologico

In questo studio il rilevamento geologico è finalizzato sia alla redazione di una Carta geolitologica sia di una Carta geomorfologica, dalle quali verranno estrapolati i relativi Parametri Predisponenti; il rilevamento geologico risulta pertanto complementare sia ai caratteri litotecnici sia agli elementi geomorfologici.

Il rilevamento geologico deve risultare esaustivo delle seguenti caratteristiche:

- Distinzione litostratigrafica e morfologica dei corpi rocciosi, definiti in base alle caratteristiche litologiche riconoscibili in superficie (e sottosuolo).
- Evoluzione geologica dell'area in esame, con particolare riferimento alle fasi marine e continentali quaternarie.
- Analisi di dettaglio dei paleoambienti deposizionali che si sono succeduti nell'evoluzione dell'area.
- Ricostruzione dei rapporti cronostratigrafici, geometrici, tettonici e giaciture delle litologie che costituiscono il settore.
- Caratterizzazione degli aspetti litotecnici secondo parametri relativi alla composizione, al grado di cementazione o compattezza, tipo di stratificazione, stato di fratturazione e degradazione.

Sulla base delle caratteristiche dell'area indagata verranno individuate quelle variabili che, direttamente o indirettamente, hanno un'influenza sull'evoluzione del territorio connessa sia alla risalita del livello marino, sia ai fenomeni ad essa correlati. Le variabili litologiche derivate dal rilievo geologico, integrato dalla raccolta dei dati geotecnici disponibili, permetteranno di definire e delimitare sotto il profilo litotecnico i terreni che manifestano comportamento meccanico omogeneo; pertanto, le unità che presentano caratteristiche tecniche comuni, indipendentemente dalla posizione stratigrafica e dai relativi rapporti geometrici, andranno raggruppate in apposite unità territoriali, e saranno cartografate secondo i caratteri influenti il RSLR.

Rilevamento geomorfologico

Il Rilevamento geomorfologico, integrato con i dati scaturiti dal Rilevamento geologico, è finalizzato alla redazione di una Carta geomorfologica per l'individuazione dei relativi Parametri Predisponenti. In particolare, il Rilevamento geomorfologico è indirizzato al riconoscimento, sia fisiografico che genetico, di tutte le morfologie, naturali o antropiche, che possano risultare sensibili ad una modificazione sotto gli effetti dell'ingressione marina o, al contrario, che la possano contrastare.

Per modificazione ambientale si intende la propensione del territorio ad essere invasa dal mare, a subire impaludamenti, a subire fenomeni di erosione accelerata, ecc.; ad esempio:

- un cordone di dune litoranee tenderà a contrastare l'ingressione del mare, ma essendo una forma rilevata e costituita da elementi essenzialmente sciolti tenderà ad essere erosa;
- una paleolaguna, essendo una forma depressa tenderà ad essere invasa dalle acque, inoltre, la sua stessa esistenza indica che, sotto determinate condizioni di bilancio sedimentario e SLR (Sea Level Rise), quel settore costiero oggi emerso era in passato una lama d'acqua;
- un'opera antropica tenderà a contrastare gli effetti del RSLR, sia perché costituisce generalmente una barriera, sia perché sarà, verosimilmente, costantemente mantenuta e protetta.

Gli aspetti di principale interesse sono rappresentati dalle forme di erosione e di accumulo, con particolare riferimento a quelle generate da variazioni del livello del mare e/o a movimenti tettonici riconducibili all'evoluzione paleogeografica e strutturale tardo-quaternaria, dalle forme antropiche, dalle caratteristiche della linea di costa e della sua recente evoluzione, dalle classi di altimetria in cui può essere suddivisa l'area; in particolare:

- forme marine (antiche linee di riva, superfici di erosione marina, margini interni ed esterni di terrazzi marini, falesie e ripe d'erosione, ecc.);
- forme eoliche (corpi dunari e cordoni litoranei relitti, principali assi di culminazione di cordoni dunari, ecc.);
- forme di transizione (aree acquitrinose connesse ad antiche lagune o a bacini palustri e lacustri, ecc.);
- forme fluviali (conoidi di detrito, scarpate di erosione fluviale, alvei in approfondimento, alvei sopraelevati, alvei relitti con direzioni di paleodrenaggio, meandri abbandonati, ecc.);
- forme antropiche (centri urbani caratterizzati da elementi di continuità, opere di difesa litoranee,

installazioni portuali, installazioni balneari, ecc.);

- caratteri della linea di costa (coste alte, coste basse rocciose, coste basse sabbiose, pendenza dei fondali, presenza di cordoni di retrospiaggia, presenza di cordoni sommersi, ecc.);

- dinamica della spiaggia (spiaggia in avanzamento, stabile e in arretramento con i relativi tassi annui, ecc.);

- classi altimetriche (con particolare riferimento alle aree con quote inferiori a 2 m, a quelle con quote comprese tra 2 e 5 metri, a quelle con quote superiori a 5 m).

Al fine di valutare l'evoluzione e l'importanza dell'impatto antropico, in epoca storica e recente, nel rimodellamento di forme preesistenti e nella genesi di nuove, risulta essenziale anche un'analisi della bibliografia e della cartografia storica.

L'analisi e l'elaborazione dei dati inerenti le ricerche sopra sintetizzate, conduce alla redazione di una Carta geomorfologica e del relativo database.

Rilevamento uso del suolo

La diversa destinazione d'uso di parti del territorio riveste particolare importanza nella valutazione della Suscettibilità di una regione rispetto ai fenomeni di dissesto legati ad una "rapida" variazione eustatica.

Infatti, è noto che la diversa tipologia d'uso del suolo (per es.: copertura arborea, campi coltivati, aree urbane, ecc.), unitamente ai caratteri litologici, può fornire una risposta differenziale ai processi erosionali e alla permeabilità dei terreni.

Inoltre, la ricostruzione dell'evoluzione storica del territorio (*back analysis* tramite confronto con piano regolatore, analisi di foto aeree, analisi di cartografia storica), finalizzata alla valutazione dell'influenza dell'espansione urbanistico-antropica sulle caratteristiche geomorfologiche ed idrauliche del territorio, consente di evidenziare alcune modificazioni macroscopiche di carattere morfologico che determinano l'evoluzione del paesaggio (ad es. variazioni della linea di riva, evoluzione di argini e di aree alluvionali, ecc.).

Benché esistano numerose tipologie di dati disponibili nella valutazione della Suscettibilità del territorio agli effetti indotti dal RSLR saranno in primo luogo considerate, e opportunamente raggruppate tra loro, le aree a diverso uso del suolo relative al progetto UE "CORINE-Land Cover" con particolare riferimento a: spiagge, dune, greti fluviali, aree estrattive, zone umide, aree agricole eterogenee, aree incolte o abbandonate, parchi urbani, boschi, aree urbanizzate.

Rilevamento idrologico ed idrogeologico

Il rilevamento degli elementi idrologici, necessario alla valutazione della suscettibilità da RSLR, deve essere finalizzato all'acquisizione di dati inerenti tutte le aree alluvionate o con problemi di ristagno di acque superficiali, con tempi di ritorno confrontabili ai periodi di predizione richiesti.

Inoltre, si effettuerà un'analisi delle attuali frequenze di occorrenza di livelli meteomarinari estremi, per stimare la suscettibilità del territorio verso inondazioni legate alla risalita del mare.

I dati ottenuti dal rilevamento idrologico, diretto e/o integrato da dati bibliografici, risulteranno esauritivi delle seguenti caratteristiche:

- distribuzione reticolo idrografico;

- analisi estensione e ricorrenza alluvioni (esondazioni);

- inasprimento delle condizioni meteo come conseguenza del mutamento climatico;

- analisi delle altezze d'onda e analisi storica eventi di mareggiata.

Tra i principali effetti dannosi della risalita del mare in un settore di piana costiera sono annoverabili la progradazione verso terra del cuneo salino e l'emersione della falda superficiale nelle zone topograficamente depresse. Operando l'approssimazione di considerare l'acquifero omogeneo ed isotropo, in condizioni di risalita accelerata del livello del mare, potrebbe verificarsi l'emersione della falda nelle

aree in cui la superficie piezometrica risulti ad una profondità inferiore rispetto a quella considerata critica.

Tale valore critico deve essere adottato in congruità al principio di precauzione, ovvero alla necessità di valutare una pericolosità o un rischio naturale nell'ipotesi che si verifichino le peggiori condizioni possibili.

Il rilevamento idrogeologico per la suscettibilità da RSLR andrà finalizzato, quindi, all'acquisizione delle seguenti informazioni:

- la definizione di massima delle tipologie degli acquiferi esistenti;
- la descrizione delle caratteristiche di permeabilità;
- l'analisi delle isoiete finalizzata alla determinazione della ricarica degli acquiferi costieri;
- la ricostruzione della superficie piezometrica media, da effettuarsi sfruttando dati relativi a campagne di misurazione effettuate ex novo o da dati derivati da bibliografia esistente;
- l'andamento della soggiacenza della falda superficiale, calcolata in base alla superficie di morbida nell'anno idrologico in cui si è registrata la massima escursione di livello;
- le caratteristiche del cuneo salino, come: equilibrio dinamico interfaccia acqua-dolce/acqua-salata, bilancio idrogeologico e determinazione della ricarica degli acquiferi costieri connessa al fenomeno di intrusione, ecc.

Determinazione di unità territoriali omogenee per parametri predisponenti (UTO)

L'insieme dei caratteri fisici e antropici predisponenti la suscettibilità del territorio, individuati attraverso i vari rilevamenti, identifica le variabili da analizzare.

Per favorire tale analisi si provvede alla spazializzazione delle variabili in Unità Territoriali Omogenee (UTO). Questa procedura, comune nelle analisi di Rischio, permette di ottenere degli areali sufficientemente estesi da essere facilmente rappresentati quantitativamente.

UTO per erodibilità delle litologie

La stima del grado di erodibilità e degradabilità delle litologie affioranti nei settori di indagine, in funzione dei fenomeni innescabili dalla risalita del livello del mare, scaturisce dalla sovrapposizione delle caratteristiche geologico tecniche (coesione, grado di addensamento, tipo di cemento e/o matrice, ecc.) con il tipo di copertura legato all'utilizzo del suolo.

La rappresentazione grafica delle litologie è effettuata utilizzando dati provenienti dai rilevamenti di campagna integrati dalla cartografia tematica disponibile. I terreni rilevati vengono raggruppati in classi litologiche omogenee in funzione della loro risposta all'erosione. La parametrizzazione numerica delle caratteristiche di erodibilità dovrà avvalersi di un parere esperto capace di confrontare fra loro le diverse litologie presenti: non vengono pertanto suggeriti in questa sede valori di riferimento. Tale strato informativo dovrà essere sovrapposto all'uso del suolo, che rappresenterà un fattore di moltiplicazione per considerare le influenze sull'erodibilità dei sedimenti dovute ai diversi tipi di copertura e di utilizzo del territorio. I vari tipi di copertura saranno pertanto riferiti ad *N* macrounità che racchiudono utilizzi del suolo assimilabili; ad esempio un'unità per tutte le infrastrutture, una per i centri produttivi e le abitazioni, una per aree a pascolo, a brughiera e cespuglieto, a vegetazione sclerofila, a vegetazione boschiva e arbustiva rada, ecc. La scelta di fattori moltiplicatori, applicati alle diverse unità d'uso del suolo, è stata adottata al fine di poter restituirne gli effetti protettivi (o peggiorativi) rispetto all'erodibilità dei sedimenti, dovuta alle loro caratteristiche intrinseche. I punteggi totali così ottenuti, saranno normalizzati in tre classi di suscettibilità (Tab. 3).

Tabella 3 - Classi di Suscettibilità rispetto all'erosibilità delle litologie.

Denominazione delle categorie	Indice	Classi di suscettibilità
Litologie fortemente erodibili	A	Alta suscettibilità
Litologie mediamente erodibili	B	Media suscettibilità
Litologie debolmente erodibili	C	Bassa suscettibilità

UTO per permeabilità delle litologie

La permeabilità rappresenta l'incidenza del territorio ad attenuare o accentuare fenomeni alluvionali e/o di ristagno; inoltre influenza la ricarica e l'eventuale contaminazione degli acquiferi da parte di acque salmastre.

Le classi di permeabilità saranno suddivise in base ai valori del coefficiente di permeabilità di Darcy (K) tipici per i diversi tipi di serbatoio (formazioni litostratigrafiche) riscontrabili in campagna. Il serbatoio, che rappresenta la trama solida di un acquifero entro cui l'acqua si immagazzina e circola, è condizionato essenzialmente dalle dimensioni e dalle interconnessioni dei vuoti, distinti in pori e fessure, che caratterizzano rispettivamente il mezzo poroso e il mezzo fessurato. I due tipi di vuoti permettono di distinguere quindi due grandi categorie di serbatoi:

- *le rocce incoerenti o non consolidate* come le ghiaie, le ghiaie sabbiose, le sabbie, le sabbie argillose, le argille sabbiose, i silt e le argille, caratterizzate esclusivamente da porosità e quindi da una permeabilità primaria;

- *le rocce compatte fessurate o consolidate*, caratterizzate generalmente da fessurazione e quindi da permeabilità secondaria, e più raramente da una coesistenza di pori e di fessure; queste rocce possono quindi possedere sia una permeabilità primaria sia una permeabilità secondaria.

Nella Tabella 4 sono riportate alcune caratteristiche dei sedimenti sciolti tra cui il coefficiente K proprio di alcune granulometrie peculiari.

La Tabella 5 mostra la relazione tra i valori del coefficiente di permeabilità, ripartiti in una gamma continua, e la granulometria dei sedimenti sciolti; i limiti che separano terreni a diverso grado di permeabilità sono puramente convenzionali.

Dal momento che le rocce incoerenti o non consolidate rappresentano la quasi totalità delle formazioni generalmente riscontrabili in una piana costiera, sulla base dei valori di K indicati nelle tabelle sono state considerate tre classi di permeabilità (Tab. 6):

- i terreni ad alta permeabilità, la cui granulometria prevalente rientra nei campi della ghiaia e della sabbia, o gli ammassi rocciosi compatti caratterizzati da elevata fessurazione. Tali terreni sono quelli che presentano un coefficiente $K \geq 10^{-4}$ m/s;

- i terreni a media permeabilità, la cui granulometria prevalente rientra nei campi della sabbia molto fine e della sabbia siltosa, o gli ammassi rocciosi compatti caratterizzati da media fessurazione. Tali terreni sono quelli che presentano un coefficiente $10^{-4} > K > 10^{-8}$ m/s;

- i terreni a bassa permeabilità, la cui granulometria prevalente rientra nei campi del silt sabbioso, del silt e dell'argilla, o gli ammassi rocciosi compatti sostanzialmente privi di fessurazione. Tali terreni sono quelli che presentano un coefficiente $K \leq 10^{-8}$ m/s.

UTO per classi altimetriche

L'assetto altimetrico di una piana costiera viene considerato come elemento predisponente l'erosione, l'ingressione marina ed i possibili fenomeni di allagamento.

La valutazione di questa caratteristica fisiografica si avvale di DTM ad elevata definizione. Il grado di definizione del DTM è legato alla densità di punti quotati per Km² che, in alcuni settori, potrebbe risultare modesta e/o insufficiente.

Tabella 4 - Valori di diametro efficace (d_{10}), di porosità (n), di porosità efficace (n_e) e del coefficiente di permeabilità (K) (da Castany, 1994; modificata).

Tipi di sedimenti	d_{10} (mm)	n (%)	n_e (%)	K (m/s)
Ghiaia media	2.5	45	40	3×10^{-1}
Sabbia grossa	0.250	38	34	2×10^{-3}
Sabbia media	0.125	40	30	6×10^{-4}
Sabbia fine	0.09	40	28	7×10^{-4}
Sabbia molto fine	0.045	40	24	2×10^{-5}
Sabbia siltosa	0.005	32	5	1×10^{-9}
Silt	0.003	36	3	3×10^{-8}
Silt argilloso	0.001	38	-	1×10^{-9}
Argilla	0.0002	47	-	5×10^{-10}

Una soluzione al problema potrebbe essere rappresentata dall'esecuzione di un volo a grande scala (1:1000 - 1:2.000) eseguito lungo la zona costiera (ed eventualmente esteso alle zone di pianura retrodunali), con la restituzione dei soli punti quotati; questi ultimi potrebbero essere integrati con i dati dei rilievi in scala al 5.000 degli uffici cartografici regionali.

In ogni caso, dato il generale assetto altimetrico delle piane costiere italiane e l'entità di SLR previsto per il prossimo secolo, la UTO per Classi altimetriche dovrebbe prevedere almeno tre classi (Tab. 7).

Tabella 5 - Valori del coefficiente di permeabilità in funzione delle granulometrie (da Castany, 1994; modificata).

K (m/s)		10^1	10^{-2}	10^{-2}	10^{-4}	10^{-4}	10^{-7}	10^{-7} 10^{-9}	10^{-9}	10^{-11}
Granulometria	Omogenea	Ghiaia		Sabbia		Sabbia fine		Silt	Argilla	
	Varia	Ghiaia grossa e media	Ghiaia e sabbia	Sabbia e argilla Sabbia e limi						
Grado di permeabilità		Elevata				Bassa			Nulla	
Tipi di formazioni		Permeabili				Semi-permeabili			Impermeabili	

Tabella 6 - Classi di permeabilità, in funzione del coefficiente di permeabilità K , utilizzabili per l'indicizzazione delle litologie.

K (m/s)	$K \geq 10^{-4}$	$10^{-4} > K > 10^{-8}$	$K \leq 10^{-8}$
Classe di permeabilità	Alta	Media	Bassa

Tabella 7 - Classi altimetriche e relativa Suscettibilità.

Classe altimetrica	Classe di Suscettibilità
< 2 m	Alta
2 - 5 m	Media
> 5 m	Bassa

UTO per propensione alla modificazione ambientale

Le morfologie rilevate saranno accomunate secondo la loro propensione ad essere ingredite dal mare o a subire fenomeni di allagamento in conseguenza alla prevista RSLR (Tab. 8).

Tabella 8 - Tipologia delle forme costiere e relative classi di Suscettibilità.

Tipo di forme	Classi Suscettibilità
Forme suborizzontali o depresse (ad es. paleo-lagune-meandri-stagni, canali abbandonati, alvei e spiagge)	Alta Suscettibilità
Forme marine o di transizione rilevate (ad es. cordoni dunari relitti o attuali)	Media Suscettibilità
Forme antropiche (aree urbanizzate con elementi di continuità, network viario, opere di difesa ecc.)	Da Media a Bassa Suscettibilità
Forme continentali rilevate (ad es. conoidi, rilievi pedemontani ecc.)	Bassa Suscettibilità

Tale propensione, determinata sulle caratteristiche fisiografiche e ambientali della varie forme, oltre che sulla presenza di strutture antropiche, sarà intersecata allo strato informativo delle UTO per Classi altimetriche. L'intersezione tra le due unità territoriali consente di pesare la reale propensione alla modificazione delle varie forme della piana, soprattutto lungo settori costieri dove occorre un'alta variabilità morfologica e dove, perciò, le sole classi altimetriche non sono sufficienti a descrivere nel dettaglio la predisposizione del territorio ad essere ingredito-allagato-eroso dal mare.

UTO per dinamica della spiaggia

La tendenza all'arretramento, alla stabilità o all'avanzamento della spiaggia viene considerato un elemento di forte peso nella propensione all'erosione costiera per RSLR.

Il numero di classi in cui suddividere le UTO per dinamica della spiaggia risulta subordinato alla quantità e alla qualità dei dati a disposizione, nonché dal numero di anni per i quali si disponga dei rilievi. Il caso ottimale è quello in cui i dati siano adeguati per discriminare, con un buon grado di approssimazione, i diversi tassi di variazione di più settori di spiaggia, calcolati su un periodo almeno decennale.

In caso contrario si suggerisce di considerare anche per queste UTO tre sole classi (rispettivamente associabili ad una bassa, media e alta suscettibilità territoriale):

- spiaggia in avanzamento;
- spiaggia stabile;
- spiaggia in arretramento;

UTO per alluvioni e/o ristagni

Per stimare la suscettibilità del territorio rispetto a fenomeni d'inondazione, saranno perimetrare le aree interessate da significativi fenomeni di esondazione e/o ristagno individuate attraverso analisi storica. Tale analisi deve essere condotta sulla base di tempi di ritorno confrontabili a quelli di predizione.

In base alla qualità dei dati disponibili, si opererà una suddivisione della UTO rispetto alle aree interessate da fenomeni ricorrenti, occasionali ed eccezionali e/o in funzione delle altezze d'acqua registrate (Tab. 9).

Tabella 9 - Classi di Suscettibilità rispetto ai fenomeni d'inondazione.

Categorie	Classi di Suscettibilità
Aree caratterizzate da ricorrenti fenomeni di alluvionamento e/o ristagno	Alta
Aree caratterizzate da occasionali fenomeni di alluvionamento e/o ristagno	Media
Aree caratterizzate da eccezionali fenomeni di alluvionamento e/o ristagno	Bassa
Aree non caratterizzate da fenomeni di alluvionamento e/o ristagno	Molto bassa

UTO per soggiacenza della falda

Questa UTO deriva dalla sottrazione algebrica del modello digitale della superficie piezometrica dal DTM. In pratica il valore attribuito ad ogni cella della carta della soggiacenza è il valore in quota assoluta del terreno, diminuito del valore in quota assoluta della superficie piezometrica. Viene scelto come valore critico di soggiacenza della falda (Z_c) quello corrispondente alla somma tra il SLR e la subsidenza media della piana (entrambi riferiti, per il principio di precauzione, allo scenario pessimistico dell'anno 2100).

Assegnando opportuni pesi moltiplicatori, lo stesso valore sarà utilizzato per i più brevi periodi di predizione. I pesi moltiplicatori saranno, in tal caso, funzione percentuale del rapporto tra il RSLR previsto per l'anno 2100 e il RSLR previsto per i periodi più brevi.

Si considereranno quindi ad alta suscettibilità di emersione della falda quelle aree caratterizzate da soggiacenza inferiore al valore critico; a bassa suscettibilità quelle con soggiacenza maggiore (Tab. 10).

Tabella 10 - Classi di Suscettibilità in funzione della possibilità di emersione della falda per SLR.

Categorie	Classe di Suscettibilità
Aree caratterizzate da falda con soggiacenza $\leq Z_c$	Alta Suscettibilità
Aree caratterizzate da falda con soggiacenza $> Z_c$	Bassa Suscettibilità

Assegnazione di Pesi e Punteggi

I metodi parametrici per l'assegnazione dei punteggi possono essere ricondotti essenzialmente a tre tipologie: a matrice, a punteggio semplice e a punteggi e pesi (Civita, 1994).

Tutti e tre sono accomunati dallo stesso principio, consistente in un primo vaglio dei parametri sui quali si ritiene di basare la valutazione del problema. A ogni parametro, suddiviso per intervalli di valori o/e per tipologie dichiarate, viene attribuito un punteggio arbitrario, crescente in funzione dell'importanza che esso assume nella valutazione complessiva.

I metodi a punteggi e pesi più evoluti introducono una o più linee di pesi, cioè un moltiplicatore a gamma fissa per ciascun parametro di base considerato, che amplifica il punteggio attribuito al parametro stesso in misura preordinata. Ciò allo scopo di evidenziare l'importanza di uno o più parametri nel definire la suscettibilità verso particolari fenomeni.

Per mezzo di analisi discriminante (riferimenti bibliografici sull'Analisi discriminante in Greene e Rayens, 1989; Brown et al., 1999; Bioinfort webpage), o di regressione logistica, verrà quindi co-

struita una funzione od equazione contenente le diverse variabili analizzate, ognuna delle quali con coefficienti (pesi) tali da predire al meglio l'appartenenza di ciascun elemento ad una classe di suscettibilità. Se i modelli in questione risulteranno sufficientemente aderenti alla realtà fisica che è alla base della suscettibilità dell'area in esame, l'importanza (peso) di ogni fattore (parametro predisponente) nel dare luogo a condizioni di dissesto, verrà direttamente espressa dai coefficienti dell'equazione di regressione o della funzione discriminante.

Questo approccio evita sia valutazioni soggettive, la cui validità dipende essenzialmente dal grado di conoscenza delle caratteristiche territoriali dell'area in studio, sia l'utilizzo di schemi predefiniti che, sebbene possano avere validità generale, non sono necessariamente applicabili ovunque.

L'indicizzazione dei vari parametri naturali che caratterizzano la suscettibilità, obbliga spesso ad un eccesso di soggettività che, seppur efficace in ambito descrittivo, non rafforza la necessità di una trattazione numerica adeguata alle aspettative richieste. Si può comprendere come sia vincolante la scelta dei parametri da elaborare, che va effettuata tenendo conto delle situazioni che si incontrano nella zona indagata.

L'uso di strumenti informatici (GIS) ha oggi permesso di limitare il margine di errore che si commetteva con le procedure tradizionali manuali. Infatti, i precedenti modelli di analisi della pericolosità più utilizzati sono di tre tipi e sono rappresentati da:

- applicazioni esclusivamente grafiche, con sovrapposizione di carte tematiche;
- metodi grafico-analitici, con definizione di indici personalizzati;
- interpretazioni grafico-analitiche, con definizione degli indici derivati direttamente da calcoli sui parametri rilevati.

Come si intuisce, vi è un graduale potenziamento dei caratteri quantitativi e si passa da una trattazione quasi schematica ad una molto selettiva e restrittiva, che trova nell'indipendenza degli indici un'esattezza prossima alla realtà.

Fra le trattazioni più complete ed esaurienti, in termini di correttezza degli indici, vi è quella proposta da Guida et al. (1978) nella quale viene introdotto un modo analitico (seppure arbitrario come indicato dagli Autori stessi) con cui pervenire agli indici, incondizionato da valutazioni dettate esclusivamente da studi ed esperienze personali e derivante dalla sola applicazione di relazioni areali tra i parametri.

Vengono poste in rapporto le aree omogenee di ogni singolo parametro con le aree effettivamente in dissesto, ottenendo in modo proporzionale sia la definizione dei singoli indici, sia la loro distribuzione nelle categorie finali di dissesto. Ragionando in questo senso si evita di commettere l'errore di effettuare una prima sommaria distinzione per quanto riguarda gli intervalli degli indici, privilegiando invece un'applicazione che tenga conto, in primo luogo, dei valori dimensionali delle aree, per poi pervenire alle loro relazioni espresse numericamente.

Questa peculiarità è molto discriminante perché evita il procedimento di taratura del metodo a secondo dell'area, e consente una distribuzione delle classi di dissesto in termini di effetti reali che possono avere i vari parametri.

Gli indici sono rappresentati da numeri interi, e sono raggruppati in vari intervalli definiti dalla presunta, crescente influenza che ogni parametro può avere sulla predisposizione di un'area all'innescio del fenomeno.

Il metodo adottato nella valutazione della presente metodologia, applicata alla Piana pilota della Versilia, è una variante di quello proposto da Guida et al. (1978). In particolare, sono state prese in considerazione diverse tipologie di dati morfometrici, geologici ed antropici, che incidono variamente sulla dinamica costiera.

Essendo i dati di natura disomogenea, la fase principale del lavoro è consistita nel calcolo di indici normalizzati relativi a ciascun parametro adottato. A partire dalle carte di base, sono stati calcolati gli indici rispetto a ciascun parametro; un valore composito viene poi generato sovrapponendo i vari

indici per ottenere la carta della suscettibilità.

Per i pesi, i punteggi e l'esplicazione delle valutazioni applicate nei diversi casi, si veda il lavoro relativo alla Valutazione del Rischio da RSLR in Versilia di Nisi et al. in questo volume. Si sottolinea come l'elaborazione degli indici in piane diverse si deve avvalere di un controllo da parte di esperti; quest'ultimo permetterà di valutare le singole peculiarità, a cui si potrà proficuamente affiancare un'analisi statistica multivariata dei singoli indici esaminati, come quelle proposte da Dal Cin e Simenoni (1994) e di Townsend e Flemming (1994).

Redazione della Carta di Suscettibilità Integrata (S)

La Suscettibilità è stata definita come la propensione di un settore a subire e/o contrastare l'insorgenza di un determinato fenomeno potenzialmente distruttivo.

La metodologia per la determinazione della Suscettibilità da RSLR è basata sull'individuazione dei principali PP i possibili fenomeni dannosi, indotti dalla risalita del mare.

Verificata, tramite l'analisi del territorio, la sussistenza dei principali PP e l'eventuale presenza di ulteriori parametri di carattere locale, si procede alla loro spazializzazione.

La spazializzazione consiste nel cartografare, attraverso tecniche GIS (acquisizione, trattamento ed elaborazione dei dati), tutte quelle microaree dove i singoli PP si mantengono costanti. Queste aree sono state definite, appunto, Unità Territoriali Omogenee per PP (UTO).

Successivamente vengono assegnati dei punteggi e/o dei pesi moltiplicatori ad ognuno dei PP spazializzati e, tramite la formulazione di una opportuna funzione, le singole UTO vengono sovrapposte tra loro per l'individuazione della Suscettibilità del territorio.

La Suscettibilità integrata sarà quindi data, in ognuna delle microaree, dalla sommatoria dei punteggi assegnati ai singoli PP, esistenti nella stessa microarea. Da questa elaborazione si otterrà la carta della Suscettibilità Integrata relativa al periodo di predizione richiesto.

Pericolosità specifica (Hs)

Valutazione degli scenari futuri

In linea generale, l'innalzamento relativo del livello del mare comporterà un arretramento della linea di riva sulla fascia costiera; a ciò si affiancherà un'ingressione di quelle aree che, per le modifiche morfologiche del territorio, risulteranno ubicate sotto gli 0 m s.l.m ed in comunicazione diretta con il mare (Tab. 11).

Tabella 11 - Principali effetti dannosi sul territorio in relazione alle modificazioni morfologiche connesse alla variazione relativa del livello del mare.

	Fascia costiera	Aree depresse comunicanti con la nuova linea di riva	Aree depresse protette; aree sopra 0 m s.l.m.
Effetto dannoso	Arretramento della linea di riva	Ingressione marina	Aumento di alluvionamenti, esondazioni, ristagni
Modificazione morfologica	Spostamento verso terra del limite del territorio colpito da mareggiate	Spostamento verso terra del limite del territorio colpito da mareggiate	Progradazione del cuneo salino in falda

Le aree sotto il livello del mare, ma protette da barriere naturali e/o antropiche, potrebbero essere comunque colpite da frequenti alluvionamenti, esondazioni, ristagni di acque superficiali, progradazione del cuneo salino, ecc.; analoghi fenomeni, seppur meno frequenti e con minor intensità, potrebbero interessare le aree di piana costiera caratterizzate da elevazioni di pochi metri sopra il livello marino e da un assetto morfologico sfavorevole (bassa pendenza, presenza di corsi d'acqua, ecc.).

Operazioni generali sul DTM

La valutazione degli scenari futuri prevede la modellizzazione del previsto assetto fisiografico e altimetrico dell'area costiera in studio, finalizzata alla determinazione delle linee di riva e delle isoipse 0 m slm (aree emerse ma sotto il livello del mare) per tre diversi scenari; questi ultimi, indipendentemente dal periodo di predizione considerato, vengono denominati scenario ottimistico, intermedio e pessimistico.

I tre scenari sono funzione della probabilità di occorrenza del fenomeno, rispettivamente:

- scenario pessimistico = massima RSLR = minima probabilità di occorrenza;
- scenario intermedio = media RSLR = intermedia probabilità di occorrenza;
- scenario ottimistico = minima RSLR = massima probabilità di occorrenza.

Pertanto, per ognuno dei tre scenari di uno stesso intervallo di predizione, viene determinata la nuova linea di riva; la perimetrazione delle future aree ubicate sotto il livello del mare, permette di individuare quali fra queste saranno invase dalle acque e quali potrebbero subire solo gli effetti indiretti della risalita marina.

Tale procedimento consta delle seguenti operazioni, gestite in ambiente GIS (Tab. 12):

- Creazione di un DTM a scala di dettaglio dello stato attuale del territorio; tale DTM potrebbe derivare dai dati dei rilievi in scala al 5.000 disponibili dagli uffici tecnici regionali, eventualmente integrati con voli dedicati.
- Abbassamento globale del DTM applicando i valori Eustatismo + Subsidenza regionale (complessivamente tre determinazioni analitiche per ogni periodo di predizione).
- Abbassamento localizzato del DTM applicando solo gli eventuali tassi di subsidenza locale opportunamente decurtati del valore di subsidenza regionale (solo nelle aree interessate).
- Individuazione della posizione dei nuovi punti a quota zero metri slm per ognuno dei tre scenari di uno stesso periodo di predizione.
- Interpolazione dei punti quota 0 m slm relativi ai profili di spiaggia elaborati dal programma "Sea-Level" o da software analoghi (vedi paragrafo successivo) per l'estrazione delle nuove linee di costa. Questa operazione consente al sistema di calcolare i tassi di regressione costiera, lo spostamento e la modificazione morfologica dei cordoni dunari, la superficie di spiaggia erosa e il volume di sedimento perso per i vari scenari di uno stesso periodo di predizione. Per ogni anno di predizione saranno individuate tre possibili linee di riva in funzione della massima, media e minima risalita relativa del livello del mare.
- Intersezione tra le linee di costa e le isoipse 0m slm e redazione delle carte degli Scenari Futuri. Ogni carta è relativa ad un anno di predizione e riporta i tre diversi scenari (ottimistico, intermedio e pessimistico). Per ogni scenario sarà tracciato, quindi, l'andamento della nuova linea di riva, la perimetrazione delle aree depresse potenzialmente invase dal mare e quella delle aree depresse ma separate dal mare ad opera di barriere naturali e/o antropiche.

Regressione della linea di riva

La regressione della linea di riva è calcolata sulla base del *Bruun Rule of Erosion*. Secondo Brunn (1962) l'innalzamento del livello del mare provoca un'erosione delle spiagge molto più spinta rispetto a quella dovuta ad una mera trasgressione geometrica. Infatti, anche modeste entità di RSLR indurranno il profilo di spiaggia a migrare verso terra (Fig. 2); questa evoluzione riguarda sia la spiaggia emersa sia la spiaggia sommersa, dalla "profondità di chiusura" a tutto il profilo attivo.

Tabella 12 - Principali operazioni sul DTM.

Operazioni	Risultati	Prodotti
Abbassamento virtuale del territorio di un'aliquota pari alla somma di eustatismo e subsidenza. Per ogni anno di predizione si effettuano tre elaborazioni in funzione della minima, media e massima risalita del livello del mare.	Costruzione delle future isoipse 0 m slm sia sulla costa sia nelle aree interne della piana.	Perimetrazione di aree poste sotto il livello del mare secondo uno scenario ottimistico, intermedio e pessimistico.
Modellizzazione dell'arretramento della linea di riva e dei cordoni dunari. Per ogni anno di predizione si effettuano tre elaborazioni in funzione della minima, media e massima risalita del livello del mare.	Costruzione della futura linea di riva e della posizione e altezza dei cordoni dunari.	Perimetrazione delle aree inondate dal mare, per il solo effetto di regressione costiera, secondo uno scenario ottimistico, intermedio e pessimistico.
Intersezione, per ogni anno di predizione, delle tre serie di linee di riva (scenario ottimistico, intermedio e pessimistico) con le relative tre serie di isoipse 0 m slm (scenario ottimistico, intermedio e pessimistico).	Costruzione di tutte le aree invase dal mare e di quelle ubicate sotto il livello del mare ma protette.	Redazione, per ogni anno di predizione, di una Carta degli Scenari futuri. Ogni carta rappresenterà un preciso anno di predizione e riporterà le linee di riva e le isoipse 0 m slm di tutti e tre gli scenari (ottimistico, intermedio e pessimistico).

La *Bruun Rule of erosion* è stata testata, interpretata e modificata da molti Autori (vedi Aminti et al. 2001; Bartolini et al. 1989; Bruun 1983, 1988; Dean 1990; Dean 1991; Dean e Maumeyer 1983; Dubois 1977; Dubois 1992; Everts 1985; Healy 1991; Leatherman 1990; Rosen 1978; Schwartz 1967; Pranzini e Rossi 1995) e necessita di opportune modifiche rispetto alle diverse condizioni contingenti. Il modello generale si basa sui seguenti assunti:

- l'erosione della porzione superiore della spiaggia si traduce in uno spostamento verso terra dell'intero profilo;
- il materiale eroso dalla porzione superiore della spiaggia è uguale in volume alla quantità di materiale deposto sul fondale di *nearshore*;
- la risalita del fondale di *nearshore*, come conseguenza di tale deposizione, è equivalente alla RSLR, quindi è mantenuta una profondità d'acqua costante nell'area (Schwartz 1967).

Sotto queste ipotesi la regressione della linea di riva (R) è data da:

$$R = (XS)/(B+h) \quad (1)$$

Dove X è la lunghezza del profilo attivo, S il RSLR, B l'altezza delle dune, h la profondità di chiusura del profilo.

La profondità di chiusura è la minima profondità d'acqua alla quale non si verificano cambiamenti misurabili nell'elevazione del fondale, e rappresenta una separazione tra la zona di trasporto attivo *cross-shore* di sedimenti e una zona più profonda di negligenza movimentazione (Birkemeier 1985).

Un approccio empirico per la sua determinazione è basato sull'analisi di dati batimetrici, effettuati in stagioni diverse e in diversi anni. Un approccio matematico, basato sull'analisi di dati meteomarini, è dato dalle relazioni:

$$d_c = (1.5 \approx 2) 1.75 H_s - 57.9 (H_s^2/gT_s^2) \quad (\text{Birkemeier 1985}) \quad (2)$$

$$d_c = 2.28 H_s - 68.5 (H_s^2/gT_s^2) \quad (\text{Hallermeier 1978; Nicholls et al. 1996, 1998a}) \quad (3)$$

dove H_s è l'altezza d'onda significativa locale, T_s il periodo ad essa associato e g l'accelerazione gravitazionale.

Il profilo di spiaggia può essere approssimativamente descritto dalla forma generale $h(y) = AX^m$ (Bruun 1962, 1988; Dean 1991); dove $h(y)$ è la profondità alla distanza X dalla linea di costa; A è un parametro che dipende dalla granulometria del sedimento e m è una costante.

Per un miglior *fitting* dei profili reali con la loro descrizione matematica Pranzini e Rossi (1995) e Aminti et al. (2001) utilizzano una polinomiale del tipo:

$$y = d + Ax + Bx^2 + Cx^3 + \dots + Nx^n \quad (4)$$

dove d è l'altezza della duna, e A, B, \dots, N sono variabili risultanti da interpolazione.

Il Bruun-Rule presenta alcuni limiti (Fig. 2):

- non considera la rampa di sedimenti in formazione nella porzione finale del profilo (Krauss 1992);
- non considera l'erosione della parte basale della duna ed il suo conseguente collasso (Dolotov 1992);
- non consente di determinare esattamente il volume (i) di sedimenti disponibili nella parte di profilo interna alla cresta della prima duna (Amini et al. 2001).

Non considerando questi aspetti si otterrebbe una sottostima dell'erosione, soprattutto per le previsioni a lungo termine.

Nel presente progetto si propone l'utilizzo di un programma di calcolo automatico, denominato "*Sea-Level*" (Pranzini e Rossi 1995; Aminti et al. 2001), per la costruzione dei futuri scenari di regressione costiera nei casi di geometria complessa della spiaggia emersa.

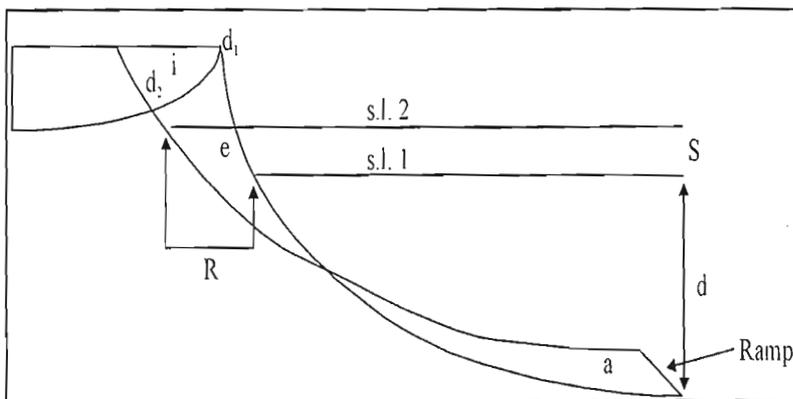


Figura 2 - Evoluzione di un profilo di spiaggia conseguente al RSLR (d : profondità limite del profilo attivo; S : RSLR; R : arretramento della linea di riva; e : superficie erosa sulla spiaggia; a : superficie d'accumulo; i : superficie erosa sulla duna; d_1 : cresta duna a s.l. 1; d_2 : cresta duna a s.l. 2; da Aminti et al., 2001).

Il programma, sviluppato in *Visual Basic*, richiede come input la descrizione del profilo per coordinate, la profondità di chiusura, i tratti di sezione costituiti da elementi fini e/o roccia che non possono produrre materiale utile all'innalzamento dei fondali, i ratei di SLR e di subsidenza (ove presenti), l'anno di predizione.

Tra i vari dati di output il "*Sea Level*" è in grado di fornire l'arretramento della linea di riva per un dato periodo di predizione, l'altezza e posizione della duna futura, la superficie di spiaggia erosa o depositata.

Pericolosità specifica

Per Pericolosità specifica si intende la probabilità che un fenomeno potenzialmente distruttivo, in questo caso un'ingressione marina, si verifichi in un dato periodo di tempo ed in una data area (Varnes e IAEG, 1984).

Come sopra descritto, dall'elaborazione del DTM e dal modello di regressione costiera, vengono determinate le tre possibili nuove linee di riva e perimetrare le relative aree ubicate sotto il livello del mare (determinando quali saranno invase dal mare e quali potrebbero subire solo gli effetti indiretti della risalita marina). Queste elaborazioni rappresentano tre scenari (ottimistico, pessimistico ed intermedio) rispetto ad uno specifico intervallo di tempo.

Attraverso l'assegnazione di opportuni punteggi a questi scenari, in funzione della reciproca probabilità di occorrenza, si ottiene la zonazione di Pericolosità specifica per ogni anno di predizione, rappresentata nella relativa Carta di Pericolosità specifica. Tali punteggi sono univoci per qualsiasi periodo di previsione richiesto; essi si differenziano tuttavia a seconda che siano riferiti a quelle aree raggiunte dall'ingressione marina o a quelle aree che, pur risultando sotto il livello del mare, non saranno sommerse dalle acque; le aree ubicate sopra il livello del mare avranno invece un valore di pericolosità specifica nullo.

Pericolosità Integrata (H)

La Pericolosità Integrata è stata definita come la probabilità che una serie di fenomeni potenzialmente distruttivi si verifichino in un dato periodo di tempo ed in una data area, secondo le accezioni di Varnes e IAEG (1984) ed Einstein (1988).

Mentre le carte di Pericolosità specifica restituiscono la zonazione della probabilità di ingressione marina, in funzione della sola modellizzazione della variazione relativa di livello del mare, la Pericolosità Integrata considera da un lato tutti i possibili fenomeni dannosi indirettamente connessi alla risalita marina, dall'altro valuta l'azione mitigante o esaltante delle caratteristiche fisiche ed antropiche del territorio.

Dal confronto tra gli elaborati di Pericolosità e quelli di Suscettibilità, risulterà evidente come determinati parametri territoriali si opporranno in modo rilevante alla regressione della linea di riva e all'ingressione del mare come, per esempio, i sistemi dunari o gli stessi centri urbani; le zone maggiormente sensibili risulteranno invece le aree depresse, quelle con difficoltà di drenaggio, quelle prossime a foci fluviali, ecc.

In tal senso, quindi, le carte di Pericolosità Integrata sono finalizzate alla zonazione della probabilità che diversi settori costieri possano "realisticamente" subire l'occorrenza dei fenomeni.

Da un punto di vista operativo le carte di Pericolosità Integrata si otterranno, per ogni anno di previsione, attraverso l'intersezione per analisi topologica dei relativi strati informativi di Pericolosità specifica e Suscettibilità.

La zonazione di Pericolosità Integrata così ottenuta prevede, in linea generale, la suddivisione in più classi di pericolosità (nell'applicazione pilota alla Piana della Versilia sono state elaborate 6 classi), da estrema a molto bassa, che potranno in tal modo essere utilizzate dalle Pubbliche Amministrazioni per la pianificazione territoriale.

E' infatti questo elaborato (H) a costituire lo strumento più efficace nell'operare scelte mirate nella gestione della fascia costiera e nella predisposizione di opere di mitigazione dei cambiamenti climatici.

Rischio (R)

La differenza fondamentale fra rischio e pericolosità è che quest'ultima è relativa alla probabilità che un evento si verifichi, mentre il rischio è relativo alla probabilità che si verificheranno certe circostanze nell'ambito dell'evento. Queste circostanze sono collegate strettamente non solo al livello di esposizione, ma anche alla vulnerabilità degli elementi agli effetti dell'evento.

Le analisi di rischio seguono procedure essenzialmente finalizzate all'individuazione di quattro fattori (UNDRO, 1979) che determinano la magnitudo dell'impatto in funzione della pericolosità:

- la conformazione geografica e la severità del fenomeno;
- il numero, la distribuzione spaziale e la densità della popolazione esposta agli effetti della pericolosità.
- la vulnerabilità degli elementi a rischio;
- gli effetti delle condizioni locali nel modificare la severità dell'evento.

Numerosi studi hanno tentato di quantificare gli impatti del SLR (Fankhauser, 1994; Hoozemans et al., 1993; Leatherman e Nicholls, 1995; Nicholls e Hoozemans, 1996; Nicholls et al., 1995; Yohe et al., 1995, 1996; Yohe e Schlesinger, 1998); tali lavori spesso sono carenti da un punto di vista economico (Darwin e Tol, 2001) in quanto presentano tre limiti principali:

- i valori del territorio e dei capitali localizzati nelle aree costiere minacciati dal RSLR non sono ben noti, anche a causa della differente risposta che può dare la presenza di una protezione costiera;
- il costo diretto è solo una prima approssimazione dei beni perduti. Assumendo valori economici costanti, si trascurano gli effetti di secondo ordine, come per esempio le variazioni economiche che comporta l'evento naturale sulle attività socio-economiche;
- il costo diretto dei beni a rischio è generalmente stimato per specifiche regioni.

Il sistema di vulnerabilità è difficile da descrivere per due ragioni fondamentali: la carenza di dati, atti a descrivere i valori economici dei beni strutturali e ambientali, e l'incertezza delle future dinamiche costiere associate alle attività antropiche. Inoltre è virtualmente impossibile descrivere con nessun livello di certezza quali saranno gli impatti, e questo sia per le complesse dinamiche naturali che interessano l'evoluzione del profilo costiero, sia per la difficoltà nel definire la risposta di infrastrutture e costruzioni all'adattamento ai cambiamenti ambientali e ai forzanti socioeconomici.

Inoltre, la stima del valore economico degli elementi a rischio non è operabile per periodi troppo lunghi. Essa, infatti, appare difficoltosa già per l'anno 2100, in quanto il territorio può cambiare destinazione d'uso nell'arco di breve tempo.

In base alla zonazione di rischio è possibile suddividere il territorio in aree in cui il grado di rischio rappresenta un fattore di moltiplicazione rispetto al quale, ad esempio, calcolare i premi assicurativi per la prevenzione del fenomeno, o calcolare le percentuali di risorse da destinare alla protezione ambientale (Titus et al. 1991).

Un'altra possibile stima di perdita economica si basa sulla costruzione di una curva cumulativa, per ogni classe di rischio, in funzione dell'aumento della distanza dalla linea di riva; tale stima può essere utilizzata per ogni scenario di pericolosità (Greve et al. 2000).

L'utilizzo di indici di vulnerabilità per una valutazione dei potenziali impatti del RSLR rappresenta un'ulteriore metodologia. La definizione degli indici di vulnerabilità può essere determinata come funzione dell'erosione costiera, della variazione del livello del mare, della possibilità di temporanei e/o permanenti allagamenti del settore costiero, ecc.; oppure può essere calcolata in base all'*insularity index* = linea di costa (m)/superficie complessiva (Italia = 0.026; Gommès et al., 1988) per la densità di popolazione. La principale mancanza dell'indice di vulnerabilità così calcolato è che non prende in considerazione la distribuzione spaziale della popolazione all'interno del paese.

La necessità di costruire un database che includa le informazioni aggiornate riguardanti i valori economici dei beni strutturali e ambientali, presenti in una determinata area, risulta indispensabile per una corretta quantificazione economica dei beni a rischio. Diversi sono i dati da reperire per un'analisi di questo tipo. Per esempio sarà necessario conoscere per il settore edilizio: l'indice di fabbricabilità (= m³ edificabili) per avere un costo al metro cubo; il costo della produzione edilizia residenziale (p.es. 500-1000 euro per m³); l'indice di densità edilizia m³/m² (indici ISTAT); il prezzo dei costi per tipologia edilizia (fonti: Genio Civile; ACER Asso Costruttori Edili Roma). Per il comparto agricolo saranno necessarie le rendite catastali oppure sarà possibile valutare il danno per mancato guadagno (fonte NOMISMA - Annuario Agricoltura Italiana). Per le infrastrutture sarà necessario il costo per metro

lineare di una strada, autostrada o ferrovia.

A fronte di tali incertezze nella valutazione economica del territorio in senso lato, nel presente lavoro suggeriamo di considerare la perdita attesa (in conseguenza della risalita relativa del livello medio del mare) come funzione sia della Pericolosità Integrata, sia del valore relativo degli elementi esposti alla potenziale minaccia.

La scelta di porre l'attenzione su delle stime economiche relative, piuttosto che utilizzare dei modelli in grado di valutare sia qualitativamente che quantitativamente il danno potenziale, è stata essenzialmente dettata dalla sostanziale assenza di banche dati esaustive.

La perimetrazione di aree ad omogeneo valore di rischio si otterrà, perciò, tramite la sovrapposizione e l'analisi topologica dei livelli informativi della Pericolosità Integrata e della Carta dell'Uso del Suolo. La carta dell'Uso del Suolo dovrà essere precedentemente ricampionata secondo un opportuno numero di classi, in funzione della stima del valore economico dei beni esposti. Tale stima sarà effettuata per indicizzazione delle varie classi in relazione a quella mostrante il massimo valore monetario per unità di superficie.

A tal fine, i vari tipi di uso del suolo possono essere raggruppati in 5 macro-categorie che riguardano:

- Zone umide.
- Boschi e aree a vegetazione naturale.
- Terreni agricoli.
- Aree produttive e infrastrutture.
- Tessuto urbano e spiagge attrezzate.

All'interno di tali macro-categorie, a seconda del diverso utilizzo del suolo delle varie aree costiere, si provvederà ad individuare tutte le classi da indicizzare.

Inoltre, comparando le trasformazioni avvenute nel territorio su un arco temporale analogo agli scenari di predizione, si può formulare una classificazione di classi di persistenza dell'uso del suolo, individuando così dei pesi moltiplicativi da inserire nell'indicizzazione delle macro-categorie.

Sebbene l'approccio proposto produca una valutazione di massima, il tipo di zonazione cui si giungerà può fornire uno strumento per una rapida individuazione dei settori ad alto rischio, e dare utili indicazioni sulla consistenza delle perdite economiche (legate alla superficie di spiaggia erosa, ai danni alle infrastrutture, ai centri urbani e alle aree agricole) nel caso in cui le attuali previsioni di innalzamento del livello marino dovessero risultare verificate.

Le carte redatte potranno essere utilizzate anche per la progettazione e dimensionamento di protezioni, calcolandone il rapporto costo/beneficio come nel caso di: idrovore per il mantenimento di aree di *dryland* potenzialmente invase dalle acque; opere di difesa lungo coste protette e/o aperte; conservazione dell'attuale spiaggia tramite ripascimenti; eventuale elevazione di caseggiati ed infrastrutture, ecc. (U.S. EPA 1989).

Appare evidente che in questo approccio metodologico viene considerata la sola vulnerabilità economica del territorio, valutabile in termini monetari. Altri fattori, come ad esempio l'aspetto paesaggistico o la possibile perdita di habitat ecologici e di specie a rischio sono comunque implementabili nella modellizzazione; sembra però difficile poter inserire, in una valutazione del rischio quanto più esatta possibile, la ricaduta sul tessuto sociale.

Infine, considerando la mole d'incertezze ed approssimazioni intrinseche nella valutazione del Rischio, si evince come, in settori privi di un'adeguata copertura di dati "economici", la zonazione di Pericolosità Integrata costituisca strumento strategico efficace e bastevole per la pianificazione territoriale.

Considerazioni conclusive

L'elaborazione delle Linee Guida proposte ha avuto come scopo quello di fornire ai decisori uno strumento efficace, e scientificamente valido, utile nell'operare scelte mirate nella gestione della fascia costiera, in relazione ai cambiamenti del clima.

L'approccio proposto si basa sul trasferimento di valori scientifici (che spaziano dalla geologia all'informatica) ad un modello facilmente gestibile ed economicamente attuabile dalla Pubblica Amministrazione.

La strategia proposta si è avvalsa del confronto con le difficoltà emerse dalla propria applicazione su un'area pilota (la Versilia), in un ambito costiero vasto ed esemplificativo di molte realtà nazionali.

Fra i principali vantaggi derivabili dall'applicazione delle presenti Linee Guida vi sono:

- La facilità e l'economicità di applicazione, unitamente all'affidabilità scientifica.
- La possibilità di utilizzare dati con diversi gradi di qualità, aggiornamento ed affidabilità, sino al limite estremo nell'usufruire delle sole fonti bibliografiche, come ad es. in mancanza di strumenti per l'acquisizione originale di dati dedicati.
- L'applicabilità a qualsiasi arco temporale attraverso l'utilizzo contemporaneo di molteplici scenari di previsione.
- La modularità, e quindi la capacità di aggiornamento in tempo reale dei dati, sia relativi all'analisi del territorio sia agli scenari futuri, fra cui le curve di predizione del sollevamento del livello del mare; l'adattabilità alle esigenze locali.
- La possibilità di implementazione del modello attraverso l'aggiunta di illimitati livelli informativi.
- La capacità di valutare contemporaneamente gli aspetti fisiografici, fisici, geologici, naturalistici ed antropici integrandoli.
- La possibilità di far fronte alle necessità del territorio prima che queste diventino emergenze, abbattendo costi d'intervento nella difesa e ripristino della costa.

I risultati hanno inoltre permesso di evidenziare le criticità maggiori nell'applicazione delle Linee Guida proposte, fra cui:

- L'implementazione opportuna dell'applicazione del Bruun Rule Model, anche attraverso: la valutazione dei disequilibri sedimentari nella dinamica costiera di ogni singola area; l'influenza delle aree fortemente urbanizzate e/o aggettanti in mare sul modello; la valutazione della migliore spaziatura dei punti da inserire nel modello.
- L'inserimento dell'impatto degli eventi estremi e delle variazioni del cuneo salino, entrambe collegate al RSLR.
- L'approccio non statistico alla classificazione geomorfologica dell'ambiente costiero.
- La definizione della più opportuna spazializzazione di una rete di monitoraggio topografico attiva, utile alla determinazione dei tassi di subsidenza differenziali.
- La mancanza di una verifica del metodo, effettuata utilizzando dati certi sulle modificazioni ambientali (ad es. applicando gli scenari verificatesi del 2000 allo stato del 1950, o effettuando una back-analysis per l'uso del suolo).

Infine, appare evidente come un simile modello di programmazione possa costituire un supporto, economico e scientificamente valido, nella progettazione dello sviluppo territoriale costiero, essendo uno strumento d'indirizzo strategico nel programmare la gestione degli interventi futuri e futuribili di ripristino, difesa e mitigazione sulla costa.

Bibliografia

- Aminti P., Pranzini E. e Rossi L. (2001) - *La componente eustatica nell'erosione del delta del Fiume Volturno: previsione per l'anno 2025*. Studi costieri, 4: 43-56.
- Bartolini C., Palla B. e Pranzini E. (1989) - *Il ruolo della subsidenza nell'erosione litoranea della pianura del F. Cornia*. Studi di geomorfologia costiera: X. Boll. Soc. Geol. It., 108: 635-647.
- Bioinfort webpage: <http://www.bioinfort.unimi.it/bioinfort/bioin/biostat/analdisc.htm>.
- Birkemeier W.A. (1985) - *Field data on seaward limit of profile change*. Journal Waterways, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, 111: 598-602.
- Brabb E. (1984) - *Innovative approaches to landslide Hazard and Risk mapping*. Proceedings 4th I.S.L., Toronto, Canada. Pp. 307-324.
- Braaf R., Henderson-Sellers A. Holland G. e Howe W. (1995) - *Climate change prediction, impact evalu-*

- ation and integrated assessment*. Proceedings of the users climate change predictions experts workshop, Sydney. Pp.56.
- Brown P.J. Fearn T. e Haque S. (1999) - *Discrimination with many variables*. Journal of the American Statistical Association, 94: 1320-1329.
- Bruun P. (1962) - *Sea-level rise as a cause of shore erosion*. Journal Waterways and Harbors Division, ASCE, 88: 117-130.
- Bruun P. (1983) - *Review of conditions for uses of the Bruun Rule of erosion*. Coastal Engineering, 7: 77-89.
- Bruun P. (1988) - *The Bruun Rule of Erosion by Sea-Level Rise: A Discussion of Large-Scale Two and Three Dimensional Usages*. Journal of Coastal Reserach, 4: 627-648.
- Canuti P. e Casagli N. (1996) - *Considerazioni sulla valutazione del rischio di frana*. Pubbl. n°846-GNDCI. Pp. 57.
- Carrara A., Cardinali M. Guzzetti F. e Reichenbach P. (1995) - *GIS Techniques in Mapping Landslide Hazard*. In "Geographical Information System in Assessing Natural Hazard", Carrara e Guzzetti eds., Kluwer Academic Publifers, Netherlands. Pp. 135-175.
- Castany G. (1994) - *Idrogeologia. Principi e Metodi*. Pp. 243.
- Chapman D.M. (1994) - *Natural Hazards. Melbourne, Australia*, Oxford University Press. Pp.192.
- Civita M. (1994) - *Le carte della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento: teoria e pratica*. Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi, N.7, pp. 344.
- Dal Cin R., e Simeoni U. (1994) - *A model for determining the classiffication vulnerability and risk in the southern coastal zone of the Marche (Italy)*. Journal Of Coastal Research, 10: 18-29.
- Darwin R.F. e Tol R.S.J. (2001) - *Estimates of the Economic Effects of Sea Level Rise*. Environmental and Resource Economics, 19 (2): 113-129.
- Dean R.G. (1990) - *Beach response to sea level rise*. In: "The Sea, Ocean Engineering Science", Journal Wiley e Sons eds., 9: 869-887.
- Dean R.G. (1991) - *Equilibrium beach profiles: Characteristics and application*. Journal of Coastal Research, 7: 53-84.
- Dean R.G. e Maurmeyer E.M. (1983) - *Models for beach profile response*. In: "Handook of coastal processes and erosion", C.R.C. Ed. Pp. 151-163.
- Del Prete M., Giacari E. e Trisorio Liuzzi G. (1992) - *Rischio da frane intermittenti a cinematica lenta nelle aree montuose e collinari urbanizzate della Basilicata*. Pubbl. n°841-GNDCI. Pp.84.
- Dolotov Y. (1992) - *Possible Types of Coastal Evolution Associated with the Expected Rise of the World's Sea Level caused by the "Greenhouse Effect"*. Journal of Coastal Research, 7: 53-84.
- DRM-Délégation aux Risques Majeurs (1990) - *Les études préliminaires a la cartographie réglementaire des risques naturels maieurs. Secrétariat d' Etat auprès du Premier ministre chargé de l'Environnement et de la Prévention des Risques technologiques et naturels majeurs*. La Documentation Française. Pp. 143.
- Dubois R.N. (1977) - *Predicting beach erosion as a function of rising water level*. Journal of Geology, 85: 470-476.
- Dubois R.N. (1992) - *A re-evaluation of Bruun's Rule and supportig evidence*. Journal of Coastal Research, 8: 618-628.
- Einstein H.H. (1988) - *Special Lecture: Landslide risk assessment procedure*. Proc. 5th Int. Symp. On Landslide, 2: 1075-1090.
- Environmental Protection Agency U.S. (1989) - *Sea Level Rise. In: Potential Impacts of Global Climate Change on the United States*. Government Printing Office, Washington D.C., EPA 230-05-89-052. Eds. Titus J.G., 7: 118-143.
- Everts C.H. (1985) - *Sea level rise and effects on shoreline position*. Journal Waterways, Port, Coastal end Ocean Engineering, ASCE, 111: 985-999.
- Fankhauser S. (1994) - *Protection vs. Retreat - The Economic Costs of Sea Level Rise*. Environment and Planning, 27: 299-319.
- Fell R. (1994) - *Landslide risk assessment and acceptable risk*. Canadian Geotechnical Journal, 31 (2): 261-272.
- Gommes R. du Guerny J., Nachtergaele F. e Brinkman R. (1998) - *Potential impact of sea-level rise on population and agriculture*. FAO SD-Dimensions, Rome, Special: <http://www.fao.org/sd/eidirect/EIre0045.htm>.
- Greene T. e Rayens W. (1989) - *Partially pooled covariance estimation in discriminant analysis*. Communications in Statistics, 18: 3679-3702.
- Greve C.A., Cowell P.J. e Bruce T.G. (2000) - *Application Of A Geographical Information System For Risk Assesment On Open Ocean Beaches: Collaroy/Narrabeen Beach, Sydney, Australia - An Example*. Environmental Geosciences, 7: 149-161.

- Guida M., Guida D., Iaccarino G., Lambiase S., Metcalf G., Salzano G., Vallario A., Vecchio V. e Zigari G. (1978) - *Proposta per l'elaborazione di cartografia tematica inerente alla dinamica dei versanti*. Atti 69° Cong. S.G.I Perugia, Mem. Soc. Geol. It., 19, Roma. Pp. 61-67.
- Hallermeier R.J. (1978) - *Uses for a calculated limit depth to beach erosion*. 16th Coastal Eng. Conf. Pp. 1493-1512.
- Healy T. (1991) - *Coastal erosion and sea level rise*. Z. Geomorph. N.F., Supp. Bd. Pp. 15-29.
- Hoozemans F.M.J., Marchand M. e Pennekamp H.A. (1993) - *A Global Vulnerability Analysis: Vulnerability Assessment for Population*. Coastal Wetlands and Rice Production and a Global Scale (second, revised edition), Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands. Pp.184.
- Krauss N.C. (1992) - *Engineering approaches to cross-shore sediment transport processes*. Proc. Short Course, design and reliability of coastal structures. Pp. 175-191.
- Leatherman S.P. (1990) - *Modelling shore response to sea level rise on sedimentary coasts*. Progress Physical Geography, 14: 447-463.
- Leatherman S.P. e Nicholls R.J. (1995) - *Accelerated Sea-Level Rise and Developing Countries: An Overview*. Journal of Coastal Research, 14: 1-14.
- Legambiente (2003) - *Mare Monstrum 2003, i numeri e le storie dell'assalto alle coste*. Ed. Legambiente. Pp. 135.
- Mitchell J.K. e Eriksen N.J. (1992) - *Effects of climate change on weather-related disasters*. In: "Confronting climate change: Risk, implications, and responses", I.M. Mintzer eds. Pp. 141-151.
- Nicholls R.J., Leatherman S.P., Dennis K.C. e Volonte C.R. (1995) - *Impacts and Responses to Sea-Level Rise: Qualitative and Quantitative Assessments*. Journal of Coastal Research, 14: 26-43.
- Nicholls R.J. e Hoozemans F.M.J. (1996) - *The Mediterranean: Vulnerability to Coastal Implications of Climate Change*. Ocean e Coastal Management, 31 (2-3): 105-132.
- Nicholls R., Birkemeier W. e Hallermeier R. (1996) - *Application of the depth of closure concept*. 245th Coastal Eng. Conf. Pp. 3874-3887.
- Nicholls R., Birkemeier W. e Lee G.H. (1998) - *Evaluation of depth of closure using data from Duck*. Marine Geology, 148: 179-201.
- Panizza M. (1988) - *Geomorfologia Applicata*. La Nuova Italia Scientifica. Pp. 341.
- Perrot A. (1988) - *Cartographie des risques de glissements en Lorraine*. Proc. 5th Int. Symp. On Landslide, 2: 1217-1222.
- Pranzini E. e Rossi L. (1995) - *A new Bruun-Ruled-based model: an application to the Tuscany coast, Italy*. Proceedings of the Second International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 95, October 24-27 1995. Pp. 1145-1159.
- Rosen P.S. (1978) - *A regional test of the Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion*. Journal of Geology, 26: 7-16.
- Schwartz M.L. (1967) - *The Bruun theory of sea-level rise as a cause of erosion*. Journal of Geology, 75: 76-92.
- Titus J.G., Park R.A., Leatherman S.P., Weggel J.R., Greene M.S., Mausel P.W., Brown S., Gaunt C., Trehan M. e Yohe G. (1991) - *Greenhouse Effect and Sea Level Rise: The Cost of Holding Back the Sea*. Coastal Management, 19: 171-204.
- Townend I.H. e Flemming C.A. (1994) - *Classification techniques for coastal interpretation*. Littoral 94, (Lisbon, Portugal) September 26-29. Pp. 965-979.
- Van Dissen R. e Mc Verry G. (1994) - *Earthquake hazard and risk in New Zealand*. In: "Natural hazard management workshop", A.G. Hull and R. Coory eds. Pp. 67-71.
- Varnes D.J. e IAEG Commission on Landslide (1984) - *Landslide Hazard Zonation-a review of principles and practice*. UNESCO. Pp. 63.
- Yohe G.W., Neumann J. e Ameden H. (1995) - *Assessing the Economic Cost of Greenhouse - Induced Sea Level Rise: Methods and Applications in Support of a National Survey*. Journal of Environmental Economics and Management, 29: 78-97.
- Yohe G.W., Neumann J., Marshall P. e Ameden H. (1996) - *The Economics Costs of Sea Level Rise on US Coastal Properties*. Climatic Change, 32: 387-410.
- Yohe G.W. e Schlesinger M.E. (1998) - *Sea Level Change: The Expected Economic Cost of Protection or Abandonment in the United States*. Climatic Change, 38: 447-472.
- UNDRO (1979) - *Report of the Experts. Group Meeting on Natural Disasters and Vulnerability*. Pp. 25-27.

Manoscritto ricevuto il 5/7/2003, accettato il 30/11/2003.

Le variazioni del livello del mare come Cause Determinanti il Rischio da RSLR

Sergio Silenzi ¹, Saverio Devoti ¹, Marco Fulvio Nisi ¹ e Fabrizio Antonioli ²

¹ ICRAM – Istituto Centrale per la Ricerca Scientifica e Tecnologica Applicata al Mare, Via di Casalotti 300
- 00166 Roma, silenzi@icram.org.

² ENEA – Ente per le Nuove Tecnologie, l'Energia e l'Ambiente, Via Anguillarese 301 - 00060 Roma

Riassunto

Viene proposta una revisione relativa all'approccio metodologico ed alle evidenze principali delle variazioni del livello del mare come cause determinanti il Rischio da risalita del livello marino sulle pianure costiere.

Il presente lavoro ha come fine la valutazione degli scenari del possibile innalzamento del livello marino nei prossimi 100 anni. Tale discussione si avvale della descrizione delle principali cause dell'innalzamento delle acque: i forzanti esaminati sono quelli geologici, quelli legati alla forza di gravità, al cambiamento della distribuzione delle masse d'acqua oceanica, le modificazioni climatiche, le variazioni glacio-idro-isostatiche, la tettonica recente e le cause antropiche.

Sono inoltre riassunti i principali approcci metodologici utilizzati sia nella ricostruzione di serie di dati riguardanti le variazioni del livello marino, le misure mareografiche ed i rilievi satellitari, sia nella definizione dei tassi di subsidenza costiera.

Parole chiave: cambiamenti del livello del mare, aspetti geologici, cause antropiche, scenari futuri.

Abstract

This work proposes a revision of the methodological approach to the study of the main sea level variation evidences as factors determining the hazards linked to sea level rise on coastal plains.

The aim of the present study is to evaluate the future scenarios linked to the possible sea level rise in the next 100 years. This discussion is based on the description of the main sea level rise causes: the examined parameters are those linked to geological aspects, to gravity, to changes in the distribution of oceanic water masses, to climatic and glacio-hydro-isostatic variations, to recent tectonics and to anthropic causes.

This work also summarizes the main methodological approaches for the reconstruction of sea level change related data, of tide gauge records and satellite surveys as well as the methods for the definition of coastal subsidence rates.

Key-words: *sea-level changes, geological aspects, anthropic causes, future predictions.*

Introduzione

Negli ultimi anni sia la comunità scientifica sia i media hanno sottolineato i rischi che nel prossimo secolo potranno correre, come conseguenza del sollevamento del livello del mare, moltissime aree costiere in tutto il mondo. Il livello relativo del mare non si è mai trovato in equilibrio statico: sono, infatti, molteplici i fattori che ne regolano la mobilità, con ordini di grandezza e tempi di azione molto variabili, anche in funzione della posizione geografica sul pianeta.

L'obiettivo della ricerca proposta in questo volume è quello d'individuare e delimitare le aree soggette a rischio da risalita relativa del livello del mare (RSLR – Relative Sea Level Rise).

Fra le più probabili conseguenze dei futuribili cambiamenti climatici nelle pianure costiere, si possono prevedere: i) l'incremento dell'impatto delle onde sulle coste; ii) il peggioramento o l'innescò di fenomeni erosivi; iii) l'aumento della frequenza e dell'intensità degli alluvionamenti; iv) fenomeni d'intrusione d'acqua marina negli acquiferi e allagamento di porzioni depresse delle pianure; v) l'incremento di effetti dannosi per agricoltura, acquicoltura, pesca nelle aree lagunari, danni alle proprietà ed alle infrastrutture. Si evince come tali occorrenze, che possono verificarsi sia sul breve sia sul lungo periodo, dipenderanno sia dai parametri predisponenti, ovvero dalle caratteristiche intrinseche del territorio, ma saranno anche connesse alle cause determinanti il rischio: le variazioni del livello marino (VLM). Le cause determinanti sono perciò rappresentate da fenomeni di tipo geologico e climatico, definibili come condizioni necessarie affinché sussista una pericolosità territoriale connessa al RSLR, e riguarderanno essenzialmente a) l'eustatismo (variazione del volume delle acque marine e conseguente cambiamento del livello di base), e b) la subsidenza.

Infatti nella definizione di RSLR bisogna considerare che un qualsiasi dato relativo ad un livello del mare (sia esso riferito al passato geologico, cioè paleoeustatico, oppure connesso ad uno scenario di predizione futura) posto ad una quota Y ad un tempo X, è uguale alla somma di: volume equivalente di ghiaccio disciolto (ice equivalent) a partire dalla data x (risalita eustatica) + il rebound glaciale (isostasia dovuta alla variazione del peso dei ghiacci) + il rebound idrologico (variazioni isostatiche dovute alle variazioni della colonna d'acqua marina + variazioni tettoniche e subsidenza a scala regionale + subsidenza a scala locale + fenomeni meteomarinari alla scala locale).

Verranno di seguito brevemente approfonditi alcuni aspetti relativi a queste diverse componenti, utilizzabili nell'individuazione, la quantificazione e la modellizzazione delle cause determinanti il RSLR. E', infatti, attraverso una corretta definizione degli scenari futuri che le Linee Guida (presentate in questo volume; Silenzi et al.), potranno realmente contribuire alla valutazione di pericolosità e di rischio da RSLR.

“vidi ego, quod fuerat quondam solidissima tellus, esse fretum, vidi factas ex aequore terras...” (Ovidio, *Metamorphoses*, XV; 43 BC – 17 AD; trad. libera: Io stesso ho visto quella che una volta era terra scomparire nel mare, e ho sentito di nuove terre nate dal suolo).

Cause di variazione del livello marino

Le fluttuazioni del livello medio dei mari (MSL – Mean Sea Level) sul lungo termine (dalle migliaia ai milioni di anni), sono fenomeni da tempo accertati. L'ampiezza e l'entità di queste possono variare grandemente in funzione delle cause e dei meccanismi che ne controllano le dinamiche. Per esempio, variazioni di alcune centinaia di metri hanno accompagnato la storia geologica della Terra (Fig. 1) e sono tuttora attive, ma i periodi di tali oscillazioni sono impercettibili dall'uomo: 300 milioni di anni per le oscillazioni di 1° ordine, 10-80 Ma per quelle di 2°, 10-1 Ma per quello di 3° ordine, sino a rispettivamente 100 ka e 20 ka per quelle di 4° e 5° ordine. Queste ultime riguardano variazioni altimetriche più limitate, sino ad un massimo di 140-150 m, ma sono significative per gli aspetti applicativi degli studi climatologici (Tab. 1).

In generale, le fluttuazioni del livello marino a scala globale dipendono da (Fig. 2): cause geologiche (cambiamenti forma degli oceani, espansione dorsali oceaniche); cambiamento della distribuzione dell'acqua oceanica (variazioni climatiche con formazione o fusione delle coltri glaciali).

Le variazioni a scala continentale o regionale dipendono principalmente da: variazioni glacio-idro-isostatiche; tettonica; variazioni nella forza di gravità; subsidenza; cause antropiche. La loro quantificazione può richiedere un notevole dettaglio spaziale (ordine del km; vedi ad es. il lavoro di Antonioli et al., 2002, o Nisi et al., 2003).

A scala locale sono possibili variazioni di breve periodo (giornaliero, mensile, annuale) prevalente-

mente correlate a cause meteomarine e meteorologiche (maree, venti predominanti, variazioni di pressione atmosferica). Queste oscillazioni sono tutt'altro che neghligibili, e possono comportare variazioni anche di alcuni decimetri, come nel caso delle acque alte a Venezia.

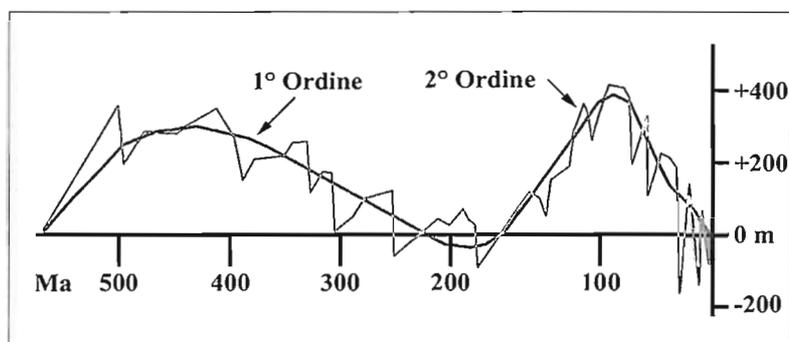


Figura 1 - Le variazioni del livello del mare negli ultimi 500 milioni di anni (ridisegnata da Vail, 1977).

Tabella 1 – Entità e velocità di variazione del livello medio dei mari in funzione delle principali cause determinanti.

Cause	Variazione Assoluta (m)	Tassi medi di Variazione (mm/anno)
Volume delle dorsali	Da 300 a 500	0.01 (molto lenta)
Accumuli di sedimenti	Variabile	0.01 (molto lenta)
Densità acqua marina	Da 0.1 a 10	Variabile
Variazioni di gravità	Variabile	1 (veloce)
Essiccamento di mari interni	Oltre 15	10 (molto veloce)
Volume dei ghiacci	Oltre 140	10 (molto veloce)
Parametri meteomarini	Da 0.01 a 0.3	Estremamente veloce
Attività dell'uomo	???	???

Nell'ambito degli studi di Rischio da Ingressione Marina, andranno comunque valutate le variazioni *relative* del livello del mare, derivanti dalla sommatoria delle diverse componenti a scala globale e regionale.

Variazioni a scala globale

Aspetti geologici

I fenomeni geologici che interessano le variazioni eustatiche, così come definite da Suess nel 1888 (da *eu*: bene, e *stasis*: equilibrio, del buon equilibrio; vedere Bosi et al., 1996, o Mörner, 1999, per una trattazione più completa del significato di eustatismo), coinvolgono essenzialmente quegli aspetti della tettonica delle placche (quali le emissioni laviche sottomarine e l'espansione o subduzione dei fondali oceanici) che contribuiscono alle variazioni della forma, e quindi della capacità volumetrica, dei bacini. Esse riguardano, inoltre, gli effetti di azione-reazione che l'eustatismo ha sulla conformazione delle terre emerse e sommerse (ad esempio subsidenza costiera a scala continentale e regionale, gli aggiustamenti reologici della litosfera, la termo-isostasia, la glacio-isostasia, la sedimento-isostasia, gli accumuli di sedimenti, ecc.).

Le variazioni legate alla tettonica a placche avvengono costantemente, ma in milioni di anni, con effetti trascurabili sui brevi periodi di tempo. Ad esempio l'accelerazione della velocità d'espansione delle dorsali oceaniche determina un sensibile aumento del loro volume: essendo quest'ultimo di solo un ordine di grandezza inferiore a quello delle acque marine (10^8 km^3 contro 10^9 km^3), tali variazioni possono comportare notevoli VLM, seppure queste sono trascurabili, a causa della loro lentezza, ai fini applicativi.

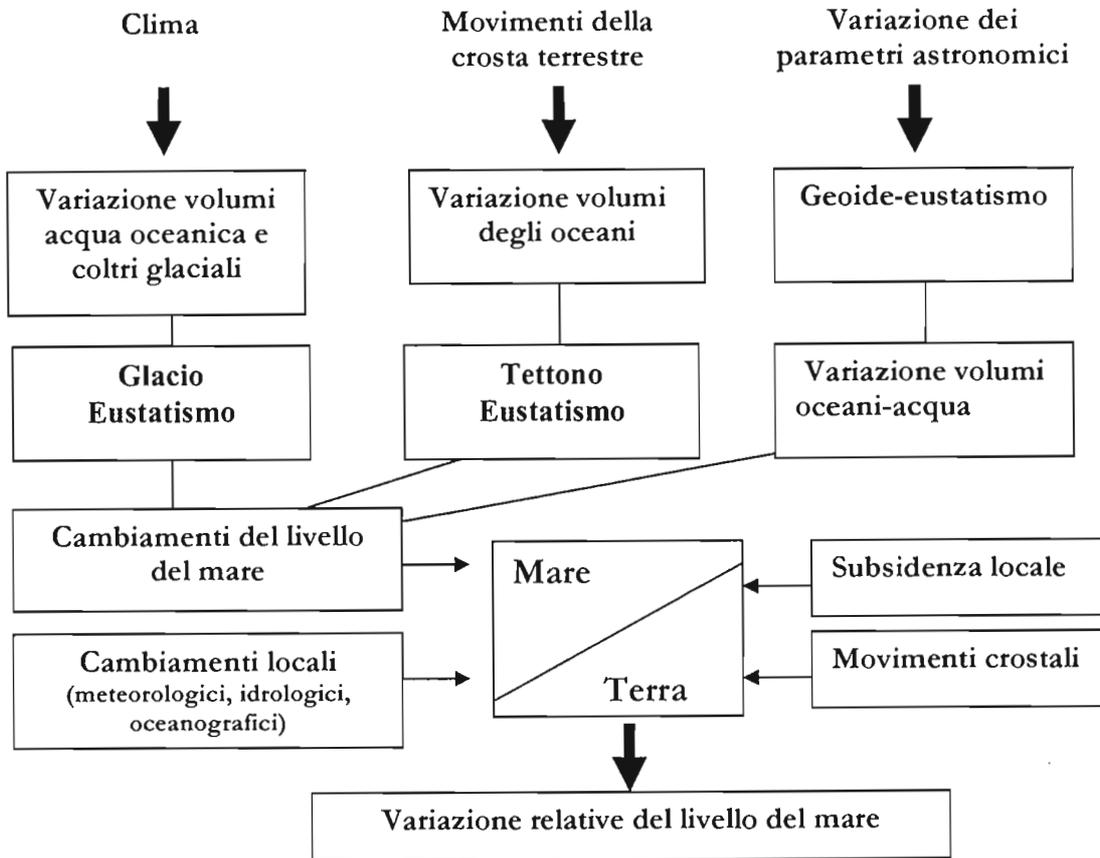


Figura 2 - L'interazione fra clima e variazioni del livello del mare (ridisegnata da Mörner, 1999).

Cambiamento della distribuzione dell'acqua oceanica

Altro fattore d'interesse per le VLM risiede nella distribuzione delle acque negli oceani. Seppure, grazie alla rotazione della Terra, la superficie del mare dovrebbe essere un ellissoide, con una differenza fra equatore e poli di circa 20 m, le misure dimostrano che in realtà questa superficie è molto irregolare. Ciò è a causa della dinamica delle masse d'acqua, che fa sì che queste abbiano una distribuzione variabile nel tempo: le complesse geometrie della dinamica oceanica (vedi ad esempio le correnti profonde e superficiali oceaniche) inducono deformazioni sia verticali che orizzontali sulla superficie del mare, anche con la complicità dei cambiamenti nei parametri rotazionali del pianeta. Quest'ultimo effetto mostra particolari evidenze durante le fasi trasgressive-regressive, a causa del cambiamento che le VLM causano nel momento angolare di rotazione della Terra (1 metro di sollevamento corrisponde ad un allungamento della lunghezza del giorno di 15 millisecondi; Mörner, 1999).

Modificazioni climatiche

Le modificazioni climatiche globali sono essenzialmente innescate dalle variazioni periodiche di tre parametri dell'orbita terrestre, che controllano l'intensità dell'insolazione che giunge sulla sua superficie: obliquità dell'eclittica, precessione assiale, eccentricità dell'orbita (Milankovitch, 1938; Hayas et al., 1976; Adem, 1989).

In generale, gli effetti delle modificazioni climatiche sulle oscillazioni eustatiche riguardano:

- Variazioni nel bilancio idrologico tra acqua e ghiaccio, per formazione o fusione di calotte glaciali; le variazioni del livello marino indotte da tale fenomeno possono raggiungere i 140 m in 10 ka, ossia con effetti non trascurabili anche su brevi periodi (Pirazzoli, 2000). Queste oscillazioni dipendono dalle variazioni delle coltri glaciali e vengono anche definite variazioni glacio-eustatiche (termine di valore storico proposto per la prima volta da Maclaren nel 1842).

- Variazioni di temperatura, di salinità e di pressione dell'acqua oceanica, con relativi cambiamenti di densità e quindi di volume; la densità dell'acqua marina, infatti, è funzione della temperatura e della salinità e dipende anch'essa dal clima (per la temperatura) e dall'esistenza o meno di calotte di ghiaccio (per la salinità). I cambiamenti di 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 (Pirazzoli, 2000).

Anche i cambiamenti di densità delle acque marine (funzione della temperatura e della salinità), seppure generalmente di effetto limitato (sino a qualche metro di variazione), possono dimostrarsi sensibili sui tempi brevi.

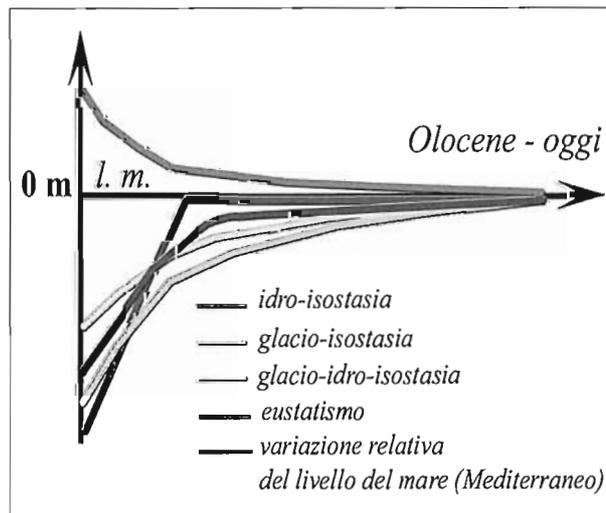
Inoltre, a scala regionale e/o continentale, le oscillazioni eustatiche risultano controllate anche da variazioni delle correnti oceaniche, dei venti predominanti e della pressione atmosferica. Tali fenomeni agiscono a scala temporale estremamente ridotta, tipicamente dell'ordine giornaliero, mensile e/o annuale.

Variazioni a scala regionale

Variazioni glacio-idro-isostatiche

La formazione o la fusione di calotte glaciali induce sulla crosta terrestre movimenti isostatici (Fig. 3), che si risentono a scala planetaria e che, a causa della viscosità del mantello terrestre, perdurano per lungo tempo anche dopo la fine della causa che li ha indotti. Così, per esempio, benché la maggior parte della calotta che ricopriva la Scandinavia durante l'ultimo periodo glaciale (massimo acme c.a. 22 ka BP) sia sparita da oltre 8000 anni, le coste del golfo di Botnia (Svezia, Penisola Scandinava) continuano ad innalzarsi glacio-isostaticamente alla velocità di quasi 20 mm/anno (per es. una linea di riva di 10 ka si trova ora a circa 200 metri di altezza); una costante subsidenza continua a predominare in una vasta regione contigua a quella della calotta, che comprende la maggior parte delle coste del Mediterraneo, Italia inclusa (Lambeck e Johnston, 1995).

Figura 3 - Eustatismo e glacio-idro-isostasia nell'area mediterranea. Lo schema mostra le diverse componenti che partecipano alla definizione della risalita del livello del mare: i) eustatismo (il mare si solleva per lo scioglimento dei ghiacci); ii) glacio-isostasia (sollevamento della crosta terrestre, dovuto allo scioglimento dei ghiacciai sovrastanti); iii) idro-isostasia (abbassamento del fondale marino per l'aumento del peso della crescente colonna d'acqua). La somma di tutte le componenti ci fornisce una misura della variazione relativa del livello marino, che è diversa per ogni diverso settore del globo. In altre parti del mondo, come in Australia, dove non si risente del sollevamento della crosta dovuto al ritiro dei ghiacciai, la componente predominante è l'idro-isostasia: il livello del mare del passato sembra aver superato quello attuale (curva 5 in Figura 4).



Questo effetto, che si ripercuote a livello globale, tendendo ad essere negligibile verso l'equatore, va sotto il nome di glacio-isostasia, ed è stato descritto fra i primi da Farrell e Clarke (1976), poi quantificato da Lambeck (1993) e Peltier (1998) in modelli descrittivi. Seppure inizialmente tali modelli presentassero delle difficoltà dovute alla verifica delle ipotesi con dati reali ("*...the model is what it says a model, nothing more*" by Mörner, 1999), la capacità di poter effettuare tale confronto con database quanto più dettagliati possibile, ha permesso in questi ultimi anni di arrivare a livelli di accuratezza ed affidabilità elevatissimi, sino a costituire dei sistemi riferimento per i bacini, o porzioni di questi, dove tali confronti sono stati possibili (vedi Lambeck et al., in stampa).

La componente idro-isostatica (Fig. 3, vedi pagina precedente) è, invece, connessa alle variazioni del fondale marino dovute all'incremento (o decremento) della colonna d'acqua, a sua volta causato dallo scioglimento (accrescimento) dei ghiacci in conseguenza del riscaldamento (raffreddamento) globale (paragonando la densità dell'acqua marina - c.a. 1g/cm^3 - a quella del mantello - c.a. 3g/cm^3 - si deduce facilmente come un sollevamento del livello del mare di 120m, quale quello olocenico, possa indurre una subsidenza di 1/3 del sollevamento - rapporto fra le densità - cioè di ben 40 m). Questo effetto produce un massimo valore di subsidenza all'interno dei bacini oceanici, con un conseguente sollevamento delle zone costiere.

Tutte le zone circumpolari sono quindi soggette a forti fenomeni di glacio-isostasia, con uplift di diversi metri nel corso dell'Olocene, mentre alle medie e basse latitudini si riscontrano principalmente i risentimenti crostali dovuti alla idro-isostasia sulle piattaforme continentali.

I diversi modelli matematici, tenendo conto dello spessore del mantello, della sua viscosità e della densità, riproducono perciò curve di VLM con specifici "andamenti" in diverse parti della Terra, (Peltier e Andrews, 1976; Lambeck e Johnston, 1995) dovuti ai diversi contributi isostatici.

L'effetto glacio-idro-isostatico per il Mediterraneo centrale (Lambeck e Johnston, 1995; Lambeck e Bard, 2000), e quindi per la penisola italiana (Lambeck et al., in stampa), si traduce in un processo di subsidenza con tassi variabili da nord (tassi più alti, maggiore vicinanza alle coltri glaciali) a sud (tassi più bassi, maggiore distanza dalle coltri glaciali).

Nel Mediterraneo, infatti, l'effetto principale connesso alla risalita del livello del mare è consistito in un abbassamento della superficie del fondale marino durante e dopo la deglaciazione, e un conseguente sollevamento delle aree continentali (Lambeck et al., in stampa).

Appare evidente perciò che le variazioni glacio-idro-isostatiche occorse lungo la penisola italiana non possono essere rappresentate da una sola curva di VLM (e questo, essendo ancor più valido a livello globale, spiega la difficoltà di avere una singola curva che possa descrivere il fenomeno eustatismo a scala mondiale).

Un esempio di quanto esposto è dato dal fatto che in alcune zone della Terra il livello relativo del mare ha superato quello attuale tra i 5 ed i 6 ka BP (Fig. 4). Nel Mediterraneo, invece, ciò non è accaduto. Infatti, il massimo livello del mare (come evinto dallo studio di zone stabili) non ha mai superato quello attuale: lungo la penisola italiana la linea di riva di circa 8000 anni BP è posizionata (secondo il settore considerato) a -18/-25 m; quella di 3 ka BP si trova a circa -2.5/-1.7 m.

Ne risulta che, seppure implementabili e migliorabili nel futuro sulla base di nuovi dati e modelli reologici più affinati, le curve glacio-idro-isostatiche forniscono uno strumento formidabile per determinare fenomeni di subsidenza e di dislocazioni tettoniche come contributo alle variazioni relative del livello marino occorse in tutto l'Olocene, permettendo di stabilire i tassi e le dinamiche proprie di un'area in studio. Fra i modelli reologici di risposta crostale alle variazioni glacio-idro-isostatiche quello attualmente più avanzato ed affidabile per il Mediterraneo centrale, ed in particolare per l'Italia, è stato messo a punto da Lambeck (Università di Canberra, AU) ed è stato testato lungo le nostre coste con centinaia di dati locali frutto di oltre un ventennio di attività di misurazioni e calibrizioni dei marker effettuate da Antonioli (ENEA, IT), e Silenzi (ICRAM, IT), utilizzando anche dati pubblicati da altri Autori. Il lavoro di Lambeck et al. (in stampa) formula così un set completo di curve di riferimento per le coste italiane (Fig. 5).

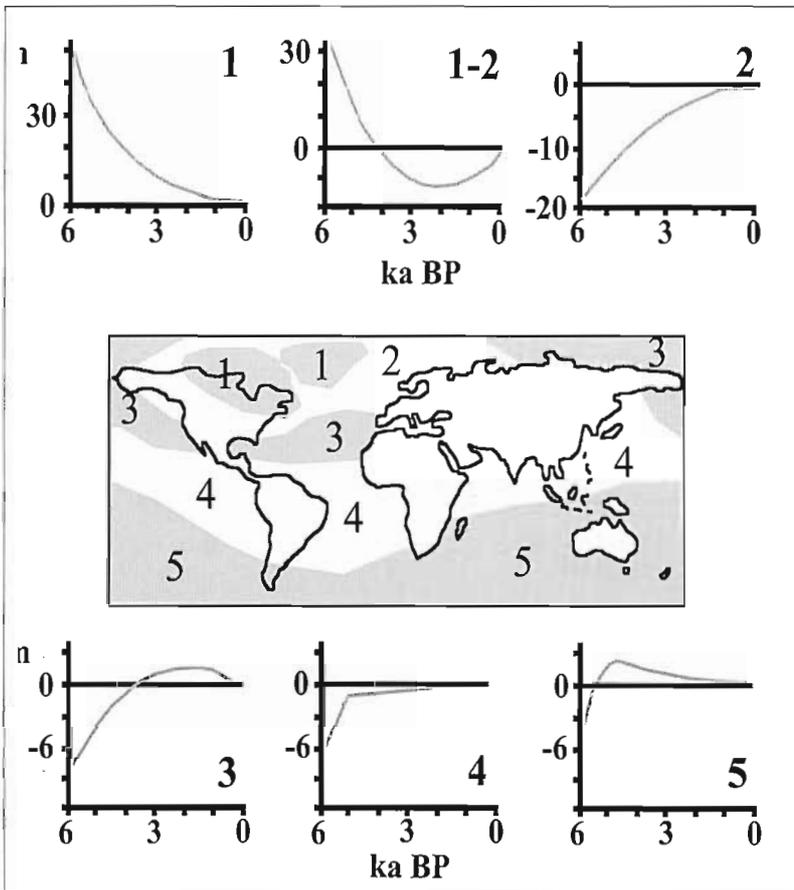


Figura 4 - Relativamente all'ultimo ciclo interglaciale (ultimi 22 ka), la ragione primaria delle variazioni del livello del mare risiede nello scambio di masse d'acqua fra coltri glaciali e oceani, come conseguenza del riscaldamento climatico planetario. Considerando che da 5 ka ad oggi non vi sia stato nessun cambiamento eustatico (e cioè che il mare non sia più risalito significativamente per scioglimento delle coltri glaciali), Clark et al. (1978) elaborano curve di risalita del livello del mare, connesse agli effetti della glacio-idro-isostasia (tratta da Pirazzoli, 1991), per ogni macro-regione del globo. La descrizione qualitativa di questi cambiamenti è difficile in quanto le informazioni che si possono reperire sul territorio dipendono grandemente dalle deformazioni crostali che tali scambi inducono, e queste sono differenti secondo il tipo di crosta, delle sue proprietà reologiche ecc., come ben si evince dalla figura.

Tettonica

A scala locale diviene assolutamente significativa l'entità di eventuali sollevamenti tettonici. Dal punto di vista tettonico la penisola italiana risulta particolarmente attiva, con settori in sollevamento (come la Calabria e la Sicilia orientale; Miyauchi et al., 1994; Monaco et al., 2000; Antonioli et al., 2003; o raccolta in Bordoni e Valensise, 1998 o in Nisi et al., 2003; Figura 6) ed altri in abbassamento, come molte delle oltre 30 piane costiere che bordano i suoi 8000 km di coste (Antonioli e Leoni, 2000; Antonioli et al., 2001). Altre aree, come le coste di Toscana, Sardegna e Lazio meridionale e porzioni della Sicilia occidentale, possono considerarsi sostanzialmente stabili, almeno per il Quaternario recente (rif. in Antonioli et al., 1999; 2002).

Negli studi di neotettonica costiera, sia in termini di movimenti tettonici verticali che di isostasia, nelle coste del Mediterraneo è possibile fare affidamento ed uso di marker geologici attribuiti all'ultimo periodo interglaciale, noto come MIS 5.5 (Marine Isotope Stage, denominato anche Tirreniano e datato 125 ka BP), per valutare i movimenti tettonici occorsi a partire dal Pleistocene superiore.

Infatti, essendo conosciuta la quota eustatica del livello di stazionamento del mare durante questo periodo (pari a 7 ± 1 m sul livello del mare attuale nel Mediterraneo; una discussione esaustiva sull'attribuzione altimetrica del massimo eustatico Tirreniano è in Nisi et al., 2003), e rapportandola a quella attuale di affioramento (Z), si calcola quantitativamente, e con buona precisione, l'entità media della componente verticale delle dislocazioni degli ultimi 125 ka BP, secondo la relazione $(Z - 7)/125$ (espresse in mm/anno) (Antonioli et al., 2000a; Bordoni e Valensise, 1998; Nisi et al., 2003).

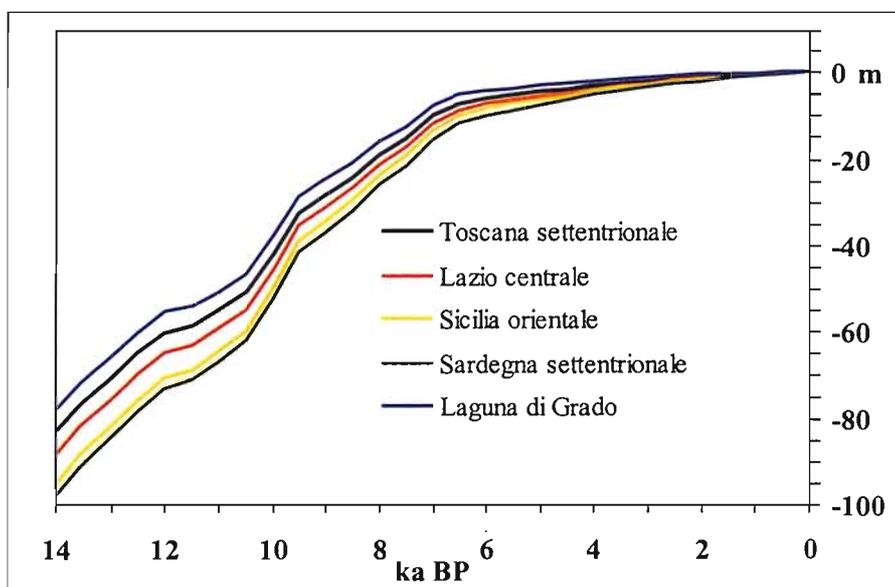


Figura 5 - La figura (tratta da Antonioli et al., 2002a) mostra una sintesi delle curve di predizione delle variazioni del livello del mare oloceniche, connesse agli effetti glacio-idro-isostatici, elaborate da Lambeck et al. (in stampa) per diversi settori costieri dell'Italia (vedi anche Figura 6): Grado (Mare Adriatico settentrionale); Versilia (Mare Ligure); Anzio (Mare Tirreno centro-orientale); Taormina (Mare Ionio occidentale); Sardegna settentrionale (Mare Tirreno centro-occidentale). Il gradiente nord-sud (Grado-Taormina) del rebound glacio-idro-isostatico che si nota nella figura è connesso alla diversa distanza delle due località dalle coltri glaciali del nord Europa e delle Alpi (diminuzione dell'effetto glacio-isostatico spostandosi verso sud-Taormina) ed al conseguente aumento dell'effetto della risalita della colonna d'acqua-abbassamento del fondale nel centro Mediterraneo (effetto idro-isostatico): lo scioglimento dei ghiacci ed il sollevamento del livello del mare durante l'Olocene hanno portato il nord Italia a sollevarsi maggiormente del Sud come conseguenza della diminuzione del peso dei ghiacci e dell'abbassamento del fondale marino.

Gli indicatori utilizzabili sono i solchi di battente, i margini interni dei terrazzi marini, i fori di litofagi, i depositi di paleolaguna e paleospiaggia, spesso associati alla cosiddetta fauna Senegalese contenente lo *Strombus bubonius* (Gignoux, 1913), ecc. (vedi ad es. Conato e Dai Pra, 1980; Dai Pra e Hearty, 1988; Cosentino e Gliozzi, 1988; Carobene e Dai Pra, 1990, 1991; Provansal, 1991; Westaway, 1993; Alessio et al., 1998; Antonioli e Silenzi, 1998; Zazo et al., 1999).

Generalmente una piana costiera è sempre subsidente (almeno che non intervengano processi tettonici), perciò i marker tirreniani, quando non obliterati dai processi erosivi posteriori alla loro formazione, si possono rinvenire a varie profondità nel sottosuolo.

Pertanto, per operare un'operazione analoga a quella appena descritta, nonché per costruire una curva di risalita relativa del livello marino (estendibile almeno a tutto l'Olocene), si effettuano studi su carote estratte da sondaggi geognostici.

Le fasi essenziali di tali studi prevedono:

- Avanzamento del sondaggio a carotaggio continuo, per garantire la continuità tra carote successive e il maggior recupero possibile di materiale.
- Analisi litologica, sedimentologica e paleontologica delle carote. Tale analisi è tesa ad individuare gli ambienti di formazione dei vari depositi (lacustre, palustre, fluviale, lagunare, marino litorale, marino circalitorale, ecc.).
- Campionamenti. Esclusivamente nei livelli che rappresentano (con margine di errore ricostruibile) delle paleolinee di riva marina o delle paleolagune, si campionano gusci di molluschi (ad es. *Cerastoderma*

glaucum) o torbe; in tale fase è essenziale che il campione sia esattamente quotato rispetto al livello del mare attuale.

- Datazione, tramite metodi radiometrici dei campioni prelevati.

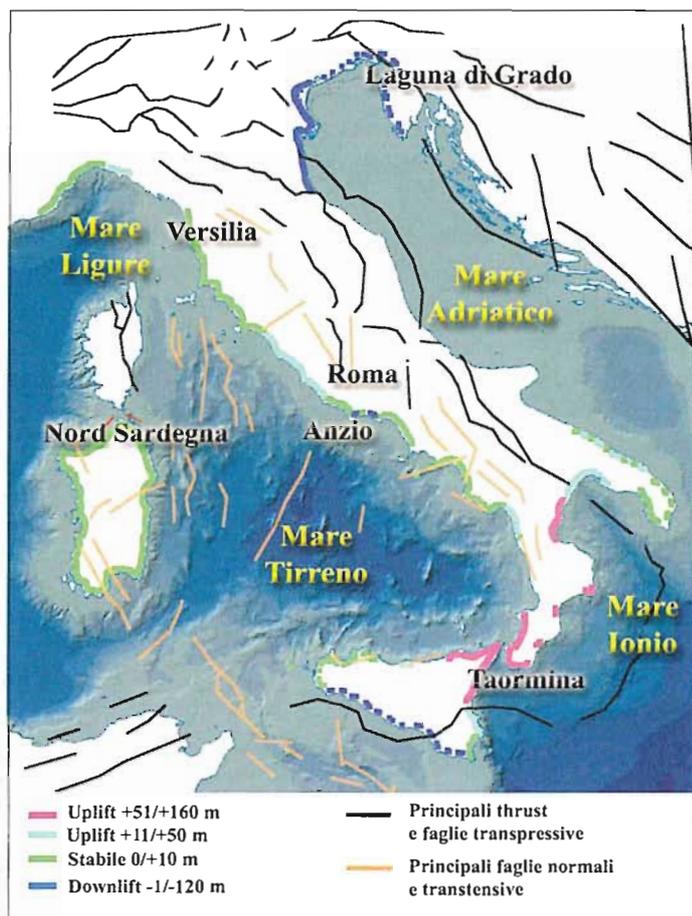


Figura 6 - La figura (ridisegnata da Lambeck et al., in stampa) mostra l'andamento lungo la penisola italiana delle quote riferibili a linee di riva e margini interni di terrazzi marini del Tirreniano (MIS 5.5, 125 ka BP); sono inoltre riportate i principali lineamenti tettonici. La quota eustatica cui si dovrebbero trovare tali forme in assenza di movimenti tettonici è $+7 \pm 1$ m s.l.m. attuale. Seppure successive revisioni (vedi Nisi et al., 2003) abbiano portato ad una più precisa collocazione delle paleolinee di riva (ad es. migliorando il margine di errore e la collocazione altimetrica di molti dei marker utilizzati nella figura), è possibile osservare come le coste italiane siano soggette a movimenti verticali differenziali.

Queste operazioni consentiranno, quindi, di ottenere una serie di punti che, rappresentati in un grafico profondità-tempo, permetteranno di redigere una curva locale di risalita relativa del livello del mare; il singolo campione datato rappresenterà, infatti, la posizione del livello del mare al tempo t , eventualmente dislocata per subsidenza.

Confrontando tale curva con una curva eustatica, cioè non comprensiva di movimenti verticali locali (vedi anche capitolo sulla ricostruzione delle curve eustatiche), si può calcolare il rateo di subsidenza locale medio occorso nell'ultimo interglaciale (Antonioli et al., 2000b; 2000c).

Forza di gravità

Anche la forza di gravità contribuisce alle variazioni del livello marino. Essendo il livello del mare una superficie equipotenziale del campo di gravità terrestre, esso sarà influenzato da ogni forzante che interagisce con la forza di gravità (Pirazzoli, 2000); fra questi vi sono gli effetti astronomici, gli equilibri isostatici subcrostali (glacio ed idro-isostasia, cambiamenti di densità dell'acqua marina, vulcano-isostasia, isostasia sedimentaria) o profondi (termo-isostasia, cambiamenti interni di densità). Riguardo alle cause astronomiche, il cui effetto si esplica inducendo disturbi sulla superficie gravimetrica equipotenziale rappresentata dal livello del mare (Pugh, 1990), esse sono rappresentate da variazioni della rotazione terrestre (velocità angolare e migrazione dei poli, vedi anche gli effetti

sulla distribuzione delle masse d'acqua); questi fenomeni influenzano ad esempio le distribuzioni e le intensità delle maree, agendo a scala temporale giornaliera, mensile ed annuale (le maree lungo le coste italiane mostrano oggi escursioni medie comprese fra 0.25 e 0.44 m, con massime elevazioni locali di circa 1.2m nel Golfo di Trieste).

Subsidenza

I movimenti verticali dei settori litoranei rappresentano la seconda principale causa determinante il rischio da innalzamento del livello del mare, proprio nella sua accezione di sollevamento relativo.

Mentre fenomeni di uplift costiero sono, in linea generale, dei fattori mitiganti il rischio, la subsidenza può costituire infatti una significativa aliquota del RSLR.

Nelle aree di piana costiera l'evoluzione geologico-strutturale recente (con potenze dei corpi sedimentari sino a diverse decine di metri) e l'assetto idrogeologico (sviluppo degli acquiferi) contribuiscono ad individuare nella subsidenza un fattore di valutazione strategica nel Rischio da RSLR (Fig. 7). La subsidenza nelle piane può essere correlata sia a cause naturali (per es. costipamento dei sedimenti), sia connessa con le attività antropiche (bonifica idraulica, estrazione di fluidi, sfruttamento degli idrocarburi). A titolo di esempio, l'abbassamento del piano campagna della fascia costiera emiliano-romagnola ha fatto registrare tassi di subsidenza che hanno raggiunto i 70 mm/anno (delta del Po, Carminati e Martinelli, 2002), con tassi riconducibili esclusivamente ad attività umane di 10-30 mm/anno (Bonsignore e Vicari, 2000).

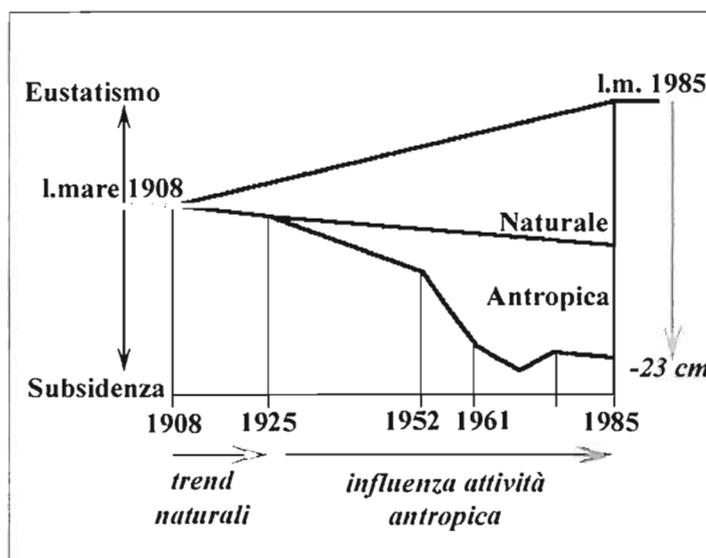


Figura 7 - Lo schema, riferito alla Laguna Veneta, mette in risalto l'importanza della componente della subsidenza nelle variazioni relative del livello del mare (semplificata da Carbognin, 1986).

Come conseguenze della sovrapposizione della subsidenza alle variazioni del livello marino (fattore d'incremento del rischio da RSLR) vi sono: erosione accelerata dei litorali, intrusione dell'acqua marina in falda, inefficienza della rete di drenaggio superficiale, cambiamento del regime idraulico delle falde e stabilità delle infrastrutture e dei manufatti.

Inoltre la sovrapposizione degli effetti relativi ai processi naturali a quelli dovuti all'attività antropica, rende problematica l'individuazione e il riconoscimento del ruolo svolto dalle diverse componenti e le loro interazioni. Tale difficoltà si proietta soprattutto nelle prospezioni degli scenari futuribili legati alla costipazione dei sedimenti, dove diviene complicato considerare i tempi di attuazione dei fenomeni (se non attraverso complicati modelli matematici ed utilizzando dati con lunghe serie temporali di misurazione del fenomeno); ad esempio un corpo torboso potrà compattarsi, per alterazione chimico-fisica della sostanza organica e per estrazione di fluidi, fino a raggiungere un equilibrio pressoché costante nel tempo: tale trend di costipazione, se applicato ad un lungo scenario di previsione,

non potrà in alcun caso comportare la virtuale scomparsa del corpo sedimentario. La strategia per l'individuazione delle aree a maggior criticità per subsidenza si può avvalere del reperimento di una vasta documentazione storica, geologica e topografica e dalla raccolta sistematica delle stratigrafie del sottosuolo relative a sondaggi e pozzi per acqua, dall'esame delle variazioni nell'assetto del drenaggio superficiale e della circolazione idrica sotterranea, nonché dalla correlazione tra rilievi realizzati in diversi archi temporali (per un es. di approccio metodologico esaustivo vedi Carminati e Martinelli, 2002). Infatti, l'attività di monitoraggio attraverso livellazioni topografiche con una rete di capisaldi significativi, il monitoraggio dei livelli di falda, il monitoraggio delle lesioni sui manufatti, ma anche la pianificazione controllata dello sfruttamento delle risorse idriche sotterranee e/o ricorso a fonti alternative di approvvigionamento idrico, e l'iniezione di acqua in pressione nelle falde, può contribuire a valutare il contributo della subsidenza nel calcolo del RSLR.

Le metodologie strumentali per la misura ed il monitoraggio dei fenomeni di subsidenza si dividono in tre categorie principali, caratterizzate da finalità, tecnologie, risoluzione, costi e tempi di realizzazione molto diversi tra loro (Tab. 2); queste metodologie sono: livellazioni topografiche, misure GPS e Interferometria SAR (vedi la review di Teatini, 2000, e riferimenti in essa contenuti).

Le livellazioni topografiche rappresentano una metodologia largamente utilizzata; essa si esplica attraverso misure di alta precisione, finalizzate alla misura differenziata nel tempo fra più capisaldi. La precisione raggiungibile è estremamente alta (ordine del millimetro), seppure i tempi di realizzazione sono medio-lunghi ed il costo di attuazione può essere elevato. I sistemi GPS tradizionali sfruttano i segnali provenienti da un gruppo di satelliti per calcolare la posizione dei capisaldi, dove lo strumento viene trasportato di volta in volta. Fra i vantaggi di questa metodologia vi sono la relativa economia della strumentazione, seppure le misure della componente verticale possono risentire di errori strumentali elevati (ordine del centimetro, ad esempio a causa del ritardo troposferico che subisce il segnale). Va sottolineato come la presenza di una rete GPS fissa, seppure economicamente svantaggiosa, permette di acquisire dati notevolmente più precisi.

L'interferometria SAR (Synthetic Aperture Radar), che acquisisce sequenze di interferogrammi differenziali, consente l'elaborazione di dati spaziali (in luogo di quelli puntuali forniti dalle altre metodologie) con contenuti margini di errore (qualche millimetro) ed in tempi ristretti.

Per il controllo della subsidenza in aree urbane si è dimostrata molto accurata e utile l'integrazione dei metodi tradizionali di livellazione geometrica di alta precisione e GPS.

In assenza, o ad integrazione, di informazioni ottenibili con tali metodi (misure strumentali e dati topografici), per compiere valutazioni sulla subsidenza di un'area costiera si possono adottare procedimenti basati su studi di neotettonica e/o tramite analisi paleoambientale e radiometrica di sondaggi geognostici. Chiaramente tale approccio fornirà dati in cui sarà pressoché impossibile distinguere le cause connesse all'attività antropica, come ad esempio il costipamento di sedimenti per emungimento, ma darà informazioni utili sulle dinamiche naturali di abbassamento/sollevamento dell'area, connesse alla geologia regionale della stessa.

Cause antropiche

Le cause antropiche vengono ritenute responsabili delle principali VLM riferibili all'ultimo secolo e, soprattutto, di poter causare le variazioni dei prossimi 100 anni. Infatti, l'espansione termica degli oceani e lo scioglimento dei ghiacciai possono aver subito un'accelerazione legata all'attività antropica, come ad esempio la massiccia immissione nell'atmosfera di gas serra (EEA, 2000).

Inoltre, alcune attività come il sovrasfruttamento delle falde idriche, lo sfruttamento di giacimenti metaniferi, l'escavazione di inerti per l'edilizia, le bonifiche idrauliche con conseguente modificazione degli equilibri chimico-fisici dei terreni (Brunamonte e Serva, 1990), possono causare abbassamenti del suolo e quindi un aumento relativo del livello del mare; l'effetto di questo fenomeno, in alcuni casi, può risultare estremamente sensibile tanto da superare quello eustatico.

L'azione dell'uomo entra quindi a far parte delle cause determinanti la variazione del livello del mare, probabilmente con un impatto maggiore rispetto alle dinamiche naturali di almeno un ordine di grandezza (Pirazzoli, 2000).

Tabella 2 - Metodi di misurazione della subsidenza.

Metodologia	Principali Vantaggi	Principali Svantaggi
Livellazione geometrica	<ul style="list-style-type: none"> - Errore contenuto - Facile elaborazione dei dati 	<ul style="list-style-type: none"> - Mantenimento dei capisaldi di riferimento
GPS	<ul style="list-style-type: none"> - Precisione nel posizionamento geografico - Indipendenza dalle condizioni climatiche - Automatizzazione delle misure - Facile utilizzo 	<ul style="list-style-type: none"> - Errore elevato nella precisione altimetrica - Difficoltà nell'interpretazione ed elaborazione del segnale - I dati sono puntuali
Interferometria SAR	<ul style="list-style-type: none"> - Scala di dettaglio nella restituzione delle deformazioni superficiali del terreno - Indipendenza dalle condizioni climatiche - Copertura spaziale 	<ul style="list-style-type: none"> - Necessità di applicazione su superfici estese - Necessità del filtraggio degli effetti d'interferenza del segnale

Metodologie per ricostruzioni delle variazioni del livello marino

Curve eustatiche

Per la ricostruzione di record (relativi) di VLM nel passato geologico, così come registrate dal territorio, vengono utilizzati dei marker databili e ben collegati ad una quota di stazionamento del livello marino. Al fine di ottenere delle ricostruzioni realmente descrittive del passato, saranno determinanti le capacità di considerare l'errore altimetrico dei marker utilizzati rispetto al livello marino cui sono connessi, e la capacità di poter effettuare su di essi delle datazioni (radiometriche od attribuzioni cronologiche storiche) affidabili e con margine di errore limitato.

I marker comunemente utilizzati a livello globale riguardano alcune specie coralline (come l'*Acropora palmata*) e, in particolare per il Mediterraneo, i sondaggi contenenti faune litorali o lagunari (come il *Cerastoderma* sp.), gli speleotemi sommersi (ma soprattutto i concrezionamenti di Policheti sugli stessi speleotemi) le beach-rock, gli organismi litorali come: *Lithophilum*, *Balanus*, *Dendropoma paetraeum*.

La definizione delle variazioni del livello del mare a cavallo dell'ultimo ciclo glaciale (25-18 ka BP) derivano principalmente da analisi stratigrafico-sismiche e stratigrafico-sequenziali ad alta risoluzione, calibrate attraverso l'ausilio di datazioni su fossili presenti in carotaggi profondi (una rassegna dei risultati lungo le coste italiane è in Tortora et al., 2001).

Fra le curve mondiali di VLM oloceniche più dettagliate vi sono quelle proposte da Cabioch et al. (1989), Bard et al. (1990 e 1996), Montaggioni et al. (1997), Montaggioni e Faure (1997), realizzate con carotaggi sulle scogliere coralline delle isole Barbados e Tahiti, Mauritius e Nuova Caledonia; questi carotaggi hanno perforato delle serie continue in zone rimaste permanentemente al di sotto del livello del mare e caratterizzate da ratei di subsidenza assolutamente trascurabili rispetto a quelli di VLM. In particolare, i record di Bard et al. (1990 e 1996) sono stati ottenuti plottando decine di dati ottenuti effettuando doppie datazioni cal ^{14}C AMS e UTh TIMS su coralli, prelevati in carotaggi fino a -120 m.

Per l'area mediterranea (per delle review complete vedere Pirazzoli, 1991 e 1996; Antonioli e Silenzi,

1998 e 2000), la mancanza di indicatori precisi quali i coralli tropicali rende necessaria l'integrazione di dati provenienti da aree e marker diversi. Fra i lavori con maggior dettaglio vi sono quelli di Laborel et al. (1994), che hanno ricostruito sulle coste francesi curve VLM ottenute per gli ultimi 4.5 ka datando fossili sino a -5 metri s.l.m.

Un'altra curva di riferimento per le coste tirreniche è quella proposta da Alessio et al. (1996) ottenuta datando concrezioni di *Serpulidi* su speleotemi sommersi in zone costiere stabili del Tirreno centrale. I dati sono infatti riferiti alla grotta dell'Argentarola (Grosseto) da cui provengono campioni sino a -21 m, e dal promontorio di capo Palinuro (Salerno) da cui provengono dati sino a -48 m. Le due grotte sono ubicate in zone costiere considerate stabili; infatti, i movimenti neotettonici delle coste a partire da 125 ka B.P. sono rispettivamente di -0.014 mm/anno a Palinuro e -0.038 mm/anno all'Argentarola (Antonioli e Oliverio, 1996; Alessio et al., 1996). Queste curve sono state aggiornate ed implementate, come si evince dai lavori di Antonioli et al. 2001a e 2002a.

De Muro e Orrù (1998), realizzano una curva di VLM utilizzando datazioni su beach-rock provenienti dalla piattaforma continentale sarda e campionate tra 0 m e -33 m.

Al fine di dettagliare gli ultimi 2000 anni, Antonioli et al. (1999), si avvalgono di alcuni reef a vermetidi (sostanzialmente edificati dal gasteropode *Dendropoma petraeum*) presenti sulle coste della Sicilia NW.

Similmente Antonioli e Leoni, 1998, mediante osservazioni e datazioni su reperti archeologici, costruiscono una curva di VLM che parte dal Mesolitico.

Sulla base di precise misure su piscine romane ubicate nel Tirreno, Anzidei et al. (comunicazione personale) misurano con dettaglio il livello del mare del Periodo Romano Imperiale, attribuendo a tale linea di riva una quota compresa fra -1m e -1.4 m (queste misure, assolutamente innovative, trovano una perfetta corrispondenza nei modelli di Lambeck et al., in stampa).

Sul versante Nord Adriatico Correggiari et al. (1997) elaborano una completa ed interessante curva effettuata su depositi torbosi compresi tra -9.5 e -52.9 m.

Numerose sono comunque le curve di VLM oloceniche effettuate lungo le coste italiane da diversi Autori, per i cui riferimenti si rimanda alla bibliografia presente nella Tabella 1 di Lambeck et al. (in stampa).

Caratteristica indispensabile affinché una curva di VLM sia valida è la stabilità verticale (cioè l'assenza di movimenti di qualsiasi natura) della porzione costiera sulla quale vengono effettuate le ricerche (Antonioli e Silenzi, 1998); in questo modo, infatti, le misure rilevate non risulteranno inficiate da successivi eventuali movimenti verticali subiti dai marker utilizzati.

In realtà, come discusso in precedenza, tutte le curve di VLM costruite a scala regionale presentano almeno differenti quantità e combinazioni di effetti glacio-idro-isostatici; se alcune curve sono paragonabili, significa sicuramente che oltre ai dati eustatici, i valori di riaggiustamento crostale glacio-isostatici sono simili (Antonioli e Silenzi, 2000): ad esempio le curve oloceniche presentate da Bard et al. (1996), ed effettuate a Tahiti, Nuova Guinea e Barbados (grosso modo quindi alle stesse latitudini assolute) si sovrappongono con pochi metri di differenza (2-5m) negli ultimi 18 ka.

Nel corso dell'Olocene il livello del Mare Mediterraneo si è sollevato con una velocità di circa 10 metri per secolo tra 10 e 6 ka BP (Tab. 3), questo trend positivo ha subito un netto rallentamento tra 6 e 2 ka BP (circa 3 m di RSLR). La risalita media negli ultimi 2000 anni è stata stimata in circa 2.8 cm/secolo (Schmiedt, 1981; Leoni e Dai Pra, 1996; Antonioli et al., 1999); ma si deve notare che mentre da 2000 a 400 anni BP il MSL è aumentato di circa 20 cm, da 400 a 150 anni BP si è avuta una RSLR di 10 cm, e negli ultimi 150 anni di ben 30 cm e quindi una sensibile accelerazione della risalita del mare (20 cm/secolo).

Appare chiaro, perciò, che il RSLR nel corso degli ultimi 22 ka anni non è stato uniforme; ad esempio la trasgressione versiliana (Blanc, 1937; 1942) avrebbe permesso al mare nella Toscana nord-occidentale, di ingredire per circa 32 km (Federici e Mazzanti, 1994).

Tabella 3 – Variazioni del livello del Mare Tirreno da 10 ka BP al presente e relativi tassi di sollevamento (da Antonioli e Silenzi, 2000).

Variazione temporale e altimetrica della linea di riva olocenica (anni cal B.P. / metri rispetto al livello attuale)	Corrispondente variazione del livello del mare (metri)	Rateo di risalita del livello marino (mm/anno)
22000 / - 120 ⇒ 10000 / - 47	+73	6.08
10000 / -47 ⇒ 9000 / -44	+ 3	3
9000 / -44 ⇒ 8000 / - 15	+29	29
8000 / - 15 ⇒ 7000 / -10	+ 5	5
7000 / -10 ⇒ 6000 / -3,5	+6.5	6.5
6000 / -3,5 ⇒ 5000 / -3,5	0	0
5000 / -3,5 ⇒ 4000 / -3	+ 0,5	0,5
4000 / -3 ⇒ 3000 / -2.5	+ 0,5	0,5
3000 / -2.5 ⇒ 2000 / -0.6	~ +1.9	~ 1.9
2000 / -1.5 ⇒ 500 / -0.4	~ +1.1	~ 0.73
500 / -0.4 ⇒ 150 / -0.3	~ +0.10	~ 0.66
150 / -0.3 ⇒ 100 / -0.15	~ +0.15	~ 3
100 / -0.15 ⇒ Presente / 0	~ +0.15	~ 1.5

Misure mareografiche

Le misure mareografiche forniscono dati di VLM con un risoluzione superiore alle curve ottenute tramite i paleoindicatori discussi in precedenza (Tab. 4); ovviamente, però, questi dati si riferiscono, nelle rare serie longeve, solo agli ultimi due secoli, quando hanno iniziato a funzionare nel mondo, per periodi variabili, più di un migliaio di mareografi installati per facilitare la navigazione; i valori medi mensili ed annuali di queste registrazioni sono riuniti in una banca dati del Permanent Service for Mean Sea Level a Birkenhead (Inghilterra).

La più lunga serie mareografica esistente proviene da Stoccolma nel Mar Baltico, e riporta dati collezionati a partire dal 1774; questi dati indicano un RSLR di 0 mm/anno al termine della piccola età glaciale (1550-1850 AD), di circa 1 mm/anno durante il secolo XIX, e di nuovo circa 0 mm/anno per l'ultimo secolo.

I dati mareografici storici più continui delle VLM mediterranee, indicano invece, per gli ultimi 100 anni, risalite di livello marino comprese tra 12 e 15 cm/secolo (Pirazzoli, 1993).

I risultati di un recente lavoro di Tsimplis e Baker (2000), sembrerebbero smentire questa evidenza. I dati raccolti tra il 1960 e il 1990, relativi a sette mareografi ubicati nel Mediterraneo occidentale e nell'Adriatico, mostrerebbero, infatti, un decremento del livello del Mar Mediterraneo a partire dal 1960, con un rateo di -1.3 mm/anno. Altre stazioni hanno indicato, per il Mar Nero, un aumento del livello del mare con un tasso di 2.2 mm/anno; inoltre i dati del livello dell'atlantico nord-orientale, seppur ancora in aumento, mostrerebbe nello stesso periodo un trend ridotto di circa 1.1 mm/anno. Secondo gli Autori, la variazione di tendenza nel Mediterraneo sarebbe riconducibile in parte a cause locali (Bethoux et al., 1998), in parte a variazioni di temperatura e salinità delle acque profonde da correlare ad oscillazioni dell'indice NAO (North Atlantic Oscillation) (Send et al., 1999; Vignudelli et al., 1999; Tsimplis e Baker, 2001); la relazione sarebbe dovuta agli effetti combinati delle anomalie nella pressione atmosferica e nei cambiamenti dei regimi di evaporazione e precipitazione.

Queste osservazioni sulla riduzione del MSL nel Mediterraneo avvengono contemporaneamente alle predizioni di un accelerazione del livello del mare a causa di cambiamenti climatici indotti dall'uomo;

Tabella 4 – Stime dell'innalzamento globale (medio) del livello marino ottenute da registrazioni mareografiche (da Pirazzoli, 2000).

Autori	Numero di stazioni	Periodo considerato	Velocità media d'innalzamento del livello marino
1 Gutenberg, 1941	69	1807-1937	1,1
2 Polli, 1952	110	1871-1940	1,1
3 Cailleux, 1952	76	1885-1951	1,3
4 Valentin, 1952	253	1807-1947	1,1
5 Lisitzin, 1958	6	1807-1943	1,1
6 Fairbridge e Krebs, 1962	non precisato	1860-1960	1,2
7 Kalinin e Klige, 1978	126	1900-1964	1,5
8 Emery, 1980	247	1850-1978	3,0
9 Gornitz et al., 1982	193	1880-1980	1,2
10 Barnett, 1983	9	1903-1969	1,5
11 Barnett, 1984	152	1881-1980	1,4
		1930-1980	2,3
12 Pirazzoli, 1986	229	1807-1984	indeterminabile
13 Gornitz e Lebedeff, 1987	130	1880-1982	0,9-1,2
14 Peltier e Tushingham, 1989	40	1920-1970	2,4
15 Pirazzoli, 1989	58 (Europa)	1880-1980	0,52 <1,26
16 Stewart, 1989	152	18881-1980	indeterminabile
17 Trupin e Wahr, 1990	84 (a N di 30°N)	1900-1979	1,75
18 Douglas, 1991	21	1880-1980	1,8
19 Emery e Aubrey, 1991	517	1807-1986	indeterminabile
20 Shennan e Woodworth, 1992	33 (U.K. e Mare del Nord)	1901-1988	1,0
21 Groëger e Plag, 1993	854	1807-1992	indeterminabile

d'altro canto si può pensare che l'aumento del livello del Mediterraneo connesso alle cause antropiche è stato finora mascherato proprio dalla variabilità dei fenomeni atmosferici che agiscono sul bacino (Tsimplis e Josey, 2001).

In ogni caso, le incertezze e le incongruenze che scaturiscono da questi dati sono dovute a più fattori. Le registrazioni sono in genere localizzate lungo le coste di paesi sviluppati, soprattutto in regioni costiere di estuario o di laguna, che spesso includono movimenti per subsidenza. Inoltre, la discontinua distribuzione geografica dei mareografi contribuisce a rendere particolarmente difficile una stima delle variazioni globali del livello marino (Pirazzoli, 2000). Infine, per avere la certezza che i dati mareografici dipendano realisticamente da trend climatici e non da fluttuazioni decennali o secolari, sarebbe necessario analizzare serie storiche molto più lunghe (Antonoli e Silenzi, 2000).

Malgrado questi problemi, i dati mareografici hanno fornito delle indicazioni interessanti:

- il livello marino globale non sembra essersi mai abbassato nel corso dell'ultimo secolo (Pirazzoli, 2000);
- sempre nell'ultimo secolo non sembra essersi verificata alcuna accelerazione nel SLR (Woodworth, 1990, Douglas, 1992).

In un recente lavoro, Cazenave et al. (2002), discutono le misure dei mareografi mediterranei comparandole ai dati da satellite: gli Autori mostrano come il livello del mare non sia risalito più di 0.5 - 1 mm/anno nelle ultime decadi, e come i 7 mm/anno delle misure satellitari (vedi oltre) vadano interpretate come una variazione della circolazione superficiale piuttosto che come un'accelerazione nella risalita del livello marino.

Rilievi satellitari

La geodesia spaziale viene da pochi anni utilizzata in associazione alle stazioni mareografiche per la determinazione dei movimenti verticali del suolo vicino alle stazioni stesse; attraverso tecniche tipo GPS (Global Positioning System) si ottengono misure puntuali con precisione centimetrica, e si possono determinare spostamenti dell'ordine di 3 mm/anno (Zerbini et al. 1996; Wöppelmann, 1997). Sebbene questa tecnica presenti il grande vantaggio di ottenere risultati estremamente rapidi in confronto alle livellazioni tradizionali, i movimenti del suolo vicino ad un mareografo possono inficiare la stima diretta dell'eustatismo (Pirazzoli, 2000).

La messa in orbita del satellite franco-americano Topex/Poseidon nel 1992 ha consentito continue misurazioni di VLM, passando ogni 10 giorni al disopra delle stesse zone. La sua precisione altimetrica, che è di circa 2 cm per le misure puntuali, diviene via via più raffinata se si calcolano medie su vaste aree; i dati di questo satellite, infatti, filtrati delle variazioni mareali mondiali, sono teoricamente in grado di rilevare differenze dell'ordine del millimetro per anno. Diventa pertanto possibile osservare, praticamente in tempo reale, come varia il livello degli oceani sia a scala regionale che a scala globale.

Le misurazioni satellitari del Topex/Poseidon del periodo 1993-1998 AD e le misurazioni mareografiche effettuate a scala planetaria sull'innalzamento del livello marino negli ultimi 40 (periodo 1955-1996 AD) anni indicano come la risalita marina di $+3.2 \pm 0.2$ mm/anno individuata dai mareografi possa essere completamente spiegata dall'espansione termica degli oceani (Cabanès et al., 2001). Tale evidenza permette agli Autori di ipotizzare che la risalita del livello del mare, derivata dalle misure mareografiche, possa essere stata sovrastimata, riconciliando la componente di sollevamento marino dovuta ai cambiamenti climatici con quella ipotizzata dall'IPCC 2001 (0.7 mm/anno a scala mondiale).

I dati preliminari relativi al Mediterraneo (1993-1996) evidenziavano, a fronte di un innalzamento medio del livello marino di oltre 10 mm/anno, alcune discordanze, con picchi positivi di alcuni mm nel Mediterraneo Orientale (+30 mm/anno a Sud di Creta) e picchi negativi nel Mar Ionio e a Sud delle Isole Baleari (-10 mm/anno).

Cazenave et al. (2002) compiono un'analisi avanzata dei cambiamenti attuali nel SL nel Mediterraneo e nel Mar Nero, sfruttando le misure del satellite Topex/Poseidon dal gennaio 1993 sino al dicembre 1998 (Fig. 8) e dei satelliti ERS-1 e 2 fra l'ottobre del 1992 e giugno del 1996. Le misurazioni mostrano come i ratei di sollevamento del livello marino siano di 7 ± 1.5 mm/anno sul Mediterraneo e 27 ± 2.5 mm/anno sul Mar Nero.

Gli Autori misurano dai +20 ai +30 mm/anno di VLM nel bacino Levantino, mentre nel Mare Ionio tale trend è addirittura negativo (da -15 a -20 mm/anno).

Nel Mediterraneo occidentale i trend hanno valori più bassi, seppure vi siano aree con risalita del livello marino ed aree in abbassamento. In più sembra esserci una forte correlazione fra trend di VLM e temperature superficiali del mare, il che suggerisce che parte delle variazioni osservate nel periodo di misurazione sono dovute a cause termiche e di variazione della salinità, in accordo con i cambiamenti descritti negli ultimi decenni nella circolazione termoalina (Bethoux et al., 1990; Bethoux e Gentili, 1996).

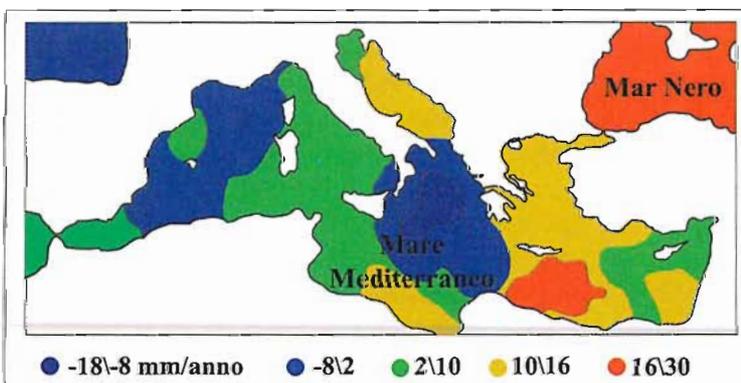


Figura 8 – Semplificazione delle variazioni del livello del Mare Mediterraneo misurate dal satellite Topex-Poseidon tra il 1993 e il 1998 (ridisegnato da Cazenave et al., 2002).

La media del sollevamento complessivo del Mediterraneo è individuata in circa 7 mm/anno, ed è in parte interpretata da Cazenave et al. (2002) come il risultato di cambiamenti nel bilancio termico e idrologico del bacino, soprattutto nelle regioni di formazione delle acque profonde; l'alta variabilità presentata dai diversi bacini viene riferita dagli Autori alle oscillazioni decadali nella circolazione mediterranea.

Previsioni di innalzamento del mare per i prossimi 100 anni

Stor et al. (2000), comparando osservazioni e simulazioni di dati relativi alla circolazione atmosferica ed oceanica con i forzanti antropogenici, individuano come questi ultimi abbiano contribuito ai cambiamenti di temperatura del XX secolo, in misura superiore al 60% delle variazioni decennali e cinquantennali globali. I dati indicano, inoltre, per l'ultimo trentennio un aumento della temperatura superficiale del pianeta di circa 0.2° ogni 10 anni, mostrando perciò un comportamento inusuale rispetto a quanto osservato (ricostruito) nel millennio precedente; gli scenari di emissione dei gas serra potrebbero apportare alle variazioni climatiche, per le future decadi, un contributo quantitativamente analogo a quello passato (Fig. 9).

Dai dati precedentemente discussi si evince come sulla passata, e soprattutto sull'attuale tendenza evolutiva del livello medio dei mari, permangano numerose incertezze; queste divengono ancora più rilevanti se si tenta di prevedere gli scenari futuri.

In tal senso i quesiti irrisolti riguardano: i) la possibilità di determinare se nel prossimo futuro si assisterà o meno ad un innalzamento del livello del mare in conseguenza ad un riscaldamento globale del pianeta; ii) se tale riscaldamento, secondo alcuni Autori ancora da dimostrare, sarà dovuto ad un ciclico andamento naturale oppure verrà fortemente condizionato dalle attività dell'uomo; iii) quali saranno i tassi dell'eventuale innalzamento del livello delle acque.

Per dare una risposta a questi quesiti si sono moltiplicati, negli ultimi decenni, i programmi di ricerca che tentano di quantificare le oscillazioni eustatiche future e di prevederne gli impatti.

Le proiezioni fin'ora realizzate sono basate essenzialmente su record olocenici, su ricostruzioni paleoclimatiche, sui dati mareografici misurati nel corso dell'ultimo secolo, ma anche sulle variazioni storiche della temperatura media della Terra e sulle masse di ghiaccio potenzialmente in scioglimento, valutando, quindi, la misura dell'aumento del mare nel corso dei prossimi 100 anni.

Queste proiezioni risultano estremamente controverse; addirittura alcuni Autori ipotizzano per il futuro un raffreddamento climatico e, quindi, un abbassamento del livello del mare, anche come conseguenza della terminazione del periodo interglaciale in cui stiamo vivendo (vedi Silenzi e Antonioli, 2000, Bard et al., 2002, e i riferimenti in essi contenuti per un approfondimento sulla durata dei cicli climatici tardo quaternari e sui loro rapporti con i cicli astronomici).

Comunque, è opinione diffusa che l'eccedenza di gas serra condurrà ad un riscaldamento globale con conseguente aumento dello scioglimento delle grandi calotte glaciali e, quindi, un ulteriore ritardo della fine dell'attuale periodo interglaciale, che, coerentemente con le ciclicità descritte da Milankovitch (1938), è comunque ineluttabile; ma secondo Broecker (1998), l'aumento dei gas serra di origine antropica potrebbe paradossalmente condurre ad un'accelerazione della fine dell'attuale periodo caldo. Tale meccanismo si potrebbe instaurare in conseguenza di un iniziale rilascio negli oceani di acque fredde provenienti dalle calotte e dai ghiacci continentali; le seguenti modifiche della circolazione oceanica nelle alte latitudini potrebbero allora invertire lo stato del sistema.

Un altro aspetto da tenere in forte considerazione è rappresentato dal fatto che le proiezioni risultano sottoposte ad una costante revisione.

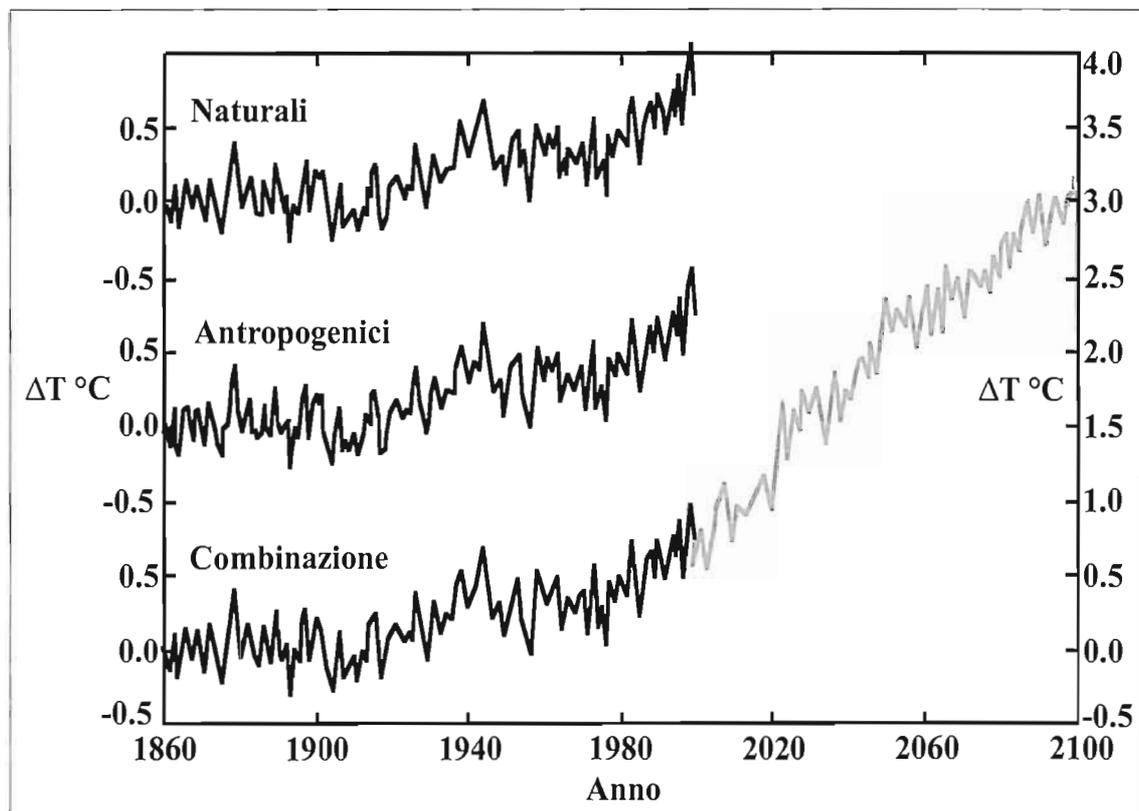


Figura 9 - Media annuale delle anomalie di temperatura globali al suolo (curva in nero) connesse ai forzanti naturali ed antropogenici, e loro sommatoria. L'estrapolazione dei dati futuri (curva in grigio), basata sugli scenari d'emissione, mostra per il prossimo secolo un aumento delle temperature ben maggiore di quanto occorso nei precedenti 100 anni. Ridisegnata da Stot et al., 2000.

La Figura 10 dimostra che, con l'aumentare del progresso scientifico, tali valutazioni si sono modificate nel tempo: a partire dagli oltre 3 metri di SLR previsti agli inizi degli anni '80 ed estendendo questa tendenza ai prossimi 10 anni, si potrebbe affermare che le future stime indicheranno addirittura un abbassamento del livello del mare; si tratta ovviamente di un altro paradosso ottenuto "giocando" con i numeri, ma che sottolinea la necessità di un continuo sforzo nell'affinare i modelli di previsione (Antonioli e Silenzi, 2000).

Malgrado le incertezze e le contraddizioni che accendono il dibattito scientifico, permangono sostanzialmente come le più accreditate le previsioni che indicano una crescita del livello del mare a livello globale. Inoltre, è opinione di chi scrive che per poter gestire in futuro le risorse delle fasce costiere nazionali è opportuno prevedere gli impatti del RLSR presupponendo il verificarsi sia dello scenario più probabile sia di quello più estremo e pessimistico.

Le stime di SLR utilizzate nello sviluppo del Rischio da RSLR in questo volume sono quelle relative alle più recenti valutazioni accreditate dall'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), tenendo presente che esse si basano su specifici modelli di previsione (General Circulation Models) che assumono i mutamenti climatici dovuti all'effetto serra come variabile principale.

Nel rapporto IPCC (2001; vedi anche <http://www.ipcc.ch>, dove sono scaricabili le pubblicazioni IPCC), afferente agli ultimi 5 anni di ricerca sui cambiamenti climatici e sottoscritto da centinaia di specialisti, vengono proposti sei scenari di immissione di gas serra sulla base dei possibili futuri assetti socio-economici del pianeta, variando alcuni parametri come la crescita economica, la crescita e la

distribuzione della popolazione mondiale, il grado e l'efficienza del progresso tecnologico, le strategie alternative in campo energetico, le interazioni sociali e culturali, ecc.

Alcuni dei punti salienti del rapporto possono essere così riassunti:

- La temperatura superficiale globale media è aumentata a partire dal 1861; nel corso del XX secolo l'incremento è stato di 0.6 ± 0.2 °C, tale crescita risulta essere la più forte registrata negli ultimi 1000 anni (Fig. 11); inoltre, l'estensione delle nevi e dei ghiacci risultano in decremento.

- Le emissioni di gas serra e di aerosol dovuti ad attività umane continuano ad alterare l'atmosfera e potrebbero influenzare le variazioni climatiche, con una tendenza al riscaldamento globale; inoltre i cambiamenti climatici già indotti dall'uomo nel corso degli ultimi 50 anni potrebbero persistere per molti secoli. Con ogni evidenza, le influenze antropiche continueranno a modificare la composizione atmosferica nel corso del XXI secolo.

L'affidabilità dei modelli di previsione delle variazioni climatiche future è sensibilmente aumentata. Questi mostrano che la temperatura globale media e il livello medio marino sono previsti in aumento secondo tutti gli scenari di emissione proposti dallo Special Report on Emission Scenarios (SRES) dell'IPCC. In particolare: la temperatura superficiale media globale è prevista in aumento, tra 1.4 e 5.8 °C, per il periodo 1990-2100.

Considerando il range completo degli scenari SRES per lo stesso arco di tempo, il livello globale medio marino è previsto in aumento tra +0.09 e +0.88 metri (Figura 12; tale fenomeno appare dovuto essenzialmente all'espansione termica delle acque e alla perdita di massa delle calotte e dei ghiacciai continentali).

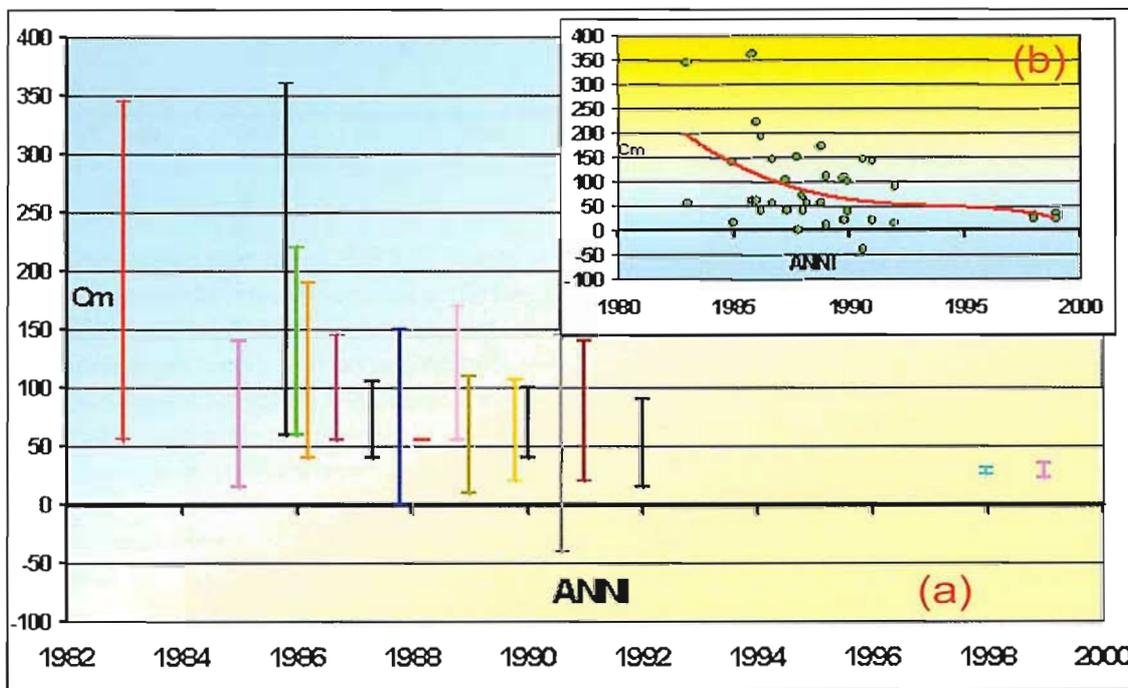
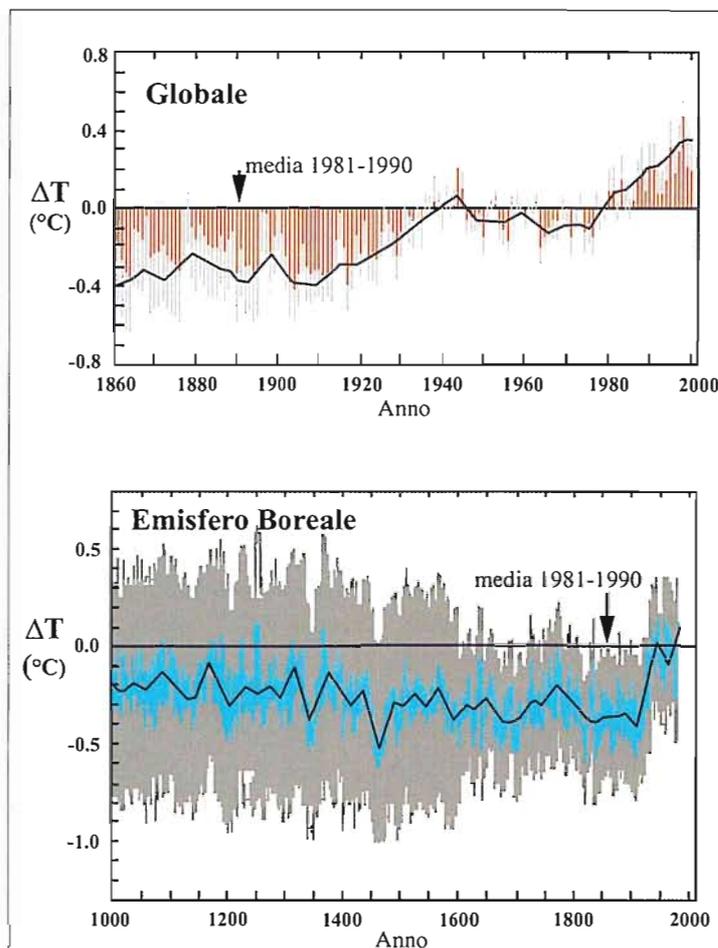


Figura 10 – In a) è rappresentato l'andamento delle stime della risalita globale del livello del mare nel 2000 (in cm), così come sono state pubblicate dagli anni '80 (ridisegnata da Antonioli e Silenzi, 2000). In b) è riportata la linea di tendenza relativa agli stessi dati che mostra il progressivo abbassamento delle proiezioni con l'aumentare del progresso scientifico.

Figura 11 – Variazioni della temperatura superficiale terrestre nel corso degli ultimi 140 anni (grafico in alto) e dell'ultimo millennio (grafico in basso). I dati derivano da misure termometriche (per il periodo 1860-2000), da ricostruzioni dendrologiche, su coralli, su ghiacci e da serie storiche (curva in blu). Le differenze di temperatura sono valutate rispetto alla media del periodo 1981-1990 (ridisegnata da IPCC, 2001). Da rilevare, in entrambi i grafici, l'ampiezza delle barre di errore.



Considerazioni conclusive

Dalla breve revisione esposta appare evidente come le misure di RSLR forniscono indicazioni diverse da area ad area, a volte anche alla scala chilometrica (vedi tettonica); esse fanno sì (come scritto sin dal 1978 da Mörner e riportato da Tooley, 1993; Bosi et al, 1996; Antonioli e Silenzi, 1998 e 2000) che sia impossibile la definizione di una curva eustatica valida globalmente (se non a carattere descrittivo del passato), dovendo essere valutate curve specifiche per ogni singola unità geologica, fisiografica, ecc. Sull'attuale e futura tendenza del livello degli oceani rimangono ancora molte incertezze. Infatti, i dati storico-geologici delle VLM oloceniche e le sincrone evidenze climatiche non mostrano un segnale univoco.

Nei dati climatici a partire dall'inizio dell'Olocene, si osserva una prolungata uniformità climatica che tende ad un raffreddamento del clima a partire da 8 ka BP (vedi le *ice core* di Grip, Gisp, e per il Mediterraneo i dati di Antonioli et al, 2001a, e Marchal et al., 2002) che non trova riscontro nella continua risalita eustatica. Inoltre, anche i calcoli sul volume delle acque provenienti dallo scioglimento delle coltri glaciali non forniscono risposte certe, come in Bentley (1999) dove le stime relative al contributo all'innalzamento olocenico di 120 metri del LM non trovano corrispondenza nei volumi dei ghiacci di Nord America, Europa e Antartide.

Come messo in evidenza da Antonioli e Silenzi (2000), le cause di questa discrepanza vanno ricercate principalmente nella difficoltà di stimare lo spessore e comportamento degli attuali *ice sheet*. Tale comprensione, sottolineano gli Autori, permetterà di distinguere le VLM naturali da quelle indotte dai fenomeni di natura antropica, quali l'effetto serra.

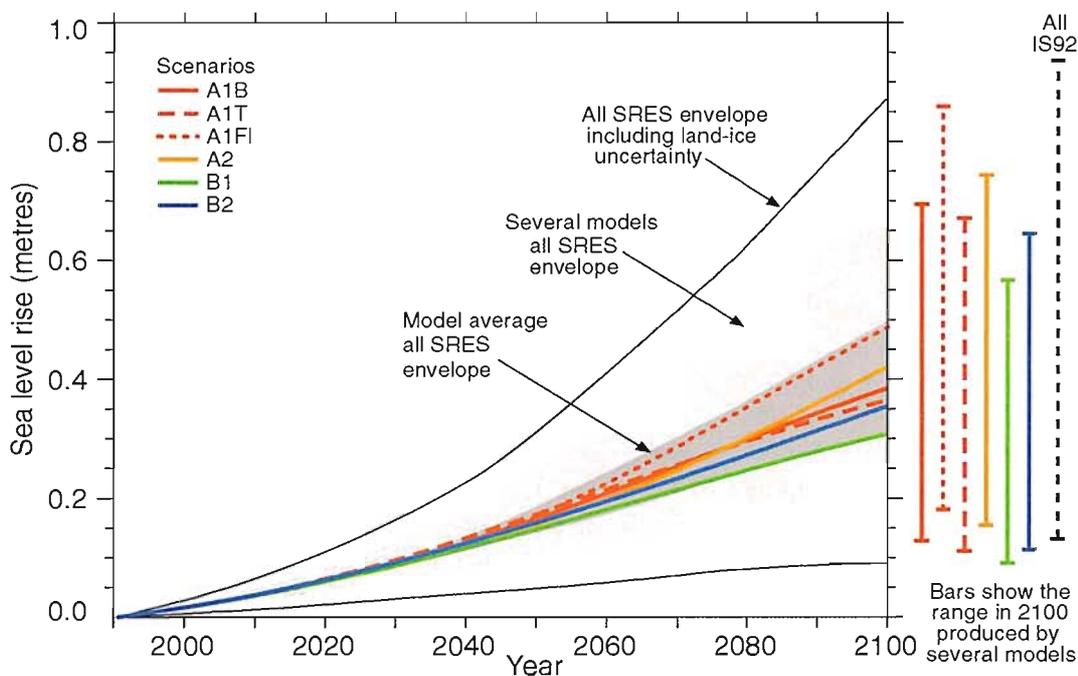


Figura 12 - Range delle previsioni di risalita del livello del mare per i prossimi 100 anni; la notevole ampiezza delle barre è dovuta alle incertezze relative alle variazioni della coltre glaciale antartica e a quelle relative alle concentrazioni future dei gas serra e degli aerosol (da IPCC, 2001).

D'altra parte gli stessi autori menzionano come si siano succedute già nel corso dell'Olocene due rapide risalite del LM, occorse 11.8 ka (esattamente di 13.5 m; Bard et al., 1996) e 10 ka cal BP (di 7.5 metri; Blanchon e Shaw, 1995), riferibili a improvvisi aumenti di temperatura, con conseguente scioglimento di ghiacci. Comunque la consapevolezza dei cambiamenti globali in corso è stata spesso indotta da eventi catastrofici di varia natura dove si riscontra un incremento di quelli correlati alle modificazioni climatiche.

Seppure le previsioni apocalittiche sull'innalzamento del livello medio dei mari prospettate durante gli anni '80, con sollevamenti sino a +3.45 m per il 2100, siano state clamorosamente smentite dai fatti, e si sia assistito ad una revisione verso il basso delle stime, e seppure i margini d'incertezza dei vari modelli finora implementati risultino ancora troppo elevati (dello stesso ordine di grandezza delle variazioni stesse), la gestione del territorio può avvalersi di quello che viene definito "principio di precauzione": le previsioni degli scenari pessimistici, per quanto incerte, possono comunque essere considerate nelle attività di programmazione e fruizione dell'ambiente (Silenzi et al., 2000).

In base ai valori di innalzamento del mare IPCC (2001), sono stati estrapolati i valori di SLR previsti per l'anno 2025, 2050 e 2100, che sono stati utilizzati per le modellizzazioni di ingressione marina inserite nella valutazione del Rischio proposta in questo volume (Tab. 5).

Tabella 5 - Valori minimi, medi e massimi di innalzamento del mare previsti per gli anni 2025, 2050 e 2100.

Risalita Del Livello Medio Marino (Srl) Globale (cm)			
Anno AD	Scenario min SLR	Scenario intermedio	Scenario max SLR
2025	3	8	14
2050	5	18	31
2100	9	48	88

Per ognuno di questi periodi di predizione sono stati considerati tre diversi valori, afferenti rispettivamente ad uno scenario di minima, ad uno scenario intermedio e ad uno scenario di massima risalita del livello del mare. A questi valori sarà sommato l'effetto della componente verticale delle eventuali dislocazioni che agiscono a scala locale. Queste ultime potranno proficuamente derivare dall'analisi comparata dei fenomeni di eustatismo, isostasia e tettonica per ogni singola porzione di territorio costiero (ad esempio comparando i modelli glacio-idro-isostatici con curve locali), arrivando a descriverne i movimenti verticali nel tempo ed acquisendo, perciò, parametri indispensabili da sommare ai tassi di subsidenza per arrivare alla valutazione delle cause determinanti il rischio da RSLR.

Bibliografia

- Adem J. (1989) - *On the effect of the orbital variation on the climates from 4000 yr ago to present*. *Annales geophysicae*, 7 (6): 599-606.
- Antonioli F. e Oliverio M. (1996) - *Holocene sea level rise recorded by a radiocarbon-dated mussel in a submerged speleothem beneath the Mediterranean Sea*. *Quaternary Research*, 45: 241-244.
- Alessio M., Allegri L., Antonioli F., Belluomini G., Improta S., Manfra L. e Preite Martinez M. (1998) - *La curva di risalita del mare Tirreno negli ultimi 43 Ka, ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, 52: 261-276.
- Antonioli F. e Silenzi S. (1998) - *Rassegna dello stato dell'arte sulle ricerche delle variazioni del livello del mare relativo all'ultimo semiciclo climatico e sul concetto di stabilità tettonica*. *Il Quaternario*, 11: 5-18.
- Antonioli F. e Leoni G. (1998) - *Siti Archeologici e Loro Utilizzazione Quali Indicatori per lo Studio delle Variazioni Recenti del livello del Mare*. *Il Quaternario*, 11: 122-139.
- Antonioli F., Silenzi S. e Vittori E. (1999) - *Sea Level Changes and Tectonic Mobility: Precise Measurements in Three Coastlines of Italy Considered Stable During the Last 125 kyr*. *Physics and Chemistry of the Earth*, N. 24, 4: 337-342.
- Antonioli F., Chemello R., Improta S. e Riggio S. (1999) - *Dendropoma lower intertidal reef formation and their paleoclimatological significance, NW Sicily*. *Marine Geology*, 26: 1-17.
- Antonioli F. e Leoni G. (2000) - *Risk assessment of coastal flooding by the sea of Italian coastal Plain*. Technical report ENEA for the Environmental Ministry, Project 4.8, line 3b. Pp. 45.
- Antonioli F., Dai Pra G., Leoni G., Nisi M.F. e Silenzi S. (2000a) - *Mobilità tettonica costiera desunta dalla quota della massima trasgressione eutirreniana nella zona compresa tra le pianure della Versilia e del Garigliano*. *Comunicazioni del Convegno AIQUA "L'Eemiano e il Tirreniano in Italia"*, Verona 12-13 Settembre 2000. Pp. 30-33.
- Antonioli F., Nisi M.F., Puglisi C. e Verrubbi V. (2000b) - *Late quaternary eustatism and neotectonic of the pisano-versiliese littoral which predisposing factors for marine ingression hazard*. *The European Multi-Hazard Risk Assessment Project, Intermediate Report*. European Commission, Directorate General for Science, Research and Development. Pp 30.
- Antonioli F., Improta S., Nisi M.F., Puglisi C. e Verrubbi V. (2000c) - *Nuovi dati sulla trasgressione marina olocenica e la subsidenza della pianura versiliese (Toscana Nord-Occidentale)*. Regione Emilia-Romagna, *Atti del Convegno "Le Pianure: Conoscenza e Salvaguardia. Il contributo delle scienze della terra"*, 8/10 Novembre 1999. Pp. 214-218.
- Antonioli F. e Silenzi S. (2000) - *La risalita del mare nel corso dell'Olocene*. In: "Mare e Cambiamenti Globali. Aspetti scientifici e gestione del territorio." Ed. S. Silenzi, ICRAM. Pp. 29-42.
- Antonioli, Leoni G. e Margottini C. (2001) - *The risk of sea flooding in 33 Italian coastal plains*. Workshop "Global climate changes during the late Quaternary" *Accademia dei Lincei of Rome*, Abstract volume. Pp. 29-34.
- Antonioli F., Silenzi S. e Frisia S. (2001a) - *Tyrrhenian Holocene Palaeoclimate Trends From Spelean Serpulids*. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1661-1670.

- Antonoli F., Cremona G., Immordino F., Puglisi C., Romagnoli C., Silenzi S., Valpreda E. e Verrubbi V. (2002) - *New data on the holocene Sea Level Rise in Sicily (Central Mediterranean Sea)*. Global and Planetary Change, 34: 121-140.
- Antonoli F., Lambeck K. e Silenzi S. (2002a) - *Sea level change along the Italian coast for the past 10.000 years*. Coastal Environmental Change During Sea Level Highstands, 26 October - 2 November 2002, Barbados - International Conference on "Quaternary Sea Level Change", Barbados (W.I.).
- Antonoli F., Ferranti L., Lambeck K. e Verrubbi V. (2003) - *Evidence for non-uniform uplift rates in southern Italy on glacial-cycle timescales*. EGS, Nizza 06-11 Aprile 2003, Volume degli abstracts, Geophysical Research Abstracts, European Geophysical Society 2003. Vol. 5, 06509.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G. e Zindler A. (1990) - *Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30.000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals*. Nature, 345: 405-410.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G. e Rougerie F. (1996) - *De-glacial sea-level record from Thaiti corals and the timing of global meltwater discharge*. Nature, 382: 241-244.
- Bard E., Antonoli F. e Silenzi S. (2002) - *Sea-level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy)*. Earth Plat. Sci. Lett., 196: 135-146.
- Bentley M.J. (1999) - *Volume of Antarctic ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change*. Quaternary Science Reviews, 18, 14: 1569-1595.
- Bethoux JP, Gentili B., Raunet J. e Tailliez D. (1990) - *Warming Trend In the Western Mediterranean Deep-Water*. Nature 347, 6294: 660-662.
- Bethoux J.P. e Gentili B. (1996) - *The Mediterranean Sea, coastal and deep-sea signatures of climatic-and environmental changes*. J. mar. Syst., 5, 383-394.
- Bethoux J.P., Gentili B. e Tailliez D. (1998) - *Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect*. Geophys. Res. Lett., 25: 1023-1026.
- Blanc A.C. (1937) - *La stratigraphie de la plaine cotière de la Bassa Versilia (Italia) et la transgression flandrienne en Méditerranée*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 9: 129-162.
- Blanc A.C. (1942) - *Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea di riva nel Mediterraneo centrale durante l'Era Glaciale*. Sond. Geologie Meere Binnenengenwasser, 5: 50-90.
- Blanchon P. e Shaw J. (1995) - *Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse*. Geology, 23, 1: 4-8.
- Bonsignore F. e Vicari L. (2000) - *La subsidenza nella Pianura emiliano-romagnola: criticità ed iniziative in atto*. Regione Emilia-Romagna, Atti del Convegno "Le Pianure: Conoscenza e Salvaguardia. Il contributo delle scienze della terra", 8/10 Novembre 1999. Pp. 119-121.
- Bordoni P. e Valensise G. (1998) - *Deformation of 125 ka marine terrace in Italy: tectonics implications*. In: Vita-Finzi, eds., Coastal Tectonic, Geol. Soc. Spec. Publ., 46: 71-110.
- Bosi C., Carobene L. e Sposato A. (1996) - *Il ruolo dell'eustatismo nella evoluzione geologica nell'area mediterranea*. Mem. Soc. Geol. It., 51: 363-382.
- Broecker W.S. (1998) - *The end of the present interglacial: how and when?* Quaternary Science Reviews, 17: 689-694.
- Brunamonte F. e Serva L. (1990) - *Subsidenza e distribuzione dei terreni ad elevata componente organica nella Pianura Pontina (Lazio meridionale)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, 25: 235-264.
- Cabanes C., Cazenave A. e Le Provost C. (2001) - *Sea Level Rise During Past 40 Years Determined from Satellite and in Situ Observations*. Science, 294 : 840-842.
- Cabioch G., Thomassin B.A. e Lecolle J. (1989) - *Age d'emersion des reciffrangeant holocenes autor de la "Grande Terre" de Nouvelle Calédonie, nouvelle interpretation de la courbe des niveaux marins depuis 8000 ans B.P*. Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris (II), 308: 419-425.
- Carbognin L. (1986) - *La subsidenza indotta dall'uomo nel mondo. I casi più significativi*. Boll. Ass.

- Min. Subalpina, anno 23, 4: 433-468.
- Carminati E. e Martinelli G. (2002) - *Subsidence rates in the Po Plain, northern Italy: the relative impact of natural and anthropogenic causation*. Engineering Geology, 66: 241-255.
- Carobene L. e Dai Pra G. (1990) - *Genesis, chronology and tectonics of the Quaternary marine terraces of the Tyrrhenian coast of Northern Calabria (Italy). Their correlation with climatic variations*. Il Quaternario, 3 (2): 75-94.
- Carobene L. e Dai Pra G. (1991) - *Middle and upper Pleistocene sea level highstands along the Tyrrhenian coast of Basilicata (Southern Italy)*. Il Quaternario, 4 (1a): 173-202.
- 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.
- Clark J., Farrell W.E. e Peltier W.R. (1978) - *Global Changes in Postglacial Sea Level: A Numerical Calculation*. Quaternary Res., 9: 265-287.
- Conato V. e Dai Pra G. (1980) - *Livelli marini pleistocenici e neotettonica fra Civitavecchia e Tarquinia (Italia Centrale)*. Geologica Romana, 19: 181-194.
- Correggiari A., Roveri M. e Trincardi F. (1997) - *Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic sea*. Il Quaternario 9: 697-704.
- Cosentino D. e Ghiozzi E. (1988) - *Considerazioni sulla velocità di sollevamento di depositi eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41: 653-665.
- Dai Pra G. e Hearty P.J. (1988) - *I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica*. Mem. Soc. Geol. Ital., 41: 637-644.
- De Muro S. e Orrù, P. (1998) - *Il contributo delle beach-rock nello studio della risalita del mare olocenico. Le beach-rock post-glaciali della Sardegna NE*. Il Quaternario 98, 1: 71-93.
- Douglas B.C. (1992) - *Global sea level acceleration*. Journal Geophysics. Research, 97: 12699-12706.
- E.E.A. (2000) - *State and pressu great ice sheets and the isostatic adjustment of the Earth*. In: Barends, F.J., Brouwer, F.J.J., Schroder, F.H. (Eds.), Land Subsidence. Proc. Fifth Int. Symp. Land Subsidence, Balkema, Rotterdam: 3-18.
- Farrel W.E. e Clark J.A. (1976) - *On postglacial sea level*. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 46: 647-667.
- Federici P.R., Mazzanti R. (1994) - *Note sulle pianure costiere della Toscana. Aspetti fisici e problemi ambientali delle pianure italiane*. Mem. Soc. Geogr. It., 53: 165-270.
- Gignoux M., 1913. *Les formation marines pliocenes et Quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie*. Annales de l'Universite de Lyone. pp 36.
- Hayas J.D., Imbrie J. e Shackleton N.J. (1976) - *Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages*. Science, 194: 1121-1131.
- IPCC (2001) - *WGI Third Assessment Report. Summary for Policymakers, Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Ginevra, 13-16 Febbraio 2001.
- Laborel J., Mohorange R., Lafont R., Le Campion J., Laborel-Deguen F. (1994) - *Biological evidence of sea level rise during the last 4500 years on the rocky coasts of continental France and Corsica*. Mar. Geol. 120: 203-223.
- Lambeck, K., (1993) - *Glacial rebound of the British Isles, II: a high resolution, high precision model*. Geophys. J. Int., 115: 960-990.
- Lambeck K., Johnston P. (1995) - *Land subsidence and sea-level change: contributions from the melting of the last great ice sheets and the isostatic adjustment of the Earth*. In: Barends, F.J., Brouwer, F.J.J., Schroder, F.H. (Eds.), Land Subsidence. Proc. Fifth Int. Symp. Land Subsidence, Balkema, Rotterdam 3- 18.
- Lambeck K. e Bard E. (2000) - *Sea-level change along the French Mediterranean coast since the time of the Last Glacial Maximum*. Earth Planet. Sci. Lett. 175, 3-4: 202-222.
- Lambeck K., Antonioli F., Purcel T. e Silenzi S. (in stampa) - *Sea level change along the Italian coast*

- for the past 10,000 years. *Quaternary Science Reviews*.
- Maclaren C. (1842) - *The glacial theory of Professor Agassiz of Neuchatel*. *Am. J. Sci.*, 42: 346-365.
- Marchal O., Cacho I., Stocker T. F., Grimalt J.O., Calvo E., Martrat B., Shackleton N., Vautravers M., Cortijo E., van Kreveland S., Andersson C., Ko N., Chapman M., Saffi L., Duplessy J.C., Sarnthein M., Turon J.L., Duprat J. e Eystein J. (2002) - *Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene*. *Quaternary Science Reviews*, 21: 455-483.
- Milankovitch M. (1938) - *Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate*. *Handb. Geoph.*, 9: 593-698.
- Miyauchi T., Dai Pra G. e Sylos Labini S. (1994) - *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy*. *Il Quaternario*, 7: 17-34.
- Monaco C., Bianca M., Catalano S., De Guidi G., Gresta S., Langher H. e Tortorici L. (2001) - *The geological map of the urban area of Catania (Sicily) morphotectonic and seismotectonic implications*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 5: 425-438.
- Montaggioni L.F., Cabioch G., Camoin G., Bard E., Ribaud Laurenti A., Faure G., Dejardin P. e Recy J. (1997) - *Continuous record of reef growth over the past 14 ky on the mid-Pacific island of Tahiti*. *Geology*, 25: 555-558.
- Mörner N.A. (1978) - *Eustasy and geoid changes*. *J. Geol.*, 84: 123-151.
- Mörner N.A., (1999) - <http://www.pog.su.se/sea/pdf/Sea.pdf>.
- Montaggioni L.F. e Faure G. (1997) - *Response of reef coral communities to sea level rise: a Holocene model from Mauritius island*. *Sedimentology*, 44: 1053-1070.
- Nisi M.F., Antonioli F., Dai Pra G., Leoni G. e Silenzi S., (2003) - *Coastal Deformation between the Versilia and the Garigliano plains (Italy) derived from elevation of Last Interglacial Transgression data*. *J. Quaternary Science*, 18, 7: 1-15.
- Peltier W.R. e Andrews J.T. (1976) - *Glacial isostatic adjustment. The forward problem*. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 46: 605-646.
- Peltier W.R. (1998) - *Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and Solid-Earth geophysics*. *Rev. Geophys.*, 36, 4: 603-689.
- Pirazzoli P.A. (1991) - *World Atlas of Holocene Sea Level Rise*. Elsevier Oceanography Series, 58.
- Pirazzoli P.A. (1993) - *Global sea-level changes and their measurement*. *Global Planet Changes*, 8: 135-148.
- Pirazzoli P.A. (1996) - *Sea-level changes: the last 20000 years*. Ed. J. Wiley and Son, Chichester, England. Pp. 212.
- Pirazzoli P.A. (2000) - *Cambiamenti globali e variazione del livello del mare: meccanismi e tendenze evolutive*. In: "Mare e Cambiamenti Globali. Aspetti scientifici e gestione del territorio." Ed. ICRAM. Pp. 15-28.
- Provansal M. (1991) - *Variations verticales du trait de côte en Provence depuis 5000 ans*. *Méditerranée*, 4: 15-22.
- Pugh D. (1990) - *Sea level: change and challenge*. *Nat. Resour.*, 26 (4): 36-46.
- Schmiedt G. (1981) - *Le viviers romains de la cote tyrrhenienne*. *Dossier de l'Archeologie*, 50: 28-44.
- Send U., Font J., Krahnemann G., Millot C., Rhein M. e Tintore J. (1999) - *Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea*. *Progress in Oceanogr.*, 44: 37-64.
- Silenzi S. e Antonioli F. (2000) - *Variazioni climatiche oloceniche: analisi geochimica di biomarker marini mediterranei e confronto con altri record*. In: "Mare e Cambiamenti Globali. Aspetti scientifici e gestione del territorio." Ed. S. Silenzi, ICRAM. Pp. 53-76.
- Silenzi S., Nisi M.F. e Gabellini M. (2000) - *Conclusioni*. In: "Mare e Cambiamenti Globali. Aspetti scientifici e gestione del territorio." Ed. S. Silenzi, ICRAM. Pp. 231-232.
- Stott P.A., Tett S.F.B., Jones G.S., Allen M.R., Mitchell J.F.B. e Jenkins G.J. (2000) - *External Control*

- of 20th Century Temperature by Natural and Anthropogenic Forcings*. Science, 290: 2133-2137.
- Suess E. (1888) - *Das Anlitz der Erde, II: Die Meere der Erde*. Wien.
- Teatini P. (2000) - *Subsidence in Coastal areas*. In *Processes in the coastal zone: link to management issues*. Bologna, 3-14 July 2000, Summer Course.
- Tooley M.J. (1993) - *Long term changes in eustatic sea level*. In Warrick et al., *Climate and sea level change: observation, projections and implications*. Cambridge University Press, pp. 81-107.
- Tortora P., Bellotti P. e Valeri P. (2001) - *Late Pleistocene and Holocene deposition along the coasts and continental shelves of the Italian Peninsula*. In: Vai G.B., Martini I.P. (eds), *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basin*, Kluwer Academic Publishers, GB. Pp. 455-478.
- Tsimplis M.N. e Baker T.F. (2000) - *Sea level drop in the Mediterranean Sea: An indicator of deep water salinity and temperature changes?* Geophysical research Letters, 27 (12): 1731-1734.
- Tsimplis M.N. e Josey S.A. (2001) - *Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic*. Geophysical research Letters, 28 (5): 803-806.
- Vail P.R. (1977) *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. In Payton C.E., *Seismic stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration*, A.A.P.G. Memoir, 26: 49-212.
- Vignudelli S., Gasparini G.P., Astraldi M. e Schiano M.E. (1999) - *A possibile influence of the North Atlantic Oscillation on the circulation of the Western Mediterranean Sea*. Geophys. Research Let., 26: 623-626.
- Westaway R. (1993) - *Quaternary uplift of southern Italy*. J. of Geoph. Res., 98, B 12: 21741-21772.
- Woodworth P.L. (1990) - *A search for accelerations in records of European mean sea level*. Int. J. Climate, 10: 129-143.
- Wöppelmann G. (1997) - *Rattachement géodésique des marégraphes dans un système de référence mondial par techniques de géodésie spatiale*. Thèse de Doctorat ès Sciences, Observatoire de Paris, 23 juin 1997. Pp. 1-263.
- Zazo C., Silva P.G., Goy J.L., Hillaire-Marcel C., Ghaleb B., Lario J., Bardajì T. e González A., (1999) - *Coastal uplift in the continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain)*. Tectonophysics, 301: 95-109.
- Zerbini S. Plag H.-P., Baker T., Becker M., Billiris H., Bürki B., Kahle H., Marson I., Pezzoli L., Richter B., Romagnoli C., Sztobryn M., Tomasi P., Tsimplis N.M., Veis G. e Verrone G. (1996) - *Sea Level in Mediterranean: a first step towards separating movements and absolute sea-level variations*. Global and Planetary Change, 14: 1-48.

Manoscritto ricevuto il 5/7/2003, accettato il 30/11/2003.

La valutazione degli impatti dei cambiamenti climatici sulle coste: rassegna delle principali metodologie di analisi adottate in ambito nazionale ed internazionale

Saverio Devoti, Massimo Gabellini, Marco Fulvio Nisi, Sergio Silenzi

ICRAM - Istituto Centrale per la Ricerca Scientifica e Tecnologica Applicata al Mare,
Via di Casalotti 300, 00166 Roma

Riassunto

Negli ultimi anni il probabile riscaldamento planetario, e la conseguente crescita del livello marino, sono divenuti argomento di interesse per la comunità scientifica internazionale e di crescente preoccupazione per l'opinione pubblica. I potenziali impatti di questi fenomeni sul territorio si configurano come un rischio lento, ma difficilmente contrastabile.

Nel presente lavoro viene esaminata una breve rassegna, a scala internazionale e nazionale, delle principali metodologie usate per la valutazione della vulnerabilità delle aree costiere in seguito ai cambiamenti globali in corso. La stima di tale vulnerabilità è stata affrontata secondo approcci, scale spaziali e previsioni di innalzamento del livello del mare molto diversi tra loro; non sembra possibile, quindi, pensare ad una singola metodica applicabile a tutte le aree costiere mondiali, in quanto queste risultano estremamente diverse per morfotipi, per tassi di RSLR, per il numero e le interazioni delle forzanti in gioco, per assetto socio-economico. D'altro canto, al fine di sviluppare per tempo opportune strategie di difesa, la stima del Rischio da RSLR dovrebbe essere inclusa nei futuri piani di gestione integrata delle zone costiere. Appare quindi evidente l'importanza di una quantificazione dei potenziali scenari di impatto, valutati su di una scala regionale o locale.

Parole chiave: valutazione della vulnerabilità, variazioni del livello del mare, aree costiere, rassegna metodologica.

Abstract

In the last years, global warming and related problems such as sea level rise have become topics of interest for the international scientific community and a reason for growing worry for the public opinion. The phenomenon's potential impacts on the territory are a slow but hardly opposable risk.

The present work is a short review -on a national and international scale- of the main methods used for the evaluation of the vulnerability of coastal areas in relation to the global changes in action.

The evaluation of this vulnerability is performed through approaches, spatial scales and sea level rise predictions differing greatly from one another; it is therefore impossible to establish a single method that can be applied to all coastal areas in the world, because these are greatly diverse in terms of morphotype, relative sea-level rise (RSLR) rates, number of parameters and their interactions, socio-economical set up.

On the other hand, in order to develop the appropriate defence strategies on time, an evaluation of the RSLR Risk should be included in the future integrated management plans for coastal areas. The importance of a quantification of the potential impact scenarios, evaluated on a regional to local scale, is therefore obvious.

Key-words: Vulnerability assessment, sea-level rise, coastal areas, methodology review.

Introduzione

Le attuali cognizioni sulla vulnerabilità delle aree costiere all'innalzamento del livello marino (rif. e definizioni in Silenzi et al., questo volume) e al più ampio spettro dei cambiamenti climatici sono ancora incomplete, ma tutte le evidenze indicano il probabile verificarsi di impatti fortemente dannosi nel prossimo futuro. La possibilità di difesa del territorio si può avvalere della realizzazione di una rete di conoscenze adeguata, oltre che di un'attenta valutazione del rischio costiero, finalizzate a migliorare ed aggiornare le strategie di protezione e pianificazione per il contenimento dei possibili danni. Gli studi sulle pericolosità derivanti dall'erosione costiera, oltre che dai molteplici effetti primari e secondari connessi al *Relative Sea Level Rise* (RSLR), sono spesso ancora di carattere sperimentale, soprattutto in ambito nazionale, dove il problema è solo di recente divenuto di attualità.

Fino agli inizi degli anni '80 le tematiche sui cambiamenti climatici, e i loro possibili impatti, erano essenzialmente di pertinenza accademica. In seguito ad un sempre crescente interesse, sono stati elaborati numerosi modelli che hanno condotto a stime progressivamente più dettagliate.

Dall'istituzione dell'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), nel 1988, è stato compiuto un notevole avanzamento nelle ricerche; queste hanno evidenziato che i cambiamenti climatici, durante il ventesimo secolo, sono stati più rilevanti di quanto si pensasse precedentemente: le stime per la risalita della temperatura media globale a partire dal 1900 sono passate da 0.45 °C nel 1996 a 0.6 °C nel 2001; questo effetto è imputabile, con sempre maggiore evidenza, alle attività antropiche degli ultimi 50 anni (IPCC, 2001).

Numerose sono state anche le stime di risalita eustatica per il prossimo secolo. Nel 1982 l'Agenzia per la Protezione dell'Ambiente degli Stati Uniti (EPA) ha sviluppato un progetto sulle possibili oscillazioni del livello del mare, risultanti dall'incremento del biossido di carbonio in atmosfera. Le prime proiezioni indicavano un innalzamento marino globale compreso tra 56.2 e 345.0 cm per l'anno 2100 (Hoffman, 1984). Tali conclusioni sono state successivamente discusse e corrette con i valori di 20 e 140 cm.

Le attuali previsioni IPCC indicano che il mare potrebbe risalire nell'arco temporale 1990-2100 di un'entità compresa tra 9 e 88 cm con un valore medio di 48 cm (Church et al. 2001). Questo innalzamento globale sarebbe dovuto sia all'espansione termica degli oceani sia allo scioglimento dei ghiacci cui, localmente, si sovrapporranno fenomeni regionali come la subsidenza costiera.

Negli ultimi anni sono stati sviluppati vari approcci per valutare la sensibilità della costa alle perturbazioni climatiche, idrodinamiche ed antropogeniche; nel presente lavoro vengono presi in esame alcuni dei numerosi studi esistenti, per prospettare un quadro di sintesi delle metodologie utilizzate a scala nazionale ed internazionale, oltre che per fornire un utile elenco di fonti bibliografiche.

Le principali metodologie internazionali

Le prime ricerche organiche sugli effetti negativi indotti dal RSLR sono state condotte da paesi particolarmente sensibili al fenomeno, come l'Olanda e gli Stati Uniti (vedi ad es. Smith e Tirpak, 1989; Titus et al., 1991), che hanno contribuito all'adeguamento delle politiche di sviluppo nazionali. Come descritto da Bijlsma et al. (1996), la risalita marina incrementa la pericolosità potenziale per le infrastrutture e per l'economia locale. Tuttavia, prevedere i meccanismi di reazione di un sistema costiero ai forzanti climatici, sia dal punto di vista naturale sia socio-economico, dipende dalle caratteristiche intrinseche del territorio: saranno perciò necessari studi calibrati a scala locale per identificare le opzioni più appropriate per l'adattamento agli scenari climatici futuribili.

Tra le numerose metodologie strutturate ed applicate per la valutazione degli impatti e della vulnerabilità territoriale al RSLR, le più diffuse risultano essere:

- 1) IPCC Common Methodology (IPCC CZMS, 1992).
- 2) South Pacific Islands Methodology (Yamada et al., 1995).
- 3) US Country Studies Methodology (Benioff et al., 1996).

4) UNEP Handbook Methodology (Burton et al., 1998); quest'ultima è uno sviluppo della metodologia implementata sulla base dell'IPCC Technical Guidelines (Carter et al., 1994; Parry e Carter, 1998).

Nel 1992, la crescente consapevolezza riguardo l'estensione delle problematiche sulle aree litorali, ha condotto il sottogruppo per la gestione della zona costiera dell'IPCC (CZMS) allo sviluppo della Common Methodology (CM) e all'elaborazione di studi regionali e nazionali sulla valutazione di impatti e vulnerabilità; le aree costiere indagate afferiscono a tre diverse tipologie:

- a carattere locale: area compresa tra 10 e più di 100 chilometri;
- a carattere regionale: intera area regionale;
- a carattere globale: intero sistema costiero mondiale.

Gli obiettivi della CM sono:

- identificare e quantificare la vulnerabilità fisica, ecologica e socio-economica ai cambiamenti globali in corso;
- comprendere come lo sviluppo antropico influisca sulla vulnerabilità;
- evidenziare le possibili azioni di mitigazione e determinarne gli effetti;
- valutare la capacità regionale di sviluppare una reazione all'interno di un esteso progetto di gestione della zona costiera.

Nella valutazione della vulnerabilità la CM considera, quindi, i potenziali impatti sulla popolazione, sull'economia, sugli aspetti ecologici, e le conseguenze sociali di questi. Il modello si basa su una previsione di aumento eustatico compreso tra 0.3 m e 1 m per l'anno 2100 ed è articolato in sette fasi principali schematizzate in Figura 1.

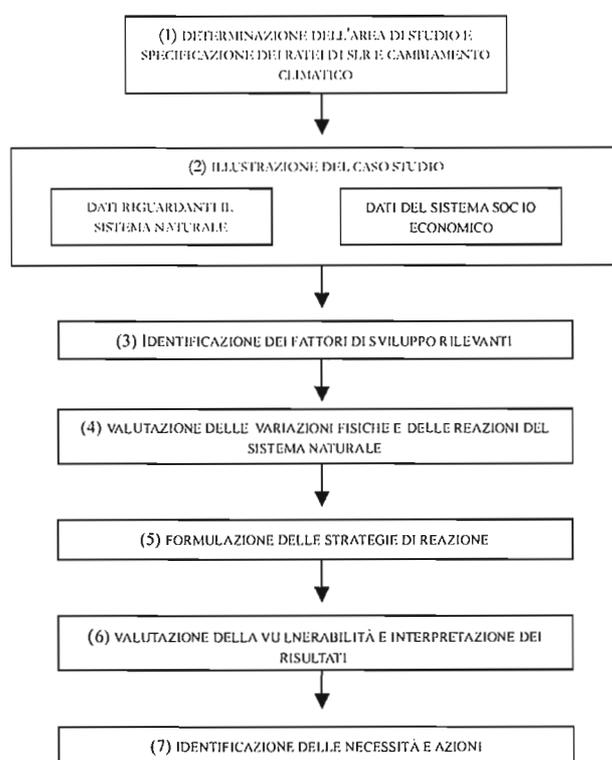


Figura 1 - Sviluppo dei sette punti principali della Common Methodology sviluppata dal Coastal Zone Management Subgroup dell'IPCC.

A partire dalla CM sono stati sviluppati analoghi approcci, applicati sia a grande sia a piccola scala, come quelli descritti in Nicholls e Leatherman (1995) e come la U.S. Country Study Methodology di Leatherman e Yohe (1996).

La CM e le metodologie correlate generano un elevato numero di dati sui possibili impatti del RSLR, ma presentano numerosi punti di debolezza; in primo luogo risultano di difficile applicazione e non sufficientemente adattabili alle differenti condizioni locali. In particolare la CM è stata considerata inadeguata per le piccole isole del Pacifico meridionale, caratterizzate da stili economici peculiari e dalla mancanza di buona parte dei dati di base, e che hanno necessitato di un approccio specifico per i territori insulari (Yamada et al., 1995).

Altri importanti limiti nell'applicabilità della CM sono risultati: la scelta di un singolo scenario di risalita del livello del mare (1 m per l'anno 2100) che può indurre ad una sovrastima degli impatti; la mancanza di dati e modelli per la risposta dei processi sedimentari locali; la politica orientata alla protezione, senza considerare un più ampio spettro di opzioni di adattamento. Fra i principali vantaggi di questo approccio vi è la capacità di evidenziare quale sarà l'estensione necessaria delle protezioni litorali; inoltre, il modello è in grado di considerare anche gli impatti indirettamente connessi al RSLR quali incremento di inondazioni e tempeste.

La UNEP Handbook Methodology (Klein e Nicholls 1998), provvede all'elaborazione delle linee guida dell'IPCC (Carter et al., 1994) in materia di vulnerabilità costiera indotta da cause climatiche, e scaturisce sia dalla sintesi delle esperienze maturate con la Common Methodology, sia dalla valutazione di ulteriori approcci (Kay e Hay, 1993; Gornitz et al., 1994; Nicholls et al., 1995; Yamada et al., 1995; Leatherman e Yohe, 1996; Otter et al., 1996). Tale metodologia è stata ampiamente applicata per identificare le popolazioni e le risorse a rischio, nonché i costi e la probabilità dei possibili responsi agli impatti avversi.

La peculiarità di questo modello è l'adattabilità ai futuribili assetti del territorio ed alle alternative di adattamento; essa incoraggia gli utenti a selezionare quegli scenari e quelle opzioni che, secondo gli obiettivi del paese in studio, sono maggiormente appropriati alla loro specifica situazione. La metodologia UNEP, perciò, si adatta alle locali configurazioni fisiografiche ed ecologiche, presentando la prerogativa di prendere in considerazione tutti i possibili effetti dovuti alla risalita del livello del mare sia di ordine bio-geo-fisico che socio-economico.

Il progetto SURVAS (Synthesis and Upscaling of Sea-Level Rise Vulnerability Assessment Studies; Survas website), affronta un quadro di analisi e sintesi di diverse metodologie, con lo scopo di strutturare una linea guida che permetta di stabilire degli standard comuni per la produzione di future valutazioni di vulnerabilità a scala nazionale e locale (Fig. 2).

Tale approccio, sviluppato utilizzando le informazioni raccolte a scala regionale e disponibile sul web, è stato pensato come uno strumento flessibile, capace di periodiche revisioni e aggiornamenti del database.

Il SURVAS individua alcuni principali obiettivi per la costruzione di modelli comuni delle stime future:

- definire la totalità degli impatti del RSLR;
- distinguere fra impatti primari (come ad es. salinizzazione, allagamenti, ecc.) e secondari (come ad es. gli impatti sulle infrastrutture e le attività economiche o la perdita di particolari ecosistemi, ecc.);
- considerare un maggiore numero di scenari di risalita del livello del mare per l'anno 2100;
- valutare la probabilità di adattamenti spontanei del territorio al RSLR;
- considerare un maggiore spettro di risposte alle mitigazioni da attuare;
- valutare gli impatti residui rispetto ad ogni singolo intervento di mitigazione;
- esaminare i margini di incertezza delle valutazioni realizzate.

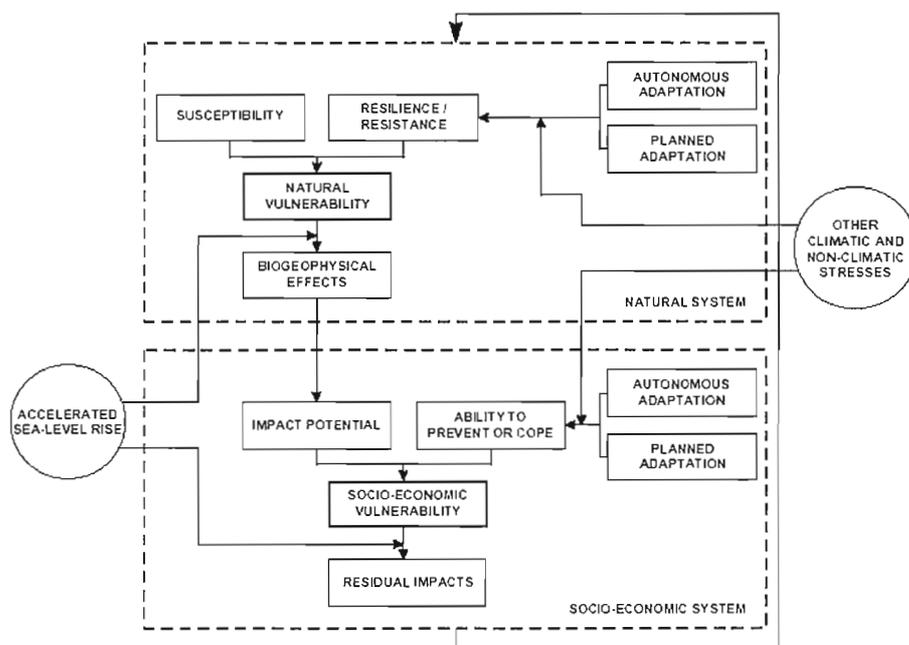


Figura 2 - Struttura teorica degli studi di vulnerabilità costiera (da Klein e Nicholls, 1998; 1999).

Uno strumento utile alla valutazione della vulnerabilità indotta dai cambiamenti globali in corso è rappresentato dall'utilizzo di geoidicatori per la determinazione e il monitoraggio dello stato della costa. Gli indicatori in questione sono rappresentati da una serie di variabili ambientali (Tab. 1), fra loro correlate, che operano su un ampio spettro di scale spaziali e temporali (Forbes e Liverman, 1996). Attraverso l'inserimento degli indicatori nella struttura di un database scaturisce inoltre la possibilità di incrementare sistematicamente le informazioni utili a mantenere sotto controllo le situazioni critiche (Gornitz et al., 1994).

Gornitz e Kanciruk (1989) e Gornitz (1990 e 1991) hanno sviluppato un database a grande scala della pericolosità costiera negli USA, con il fine di identificare le aree maggiormente vulnerabili a fenomeni di inondazione permanente, di alluvionamento episodico e d'erosione, dovuti alla risalita del livello del mare.

I dati, distribuiti su sette variabili (altimetria, litologia, morfologie costiere, subsidenza, variazioni della linea di riva, escursione di marea e massima altezza d'onda significativa), sono stati inseriti in un GIS in coperture separate; ad ognuna è stato assegnato un punteggio in una scala da 1 a 5, assumendo il valore 5 per la classe a più elevata vulnerabilità. Le coperture sono state quindi sovrapposte ed elaborate, attraverso vari algoritmi, combinando i punteggi delle variabili per ottenere indici di vulnerabilità costiera.

Un aggiornamento di questo approccio, che ne conserva la struttura di base, è stato pubblicato da Gornitz et al. (1994). Oltre ad inserire un maggiore numero di parametri, ad es. il clima meteorologico, è stata utilizzata un'analisi di regressione multipla; questa ha consentito di correlare alcune delle variabili, nonché di raggrupparle in accordo al loro contributo verso gli effetti di inondazione permanente, di inondazione periodica e di erosione potenziale. Ognuna di queste tre tipologie di eventi è stata pesata in funzione della loro importanza nella determinazione della vulnerabilità delle aree costiere alla risalita del mare.

Un ulteriore aspetto da evidenziare è la procedura utilizzata per correggere i dati di RSLR, che prende in considerazione i vari meccanismi che influiscono sulle stime. Secondo Gornitz et al. (1994) il trend di SLR, in mm/anno, per ognuna delle stazioni di misura mareale può essere espresso da:

$$SLR = SLG + I + E + Ts \quad (1)$$

dove:

SLR = curva di Sea-Level recente derivata dai dati di marea.

SLG = trend geologico (ultimi 125000 anni).

I = componente glacio-isostatica (uplift/subsidenza).

E = componente eustatica globale recente (100-150 anni).

Ts = movimenti del terreno di breve periodo, compresi i movimenti neotettonici e la subsidenza indotta dall'uomo (emungimenti di gas, di acqua, ecc.).

Tale formulazione non si discosta in termini quantitativi da quelle comunemente utilizzate, ma ha il pregio di considerare ogni aspetto qualitativo del fenomeno (compresi i trend di variabilità geologica, di risalita del livello del mare nel corso dell'Olocene e la componente isostatica che sembra avere un ruolo prevalente nel comportamento reologico dei settori costieri). La validità della metodologia espressa da Gornitz e Kanciruk (1989) e Gornitz (1990; 1991) ha dato luce a ulteriori applicazioni e modifiche. Ad esempio Huges e Brundrit (1992) impiegano gli indici di vulnerabilità espressi dai precedenti Autori su circa 300 km di costa sudafricana. L'approccio di Huges e Brundrit è finalizzato a perimetrare le aree a differente grado di rischio sulla base della localizzazione delle infrastrutture. L'indice di vulnerabilità così sviluppato consiste di una matrice tridimensionale che comprende l'ubicazione dell'area, le infrastrutture e la pericolosità dei fenomeni connessi al RSLR.

Tabella 1 - Parametri per la valutazione del rischio costiero per coste di spiagge sabbiose (da Young et al., 1996).

Parametri \ Rischio	Alto	Moderato	Basso
elevazione del sito	< 3 m	3 ÷ 6 m	> 6 m
variazione della linea di riva	erosione da bassa ad elevata	stabilità	accrescimento
spiaggia: larghezza, pendenza, spessore	stretta e piatta, sottile con fango, radici esposte	larga e piatta, o stretta e ripida	larga con berma ben sviluppata
<i>overwash</i> (tracimazione)	<i>overwash apron</i> (frequente)	<i>overwash fan</i> (occasionale)	assente
posizione del sito in relazione a <i>inlet</i> o foci fluviali	molto prossimo	a vista	distante
configurazione delle dune	assenti	basse o discontinue	alte, continue, senza varchi
morfologia della costa	concava o baia	rettilinea	convessa
vegetazione del sito	scarsa e rovinata	piante e arbusti ben sviluppati	matura, presenza di alberi, assenza di erosione
drenaggio	scarso	moderato	buono
area verso terra	laguna, palude, zona a mangrovie	piana d'inondazione, terrazzi a bassa elevazione	terraferma
protezione <i>offshore</i> naturale	nessuna, acque aperte	frequenti barre al largo	scogliera sommersa, <i>fetch</i> limitato
piattaforma <i>offshore</i>	larga e bassa	moderata	ripida e stretta

Un'altra elaborazione degli indici sviluppati da Gornitz e Kanciruk (1989) e Gornitz (1990; 1991) è stata realizzata da Daniels et al. (1992) nel sud-est degli USA, simulando tre scenari di crescita eustatica. Per ogni area in studio è stata calcolata la somma di porzioni di territorio che potrebbero essere vulnerate dall'inondazione, circoscritte in base alle loro caratteristiche altimetriche. Questo processo è stato ripetuto e pesato secondo diverse configurazioni, valutando gli effetti delle difese costiere sui processi di inondazione.

Il risultato identifica tre classi di vulnerabilità, determinate secondo lo stato di inondazione (permanente o episodica) e il grado di erosione potenziale. In una recente pubblicazione Gornitz et al. (2002) applicano un'evoluzione della già collaudata metodologia all'area metropolitana di New York. Gli Autori zonano le aree a maggior rischio in funzione dei valori economici e della densità abitativa. L'applicazione di modelli di regressione costiera e di proiezioni basate sulla correlazione tra le variazioni storiche della linea di riva e le variazioni del livello del mare a livello locale, gli permettono di stimare i quantitativi di sabbie necessari al mantenimento delle spiagge e delle aree a rischio. Tale approccio ha il pregio di utilizzare diverse stime di risalita del livello del mare integrate da modelli per la quantificazione dei fenomeni di tempesta e di uragano.

Flemming e Townend (1989) sviluppano un database per gestire circa 750 km della fascia costiera dell'est Anglia (U.K.). Il progetto è finalizzato a determinare e cartografare le variazioni lungo la linea di costa di numerose variabili (gli Autori ne impiegano ben 19) e a definire le correlazioni esistenti tra le variabili stesse e la loro influenza sulla vulnerabilità all'erosione della linea di riva. Dove necessario sono state effettuate ulteriori valutazioni per meglio definire le variabili e i forzanti dei settori costieri, attraverso la definizione delle condizioni ondometriche, del regime delle correnti, degli effetti dei venti locali su di esse, dei profili di spiaggia durante gli ultimi 10-25 anni, del massimo innalzamento del livello del mare, dei movimenti tettonici e della subsidenza. I dati scaturiti sono stati elaborati tramite un GIS, permettendo quindi al sistema di gestire strutture di informazioni sia semplici che complesse.

Huges et al. (1992) applicano un'analisi di vulnerabilità alla baia di Walvis (Namibia) utilizzando cinque categorie di impatti potenziali: 1) l'aumento dell'erosione costiera, 2) l'incidenza di inondazioni e alluvionamenti, 3) l'incremento dell'intrusione salina, 4) la risalita della tavola d'acqua, 5) l'incremento degli eventi estremi con conseguente riduzione della capacità di difesa del sistema costiero. Gli Autori si avvalgono di tre differenti scenari di risalita del livello del mare, +20, +50 e +100 cm, applicati rispettivamente alle scale temporali di 35, 90, 110 anni. A partire da questi scenari sono stati utilizzati tre modelli separati per simulare la vulnerabilità della baia. Il primo utilizza il Bruun Rule of Erosion per la modellizzazione dell'erosione costiera, applicato a 11 profili per ognuno dei tre scenari di risalita del livello del mare. Il secondo modello riguarda l'intrusione del cuneo salino all'interno dell'acquifero del litorale, per la cui modellizzazione è stata valutata la pendenza dell'interfaccia, approssimata ad una superficie piana.

Infine, è stato utilizzato un terzo modello probabilistico per analizzare le serie mareali (9 anni di osservazioni) allo scopo di calcolare delle curve del periodo di ritorno del livello medio marino. Questo metodo permette di stimare la probabilità che un certo livello d'acqua ricorra; tale probabilità è funzione di tutte le possibili combinazioni delle maree e delle ondate che potrebbero accadere a quel dato livello. Gli effetti delle inondazioni sono stati predetti assumendo che, al di sotto di -0.9 m, -1.2 m, -1.7 m di quota, l'area costiera sarà alluvionata in relazione a ognuno dei 3 scenari di livello del mare.

In ultima analisi va menzionato l'*Insularity Index* (Gommes et al., 1998) finalizzato all'applicazione nei paesi in via di sviluppo. Fine ultimo dell'*Insularity Index*, definito come il rapporto tra la lunghezza di linea di costa e la porzione di territorio sottesa, è permettere un'analisi globale e statistica su alcune criticità che potrebbero colpire la popolazione sotto condizioni di RSLR. La semplice combinazione tra *Insularity Index* e la popolazione interessata definisce un indice di vulnerabilità costiera: *Vulnerability Index = Insularity Index * Population Density* (Tab. 2).

L'applicazione dell'*Insularity Index* presenta problemi legati alla fisiografia dei paesi, alla natura frastagliata delle coste, alla distribuzione e all'estensione delle aree di bassa pianura all'interno dei paesi considerati, alla scala alla quale la lunghezza della linea di costa viene calcolata. Questo indice è limitato dall'assunto di base che presume una distribuzione uniforme della popolazione, mentre nei paesi in via di sviluppo solitamente si registra un'insufficienza di dati dettagliati proprio sulla distribuzione spaziale di questa.

Nonostante le incertezze nell'applicazione, la metodologia è ancora ampiamente utilizzata in quanto mostra dei notevoli caratteri di semplicità e di significatività, specie se viene impiegato un metodo accurato per calcolare la lunghezza della linea di costa.

E' da rimarcare che, a prescindere dai diversi approcci descritti, la scelta di un considerevole numero di variabili può determinare un effetto opposto a quello di una maggiore precisione e dettaglio dell'indagine. L'utilizzo di analisi statistiche relativamente semplici (tipo *cluster analysis*), permette di determinare quelle variabili che hanno maggiore significato nella valutazione della vulnerabilità di una data area; consentendo di assegnare un peso diverso ad ogni parametro o associazione di parametri.

Tabella 2 - Valori del *Vulnerability Index* e dell'*Insularity Index* calcolati per alcune aree costiere (da Gommès et al. 1998).

Paesi	Insularity Index	Vulnerability Index
Libya	0.0010	0.0030
Zaire	0.000016	0.031
United States	0.0022	0.063
Sweden	0.0078	0.17
Nicaragua	0.0076	0.24
Belgium	0.0021	0.70
Italy	0.026	4.9
Netherlands	0.013	5.0
Greece	0.10	8.3
United Kingdom	0.051	12
Jamaica	0.028	21
Mauritius	0.096	52
Anguilla	0.67	77
Gaza strip	0.11	230
Singapore	0.31	1700
Tokelau	10.1	1500
Maldives	2.1	1800
Monaco	2.2	36000

Le principali metodologie italiane

Il bacino del Mediterraneo è incluso tra le regioni più vulnerabili alle variazioni climatiche in corso, sia a causa della forte sensibilità dell'area e della limitata adozione di misure di difesa e mitigazione da parte delle diverse realtà nazionali, sia per la presenza di zone umide e di aree urbane costiere di particolare pregio storico ed artistico (Jeftic et al. 1992; Hoozemans et al. 1993; Nicholls and Hoozemans 1996; Jeftic et al. 1996).

Inoltre, visti gli esigui ratei di innalzamento eustatico previsti per il solo Mare Mediterraneo (vedi Silenzi et al., questo volume), è verosimile che l'impatto dei potenziali mutamenti climatici si esplicherà principalmente nell'intensificarsi di problematiche già esistenti, quali l'intrusione del cuneo salino, l'insufficienza d'acqua (potabile ed irrigua), l'allagamento delle piane, l'erosione costiera, la frequenza degli eventi meteo marini estremi, la desertificazione, la frequenza degli incendi.

Fenomeni di questo tipo divengono sempre più frequenti in Italia; ad esempio, dagli inizi del XX

secolo, quasi tutte le foci dei maggiori corsi d'acqua hanno mostrato una tendenza all'erosione, provocata, essenzialmente, dalla riduzione o interruzione degli apporti sedimentari alla costa (Vittorini, 1991). Questa tendenza ha influito sulle adiacenti spiagge, che appaiono sempre più vulnerabili agli eventi di mareggiata (Carbognin et al., 1995).

Gli studi relativi al rischio da risalita del livello del mare nella nostra penisola sono ridotti a poche sperimentazioni, principalmente a scala locale, realizzate prevalentemente nel settore nord Adriatico (Pirazzoli, 1991; Sestini, 1992, Bondesan et al., 1995).

Uno dei siti più vulnerabili dell'intero bacino del Mediterraneo è certamente la laguna veneta e la città di Venezia; questo a causa di peculiari caratteristiche fisiografiche e dell'immenso valore artistico e culturale. La frequenza degli eventi di acqua alta a Venezia è significativamente aumentata durante il ventesimo secolo; questo effetto appare dovuto ad una risalita relativa del livello medio del mare di ben 23 cm (Carbognin et al., 1981; Carbognin e Taroni, 1996) di cui 11 cm sono dovuti all'eustatismo mentre i restanti rappresentano il contributo della subsidenza. La perdita media in elevazione causata dalla subsidenza indotta dall'uomo, è stata infatti di 8-10 cm nella zona di Venezia e di 12 cm nell'area di Marghera (Carbognin et al., 1981). Il livello di +110 cm, definito come limite di un evento di acqua alta eccezionale, agli inizi del XX secolo aveva una frequenza di 4-5 volte per decade; attualmente si superano i 30-35 eventi per decade. Un simile andamento è stato osservato anche per gli eventi di alta marea con limite di 80 cm (Camuffo 1993). Una risalita del livello del mare di 30 cm determinerebbe un incremento della frequenza di inondazione di Piazza San Marco pari a 360 volte per anno (Francia e Juhasz, 1993; Bandarin, 1994).

Il Consorzio Venezia Nuova (1997), prendendo in esame l'area della laguna di Venezia, valuta gli effetti della possibile risalita del livello del mare e il conseguente incremento dell'erosione e sommergione di buona parte delle barene; se i presenti fattori antropici e naturali responsabili dei processi erosivi persistessero, queste potrebbero scomparire in un periodo di 30-50 anni. Lo studio ha portato anche all'identificazione qualitativa dei maggiori impatti del SLR sull'ecosistema lagunare. Questi sono definiti da:

- incremento del livello e del volume di acqua all'interno della laguna, con successiva riduzione dell'ossigenazione del fondale;
- aumento dell'altezza media delle onde generate dal vento a causa della maggiore profondità delle acque, questo effetto aumenterebbe fortemente l'erosione delle tipiche morfologie lagunari,
- crescita della salinità media e della variazione delle temperature medie della laguna come conseguenza del maggiore scambio con il mare;
- inondazione delle porzioni più basse della laguna e del bacino di drenaggio con la conseguente perdita di importanti habitat naturali e di aree occupate da attività antropiche;
- intensificazione dei fenomeni d'erosione costiera.

Sulla base degli studi condotti dal Consorzio Venezia Nuova, il Co.Ri.La., Centro per il Coordinamento delle Ricerche sul Sistema Lagunare Veneziano (1999), ha elaborato due scenari di RSLR per il periodo 1990-2100. Il primo scenario prevede un RSLR di +16.4 cm come conseguenza dell'eustatismo (+1.13 mm/anno) e della subsidenza naturale (-0.4 mm/anno), tassi simili a quelli misurati durante il ventesimo secolo. Questo scenario presuppone che l'effetto del possibile cambiamento climatico, per assumere una significativa influenza sul RSLR, non avrà luogo prima del 2100. Uno scenario più precauzionale prende in considerazione il tasso di eustatismo più elevato registrato nel XX secolo (+1.5 mm/anno a Venezia e +1.7 mm/anno a Trieste). Questo tasso, sommato al contributo della subsidenza naturale, genera uno scenario di +21-23 cm di RSLR.

Un terzo scenario prevede l'utilizzo delle previsioni dell'IPCC (1996) considerando la proiezione IS92a. Secondo tale predizione il livello del mare risalirà di 3.4 cm per il 2100, come conseguenza dell'effetto del riscaldamento globale e della subsidenza naturale. La risalita del livello del mare prevista nei tre scenari causerà un incremento nella frequenza annuale degli eventi di marea che superano

il livello di 100 cm, passando dal presente valore di 7 a 37 eventi nel caso del primo scenario, a 58 eventi nel caso del secondo scenario e 128 eventi considerando il terzo.

Il caso dell'acqua alta appare esemplificativo della complessità degli impatti del cambiamento climatico sulle aree costiere; questi sono strettamente collegati alle variazioni del livello marino, ma dipendono anche da altre variabili come la distribuzione delle pressioni barometriche, la direzione e l'intensità dei venti, la circolazione marina ecc. E' interessante notare come l'analisi sulla laguna di Venezia prenda in considerazione, per due degli scenari valutati, misure di eustatismo e subsidenza locale registrati nell'area nell'ultimo secolo ed estrapolati per il futuro. Tale approccio produce delle stime che potrebbero avere una maggiore probabilità di occorrenza rispetto al terzo scenario.

Un altro interessante lavoro è stato sviluppato dall'Università di Padova nell'ambito del progetto CENAS (*Coastline Evolution of the Upper Adriatic Sea due to Sea Level and Natural and Anthropogenic Land Subsidence*, 1998) per valutare la vulnerabilità del nord Adriatico connessa al RSLR (componente eustatica e subsidenza). Il CENAS compie un'analisi alla macro scala dell'area tra Monfalcone e Cattolica (Friuli ed Emilia-Romagna), con la finalità di quantificare l'arretramento della linea di costa e la conseguente inondazione delle aree che sono attualmente emerse. Un'indagine di maggior dettaglio è stata realizzata per le specifiche zone di Rimini, Ravenna e Cesenatico, con l'intento di valutare la distribuzione delle strutture di difesa esistenti e del sistema di dune, nonché di provvedere ad una analisi dell'evoluzione della morfologia costiera e del bilancio sedimentario. Sono stati elaborati vari scenari di subsidenza (Fig. 3), mentre le proiezioni dell'innalzamento del livello del mare sono riferite ai dati IPCC del 1995.

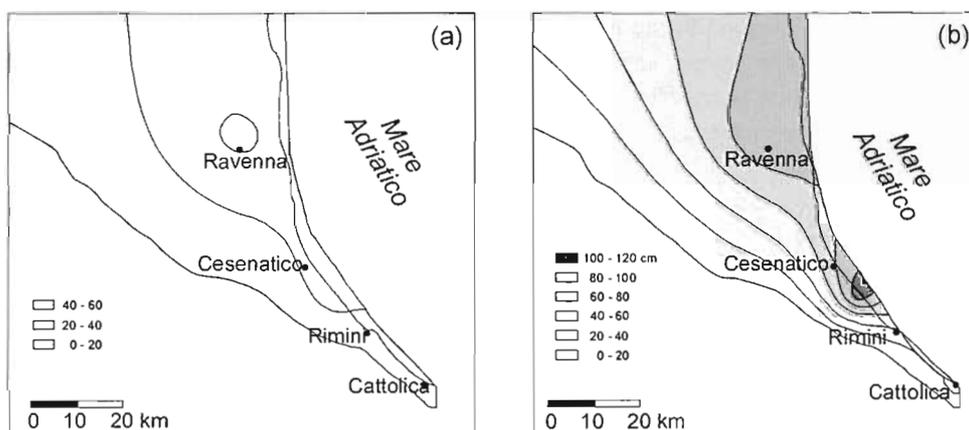


Figura 3 - Carte degli scenari di subsidenza per sfruttamento degli acquiferi simulati per l'arco temporale 1995 - 2050 secondo uno scenario ottimistico (a) e uno scenario pessimistico (b) (da CENAS, 1998).

Il progetto ha quantificato le porzioni di territorio potenzialmente affette da inondazioni temporanee per gli anni 1995, 2050, e 2100 come conseguenza dell'incremento del livello del mare, degli scenari di subsidenza futuri e di particolari eventi di acqua alta caratterizzati da differenti tempi di ritorno (1, 10 e 100 anni), (Fig. 4). Questi ultimi possono causare una temporanea risalita del livello del mare sia attraverso l'azione del vento e delle condizioni di bassa pressione, sia attraverso l'effetto del regime ondometrico in prossimità della costa; la frequenza e la magnitudo dei fenomeni dovrebbe essere influenzata dai cambiamenti climatici. Nel progetto CENAS viene, inoltre, calcolato un fattore di rischio all'inondazione associato ad ogni settore indagato. La determinazione del fattore di rischio discende dalla probabilità di occorrenza di un evento di inondazione (dipendente dal tempo di ritorno), dal valore economico e dalla vulnerabilità dell'area inondata, quest'ultima definita come danno potenziale al valore economico dell'area.

Fra i principali risultati, l'analisi di dettaglio mostra che le aree caratterizzate da un più elevato rischio

di inondazione sono quelle di Cesenatico e Ravenna, mentre nel caso di Rimini il rischio è elevato solo per la parte limitata alla spiaggia. È importante ribadire che gli impatti descritti sono considerati come potenziali.

Dal Cin e Simeoni (1994) sviluppano una classificazione delle aree costiere in funzione della loro vulnerabilità; il sistema ha lo scopo di provvedere ad una corretta gestione del territorio. Il litorale indagato è stato suddiviso in segmenti di circa 2-3 km di lunghezza. Per ogni segmento sono stati selezionati dati relativi a 15 variabili; questi sono stati acquisiti, normalizzati e sviluppati attraverso la Cluster Analysis. Sulla base delle elaborazioni statistiche, i segmenti costieri sono stati suddivisi in gruppi morfologici in funzione delle caratteristiche comuni della spiaggia.

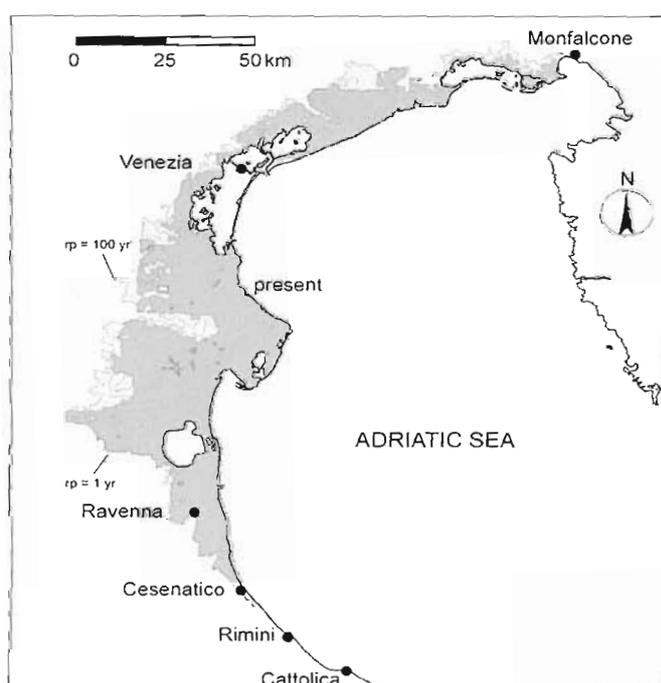


Figura 4 - Aree potenzialmente inondate con tempi di ritorno (rp) di 1 e 100 anni nell'anno 2100 e lo scenario pessimistico di subsidenza. (da CENAS, 1998).

Il primo gruppo comprende sia le spiagge ciottolose sia le spiagge sabbiose contraddistinte da bassa vulnerabilità per la presenza di strutture di difesa e di favorevoli condizioni ambientali; il secondo individua le spiagge localizzate in prossimità delle foci ed è rappresentato da un'elevata vulnerabilità dovuta all'assenza di strutture naturali o artificiali in grado di proteggerla; l'ultimo è caratterizzato da settori in cui l'energia delle onde è elevata e dove sono state realizzate strutture di difesa, ma è stata praticamente eliminata la spiaggia. I risultati dello studio sono illustrati sotto forma di diagrammi a torta, indicanti la percentuale di vulnerabilità della costa all'inondazione. Infine, l'associazione tra la vulnerabilità e il grado di antropizzazione del territorio determina una stima del rischio cui è soggetta la fascia costiera.

Una valutazione di sintesi qualitativa dei potenziali impatti del cambiamento climatico per il territorio italiano è stata realizzata dall'ENEA-Ministero dell'Ambiente. Lo studio ha evidenziato la fragilità e la vulnerabilità di alcune specifiche aree (Fig. 5). Queste includono le zone di pianura del nord Adriatico, la costa della Toscana a nord della foce dell'Arno, la zona contermine alla foce del Tevere, la porzione meridionale del Lazio e la piana del Volturno in Campania; tutti questi segmenti litorali risultano particolarmente vulnerabili, in quanto sono caratterizzati dalla presenza di un dinamico sistema costiero, soggetto a lente ma continue modificazioni morfologiche.

Un recente lavoro a carattere locale, realizzato nella Piana di Fondi dall'ENEA (Caiffa e Leoni, 2003; Antonioli et al., 2003) in collaborazione con la Fondazione Mattei, evidenzia la pericolosità presente nelle piane costiere particolarmente depresse in seguito alle opere di bonifica realizzate. Attraverso l'elaborazione di un DEM e l'integrazione di diverse informazioni territoriali, tra cui geologia e uso del suolo, sono state determinate le aree che potenzialmente ricadranno sotto il livello del mare secondo due scenari di SLR: +17 e +35 cm rispettivamente per il 2050 e per il 2100. Il DEM elaborato ha permesso di estrarre le attuali isoipse 0 m, +17 cm e +35 cm, e di conseguenza individuare le aree che saranno inondate dal mare secondo gli scenari considerati.

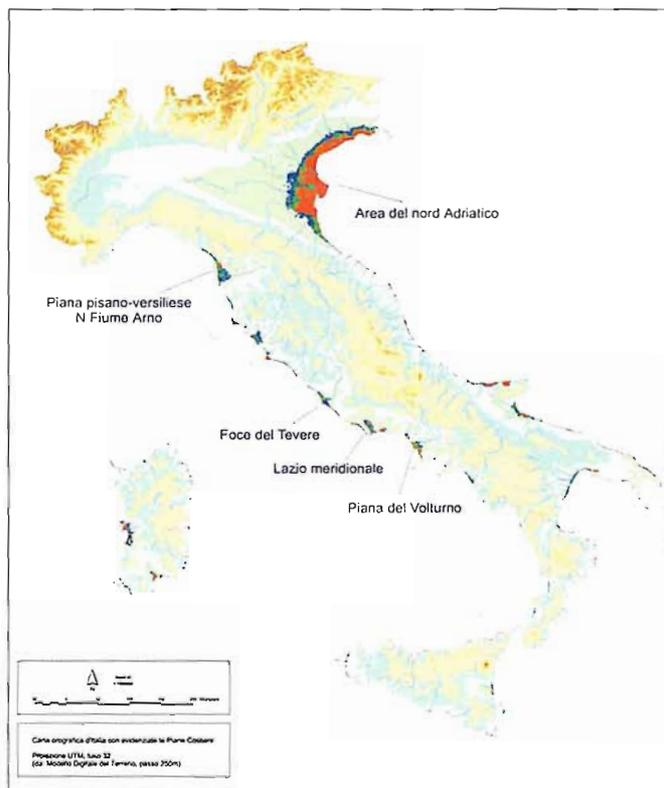


Figura 5 - Le principali aree vulnerabili al RSLR nello studio dell'ENEA-Ministero dell'Ambiente (ridisegnata da Antonioli e Leoni, 2001).

L'analisi ha indicato che le aree urbane potenzialmente sommerse saranno quattro volte maggiori rispetto a quelle attualmente sotto il livello del mare, e le aree agricole una volta e mezza. L'analisi economica per la valutazione del rischio mette in evidenza la buona adattabilità del sistema a questi cambiamenti fisiografici; Gambarelli e Gorla (2003) mettono infatti in risalto come l'attuale rete di bonifica idraulica, ben sviluppata ed efficiente, consentirebbe di avere *“costi incrementali assai minori al valore del danno potenziale”*.

Considerazioni Conclusive

La valutazione della vulnerabilità ai cambiamenti climatici e all'innalzamento del livello del mare dovrebbe essere inclusa nel più vasto contesto della gestione integrata della zona costiera, al fine di identificare le misure appropriate e le politiche capaci di eliminarne o mitigarne gli effetti dannosi. Le esperienze maturate a livello internazionale indicano che esistono comunque delle difficoltà sia nello sviluppo degli scenari di impatto, sia nell'analisi delle relative azioni di difesa da intraprendere

(Nicholls e Mimura, 1998). I maggiori ostacoli consistono: nella conoscenza incompleta dei principali processi riguardanti il RSLR e le loro interazioni; nella scarsa disponibilità di dati relativi alle attuali condizioni dei sistemi costieri; nella difficoltà di sviluppare degli scenari futuri a scala regionale e locale; nella mancanza di appropriate metodologie analitiche per alcuni specifici impatti da RSLR. Le valutazioni di vulnerabilità esistenti, fatte salve poche eccezioni, sono basate sulla previsione di un innalzamento del livello marino globale di circa 1 m rispetto all'attuale, applicato direttamente come livello del mare relativo (Nicholls, 1995; Nicholls e Mimura, 1998). Inoltre, vengono generalmente presi in considerazione gli effetti diretti dell'innalzamento del livello del mare, come inondazioni ed erosione, mentre vengono ignorati quelli legati ai processi dinamici del sistema costiero, che potrebbero generare anche adattamenti autonomi.

Un aspetto cruciale è che, per ottenere informazioni utili alla pianificazione delle misure di difesa e mitigazione, è importante che la stima della vulnerabilità sia realizzata a scala regionale o locale. Infatti, se i cambiamenti in corso nelle varie aree del pianeta sono simili, le intensità degli impatti generati potrebbero variare a seconda delle differenti caratteristiche di vulnerabilità specifiche di ogni settore; d'altro canto, realistiche proiezioni a scala locale dei cambiamenti climatici e dell'innalzamento del livello del mare sono difficilmente disponibili. Infine è da rimarcare che le previsioni dei cambiamenti fisiografici a lungo termine si basano sulle conoscenze disponibili attualmente, che per molte aree costiere raramente sono costituite da dati ad alta risoluzione (Stive e de Vriend, 1993; Nicholls, 1993). In teoria, se fossimo in grado di identificare quei processi responsabili del rischio, potremmo poter prendere provvedimenti per evitare o mitigare gli impatti associati al rischio stesso (Hennecke et al., 1997). In pratica questo approccio non è ancora efficacemente applicabile, in quanto il rischio è determinato da un'ampia combinazione di processi che, senza un'adeguata analisi, non ne consente una precisa rappresentazione tramite modelli matematici (de Vriend, 1991; Wadge et al., 1993; Cowell e Thom, 1994). Malgrado molti centri di ricerca stiano cercando di sopperire a queste lacune (Goodess e Palutikof, 1999), le simulazioni risultano tuttora eccessivamente complesse e le informazioni sulle variabili fisiche in gioco non sono sempre disponibili.

Bibliografia

- Antonioli F., Caiffa E., Gambarelli G., Gorla A. e Leoni G. (2003) - *Piana di Fondi: carta del rischio per la risalita del livello del mare*. In: La Risposta al Cambiamento Climatico in Italia, Ed. ENEA. Pp. 96.
- Antonioli F. e Leoni G. (2001) - Relazione tecnica per Min. Amb., Progetto 4.8. Risanamento del Territorio e delle acque, Linea 3b Pianure costiere italiane a rischio di allagamento del mare. Pp. 45.
- Caiffa E. e Leoni G. (2003) - *Contributo del GIS alla modellizzazione delle dinamiche territoriali*. Il caso studio della Piana di Fondi. In: La Risposta al Cambiamento Climatico in Italia, Ed. ENEA. Pp. 25-29.
- Bandarin F. (1994) - *The Venice project: a challenge for modern engineering*. Proc. Inst. Civ. Engrs Civ. Eng., 102: 163-174.
- Beniof R., Guil S. e Lee J. (1996) - *Vulnerability and adaptation assessment: An international handbook*. U.S. Country Studies Program. Environmental Science and Technology Library. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Bijlsma L., Ehler C.N., Klein R.J.T., Kulshrestha S.M., McLean R.F., Mimura N., Nicholls R.J., Nurse L.A., Pérez Nieto H., Stakhiv E.Z., Turner R.K. e Warrick R.A. (1996) - *Coastal Zones and Small Islands*. In: Watson R.T., Zinyowera M.C. e Moss R.H. (eds.) *Climate Change 1995: Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses - Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge. Pp. 289-324.
- Bondesan M., Castiglioni G.B., Elmi C., Gabbianelli G., Marocco R., Pirazzoli P.A. e Tomasin A.

- (1995) - *Coastal areas at risk from storm surges and sea-level rise in northeastern Italy*. Journal of Coastal Research, 11: 1354-1379.
- Burton I., Feenstra J.F., Smith J.B. e Tol R.S.J. (1998) - *UNEP Handbook on Methods for Climate Change Impact Assessment and Adaptation Studies*. Version 2.0, United Nations Environmental Programme and Institute for Environmental Studies, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- Camuffo D. (1993) - *Analysis of the sea surges at Venice from A.D. 782 to 1990*. Theoretical and Applied Climatology, 47: 1-14.
- Carbognin L., Gatto P. e Mozzi G. (1981) - *La riduzione altimetrica del territorio veneziano e sue cause*. Rapporto e studi dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Vol. VIII., pp. 55-83.
- Carbognin L., Marabini F. e Tosi L. (1995) - *Land Subsidence and Degradation of the Venice Littoral Zone*. Proceedings 6th Int. Symp. on Land Subsidence, The Hague, October 1995, IAHS Publ. 234, Balkema, Rotterdam. Pp. 391-402.
- Carbognin L. e Taroni G. (1996) - *Eustatismo a Venezia e a Trieste nell'ultimo secolo*. Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Tomo CLIV (1995-1996). Pp. 281-298.
- Carter T.R., Parry M.C., Nishioka S. e Harasawa H. (1994) - *Technical guidelines for assessing climate change impacts and adaptations*. Working Group II of the Intergovernmental Panel on Climate Change, University College, London and Centre for Global Environmental Research, Tsukuba.
- CENAS (1998) - *Coastline evolution of the upper Adriatic sea due to sea level rise and natural and anthropogenic land subsidence*. Gambolati G. (ed.), Kluwer Academic Pub., Dordrecht. Pp. 344.
- Church J.A., Gregory J.M., Huybrechts P., Kuhn M., Lambeck K., Nhuan M.T., Qin D. e Woodworth P.L. (2001) - *Changes in Sea Level*. In: Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P.J. e Xiaosu D. (eds.) *Climate Change 2001. The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge. Pp. 639-693.
- CO.RI.LA. (1999) - *Scenari di crescita del livello del mare per la Laguna di Venezia*. Co.Ri.La., 1: 1-40.
- Cowell P.J. e Thom B.G. (1994) - *Morphodynamics of coastal evolution*. In: Carter R.W.G. e Woodroffe C.D. (eds.), *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge University Press, pp. 33-86.
- CVN, Consorzio Venezia Nuova (1997) - *Interventi alle bocche lagunari per la regolazione dei flussi di marea: Studio di impatto ambientale (SIA) del progetto di massima*. Consorzio Venezia Nuova, Venezia, Italia, Aprile 1997.
- Dal Cin R. e Simeoni U. (1994) - *A model for determining the classification, vulnerability and risk in the southern coastal zone of the Marche (Italy)*. Journal of Coastal Research, 10: 18-29.
- Daniels R.C., Gornitz V.M., Mehta A.J., Lee S.C. e Cushman R.M. (1992) - *Adapting to Sea-Level Rise in the U.S. Southeast: the influence of built infrastructure and biophysical factors on the inundation of coastal area*. Oak Ridge National Laboratory.
- de Vriend H.J. (1991) - *Modelling in marine morphodynamics*. In: Arcilla A.S., Pastor M., Zienkiewicz O.C. e Schreffler B.A. (eds.), *Computer modelling in ocean engineering 1991*, A.A. Balkema, Rotterdam. Pp. 247-260.
- Flemming C.A. e Townend I.H. (1989) - *A coastal management database for East Anglia*. Coastal Zone 1989, Proc. 6th Symposium Coastal and Ocean Management, pp. 4092-4107.
- Forbes D.L. e Liverman D.G.E. (1996) - *Geological Indicators in the coastal zone*. In: Berger A. e Iams W. (eds.), *Geoindicators, assessing rapid environmental changes in earth system*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield. Pp. 175-192.
- Francia C. e Juhasz F. (1993) - *The lagoon of Venice, Italy*. In *Coastal zone management: selected case studies*, Organisation for Economic Co-operation and Development (OECD), Paris, France. Pp. 109-134.
- Gambarelli G. e Gorla A. (2003) - *Valutazione economica degli impatti attesi dei cambiamenti climatici e dell'adattamento: il caso italiano*. In: *La Risposta al Cambiamento Climatico in Italia*, Ed. ENEA. pp. 43-70.
- Gommes R., du Guerny J., Nachtergaele F. e Brinkman R. (1998) - *Potential impact of sea-level rise on population and agriculture*. FAO SD-Dimensions, Rome, Special, <http://www.fao.org/sd/eidirect/>

EIre0045.htm.

- Goodess C. e Palutikof J. (1999) - *Climate change scenarios for the Mediterranean: a basis for regional impact assessment*. Paper presented at "The impacts of climate change on the Mediterranean area: regional scenarios and vulnerability assessment", Venice, Italy, 9-10 December, 1999.
- Gornitz V.M. (1990) - *Vulnerability of the East coast, U.S.A. to future sea level rise*. Journal of Coastal Research, Special Issue, N. 9: 201-237.
- Gornitz V.M. (1991) - *Global coastal hazards from future sea level rise*. Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 89: 379-398.
- Gornitz V.M. e Kanciruk P. (1989) - *Assessment of global coastal hazards from sea-level rise*. In *Proceedings of Sixth Symposium on Coastal and Ocean Management*. ASCE, Coastal Zone 1989, Charleston, South Carolina. Pp. 1345-1359.
- Gornitz V.M., Daniels R.C., White T.W., e 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., Couch S. e Hartig E.K. (2002) - *Impacts of sea level rise in the New York city metropolitan area*. Global and Planetary Change, 32: 61-88.
- Hennecke W.G., Cowell P.J. e Thom B.G. (1997) - *GIS based modelling of sea-level rise impacts on food-tide deltas*. In: proceedings 7th Annual NSW Coastal Conference, Ballina, New South Wales: Ballina Shire Council. Pp. 399-408.
- Hoffman J.S. (1984) - *Estimates of future sea level rise*. In: M.G. Barth e J.G. Titus (eds.) *Greenhouse effect and Sea Level Rise*. Van Nostrand Reinhold, New York. Pp. 79-103.
- Hoozemans F.M.J., Marchand M. e Pennekamp H.A. (1993) - *A global vulnerability analysis, vulnerability assessment for population, coastal wetlands and rice production on a global scale*. Delft Hydraulics and Rijkswaterstaat, Delft and The Hague, The Netherlands, 1993.
- Huges P. e Brundrit G.B. (1992) - *An index to assess South Africa's vulnerability to sea-level rise*. South African Journal of Science, 88: 308-311.
- Huges P., Brundrit G.B. e Searson S. (1992) - *The vulnerability of Walvis Bay to rising sea level*. Journal of Coastal Research, 8: 868-881.
- IPCC CZMS (1992) - *Global Climate Change and the Rising Challenge of the Sea*. Report of the Coastal Zone Management Subgroup. IPCC Response Strategies Working Group, Rijkswaterstaat, the Hague.
- IPCC (1996) - *Climate Change 1995, the sciences of climate change*. In: Houghton J.T., Meira Filho L.G., Callander B.A., Harris N., Kattenberg A. e Maskell K. (eds.). *Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of IPCC*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC (2001) - *WGI Third Assessment Report. Summary for Policymakers, Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Ginevra, 13-16 Febbraio 2001.
- Jeftic L., Milliman J.D. e Sestini G. (1992) - *Climate change and the Mediterranean*. Edward Arnold, London, UK.
- Jeftic L. Keckes S. e Pernetta J.C. (1996) - *Climate change and the Mediterranean, volume 2*. Edward Arnold, London, UK.
- Kay R.C. e Hay J.E. (1993) - *A decision support approach to coastal vulnerability and resilience assessment: A tool for integrated coastal zone management*. In: R.F. McLean e N. Mimura (eds), *Vulnerability Assessment to Sea Level Rise and Coastal Zone Management*. Proceedings of the IPCC/WCC'93 Eastern Hemisphere workshop, Tsukuba, 3-6 August. Department of Environment, Sport and Territories, Canberra. Pp. 213-225.
- Klein R.J.T. e Nicholls R.J. (1998) - *Coastal zones*. In: *Handbook on Methods for Climate Change Impact Assessment and Adaptation Strategies*, J.F. Feenstra, I. Burton, J.B. Smith e R.S.J. Tol (eds.), Version 2.0, United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya and Institute for Environmental Studies, Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands. 7: 1-16.
- Klein R.J.T. e Nicholls R.J. (1999) - *Assessment of coastal vulnerability to sea-level rise*. Ambio, 28: 182-187.

- Leatherman S.P. e Yohe G. (1996) - *Coastal impact and adaptation assessment*. In: Benioff R., Guill S. e Lee J. (eds.), *Vulnerability and Adaptation Assessments - An International Handbook Version 1.1*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. Pp. 63-76.
- Nicholls R.J. (1993) - *Coastal evolution and accelerated sea-level rise*. In: List J. (ed.), *Large Scale Coastal Behavior Conference*. U. S. Geological Survey, Reston, VA, United States. Pp. 137-140.
- Nicholls R.J. (1995) - *Synthesis of Vulnerability Analysis Studies*. In: WCC'93, *Preparing to Meet the Coastal Challenges of the 21st Century*. Proceedings, World Coast Conference, Noordwijk, Nov. 1993, Rijkswaterstaat, The Hague. Pp. 181-216.
- Nicholls R.J., Leatherman S.P. (1995) - *The Implications of Accelerated Sea-Level Rise for Developing Countries: a Discussion*. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 14: 303-323.
- Nicholls R.J., Leatherman S.P., Dennis K.C. e Volonté C.R. (1995) - *Impacts and responses to sea-level rise: qualitative and quantitative assessments*. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 14: 26-43.
- Nicholls R.J. e Hoozemans F.M.J. (1996) - *The Mediterranean: vulnerability to coastal implication of climate change*. *Ocean and Coastal Management*, 31 (2-3): 105-132.
- Nicholls R.J. e Mimura N. (1998) - *Regional issues raised by sea-level rise and their policy implications*. *Climate research*, 11: 5-18.
- Otter H.S., van der Veen A. e de Vriend H.J. (1996) - *A methodology for the analysis of the effects of a sea level rise on the socio-economy of the Med-Deltas*. In: Capobianco M. (ed), *Impact of Climatic Change on North-western Mediterranean Deltas - Volume II: The Present and the Future Report of the final MEDDELTA workshop*, Venice, 2-6 October. Tecnomare S.p.A., Venice, 3:(1-17).
- Parry M.L e Carter T.R. (1998) - *Climatic impact and adaptation assessment - a guide to the IPCC approach*. Earthscan Publications, London.
- Pirazzoli P.A. (1991) - *Possible defenses against a sea-level rise in the Venice area, Italy*. *Journal of Coastal Research*, 7: 231-248.
- Sestini G. (1992) - *Implications of climatic changes for the Po delta and the Venice lagoon*. In: Jetic L., Milliman J.D. e Sestini G. (eds.) *Climate change and the Mediterranean*, Edward Arnold, London, UK. Pp. 428-494.
- Smith J.B. e Tirpak D.A. (1989) - *The potential effects of global climate change on the United States*. Washington, DC: U.S. Environmental Protection Agency.
- Stive M.J.F. e de Vriend H.J. (1993) - *Shoreface profile evolution on the time scale of sea-level rise*. In: List J. (ed.), *Large Scale Coastal Behavior Conference*. U.S. Geological Survey, Reston, VA, United States. Pp. 189-192.
- SURVAS website: <http://www.survas.mdx.ac.uk>
- Titus J.G., Park R.A., Leatherman S., Weggel R., Greene M.S., Treehan M., Brown S., Gaunt C. e Yohe G. (1991) - *Greenhouse Effect and Sea Level Rise: The Cost of Holding Back the Sea*. *Coastal Management*, 19: 171-204.
- Vittorini (1991) - *La diminuzione del trasporto torbido nei fiumi italiani tra il periodo prebellico e quello attuale*. *Geogr. Fis. Din. Quat.* 14(2): 251-258.
- Wadge G., Wislocki A.P., e Pearson E.J. (1993) - *Spatial analysis in GIS for natural Hazard assessment*. In: Goodchild M.F., Parks B.O. e Steyaert L.T. (eds.), *Environmental modelling and GIS*, Oxford University Press, pp. 332-338.
- Yamada K., Nunn P.D., Mimura N., Machida S. e Yamamoto M. (1995) - *Methodology for the assessment of vulnerability of South Pacific island countries to sea-level rise and climate change*. *Journal of Global Environment Engineering*, 1: 101-125.
- Young R.S., Bush D.M., Pilkey O.H. e Neal W.J. (1996) - *Evaluating shoreline change and associated risk from coastal hazard: an inexpensive qualitative approach*. In: Berger A.R. e Iams W.J. (eds): *Geoindicators: assesing rapid environmental changes in earth system*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield. Pp. 193-206.

Manoscritto ricevuto il 5/7/2003, accettato il 30/11/2003.

Caratteri geologici ed evoluzione paleogeografica della pianura versiliese

Saverio Devoti, Marco Fulvio Nisi, Sergio Silenzi

ICRAM - Istituto Centrale Ricerca Applicata al Mare,
Via di Casalotti 300 - 00166 Roma

Riassunto

La previsione dei possibili cambiamenti geografici di un territorio costiero, indotti da cambiamenti locali e globali quali le variazioni del livello del mare e la subsidenza, necessita di uno studio a carattere multidisciplinare sia sugli aspetti fisici sia sul ruolo esercitato dall'uomo nell'alterazione degli equilibri naturali.

E' stata pertanto eseguita un'approfondita ricerca ed analisi critica sulle fonti di dati storici, archeologici, geografici, geologici e geomorfologici al fine di ricostruire gli eventi che hanno scandito l'evoluzione della pianura versiliese durante il tardo Quaternario.

La comprensione dei rapporti passati tra oscillazioni del clima, movimenti verticali del suolo, sviluppo delle attività dell'uomo e modificazioni del territorio, fornisce una chiave interpretativa sui possibili cambiamenti futuri innescati da analoghe forzanti.

Parole-chiave: pianura versiliese, evoluzione paleomorfologica, Quaternario recente.

Abstract

In a coastal area, the prediction of the possible geographic changes, induced by local and global variations such as sea level changes and subsidence, requires a multidisciplinary study on both the physical aspects and on the role played by human action in the alteration of the natural equilibrium.

Therefore, in order to reconstruct the events that dictated the evolution of the Versilian Plain during late Quaternary, an in-depth research and critical analysis was carried out on historical, geographic, geological and geomorphological data sources.

The understanding of the past relationships between climate, vertical soil movements, development of anthropic activities and changes in the territory provides an interpretation key on the possible future changes triggered by similar parameters.

Key-words: *Versilian Plain, palaeomorphology evolution, late Quaternary.*

Ubicazione e caratteri fisiografici

L'area investigata nel corso del presente lavoro (Fig. 1) è situata lungo la fascia costiera della Toscana settentrionale che comprende la Pianura della Versilia (o "Bassa Versilia" propriamente detta) e il margine settentrionale della Pianura di Pisa; data la continuità tra le due pianure, il loro confine, posto in coincidenza del Fosso della Bufalina, riveste un ruolo esclusivamente amministrativo, separando i settori litoranei delle due province di Pisa e Lucca.

I limiti settentrionale e meridionale dell'area, estesa per circa 200 km², sono costituiti dai tratti termi-

nali del Cinquale e del Fiume Serchio rispettivamente; i limiti occidentali ed orientali sono marcati dal Mare Tirreno e dall'allineamento della dorsale occidentale delle Alpi Apuane-Monti d'Oltre Serchio (Fig. 2-4).

I territori comunali che ricadono, interamente o in parte, in tale area sono quelli di Forte dei Marmi, Seravezza, Pietrasanta, Camaiore, Lucca, Massarosa, Montignoso, Viareggio, Vecchiano e San Giuliano Terme. Il settore occupato dai comuni di Camaiore e Pietrasanta e, verso mare, il tratto che va dalla foce del Cinquale all'abitato di Viareggio, sono tra i più urbanizzati della costa Toscana; solo la zona a sud di Viareggio (Marina di Vecchiano), è caratterizzata dall'assenza d'antropizzazione e pressoché inalterata nelle sue caratteristiche naturali.

Il crinale costiero delle Alpi Apuane e dei Monti d'Oltre Serchio, diretto circa NW-SE, raggiunge quote elevate nei settori settentrionali (900-1000 m) e progressivamente meno pronunciate verso sud (200-400m), delimitando la piana con versanti molto acclivi (pendenza media 22 %) o tramite blande conoidi alluvionali e/o di deiezione talora coalescenti (pendenza media 1,1%). A causa dell'entità delle precipitazioni, che raggiungono in media i 1600 mm/anno (Baldacci et al., 1993) e della forte energia del rilievo dei singoli bacini imbriferi, caratterizzati da tempi di corrivazione molto brevi, la Pianura versiliese è esposta ad un elevato rischio idraulico benché il reticolo idrografico che afferisce alla piana dreni un'area estesa solo qualche centinaio di km².

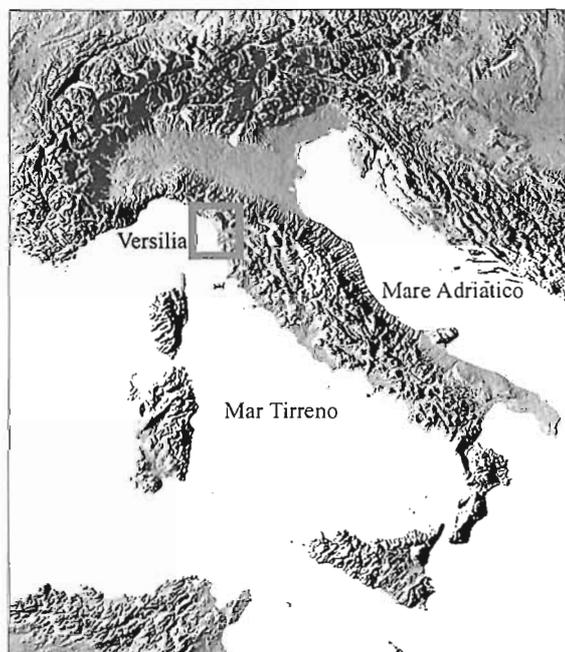


Figura 1 - Ubicazione geografica della Pianura versiliese.

A parte il fiume Frigido, ed ovviamente i Fiumi Serchio e Magra, sono pochi i corsi d'acqua ad avere una portata liquida e un carico solido apprezzabile, e che non risentano eccessivamente delle variazioni pluviometriche stagionali (torrenti Versilia, Cinquale; fossi Camaiore, Motrone; canale di Viareggio); questi attraversano la piana quasi in linea retta dopo aver raccolto le acque che giungono dai solchi vallivi principali delle Alpi Apuane, paralleli tra loro e diretti generalmente NE-SW, subordinatamente N-S.

Numerosi sono invece i canali e i fossi che drenano le zone più depresse del settore e che collegano i frequenti specchi d'acqua salmastra naturali e/o artificiali, spesso stagionali, con il mare. L'intensità e il verso del flusso di questi canali, interamente arginati e rettificati, sono regolati da un complesso sistema di chiuse e scolmatori (Gandolfi e Paganelli, 1975; Cavazza, 1994). Il margine meridionale

dell'area è caratterizzato dalla presenza della foce e del tratto terminale del Fiume Serchio, che entra nella Pianura di Pisa nei pressi dell'abitato di Avane, scorre per qualche chilometro in direzione N-S, e si dirige verso il mare in corrispondenza di Vecchiano compiendo tre ampie anse su una lunghezza lineare di 11 km.

La Pianura, nel tratto indagato, presenta un'estensione trasversale media di circa 6,5 km, e si presenta nel complesso omogenea, attestata generalmente su quote di poco superiori o inferiori allo zero e debolmente inclinata verso mare (pendenza media 0,13%). Scendendo nel dettaglio si possono individuare, a partire dalla costa, quattro diverse fasce fisiografiche abbastanza continue e parallele tra loro: una spiaggia sabbiosa, una serie di cordoni dunari, un settore depresso e una serie di conoidi alluvionali che poggiano sulla dorsale montuosa.

La costa versiliese è caratterizzata dalla presenza di una spiaggia piatta e sabbiosa di notevole sviluppo, che riveste una grande importanza sia dal punto di vista turistico che da quello paesaggistico, culturale e ambientale. La spiaggia è larga da qualche decina di metri (a nord di Forte dei Marmi) fino ad un massimo di circa 700 m (a sud di Viareggio); la sua falcatura presenta una graduale variazione di orientamento, da circa NW-SE presso Marina di Massa a circa N-S in corrispondenza del Fiume Serchio. Le correnti di deriva causano un drift costiero, sia distale sia prossimale, diretto da nord verso sud fra il Fiume Magra e il Cinquale, da sud a nord tra l'Arno e Viareggio (Cavazza et al., 1985) (Fig. 2).

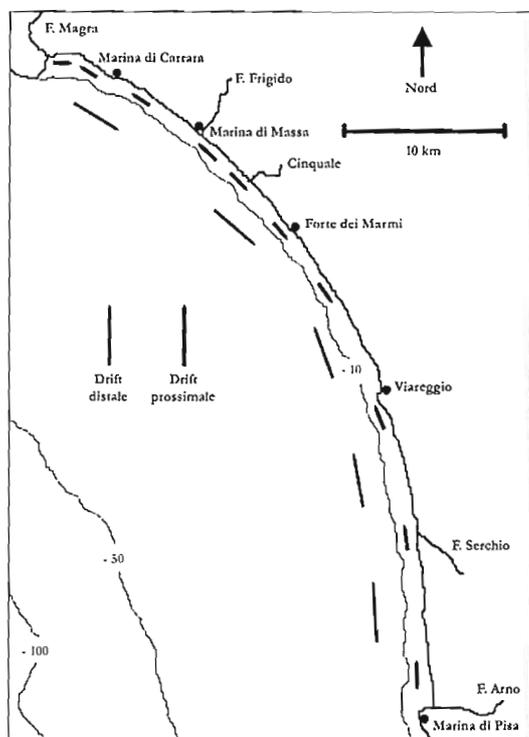


Figura 2 - Il trasporto litoraneo lungo la costa della toscana settentrionale.

Secondo Aiello et al. (1975) l'alimentazione e l'equilibrio della spiaggia versiliese dipende principalmente dal drift distale, ricevendo materiali provenienti dal Fiume Magra (a nord) e dai fiumi Arno e Serchio (a sud); questo apporto solido è comunque di limitata entità a causa della regimazione di tutti i corsi d'acqua della zona (Gandolfi e Paganelli, 1975). Le stime più recenti relative al trasporto solido lungo riva (Regione Toscana e PIN, 1998) sono riportate nella Tabella 1.

La zona di retrospiaggia è caratterizzata, esclusivamente a sud del porto di Viareggio, dallo sviluppo di un cordone dunare largo una trentina di metri e alto da 3 a 5 metri, interessato da una copertura floristica a vegetazione psammofila pioniera tra cui spiccano alcune specie endemiche come *Centaurea aplolepa*.

Tabella 1 - Stima del trasporto solido netto lungo la riva versiliese.

Località	Trasporto solido netto (m ³ /anno)
Cinquale	-270.000
Marina di Pietrasanta	-351.000
Viareggio (nord)	+102.000
Viareggio (sud)	+60.000

A nord di Viareggio i cordoni sono stati smantellati dall'espansione urbana per far posto a passeggiate lungomare o ad insediamenti turistici; dell'originario cordone rimane una piccolissima porzione, peraltro di modesta altezza (1-1,5 metri), presso Forte dei Marmi.

La spiaggia sommersa è caratterizzata da un profilo trasversale generalmente concavo ma reso irregolare per la presenza, fino all'isobata dei -6 m (circa 500 m dalla riva), di barre discontinue e segmenti di cordoni sabbiosi (Federici, 1996; Cipriani et al., 2001).

Tale morfologia causa una forte variabilità nella pendenza dei fondali; i valori medi passano da circa 1,61% fra la battigia e l'isobata dei 5 metri di profondità, a circa 0,71% fra i 5 e i 10 metri. In particolare, nel settore compreso tra Forte dei Marmi e Viareggio, il valore medio calcolato su profili reali, è di circa 1,2° fra la battigia e l'isobata -10 m (Benetti, 2000).

Nelle fasce batimetriche non direttamente interessate da opere di difesa e/o strutture costiere, le differenze di pendenza della spiaggia sommersa nei vari segmenti litoranei si riducono e talvolta si invertono: fondali molto ripidi oltre l'isobata 5 metri si hanno ad esempio fra Marina di Pietrasanta e il Cinquale, ossia in corrispondenza della zona di convergenza dei drift litoranei. Generalmente, comunque, in tutti i settori downdrift rispetto alle opere aggettanti si verifica una brusca caduta di pendenza, probabilmente connessa all'arretramento della linea di riva.

Lungo tutta la fascia litoranea della piana, immediatamente alle spalle della spiaggia, si rinviene una serie di cordoni dunari relitti, in parte smantellati dall'intensa urbanizzazione della zona.

Questi presentano uno sviluppo parallelo alla linea di riva, si attestano su quote medie di 2 m (con punte massime di circa 4 m), e risultano in parte ricoperti da estese selve mesofile costiere a *Quercus robur* e pinete a *Pinus pinea*. L'estensione trasversale di questo settore passa da 2 km circa presso Torre del Lago a poche decine di metri oltre il fiume Frigido; numerosi reperti paleontologici e/o archeologici rinvenuti in corrispondenza dei tomboli più interni recano tracce di frequentazione umana fin dall'VIII secolo a.C.

Alle spalle dei cordoni relitti è presente una zona depressa, caratterizzata da quote comprese tra +1 e -3 m; tale fascia risulta discontinua e poco estesa nel settore settentrionale della piana (Palude di Porta), uniforme e larga circa 1 km da Viareggio fino al Bacino di Massaciuccoli.

Il Bacino di Massaciuccoli, parte del parco naturale di Massaciuccoli-Migliarino-San Rossore, costituisce un'area palustre, frequentata dall'uomo fin dal Neolitico (Caselli, 1981); si estende per circa 12.100 ha tra il Fosso Camaiole a nord e il Fiume Serchio a sud e comprende la criptodepressione del Lago di Massaciuccoli (Fig. 3), unico relitto dei frequenti specchi d'acqua salmastra e acquitrini che si rinvenivano lungo tutta la pianura fino al XVI secolo d.C. (Azzari, 1993).

Il lago, di origine tipicamente costiera, ha una superficie di 6,98 km² (Caporali e Palmerini, 1981), presenta un perimetro quadrilatero di 10.750 m con sponde basse e non definite sui lati est ed ovest; la sua profondità media è di circa 1,62 m (4,20 m vicino la sponda SW); il suo livello medio si attesta quasi sempre intorno a 0 m s.l.m., ma presenta frequenti oscillazioni, prevalentemente negative, dell'ordine del mezzo metro (con punte massime di 118 cm). Il lago di Massaciuccoli non presenta veri e propri emissari ed immissari che assicurino un ricambio delle acque e viene alimentato, sia per diretto scorrimento superficiale sia tramite falda, da un esiguo bacino idrogeologico. Il notevole deposito di materiale organico di origine vegetale sul fondo conduce all'eutrofizzazione delle sue acque con ec-

cessivo sviluppo del fitoplacton, riduzione dell'ossigeno disciolto, formazione di nitriti, ammoniaca, solfuri, metano e composti organici vari (Caporali e Palmerini, 1981).

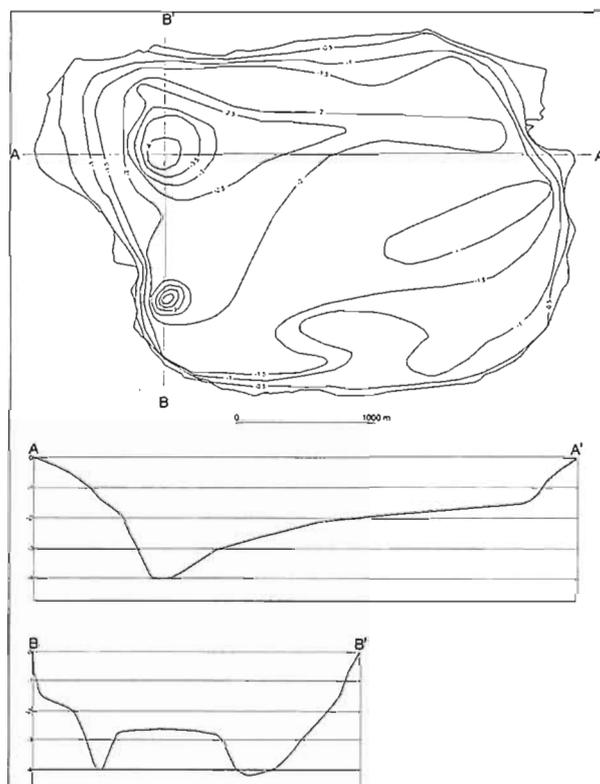


Figura 3 - Batimetria del Lago di Massaciuccoli.

L'attuale situazione fisico-morfologica del Bacino di Massaciuccoli deriva dagli interventi di bonifica attuati per facilitare gli insediamenti umani e l'esercizio dell'agricoltura (Federici, 1996). L'epoca delle bonifiche, iniziata verso la metà del 1700 con il prosciugamento di oltre mille ettari di terreni paludosi, ha avuto il suo massimo impulso intorno al 1920. Nell'arco di circa 70 anni, mediante sollevamento meccanico ad opera di numerose idrovore, sono stati drenati e messi a coltura circa 2800 ettari mentre il bacino perdeva gradualmente le sue caratteristiche originarie di "Zona Umida".

Nonostante ciò, le sponde del Bacino e le altre aree paludose delle Bassa Versilia sono ricoperte da una fitta vegetazione igrofila con canneti a *Phragmites australis* (Tomei e Pisana, 1994); in particolare sono segnalate da Tomei (1996), presso Torre del Lago, alcune specie "atlantiche" come *Hibiscus palustris*, relitto di una flora che popolava la regione durante le passate fasi climatiche "fredde". Al margine orientale della Pianura versiliese è presente una quarta fascia fisiografica, larga circa 1 km in corrispondenza del fiume Frigido e sempre più rastremata verso sud (dove scompare in corrispondenza del Bacino del Massaciuccoli), dove raggiunge quote medie di circa 6 m. Questa zona, caratterizzata da intensa antropizzazione soprattutto per lo sfruttamento agricolo, si raccorda ai bruschi rilievi apuani tramite falde di detrito o con le conoidi alluvionali e di deiezione.

Inquadramento geologico del bacino pisano-versiliese

L'attuale assetto geologico della Toscana nord-occidentale è il risultato di due fasi principali; la prima, caratterizzata da spinte compressive, conduce alla costruzione dell'edificio montuoso delle Alpi Apuane-Monti d'Oltre Serchio-Monte Pisano, la seconda, caratterizzata da una tettonica distensiva,

individua un bacino di sprofondamento a partire dal Miocene superiore, la cui porzione orientale è rappresentata dalla pianura della Versilia e dalla Pianura di Pisa. A questa fase tettonica tardo-neogenica sono riferibili le strutture riscontrabili nel sottosuolo della Pianura pisano-versiliese, rappresentate da una serie di faglie dirette (Della Rocca et al., 1987).

Il bacino, caratterizzato da un asse diretto NW-SE, presenta una conformazione triangolare con vertice presso Santo Stefano Magra e base lungo il bordo settentrionale delle Colline Pisane e del Terrazzo di Livorno. I limiti orientale ed occidentale sono rappresentati rispettivamente: dalle strutture distensive al piede dell'allineamento Alpi Apuane-Monti d'Oltre Serchio-Monte Pisano-Valli di Tora/Fine, e da un sistema di faglie subparallele a queste (con immersione opposta) che delimitano le strutture rialzate delle Secche della Meloria e di Maestra (Della Rocca et al., 1987).

L'entità dello sprofondamento tettonico del Bacino pisano-versiliese è rilevante (Figure 4 e 5): a nord di Viareggio il substrato si trova a circa 2000 m di profondità e, visto che le vicine Apuane si innalzano di circa 2000 m s.l.m., il rigetto che le rocce più antiche del Miocene superiore marcano su una distanza trasversale di circa 5 km, non dovrebbe essere inferiore a 4000 m (Mazzanti, 1995). Secondo dati desunti da varie prospezioni geosismiche, i depositi neogenici e quaternari che hanno colmato questa fossa tettonica raggiungono lo spessore di circa 2 km proprio in prossimità della costa pisano-versiliese (Fanucci e Firpo, 1981; Federici, 1987; Mazzanti, 1995).

La zona della Versilia, in particolare, sembra aver subito fenomeni di epirogenesi per tutto il Plio-Quaternario (Federici, 1973). In questo periodo il settore montano e pedemontano è stato coinvolto da movimenti positivi con fasi più intense prima del Pleistocene superiore (soprattutto nel Pleistocene inferiore e medio) ma proseguite fino all'inizio dell'ultima glaciazione (Venzo, 1968); la pianura, invece, ha continuato ad essere interessata, specie dal Pleistocene medio all'attuale, da movimenti negativi (Bartolini et al., 1982).

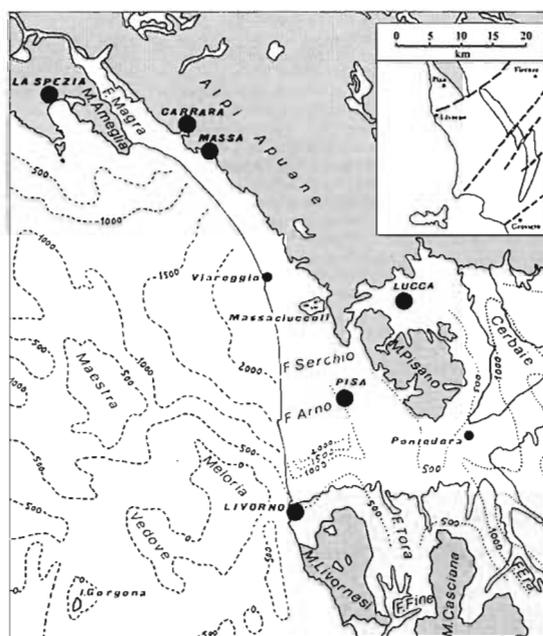


Figura 4 - Carta geologica schematica dell'area in studio: in grigio scuro gli affioramenti di rocce più antiche del Miocene superiore; in grigio chiaro i sedimenti neogenici e pleistocenici; in bianco i sedimenti olocenici e il mare; nel riquadro in alto la posizione della Dorsale Medio Toscana (da Della Rocca et al., 1987; Mazzanti e Rau, 1994). Sono inoltre riportate le isobate del tetto del substrato pre-miocenico: in mare rappresentate tramite tratteggio (Structural Model of Italy - scale 1:500.000), sul continente con il puntinato (Ghelardoni et al., 1968).

Nella Pianura versiliese, contemporaneamente alla subsidenza tettonica, avrebbe agito anche una notevole componente di subsidenza dovuta alla compattazione del grande spessore di depositi quaternari presenti (Mazzanti, 1995). Nel corso degli ultimi 100 anni cospicui fenomeni di "subsidenza antropica" sono stati registrati in vaste aree delle piana.

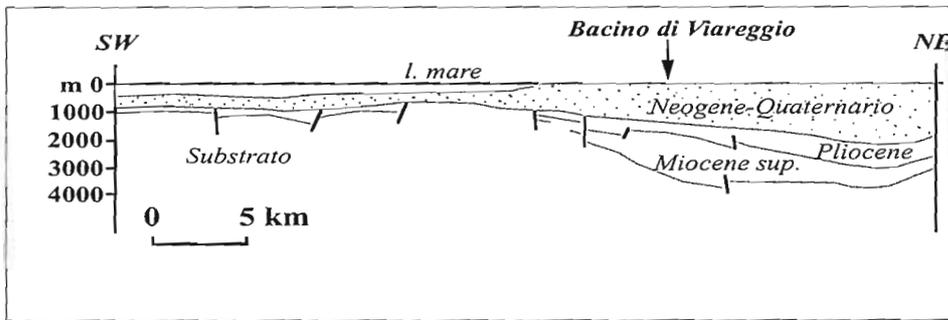


Figura 5 - Profilo sismico del fondale marino in corrispondenza di Viareggio: verso il largo una struttura a pilastro limita una profonda fossa tettonica riempita di sedimenti neogenici e quaternari (da Federici, 1983).

I terreni che costituiscono il Bacino pisano-versilese sono stati suddivisi in tre gruppi denominati substrato profondo, intermedio e superiore (Fancelli et al., 1986; Della Rocca et al., 1987):

- 1) Il substrato profondo comprende le formazioni rocciose antecedenti a quelle del Neoautoctono Toscano (Giannelli et al., 1981).
- 2) Il substrato intermedio comprende sedimenti depositi sotto la prevalente azione della subsidenza tettonica (Miocene sup.-Pleistocene inf.).
- 3) Il substrato superiore è caratterizzato da un apporto sedimentario controllato essenzialmente dalle variazioni eustatiche e dal regime dei carichi solidi fluviali (Pleistocene inferiore - Olocene).

La stratigrafia tardo-quaternaria della piana versilese è stata descritta da Federici (1993) sulla base delle osservazioni compiute su alcuni sondaggi (Figure 6 e 7) e alcune datazioni radiometriche effettuate su frammenti di legno, torba e gusci di molluschi.

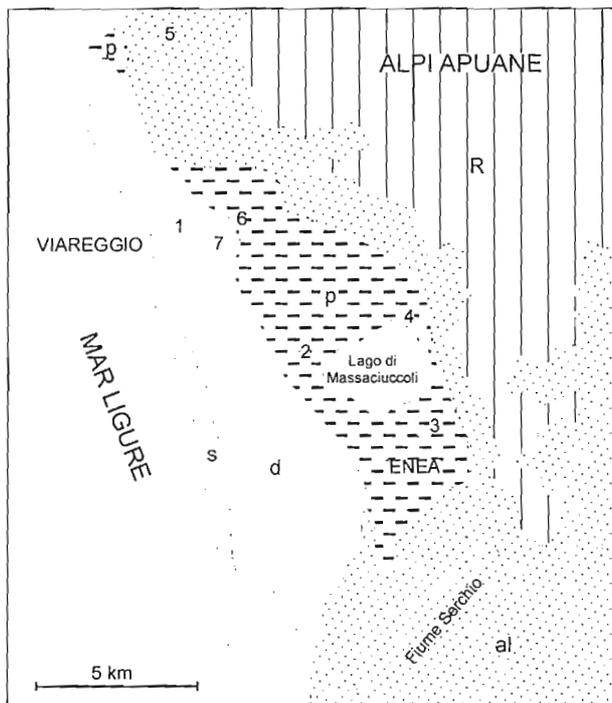


Figura 6 - Ubicazione dei principali sondaggi effettuati nel settore meridionale della Pianura versilese (da Federici, 1993, modificata). 1) Viareggio; 2) Villa Puccini; 3) La Costanza; 4) Ginori; 5) Pietrasanta; 6) Serrelle I; 7) Serrelle II. ENEA) Sondaggio geognostico Enea. Legenda: s) sedimenti della spiaggia attuale; al) sedimenti alluvionali; p) terreni palustri con torbe; d) eolianiti e sabbie silicee marine; R) morfostuttura delle Alpi Apuane.

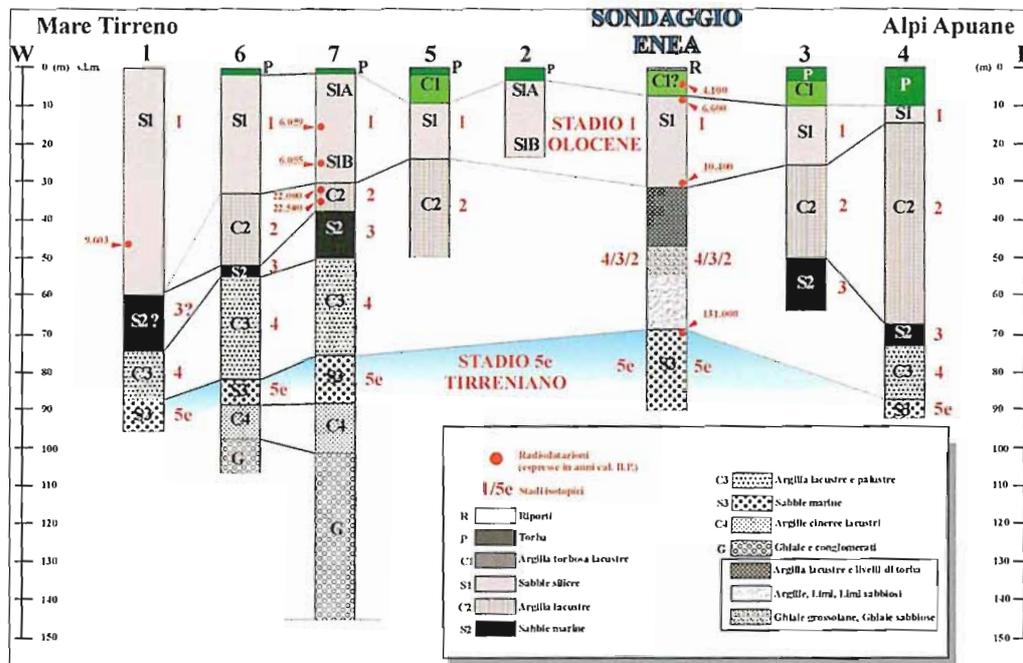


Figura 7 - Rappresentazione stratigrafica dei principali sondaggi effettuati nella Pianura versiliese con relativa ipotesi di correlazione (vedi in seguito).

La successione stratigrafica in questione è di seguito sintetizzata (dall'alto verso il basso):

P: Torba "attuale" con resti di associazioni di vertebrati e vegetali simili a quelli tuttora viventi.

C1: Argilla torbosa lacustre contenente pollini di *Abies*, *Picea* e *Pinus*, presente solo nei sondaggi spostati verso il limite orientale della pianura.

S1: Sabbia silicea potente fino a 50 m; presenta un decremento di spessore verso le Alpi Apuane. La porzione superiore (S1a) risulta più grossolana, con ciottoli vermiculati scolpiti dal vento; questa porzione viene interpretata come una linea di dune litorali oloceniche.

Lo strato inferiore (S1b) è caratterizzato da abbondante malacofauna (Blanc et al., 1953; Valli, 1980) tra cui *Thais haemastoma*, mollusco che si è sviluppato nel Mediterraneo durante il Tirreniano finale e all'inizio del "Versiliano".

Alcuni inclusi, sottoposti a radiodattazione (^{14}C), hanno consentito la collocazione cronologica del livello S1b: un frammento di *Pinus silvestris* rinvenuto alla profondità di -15 m, probabilmente fluitato dalle vicine Apuane, è stato datato 5.280 ± 50 anni B.P. (Federici, 1987); gusci di molluschi prelevati a -26 m e -47 m dal p.c. hanno fornito, rispettivamente, un'età di 5.646 ± 200 anni B.P. (Ferrara et al., 1961) e 8.940 ± 273 anni B.P. (Ferrara et al., 1959).

Le formazioni P, C1 e S1 sono state unificate in un unico intervallo olocenico da Mazzanti (1994), e rappresentano i terreni riscontrabili in affioramento nella pianura assieme ai depositi alluvionali attuali e recenti, ai terreni di colmata e alle conoidi alluvionali della zona pedemontana. I loro rapporti stratigrafici sono mostrati nella Figura 8 (punto 6). In particolare: il livello *a* (formazione S1b) passa verso terra, a conglomerati di cono di deiezione del livello *b* mentre è chiuso verso l'alto da depositi di lido con resti di frequentazione umana a partire dall'VIII sec. a.C. (livello *c*). Questi ultimi, verso l'interno, sbarrano i depositi delle formazioni C1 e P comprese nel livello *d*, mentre, verso il mare, passano a depositi in facies di spiaggia e di duna corrispondenti all'evoluzione del litorale fino all'attuale (livello *e*).

C2: Considerevole strato di argilla lacustre. Nel contenuto floristico si distinguono i generi *Abies*, *Picea excelsa*, *Pinus* e *Quercus*. In accordo con quanto già affermato da Blanc (1934) e Marchetti (1934), datazioni col ^{14}C , effettuate in alcuni livelli torbosi, indicherebbero età che vanno da 18.800 ± 400 a.

B.P. (Alessio et al., 1964) a 18.350 ± 350 a. B.P. (Broecker et al., 1956) e quindi attribuibili all'ultimo acme glaciale (Mazzanti, 1994).

S2: Esiguo spessore di sabbia e ghiaia fine di ambiente marino in cui sono state riscontrate tracce di *Vitis vinifera* (Blanc et al., 1953), attribuita da Federici (1993) al periodo temperato tra gli acmi di Würm II e III.

C3: Argille continentali lacustri con torba e molluschi terrestri e d'acqua riferite dall'Autore ad una regressione di circa 45.000 anni B.P. (Würm II).

S3: Sabbia marina con livelli ghiaiosi che, secondo Federici (1993), dovrebbe corrispondere ad una trasgressione di breve durata conseguente un'oscillazione climatica in senso temperato (Würm I-Würm II).

C4: Strato di argilla cinerea spesso una decina di metri e ricco in molluschi dulcicoli. La sua deposizione dovrebbe corrispondere alla formazione di un lago di sbarramento costiero dovuta all'attenuarsi delle condizioni di drastico trasporto solido fluviale della fase precedente (Federici e Mazzanti, 1994).

G: Potente formazione clastica con elementi grossolani mischiati ad argilla gialla e argille sabbiose. Federici (1987) attribuisce questi sedimenti ad una grande conoide posta al piede delle Alpi Apuane e formatasi durante la fase anaglaciale di Würm I.

In Tabella 2 sono sintetizzati i caratteri essenziali, le età radiometriche, i periodi climatici e i corrispondenti stadi isotopici (vedi Shackleton e Opdyke, 1976) relativi alle formazioni suesposte secondo quanto riportato dallo stato dell'arte.

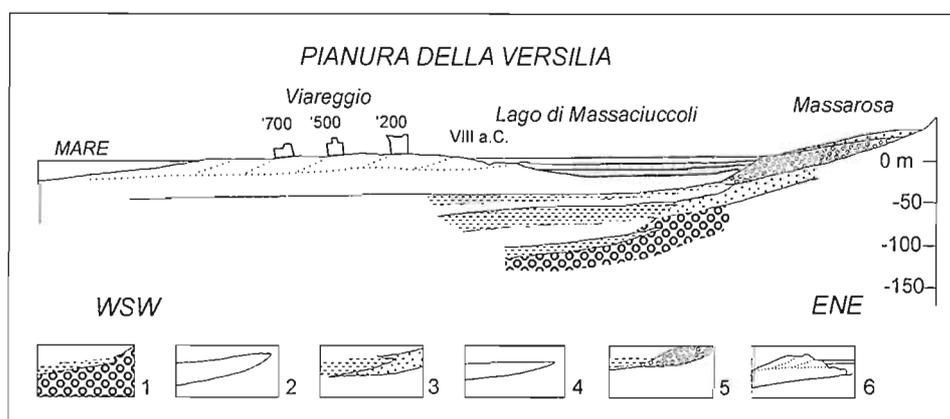


Figura 8 - Sezione geologica schematica (non in scala) perpendicolare al litorale versiliese nel settore compreso tra Viareggio e Massarosa (da Federici e Mazzanti, 1994; Mazzanti, 1994). 1) Ghiaia e conglomerato, Argille cineree lacustri (Würm I); 2) Sabbie marine (Würm I - II); 3) Argille lacustri e salmastre in eteropia con Conglomerati di conoide di deiezione (Würm II); 4) Sabbie marine (Würm II - III); 5) Argille lacustri in eteropia con conglomerati di conoide di deiezione (Würm III); 6) Depositi olocenici.

Recentemente è stato effettuato dall'Enea un sondaggio geognostico nel settore centrale della piana versiliese che, attraverso indagini paleontologiche, geochimiche e stratigrafiche sulle carote estratte ha consentito di effettuare una dettagliata ricostruzione cronostatigrafica della successione sedimentaria tardo-quadernaria (Antonoli et al., 2000; Nisi, 1999). La perforazione ha intercettato un'alternanza di depositi torbosi, sabbie marine e argille continentali (vedi Nisi et al., questo volume). Su campioni di torba, legno, carbone, gusci di molluschi e coralliti prelevati nei depositi del sondaggio sono state effettuate un totale di 19 datazioni radiometriche (^{14}C tradizionale, AMS, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$). A partire dalla base delle sabbie marine della porzione superiore del sondaggio fino alle torbe superficiali (da -34 m a -1 m s.l.m.) sono state effettuate 16 datazioni che hanno restituito età calibrate (secondo Stuiver e Reimer, 1993 e Stuiver et al., 1998) comprese tra 10.568 e 2.128 anni B.P. (stadio isotopico 1); le datazioni effettuate nel livello di sabbie più profondo (da -90 m a -68 m s.l.m.) hanno mostrato età di

132.000 ± 15.000 e 129.000 ± 15.000 anni B.P. rispettivamente (sottostadio isotopico 5e). Da questi dati, scaturisce un'ipotesi di ricostruzione paleogeografica e di revisione cronostratigrafica relativa ai terreni attraversati, dove le evidenze emerse dai sondaggi "storici" (Federici 1993) vengono correlati con quelli del sondaggio ENEA (Tab. 3 e Fig. 7). Da tale ricostruzione si evince che:

- le formazioni P, C1 e S1 rientrano nello stadio isotopico 1; in particolare la formazione S1, corrispondente alle Sabbie silicee, rappresenta l'ingressione marina olocenica;
- i depositi continentali C2, sovrastanti la formazione S2 sarebbero riconducibili allo stadio 2;
- la formazione di Sabbie marine S2 è stata attribuita per estrapolazione allo stadio 3 anche se non è stata riscontrata nel sondaggio ENEA;
- la formazione continentale C3 è stata attribuita allo stadio 4; nel sondaggio ENEA non è stato possibile discriminare tali depositi da quelli relativi allo stadio 2;
- la formazione di Sabbie marine S3 è stata attribuita al MIS 5.5 (Tirreniano) e non più ad un'età approssimativa di 100-80 ka B.P. (interglaciale Würm I - II di Federici, 1993);
- i sottostanti depositi continentali argillosi e ghiaiosi (C4 e G) intercettati dai sondaggi 6 e 7 della Figura 7 rappresenterebbero pertanto depositi pre-tirreniani.

Tabella 2 - Attribuzione cronologica e principali caratteri delle litofacies relative alla successione sedimentaria tardo quaternaria della Pianura versiliese riconosciuta da vari Autori.

Formazioni	Ambienti	Datazioni (¹⁴ c)	Periodi	Stadi isotopici
(P) Torba	Palustre	---	Sub Atlantico	1
(C1) Argilla torbosa	Lacustre	---	Sub Boreale	
(S1a) Sabbia silicea	Eolico	---	Atlantico ↑ Lascaux	
(S1b) Sabbia silicea	Marino	5.280 ± 50 a.B.P. 5.646 ± 220 a.B.P. 8.940 ± 273 a.B.P.		
(C2) Argilla e Torba	Lacustre	18.350 ± 350 a.B.P. 18.800 ± 400 a.B.P.	Würm III	2
(S2) Sabbia	Marino	---	Würm II - III	3
(C3) Argilla torbosa	Lacustre	---	Würm II	4
(S3) Sabbia e Ghiaia	Marino	---	Würm I - II	
(C4) Argilla cinerea	Lacustre	---	Würm I	
(G) Ghiaia e Congl.	Continentale	---		

Tabella 3 - Schema cronologico riassuntivo dei depositi della successione sedimentaria tardo quaternaria della Versilia secondo la nuova ipotesi proposta da Antonioli et al. (2000) e Nisi (1999).

Formazioni	Ambienti	Stadi Isotopici
P Torba	Palustre	1
C1 Argilla torbosa	Lagunare, lacustre e palustre	
S1 Sabbia silicea	Marino	
C2 Argilla	Lacustre, fluviale	4/(3?)/2
S2 Sabbia	Marino	
C3 Argilla	Lacustre, fluviale	5.5
S3 Sabbia	Marino	?
C4 Argilla cinerea	Lacustre	
G Ghiaia e Conglomerati	Fluviale	

Evoluzione paleogeografica

L'evoluzione paleogeografica della pianura pisano-versiliese si esplica essenzialmente a partire dal Miocene superiore, età in cui sono ormai concluse le fasi orogenetiche parossistiche. Sul margine occidentale della catena appenninica iniziano le fasi distensive (Mazzanti e Rau, 1994); si vanno così formando i bacini e le fosse tettoniche delle fasi "neoautoctone" nelle quali si depongono i sedimenti dei cicli neogenici e quaternari, lacustri prima e marini poi.

Il Pliocene inferiore e medio vede la massima estensione del dominio marino in tutta la Toscana Marittima. Durante questo lasso di tempo il Bacino pisano-versiliese conobbe il suo massimo sviluppo. Il mare pliocenico, attestandosi al piede delle Apuane, interessò tutta l'area costiera in esame. Durante il Pliocene superiore un'ampia fase di continentalizzazione, conseguente ad un periodo glaciale, avrebbe interessato il settore (Dallan e Salvatorini, 1967): l'attuale Pianura pisano-versiliese faceva parte di un'ampia regione emersa che si estendeva fino alla Corsica e alla Sardegna (Della Rocca et al., 1987). Il Pleistocene inferiore vede lo sviluppo della trasgressione "santerniana", collegata alla formazione di nuovi bacini di sprofondamento, che portò il mare ad invadere di nuovo le pianure costiere; la linea di riva raggiungeva nuovamente il piede occidentale delle Alpi Apuane in Versilia e si insinuava in un profondo golfo marino (il *Sinus pisanus*) bagnando il piede meridionale e occidentale del Monte Pisano (Lazzarotto et al., 1990; Mazzanti, 1995). Il Pleistocene inferiore si chiude con l'esaurirsi di questo ennesimo ciclo e con la comparsa di lembi di terre emerse ad occidente del litorale attuale.

Secondo Lazzarotto et al. (1990) il mare lambì episodicamente il margine occidentale apuano anche durante il Pleistocene medio e superiore; la massima ingressione si ebbe durante il Tirreniano (MIS 5.5 -125 ka B.P.) quando il livello del mare raggiunse, a scala globale, la quota di $+7\pm 1$ m rispetto all'attuale; in questa fase la linea di riva doveva trovarsi molto prossima al piede delle Apuane (Lazzarotto et al., 1990).

La fine del Pleistocene superiore coincide con l'ultima glaciazione; la conseguente regressione marina generava un ambiente in continua evoluzione con il susseguirsi di conoidi alluvionali, cordoni litoranei delimitanti laghi costieri e aree paludose, la cui esistenza è testimoniata dalle argille e torbe di ambiente lacustre rinvenute nei sondaggi effettuati nella zona.

Il ristabilirsi delle condizioni climatiche interglaciali durante l'Olocene, e lo sviluppo della trasgressione "versiliana", hanno determinato la definitiva costruzione della Pianura versiliese a seguito delle azioni combinate della risalita del livello del mare, dell'apporto sedimentario dei corsi d'acqua afferenti alla piana e, in epoca storica, dell'azione dell'uomo (Della Rocca et al., 1987). Questa ingressione marina in Versilia sembra aver raggiunto il piede dei conoidi di deiezione pleistocenici, come testimoniano le sabbie di ambiente litorale e di duna incontrate in affioramento e nei sondaggi.

In particolare, da circa 9.400 anni B.P. a circa 6.300 anni B.P., tutta la piana versiliese avrebbe subito la fase più intensa dell'ingressione; questa fase avrebbe determinato una paleogeografia caratterizzata da una serie di golfi e lagune separati dal mare aperto da barre sommerse o cordoni litorali interrotti da più canali (Nisi, 1999). Proprio intorno a 6.300 anni B.P. la trasgressione olocenica sembra aver raggiunto la sua maggiore estensione nell'entroterra pisano-versiliese, fino a un massimo di 9 km dalla costa attuale, che avrebbe portato il mare a lambire ancora i rilievi apuani (Sestini, 1957; Nisi, 1999).

E' ipotizzabile che da 6.300 anni B.P., in relazione alla ridotta velocità di risalita eustatica, la pianura abbia subito sempre meno la diretta influenza delle acque marine a causa dell'emersione permanente di un cordone litoraneo; le tappe della successiva evoluzione paleogeografica vedono prima l'impostarsi di una laguna retrodunare, successivamente di specchi d'acqua lacustre in piccoli bacini isolati (come il Lago relitto di Massaciucoli), e infine di paludi e stagni che sopravvivono fino ai tempi della bonifica determinando cospicui accumuli di depositi organici (Mazzanti et al., 1990; Nisi, 1999).

La chiusura della sedimentazione lagunare nella Piana della Versilia sembra collocabile intorno a 4.600-4.200 anni B.P. in base alla datazione di gusci di *C. glaucum* ubicati appena al di sotto di un

livello di sabbie limose fortemente ossidate, rintracciabile in vaste aree della pianura (Nisi, 1999). A partire da questo momento, e fino all'VIII-I secolo a.C. circa, la costa pisano-versiliese sembra essere stata caratterizzata da una sostanziale stabilità.

Le prime tracce di frequentazione umana del litorale in epoca storica risalgono proprio all'VIII secolo a.C. (Età del Bronzo) e rappresentano, quindi, le più antiche documentazioni archeologiche indicanti con una certa precisione l'andamento dell'antica linea di riva (Fig. 9: siti 15, 18, 19, 20, 24).

Al I secolo a.C. risale invece la documentazione dell'esistenza di uno scalo portuale presso la località di S. Piero a Grado e della posizione della città di Pisa presso la paleo-confluenza tra il Serchio e l'Arno (Strabone, Γεωγραφικά., 5.2.5) confermata da analisi aerofotogrammetriche (Della Rocca et al., 1987). Maggiori lacune rimangono sulle vicende e la situazione di questi territori durante la decadenza e la fine del dominio di Roma.

Durante lo sviluppo dei Comuni (secoli XI-XIV) si registrò un forte impulso nella deforestazione, nel prosciugamento di aree palustri e nell'esecuzione di importanti opere idrauliche con conseguente regressione marina (Fig. 9). Rientra in questo quadro la canalizzazione e la deviazione di un ramo del Serchio ad occidente della città di Lucca, verso Ripafratta, allo scopo di diminuire gli apporti idrici al Lago di Bientina che dava luogo a frequenti esondazioni (Targioni Tozzetti, 1761).

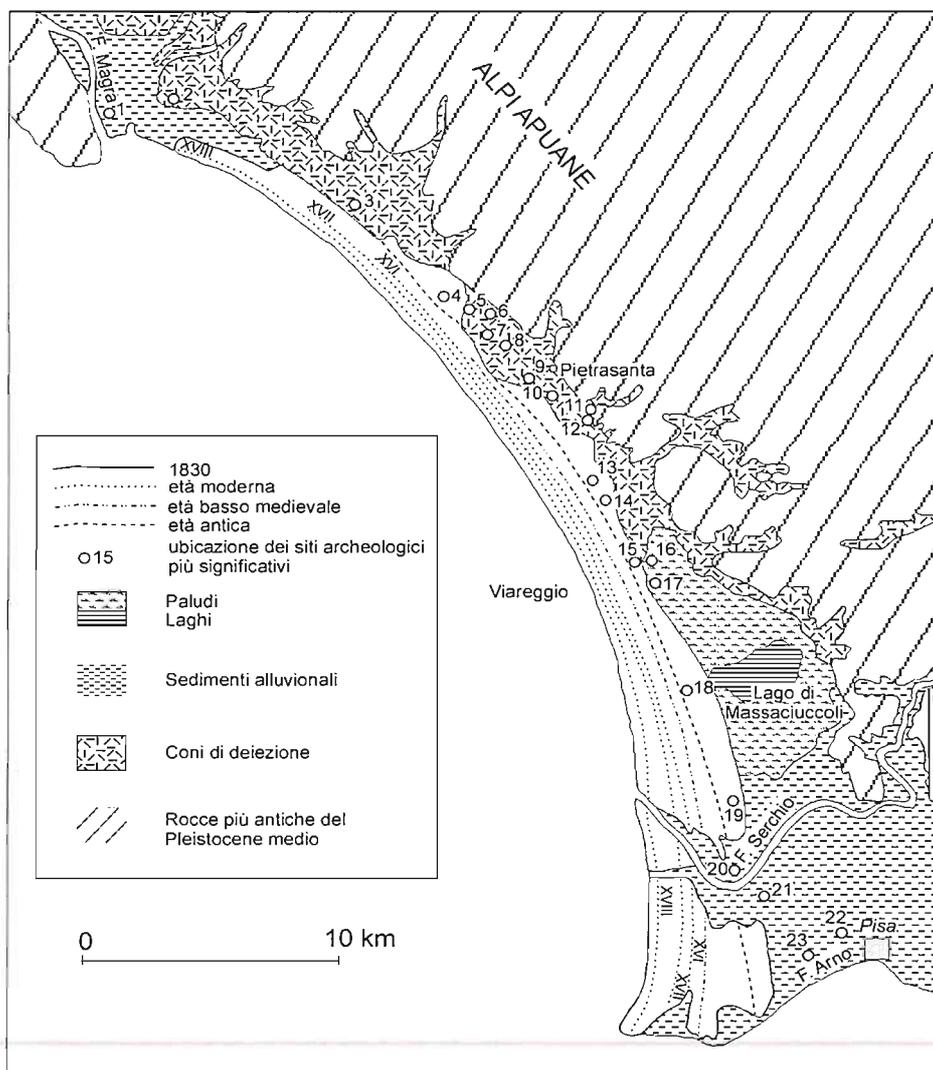


Figura 9 - Le antiche linee di riva tra Livorno e Bocca di Magra in relazione ai siti archeologici più significativi (da Mazzanti, 1994).

Agli inizi del XVI secolo risalgono le corografie di Leonardo da Vinci, dove la linea di riva della Pianura di Pisa risulta individuata in quattro punti: Cittadella di Livorno, Bocca d'Arno, Bocca di Fiume Morto, Bocca di Serchio. Il quadro d'insieme che si trae da queste rappresentazioni è indicativo di una situazione idraulica abbastanza disordinata, che doveva risentire dell'abbandono legato all'assedio di Pisa e alla guerra con Firenze prima che, con il definitivo avvento della Signoria dei Medici, si tornasse a provvedere alla manutenzione delle opere (Caleca e Mazzanti, 1982).

Dalle carte di Leonardo si nota come la foce del Serchio fosse volta verso ovest e che il fiume non aveva ancora costruito l'ultimo tratto di pianura che oggi percorre con direzione SE-NW; si notano, infine, le torri all'imboccatura del porto pisano ancora completamente circondate dal mare (come rimasero fino a parte del XIX secolo) e le cosiddette "paduli", lame d'acqua litoranee allungate parallelamente al litorale e sbarrate da cordoni di dune (Caleca e Mazzanti, 1982).

A partire dalla seconda metà del '500 furono quindi eseguite notevoli opere idrauliche che si tradussero in un nuovo generale avanzamento del litorale pisano-versiliese. Ne sono esempi i tagli dei meandri del Serchio, dell'Arno presso Bientina e il "taglio ferdinando" della Bocca d'Arno, deviata verso NW nell'ultimo tratto (circa 2 km) in modo da evitare che le mareggiate ne impedissero il deflusso in mare, causando allagamenti ai sobborghi di Pisa (Ceccarelli Lemut et al., 1994).

All'insediamento in Toscana della Casa d'Asburgo-Lorena, con l'incoronazione di Pietro Leopoldo nel 1765, furono eseguiti i primi rimboschimenti e prese il via una fase di "bonifica integrale" del territorio (Azzari e Rombai, 1991), come il drenaggio dei canali interni della Versilia, la regolazione del livello del Lago di Massaciuccoli e degli acquitrini ad esso contermini (Azzari, 1993).

Secondo Mazzanti (1994) queste sistemazioni testimoniano l'inizio di un diverso modo di operare nei bacini imbriferi che sottendono il litorale pisano-versiliese causando, nei soli duecento anni a cavallo dei secoli XVI e XVIII, un ripascimento maggiore rispetto a quello registrato nei mille anni precedenti, anche per l'incremento del trasporto solido fluviale dovuto agli effetti dell'aumento generalizzato dell'erosione.

L'ulteriore progradazione del litorale risulta ben registrata dai rilievi del Catasto Ferdinando-Leopoldino che sono serviti alla redazione della prima carta geometricamente esatta della Toscana, redatta da Giò Inghirami nel 1830, dalla quale è stata tratta una delle linee di riva di Figura 9. Dall'analisi di questa rappresentazione si evince come il litorale pisano-versiliese abbia subito un'avanzamento a partire dal VIII secolo a.C., che ha raggiunto l'estensione di circa 7 km presso la Bocca d'Arno. Questo accrescimento è durato fino circa al 1850 sviluppandosi con accelerazioni diverse. Secondo Galletti Fancelli (1978) l'accrescimento della pianura si sarebbe realizzato tramite il giustapporsi di lunghi tomboli e cordoni dunari a partire dalla foce dell'Arno, secondo una disposizione geometrica a forma di triangolo isoscele con il vertice ubicato presso Bocca d'Arno. Gli allineamenti di dune hanno scandito le tappe della progradazione del litorale verso ovest a partire dall'VIII secolo a.C.: i cordoni principali sono stati attribuiti ad un intervallo di tempo che va dal IV-III secolo a.C. al XVIII secolo d.C. (Federici, 1996). Tra un cordone e l'altro è rimasta spesso una zona depressa (lama), invasa dalle acque salmastre e localmente comunicante con il mare, il cui riempimento è da considerarsi legato soprattutto alle colmate artificiali (Barsotti et al., 1974). Un'ulteriore causa di progradazione sarebbe imputabile al forte incremento dei materiali d'erosione di trasporto fluviale dovuto, in prevalenza, alle attività dell'uomo (Mazzanti, 1994).

Intorno all'anno 1899 si è registrata l'entrata in erosione del settore circostante la foce dell'Arno a causa del minor trasporto solido da parte dei corsi d'acqua e, quindi, un'inversione della tendenza generale all'accrescimento del litorale (Fig. 9).

Quest'ultimo fenomeno sarebbe stato favorito da molteplici fattori (Mazzanti, 1994):

- 1) la diminuzione delle precipitazioni atmosferiche, dovute al termine della "piccola età glaciale" considerata conclusa nell'anno 1850;
- 2) l'estensione dell'agricoltura nelle località montane e nelle pianure costiere e fluviali più depresse

con tecniche adatte a contenere l'erosione dei suoli;

3) il prosciugamento delle zone umide con la sottrazione dei materiali torbidi fluviali al rifornimento delle spiagge;

4) le opere di difesa degli abitati costieri.

A causa di un sempre crescente impatto antropico (urbanizzazione, smantellamento della duna, costruzione di opere marittime, modifica dei corsi d'acqua, estrazione di materiali per l'edilizia, ecc.), la spiaggia versiliese ha conosciuto, negli ultimi decenni, fasi alterne di erosione e di avanzamento, con tassi anche maggiori di 3 metri per anno (vedi Nisi et al., questo volume)

Conclusioni

E' stata realizzata una sintesi sulle conoscenze sull'evoluzione paleogeografica della pianura versiliese dal Pleistocene inferiore all'epoca storica.

L'area del bacino versiliese è rappresentata da una successione di sedimenti clastico-carbonatici, continentali e marini, della potenza massima di circa 2000 m. Tali sedimenti sono stati messi in posto, a partire dal Miocene superiore, inizialmente sotto l'azione prevalente di una subsidenza tettonica che ha agito su un substrato alloctono intensamente deformato e, successivamente, dall'equilibrio tra cicli eustatici, neotettonica, variazioni climatiche e apporti sedimentari.

Attualmente il bacino è soggetto all'influenza dei sedimenti pedemontani trasportati dai torrenti e controllato da una debole subsidenza.

La correlazione fra sondaggi noti in letteratura ha permesso di definire la presenza di sedimenti correlabili a più cicli sedimentari, datando l'inizio della trasgressione olocenica a 10.6 ka BP; inoltre, le ricostruzioni paleoambientali hanno messo in evidenza una paleomorfologia costiera piuttosto articolata che ha influenzato la definitiva costruzione della pianura durante i primi millenni dell'Olocene. La successiva evoluzione paleogeografica, collegata alla diminuzione dei tassi di risalita eustatica tardo-olocenica, permette l'emersione di un cordone litoraneo e l'impostazione di un cordone retrodunare che chiude bacini lacustri, stagni e paludi.

La costituzione delle zone umide caratterizza il peculiare sistema costiero versiliese sino ai tempi delle opere idrauliche (iniziate nel XVII secolo) che hanno portato alla bonifica di buona parte degli specchi d'acqua presenti.

La presenza di ecosistemi peculiari (zone umide, delta fluviali, ecc.) unitamente alle infrastrutture turistiche, industriali ed abitative rendono la pianura versiliese un territorio particolarmente sensibile a future variazioni del livello marino.

Bibliografia

- Aiello E., Bartolini C., Caputo C., D'Alessandro L., Fanucci F., Fierro G., Gnaccolini M., La Monica G.B., Lupia Palmieri E., Picazzo M. e Pranzini E. (1975) - *Il trasporto litoraneo lungo la costa toscana tra la foce del fiume Magra ed i monti dell'Uccellina*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1519-1571.
- Alessio M., Bella F. e Cortesi C. (1964) - *University of Rome Carbon 14 dates II*. Radiocarbon, 6: 77-90.
- Antonioli F., Improta S., Nisi M.F., Puglisi C. e Verrubbi V. (2000) - *Nuovi dati sulla trasgressione marina olocenica e la subsidenza della pianura versiliese (Toscana Nord-Occidentale)*. Regione Emilia-Romagna, Atti del Convegno "Le Pianure: Conoscenza e Salvaguardia. Il contributo delle scienze della terra", 8/10 Novembre 1999. Pp. 214-218.
- Azzari M. (1993) - *Tra mare e monte. Paesaggi della costa a nord dell'Arno*. In: "Paesaggi della costa toscana", Regione Toscana Ed. Pp. 131-149.
- Azzari M. e Rombai L. (1991) - *Quadri paesaggistici delle regioni collinari - La gestione del territorio fra Sette e Ottocento*. In: "Paesaggi delle colline toscane", Regione Toscana Ed. Pp. 37-51.
- Baldacci F., Cecchini S., Lopane G. e Raggi G. (1993) - *Le risorse idriche del Bacino del Fiume Serchio*

- ed il loro contributo all'alimentazione dei bacini idrografici adiacenti. Mem. Soc. Geol. It., 49: 365-391.
- Barsotti G., Federici P.R., Gianelli L., Mazzanti R. e Salvatorini G. (1974) - *Studio del Quaternario livornese, con particolare riferimento alla stratigrafia ed alle faune delle formazioni del bacino di carenaggio della Torre del Fanale*. Mem. Soc. Geol. It., 13: 425-495.
- Bartolini C., Bernini M., Carloni G. C., Costantini A., Federici P. R., Gasperi G., Lazzarotto A., Marchetti G., Mazzanti R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P. L., Castaldini D. e Francavilla F. (1982) - *Carta Neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., 101: 523-549.
- Benetti S. (2000) - *Studi morfologici ed evolutivi della fascia costiera della Versilia (Toscana) come indicatori nella valutazione della vulnerabilità*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Bologna, A.A. 1999/2000.
- Blanc A.C. (1934) - *Formazioni pleistoceniche nel sottosuolo della Versilia (nota preliminare)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 43: 129-143.
- Blanc A.C., Settepassi E. e Tongiorgi E. (1953) - *Excursion au Lac de Massaciuccoli*. IV Congr. Int. INQUA. Pp. 31-42.
- Broecker W.S., Kulp J.L. e Tucek C.S. (1956) - *Lamont natural radiocarbon measurements III*. Science, 124: 154-165.
- Caleca A. e Mazzanti R. (1982) - *Le carte del Valdarno inferiore e della Toscana marittima di Leonardo da Vinci: sintesi di un territorio agli inizi del XVI secolo*. Boll. Soc. Geol. It., 11: 691-719.
- Caporali F. e Palmerini M. (1981) - *Indagini sulle zone umide della Toscana. XV. Il contributo dell'agricoltura al processo di eutrofizzazione del Lago di Massaciuccoli (Lucca, Pisa)*. In: "Il Bacino del Massaciuccoli II". Consorzio Idraulico II Categoria, Canali Navigabili Burlamacca, Malfante, Venti e Quindici. Pp. 1-13.
- Caselli R. (1981) - *Indagini sulle zone umide della Toscana. XVII. Le industrie neolitiche ed eneolitiche del lago di Massaciuccoli*. In: "Il Bacino del Massaciuccoli II". Consorzio Idraulico II Categoria, Canali Navigabili Burlamacca, Malfante, Venti e Quindici. Pp. 33-37.
- Cavazza S. (1994) - *Capitolo Dodicesimo. L'idrologia attuale. La natura e i molteplici interventi umani*. In: "La pianura di Pisa e i rilievi contermini, la Natura e la Storia", pp. 431-461.
- Cavazza S., Celestre P., Gandolfi G., Mazzanti R., Megale P. G., Milano V., Paganelli L. e Palla B. (1985) - *Foglio 104 Pisa*. In: "Atlante delle Spiagge Italiane. Dinamismo-Tendenza evolutiva-Opere umane". Progetto finanziato Difesa del Suolo, Sottoprogetto Dinamica dei Litorali, C.N.R., Firenze.
- Ceccarelli Lemut M.L., Mazzanti R. e Morelli P. (1994) - *Il contributo delle fonti storiche alla conoscenza della geomorfologia*. In: "La Pianura di Pisa e rilievi contermini. La natura e la storia", Mem. Soc. Geogr. It., 50: 401-429.
- Cipriani L.E., Ferri S., Iannotta P., Paolieri F. e Pranzini E. (2001) - *Morfologia e dinamica dei sedimenti del litorale della Toscana settentrionale*. Studi Costieri, 4: 119-150.
- Dallan L. e Salvatorini G. (1967) - *Biostratigrafia del Pliocene della Toscana Marittima*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. serie A, 74: 570-578.
- Della Rocca B., Mazzanti R. e Pranzini E. (1987) - *Studio geomorfologico della Pianura di Pisa*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10: 56-84.
- Fancelli R., Grifoni R., Mazzanti R., Menchelli S., Nencini C., Pasquinucci M., e Tozzi C. (1986) - *Il contesto geomorfologico - Evoluzione della Pianura di Pisa*. In "Terre e Paduli: Reperti, documenti, immagini per la storia di Coltano". Pp. 35-42.
- Fanucci F. e Firpo M. (1981) - *Application de la sismique reflection à l'étude de la marge continental de la Mer Ligure: quelques exemples*. Boll. Geof. Teor. Appl., 23: 145-157.
- Federici P.R. (1973) - *La tettonica recente dell'Appennino: 1 - Il bacino villafranchiano di Sarzana e il*

- suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a NW delle Alpi Apuane. Boll. Soc. Geol. It., 92: 287-301.
- Federici P.R. (1983) - *Lineamenti geografici e morfologici*. In: "Guida al Parco Migliarino-San Rossore-Massaciuccoli". Nistri e Lischi Ed. Pp. 3-17.
- Federici P.R. (1987) - *Stato attuale delle conoscenze geomorfologiche e geologiche del bacino di Massaciuccoli in Versilia (Toscana)*. Il bacino di Massaciuccoli, 3: 27-52.
- Federici P.R. (1993) - *The Versilian transgression of the Versilia area (Tuscany, Italy) in the light of drillings and radiometric data*. Mem. Soc. Geol. It., 49: 217-225.
- Federici P.R. (1996) - *Il Parco Migliarino-San Rossore-Massaciuccoli. Introduzione all'ambiente fisico*. Ente Parco Regionale Migliarino-San Rossore-Massaciuccoli. Pisa. In: "San Rossore: un territorio, un grande valore ambientale". Pp. 7-10.
- Federici P.R. e Mazzanti R. (1994) - *Note sulle pianure costiere della Toscana. Aspetti fisici e problemi ambientali delle pianure italiane*. Mem. Soc. Geogr. It., 53: 165-270.
- Ferrara G., Reinharz M., e Tongiorgi E. (1959) - *Carbon 14 dating in Pisa I*. Radiocarbon, 1: 25-32.
- Ferrara G., Fornaca Rinaldi G. e Tongiorgi E. (1961) - *Carbon 14 dating in Pisa II*. Radiocarbon, 3: 99-104.
- Galletti Fancelli M.L. (1978) - *Ricerche sulla subsidenza della pianura pisana. Analisi polliniche di sedimenti quaternari della pianura costiera tra Pisa e Livorno*. Boll. Soc. Geol. It., 97: 197-245.
- Gandolfi G. e Paganelli L. (1975) - *Il litorale pisano-versiliese (area campione alto Tirreno) composizione provenienza e dispersione delle sabbie*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1273-1295.
- Ghelardoni R., Giannini E. e Nardi R. (1968) - *Ricostruzione paleogeografica dei bacini neogenici e quaternari nella bassa Valle dell'Arno sulla base dei sondaggi e dei rilievi sismici*. Mem. Soc. Geol. It., 7: 91-106.
- Ghezzi G. (1986) - *Aspetti idrogeologici: interconnessioni tra acque superficiali acque sotterranee ed acque marine*. Atti Conv. Ord. Ing. Su Parco Nat. Migliarino-San Rossore-Massaciuccoli. Pp. 43-49.
- Giannelli L., Mazzanti R., Mazzei R. e Salvatorini G. (1982) - *I sedimenti del Pliocene e del Pleistocene inferiore della zona compresa fra Ripabella e Bibbona (Province di Pisa e Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., 100: 111-123.
- Lazarotto A., Mazzanti R. e Nencini C. (1990) - *Geologia e morfologia dei Comuni di Livorno e Collesalvetti*. Suppl. n°2 ai Quad. Mus. Stor. Nat. di Livorno, 11: 1-85.
- Marchetti M. (1934) - *Una torba glaciale nel lago di Massaciuccoli*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 43: 143-150.
- Mazzanti R. (1994) - *L'influenza della tettonica, delle oscillazioni climatiche e dell'impatto antropico nella costruzione del litorale versiliese-pisano*. L'evoluzione e la dinamica del litorale prospiciente i bacini dell'Arno e del Serchio e i problemi di erosione della costa. Centro di Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino del C.N.R. Pp. 25-54.
- Mazzanti R. (1995) - *Revisione e aggiornamento sui movimenti tettonici deducibili dalle dislocazioni nei sedimenti pleistocenici ed olocenici della Toscana costiera*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1995/1. Pp. 509-521.
- Mazzanti R. (1997) - *La Toscana marittima durante il Pleistocene e l'Olocene: schema stratigrafico e morfologico*. Il Paleolitico e il Mesolitico della Toscana, Ralli editore, Poggibonsi.
- Mazzanti R., Paribeni E., Storti S., Vaggioli M.A. (1990) - *La pianura versiliese nel contesto geomorfologico*. Etruscorum ante quam Ligurum. La Versilia tra il VII e il III secolo a.C. Pp. 33-43.
- Mazzanti R. e Rau A. (1994) - *Capitolo Primo: La Geologia*. In: "La pianura di Pisa e i rilievi contermini, la Natura e la Storia.". Pp. 31-87.
- Nisi M.F. (1999) - *Eustatismo ed evoluzione paleogeografica tardo quaternaria del litorale pisano-versiliese nel settore compreso tra Antignano e Viareggio*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università degli

- Studi di Roma "La Sapienza", A.A. 1998/1999. Pp.240.
- Regione Toscana e PIN (1998) - *Studio generale del litorale compreso fra Marina di Massa e Tirrenia*. Regione Toscana Ed.
- Servizio Geologico d'Italia - Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato, (1978). *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:500.000*.
- Sestini A. (1957) - *Un'antica ripa marina nella pianura costiera apuana*. Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 57: 1-5.
- Shackleton N. J. e Opdyke N.D. (1976) - *Oxygen and Carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project Hole 552A: Plio-Pleistocene glacial history*. Initial Reports Deep Sea Drilling Project, U.S. Govern. Print Off. Washington, 81: 599-609.
- Strabone, I sec. d.C. - Γεωγραφικά. 5: 2-5.
- Stuiver M. e Reimer P.J. (1993) - *Radiocarbon calibration data*. Radiocarbon, 35: 215-230.
- Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J., Burr G.S., Hughen K., Kromer B., McCormac G., Van Der Plicht J. e Spurk M. (1998) - *Intcal 98 Radiocarbon age calibration, 24.000-0 cal B.P.* Radiocarbon, 40: 1041-1083.
- Targioni Tozzetti G. (1761) - *Ragionamento [...] dell'insalubrità dell'aria della Valdinievole*. Firenze.
- Tomei P.E. (1996) - *Emergenze floristiche e vegetazionali delle selve costiere a San Rossore*. In: "San Rossore: un territorio, un grande valore ambientale", Ente Parco Regionale Migliarino-San Rossore-Massaciuccoli. Pp. 11-19.
- Tomei P. E. e Pisana L. (1994) - *Cenni sul popolamento floristico e sul paesaggio vegetale*. In: "La pianura di Pisa e i rilievi contermini, la Natura e la Storia." Pp. 31-87.
- Valli S. (1980) - *Indagini sulle zone umide della Toscana VIII. Il giacimento malacologico del padule di Massaciuccoli*. In: "Il bacino del Massaciuccoli I". Consorzio Idraulico di II categoria, Pacini Mariotti Ed. Pp. 51-61.
- Venzo S. (1968) - *Gruppo di ricerca per la Geologia dell'Appennino settentrionale e della Toscana*. Relazione generale sull'attività nel 1965-66. Sez. V Parma. Ric. Sc., 38: 34-42.

Manoscritto ricevuto il 5/7/2003, accettato il 30/11/2003.

Acquisizione di dati territoriali per la valutazione del Rischio da risalita del livello del mare in Versilia

Marco Fulvio Nisi¹, Saverio Devoti¹, Massimo Gabellini¹, Sergio Silenzi¹, Claudio Puglisi²,
Vladimiro Verrubbi²

¹ICRAM - Istituto Centrale per la Ricerca Scientifica e Tecnologica Applicata al Mare,
Via di Casalotti 300 - 00166 Roma. m.nisi@icram.org; paleoclima@icram.org.

²ENEA - Centro Ricerche Casaccia, Via Anguillarese 301 - 00060 S.M. Galeria, Roma.

Riassunto

Al fine di valutare la Pericolosità da risalita relativa del livello del mare nella pianura versiliese sono stati esaminati i dati territoriali relativi agli aspetti geologici, geomorfologici, di uso del suolo, idrologici ed idrogeologici.

I rilievi geologici e geomorfologici sono stati effettuati direttamente in campagna sia per mezzo di indagini di superficie sia attraverso l'esecuzione e/o l'analisi di sondaggi geognostici e di foto aeree.

Il rilevamento geologico è stato finalizzato alla determinazione delle caratteristiche litologiche dei depositi tardo-quadernari della pianura versiliese. A parte le formazioni dei Complessi Alloctoni Liguri, delle Unità Toscane e del Ciclo Neoautoctono Toscano (Trias-Pleistocene inferiore), che affiorano ai limiti dell'area in studio, nella pianura sono stati riconosciuti terreni che vanno dal Pleistocene superiore all'attuale. Questi sono costituiti da ghiaie e conglomerati di conoide, sabbie argille e limi di esondazione fluviale, sabbie ad elevato contenuto in quarzo di genesi marina e rimaneggiate in ambiente eolico, torbe palustri e lacustri, depositi golenali e sabbie della spiaggia attuale. I rapporti stratigrafici e geometrici tra questi terreni sono stati ricostruiti fino a una profondità massima di 180 m circa dal piano di campagna.

Il rilevamento geomorfologico è stato incentrato sia sulle morfologie indicatrici di dinamiche naturali connesse ai cambiamenti globali, sia su quelle morfologie indicatrici di potenziale instabilità del territorio. Sono state individuate cinque paleolinee di costa che, dall'entroterra verso mare, scandiscono le fasi di progradazione della pianura successivamente alla massima ingressione marina olocenica; sono stati cartografati tutti i principali paleocordoni dunari, i conoidi pedemontani, i paleomeadri, i gomiti di cattura fluviale, ecc.; sono state perimetrate le antiche lagune e gli stagni che hanno caratterizzato la piana fino ai tempi recenti; sono stati evidenziati alcuni elementi antropici in qualità di fattori morfogenetici; inoltre, sono stati analizzati dati sulla dinamica costiera e sull'evoluzione recente della linea di riva, sulle caratteristiche sedimentologiche dei fondali e sui parametri meteo-marini del settore. Le evidenze idrologiche, idrogeologiche e di uso del suolo scaturiscono prevalentemente dalla raccolta e dall'elaborazione di dati pregressi. Dall'analisi di varie cartografie tematiche sono state sintetizzate le macrounità di uso del suolo finalizzate alla redazione di una specifica Carta Uso Suolo per la valutazione della Suscettibilità e del Rischio. Questa elaborazione è stata resa necessaria dall'esigenza di considerare delle macrocategorie di copertura sia per l'analisi socio economica dell'area sia per la loro influenza sui fattori fisici (essenzialmente erodibilità e permeabilità dei terreni) potenzialmente responsabili di dissesti legati alla risalita del livello marino. L'analisi della cartografia storica ha evidenziato alcune modificazioni macroscopiche del paesaggio, sia di carattere naturale che antropico.

Lo studio idrologico ed idrogeologico è stato condotto attraverso l'acquisizione e l'elaborazione di

dati inerenti i caratteri generali degli acquiferi e dell'andamento del cuneo salino, che in alcuni settori della piana appare in progradazione; è stata inoltre effettuata la ricostruzione delle isofreatiche al fine di definire un valore di soggiacenza dell'acquifero superficiale critico per un'eventuale emersione della falda in condizioni di RSLR (vedi anche Nisi et al., questo volume). Infine è stata effettuata una zonazione delle aree colpite da fenomeni di ristagno di acque superficiali e da eventi alluvionali come, ad esempio, quello disastroso del 19 giugno 1996.

Parole chiave: rilevamento dati territoriali, pianura pisano-versiliese, rischio ingressione marina.

Abstract

With the aim to evaluate both Hazard and Risk caused by Relative Sea Level Rise (RSLR) in versilian coastal plain, territorial data, such as geological, geomorphological, Land Use, hydrological and hydrogeological aspects were examined.

The geological and geomorphological surveys were carried out directly on field, both through surface analyses and through the analysis of geognostic surveys and aerial photos. The geological survey was aimed at the determination of the lithological characteristics of the late Quaternary deposits in the Versilian plain.

Besides the formations of the Alloctonous Ligurian Complexes, of the Tuscan Units and of the Neo-Autoctonous Tuscan Cycle (Lower Trias-Pleistocene), which outcrop at the limits of the study area, it was possible to recognize lithologies whose origin ranges between the Upper Pleistocene to current times. These are composed of gravels and alluvial cone conglomerates, sands, alluvial clays and silts, marine sands with high quartz contents and reworked in eolic environment, palustrine lacustrine peats, marsh deposits and current beach sands. The stratigraphic and geometric relationships between these soils were reconstructed down to a maximum depth of ca 180 m from the land level.

The geomorphological survey was based both on the forms connected to natural dynamics due to global changes and to the forms indicating a potential instability of the territory. Five paleo-coastlines were identified; moving seawards, these paleo-coastlines illustrate the plain's progradation phases occurred after the maximum holocenic sea ingression; all the main paleo-dunes were mapped, as well as the alluvial cones at the foot of the mountains, the paleo-meanders, the evidence of river capture etc.; the ancient lagoons and ponds which characterized the plain up to recent times were pointed out; some anthropic elements linked to morphogenetic factors were identified; also, data on coastal dynamics and on the recent evolution of the coastline, on the sedimentological characteristics of the sea floors and on the meteomarine parameters were analyzed.

The hydrological and hydrogeological evidence, as well as that pertaining to Land Use, mainly originate from the collection and elaboration of previous data.

From the study of various thematic maps it was possible to identify and synthesize various land use macrounits, in order to create a specific zoning map for risk and susceptibility assessment. The necessity for this elaboration resulted from the need to consider the backing macrocategories both for the socio economical analysis of the area and for their influence on physical factors (essentially soil erodibility and permeability) that are potentially responsible for geological instability linked to sea level rise. The analysis of historical maps highlighted that some anthropic and natural macroscopic landscape modifications have occurred.

The hydrological and hydrogeological study was carried out through the acquisition and elaboration of data concerning the general characteristics of the aquifers and of the salt surface trend, which in some sectors of the plain appears to be in progradation; the reconstruction of the water table isolines was also carried out to define the surface aquifer's critical position value for a possible emersion of the water table in RSLR conditions (see also Nisi et al., this volume). Finally, it was necessary to create a zoning map of the areas that underwent phenomena like surface water stagnation and flooding events such as, for example, the disastrous flood of 19 June 1996.

Key-words: Versilian plain, territorial data, geological and geomorphological surveys.

Rilevamento Geologico

L'indagine geologica di campagna è stata eseguita tramite osservazioni sistematiche condotte lungo tutto il litorale pisano-versiliese. Questo territorio, a causa dell'assetto plano-altimetrico quasi costantemente pianeggiante e dell'elevato grado di urbanizzazione, risulta caratterizzato da un esiguo numero di sezioni osservabili, che raggiungono al massimo 5 m di profondità.

Parallelamente ai rilievi di campo sono stati ricercati ed analizzati i dati relativi a pozzi e sondaggi geognostici che hanno permesso di infittire quelli scaturiti dalle sezioni indagate e di spingere l'analisi a profondità variabili da pochi metri fino a circa 180 m.

L'integrazione delle osservazioni di campagna, condotte in scala 1:10.000, con i dati desunti dalle stratigrafie dei sondaggi, con gli elementi scaturiti dall'analisi geomorfologica e con i dati bibliografici ha consentito la redazione di una Carta Geolitologica alla scala 1:25.000 (vedi allegato cartografico). Nella legenda della carta, i depositi pleistocenici ed olocenici, marini e continentali, sono stati suddivisi secondo criteri paleoambientali, litologici e cronostratigrafici. Nel medesimo allegato cartografico vengono anche riportate le ubicazioni delle principali sezioni stratigrafiche e di alcuni sondaggi.

Dati di campagna

I depositi riconosciuti durante il rilevamento sono stati suddivisi in:

Sb: Substrato indifferenziato (Trias-Pleistocene inferiore). Nella Carta Geolitologica sono state cartografate come "Substrato indifferenziato" tutte quelle formazioni dei Complessi Alloctoni Liguri, delle Unità Toscane e del Ciclo Neoautoctono Toscano, comprese nell'intervallo di tempo che va dal Trias al Pleistocene inferiore; si tratta di terreni che affiorano in zone marginali all'area rilevata (Alpi Apuane, Monti d'Oltre Serchio) e non rappresentano elementi significativi per lo scopo che si prefigge il lavoro.

Cgs: Conglomerati, ghiaie e sabbie limose di conoide (Pleistocene sup.-Olocene). Questi sedimenti (vedi sezione 2 della Carta Geolitologica) formano i conoidi alluvionali che si rinvencono lungo tutta la fascia pedemontana della Pianura versiliese. Sono costituiti essenzialmente da: sabbie limose e argillose, sterili, da mediamente addensate a compatte, con frequenti ciottoli arrotondati (diametro medio 1-2 cm) e disposti in maniera caotica all'interno della matrice; ghiaia sabbiosa sterile, sciolta, caotica, con ciottoli eterogenei, poco arrotondati, di diametro medio di circa 3-5 cm. In questi depositi si osservano, localmente, dei corpi conglomeratici lenticolari debolmente cementati, spessi da 1,0 a 1,5 m; sono caratterizzati da elementi piuttosto evoluti, eterogenei (in netta prevalenza i ciottoli di arenaria, subordinati i clasti calcareo-marnosi) ed eterometrici (diametro medio circa 4-6 cm) immersi in matrice sabbiosa. Alcuni sondaggi effettuati intorno all'abitato di Massarosa (circa 2,5 km a nord del Lago di Massaciuccoli), che hanno raggiunto la profondità media di 40 m dal piano di campagna, indicano che la porzione più profonda dei conoidi sarebbe costituita da una successione di argille sabbiose con ghiaia, poggiante sopra un conglomerato fortemente cementato; questo conglomerato si rinviene in tutte le perforazioni profonde effettuate nella Pianura della Versilia (Formazione G di Federici, 1993). Secondo molti Autori le parti affioranti dei conoidi sono sicuramente oloceniche, mentre quelle più profonde sarebbero state costruite durante le fasi umide del clima sia nel Pleistocene superiore (a partire dallo stadio isotopico 4) che nell'Olocene.

Sr: Sabbie argillose di Le Rene (Pleistocene superiore - Olocene). Le Sabbie argillose di Le Rene rappresentano un sedimento di esondazione fluviale, ampiamente noto in letteratura, depositosi intorno ai corsi attuali dell'Arno e del Serchio e ai loro paleocorsi, come quelli individuati presso Le Rene e San Iacopo. Gli affioramenti di queste sabbie fluviali, la cui deposizione, secondo Della Rocca et al. (1987), sarebbe iniziata durante la "fase cataglaciale di Würm III" e proseguita nell'Olocene (stadi isotopici 2 e 1), corrispondono ad aree della pianura leggermente rilevate (2-3 m s.l.m.) rispetto a quelle occupate dalle torbe e dai sedimenti alluvionali più fini descritti in seguito.

Sd: Sabbie silicee eoliche e sabbie limose a *Helix aspersa* (Olocene). Si rinvencono lungo tutta la fascia

litoranea estesa per 3-5 km a partire dalla costa attuale (vedi sezioni stratigrafiche 1 e 5). Da un punto di vista sedimentologico si tratta di sabbie eoliche da medie a medio-fini, con un contenuto variabile in limo; la granulometria media è compresa tra 0,6 e 0,9 mm; la maggior parte dei granuli risulta piuttosto arrotondata, ma sono presenti anche elementi con superficie angolosa, più di rado piatti o ellissoidali. Le strutture sedimentarie sono generalmente assenti. Il tenore dei granuli di silice (quarzo e calcedonio) si aggira intorno al 75% del sedimento, nel quale si osservano anche abbondanti grani di clorite, tormalina, steatite, feldspati (con prevalenza di ortoclasio), epidoti. Il contenuto faunistico è rappresentato esclusivamente da Gasteropodi polmonati. Le sabbie silicee si osservano in affioramento da 0 a 3 m s.l.m. e formano una lunga serie di cordoni dunari separati tra loro da strette depressioni, parallele alla costa, derivanti dagli stagni generatisi durante le fasi di accrescimento del litorale. Tale sedimento, come ampiamente riportato in letteratura, rappresenta il livello superiore della formazione S1 di Federici (1993), cioè la porzione superiore, ripresa dal trasporto eolico, delle sabbie silicee a *Thais haemastoma* della trasgressione olocenica, rinvenute diffusamente nel sottosuolo della pianura. Nella sezione 5, all'interno del livello a Sabbie silicee, sono presenti due irregolari superfici di discontinuità (Fig. 1) caratterizzate dalla presenza di paleosuoli argilloso-torbosi (circa 5-7 cm di spessore) in cui si rinvencono frequenti frammenti di carbone; questi elementi sembrano indicare delle fasi di cessato accumulo eolico e genesi di un suolo frequentato dall'uomo, evento peraltro documentato in letteratura.

Al: Argille e limi (Olocene). Si tratta della frazione più fine dei depositi di esondazione fluviale dell'Arno e del Serchio che affiorano nelle zone meno rilevate della pianura pisano-versiliese e in alcuni specchi palustri; si differenziano dai seguenti depositi esclusivamente per l'assenza di torba.

Pl: Torbe palustri e lacustri a *Cerastoderma glaucum* (A); Torbe sabbiose (B); Argille torbose (C) (Olocene). Questi sedimenti, spesso difficilmente distinguibili, sono stati riuniti in un'unica unità litologica poiché giacciono in eteropia tra loro su vaste estensioni delle aree più depresse.

In particolare, le Torbe a *C. glaucum* (A) si rinvencono nei settori centrali dei paduli prosciugati di Porta, Paduletto e Massaciuccoli (vedi sezioni stratigrafiche 1, 3, 4), dove raggiungono uno spessore massimo di circa 8 m. Le torbe, perlopiù allo stato di gel (Federici, 1987), presentano un aspetto spugnoso o fibroso molto poroso ed un elevatissimo contenuto in acqua che può arrivare al 200%; il colore, che può variare dal marrone scuro sino al nero, indica il grado di decomposizione che hanno raggiunto le sostanze organiche. In corrispondenza dei campi arati o delle opere di dragaggio dei fossi vi si rinvencono numerosissimi esemplari di *C. glaucum*, generalmente in buono stato di conservazione ma privi di pigmentazione (Fig. 2). *C. glaucum* è una specie estremamente polimorfa, tipica di ambienti parali; secondo Parenzan (1974) è in grado di adattarsi alle condizioni più disparate che vanno dalle acque marine (normali o sursalate) a quelle a salinità variabile (eurialine). Alcuni studi specifici hanno rivelato i seguenti intervalli di salinità per l'ecologia di *C. glaucum*: optimum 1,2-2,2 ‰, subletale 0,6-1,0 ‰ e 2,5-2,8 ‰, letale 0,5-3,0 ‰ (Esu e Girotti, 1974). In alcune delle sezioni osservate, insieme ai gusci di *C. glaucum*, sono stati ritrovati anche rari esemplari, per lo più giovanili, di *Bittium reticulatum* e *Rissoa ventricosa*. Nelle aree limitrofe ai cordoni dunari olocenici, e lungo le depressioni interdunari, si rinvencono le Torbe sabbiose (B). Queste sembrano generate proprio dall'interdigitazione dei depositi lagunari con i sedimenti eolici provenienti dallo smantellamento delle dune ad opera degli agenti esogeni, in particolare a causa delle variazioni del livello delle lagune retrodunari e degli stagni interdunari. Nei settori centro-orientali della Pianura pisano-versiliese, in special modo al piede dei Monti d'Oltre Serchio, sono state osservate le Argille torbose (C); questa unità sembra essere costituita dai saltuari apporti di materiale argilloso-siltoso a seguito delle esondazioni dei corsi d'acqua (vedi sezione 3).

Dg: Depositi delle aree golenali (Olocene sup.). Alluvioni sabbioso-limose, subordinatamente ghiaiose, che si rinvencono lungo gli alvei dei fiumi Arno e Serchio.

Ss: Sabbie di spiaggia e duna litoranea (Olocene sup.). Si tratta generalmente di sabbie medio-fini, di

elevata maturità, caratterizzate da un contenuto in silice del 60% circa; si osservano lungo le spiagge attuali fino al primo cordone dunare della costa.

Sondaggi e stratigrafie

Al fine di dettagliare i caratteri litologici, stratigrafici e paleoambientali dei depositi, sono state analizzate le stratigrafie di 32 sondaggi (Fig. 3; Tab. 1), ubicati nel settore del Bacino di Massaciuccoli, che raggiungono la profondità massima di 180 m circa; questi comprendono:

- sondaggi noti in letteratura;
- sondaggi eseguiti negli ultimi vent'anni per scopi idrici o geognostici, per la ricerca di gas naturali e per la coltivazione di sabbie silicee ad uso industriale.



Figura 1 - Particolare della sezione 5: sotto l'orizzonte pedogenizzato superficiale si notano due superfici di erosione; in corrispondenza di queste si osservano modesti paleosuoli con probabili tracce di frequentazione umana.



Figura 2 - Particolare di *C. glaucum*, con valve chiuse, rinvenuti all'interno del livello torboso della sezione 4.

Sono stati presi in considerazione, inoltre, 3 profili geofisici e alcune sezioni stratigrafiche (Fig. 3). Nelle stratigrafie dei vari sondaggi sono riportate le sigle adottate da Federici (1993) per designare le "Formazioni" della successione sedimentaria tardo-quadernaria della Pianura versiliese (vedi Devoti et al., questo volume).

Queste stratigrafie sono state messe a confronto e, quando possibile, correlate dal punto di vista cronologico e delle facies attraversate a quella del sondaggio ENEA (Antonioli et al., 2000; Nisi, 1999), che offre un elevato numero di informazioni litologiche, sedimentologiche, paleoambientali e cronostatigrafiche. Per ricostruire le geometrie dei terreni, le stratigrafie sono state proiettate, rispettando le loro distanze reciproche, lungo dei profili interpretativi diretti sia parallelamente (NW-SE) che perpendicolarmente (SW-NE) al litorale (Fig. 3). A partire da tali tracce sono stati successivamente elaborati alcuni schemi stratigrafici (Fig. 4, 5, 6, 7, 8, 9).

Dagli schemi A-A' e B-B', diretti NW-SE, si nota che per tutta l'estensione longitudinale della Bassa Versilia è presente il livello di Sabbie silicee marine, deposito proprio della trasgressione olocenica (Formazione S1). Nel settore occidentale della pianura (schema A-A'), in corrispondenza dei lidi e del-

le dune litoranee, affiora la porzione superiore di questo deposito, verosimilmente di ambiente eolico; lungo questa fascia il letto delle sabbie si rinviene ad una profondità media di -30 m s.l.m. mentre i culmini dei depositi dunari si attestano in media a +2,5 m s.l.m.

In Figura 3 è riportata la traccia F-F' di una sezione geologica, proposta da Federici (1993), in parte coincidente con lo schema A-A'. Dal confronto tra i due elaborati si è evinta una sostanziale analogia nella ricostruzione del limite tra la base dei sedimenti marini olocenici e il tetto dei sottostanti depositi continentali pleistocenici.

Nel settore centrale del Bacino (schema B-B'), interessato in superficie dalla presenza di aree palustri e lacustri, le Sabbie silicee si rinvennero, da -27 a -4 m s.l.m., al di sotto di terreni torbosi.

Gli schemi stratigrafici ortogonali alla costa C-C', D-D' ed E-E', integrati con la sezione G-G' di Federici (1993), con le sezioni L-L', M-M', N-N' desunte da alcuni profili geoelettrici (Marchisio e D'Onofrio; 1997), con la sezione I-I' di Auterio et al. (1978) e con la sezione geologica (H-H') (Regione Toscana - Dip. Agricoltura e assetto del territorio, 1971) dettagliano l'andamento della formazione S1 (Sabbie silicee) e delle Torbe e Argille torbose che le ricoprono (formazioni C1 e P). Da queste rappresentazioni si nota che lo spessore massimo delle coperture torbose è riscontrabile nella zona centrale del Bacino e che l'andamento delle Sabbie silicee, pur mostrando una notevole variabilità, è caratterizzato da una progressiva diminuzione di spessore procedendo verso monte, in accordo, quindi, con un fenomeno trasgressivo.

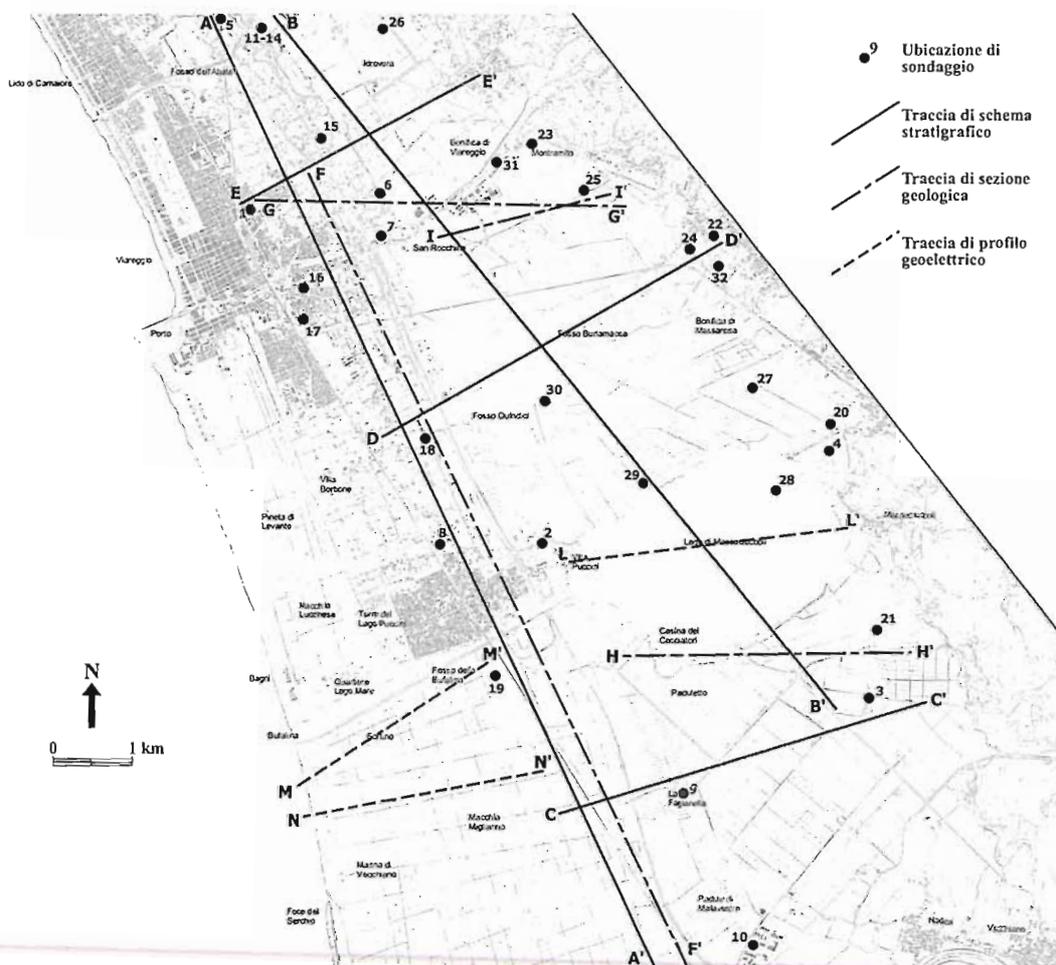


Figura 3 - Ubicazione dei sondaggi analizzati, delle tracce degli schemi stratigrafici elaborati, delle tracce delle sezioni geologiche e dei profili geoelettrici reperiti in letteratura.

In particolare: in corrispondenza della costa attuale le sabbie si rinvennero fino ad una profondità media di 20 m dal livello del mare; in prossimità del margine occidentale del Bacino di Massaciuccoli mostrano lo spessore massimo raggiungendo la profondità media di 37 m; in corrispondenza del margine orientale del Bacino, la base del deposito è stata rinvenuta alla quota media di -10 m s.l.m.

In questo settore esse poggiano su depositi conglomeratici alluvionali, propri dei conoidi, che discendono dai solchi vallivi apuani (sondaggi 22 e 32 della traccia D-D') o, verosimilmente, direttamente sul substrato mesozoico. La porzione colica superiore delle Sabbie silicee qui risulta spessa da pochi decimetri fino a un massimo di circa 2-3 m e il tetto della formazione può essere individuato alla quota media di -4,0 m s.l.m., generalmente ricoperto da pochi metri di depositi argillosi e torbosi.

Tabella 1 - Elenco dei sondaggi studiati.

Sigla	Denominazione	Finalità	Fonte
1	Viareggio	idrico	Federici (1993)
2	Torre del Lago	pompaggio acqua	Federici (1993)
3	La Costanza	ricerche di acqua	Federici (1993)
4	Ginori	idrico	Federici (1993)
5	Pietrasanta	geognostico	Federici (1993)
6	Serrelle I	geognostico	Federici (1993)
7	Serrelle II	geognostico	Federici (1993)
8	Cavalcaferrovia	geognostico	Bianciardi (1998)
9	ENEA	geognostico	Nisi (1999)
10	Pisa nord	geognostico	Omnitel P.I.
11	---	idrico	Bianciardi (1998)
12	---	idrico	Bianciardi (1998)
13	---	idrico	Bianciardi (1998)
14	---	idrico	Bianciardi (1998)
15	---	idrologico	Bianciardi (1998)
16	Salov	geognostico	Bianciardi (1998)
17	---	idrico	Italmanco
18	Carbonaie	idrico	Ass.Intercom.Versilia
19	Bufalina	idrico	Massaciuccoli s.r.l.
20	S1	analisi polliniche	Bianciardi (1998)
21	S2	analisi polliniche	Bianciardi (1998)
22	Piaggioni	geognostico	Pandolfi (1975)
23	Montramito	geognostico	Autostrade s.p.a.
24	---	coltivazione sabbie	Gemini
25	---	coltivazione sabbie	Gemini
26	---	coltivazione sabbie	Gemini
27	---	coltivazione sabbie	Gemini
28	---	coltivazione sabbie	Gemini
29	---	coltivazione sabbie	Gemini
30	---	coltivazione sabbie	Gemini
31	---	coltivazione sabbie	Gemini
32	Massarosa	geognostico	Federici (1987)

Tra i sondaggi elencati in Tabella 1, i numeri 20 e 21 hanno fornito interessanti indicazioni paleobotaniche e radiometriche relative all'area palustre e lacustre della piana versilese (Bianciardi, 1998). Si tratta di due perforazioni, profonde circa 5 m, che hanno attraversato sedimenti prevalentemente continentali. Un livello torboso del sondaggio 20, a quota -3 m s.l.m., è stato datato a 4480 ± 90 anni B.P. Dall'analisi palinologica appare un'associazione composta sia da piante della vegetazione sclerofilica mediterranea sia da essenze di vegetazione igrofila planiziale; spicca la presenza di *Osmunda regalis*. Secondo Bianciardi (1998) l'areale paleobotanico del Massaciuccoli degli ultimi 5.000 anni è pertanto definibile come torbiera eutrofica di transizione verso gli acquitrini.

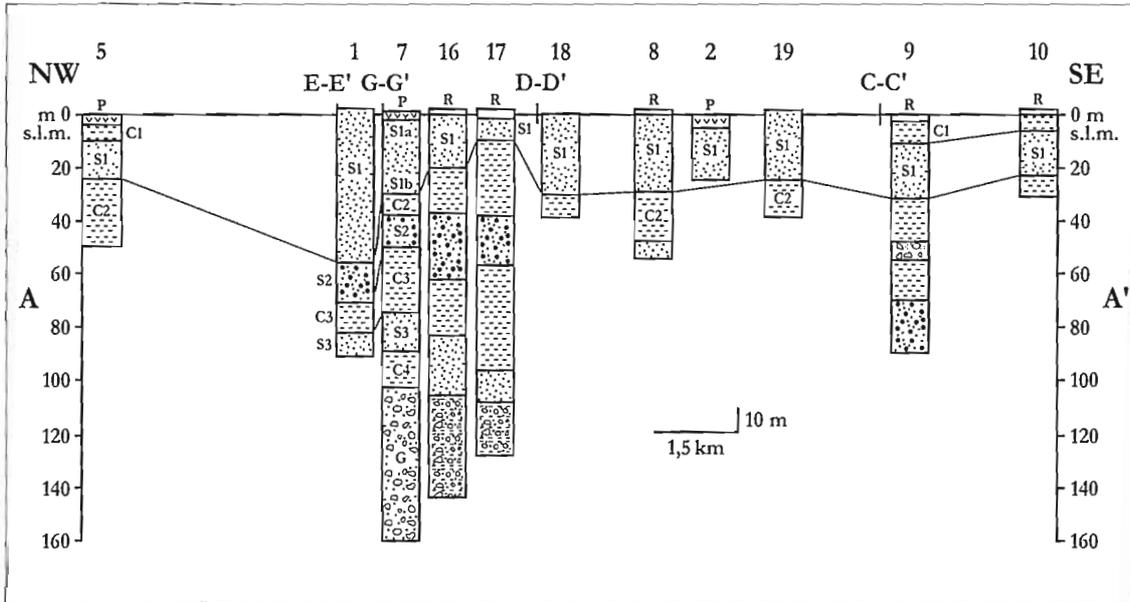


Figura 4 - Schema stratigrafico A-A'.

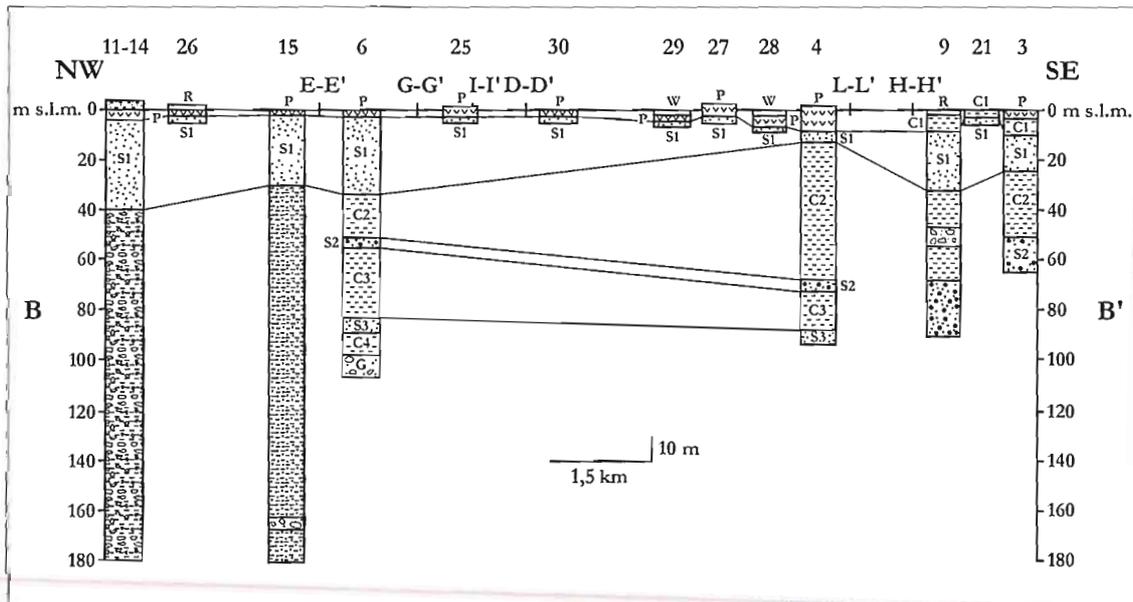


Figura 5 - Schema stratigrafico B-B'.

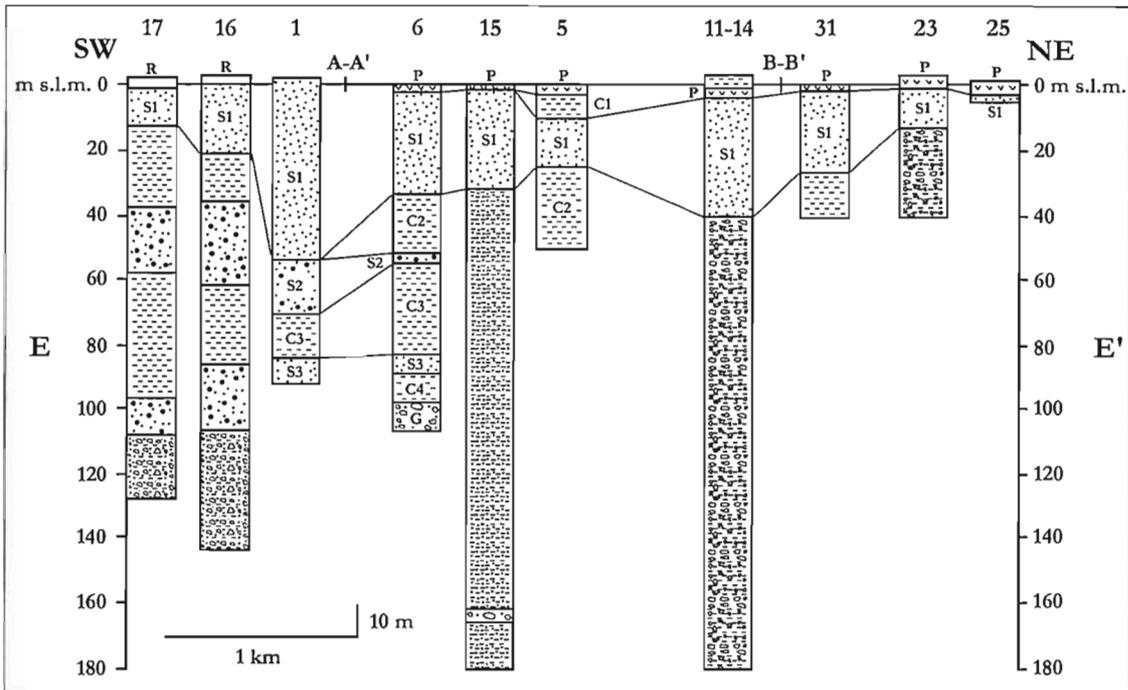


Figura 8 - Schema stratigrafico E-E'.

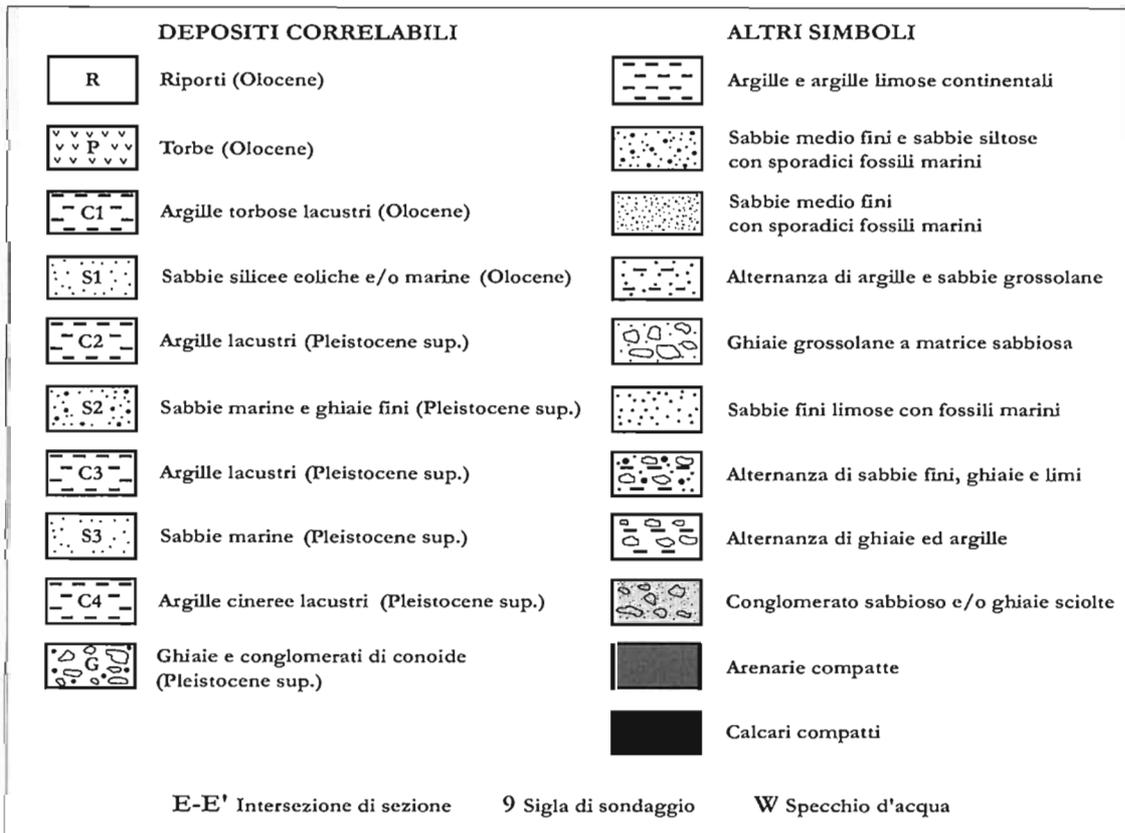


Figura 9 - Legenda degli schemi stratigrafici.

In definitiva, la copertura olocenica di torbe e argille torbose palustri dell'area si assottiglia sia verso la costa sia verso il piede dei rilievi apuani, mentre lo spessore delle Sabbie silicee risulta alquanto variabile sia in direzione NW-SE ma soprattutto in direzione SW-NE. Tale andamento, oltre alla natura diacronica della trasgressione che le ha generate, potrebbe essere attribuito alla paleogeografia pre-olocenica della regione; questa sembra essere stata caratterizzata da blandi rilievi profondamente incisi da corsi d'acqua che, nelle fasi più spinte dell'ultima glaciazione, avevano la foce molto ad occidente della costa odierna conferendo con ogni probabilità una conformazione più articolata al litorale.

Al di sotto delle Sabbie silicee i sondaggi più profondi evidenziano l'esistenza di un'alternanza di depositi sabbiosi, attribuibili a sedimentazione di ambiente marino, e di depositi conglomeratici argillosi e limosi attribuibili invece a sedimentazione in ambiente continentale. La scarsità e la frammentarietà di informazioni dettagliate circa le litologie, le facies sedimentarie ed il contenuto fossilifero proprio delle stratigrafie analizzate non hanno però consentito una correlazione attendibile di tali livelli se non per i sondaggi "storici" (n. 1-7) riportati in Federici (1993). Da questi ultimi si evince una notevole variabilità nelle quote di rinvenimento e negli spessori dei depositi appartenenti a vari ambienti sedimentari (con eteropie di facies e lacune verosimilmente attribuibili a fenomeni erosivi) sia in senso trasversale che longitudinale al litorale attuale.

Il sondaggio ENEA è stato realizzato nel 1998 in corrispondenza della fattoria La Fagianella (0 m s.l.m.) circa 2 km a sud della sponda meridionale del Lago di Massaciuccoli e circa 5 km ad est dell'attuale costa versiliese, con l'obiettivo di ricostruire la risalita del mare durante l'Olocene. La perforazione ha raggiunto la profondità di 90 m attraversando, prevalentemente, un'alternanza di depositi sabbiosi, torbosi e limoso-argillosi (subordinatamente ghiaiosi). La relativa stratigrafia, è stata suddivisa in quattro porzioni principali e due fasce di transizione (Fig. 10).

La porzione superiore, dal piano di campagna fino alla quota di -7,1 m s.l.m., è costituita essenzialmente da: riporti, suolo vegetale; limi argillosi, alternanza di argille e torbe; alternanza di argille e limi sabbiosi, sabbie limose e argille torbose a *C. glaucum*. Tra -7,1 m e -9,0 m la perforazione ha incontrato: sabbia limosa contenente frustoli vegetali, resti di radici e, a luoghi, frammenti di bivalvi; limo a contenuto variabile in sabbia fine e frammenti di molluschi. Tutti questi depositi appaiono attribuibili a facies continentali e di transizione verso il marino (palustri, lacustri e lagunari) recenti ed attuali (P e C1 di Federici, 1993).

La porzione immediatamente sottostante, che va da -9,0 m a -29,5 m comprende: sabbie medie ricche in quarzo e resti di bivalvi e gasteropodi; sabbie grossolane con sporadici resti di piccoli bivalvi e gasteropodi; alternanza di sabbie limose fini e limi sabbiosi con rari fossili di molluschi. Tale porzione corrisponde alle Sabbie silicee (Formazione S1 di Federici, 1993) e rivela un ambiente deposizionale che va dall'eolico al marino franco.

Tra -29,5 m e -34,0 m è stata attraversata una fascia di transizione tra il marino e il continentale che potrebbe rappresentare l'inizio della trasgressione olocenica in Versilia. I depositi sono costituiti da alternanza di limo sabbioso (con sacche di materiale organico fortemente ossidato), argilla sabbiosa a *Cerastoderma glaucum* e *Cerithium vulgatum* e sabbie limose con frammenti di bivalvi.

Tutti questi sedimenti, assieme a quelli descritti per i primi 9,0 metri di sondaggio, sono stati datati tra 10.568 e 2.128 anni cal B.P. (Antonioli et al., 2000; Nisi, 1999), e sono quindi attribuiti allo stadio isotopico 1 che include tutto l'Olocene.

Nella porzione centrale del sondaggio (da -34,0 m a -67,8 m dal p.c.) sono stati distinti i seguenti livelli: alternanza di argilla compatta omogenea, argilla limosa e argilla sabbiosa con rari ciottoli eterogenei; sabbia limosa sterile con ciottoli mal classati passante verso il basso a ghiaia grossolana; argille e argille limose contenenti resti vegetali, frammenti di legno, molluschi dulcicoli e ostracodi. Questa porzione dovrebbe essere ascritta ad un episodio continentale interessato anche da fenomeni alluvionali a scala locale (tipo *flash flood*) presumibilmente dovuti a piccoli corsi d'acqua discendenti dalle vicine Apuane. I depositi incontrati in questa porzione potrebbero verosimilmente corrispondere agli

stadi isotopici 2 e/o 4.

La porzione inferiore del sondaggio, da -67,8 m a -90,0 m, è costituita essenzialmente da limi-sabbiosi, sabbie limose e sabbie medio-fini caratterizzate da un'abbondante contenuto fossilifero tra cui *Cladocora coespitosa* (datata tra 129.000 ± 15.000 e 132.800 ± 15.000 anni B.P.); questi depositi sono stati ricondotti ad un'alternanza di ambienti marini e lagunari attribuibili allo stadio isotopico 5.

Rilevamento Geomorfológico

L'analisi geomorfologica, è stata finalizzata all'individuazione e alla descrizione delle varie forme del territorio, con particolare riferimento a quelle indicatrici di sussistente o potenziale instabilità e/o variabilità ambientale. Si è operata, inoltre, una distinzione tra morfologie legate a dinamiche continentali, di transizione, marine (o a queste associate) e antropiche, analizzando nel dettaglio l'influenza delle variazioni eustatico-tettoniche sull'evoluzione paleogeografica e strutturale tardo-quadernaria della piana. Infine, sono stati raccolti dati sui caratteri meteo-marini del settore, sull'evoluzione della linea di costa, sulle caratteristiche dinamiche e sedimentologiche dei fondali.

La ricerca è stata condotta tramite:

- 1) Analisi della bibliografia e della cartografia esistente reperita in letteratura, tra cui alcune immagini telerilevate Landsat MSS/TS elaborate presso il centro ENEA Casaccia (Della Rocca et al., 1987). Al fine di valutare l'importanza dell'impatto antropico, in epoca storica e recente, nel rimodellamento di forme preesistenti e nella genesi di nuove, sono state prese in considerazione anche antiche cartografie;
- 2) Indagini effettuate direttamente in campagna (rilievi geomorfologici in scala 1:10.000);
- 3) Esame di foto aeree (Volo Italia 1988-1989 in scala 1:70.000) tramite stereoscopio fotogrammetrico digitale per: interpretazione dei fotogrammi ed elaborazioni grafiche, effettuazione di misure plano-altimetriche assolute, realizzazione di modelli digitali del terreno, redazione di ortofotocarte, realizzazione di rappresentazioni assonometriche del territorio (Fig. 11).

Le morfologie rappresentate nella Carta Geomorfológica in scala 1:25.000 della piana versiliese (vedi allegato cartografico) si riferiscono essenzialmente a forme d'erosione e di accumulo legate a fattori naturali e/o antropici (Tab. 2).

Tabella 2 - Principali morfologie e caratteri di dinamica costiera rilevati nella pianura versiliese.

Ambienti e/o dinamiche	Tipi
Caratteri naturali e dinamica costiera	Tratti di linea di riva con tendenza all'avanzamento, all'arretramento o alla stabilità; verso del trasporto solido netto al largo e lungo riva; ordine e tipologia delle barre sommerse; pendenza media della spiaggia sommersa.
Forme marine	Paleolinee di riva marina; falesie d'erosione.
Forme lagunari, palustri, lacustri	Aree acquitrinose connesse ad antiche lagune o a bacini palustri e lacustri; paleolinee di riva palustre e lacustre; ripe d'erosione lagunare.
Forme eoliche	Corpi dunari e cordoni litoranei relitti; assi di culminazione dunare.
Forme fluviali	Meandri abbandonati; alvei con tendenza alla divagazione meandri-forme; paleoalvei; alvei relitti con direzioni di paleodrenaggio; gomiti di cattura fluviale; conoidi alluvionali; scarpate di erosione, canali artificiali.
Forme antropiche	Territorio urbanizzato con carattere di continuità (centri abitati, porti, difese litoranee, infrastrutture, ecc.).

Dati di campagna

Nella Carta Geomorfologia le formazioni e i depositi affioranti sono state raggruppate in nove categorie, secondo un criterio stratigrafico e delle facies sedimentologiche. Queste comprendono:

- 1) Formazioni meso-cenozoiche e quaternarie anteriori al Pleistocene superiore, riunite in un generico "Substrato indifferenziato" del quale vengono riportati soltanto i margini di affioramento.
- 2) Sedimenti continentali conglomeratici, sabbiosi e ghiaiosi (Pleistocene sup.-Olocene).
- 3) Depositi sabbiosi dei lidi e delle dune litoranee (Olocene).
- 4) Depositi alluvionali in cui prevalgono le granulometrie argilloso-limose, depositi di torbe palustri e lacustri, depositi di colmata (Olocene).
- 5) Sedimenti delle aree golenali dei corsi d'acqua principali (in sedimentazione).
- 6) Sabbie delle spiagge attuali (in sedimentazione e/o erosione).

L'elemento morfologico più significativo che evidenzia le oscillazioni eustatiche del tardo quaternario in Versilia è rappresentato dalla paleolinea di massima ingressione olocenica; tale forma si segue, in modo discontinuo e intorno a 2-3 m s.l.m., lungo il piede dei rilievi apuani e dei Monti d'Oltre Serchio, da Porta (limite nord della carta) fino al piede di Monte del Legnaio (2,5 km a SE del Lago di Massaciucoli). A tale elemento morfologico, ampiamente noto in letteratura (Sestini, 1957; Federici e Mazzanti, 1994), si accompagnano le evidenze stratigrafiche desunte dai sondaggi discussi in precedenza.

I dati stratigrafici, infatti, hanno permesso di estrapolare l'andamento del tetto delle Sabbie silicee di ambiente litorale che, lungo la fascia pedemontana, si rinvengono alla profondità media di -4,0 m sotto l'attuale livello del mare. Pertanto il lineamento morfologico rilevato dall'analisi aerofotogrammetrica dovrebbe rappresentare la porzione superiore di una paleofalesia alla cui base (a circa -5,0 m dal piano campagna) dovrebbe essere posta l'effettiva linea di riva della massima ingressione olocenica; questa, attualmente, è mascherata dalle recenti coperture torbose e/o limose del Bacino di Massaciucoli, nonché dalle falde detritiche e dai conoidi alluvionali che caratterizzano i versanti dei rilievi. In particolare, i conoidi risultano in parte incisi dalla paleolinea di riva (Porta, Frasso, Mommio Piano, Montramiro, Botteghino, Piaggioni, Villa Pardi, Massaciucoli, Casale Baffino), in parte sovrainposti a questa (Piano di Conca, Marcaccio, Piano del Querciaio, Macellarino, Col Filicosa).

In base a tale caratteristica si può distinguere tra conoidi ancora attivi durante le fasi umide oloceniche e conoidi pleistocenici impostatisi durante le fasi di massimo trasporto fluviale relativo all'ultima glaciazione (Sestini, 1957; Mazzanti et al., 1990).

Il più esteso di questi, di difficile attribuzione cronologica e caratterizzato da un'inclinazione media dello 0,2 %, si rinviene in sponda destra del Serchio, da Vecchiano a Malaventre, parzialmente eroso dal fiume e percorso da una serie di meandri abbandonati. Esso si allunga in senso SE-NW verso il Bacino del Massaciucoli mascherando, in parte, la paleomorfologia marina.

In vaste aree della piana sono presenti, inoltre, almeno due ordini di paleolinee di riva lagunare. Quella di primo ordine si segue, intorno a 1-1,5 m s.l.m., lungo il piede orientale del primo cordone sabbioso olocenico (datato all'VIII secolo a.C.; Mazzanti et al., 1990). Come si evince dalle evidenze morfologiche proprie della sponda occidentale, il sistema lagunare doveva comprendere (da nord verso sud) l'ex lago di Porta, la palude di Massarosa, il Lago di Massaciucoli e la palude di La Costanza (Fig. 12). La sponda orientale di questo esteso specchio d'acqua sembra aver coinciso con la linea di massima ingressione marina olocenica.

La linea di riva lagunare di secondo ordine si individua all'interno del Bacino del Massaciucoli; questa racchiude aree particolarmente depresse (da 0 a -1 m s.l.m.) e dovrebbe rappresentare uno dei momenti della bonifica del territorio in epoca storica o moderna.

Lungo il litorale versiliense sono state individuate, tramite analisi aerofotogeologica, fonti storico-archeologiche, confronti cartografici, ecc., le seguenti 4 fasi di stazionamento del mare durante la recente progradazione della piana:

- 1) La linea di costa più antica, datata dall'VIII al I sec. a.C. (Mazzanti et al., 1990), si osserva a ovest

del Bacino del Massaciuccoli, lungo il piede occidentale del Cotone delle Guardie (Casale Poggio Moro-Casale delle Guardie).

- 2) Una seconda linea di riva, datata intorno al XII sec. d.C. (Redi, 1986), è stata rilevata a circa 400 m ad est del Fiumaccio (Macchia di Migliarino).
- 3) Una terza linea di riva, riferibile al XVI sec. d.C., è stata ricostruita tramite l'ausilio della prima carta corografica della Pianura di Pisa di Leonardo da Vinci; tale paleocosta è stata cartografata lungo il piede occidentale del Cotone di Marina (a nord del Serchio) a circa 1,5 km dalla linea di riva attuale.
- 4) L'ultima linea di riva individuata è attribuita al XVIII sec. d.C. (Della Rocca et al., 1987); in prossimità della Via del Fortino (a nord della Foce del Serchio), fino all'altezza dell'abitato di Focette.

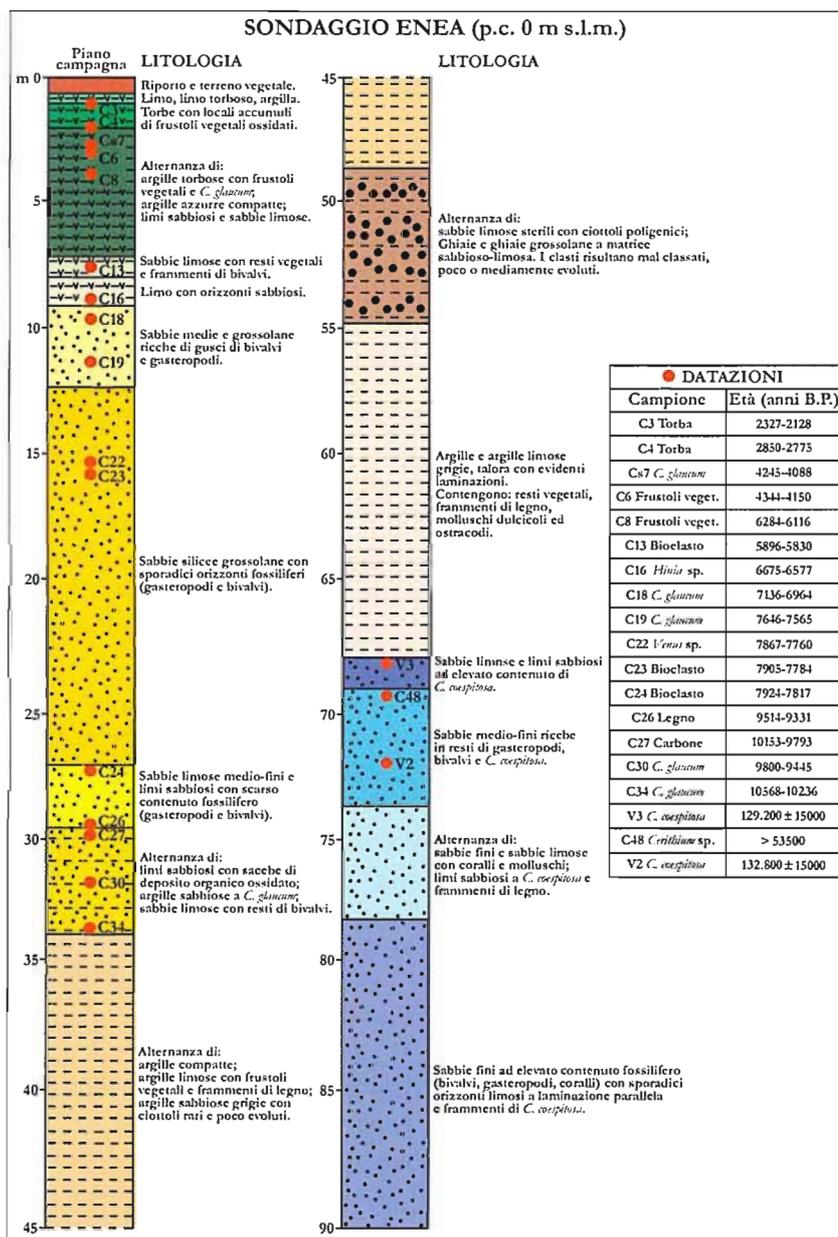


Figura 10 - Colonna stratigrafica del sondaggio ENEA.

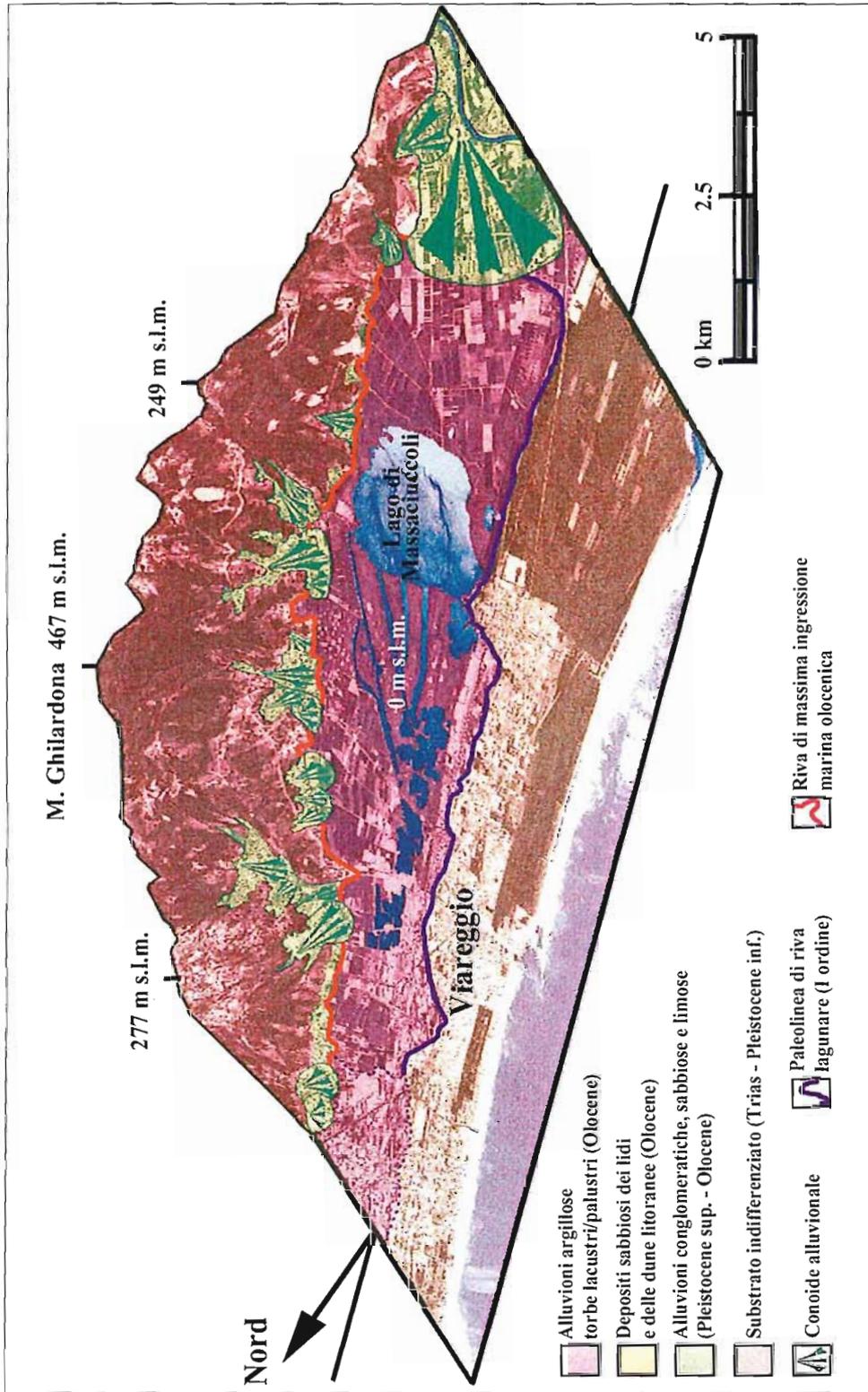


Figura 11 - Stereomodello del Bacino di Massaciuccoli e principali evidenze geomorfologiche.

Figura 12 - Distesa di depositi torbosi nell'ex palude di La Costanza (Bacino del Massaciuccoli); quest'area depressa (0 ± 1 m s.l.m.) durante l'Olocene recente doveva rappresentare parte di un vasto sistema lagunare e/o palustre chiuso, verso mare, da lidi e cordoni dunari e, verso l'interno, dai rilievi apuani (visibili sullo sfondo della foto).



Tutto il territorio pisano-versiliese risulta caratterizzato, inoltre, da un evidente modellamento fluviale esplicitosi prevalentemente ad opera dei fiumi Arno e Serchio. Uno degli aspetti di questo modellamento è testimoniato dalla presenza di numerosi meandri abbandonati rilevati tramite foto aeree, elaborazioni di immagini satellitari, notizie storiche e bibliografiche (Della Rocca et al., 1987). Alcuni di essi sono evidenti, altri sono deducibili dalla peculiare configurazione dei campi coltivati che sembrano seguire le paleoanse; non è stato possibile discriminare quali paleoalvei siano imputabili alle modificazioni operate dall'uomo e quali invece possano testimoniare la naturale evoluzione della pianura. Il loro andamento sembrerebbe però confermare le notizie dell'esistenza, nel corso dell'ultima glaciazione, di due alvei principali del Serchio (Della Rocca et al., 1987): quello orientale di Bientina che confluiva nell'Arno presso Calcinaia e quello occidentale di Ripafratta. Quest'ultimo, in corrispondenza del suo sbocco nella Pianura di Pisa, sarebbe il responsabile della messa in posto dell'esteso conoide alluvionale che si allunga verso il Bacino del Massaciuccoli. Tra le forme fluviali sono stati osservati e cartografati anche alcuni paleoalvei che afferiscono alle aree depresse del Bacino di Massaciuccoli e, soprattutto, al grande conoide sul quale si sono sviluppati gli abitati di Ripa, Querceta e Crociale. Questi partono da un marcato gomito del fiume Versilia e sembrano rappresentare delle vie preferenziali di scarica delle rapide e distruttive alluvioni (*flash flood*) che hanno interessato la Versilia costiera. D'altro canto, proprio in questo settore, si è verificata una notevole esondazione durante l'evento alluvionale disastroso del 19 giugno del 1996.

Il litorale della Versilia è progradato per accrescimento di cordoni sabbiosi. Questo settore è caratterizzato da una stretta successione di cordoni dunari, lidi e stagni interdunari ormai completamente prosciugati. La distinzione fra le diverse unità fisiografiche risulta spesso sfumata, sia per le deboli differenze di quota tra una e l'altra (in genere non più di 3 m) sia per la presenza di una fascia di transizione sedimentologica riscontrata durante l'indagine di campagna. Sono state pertanto cartografate solo le principali sponde dei paleostagni e i principali assi di culminazione dei cordoni dunari; questi si allungano, in genere, parallelamente alla costa incurvandosi leggermente in prossimità della foce del Serchio.

Per quanto riguarda gli elementi antropici, si è deciso di riportare in carta solo quelle aree caratterizzate da centri urbani continui e, sulla fascia costiera, le installazioni portuali, le opere litoranee e le strutture aggettanti come pontili e moli.

Infine, i principali elementi dell'attuale dinamica di spiaggia cartografati sono costituiti da:

- 1) Presenza di almeno due cordoni dunari principali, seguibili nel circondario di Viareggio; tali cordoni sono completamente obliterati nei settori centrali e settentrionali della spiaggia versiliese, a causa della densità delle strutture turistiche e dall'estensione dei centri abitati fino a poche decine

di metri dalla linea di riva.

- 2) Presenza di una barra sabbiosa emersa in corrispondenza della foce del Serchio, che attualmente devia, in senso N-S, la foce del fiume.
- 3) Presenza di molteplici ordini di barre sabbiose sommerse, che si presentano localmente festonate e/o meandriiformi. Tali barre articolano il fondale, almeno fino all'isobata di -5m, rendendone alquanto variabile la pendenza.
- 4) Presenza di settori di spiaggia in accrescimento e in arretramento caratterizzati, a loro volta, da sensibili tassi differenziali.

Dinamica recente ed evoluzione della linea di costa

A causa degli interventi antropici che hanno ridotto la quantità di sedimenti che giungono sulla costa, dell'urbanizzazione prossima alla linea di riva e della progressiva distruzione della duna litoranea, una parte consistente del litorale toscano è in erosione (84 km su 191 km di costa). I tratti di costa in avanzamento (65%) sono più estesi di quelli in arretramento (35%); ma mentre i primi progrediscono di pochi centimetri l'anno, quelli in erosione subiscono arretramenti che, in alcuni casi, superano i 10 metri per anno. La risultante perdita di superficie di spiaggia ammonta a circa 214.000 mq (Cipriani e Pranzini, 1999).

Dall'inizio del secolo scorso i fiumi Magra ed Arno, che sottendono il litorale comprendente l'area indagata, hanno ridotto significativamente il carico sedimentario immesso in mare a causa dei cambiamenti dell'uso del suolo delle aree afferenti ai loro bacini imbriferi, dell'estrazione di materiale fluviale e delle opere di sbarramento e arginazione dei fiumi. Come conseguenza del deficit sedimentario che si è creato, entrambi gli apici dei delta hanno subito una forte erosione la cui intensità diminuisce lateralmente (Pranzini, 1989); il risultato è un'erosione generalizzata ai limiti nord e sud dell'area in studio e una certa stabilità o tendenza all'avanzamento della zona centrale.

Da un punto di vista generale, il litorale che va dalla foce dell'Arno alle strutture del porto di Viareggio è quello che ha registrato le più intense modificazioni a partire dalla metà dell'800. Prima del 1938 l'apice deltizio dell'Arno aveva già subito un intenso processo erosivo che andava gradualmente riducendosi procedendo verso nord fino ad una completa inversione di tendenza, con la progradazione della spiaggia in corrispondenza del molo meridionale del porto di Viareggio (Cipriani et al., 2001). Il processo erosivo sulle spiagge in lato destro della foce dell'Arno si è comunque mantenuto intenso fino ad oggi, con tassi di arretramento che hanno raggiunto i 10 m/anno; i fenomeni erosivi stanno peraltro migrando verso settori sempre più settentrionali, fino a raggiungere la foce del Fiume Serchio e limitati segmenti litorali tra questa e il porto di Viareggio; comunque, in prossimità dell'impianto portuale si registra ancora una forte espansione della spiaggia per l'ostacolo fornito dal molo, che trattiene i sedimenti provenienti in gran parte dall'erosione del delta dell'Arno.

L'evoluzione della linea di riva a nord del Porto di Viareggio, avrebbe dovuto registrare un'erosione innescata proprio dall'intercettazione del flusso sedimentario operata dal molo di sopraflutto; tale erosione si è verificata invece con una intensità molto ridotta tra il 1954 e il 1978 (Cipriani e Pranzini, 1999). I dati che si riferiscono alla linea di riva del 1998 mostrano una spiaggia addirittura in progradazione a causa della forma stessa del porto, che non ostruisce completamente il flusso sedimentario, e di un sistema di by-pass per la refluzione di materiale sabbioso da sud verso nord (Cipriani et al., 2001). Tra Forte dei Marmi e Marina di Pietrasanta, zona in cui convergono i drift litoranei (vedi Devoti et al., questo volume), la costa risulta in sostanziale progradazione almeno a partire dal 1938; l'espansione della spiaggia ha qui raggiunto picchi massimi di 1,7 m/anno. Superata la zona di convergenza si entra nel tratto di litorale ove il flusso sedimentario è diretto verso sud. In questa zona le spiagge risultano in progradazione (tra 50 e 100 metri dal 1938) fino a 1 km a nord dalla foce del Cinquale. Da questo punto in poi la costa è in arretramento, con tassi che divengono via via più consistenti procedendo verso nord; ciò può essere in parte correlato agli effetti innescati dal porto di

Marina di Carrara sulla dinamica sedimentaria della costa versiliese.

Bartolini et al. (1989) ricostruiscono, in particolare, l'evoluzione della linea di riva nell'area compresa tra il porto di Viareggio e la foce del Versilia:

- Nel periodo 1938/1954 la costa era in avanzamento in tutto il litorale con ratei medi compresi tra 0 e 3 m/anno.

- Nel periodo 57-67 la linea di costa risultava in arretramento a sud della foce del Versilia, in corrispondenza di Forte dei Marmi, di Marina di Pietrasanta e Marina di Camaiore, e a nord del porto di Viareggio (con ratei medi compresi tra 0 e 2 m/anno); mentre nelle rimanenti zone era in avanzamento o sostanzialmente stabile (tra 0 e +1 m/anno). Questo trend è stato probabilmente influenzato dall'evento di forti mareggiate del novembre 1966 e dall'esondazione del fiume Arno.

- Nel periodo 67-78 tutto il litorale era di nuovo in accrescimento (con ratei compresi tra 1 e 4 m/anno) ad eccezione di una piccola fascia posta a nord del porto di Viareggio (ratei medi tra 0 e -1 m/anno).

- Nel periodo 78-85, a parte il margine settentrionale dell'area che era in arretramento (0/-1 m/anno circa), tutto il litorale risultava in progradazione (ratei medi di 0/+1 m/anno circa).

- Tra il 1985 e il 1997 si è registrata l'erosione della costa presso il Fosso Poveromo, a sud della foce del Versilia, a sud di Forte dei Marmi e subito a nord della foce del Serchio (0/-1 m/anno); in progradazione sono invece risultate le aree costiere prospicienti Pietrasanta, Camaiore, Viareggio e la Macchia Lucchese (ratei medi di 1/+3 m/anno); sostanzialmente stabili o in leggero avanzamento i restanti settori (0/+1 m/anno).

Cipriani et al. (1997) e Cipriani e Pranzini (1999) analizzano in dettaglio l'evoluzione di tutta la fascia costiera della Toscana settentrionale (periodi 1978/1985 e 1985/1998), suddividendo il tratto litorale qui indagato in quattro settori principali (Tab. 3 e 4): Fiume Frigido-Fosso Poveromo, Fosso Poveromo-Viareggio, Viareggio-Foce del Serchio, Foce del Serchio Foce-F. Morto Nuovo.

All'interno di questi settori (Fig. 13) le condizioni di erosione e di accumulo sono generalmente omogenee, anche se i tassi di spostamento della linea di riva possono variare in modo consistente da punto a punto. Nell'analisi delle tendenze evolutive dei diversi tratti di spiaggia, gli Autori considerano in erosione quelli che mostrano arretramenti maggiori di 5 m, in avanzamento quelli in progradazione per più di 5 metri e stabili quelli che hanno mostrato una variazione di ± 5 m; questo a causa del margine di errore insito nel sistema di rilevamento.

Dai rilievi si nota che, nel settore compreso tra il Frigido e il fosso Poveromo, le difese litoranee sono presenti solo in un piccolo tratto e la loro efficacia non sembra essere particolarmente rilevante; nel periodo compreso tra il 1985 e il 1996 si registra, infatti, un arretramento della linea di riva pari a 30,3 metri (-2,63 m/anno).

Per le spiagge comprese tra la foce del fosso Poveromo e il porto di Viareggio è confermata la tendenza verso un generale avanzamento (anche se la parte settentrionale fino a Forte dei Marmi comincia a risentire dell'erosione innescata dal porto di Carrara). Questi due primi settori sono quelli certamente più sfruttati dall'industria turistica toscana.

Per il litorale compreso tra il porto di Viareggio e la foce del Serchio si dispone di rilievi effettuati nel 1997, da cui si evince che la costa è stata caratterizzata, tra il 1985 e il 1997, da un avanzamento medio di 26,7 metri (+2,28 m/anno), tale tasso risulta però in decremento rispetto a quello di +3,08 m/anno registrato nel periodo precedente (1978-1985); inoltre, le spiagge più prossime alla foce del Serchio sono entrate in erosione.

Le spiagge poste a sud del Serchio (Foce Serchio-F. Morto Nuovo) sono in erosione, con tassi che si aggirano intorno a -4,06 m/anno. Dal confronto con il periodo 1978/85, dove si aveva un tasso di -1,59 m/anno, si delinea un'accelerazione del fenomeno.

In sintesi, considerati gli apporti sedimentari dei fiumi Magra, Arno e Serchio, il litorale versiliese dovrebbe essere in grado di mantenere almeno una certa stabilità. Tuttavia la costruzione dei porti di

Marina di Carrara e Viareggio ha causato una notevole diminuzione della quantità di sedimenti che raggiungono l'area.

Tabella 3 - Variazione areale, variazione lineare media e tasso di variazione annuale della linea di riva per i settori a comportamento omogeneo dell'area costiera in studio tra gli anni 1978 e 1985 (da Cipriani et al., 1997 - modificata).

	Settore	Lunghezza (m)	Periodo	Anni	Variazione areale (mq)	Variazione lineare media (m)	Tasso variazione (m/a)
1	F. Frigido Fosso Poveromo	2525	78/85	7	-84384	-17,6	-2,51
2	Fosso Poveromo Viareggio	16782	78/85	7	+165290	+9,8	+1,41
3	Viareggio Foce Serchio	7271	78/85	7	+156985	+21,6	+3,08
4	Foce Serchio F. Morto Nuovo	5122	78/85	7	-57230	-11,2	-1,59

Il porto di Marina di Carrara blocca i materiali provenienti da Bocca di Magra; quello di Viareggio agisce in modo analogo, ma molto meno accentuato, sui sedimenti provenienti dall'Arno e dal Serchio. Inoltre, le opere di difesa litoranea erette a sud di Marina di Carrara stanno inducendo uno spostamento del problema verso le aree di Forte dei Marmi e Marina di Pietrasanta.

Secondo Cipriani et al. (1997) il quadro attuale può essere estrapolato per i prossimi decenni, poiché dal momento della realizzazione degli ultimi rilievi ad oggi, le cause che determinano le tendenze evolutive del litorale sono rimaste sostanzialmente invariate, ad eccezione di quella connessa con l'escavazione di inerti dagli alvei fluviali. D'altro canto, secondo gli stessi Autori, oltre alle tendenze attuali si deve tener conto degli effetti negativi dell'innalzamento del livello del mare. In mancanza di materiale immesso dai fiumi nel sistema costiero tale innalzamento provocherà un'erosione accelerata della spiaggia, della duna e dei terreni retrostanti.

Lo stato della spiaggia emersa e dei fondali a questa prospiciente appare, quindi, di grande importanza nella previsione degli arretramenti della costa sotto condizioni di innalzamento eustatico.

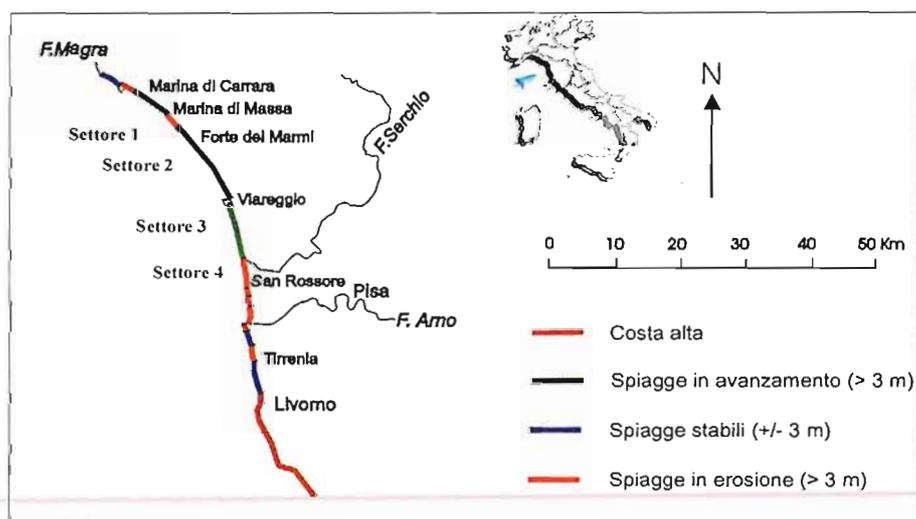


Figura 13 - Settori costieri della Toscana settentrionale in erosione, stabili ed in progradazione (da Cipriani e Pranzini, 1999; modificata).

In base ai dati suesposti, nella Carta Geomorfologia la spiaggia versiliese è stata così suddivisa:

- 1) Foce del Cinquale-Porto di Viareggio. Spiaggia in avanzamento. Tasso medio compreso tra 0 e 1 m/anno;
- 2) Porto di Viareggio-Marina di Vecchiano. Spiaggia in avanzamento. Tasso medio compreso tra 2 e 3 m/anno;
- 3) Marina di Vecchiano-Macchia di San Rossore (Torre Riccardi). Spiaggia in arretramento. Tasso medio maggiore di 3 m/anno.

Tabella 4 - Variazione areale, variazione lineare media e tasso di variazione annuale della linea di riva per i settori a comportamento omogeneo dell'area costiera in studio tra gli anni 1985 e 1998 (da Cipriani e Pranzini, 1999; modificata).

	Settore	Lunghezza (m)	Periodo	Anni	Variazione areale (mq)	Variazione lineare media (m)	Tasso variazione (m/a)
1	F. Frigido Fosso Poveromo	2525	85/96	11,5	-76492	-30,3	-2,63
2	Fosso Poveromo Viareggio	16782	85/98	13	+128142	+7,6	+0,59
3	Viareggio Foce Serchio	7216	85/97	11,7	+192672	+26,7	+2,28
4	Foce Serchio F. Morto Nuovo	5151	85/97	11,7	-244710	-47,5	-4,06

Caratteri meteo-marini

Le correnti marine del Tirreno centro-settentrionale si inquadrano in una circolazione di tipo ciclonico, mostrando un generale andamento da SE verso NW (Leoni et al., 1995; Aiello et al., 1975; Astraldi e Gasparini, 1986; Gasparini et al., 1987; Stocchino e Testoni, 1968; Elliott, 1979; Astraldi et al., 1993). La circolazione delle masse d'acqua è infatti innescata dalla corrente che entra nel Tirreno attraverso il canale di Sardegna e che, dopo aver lambito le coste settentrionali dell'isola, risale lungo il margine occidentale della penisola italiana.

Lungo il settore toscano lo schema della distribuzione delle masse d'acqua si complica a causa della presenza di numerosi vortici e meandri in seno alla corrente principale (Fig. 14).

Questi ultimi trovano origine sia nella morfologia del litorale e dei fondali, sia nella diversa distribuzione delle masse acquose dovuta alle variazioni stagionali di temperatura (Astraldi et al., 1993). La configurazione delle correnti induce variazioni significative nell'energia del trasporto solido, arrivando, sporadicamente, a favorire la deposizione di materiale fine anche in aree limitrofe alla costa, in virtù della creazione temporanea di zone a bassa o bassissima energia (Leoni et al., 1995).

Inoltre, nel tratto costiero che interessa la Versilia, la presenza di elementi aggettanti (i porti, le barriere, i pennelli di protezione, ecc.) permette l'ingenerarsi di celle litoranee in grado di apportare fenomeni erosivi localmente accentuati, oltre a veicolare i sedimenti medio-fini dalla linea di riva verso il largo. In questo settore si riscontrano, a diverse profondità, due tipi di trasporto: uno prossimale che interessa la zona sotto costa e uno distale che interessa la zona di frangenza e le zone più esterne (vedi Devoti et al., questo volume).

Le informazioni relative ai venti nell'area in esame si possono ricavare dalle misure effettuate nelle stazioni meteorologiche dell'Aeronautica Militare di Palmaria, di Pisa e di Gorgona (Tab. 5) (da Regione Toscana - Dipartimento Ambiente, 1989) e dai dati KNMI (Koninklijk Nederlands Meteorologisch Institut) relativi al periodo 1961-1990 (vedi Cipriani et al., 2001).

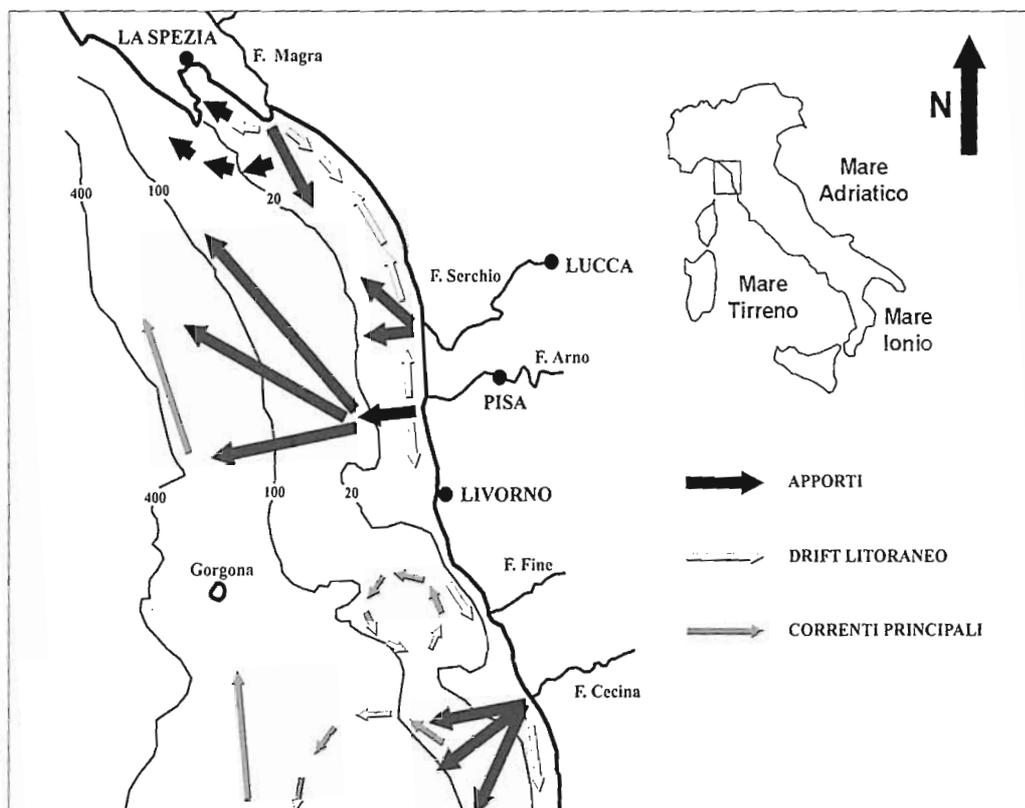


Figura 14 - Quadro sintetico dei processi di trasporto e dispersione dei sedimenti lungo la costa della Toscana settentrionale (da Ferretti et al., 1995; ridisegnata).

Nella Stazione di Palmaria si osserva una forte prevalenza di venti da direzione fra nord e nord-est, che non si riscontra in altre stazioni vicine della costa toscana, probabilmente protette dai rilievi apuani. Va però osservato che venti di provenienza settentrionale sono molto frequenti ed intensi su stazioni vicine della costa ligure. I diagrammi direzionali confermano l'importanza del vento da nord-est e, per quanto riguarda i venti di mare, la prevalenza del vento da ovest.

La stazione meteorologica di Pisa è situata alcuni chilometri dal mare in una zona pianeggiante; poiché l'anemometro è posto su un sostegno di 10 metri è possibile che ostacoli locali attenuino molto la velocità del vento nella zona di misura. I dati analizzati mostrano, infatti, una netta incidenza di calme e venti deboli, con prevalenza dei venti di direzione est e sud-ovest.

Nella Stazione di Gorgona la distribuzione direzionale evidenzia una maggior importanza dei venti provenienti da nord-ovest e sud-est, mentre l'elaborazione dei dati mostra che prevalgono i venti del settore ovest.

In sintesi, il tratto di costa analizzato appare caratterizzato da frequenze relativamente alte di venti abbastanza intensi, provenienti soprattutto dal settore occidentale.

Tabella 5 - Caratteristiche e periodi di disponibilità dei dati delle stazioni anemometriche considerate.

Stazione	Quota (M S.L.M.)	Periodo
Pisa	15	1951 - in funzione
Isola di Palmaria	240	1951 - 1959
Isola di Gorgona	240	1951 - 1973

Tale evidenza è confermata dall'osservazione dei diagrammi polari della distribuzione direzionale dei venti (Fig. 15, analisi KNMI). Infatti, risulta che i venti provenienti dal terzo quadrante hanno maggiore frequenza in tutte le classi di velocità; inoltre, i venti di maggiore velocità provengono da un limitato settore centrato sui 250° N.

I dati relativi al moto ondoso possono dividersi in tre diverse categorie:

- 1) osservazioni e stime a vista;
- 2) modelli matematici di ricostruzione;
- 3) misure dirette.

I modelli di ricostruzione dello stato del mare sono quelli che permettono la stima dell'altezza d'onda significativa, e del relativo periodo, utilizzando generalmente i dati relativi all'intensità e alla durata del vento sull'area di generazione (vedi ad es. Bretschneider, 1958; Sunamura, 1989).

Le misure dirette nell'area di studio sono quelle provenienti dall'ondametro di La Spezia del Servizio Mareografico Nazionale (SIMN) e dalle stazioni di osservazione dell'Istituto Idrografico della Marina (Isola di Palmaria, Livorno). I dati d'origine meno recente e di minor precisione sono quelli che provengono dalle osservazioni a vista effettuate dagli osservatori del servizio meteorologico della Marina Militare.

I dati I.I.M. (1978), relativi alle stazioni di Palmaria e Livorno, indicherebbero che le condizioni più frequenti sono rappresentate da mare tra forza 2 e 4, ossia con onde significative di altezza compresa fra 10 cm e 2,50 m. Le frequenze di mareggiate con forza 6 o maggiore sono, in generale, molto basse (circa 1%). Le mareggiate più intense provengono comunque dal settore sud-ovest.

Aminti (1983) e Giacobello et al. (1980) (vedi Benetti, 2000) hanno ricostruito le condizioni del moto ondoso al largo del litorale di Massa e per la zona prospiciente l'Arno.

Per la ricostruzione sono state utilizzate le registrazioni di Gorgona perché ritenute le più idonee a rappresentare le condizioni di vento sul mare a nord della Corsica. Si sono ottenuti 23.000 stati del mare, relativi al periodo 1961/1968, e il flusso di energia verso riva associato alle diverse direzioni. In base ai valori ottenuti (compresi tra 235° e 248°N) sembra generarsi una componente del flusso di energia parallela alla linea di riva e diretta verso sud a Marina di Massa, verso nord alla foce dell'Arno.

Tali evidenze sembrano congruenti con le informazioni ottenute dai dati degli osservatori I.I.M. Va precisato che il modello sovrastima il numero delle condizioni di calma, in quanto tale numero coincide con la somma delle condizioni di calme di vento e di vento proveniente da terra, mentre in realtà si possono avere limitati livelli di agitazione nella zona in esame anche in condizioni di calma di vento alla stazione di riferimento se sono presenti venti in aree limitrofe (Benetti, 2000).

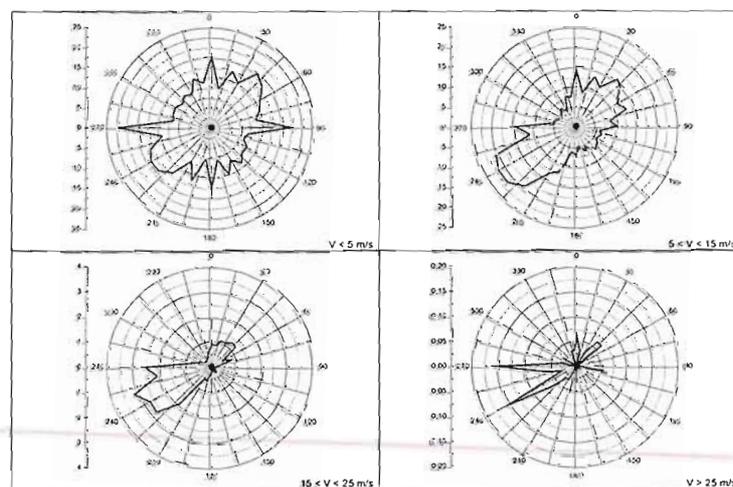


Figura 15 - Distribuzione direzionale percentuale media annua dei venti (dati KNMI, settore di osservazione: 8,0°-11,0°E e 42,8°-45,0°N, periodo 1961-1990; da Cipriani et al., 2001).

Nella Tabella 6 sono riportate le altezze d'onda massime (maggiori di 4,0 m), relative a mareggiate indipendenti, registrate dall'ondametro direzionale di La Spezia nel periodo 1989-1997 (Regione Toscana-PIN, 1998, vedi Benetti, 2000). Questi dati mettono in evidenza come sia le onde più basse sia le mareggiate maggiori provengano prevalentemente dalle direzioni 230°-240°N (Benetti, 2000); essi sono quindi congruenti sia coi dati dell'Istituto Idrografico della Marina sia con le ricostruzioni dello stato del mare.

Infine, nella Figura 16 sono rappresentati i diagrammi polari della distribuzione delle altezze d'onda relativi ai dati KNMI per il periodo 1961-1990 (vedi Cipriani et al., 2001).

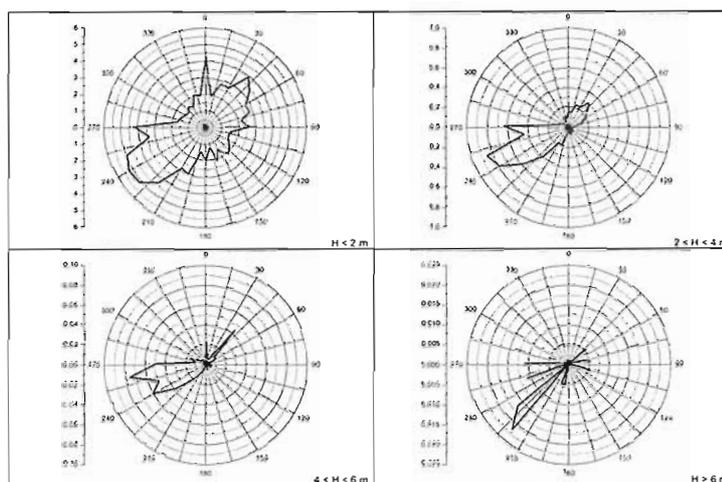


Figura 16 - Distribuzione direzionale percentuale media annua delle altezze d'onda (dati KNMI, settore di osservazione: 8,0°-11,0°E e 42,8°-45,0°N, periodo 1961-1990; da Cipriani et al., 2001).

Da questi si rileva che le mareggiate principali arrivano prevalentemente dal settore 240°-270°, mentre gli eventi estremi (con altezza d'onda maggiore di 6m) provengono da un limitato settore centrato sui 225°N. La marea media del tratto costiero in studio è normalmente minore di 30 cm (Portner-Porto di Livorno, 2000). A titolo di verifica, sono stati ricavati da Benetti (2000) i livelli medi di marea per gli anni 1988, 1989, 1991 e 1994, dalle registrazioni digitali del mareografo di Livorno (Tab. 7). Tali livelli sono stati ottenuti prendendo la misura più bassa e quella più alta di ciascuna giornata del mese (per i mesi e gli anni disponibili).

Le misure sono sommate e poi divise per il numero d'osservazioni considerate, ottenendo così il livello medio mensile (mMTL).

Caratteristiche sedimentologiche dei fondali versiliesi

L'ampiezza della piattaforma continentale che si estende tra la foce del Fiume Magra a nord e l'alto strutturale dell'allineamento Secche della Meloria-Isola di Gorgona a sud aumenta progressivamente da La Spezia verso Livorno, fino a raggiungere un'estensione di circa 30 km (Corradi et al., 1994); il margine esterno raggiunge profondità comprese fra -100 e -180 metri (Leoni et al., 1995).

Il fondo marino presenta una morfologia generalmente piatta, generata da un notevole accumulo di sedimenti plio-quadernari: le variazioni del livello del mare, hanno permesso il depositarsi di potenti depositi di spiaggia e di transizione sovrainposti ad una struttura tettonica ad "Horst e Graben" che interessa tutto il bacino pisano-versiliese (Fanucci e Firpo, 1981; Bartolini et al., 1982).

Come descritto in Devoti et al. (questo volume), la spiaggia sottomarina del settore versiliese è caratterizzata da fondali sabbiosi e a bassa pendenza. Un'indagine aerofotografica condotta da Chiabrera et al. (1980) su materiale documentario relativo ad anni e stagioni differenti, integrata, dove possibile, dalla lettura dei profili batimetrici (Benetti, 2000), ha permesso di rilevare sul litorale toscano due tipi

fondamentali di barre sottomarine: barre rettilinee e barre festonate. A volte i due tipi sono associati, ma la barra rettilinea è sempre la più esterna; la presenza di più ordini di barre è associata alla ricorrenza di più zone di frangenza.

I corsi d'acqua che apportano contributi significativi al trasporto di sedimenti verso il litorale in esame sono i Fiumi Magra, Serchio, Frigido, subordinatamente il Fiume Arno, limitatamente i Fossi Motrone e Cinquale.

Il Fiume Magra è caratterizzato da un apporto liquido che passa dai circa $60 \text{ m}^3/\text{sec}$ nel mese di gennaio, a portate prossime a $10 \text{ m}^3/\text{sec}$ ad agosto. Le portate raggiungono il loro valore massimo fra ottobre e novembre, con oltre $70 \text{ m}^3/\text{sec}$ (Cavazza et al., 1985). L'apporto solido del Magra, prevalentemente di tipo grossolano, mostra valori compresi fra qualche migliaio di tonnellate nei mesi estivi sino al massimo delle 150.000 tonnellate nel mese di novembre, per una portata solida media annua di $623 \cdot 10^3 \text{ t/anno}$ (Cavazza, 1994). Nel bacino del Magra sono presenti argilliti, arenarie ofiolitiche, rocce verdi e la loro copertura sedimentaria.

Il Fiume Serchio scorre in un bacino imbrifero di 1408 km^2 ed ha una portata solida media annua di $23 \cdot 10^3 \text{ t/anno}$ (Cavazza, 1994). Il limitato apporto sedimentario di questo fiume, che rende marginale il suo contributo al bilancio del settore, è dovuto sia alle caratteristiche litologiche del bacino idrografico drenato sia ai numerosi sbarramenti artificiali presenti lungo il suo corso e su quello dei suoi affluenti. Il bacino del Serchio è caratterizzato da calcareniti, arenarie quarzose feldspatiche intercalate a siltiti e argilliti, calcare tipo "maiolica" e dal nucleo metamorfico apuano con la sua copertura sedimentaria (Corradi et al., 1994).

Il Fiume Frigido presenta caratteristiche simili a quelle del Magra, ma con volumetrie solide e liquide significativamente inferiori. Il massimo apporto liquido si registra infatti nei mesi invernali, con circa $11 \text{ m}^3/\text{sec}$. Il minimo di portata si verifica nei mesi estivi, attestandosi su $1\text{-}2 \text{ m}^3/\text{sec}$. Il trasporto solido afferente al Fiume Frigido, di tipo prevalentemente fine, è l'unico che raggiunge un'entità apprezzabile tra i corsi d'acqua minori.

Come descritto in precedenza, anche una sensibile porzione dei sedimenti immessi in mare dall'Arno sembrerebbero spingersi verso nord, almeno fino alla diga foranea di Viareggio. Gli altri corsi d'acqua della Versilia hanno modestissima portata liquida e trascurabile portata solida o, come il Cinquale, limitata a materiali argillosi e siltosi (Gandolfi e Paganelli, 1975).

Le stime quantitative relative al trasporto solido dei sedimenti lungo la riva versiliese sono discusse in Devoti et al. (questo volume).

Da un punto di vista sedimentologico generale, nella zona prossima a riva fin quasi all'isobata dei 20 metri, si ritrovano generalmente facies sabbiose (con quarzo, feldspati e calcite); segue una stretta fascia, fino a circa 25 metri di profondità con facies sabbioso-siltosa, con analoga composizione mineralogica; da 25 a 100 metri di profondità si trova una facies siltoso-argillosa con quarzo e calcite; più al largo la facies è argilloso-siltosa con calcite prevalente (da Benetti, 2000); le facies composizionali risultano significative delle situazioni locali, soprattutto nelle aree sotto costa, influenzate dall'apporto dei diversi corsi d'acqua (principalmente Magra, Arno e Serchio), ma anche dall'andamento delle correnti e dalla naturale selezione dei materiali da costa al largo (Immordino e Setti, 1993).

Il range dimensionale dei sedimenti presenti lungo la costa versiliese è molto ampio: le dimensioni medie (Mz) vanno da $-3,09$ a $3,60 \phi$, ossia dalle ghiaie alle sabbie molto fini. In genere i materiali più grossolani si distribuiscono lungo la battigia, mentre procedendo verso il largo la dimensione dei sedimenti diminuisce da circa $2,2 \phi$ a 2 metri di profondità a $3,3 \phi$ intorno all'isobata 10 m (Cipriani et al., 2001). La frazione fine dei sedimenti aumenta con la profondità, passando da valori molto bassi nei sedimenti di battigia fino a valori superiori al 40 % alla profondità di 10 m.

In particolare, la distribuzione del parametro Mz lungo riva consente di riconoscere la presenza di due sorgenti dei materiali grossolani: l'Arno con valori compresi tra 0 e 1ϕ , e il Magra che immette materiali di dimensioni assai maggiori (fino quasi a -3ϕ). Questi ultimi sembrano spingersi verso sud fino

al Cinquale (zona di convergenza del drift costiero) con un salto dimensionale in corrispondenza del porto di Marina di Carrara, che impedisce il flusso delle ghiaie lungo la riva (Cipriani et al., 2001).

Tabella 6 - Altezze d'onda massime, relative a mareggiate indipendenti, maggiori di 4,0 m per il periodo 1989 - 1997 (Regione Toscana-PIN, 1998).

Giorno	Mese	Anno	H (m)	Direzione (°N)
5	11	89	4,70	240
26	1	90	4,10	239
15	2	90	4,50	237
27	2	90	7,10	236
8	6	90	4,20	236
30	10	90	5,60	236
10	12	90	4,00	233
27	9	91	4,30	243
18	10	91	5,00	238
14	11	91	4,70	236
24	3	92	4,90	239
1	9	92	4,90	233
21	10	92	4,10	240
26	10	92	5,30	241
17	11	92	4,90	240
4	12	92	4,80	237
16	12	93	5,90	244
2	4	94	4,10	243
15	9	94	4,00	229
30	12	94	4,00	226
26	1	95	4,80	226
27	1	95	4,40	229
24	2	95	4,80	240
20	3	95	4,10	244
27	3	95	5,10	238
13	5	95	4,10	230
17	11	95	4,80	235
18	11	95	4,10	241
20	11	96	5,80	234

I sedimenti immessi dall'Arno si spingono verso nord fino alla zona di convergenza; in questo caso è il porto di Viareggio che blocca il transito delle sabbie più grossolane con un salto di circa 1 ϕ tra le zone sottoflutto e sopraflutto del porto.

Nella distribuzione areale di Mz si possono riscontrare analoghe caratteristiche (Cipriani et al., 2001). Ad esempio, dal Serchio al porto di Viareggio, i sedimenti più grossolani si spingono a profondità maggiori di 4 m, e la frazione fine raggiunge valori di 0,25 %, probabilmente proprio a causa dell'influenza delle strutture foranee sulla dinamica costiera. A nord del porto si ha ancora deposizione di materiale molto fine, in prossimità della linea di riva, a causa della bassa energia del moto ondoso sopraflutto alla struttura foranea; sul suo prolungamento si ha un lobo di sabbie medie provenienti dall'Arno che riescono a superare la barriera portuale.

Nella zona di convergenza dei drift litoranei è presente sabbia fine, anche vicino alla battigia, con scomparsa della classe granulometrica più grossolana (Cipriani et al., 2001).

Per quanto riguarda la classazione dei depositi, questa appare abbastanza omogenea dal Serchio a Forte dei Marmi; in tale settore si rinvencono sedimenti da molto classati a moderatamente classati (secondo Folk e Ward, 1957) in accordo con le condizioni energetiche locali.

Tra Forte dei Marmi ed il porto di Carrara si ritrova una distribuzione irregolare delle dimensioni medie dei sedimenti a causa della presenza di opere di difesa che alterano la distribuzione sedimentaria. In prossimità della battigia compaiono sabbie grossolane che potrebbero rappresentare del materiale giunto dalla foce del Magra (Cipriani et al., 2001).

In definitiva, secondo gli stessi Autori, i flussi sedimentari individuabili nell'area in studio sembrano confermare l'esiguità degli apporti di materiale da parte dei principali corsi d'acqua della regione; verosimilmente sono proprio le spiagge attualmente in erosione le principali fonti di alimentazione dei tratti in avanzamento.

Tabella 7 - Maree medie mensili dell'area in studio negli anni 1988, 1989, 1991 e 1994 (da Benetti, 2000).

Mese	Anno	mMTL (mm)
Luglio	1988	91,6
Agosto	1988	114,8
Novembre	1988	138,1
Dicembre	1988	102,3
Gennaio	1989	104,7
Febbraio	1989	143,4
Marzo	1989	79,2
Aprile	1989	99,1
Maggio	1989	88,2
Giugno	1989	87,3
Luglio	1989	98,0
Agosto	1989	128,7
Settembre	1989	110,0
Ottobre	1989	82,1
Novembre	1989	131,5
Marzo	1991	144,3
Aprile	1991	96,8
Giugno	1991	130,5
Luglio	1991	170,6
Agosto	1991	176,0
Settembre	1991	206,3
Ottobre	1991	234,0
Novembre	1991	166,7
Gennaio	1994	313,8
Febbraio	1994	326,3

Rilevamento Uso del Suolo

Il tipo di utilizzo del suolo esercita un sensibile controllo sugli aspetti fisici e morfologici di un territorio e, quindi, riveste particolare importanza nella valutazione delle dinamiche ambientali in relazione ai fenomeni di dissesto. Altrettanto importante è la ricostruzione dell'evoluzione nel tempo dell'uso del suolo, spesso necessaria al fine di stimare l'influenza dell'espansione urbanistico-antropica sulle

caratteristiche geo-morfologiche, nonché idrauliche, dello stesso.

Nel presente lavoro è stata operata un'analisi ed un confronto tra classi di uso del suolo derivanti da diverse restituzioni. I dati di base utilizzati, resi disponibili dalla Regione Toscana, sono stati:

- 1) Una carta della copertura del suolo a scala 1:100.000 e relativa base dati, elaborata secondo le specifiche del Progetto CEE Corine-Land Cover, realizzata attraverso l'interpretazione a video di immagini LANDSAT-TM (unità minima interpretata: 25 ettari; periodi: agosto '90, novembre '90, agosto '92), affiancata dalla interpretazione delle foto pancromatiche della copertura aerea del Volo Alta Quota Italia 1988-1989 (scala approssimativa 1:70.000); la legenda consta di 72 classi.
- 2) Una carta dell'uso del suolo 1:25.000 (ed. 1985) realizzata da interpretazione di foto aeree del 1978; la legenda è suddivisa in 35 classi.
- 3) Altri dati sono stati acquisiti dall'esame di cartografia storica.

Le considerazioni scaturite dal confronto tra le prime due restituzioni hanno portato, tramite una sintesi, alla definizione dei tipi di copertura presenti e alla redazione di una specifica Carta Uso Suolo finalizzata alla valutazione del rischio da RSLR in Versilia. Questa elaborazione è stata resa necessaria dall'esigenza di considerare delle macrocategorie di copertura sia per l'analisi socio economica dell'area sia per la loro influenza sui fattori fisici responsabili di dissesti legati alla risalita del livello marino. I vari tipi di copertura, insieme alle caratteristiche litologiche e litotecniche dei terreni affioranti, hanno permesso di operare valutazioni sull'erodibilità, sulla degradabilità e sulla permeabilità del suolo, nei vari settori dell'area analizzata. In particolare, l'influenza delle diverse tipologie di utilizzo del territorio (ad es.: copertura arborea, campi coltivati, aree urbane, ecc.) sull'erodibilità, scaturisce dall'inserimento delle varie classi di uso del suolo come fattore di moltiplicazione (in senso aggravante o mitigante) rispetto ai caratteri litologici rilevati (vedi Nisi et al., questo volume).

A tal fine, le diverse coperture sono state riferite ad 8 macrounità che racchiudono utilizzi del suolo assimilabili (Tab. 8); ad esempio, nella unità di tipo 8 della tabella sono stati compresi tutte le infrastrutture, i centri produttivi e le abitazioni.

Per la stima dei valori economici a rischio, le diverse coperture sono state ricampionate in 5 macrounità che maggiormente incidono sugli aspetti socio economici (Tab. 9). A queste 5 classi sono stati successivamente assegnati dei punteggi rappresentativi dei loro valori economici relativi (vedi Nisi et al., questo volume).

Per quanto riguarda l'analisi della cartografia storica sono state evidenziate alcune modificazioni macroscopiche del territorio, sia di carattere geomorfologico sia operate dall'uomo, che ne hanno determinato l'evoluzione del paesaggio; d'altro canto la Versilia possiede un'antichissima storia di popolamento umano, iniziata già in epoca paleolitica.

Tabella 8 - Macrocategorie di Uso del suolo per la valutazione dell'erodibilità delle litologie.

Tipo di uso del suolo
1) Spiagge, dune, sabbie e ciottolami dei greti.
2) Aree estrattive.
3) Lagune e paludi interne.
4) Aree occupate in prevalenza da seminativi semplici e complessi, seminativi arborati, vigneti, oliveti, prati stabili.
5) Aree a pascolo naturale, brughiere e cespuglieti, vegetazione sclerofila, vegetazione boschiva e arbustiva rada e/o in evoluzione.
6) Aree verdi urbane, aree sportive e ricreative.
7) Boschi di conifere, boschi misti, fustaglie di latifoglie.
8) Tessuto urbano, aree produttive e commerciali, reti stradali e ferroviarie, aree portuali, aeroporti.

Dopo la dominazione romana e lo sviluppo dei Comuni dei secoli XI-XIV d.C., la guerra tra Pisa e Firenze causò un abbandono del territorio e un progressivo disordine della situazione idraulica; gli impaludamenti che ne seguirono raggiunsero la loro massima estensione all'inizio del XVI secolo.

I successivi provvedimenti tesi al risanamento del litorale si svilupparono in due direzioni: la regimazione dei corsi d'acqua e la tutela della macchia costiera.

Il primo organico intervento sulla rete idrografica della Versilia, è stato intrapreso tra il 1559 e il 1573, e riguardò in primo luogo la sistemazione del fiume Versilia, le cui acque furono deviate in un canale tracciato in direzione del Cinquale. I problemi più grandi da risolvere, solo in parte eliminati con la creazione del canale Scolmatore, erano quelli del riempimento dell'alveo del Versilia, che aveva assunto l'aspetto di fiume pensile, e quello relativo all'ultimo tratto del suo percorso che era tortuoso, quasi parallelo alla linea di costa e ostacolato nel suo deflusso verso mare dai cordoni dunari. Così tra il 1619 e il 1623 fu scavata una nuova foce per il porto canale di Motrone ormai quasi in disuso. La situazione idraulica rimase però sostanzialmente immutata e la storia della pianura nel secolo seguente è ancora quella di una serie di disastrose piene che distruggono i raccolti (Azzari, 1993).

La cartografia settecentesca mostra il succedersi di tre paesaggi nella fascia costiera: da mare verso monte le dune sabbiose con la loro rada vegetazione lasciano il posto ad un bosco più o meno fitto di querce, oltre il quale subentrano canneti e acquitrini; ancora più verso l'interno troviamo il settore di pianura in cui i campi coltivati a cereali, leguminose e canapa erano delimitati da viti maritate a pioppi, olivi, gelsi o alberi da frutto tra cui gli agrumi. Nel Settecento l'attività di bonifica fu ripresa con maggiore energia e nei nuovi terreni disponibili furono introdotte nuove colture specializzate come il tabacco. Tuttavia, il mutamento più radicale dal punto di vista paesaggistico riguardò il litorale dove, a partire dalla metà del Settecento, si tentò con maggiore o minore successo la sostituzione della macchia ormai degradata con la pineta, sia per un suo sfruttamento economico, sia per riparare con una barriera di pini la campagna retrostante dai venti salmastri.

Il vero sviluppo delle aree costiere iniziò con le bonifiche ottocentesche, ma il loro popolamento assunse ritmi veloci solo dopo la seconda guerra mondiale, portando in poco più di un secolo alla condizione attuale. Oggi tutta la pianura appare densamente urbanizzata, presentando una sorta di lunga città lineare in due diversi settori: quello litoraneo parte da Viareggio e congiunge Lido di Camaiore, Marina di Pietrasanta, Forte dei Marmi, il Cinquale fino a Massa Carrara e la foce del Magra; il secondo è quello più interno che corre lungo il margine della Apuane, unendo Pietrasanta, Querceta e Strettoia con l'insediamento di Ripa-Seravezza che s'insinua nella Valle del Versilia.

La cementificazione ha ormai portato il territorio ad una saturazione, con una densità media tra 800 e 1000 abitanti per kmq. Le poche zone non ancora edificate hanno una loro ben precisa destinazione produttiva, fra i quali spiccano soprattutto i vivai e le serre per la coltivazione di prodotti orticoli e floricoli; particolarmente sviluppata è, inoltre, la piccola impresa, attiva soprattutto nella lavorazione del marmo estratto nel comprensorio apuano e presente nella maggior parte dei casi come laboratori artigianali a conduzione familiare. Le zone rimaste a bosco e a verde pubblico sono passate da mille ettari a metà degli anni trenta ai 270 ettari attuali.

Tabella 9 - Macrocategorie di Uso del Suolo per la stima relativa del Rischio.

Tipo di Uso del Suolo
1) Zone umide
2) Boschi, vegetazione naturale
3) Terreni agricoli
4) Aree produttive e infrastrutture
5) Tessuto urbano e spiagge attrezzate

Proprio dall'analisi delle categorie d'uso del suolo precedentemente definite (con particolare riferimento a: spiagge, dune, greti fluviali, aree estrattive, zone umide, aree agricole eterogenee, aree incolte o abbandonate, parchi urbani, boschi, aree urbanizzate) risulta che in Versilia l'agricoltura contribuisca in modo significativo ma non determinante alla ricchezza locale; la presenza di attività intensive con forte impatto ambientale e paesaggistico nonché la pressione demografica lungo la zona costiera indicano una trasformazione ormai consolidata dell'area.

Rilevamento Elementi Idrologici ed Idrogeologici

L'analisi idrologica ed idrogeologica dell'area in esame è stata condotta attraverso l'acquisizione, l'analisi e l'elaborazione di dati pregressi. La ricerca è stata incentrata sui seguenti punti:

- 1) Analisi dei caratteri idrogeologici e idrologici.
- 2) Studio dell'andamento del cuneo salino.
- 3) Ricostruzione delle isofreatiche e della soggiacenza dell'acquifero superficiale.
- 4) Perimetrazione delle aree alluvionate.

Tale ricerca ha consentito la redazione di una Carta degli Elementi Idrologici ed Idrogeologici, in scala 1:25.000, che riporta le aree colpite da eventi alluvionali, le aree interessate da fenomeni di ristagno di acque superficiali e le isofreatiche dell'acquifero superficiale con equidistanza 0,5 m.

Cenni sugli acquiferi della pianura versiliese

Come descritto in precedenza, il sottosuolo della piana versiliese è caratterizzato dall'alternanza di depositi prevalentemente sabbiosi (di origine marina) con depositi prevalentemente argillosi (di origine continentale); a questi si intercalano depositi sabbioso-limosi e argilloso-torbosi di transizione (ambiente lagunare, palustre-lacustre). Alla base dei primi rilievi apuani, si rinvengono depositi ghiaiosi di conoide abbastanza estesi ed interdigitati con quelli di pianura. Gli spessori di tali sedimenti risultano estremamente variabili sia in senso longitudinale che trasversale al litorale.

Gli orizzonti litologici relativi ai depositi sabbioso-limosi, alle sabbie e alle ghiaie rappresentano gli acquiferi principali dell'area (Cortopassi, 1998).

In linea generale si può affermare che tali orizzonti sono sostanzialmente tre. Il primo (A) (sabbie e sabbie limose) può rinvenirsi da -1 a -50 m dal piano campagna. Il suo andamento è cuneiforme, diminuendo nettamente di spessore da mare verso monte. Il secondo (B) (sabbie e/o ghiaie) si incontra a partire da circa -30/-40 m dal piano campagna, per uno spessore medio di 15-20 m. Il terzo (C) (ghiaie e sabbie) si rinviene, generalmente, al di sotto dei -60 m dal piano campagna.

Essendo i tre orizzonti sede di acquiferi molto variabili in spessore e continuità, le cifre sopra riportate sono puramente indicative. Un ulteriore serbatoio è rappresentato, infine, dai cordoni dunari della fascia litoranea (Ghezzi, 1986).

L'acquifero del primo orizzonte è quello più sfruttato, soprattutto nella porzione superiore (primi 15 metri circa), ed è anche quello maggiormente permeabile per le sue caratteristiche granulometriche (Cortopassi, 1998). La falda presenta una leggera artesianità, e deve la sua alimentazione alle precipitazioni che coinvolgono le dorsali apuane, mentre un esiguo apporto è fornito dalle lenti d'acqua della falda freatica di duna (Ghezzi, 1986).

Questo acquifero presenta numerose emergenze sia alla base dei conoidi pedemontani che in corrispondenza delle depressioni topografiche del settore litoraneo. Il flusso sotterraneo, presenta una notevole azione di richiamo verso le numerose aree depresse della piana in virtù del gradiente piezometrico.

I numerosi studi idrogeologici effettuati in Versilia hanno evidenziato che da più di un ventennio sono presenti acque salate nel sottosuolo. Si tratta di un fenomeno arealmente diffuso e, in alcune zone, particolarmente avanzato sino a compromettere l'utilizzo del suolo e/o della falda.

La presenza di acque salate nel sottosuolo costiero rappresenta, infatti, una grossa problematica per

le numerose attività antropiche; soprattutto per quelle produttive, che utilizzano grosse quantità di risorse idriche sotterranee.

Andamento del cuneo salino

L'intrusione di acqua marina nelle falde costiere può verificarsi per varie cause, alcune di origine naturale, altre indotte e/o accelerate dalle attività dell'uomo.

In primo luogo, un forte abbassamento della falda costiera porta un'intrusione salina lungo la costa. Col persistere del fenomeno l'acqua di mare penetra sempre più verso terra.

Il contatto tra acqua dolce e salata è rappresentato da un'interfaccia che può variare in spessore da pochi metri ad alcune decine di metri. L'andamento di tale zona di transizione è determinato e regolato dai parametri idrodinamici del flusso di acqua dolce e di acqua marina.

Nella descrizione quantitativa del fenomeno si assume che esista un equilibrio idrostatico tra acque dolci e salate. In tal caso, secondo la formula di Ghyben-Herzberg la profondità dell'interfaccia in un punto è data da:

$$H_i = (\rho_d / \rho_s - \rho_d) h_p$$

Dove ρ_d è la densità d'acqua dolce, ρ_s la densità dell'acqua salata e h_p l'altezza dell'acqua dolce sopra il livello del mare.

Se si considera, approssimativamente, $\rho_s = 1025 \text{ kg/m}^3$ e $\rho_d = 1000 \text{ kg/m}^3$, si avrà che $H_i = 40 h_p$; perciò, un abbassamento della piezometrica di 1 m rispetto al livello marino, provocherà un innalzamento dell'interfaccia di circa 40 m.

La contaminazione di una falda da parte di acque salate può essere legata, come nel caso versiliese, anche alla presenza di canali e fossi che drenano il territorio verso mare, risultando soggetti a temporanee inversioni di corrente in funzione delle variazioni di piovosità stagionale. I flussi di acqua marina si infiltrano così nel sottosuolo nei punti permeabili degli alvei o attraverso cavità naturali o pozzi artificiali; perciò l'acqua salata si sposterà, per diffusione, anche nelle falde.

Inoltre, nelle aree di piana costiera, generalmente formatesi attraverso molteplici fasi di avanzate e ritiro della linea di costa, si può rinvenire acqua salmastra "fossile" intrappolata in limitati settori degli acquiferi. In conseguenza di un diminuito carico idraulico per emungimento, questa può essere movimentata e riportata in superficie; anche casi di questo tipo sono stati riscontrati in Versilia.

I valori critici e la notevole estensione nella salinizzazione della piana versiliese sembra essere dovuta, almeno in parte, alle attività estrattive che ne hanno interessato il territorio negli ultimi 200 anni. Nel corso del XIX secolo, infatti, sono stati sfruttati i giacimenti di torba, utilizzata come combustibile e per la preparazione di concimi. Dal 1930 circa lo sfruttamento delle torbe si è notevolmente ridotto fino a cessare, ma nel frattempo nacquero i consorzi di bonifica; inoltre, la rimozione del "cappello" superficiale di torba ha provocato la liberazione della falda semiartesianica contenuta nelle sabbie silicee, con diminuzione di carico idraulico e sussistenza di un gradiente tra falda e i relativi specchi d'acqua creati in superficie. Intorno al 1950 hanno poi inizio le escavazioni delle sabbie silicee. E' in questo periodo che si manifestano le prime serie problematiche, connesse soprattutto alle maggiori quantità d'acqua che defluiscono nei collettori di bonifica.

Tutte queste modificazioni dell'ambiente versiliese hanno comportato un aumento dei flussi idrici nei fossi, nonché una forte evaporazione in corrispondenza delle nuove superfici libere dell'acqua. La conseguenza, oltre al problema della subsidenza, è stata un abbassamento della superficie di falda e quindi, per la relazione di Ghyben-Herzberg, un minor contrasto alla risalita di acque salate.

La carta della fragilità degli acquiferi, redatta dalla Provincia di Lucca nel 2000, mostra che dalla foce del Cinquale a Lido di Camaione l'intrusione di acque salate nell'acquifero superiore si estende in media per 2 km a partire dalla linea di costa. Più a sud, a partire dal fosso dell'Abate, l'intrusione diviene più cospicua, interessando in pratica tutto il Bacino di Massaciuccoli; solamente la fascia rilevata dei

cordoni dunari (in un'area che si estende per 1-2 km a cavallo della via Aurelia da Viareggio alla foce del Serchio), sede dell'acquifero freatico di duna, non mostra ancora la presenza di acque salate. Nell'area del Massaciuccoli il cuneo salino sembra venire in contatto con l'acquifero del primo orizzonte a circa 0,5-1km dalla linea di riva. In alcuni punti di tale settore l'interfaccia tra acqua dolce e salata, individuata tramite una serie di prospezioni sismiche e geoelettriche (Marchisio e D'Onofrio, 1997), risulta maggiormente spostata verso monte. La causa di tale anomalia sarebbe da ricercarsi soprattutto nel sovrasfruttamento della falda; probabilmente sono proprio i forti emungimenti del periodo estivo (Provincia di Pisa, 2000; Giardi et al., 1983) che causano la progradazione del cuneo. In definitiva appare plausibile che l'estensione della salinizzazione sia dovuta principalmente alla risalita dell'acqua di mare attraverso i canali e i fossi piuttosto che per un contatto diretto con il sottostante cuneo salino. Cortopassi (1998) ha ricostruito l'andamento delle acque salate nella falda versiliese attraverso analisi chimica e della conducibilità elettrica (Fig. 17, Tab. 10).

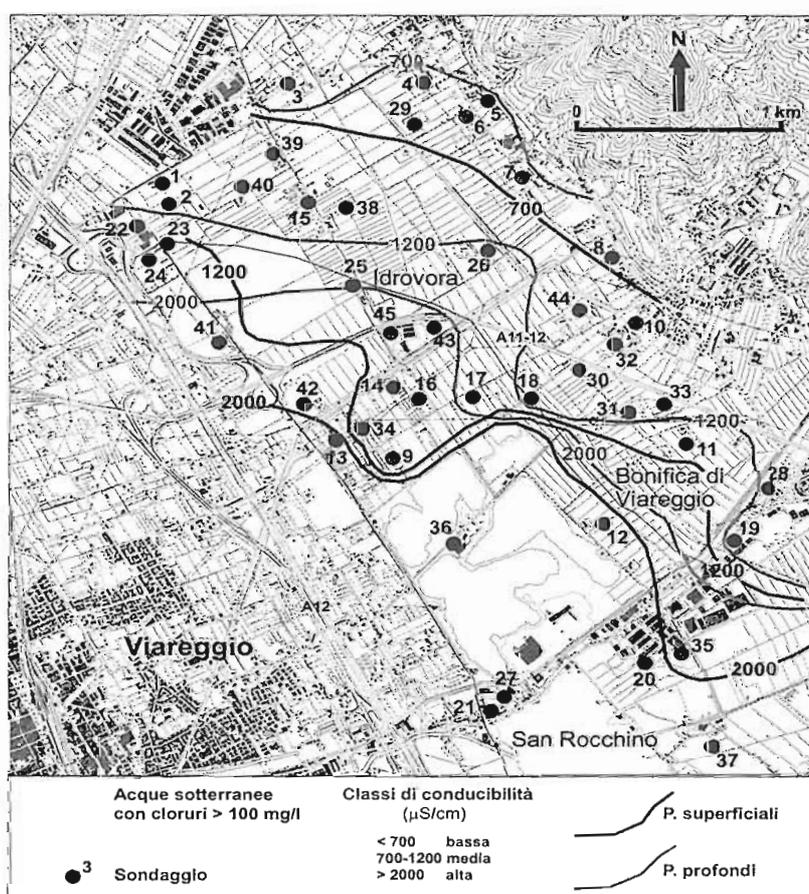


Figura 17 - Carta dei cloruri e della conducibilità elettrica (da Cortopassi, 1998; ridisegnata).

Sono stati censiti 45 pozzi e successivamente realizzate tre campagne di prelievo (aprile, giugno e luglio 1997) per analisi di conducibilità, temperatura, pH. Sui 17 pozzi ritenuti significativi sono state effettuate analisi del contenuto in cloruri, di durezza totale (16 pozzi) e di calcio e magnesio (9 pozzi). Le acque sono risultate di composizione carbonatico-calcica; il pH di quelle dei pozzi superficiali risulta mitigato dall'influenza dei terreni torbosi acidi. I valori di durezza indicano la presenza di acque da dure a molto dure. La composizione delle acque comprese nei primi 10 metri dal piano campagna mostrano valori di conducibilità e cloruri che si discostano sensibilmente dagli intervalli di misura tipici delle acque della zona risultanti da pregressi lavori bibliografici (Tab. 11).

In linea generale, secondo Cortopassi (1998) nelle zone poste a nord-est dell'Autostrada A11-12 le concentrazioni di sali conferiscono una discreta idoneità all'irrigazione (Tab. 12), pur mostrando conducibilità medio-alta. L'acquifero superiore, in tali settori (pozzo 38), risulta sostanzialmente ancora integro e con acque di buona qualità.

Tabella 10 - Analisi chimica delle acque (da Cortopassi, 1998).

Pozzo	Profondità (m dal p.c.)	Conducibilità (μ S/cm)	PH	Cloruri (mg/l)	Durezza (F°)	Calcio (mg/l)	Magnesio (mg/l)
1	6,0	1050	6,6	35	48	---	---
2	11,0	1100	6,6	53	53	---	---
3	14,0	650	7,3	---	---	---	---
4	12,0	790	7,3	---	---	---	---
5	12,0	1100	7,1	---	---	---	---
6	12,0	1485	7,2	---	---	---	---
7	11,0	870	7,2	---	---	---	---
8	6,5	660	7,3	---	---	---	---
9	4,5	670	6,5	---	---	---	---
10	10,0	815	7,5	---	---	---	---
11	10,0	1415	7,1	28	52	---	---
12	4,5	6300	7,8	---	---	---	---
13	4,5	2500	7,2	483	60	192	29
14	4,0	800	6,3	---	---	---	---
15	6,0	1000	6,7	43	47	188	58
16	4,0	890	6,2	---	---	---	---
17	10,0	970	7,1	---	---	---	---
18	3,0	6580	6,9	1313	---	---	---
19	10,0	1245	6,7	63	50	---	---
20	6,5	3200	6,6	---	---	---	---
21	3,5	2450	7,1	---	---	---	---
22	5,0	880	6,9	---	---	---	---
23	16,0	1570	7,3	120	65	---	---
24	6,0	1445	7,1	106	61	220	15
25	36,0	1900	7,4	334	26	92	3
26	6,5	1130	7,2	---	---	---	---
27	5,5	2800	7,0	575	55	---	---
28	4,5	1050	7,4	---	---	---	---
29	10,0	970	7,1	---	---	---	---
30	9,0	930	6,8	---	---	---	---
31	10,0	1070	7,5	---	---	---	---
32	12,5	915	7,3	---	---	---	---
33	8,5	1230	6,9	---	---	---	---
34	4,5	870	6,2	57	26	76	17
35	7,0	1900	6,2	270	45	144	22
36	4,0	995	6,3	---	---	---	---
37	5,0	3850	7,0	---	---	---	---
38	25,0	870	7,1	---	---	---	---
39	10,0	1070	6,7	---	---	---	---
40	45,0	695	7,7	64	20	52	17
41	6,0	1300	6,5	---	---	---	---
42	5,0	1895	7,1	291	44	160	10
43	36,0	2600	7,2	461	39	140	10
44	10,0	865	7,2	---	---	---	---
45	9,0	790	6,3	64	33	---	---

Tabella 11 - Valori minimi e massimi dei parametri fisico-chimici delle acque, tipici per l'area in studio (da Cortopassi, 1998).

	Min	Max
Conducibilità ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	600	1400
PH	6,3	7,6
Cloruri (mg/l)	40	80
Durezza ($^{\circ}\text{F}$)	35	70
Calcio (mg/l)	90	190
Magnesio (mg/l)	10	35

Tabella 12 - Classi di idoneità dell'acqua per l'irrigazione in relazione ai valori di conducibilità ed al grado di salinità (fonte Dipartimento dell'Agricoltura U.S.A.; da Cortopassi, 1998).

Salinità'	Conducibilità'	Valutazione di idoneità
Bassa	< 700 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Idonea per l'irrigazione di tutti i terreni e tutte le colture.
Meda	700-1200 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Idonea se si realizza moderato drenaggio e per piante moderatamente tolleranti la salinità.
Alta	1200-2000 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Non idonea per terreni con limitazione di drenaggio, si richiedono accorgimenti per il controllo della salinità.
Molto-Alta	>2000 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Sostanzialmente non idonea per l'irrigazione, è necessario efficiente drenaggio, possono essere coltivate solo piante molto tolleranti la salinità.

Spostandosi verso la costa, vicino allo svincolo autostradale di Viareggio (pozzo 23), il contenuto in cloruri suggerisce già una certa miscelazione con acque salate; in quest'ultimo settore i pozzi 25 e 43 emungono acque con alti valori di cloruri anche dall'acquifero intermedio (B).

Il fenomeno può spiegarsi o con una comunicazione degli acquiferi (A) e (B) o con la presenza di acque fossili salmastre in (B); l'acquifero (C) non sembra invece influenzato da quelli superiori.

Nel particolare (Fig. 17) la carta delle classi di conducibilità elettrica mostra che tale parametro aumenta con la profondità, soprattutto nella parte centrale dell'area (Fossi Divisione e Sassaia) dove una modesta lente d'acqua dolce "galleggia" su acque salate. In questa zona, infatti, si evidenzia un netto salto di salinità (274 mg/l) nei pozzi più profondi che risultano inutilizzabili agli scopi irrigui, mentre i pozzi superficiali erogano acque di buona qualità.

Tra l'Autostrada e il Fosso di Gora di Stiava le prospezioni mostrano uno sbocco di acque sotterranee con alto contenuto in sali; anche in località Montramito una sorgente apporta una grossa quantità di acque cariche di sali minerali.

La zona di Poggio delle Viti presenta una situazione anche più critica, dove elevata conducibilità e forte contenuto in cloruri si evidenziano già nei pozzi superficiali.

L'area a sud del Fosso di Gora di Stiava mostra ancora acque molto salate (fino a 1313 mg/l) e praticamente inutilizzabili per l'agricoltura; tale situazione è messa in relazione alla presenza di ex cave di sabbia e alla distribuzione di acque salmastre da parte dei fossi contermini.

Isofreatiche e soggiacenza della falda superficiale

Nell'analisi di Pericolosità Integrata e Rischio da RSLR effettuata nel presente volume si considera come parametro idrogeologico di primaria importanza la soggiacenza della falda superficiale, cioè la profondità della superficie piezometrica rispetto al piano campagna.

Operando l'approssimazione di considerare i depositi contenenti la falda come omogenei ed isotropi, si ottiene che ad un ipotetico aumento relativo del livello medio marino consegue un equivalente ab-

bassamento del valore di soggiacenza. Quando quest'ultimo arriva a zero la falda emergerà sul piano campagna provocando, quindi, un allagamento del suolo e, qualora contaminata da acqua di mare, una salinizzazione di quest'ultimo.

Nella determinazione della soggiacenza è necessario considerare la superficie piezometrica di morbida nell'anno idrologico in cui si è registrata la massima escursione di livello. Operativamente la soggiacenza è stata ottenuta dalla differenza tra un modello digitale del terreno e il modello digitale della superficie piezometrica.

L'individuazione di aree caratterizzate da soggiacenza critica, in relazione ai previsti tassi di RSLR, è stata divisa in 4 fasi principali. Nella prima fase è stata effettuata la raccolta dei dati (dati di pozzo, lavori pregressi, ecc.). Nella seconda si è provveduto al controllo e all'elaborazione dei dati raccolti e, successivamente, alla ricostruzione delle isofreatiche di morbida per l'intera area di studio. La terza operazione è stata la ricostruzione di un dettagliato modello digitale del terreno e di un modello piezometrico; quindi è stata ricavata la soggiacenza. Infine, nell'ultima fase, sono state perimetrare e riportate nella Carta degli Elementi Idrologici ed Idrogeologici le aree con soggiacenza maggiore e minore/uguale a 1,5 m.

Per la realizzazione della carta piezometrica di morbida sono state utilizzate misure e dati effettuate negli anni 1982-1999 (settore a nord di Viareggio) (Pranzini, 2001), e negli anni 1994-1996-1997 (settore a sud di Viareggio) (Pranzini, 2001; Provincia di Pisa, 2000). L'utilizzo di dati relativi ad anni diversi, sebbene possa rappresentare un errore concettuale, è dovuto esclusivamente alla scarsità e la disomogeneità dei dati per tutta l'area in analisi; le differenze tra i diversi anni risultano comunque assai lievi. Nei punti in cui la carenza delle informazioni o l'estrema vicinanza del piano di campagna dalla tavola d'acqua restituiva valori di soggiacenza fisicamente inaccettabili, questi sono stati interpolati con i dati contermini.

In tutta la piana costiera (escludendo la fascia più interna delle conoidi), l'andamento generale della superficie piezometrica varia, dall'interno verso la linea di riva, da +3 a 0 m s.l.m.

Tale andamento presenta però alcune nette anomalie. Le più estese sono:

- 1) Al margine settentrionale dell'area, in corrispondenza dell'ex palude di Porta, si verifica un brusco abbattimento della piezometrica; qui le isofreatiche chiudono una zona estesa circa 2 km² con superficie piezometrica compresa tra 0 e 0,5 m s.l.m. Il fenomeno è connesso, con ogni probabilità, al lavoro delle idrovore.
- 2) In una fascia larga 1,5 km a cavallo dell'Autostrada, tra il fosso Motrone e il fosso dell'Abate, le isofreatiche raggiungono il valore negativo di -0,5 m s.l.m. Questa depressione potrebbe essere dovuta ai forti emungimenti dai pozzi della zona.
- 3) La quasi totalità del Bacino di Massaciuccoli è caratterizzato da una superficie piezometrica a 0 m s.l.m.; inoltre, il settore compreso tra il fosso dell'Abate, Mommio Piano sud, San Rocchino e Viareggio est, mostra isofreatiche che si chiudono attorno a valori compresi tra 0 e -1,5 m s.l.m. Tale situazione è connessa all'azione delle idrovore che devono drenare un piano di campagna depresso rispetto al livello del mare, immettendo acqua nei canali contermini.
- 4) Nel settore a nord dell'ultima ansa del Fiume Serchio, tra le Case di Marina, il Padule di Malaventre, Migliarino Pisano e Pratavecchia, sussiste un'ulteriore abbattimento piezometrico (isofreatiche comprese tra 0 e -1,5 m s.l.m.). Quest'ultima anomalia sembrerebbe in relazione ad emungimenti per scopi irrigui.

Perimetrazione di aree alluvionate e/o interessate da ristagni

L'area versiliese ha conosciuto, nel corso della storia, un elevato numero di eventi alluvionali, alcuni di fortissima intensità e con drammatici impatti sul territorio e sulla popolazione. A titolo di esempio basti ricordare il recente evento del 19 giugno 1996, quando intense precipitazioni hanno colpito la Toscana nord occidentale provocando, nella sola Versilia, un imponente fenomeno alluvionale accompagnato da diffusi dissesti franosi. Nella pianura l'elevato trasporto solido ed il brusco calo di pendenza ha

provocato un disastroso sovralluvionamento che ha interessato, in particolare, un'area di circa 15 km² in corrispondenza del tratto terminale del fiume Versilia. I dati pluviometrici disponibili per il settore indagato sono quelli del Laboratorio per la Meteorologia e la Modellistica Ambientale della Regione Toscana relativi al periodo 1951-1994. Per una stima quantitativa delle precipitazioni nella sola pianura versiliese si può fare riferimento alle stazioni pluviometriche di Massa (Tab. 13), Pisa (Tab. 14) e Lucca (Tab. 15). Dai dati si può osservare come la Versilia, in particolare l'area montana, sia il settore toscano interessato dalle maggiori precipitazioni, in particolare nelle stagioni invernale e autunnale.

Tabella 13 - Stazione di Massa (44°03'N, 10°12'E, 65 m s.l.m.) serie pluviometrica 1951-1993.

	Media (mm/anno)	Massimo		Minimo	
		Valore (mm)	Anno	Valore (mm)	Anno
Annuale	1198,5	1729,3	1979	887,8	1991
Primavera	279,2	458,4	1975	105,6	1973
Estate	166,4	451,6	1992	42,0	1993
Autunno	402,2	713,6	1960	131,2	1983
Inverno	348,5	742,2	1979	91,2	1993

Tabella 14 - Stazione di Pisa (43°68'N, 10°37'E, 10 m s.l.m.) serie pluviometrica 1951-1993.

	Media (mm)	Massimo		Minimo	
		Valore (mm)	Anno	Valore (mm)	Anno
Annuale	902,3	1709,9	1991	365,3	1986
Primavera	213,1	385,9	1988	83,2	1973
Estate	118,2	282,3	1991	27,5	1962
Autunno	344,8	983,2	1991	178,6	1983
Inverno	229,1	496,3	1955	5,8	1993

Tabella 15 - Stazione di Lucca (43°85'N, 10°50'E, 20 m s.l.m.) serie pluviometrica 1951-1993.

	Media (mm)	Massimo		Minimo	
		Valore (mm)	Anno	Valore (mm)	Anno
Annuale	1188,0	812,2	1992	96,0	1988
Primavera	266,2	451,0	1971	95,0	1973
Estate	163,5	720,0	1992	65,4	1962
Autunno	407,9	726,8	1966	139,4	1970
Inverno	364,8	710,6	1979	121,0	1991

Sebbene l'incremento globale della temperatura atmosferica dovrebbe determinare un aumento della piovosità nel bacino mediterraneo, analizzando i dati pluviometrici dal 1878 al 1995 della stazione di Firenze, non si è osservato alcun trend positivo (Maracchi et al., 1998); anzi, confrontando il periodo 1950-1979 con quello 1980-1997 si nota una marcata riduzione delle precipitazioni nella zona settentrionale della Toscana.

D'altro canto il rischio d'alluvioni, più che con la piovosità media, è collegato con gli eventi estremi, cioè con le massime precipitazioni in un dato intervallo. Maracchi et al. (1998), analizzando eventi estremi (3 ore) con un periodo di ritorno di 30 anni, hanno osservato un aumento del 20-30% nella frequenza ed intensità dei fenomeni, in particolare nell'area costiera e lungo i versanti montuosi sopra vento alle masse d'aria che soffiano da mare.

I fenomeni alluvionali che hanno afflitto la piana negli ultimi anni, anche se legati ad eventi meteo-

rologici ad elevati tempi di ritorno, sono stati notevolmente amplificati dal disordine idrogeologico dei bacini imbriferi. Tale disordine deriva essenzialmente dall'abbandono di attività e pratiche che in passato comportavano un costante presidio del territorio.

Le problematiche di natura antropica si sommano ad alcuni sfavorevoli caratteri naturali, quali: l'elevata piovosità della zona, l'elevata energia di rilievo delle Alpi Apuane, la brevità delle aste idrografiche, il breve tempo di corrivazione e la conformazione fisiografica particolarmente vulnerabile della fascia costiera. Queste caratteristiche fanno della Versilia una zona ad elevato rischio idraulico. Pertanto, al fine di valutare la suscettibilità territoriale al verificarsi di ristagni e inondazioni anche in relazione al previsto aumento del livello del mare, sono state effettuate delle ricerche volte a circoscrivere e caratterizzare le situazioni di fragilità idraulica. Nella raccolta e rappresentazione delle informazioni è stata operata una prima distinzione tra le aree allagate per difficoltà di drenaggio e quelle allagate per esondazione di un corso d'acqua. Successivamente, per la caratterizzazione degli eventi, si è tentato di considerare i parametri "tempi di ritorno" e "altezze d'acqua".

Rientrano tra le aree allagate per difficoltà di drenaggio:

- le aree dove l'acqua non riesce a defluire per le caratteristiche morfologiche e litologiche;
- le aree dove la rete colatoria di acque basse ha una portata strutturalmente insufficiente;
- le aree il cui drenaggio è intermittente;
- le aree soggette al rigurgito del colatore principale.

Le aree esondate sono invece quelle inondate dai corsi d'acqua principali normalmente a seguito di sormonto delle sommità spondali, oppure sormonto o rottura di quelle arginali.

Nei casi misti si è tenuto conto dell'apporto prevalente. Tale distinzione appare significativa per le diverse modalità di alluvionamento che presentano i due casi considerati e, quindi, anche per la valutazione della pericolosità connessa: negli allagamenti per ristagno il livello delle acque aumenta, infatti, con velocità relativamente limitata (nell'ordine dei cm/h), permettendo la salvaguardia di persone e di cose rimovibili. Nel caso di alluvionamento per sormonto o per rottura di argine, il livello delle acque può invece aumentare con velocità considerevoli (nell'ordine dei cm/min o cm/sec) e le acque possono presentare una forte velocità di scorrimento, con trasporto di materiale natante.

I dati utilizzati sono sostanzialmente quelli relativi alla Carta delle Aree Inondabili edita dalla Regione Toscana - Dipartimento Ambiente (1998), basata su criteri essenzialmente morfologici e sulla suddivisione dei fenomeni in eccezionali o ricorrenti. La realizzazione della carta è stata effettuata attraverso fotointerpretazione degli ingrandimenti fotografici del Volo Italia 88-89 in scala approssimativa 1:33.000, (Fig. 18). La lettura delle foto aeree ha consentito la verifica e l'integrazione di informazioni già raccolte presso Genio Civile, Uffici di Bonifica Provinciali, Uffici Agricoltura, Comunità Montane, Consorzi di Bonifica, ecc., o attraverso cartografie pedologiche e geomorfologiche.

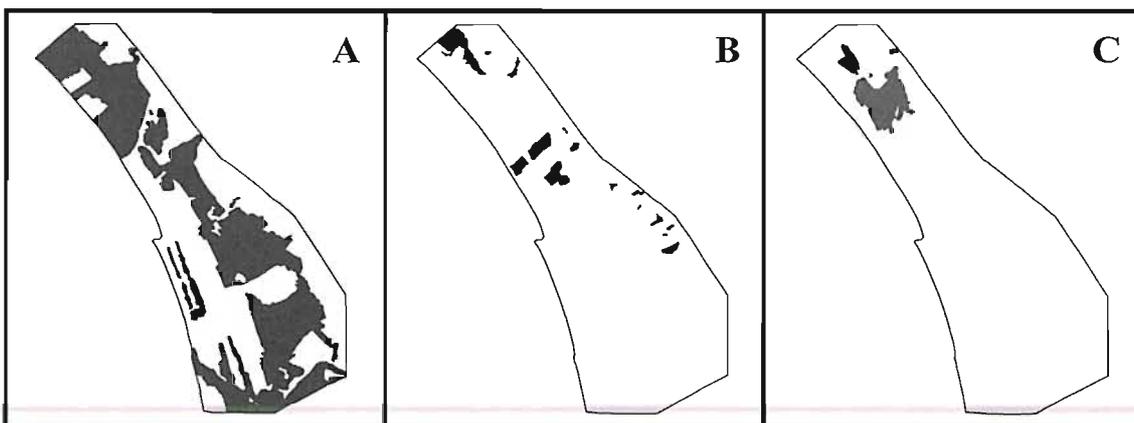


Figura 18 - Carte delle aree inondate (Regione Toscana, 1998): A) da indagine storica; B) anni 91-92-93; C) anno 96.

Le aree inondabili comprendono quelle zone soggette a fenomeni di inondazione, dovuti sia ad esondazione sia a ristagno delle acque, o in condizioni di rischio. La carta riporta anche le perimetrazioni delle aree alluvionate per fenomeni di esondazione e/o ristagno significativi, negli anni 1991-92-93. Le perimetrazioni, in scala 1:10.000 sono state effettuate dai comuni (D.C.R. 11540 del 13/12/93); le aree individuate sono state verificate per fotointerpretazione e riportate in scala 1:25.000. Infine, l'elaborato riporta anche le aree colpite dall'evento alluvionale del 1996 (Fig. 18).

Per il territorio della Versilia compreso fra il confine amministrativo della Provincia di Lucca con quella di Massa Carrara e la località Motrone (a sud di Marina di Pietrasanta) sono state raccolte anche informazioni dalla Carta della Fragilità Idraulica (Provincia di Lucca, 2000) relative ad eventi alluvionali originati da sormonti e conseguenti rotte arginali provocate dalle acque del Fiume Versilia.

Relativamente alle aree di pianura interessate dalle esondazioni del Fiume Versilia è stata riscontrata un'elevata pericolosità idraulica (eventi frequenti con tiranti d'acqua superiori a un metro) nelle vicinanze dell'alveo del lago di Porta, in destra idrografica al Fiume Versilia, fra il fiume stesso e la Via del Lago (tiranti d'acqua fino a due metri). Altra zona particolarmente critica è quella della curva che il F. Versilia presenta nella zona di San Bartolomeo. In destra idrografica (area di Ponte Rosso) gli eventi alluvionali sono stati classificati come frequenti e le acque di esondazione hanno superato un'altezza di 50 cm. In sinistra idrografica si sono invece registrati tiranti d'acqua superiori a due metri a causa della presenza del rilevato ferroviario che, nell'evento del 19 giugno 1996, ha rappresentato un ostacolo al naturale deflusso delle acque divaganti. Da ricordare, infine, anche la zona collocata in destra idrografica compresa fra la località Frasso e il Torrente Bonazzera, dove gli eventi alluvionali sono stati classificati come ricorrenti e dove si hanno notizie storiche riguardanti allagamenti che localmente hanno superato l'altezza di due metri.

Per quanto concerne le aree comprese nei Comuni di Camaiore, Viareggio e Massarosa le notizie raccolte riguardano essenzialmente episodi di allagamenti originati da problemi di ristagno. Nel Comune di Viareggio i dati comprendono il triennio 1990-1992, con allagamenti dovuti a ristagno sia a Viareggio che a Torre del Lago, ed inoltre riguardano gli eventi del 9 dicembre 1982 e del 6 novembre 1994. Per il Comune di Camaiore si hanno informazioni adeguatamente documentate relative al triennio 1991-1993, nel quale si sono verificati allagamenti dovuti a ristagno sia in aree urbanizzate (Le Focette, Camaiore), sia in aree agricole (Giardo, Via del Fiaschetto), ed all'evento alluvionale del 29 settembre 1998, che ha interessato una vasta zona del centro storico con tiranti d'acqua nelle aree più depresse di oltre 1 m, e ha causato l'allagamento di una vasta zona in località Le bocchette per rottura arginale del Fosso Camaiore.

Nella Carta degli Elementi Idrologici ed Idrogeologici si è deciso di perimetrare, oltre alle caratteristiche di soggiacenza precedentemente discusse, tutte le aree storicamente colpite da eventi alluvionali e/o di ristagno, evitando di suddividerle in funzione di tempi di ritorno, frequenze, altezze della lama d'acqua, ecc. Questo perché non esistono, per tutta l'estensione dell'area indagata, informazioni che rispondano ai necessari requisiti di qualità, completezza ed omogeneità. Dall'analisi della carta elaborata si evince che il settore di piana costiera ubicato a nord del Fosso Motrone è stato praticamente tutto interessato da inondazioni, ad esclusione della zona compresa tra Ripa e Querceta, buona parte dell'abitato di Forte dei Marmi e una ristretta fascia posta a sud-est di Villa Simonetti. Nel settore compreso tra il fosso Motrone, il Porto di Viareggio e Montramito risultano non inondate le sole aree di Capezzano, Mommo Piano, le Focette sud, Lido di Camaiore, Viareggio nord e Viareggio est. Il terzo settore è quello compreso tra l'allineamento Porto di Viareggio-Montramito e la foce del Fiume Serchio. Nella sua porzione orientale, rappresentata dal Bacino di Massaciuccoli fino a Pratavecchia e Metato, risulta essere stato ripetutamente inondato; le uniche eccezioni sono rappresentate dalle aree contermini a Nodica e Vecchiano. La parte occidentale è occupata da Viareggio sud e dalla Macchia di Migliarino; qui le zone inondate sono abbastanza modeste, essendo circoscritte ad alcune fasce depresse intradunali e alla fascia di pertinenza del tratto terminale del Serchio.

Considerazioni conclusive

Nel processo metodologico per la valutazione del Rischio connesso alla risalita relativa del livello del mare (Silenzi et al., questo volume) si individuano, in primo luogo, delle cause determinanti e dei parametri predisponenti. Le cause determinanti sono le condizioni necessarie affinché sussista una pericolosità territoriale dovuta al RSLR: l'eustatismo e la subsidenza. I parametri predisponenti rappresentano quell'insieme di fattori di ordine fisiografico, geologico, litologico, litotecnico, geomorfologico, paleoambientale, idrogeologico, idrologico, di uso del suolo, di dinamica costiera, ecc., che concorrono, in varia misura, alla propensione al dissesto di un territorio.

Lo scopo del presente lavoro è stato quello di acquisire la maggior quantità di informazioni possibili per poter individuare, quantificare e cartografare tali parametri nell'area versiliese. Insieme ad essi sono stati presi in esame anche dati meteomarini indispensabili nelle elaborazioni modellistiche di regressione costiera e alcune informazioni relative ai terreni e/o alle attività dell'uomo che possono causare un abbassamento del livello del suolo e, quindi, un aumento relativo del livello marino.

Per i particolari dell'utilizzo di tutte queste informazioni nell'applicazione del modello metodologico generale si rimanda all'articolo successivo (Nisi et al., questo volume). E' però opportuno rimarcare il fatto che solo una parte dall'enorme mole di dati rilevati e delle informazioni raccolte da lavori progressi è stata effettivamente introdotta nei programmi di modellizzazione, in quanto in molti casi si sono ottenuti dati disomogenei, o con diverse scale di dettaglio, o che non coprivano l'intera area di studio.

Tra quelli qui sinteticamente esposti sono stati utilizzati: le caratteristiche litologiche dei terreni rilevati e il loro grado di permeabilità, tutti gli elementi geomorfologici (sia puntuali, sia lineari, sia areali) rilevati, la tendenza evolutiva della spiaggia (tratti di spiaggia in avanzamento o in arretramento), le macrounità di utilizzo del suolo, le isofreatiche dell'acquifero libero, le aree alluvionate o colpite da fenomeni di ristagno, le altezze d'onda significative.

Altre informazioni, come la previsione dell'innalzamento del livello del mare previsto per il prossimo secolo, i ratei di subsidenza differenziale del territorio, le fasce altimetriche della piana, i profili di spiaggia emersa e sommersa, ecc., sono state esposte, per motivi di razionalità nella trattazione, nei vari articoli che compongono il presente volume.

Bibliografia

- Aiello E., Bartolini C., Caputo C., D'Alessandro L., Fanucci F., Fierro G., Gnaccolini M., La Monica G.B., Lupia Palmieri E., Picazzo M. e Pranzini E. (1975) - *Il trasporto litoraneo lungo la costa toscana tra la foce del fiume Magra ed i monti dell'Uccellina*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1519-1571.
- Aminti P. (1983) - *Ricostruzione del clima ondosso della Toscana meridionale sulla base delle misure anemometriche*. Bollettino degli Ingegneri, 4: 14-17.
- Antonoli F., Improta S., Nisi M.F., Puglisi C. e Verrubbi V. (2000) - *Nuovi dati sulla trasgressione marina olocenica e la subsidenza della pianura versiliese (Toscana Nord-Occidentale)*. Atti del Convegno "Le Pianure: Conoscenza e Salvaguardia. Il contributo delle scienze della terra", Regione Emilia-Romagna, Ferrara 8/10 Novembre 1999. Pp. 214-218.
- Astraldi M., Bacciola D., Borghini M., Dell'Amico F., Galli C., Gasparini G.P., Lazzoni E., Neri P.L. e Raso G. (1993) - *Caratteristiche stagionali delle masse d'acqua nell'Arcipelago Toscano*. Studio oceanografico, sedimentologico, geochimico e biologico. Ed. ENEA Studi Ambientali. Pp. 7-27.
- Astraldi M. e Gasparini G.P. (1986) - *La circolazione costiera del Mar Ligure orientale*. Boll. Mus. Biol. Univ. Genova, 52: 317-331.
- Auterio M., Milano V., Sassoli F. e Viti C. (1978) - *Fenomeni di subsidenza nel comprensorio del consorzio di bonifica della Versilia*. Atti del Convegno "I problemi della subsidenza nella politica del territorio e della difesa del suolo", Pisa 9-10 Novembre 1978. Pp. 65-82.

- Azzari M. (1993) - *Tra mare e monte. Paesaggi della costa a nord dell'Arno*. Paesaggi della costa toscana, Ed. Regione Toscana. pp. 131-149.
- Bartolini C., Cipriani L.E., Pranzini E. e Sargentini M. (1989) - *Caratteristiche geomorfologiche ed evoluzione della linea di riva del litorale toscano e criteri di lettura*. In: "Coste toscane", Ed. Regione Toscana. pp. 33-56.
- Bartolini C., Bernini M., Carloni G.C., Costantini A., Federici P.R., Gasperi G., Lazzarotto A., Marchetti G., Mazzanti R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P.L., Castaldini D. e Francavilla F. (1982) - *Carta Neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., 101: 523-549.
- Benetti S. (2000) - *Studi morfologici ed evolutivi della fascia costiera della Versilia (Toscana) come indicatori nella valutazione della vulnerabilità*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Bologna, A.A. 1999/2000 (inedita).
- Bianciardi T. (1998) - *Studio palinologico di due sondaggi eseguiti in sedimenti olocenici nell'area del Bacino di Massaciuccoli (Lucca)*. Tesi di laurea in Scienze Geologiche; Univ. degli studi di Pisa, A.A. 1998/1999 (inedita).
- Bretschneider C.L. (1958) - *Revisions in Wave Forecasting: Deep and Shallow Water*. Proceedings 6th Conference on Coastal Engineering, Council on Wave Research, University of California, Berkeley. Pp. 1-18.
- Cavazza S. (1994) - *La pianura di Pisa e i rilievi contermini, la Natura e la Storia. Capitolo Dodicesimo. L'idrologia attuale. La natura e i molteplici interventi umani*. Mazzanti R. Ed. Pp. 431-461.
- Cavazza S., Celestre P., Gandolfi G., Mazzanti R., Megale P.G., Milano V., Paganelli L. e Palla B. (1985) - *Foglio 104 Pisa*. Atlante delle Spiagge Italiane. Dinamismo-Tendenza evolutiva - Opere umane. Progetto finanziato Difesa del Suolo, Sottoprogetto Dinamica dei Litorali, C.N.R, Firenze.
- Chiabrera G., Corradi N. e Fierro G. (1980) - *Le barre della spiaggia sottomarina del litorale toscano (Classificazione morfogenetica su base aereofotografica e rilievi batimetrici)*. Atti dell'Accademia Ligure di Scienze e Lettere, 37: 133-147.
- Cipriani L.E., Ferri S., Iannotta P., Paolieri F. e Pranzini E. (2001) - *Morfologia e dinamica dei sedimenti del litorale della Toscana settentrionale*. Studi Costieri, 4: 119-150.
- Cipriani L.E. e Pranzini E. (1999) - *Evoluzione recente delle spiagge toscane*. Rapporto sullo Stato dell'ambiente della Regione Toscana 1998. Regione Toscana-Giunta Regionale. Pp. 77-85.
- Cipriani L.E., Pranzini E. e Saggiocco T. (1997) - *Stato attuale e tendenze evolutive delle spiagge toscane*. Lo stato dell'Ambiente in Toscana. Regione Toscana, Atti Difesa del Suolo, Giunta Regionale-Dipartimento Ambiente. Pp. 199-205.
- Corradi N., Tucci S., Setti M., Cosma B.M., Ferrari M. e Capello M. (1994) - *Caratteristiche sedimentologiche dei fondali compresi tra le foci dei fiumi Magra e Arno*. Atti XI Congresso Associazione Italiana Oceanologia e Limnologia. Pp. 311-321.
- Cortopassi P. (1998) - *Acque sotterranee salate nella falda superiore della Versilia (Toscana)*. Geologia dell'Ambiente, Ed. SIGEA 98. Pp. 9-15.
- Della Rocca B., Mazzanti R. e Pranzini E. (1987) - *Studio geomorfologico della Pianura di Pisa*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10: 56-84.
- Elliott (1979) - *Low-frequency sea level and current fluctuation along the coast of northwest Italy*. Journ. Geophys. Res., 84: 37-60.
- Esu D. e Girotti O. (1974) - *La malacofauna continentale del Plio-Pleistocene dell'Italia centrale*. Geologica Romana, 13: 203-293.
- Fanucci F. & Firpo M. (1981) - *Application de la sismique reflection à l'étude de la marge continental de la Mer Ligure: quelques exemples*. Boll. Geof. Teor. Appl., 23: 145-157.
- Federici P.R. (1987) - *Stato attuale delle conoscenze geomorfologiche e geologiche del Bacino di Massaciuc-*

- coli in Versilia (Toscana)*. Il Bacino di Massaciuccoli, 3: 27-52.
- Federici P.R. (1993) - *The Versilian transgression of the Versilia area (Tuscany, Italy) in the light of drillings and radiometric data*. Mem. Soc. Geol. It., 49: 217-225.
- Federici P.R. e Mazzanti R. (1994) - *Note sulle pianure costiere della Toscana. Aspetti fisici e problemi ambientali delle pianure italiane*. Mem. Soc. Geogr. It., 53: 165-270.
- Ferretti O., Immordino F. e Manfredi Frattarelli F. (1995) - *Cartografia sedimentologica dei mari toscani. Criteri, possibilità, finalità*. Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, Supp. Vol. 52: 241-254.
- Folk R.L. e Ward W.C. (1957) - *Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters*. J. Sedim. Petrol., 27: 3-26.
- Gandolfi G. e Paganelli L. (1975) - *Il litorale pisano-versiliese (area campione alto Tirreno) composizione provenienza e dispersione delle sabbie*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1273-1295.
- Gasparini G.P., Marri P., Rossi G. e Dell'Amico F. (1987) - *Il sistema marino livornese. Caratteristiche delle masse d'acqua*. Atti I Conv. Stato dell'Ambiente, Livorno 7-8/11/1986. Pp. 177-178.
- Ghezzi G. (1986) - *Aspetti idrogeologici: interconnessioni tra acque superficiali acque sotterranee ed acque marine*. Atti del Convegno "Ord. Ing. sul Parco Nat. Migliarino-San Rossore-Massaciuccoli", Pisa. Pp. 43-49.
- Giardi M., Pranzini G. e Serretti L. (1983) - *Salt water intrusion in the coastal plains of Versilia and Elba Island (Tuscany)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, 18 (2): 335-352.
- Immordino F. e Setti M. (1993) - *Caratterizzazione granulometrica e mineralogica dei sedimenti superficiali marini dell'Alto Tirreno tra La Spezia e Livorno*. Studio Oceanografico, Sedimentologico, Biologico. Ed. ENEA Studi Ambientali. Pp. 51-64.
- Istituto Idrografico della Marina (1978) - *Il vento e lo stato del mare. Coste del Mar Ligure e coste orientali dell'alto e medio Tirreno*. Vol 1. Ed. I.I.M Vedi sito internet: <http://www.marina.difesa.it/>.
- Leoni L., Sartori F. e Nicolai I. (1995) - *Metalli pesanti nei sedimenti attuali della piattaforma costiera toscana*. Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat., 52: 23-60.
- Maracchi G., Crisci A., Grifoni D., Gozzini B., Meneguzzo F. e Zipoli G. (1998) - *Some features of climate variation in central Italy: Need for a Mediterranean Cooperation*. Int. Conference "Impacts of Climate Change on the Mediterranean Countries", Metsovo, Sett. 1998, <http://www.lamma.rete.toscana.it>.
- Marchisio M. e D'onofrio L. (1997) - *Indagini geofisiche nel Lago di Massaciuccoli e nella fascia costiera tra Migliarino e Torre del Lago*. In: "Lago di Massaciuccoli - 13 Ricerche finalizzate al risanamento". Ed. Ente Parco Regionale Migliarino-S. Rossore-Massaciuccoli. Pp. 7-21.
- Mazzanti R., Paribeni E., Storti S., Vaggioli M.A. (1990) - *La pianura versiliese nel contesto geomorfologico*. Etruscorum ante quam Ligurum. La Versilia tra il VII e il III secolo a.C. Pp. 33-43.
- Nisi M.F. (1999) - *Eustatismo ed evoluzione paleogeografica tardo quaternaria del litorale pisano-versiliese nel settore compreso tra Antignano e Viareggio*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Roma "La Sapienza", A.A. 1998/1999. pp. 240 (inedita).
- Pandolfi D. (1975) - *La Sabbia Silicea della Bassa Versilia e i suoi impieghi*. Pisa. Pp. 335.
- Parenzan P. (1974) - *Carta d'identità delle conchiglie del mediterraneo*. Bivalvi, 2: 277.
- Portnet-Porto di Livorno (2000) - *Caratteristiche meteorologiche del Porto di Livorno*. Vedi sito internet: <http://www.portnet.it/livorno/servizi/meteo.html>
- Pranzini E. (1989) - *A model for cusped river delta erosion*. 6th Symp. on Coastal and Ocean Management/ASCE, Charleston, SC. Coastal Zone 1989. Pp. 57-62.
- Pranzini G. (2001) - *Studio idrogeologico del bacino della Versilia*. Rapporto interno per Autorità di Bacino Toscana nord.
- Provincia di Lucca-Settore pianificazione urbanistica e territoriale (2000) - *Carta della Fragilità Idraulica, ambito della Versilia*. Piano territoriale di Coordinamento 2000.
- Provincia di Pisa-Settore Pianificazione del Territorio (2000) - *Realizzazione di una carta di vulnerabilità*

- ità degli acquiferi della pianura pisana compresa tra la linea di costa, il canale Scolmatore, il fosso della Bufalina e la città di Pontedera.* Relazione tecnica; pp. 102.
- Redi F. (1986) - *L'intervento dell'uomo.* In: "Terre e Paduli, reperti, documenti, immagini per la storia di Coltano. Il Medioevo." Circ. 9, Comune di Pisa. Pp. 11-20.
- Regione Toscana, Dip. Agricoltura e assetto del Territorio (1971) - *Caratteri geologici, geografico fisici, climatologici e idrogeologici del Bacino di Massaciuccoli.* Pp. 30.
- Regione Toscana, Dipartimento Ambiente (1989) - *Coste toscane: studi sulla erosione, sui venti, sul moto ondoso.* Atti del Convegno "Coste toscane: erosione o tutela", Alberese, 2 giugno 1989. Pp. 62.
- Regione Toscana, Dipartimento Ambiente (1998) - *Carta delle aree inondabili.* Aggiornamento al 1996.
- Regione Toscana e PIN (1998) - *Studio generale del litorale compreso fra Marina di Massa e Tirrenia.*
- Sestini A. (1957) - *Un'antica ripa marina nella pianura costiera apuana.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., 57: 1-5.
- Stocchino C. e Testoni A. (1968) - *Le correnti nel Canale di Corsica e nell'Arcipelago Toscano.* Ed. Istituto Idrografico della Marina. Vedi sito internet: <http://www.marina.difesa.it/>.
- Sunamura T. (1989) - *Sandy beach geomorphology by laboratory modelling. Application in coastal modelling.* Elsevier Oceanography Series, 49: Pp. 347.

Manoscritto ricevuto il 5/7/2003, accettato il 30/11/2003.

La valutazione del Rischio da RSLR in Versilia

Marco Fulvio Nisi¹, Pierluigi Aminti², Luigi E. Cipriani³, Mauro De Donatis⁴, Saverio Devoti¹, Massimo Gabellini¹, Giuliano Gallerini⁴, Enzo Pranzini⁵, Lorenzo Rossi⁵ e Sergio Silenzi¹

¹ICRAM - Istituto Centrale per la Ricerca Scientifica e Tecnologica Applicata al Mare,
Via di Casalotti 300, 00166 - Roma. m.nisi@icram.org; paleoclima@icram.org.

²Dipartimento di Ingegneria civile, Università degli Studi di Firenze,
Via Santa Marta 1, 50126 - Firenze. aminti@dicea.unifi.it.

³Regione Toscana, Dip. Politiche territoriali ed ambientali, Via di Novoli 26, 50127 - Firenze.

⁴Dip. Scienze ambientali, Campus scientifico Università di Urbino, 61029 - Urbino.

⁵Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Firenze,
Via Jacopo Nardi 2, 50132 - Firenze. epranzini@unifi.it.

Riassunto

Per la valutazione degli impatti sul territorio versiliese dei vari fenomeni potenzialmente dannosi, direttamente od indirettamente connessi alla risalita relativa del livello marino (RSLR), è stato applicato l'approccio metodologico descritto in Silenzi et al. (questo volume). La struttura di questa metodologia può essere riassunta in quattro fasi: 1) la valutazione della Suscettibilità Integrata, cioè della propensione del territorio a subire tutti i fenomeni indotti dalla RSLR, stimata attraverso la distribuzione areale di parametri predisponenti e/o mitiganti; 2) la modellizzazione dei cambiamenti fisiografici futuri del territorio; 3) la valutazione della Pericolosità dei fenomeni in funzione delle loro dimensioni spaziali e temporali; 4) la stima del Rischio come funzione della Pericolosità e del valore economico degli Elementi esposti.

Queste fasi sono state gestite in ambiente GIS, in sinergia con programmi di calcolo dedicati ad un modello di regressione costiera.

Il metodo è stato applicato, attraverso un accordo di programma fra ICRAM e Provincia di Lucca, su tre diversi scenari (ottimistico, intermedio e pessimistico) e su tre periodi di previsione (anno 2025, 2050 e 2100). La scelta di periodi di previsione più brevi di 100 anni è finalizzata a mettere a disposizione dei decisori utili indicazioni per una corretta gestione del territorio.

I risultati ottenuti appaiono significativi: entro l'anno 2100 vaste aree della pianura versiliese potrebbero trovarsi sotto il livello medio del mare e, quindi, essere fortemente sensibili all'erosione accelerata della spiaggia, all'ingressione del mare in aree depresse, all'aumento della frequenza e dell'intensità di eventi alluvionali.

Parole chiave: pianura della Versilia, regressione costiera, rischio, applicazione delle linee guida.

Abstract

The methodological approach described by Silenzi et al. (this volume) was applied to the Versilian area to evaluate the impact of phenomena which, directly or indirectly linked to sea level rise (RSLR), are considered as potentially dangerous. The structure of this method can be summarized in four phases: 1) the evaluation of the Integrated Susceptibility, i.e. of the territory's tendency to be affected by all RSLR induced phenomena, estimated through the distribution of the mitigating and/or predisposing parameters; 2) the modelization of the future physiographic changes in the territory; 3) Hazard evaluation in function of the

phenomena's spatial and temporal dimensions; 4) the Risk assessment as a function of Hazard and of the economical value of the exposed elements.

These phases were managed with GIS, in synergy with calculation programmes dedicated to a coastal regression model.

The method was applied thanks to an agreement between Icram and the Province of Lucca, on three different scenarios (optimistic, intermediate and pessimistic) and for three prediction periods (year 2025, 2050 e 2100). The chosen prediction periods are shorter than 100 years in order to provide the decision makers with useful information for correct management of the territory.

The obtained results are significant: by the year 2100, wide areas of Versilian plain might be under sea level and they might therefore forcedly undergo accelerated beach erosion, sea ingression in depressed areas and increase in flooding frequency and intensity.

Key-words: *Versilian plain, relative sea-level rise Risk, guideline application.*

L'innalzamento relativo del livello del mare in Versilia

I fattori che rappresentano condizione necessaria affinché sussista, in un certo territorio, un rischio da innalzamento del livello del mare sono connesse a due fenomeni di tipo geologico e/o climatico: l'eustatismo e la subsidenza. Pertanto, qualsiasi valutazione di tale rischio deve partire dalla quantificazione, a scala locale e rispetto al periodo previsionale prescelto, della somma di queste due componenti: tale somma da l'innalzamento "relativo" del livello del mare, cioè la reale aliquota di abbassamento del suolo rispetto al mare.

Analisi della subsidenza

Per arrivare ad una stima della subsidenza della piana, data la mancanza di livellazioni di precisione recenti per buona parte dell'area considerata, sono stati acquisiti dati attraverso:

- analisi di sondaggi geognostici;
- analisi della bibliografia esistente;
- misure dirette degli abbassamenti del suolo dei settori più subsidenti.

La Pianura pisano-versiliese è stata interessata dal Pleistocene medio all'attuale da movimenti negativi (Bartolini et al., 1982). Lo sprofondamento dell'area è confermato dall'esistenza di un sistema di faglie orientate NW-SE al piede delle Alpi Apuane, e SW-NE (linea Meloria-Bientina) che bordano il margine meridionale della pianura, attive dal Pleistocene superiore all'attuale (Cantini et al., 2001). La struttura, evidenziata dall'opposizione di minimi e massimi delle anomalie gravimetriche di Bouger, avrebbe ribassato tutta l'area costiera a nord di Livorno (Fig. 1). Contemporaneamente alla subsidenza tettonica, avrebbe agito anche una notevole subsidenza diagenetica (Mazzanti, 1995); questa sarebbe dovuta alla compattazione del grande spessore di depositi quaternari presenti nel sottosuolo della pianura. Inoltre, le attività antropiche del secolo scorso (bonifiche, estrazione di sedimenti, ecc.) hanno provocato i forti abbassamenti del piano campagna.

Tongiorgi (1978) ricostruisce la tendenza della subsidenza geologica a partire dal limite Pliocene-Quaternario determinando uno sprofondamento di circa 1 mm/anno. Tale variazione sul lungo periodo è confermata da dati archeologici: un insediamento preistorico rinvenuto nei pressi di Massarosa, risalente al 500 a.C., mostra uno sprofondamento relativo, rispetto al livello del mare, valutabile tra i 140 e i 180 cm (Tongiorgi, 1978); tenendo conto delle variazioni del livello del mare verificatesi nell'arco di tempo considerato, si avrebbe quindi un valore degli sprofondamenti effettivi di poco inferiore ad 1 mm/anno.

Uno studio comparato tra dati stratigrafici e misure geodetiche è stato effettuato solo nella Pianura di Pisa (Galleri Fancelli, 1978; Palla et al., 1976), mentre, per quanto riguarda la Versilia, si dispone di valori puntuali (vedi Cavazza et al., 1985) rilevati presso località sottoposte a cospicui emungimenti idrici o a opere di bonifica.

La bonifica, divenuta sistematica solo agli inizi del '900, ha interessato gran parte della Pianura versiliese, provocando i cospicui costipamenti dell'area che comprende i Comuni di Viareggio, Massarosa, Pietrasanta e Camaiore dove i terreni sono costituiti da uno strato superficiale di natura torbosa spesso fino a 10 m; il corrispondente bacino di bonifica si estende dai piedi delle Alpi Apuane fino al mare ed è limitato a sud dal Lago di Massaciuccoli, a nord dall'abitato di Marina di Pietrasanta (Auterio et al., 1978).

Lo studio sulla subsidenza nel comprensorio del Consorzio di Bonifica della Versilia realizzato da Auterio et al. nel 1978, limitatamente all'area ricadente nei comprensori della bonifica di Massarosa e di Ponente, analizza gli abbassamenti del suolo emersi dal confronto fra diversi rilievi topografici relativi agli anni 1928/35 e 1971. Tale studio indica dei cedimenti molto variabili, con valori massimi superiori ai 2 m. Alcune considerazioni, testimoniano tuttavia che il fenomeno di subsidenza era certamente più esteso di quanto rilevato, fino a comprendere le aree limitrofe caratterizzate da analoghe situazioni litostratigrafiche ed interessate dalle stesse cause naturali ed artificiali attivanti o acceleranti il fenomeno stesso: presenza di terreni compressibili, abbassamento di falda dovuto alla bonifica con impianti idrovori e, almeno in parte, anche alle estrazioni di sabbie silicee. I costipamenti, che sono proseguiti nel tempo in misura sempre più ridotta, hanno portato il piano campagna ad abbassarsi in modo differenziale, assumendo un andamento simile all'orizzonte di sabbia silicea sottostante i sedimenti torbosi.

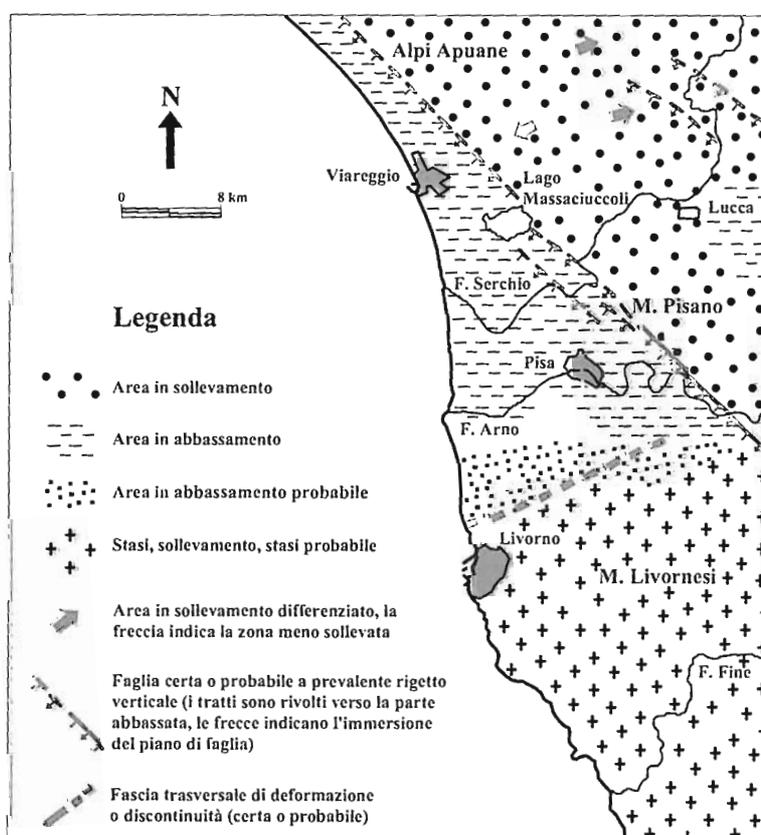


Figura 1 - Carta neotettonica dell'area in studio relativa all'intervallo Pleistocene medio - Olocene (da Bartolini et al., 1982, modificata).

I costipamenti medi e massimi nei comprensori di Massarosa e di Ponente, risultano comunque minori di quelli manifestatisi nel bacino di Massaciuccoli.

L'ordine di grandezza di 1cm/anno proposto da Palla et al. (1976) per alcune zone della Pianura Pisana conferma sostanzialmente il valore medio di 2m/100 anni per i fenomeni di massimo costipa-

mento avvenuti in Versilia a partire dagli inizi del secolo (Auterio et al., 1978).

Dal 1978 ad oggi sono stati effettuati ulteriori studi per meglio definire l'estensione e l'entità del fenomeno. Caroti (2000) illustra l'analisi svolta per avanzare ipotesi sull'evoluzione della subsidenza lungo una linea di livellazione di particolare interesse.

Lo studio dei dati rilevati per il caposaldo di Migliarino Pisano, per 24 anni (dal 1975 al 1999), ha messo in evidenza che il movimento verticale relativo si è comunque conservato negativo nell'arco temporale indicato.

Dai valori ottenuti fino al 1994 si poteva attendere nel 1999 un valore di poco superiore a -50 mm, ritenendo tale andamento come ragionevole dimostrazione di un tipico fenomeno di cedimenti in esaurimento. Il valore misurato nel 1999 pari a -36 mm, ha reso necessaria la ricerca di una diversa interpretazione logica dell'andamento nel tempo della subsidenza locale. L'analisi del gradiente di movimenti ha posto in evidenza una variazione di tendenza a cavallo degli anni 91-93. In tali anni si è riscontrata una notevole diminuzione degli emungimenti dalla falda; per cui il progressivo innalzamento può fornire la giustificazione del rigonfiamento del terreno che avrebbe subito la massima depressione nel 1990. Sulla base di questa interpretazione e, tenuto conto delle ipotesi relative alle cause che stanno provocando il rigonfiamento riscontrato, tale flesso dovrebbe indicare una tendenza all'esaurirsi del fenomeno.

I dati di Caroti (2000) portano ad importanti considerazioni riguardo l'andamento degli abbassamenti del suolo della zona di Migliarino Pisano; essi necessitano però di ulteriori campagne di livellazioni, con maggiore estensione verso nord (bacino Massaciuccoli) per confermare il trend rilevato dagli anni '90 ad oggi e verificare che tale andamento non è limitato all'area di Migliarino ma si possa estendere all'intera piana.

Oltre all'analisi degli studi pregressi si è provveduto ad un rilevamento del fenomeno per l'intero Bacino del Massaciuccoli, misurando l'entità dell'abbassamento del piano campagna in corrispondenza di abitazioni, silos, ponti ecc. edificati a cavallo degli anni 40' e 50' (Fig. 2).

A partire da tali dati puntuali, e da quanto noto in letteratura, sono state successivamente tracciate le curve isocinetiche dell'abbassamento del suolo, negli ultimi 50 anni circa, che evidenziano l'entità dei cedimenti differenziali dei vari settori del Bacino, e le isopache dello strato torboso (Fig. 3).

Dall'esame di tale figura si nota come le isocinetiche dei costipamenti seguano sostanzialmente le isopache della torba, mostrando chiaramente che esiste un rapporto diretto tra potenza dei terreni organici e abbassamenti del suolo.

Ad integrazione dei dati misurati sono state prese in esame le stratigrafie di vari sondaggi e, soprattutto, le indicazioni ottenute dal sondaggio ENEA (vedi Devoti et al., questo volume; Nisi et al., questo volume) basate su analisi paleoambientali e radiometriche e su considerazioni di neotettonica costiera (Antonioli et al., 2000; Nisi, 1999; Nisi et al., 2003). In particolare, dei campioni di *C. coespitosa* prelevati a -70 m s.l.m. sono stati riferiti ad una antica linea di costa tirreniana (M.I.S. 5.5, 125.000 anni B.P.). Assumendo che la tettonica abbia agito in maniera costante dal M.I.S. 5.5. ad oggi, l'entità della subsidenza geologica subita dalla Pianura versiliese a partire dal Tirreniano risulterebbe quindi di circa 77 m in 125.000 anni, con un rateo valutabile in 0,62 mm/anno (Nisi et al., 2003).

Questo tasso di subsidenza ben si accorda con le osservazioni di Cantini et al. (2001) ed è peraltro congruente con il rateo di abbassamento di 1 mm/anno indicato da Tongiorgi (1978) come il massimo valore ipotizzabile per i fenomeni di tettonica negativa occorsi alla pianura a partire dal limite Pliocene-Quaternario.

I risultati delle altre radiodazioni, effettuate su vari resti conchigliari, frustoli vegetali e torba, congiuntamente all'analisi degli ambienti di sedimentazione, hanno inoltre consentito di costruire una curva di risalita relativa del mare durante l'Olocene (Fig. 4) (Antonioli et al., 2000; Nisi, 1999).

La curva risulta essere in buon accordo con altre curve sperimentali per gli ultimi 10.000 anni B.P. (Bard et al., 1996; De Muro e Orrù, 1998); in particolare si è evinta una sostanziale coincidenza con

la curva di Alessio et al. (1996) nel tratto riferibile ai primi 8.000 anni B.P.

Tali riscontri conducono ad ulteriori considerazioni di carattere tettonico: la Pianura pisano-versiliese dovrebbe considerarsi essenzialmente stabile a partire dall'Olocene e quindi pressoché priva di subsidenza tettonica e/o diagenetica; quindi la subsidenza i cui ratei sono stati in precedenza stimati, dovrebbe essere stata attiva solo durante il Pleistocene superiore.

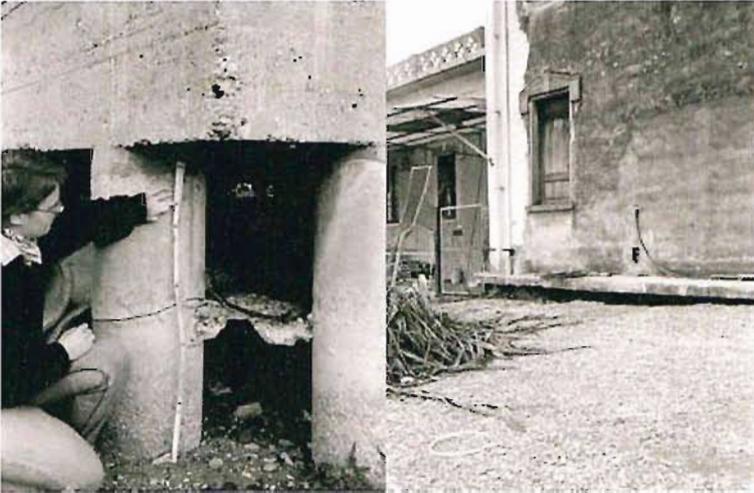


Figura 2 - Particolare degli effetti dell'abbassamento del suolo presso l'idrovora di Massaciucoli e presso le fondazioni di un fienile edificato nel 1951 in prossimità della fattoria La Fagianella.

Per quanto concerne la discrepanza riscontrata con la curva eustatica di Alessio et al. (1996) relativamente al periodo compreso tra 8.000 e 10.500 anni B.P. è da rimarcare che tale curva non considera gli effetti della glacio-idroisostasia connessi all'ultima deglaciazione (eventualmente combinati ad effetti di isostasia da carico, termoisostasia, tettonica verticale ai bordi delle placche ecc.).

Al contrario è ormai acclarato che tutte le aree costiere risultano interessate, anche se in modo diverso, da movimenti verticali causati da questi fenomeni (Pirazzoli, 1993; Clark et al., 1978; Lambeck, 1990; Lambeck, 1993; Lambeck e Johnston, 1995; Pirazzoli et al., 1997).

D'altro canto, i dati del sondaggio Enea concordano perfettamente con la curva di risalita del livello del mare valida per la Versilia proposta da Lambeck et al. (in stampa), proprio sulla base del modello glacio-idro-isostatico. Anche questa evidenza confermerebbe, comunque, la sostanziale stabilità tettonica della pianura nel corso degli ultimi 10.000 anni.

Se si considera la Pianura versiliese stabile a partire dall'Olocene, la velocità dello sprofondamento del settore, ricavato dalla datazione della *C. coespitosa*, aumenterebbe a circa 0,67 mm/anno, ma i fenomeni di subsidenza si sarebbero esauriti circa 10.000 anni fa.

Valori adottati per la subsidenza

L'assenza di una rete attiva di monitoraggio topografico, o di altre metodologie per una determinazione accurata ed attendibile dei tassi di subsidenza, implica l'impossibilità di applicare un modello che simuli l'evoluzione del fenomeno nel tempo ed avere una zonazione più dettagliata dei tassi di abbassamento locale. Il lavoro di Caroti (2000) ha segnalato per l'area di Migliarino Pisano una tendenza alla riduzione del fenomeno di abbassamento del suolo e che questo andamento potrebbe essere estrapolato all'intera area analizzata, viste le similari condizioni stratigrafiche. Questo comportamento può essere in parte riconducibile alle trasformazioni socio-economiche in atto negli ultimi anni, quando aree a prevalente indirizzo agricolo sono divenute aree a prevalente uso turistico e terziario; la trasformazione ha comportato la diminuzione dello sfruttamento delle risorse idriche sotterranee con un parziale recupero dell'abbassamento del suolo. Data la mancanza di livellazioni recenti e ripetute nel tempo per gran parte dell'area in studio, nel presente lavoro sono stati considerati i tassi di subsidenza senza prendere in considerazione il trend positivo determinato dalla Caroti.



Figura 3 - Rapporto tra gli spessori della copertura torbosa superficiale e gli abbassamenti del suolo degli ultimi 50 anni nel Bacino del Massaciuccoli.

Mediando i dati relativi soprattutto alle misure di Palla et al. (1976) e dell'Atlante delle Spiagge (Foglio 104 Pisa), per gli archi temporali uguali o simili, si giunge alla conclusione di considerare per tutta l'area valori di 2 mm/anno ad esclusione del bacino di Massaciuccoli per il quale viene attribuito il valore di 7 mm/anno.

Per la previsione dei cambiamenti fisiografici futuri, indotti dalla risalita relativa del livello marino, l'abbassamento della topografia versiliese è stato quindi effettuato tenendo presente che esistono 2 aree a subsidenza differenziale (Tab. 1).

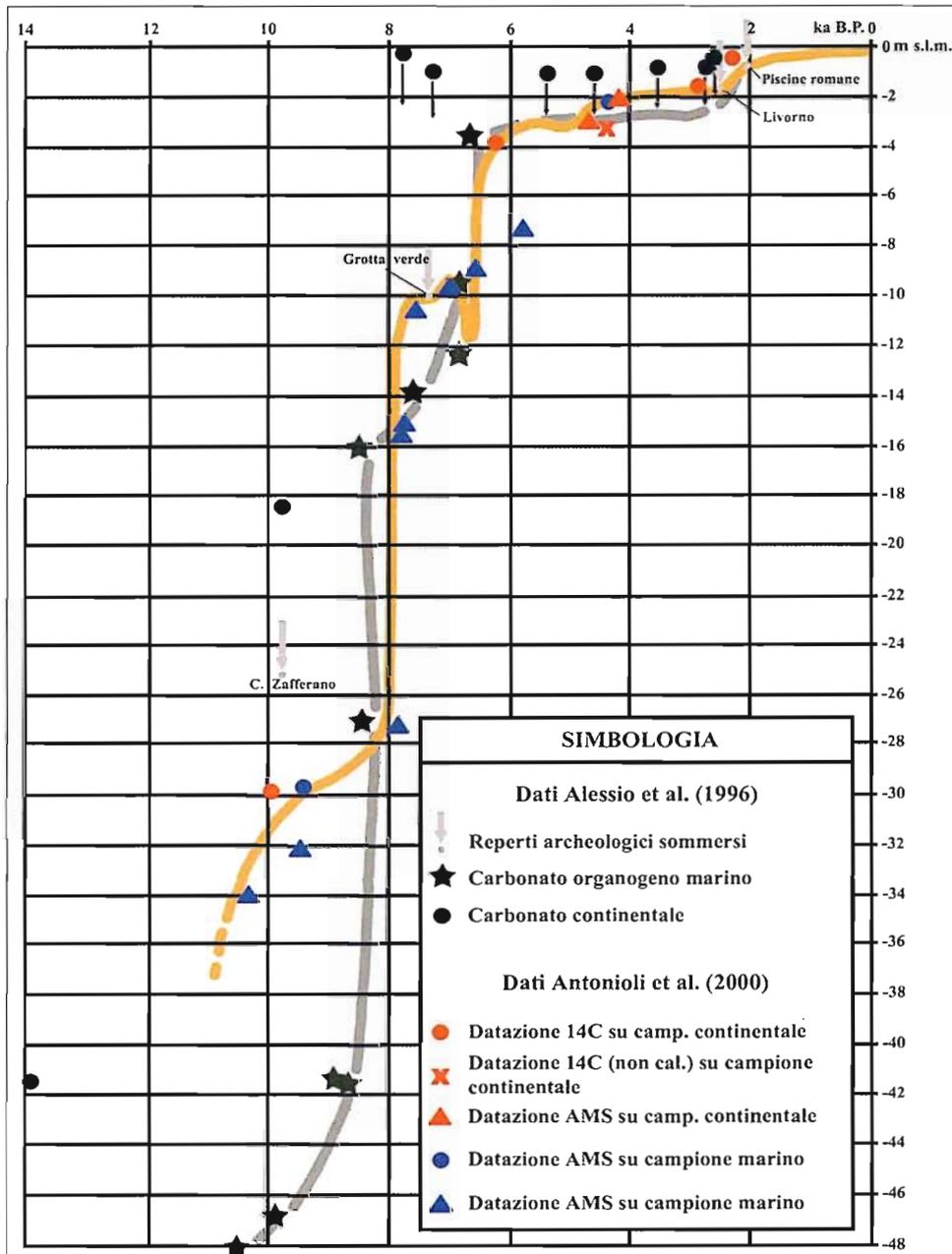


Figura 4 - Curve di risalita del livello del mare durante l'Olocene; in grigio la curva di Alessio et al. (1996), in giallo la curva di Antonioli et al. (2000).

Tassi di risalita relativa del livello del mare

Circa le cause, le metodologie di studio e le entità previste per l'innalzamento eustatico nel corso del secolo attuale, si è diffusamente discusso nel lavoro di Silenzi et al. (questo volume).

I numerosi studi di previsione degli impatti dovuti al SLR (Sea Level Rise) sulle coste, realizzati in Italia o a livello internazionale, considerano valori di innalzamento del mare molto diversi tra loro. Questo perché talvolta vengono utilizzati valori di variazione globale del livello marino, a volte valori locali calcolati per la regione indagata. Inoltre, le stime di variazione di SLR variano con il raffinarsi dei modelli.

Tabella 1 - Valori adottati per la subsidenza della Piana versiliese.

	Subsidenza (cm)	
	Area costiera ed esterna al bacino di Massaciuccoli (2 mm/anno)	Area del bacino di Massaciuccoli (7 mm/anno)
Anno 2025	5 cm	17,5 cm
Anno 2050	10 cm	35 cm
Anno 2100	20 cm	70 cm

In base ai record di innalzamento del mare proposti dall'ultimo rapporto IPCC (2001), sono stati estrapolati i centimetri di SLR previsti per l'anno 2025, 2050 e 2100. Per ognuno di questi periodi sono stati considerati, inoltre, tre diversi valori afferenti rispettivamente ad uno scenario ottimistico, intermedio e pessimistico (Tab. 2). Il rapporto IPCC (2001), infatti, prevede per il secolo attuale, un trend minimo e uno massimo di innalzamento eustatico. Lo scenario ottimistico di ogni intervallo di predizione qui considerato, è quello caratterizzato dal minor valore di crescita eustatica; così lo scenario pessimistico è quello caratterizzato dal maggior valore possibile di crescita eustatica; di conseguenza, lo scenario intermedio presuppone un innalzamento del livello del mare compreso tra i due estremi. Sommando i ratei di SLR della Tabella 2 a quelli di subsidenza differenziale descritti in precedenza, si ottengono, per la piana versiliese, i valori di innalzamento relativo del livello marino riportati nelle Tabelle 3 e 4, afferenti rispettivamente al Bacino di Massaciuccoli e al settore costiero a questo esterno.

Tabella 2 - Valori minimi, medi e massimi di innalzamento del mare adottati per gli anni 2025, 2050 e 2100.

	Innalzamento del Livello Medio Marino Globale		
	Scenario ottimistico (centimetri)	Scenario intermedio (centimetri)	Scenario pessimistico (centimetri)
Anno 2025	3	8	14
Anno 2050	5	18	31
Anno 2100	9	48	88

Tabella 3 - Valori minimi, medi e massimi di RSLR previsti per gli anni 2025, 2050 e 2100 nella zona del Bacino di Massaciuccoli.

	RSLR Bacino di Massaciuccoli		
	Scenario ottimistico (centimetri)	Scenario intermedio (centimetri)	Scenario pessimistico (centimetri)
Anno 2025	20,5	25,5	31,5
Anno 2050	40	53	66
Anno 2100	79	118	158

Tabella 4 - Valori minimi, medi e massimi di RSLR previsti per gli anni 2025, 2050 e 2100 nella zona costiera esterna al Bacino di Massaciuccoli.

	RSLR Settore Costiero		
	Scenario ottimistico (centimetri)	Scenario intermedio (centimetri)	Scenario pessimistico (centimetri)
Anno 2025	8	13	19
Anno 2050	15	28	41
Anno 2100	29	68	108

Suscettibilità

La Suscettibilità (S) rappresenta la propensione di un settore di territorio a subire e/o contrastare l'insorgenza di un particolare fenomeno potenzialmente distruttivo.

La metodologia per la determinazione della Suscettibilità integrata da RSLR è basata sull'individuazione dei principali parametri predisponenti i vari possibili fenomeni indotti dalla rimonta marina (regressione della linea di riva, ingressione del mare in aree depresse, aumento della frequenza e della gravità delle esondazioni fluviali, creazione di zone endoreiche con difficoltà di drenaggio e ristagno di acque superficiali, salinizzazione e/o emersione della falda superficiale, ecc.).

Attraverso la spazializzazione e l'assegnazione, in ambiente GIS, di pesi e punteggi a parametri predisponenti di ordine geologico, geomorfologico, idrologico, idrogeologico e di uso del suolo, la piana versiliese è stata suddivisa in Unità Territoriali Omogenee (U.T.O.), cioè in porzioni elementari di territorio in cui i singoli parametri possono considerarsi costanti.

In pratica, a partire dai dati territoriali di base, viene determinato un indice rispetto a ciascun parametro; un valore composito viene poi generato sovrapponendo i vari indici. Gli indici sono rappresentati da numeri interi e sono raggruppati in vari intervalli definiti dalla crescente influenza che ogni parametro può avere sulla predisposizione di un'area all'insorgere di un fenomeno.

Dalla sovrapposizione delle varie U.T.O. scaturiscono le Carte di Suscettibilità della piana versiliese, una per ogni periodo di predizione; le carte riportano, quindi, la zonazione delle aree in cui il RSLR e i fenomeni dannosi ad essa connessi, hanno maggiore o minore attitudine a verificarsi. Per ogni periodo di predizione la Suscettibilità sarà anche funzione dell'eventuale variabilità nel tempo dei parametri predisponenti; nel caso della Versilia tale variazione è dovuta al parametro "soggiacenza della falda superficiale".

I metodi parametrici per la valutazione di suscettibilità o di vulnerabilità conoscono vasta applicazione in numerosi contesti geologico-ambientali, idrogeologici, geomorfologici, ecc. Il principio che informa i diversi tipi di sistema parametrico (sistemi a matrice, sistemi a punteggio semplice, sistemi a punteggi e pesi) è simile: vengono, innanzi tutto, selezionati i parametri sui quali si ritiene di basare la valutazione di suscettibilità o vulnerabilità; a ciascun parametro, suddiviso per intervalli di valori e/o per tipologie dichiarate, viene attribuito un punteggio arbitrario crescente in funzione dell'importanza che esso assume nella valutazione complessiva. I punteggi attribuiti non esprimono un valore assoluto, ma piuttosto un valore relativo in grado di discriminare una classe più predisponente dell'altra. Questo anche perché nel raffronto di fattori diversi, ciascuno dei quali è in genere misurabile e dimensionabile con scale e unità di misura diverse, si attribuisce al singolo fattore un valore simbolico uniforme che permette di parametrizzarlo rispetto al contesto che si sta analizzando.

Secondo tale approccio, il risultato algebrico che si ottiene esprime un valore numerico attribuito ad una certa zona del territorio esaminato che presenta caratteristiche omogenee rispetto a quel parametro, e che così individua una zona a più alta o a più bassa suscettibilità rispetto alle aree limitrofe.

Dopo aver attribuito a ogni classe di ciascun tema/parametro valori variabili, e una volta utilizzata la tecnica GIS dell'*overlay* tra i vari parametri, i valori risultanti definiranno un certo numero di classi rispettando l'omogeneità utilizzata in fase di assegnazione dei punteggi. La loro distribuzione, ottenuta a seguito del computo finale, non rappresenta una variabilità di una famiglia di valori reali, ma il risultato campionato di temi cartografici.

Quindi, la classificazione finale si esplica non dalla distribuzione spaziale dei dati o dalla loro densità o distribuzione statistica, ma solo e soltanto da una rigida e semplice equa distribuzione per ottenere una uniforme rappresentazione di tutti i valori possibili. Nelle applicazioni GIS questa tecnica di classificazione prende il nome di *equal range*, poiché si originano classi di uguale ampiezza di valori.

U.T.O. per grado di erodibilità delle litologie

L'erodibilità e la degradabilità delle litologie affioranti nel settore di indagine, in funzione dei fenomeni innescabili dalla risalita del livello del mare, è data dalla sovrapposizione di caratteristiche geologico tecniche (coesione, grado di addensamento, tipo di cemento e/o matrice, ecc.) e il tipo di copertura legato all'utilizzo del suolo.

La rappresentazione grafica delle litologie è stata effettuata utilizzando dati provenienti dai rilevamenti di campagna integrati dalla cartografia tematica disponibile e da dati geotecnici bibliografici. I terreni rilevati vengono raggruppati in classi litologiche omogenee in funzione della loro resistenza relativa all'erosione, ottenendo in tal modo degli areali sufficientemente estesi da essere facilmente rappresentati.

La suddivisione delle litologie in fortemente, mediamente e debolmente erodibili (Tab. 5) è legata ad una classificazione in depositi clastici sciolti; depositi debolmente cementati; rocce litoidi e depositi cementati e/o coesi.

Tale strato informativo è stato sovrapposto all'uso del suolo, che rappresenta un fattore di moltiplicazione per le influenze sull'erodibilità dei sedimenti dovute ai diversi tipi di copertura e di utilizzo del territorio.

I vari tipi di copertura sono riferiti ad *N* macrounità che racchiudono utilizzi del suolo assimilabili; ad esempio: una unità per tutte le infrastrutture, una per i centri produttivi e le abitazioni, una per le aree a pascolo, a brughiera e cespuglieto, a vegetazione sclerofila, a vegetazione boschiva e arbustiva rada, ecc.

La scelta di fattori moltiplicatori compresi tra 0,25 e 1,75 è stata adottata al fine di poter restituire gli effetti protettivi (fattori minori di 1) o peggiorativi (fattori maggiori di 1) rispetto alla erodibilità dei sedimenti dovuta alle loro caratteristiche intrinseche.

Dal prodotto dei punteggi iniziali (Tab. 5), relativi alla litologia, per i fattori di moltiplicazione (Tab. 6) si ottengono quindi un numero finito di punteggi finali (sempre esclusivamente relativi alla categoria "erodibilità"). Si tratta in tutto di 15 valori compresi tra 0,25 e 5,25.

La normalizzazione di tali valori in 1 = bassa suscettibilità, 2 = media suscettibilità e 3 = alta suscettibilità è stata eseguita adottando il criterio illustrato nella Tabella 7.

In tal modo le litologie con coperture urbane continue risulteranno, a prescindere dalle loro caratteristiche intrinseche di erodibilità, sempre in una classe di bassa suscettibilità all'erosione, quelle con boschi da bassa a media, quelle con aree verdi attrezzate e con vegetazione prativo-arbustiva da bassa a media, quelle con aree coltivate a prato-oliveto da bassa ad alta, le lagune da media (prevalente) ad alta, le cave da media ad alta (prevalente), le spiagge-dune e i greti dei corsi d'acqua sempre in alta suscettibilità.

Tabella 5 - Classificazione delle litologie in base alla resistenza all'erosione; per le sigle delle litologie vedi Nisi et al. (questo volume) e la legenda della carta geologica allegata.

Suscettibilità Geolitologica		
Denominazione delle categorie	Sigle delle litologie	Punteggio
Litologie fortemente erodibili	Ss, Dg	3
Litologie mediamente erodibili	Sd, Sr, Fl, PlB	2
Litologie debolmente erodibili	Sb, PlC, PlA, Al, Cgs	1

U.T.O. per permeabilità delle litologie

La permeabilità rappresenta un parametro mitigante per il territorio rispetto a fenomeni alluvionali e/o di ristagno di acque meteoriche; inoltre influenza la ricarica e l'eventuale contaminazione da parte di acque salmastre.

Le classi di permeabilità sono state suddivise in base ai valori del coefficiente di permeabilità riscon-

trati in campagna o da dati bibliografici.

Dal momento che le rocce incoerenti o non consolidate rappresentano la quasi totalità delle formazioni generalmente riscontrabili in una piana costiera, sono state considerate tre classi di permeabilità (Tab. 8):

1) I terreni ad alta permeabilità, la cui granulometria prevalente rientra nei campi della ghiaia e della sabbia, o gli ammassi rocciosi compatti caratterizzati da elevata fessurazione. Tali terreni sono quelli che presentano un coefficiente $K \geq 10^{-4}$ m/s.

2) I terreni a media permeabilità, la cui granulometria prevalente rientra nei campi della sabbia molto fine e della sabbia siltosa, o gli ammassi rocciosi compatti caratterizzati da media fessurazione. Tali terreni sono quelli che presentano un coefficiente $10^{-4} > K > 10^{-8}$ m/s.

3) I terreni a bassa permeabilità, la cui granulometria prevalente rientra nei campi del silt sabbioso, del silt e dell'argilla, o gli ammassi rocciosi compatti sostanzialmente privi di fessurazione. Tali terreni sono quelli che presentano un coefficiente $K \leq 10^{-8}$ m/s.

L'assegnazione di punteggi di permeabilità ai terreni della piana versiliese è riportata nella Tabella 9.

Tabella 6 - Pesì assegnati alle classi di Uso del Suolo, appositamente ricampionate, per determinare l'effetto conservativo o peggiorativo che il tipo di copertura opera sull'erodibilità.

Tipo	Peso	Punteggio Finale
Spiagge, dune, sabbie e ciottolami dei greti.	1,75	1,75
		3,5
		5,25
Aree estrattive.	1,5	1,5
		3
		4,5
Lagune e paludi interne.	1,25	1,25
		2,5
		3,75
Aree occupate in prevalenza da seminativi semplici e complessi, seminativi arborati, vigneti, oliveti, prati stabili.	1	1
		2
		3
Aree a pascolo naturale, brughiere e cespuglieti, vegetazione sclerofila, vegetazione boschiva e arbustiva rada e/o in evoluzione.	0,75	0,75
		1,5
		2,25
Aree verdi urbane, aree sportive e ricreative.		
Boschi di conifere, boschi misti, fustaglie di latifoglie.	0,50	0,5
		1
		1,5
Tessuto urbano, aree produttive e commerciali, reti stradali e ferroviarie, aree portuali, aeroporti.	0,25	0,25
		0,5
		0,75

Tabella 7 - Normalizzazione dei punteggi in base agli intervalli scaturiti dalla moltiplicazione dei punteggi assegnati alle classi di erodibilità per i pesi assegnati alle classi di Uso del suolo.

Normalizzazione in Classi di Erodibilità		
Intervalli	Punteggi normalizzati	Classi di suscettibilità' all'erosione
0,25 - 1,25	1	Bassa
1,5 - 2,5	2	Media
3,0 - 5,25	3	Alta

Tabella 8 - Classi di permeabilità, in funzione del coefficiente di permeabilità (K), utilizzate per l'indicizzazione delle litologie nel layer della Suscettibilità Geolitologica.

K (m/s)	$K \geq 10^{-4}$	$10^{-4} > K > 10^{-8}$	$K \leq 10^{-8}$
Classe di permeabilità	ALTA	MEDIA	BASSA

Tabella 9 - Classificazione delle litologie in base alla permeabilità; le sigle sono relative alla legenda della carta geologica; vedi Nisi et al. (questo volume).

Suscettibilità Geolitologica		
Denominazione delle categorie	Sigle delle litologie	Punteggio
Litologie ad elevata permeabilità	Ss, Dg, Sd, Cgs	2,5
Litologie a media permeabilità	Sr, Fl, Sb	2
Litologie a bassa permeabilità	Al, PlA, PIB, PIC	1,5

U.T.O. per Classi Altimetriche

L'assetto altimetrico della piana è stato considerato come elemento predisponente l'erosione, l'ingressione marina ed i possibili fenomeni di allagamento.

Per poter valutare questa caratteristica fisiografica è stato elaborato un DTM sulla base di dati cartografici forniti dalla Regione Toscana. Il grado di definizione del DTM è legato alla densità di punti quotati per Km², che in limitati settori della piana è risultato insufficiente.

Dato l'assetto altimetrico della fascia costiera, la UTO per Classi altimetriche è stata suddivisa in tre classi:

- Minore di 2 metri s.l.m.
- Compreso tra 2 e 5 metri s.l.m.
- Maggiore di 5 metri s.l.m.

Una volta elaborato, tale parametro è stato intersecato con la Carta delle U.T.O. per propensione alla modificazione ambientale (vedi sotto). Questa operazione è risultata necessaria per mettere in risalto le aree maggiormente depresse. Il procedimento adottato è stato quello di assegnare dei pesi moltiplicatori alle classi altimetriche individuate dall'elaborazione del DTM; rispettivamente pari a 2x per le aree minori di 2 m s.l.m., 1x per le aree con quote comprese tra 2 e 5 m s.l.m. e 0,5x per le aree con quote maggiori di 5 m s.l.m.

U.T.O. per Propensione alla modificazione ambientale

La suscettibilità alla modificazione geologico-ambientale è stata definita come la propensione di un elemento morfologico ad essere ingredito o sommerso dal mare e/o alluvionato come conseguenza della risalita del livello marino.

Le morfologie rilevate sono state accomunate secondo la loro propensione a subire tali fenomeni in conseguenza della prevista RSLR.

Tale propensione, determinata dalle caratteristiche fisiografiche, ambientali e paleoambientali delle varie forme è intersecata allo strato informativo delle U.T.O. per Classi altimetriche.

L'intersezione tra le due unità territoriali consente di pesare la reale propensione alla modificazione delle varie forme della piana.

Il risultato dell'intersezione tra i due temi è stato classificato secondo tre intervalli rappresentanti la bassa, la media e l'alta suscettibilità alla modificazione (Tab. 10 e 11).

U.T.O. per Dinamica della Spiaggia

Il fattore dinamica della spiaggia viene considerato un elemento di forte peso nella propensione all'erosione costiera in condizioni di RSLR.

In base alle caratteristiche del tratto di litorale analizzato, per definire delle classi omogenee, sono state considerate le dinamiche a grande scala distinguendo la tendenza all'arretramento, alla stabilità o all'avanzamento della spiaggia.

Altri parametri, come la pendenza del litorale o le dinamiche a carattere locale, non sono stati trattati in questa fase, in quanto sono considerati nel modello di regressione costiera applicato (vedi nel seguito).

Tabella 10 - Punteggi assegnati alla carta delle U.T.O. per propensione alla modificazione ambientale.

Tipo Di Forme	Punteggi
Forme suborizzontali o depresse (ad es. paleolagune, paleomeandri, paleostagni, canali abbandonati, alvei e spiagge attuali)	3
Forme marine o di transizione rilevate (ad es. cordoni dunari relitti o attuali)	2
Forme continentali rilevate (ad es. conoidi, rilievi pedemontani ecc.)	1
Forme antropiche (aree urbanizzate con elementi di continuità, network viario, opere di difesa litoranea ecc.)	1

Tabella 11 - Intervalli di suscettibilità geomorfologica ricavati dall'intersezione tra classi altimetriche e la carta delle U.T.O. per propensione alla modificazione ambientale.

Suscettibilità Geomorfologica	
Intervalli	Suscettibilità delle morfologie alla modificazione ambientale
0 - 2	Bassa
2 - 4	Media
4 - 6	Alta

Il tratto di litorale in studio, si estende per circa 28 km tra la foce del torrente Cinquale e quella del fiume Serchio. La spiaggia compresa tra la foce del Cinquale e il Porto di Viareggio è in avanzamento, con un tasso medio compreso tra 0 e 1 m/anno. Anche la spiaggia del settore che va dal Porto di Viareggio a Marina di Vecchiano è in avanzamento, ma con un tasso medio compreso tra 2 e 3 m/anno. La spiaggia compresa tra Marina di Vecchiano e la Macchia di San Rossore è invece in arretramento, con un tasso medio maggiore di 3 m/anno.

Per l'omogenizzazione della tendenza della costa esaminata, è stato pertanto assunto il seguente criterio:

- Settore A (foce del Cinquale - Marina di Vecchiano): spiaggia in avanzamento; punteggio: 1.
- Settore B (Marina di Vecchiano - Macchia S. Rossore): spiaggia in arretramento; punteggio: 3.

U.T.O. per Alluvioni e/o Ristagni

Per stimare la suscettibilità del territorio rispetto a fenomeni d'inondazione, sono state perimetrate le aree interessate da significativi fenomeni di esondazione e/o ristagno individuate attraverso analisi storica. Le fonti dei dati sono state, principalmente, la Carta delle Aree inondabili della Regione Toscana (1998) e la Carta della Fragilità Idraulica della Provincia di Lucca (2000).

In base alla qualità dei dati disponibili è stato suddiviso il territorio rispetto alle aree interessate da fenomeni ricorrenti, occasionali ed eccezionali e/o in funzione delle altezze d'acqua registrate.

Non avendo dati sufficienti ed omogenei riguardanti i tempi di ritorno delle alluvioni, non è stato possibile effettuare una zonazione di questo parametro che fosse variabile nel tempo e quindi avere una maggiore distinzione nei tre periodi di predizione.

Di conseguenza per valutare la suscettibilità della piana rispetto a fenomeni di inondazione, vengono riportate le aree interessate da significativi fenomeni di esondazione e/o ristagno, individuate attraverso l'analisi storica, unitamente alle aree inondate negli anni 1991-92-93 e 1996. L'insieme di questi dati ha permesso di perimetrare quelle zone che saranno più facilmente interessate dai fenomeni (Tab. 12).

Tabella 12 - Punteggi assegnati alla Suscettibilità per Alluvioni e/o Ristagni.

Suscettibilità Idrologica	
Denominazione delle categorie	Punteggio
Aree interessate da eventi alluvionali e/o ristagni	3
Aree non interessate da eventi alluvionali e/o ristagni	1

U.T.O. per Soggiacenza della falda

Un importante elemento idrogeologico, considerato come parametro predisponente, è rappresentato dalla soggiacenza dell'acquifero freatico, definita come la profondità della superficie piezometrica rispetto al piano di campagna.

Operando l'approssimazione di considerare l'acquifero omogeneo ed isotropo, in condizioni di risalita accelerata del livello del mare potrebbe infatti verificarsi l'emersione della falda (vedi Silenzi et al., questo volume). La U.T.O. per soggiacenza della falda deriva dalla sottrazione algebrica del modello digitale della superficie piezometrica dal modello digitale del terreno. In pratica, il valore attribuito ad ogni cella della carta della soggiacenza è il valore in quota assoluta del terreno, diminuito del valore in quota assoluta della superficie piezometrica. Viene scelto come valore critico di soggiacenza quello che scaturisce dall'approssimazione per eccesso della somma tra il SLR e quello di subsidenza media della piana, entrambi riferiti, per il principio di precauzione, allo scenario pessimistico dell'anno 2100. Il valore di soggiacenza considerato limite è pertanto pari a 1,5 m. Lo stesso valore, moltiplicato secondo opportuni pesi moltiplicatori, è stato utilizzato per gli altri periodi di predizione. I moltiplicatori sono, in tal caso, funzione percentuale del rapporto tra il RSLR previsto per l'anno 2100 e il RSLR previsto per i gli anni 2025 e 2050 (Tab. 13). Da queste elaborazioni si arriva ad una carta di soggiacenza per ogni periodo di predizione; ogni carta riporta la perimetrazione delle zone con soggiacenza maggiore o minore/uguale a 1,5 m.

Sono ad alta suscettibilità di emersione della falda quelle aree caratterizzate da soggiacenza minore/uguale a 1,5 m; a bassa suscettibilità quelle con soggiacenza maggiore di 1,5 m.

Tabella 13 - Punteggi assegnati alla Suscettibilità Idrogeologica per i tre intervalli di predizione.

Suscettibilità Idrogeologica			
Denominazione categorie	Punteggio Anno 2100	Punteggio Anno 2050	Punteggio Anno 2025
Aree caratterizzate da falda con soggiacenza \leq 1,5 m	3	1,59	0,48
Aree caratterizzate da falda con soggiacenza $>$ 1,5 m	1	0,53	0,16

Suscettibilità Integrata

La Suscettibilità Integrata del territorio versiliese viene calcolata attraverso l'intersezione dei vari strati informativi U.T.O. (Tab. 14), per mezzo di una funzione del tipo:

$$\sum_{UTO=1}^6 \text{Punteggio UTO } i * \text{Peso UTO } i$$

Il valori compositi così ottenuti vengono ricampionati secondo tre classi pari a: bassa, media e alta suscettibilità (Tab. 15); tramite una vestizione automatica sono state quindi redatte le carte di Suscettibilità integrata per gli anni 2025, 2050 e 2100.

Tabella 14 - Riepilogo sintetico delle U.T.O. considerate e dei fenomeni potenzialmente dannosi connessi a tali caratteristiche territoriali.

U.T.O.	Fattore	Effetto Dannoso Potenziale
Erodibilità delle litologie	Geologico	Regressione costiera Erosione fluviale Erosione diffusa
Permeabilità delle litologie	Geologico	Ristagni Difficoltà di drenaggio
Uso del Suolo	Antropico	Moltiplicatore fenomeni di erosione del suolo
Propensione alla modificazione ambientale	Geomorfologico	Ingressione marina Alluvionamenti Erosione
Altimetria	Orografico	Moltiplicatore fenomeni di modificazione ambientale
Dinamica della spiaggia	Geomorfologico	Erosione costiera accelerata
Alluvioni e ristagni	Idrologico	Aumento di frequenza ed intensità delle inondazioni
Soggiacenza della falda	Idrogeologico	Emersione della falda superficiale

Tabella 15 - Classi di Suscettibilità ricampionate per i tre periodi di predizione.

Classi di Suscettibilità Ricampionate			
	Bassa	Media	Alta
Suscettibilità 2025	10 - 20	20 - 30	30 - 40
Suscettibilità 2050	10 - 20	20 - 30	30 - 40
Suscettibilità 2100	10 - 20	20 - 30	30 - 40

La cartografia prodotta mostra che per tutti i tre periodi di predizione l'area a maggiore suscettibilità è, ovviamente, la fascia costiera che comprende la spiaggia e il primo cordone dunare, soprattutto in quei tratti non urbanizzati. La presenza lungo costa di insediamenti urbani non caratterizzati da soluzione di continuità rappresenta invece un elemento di protezione della linea di riva, ma causa un ulteriore deficit sedimentario che aggrava i processi erosivi sulle aree limitrofe. La fascia retrodunare risulta a media suscettibilità, essendo caratterizzata da basse elevazioni e litologie favorevoli a ristagni di acqua. In tale settore si assiste però ad una espansione delle aree con alta suscettibilità in funzione dell'aumento del periodo di predizione; questo perché mentre gli altri parametri in gioco possono essere considerati sostanzialmente invariabili nel tempo, almeno alla scala secolare, il valore critico di soggiacenza diviene sempre più influente all'aumentare dei valori di RSLR. Dall'analisi delle carte (Fig. 5) risulta evidente come determinati parametri di suscettibilità si oppongano in modo rilevante alla regressione della linea di riva, come per esempio i sistemi dunari relitti o gli stessi centri urbani; le aree maggiormente sensibili risultano invece le aree depresse e quelle di foce.

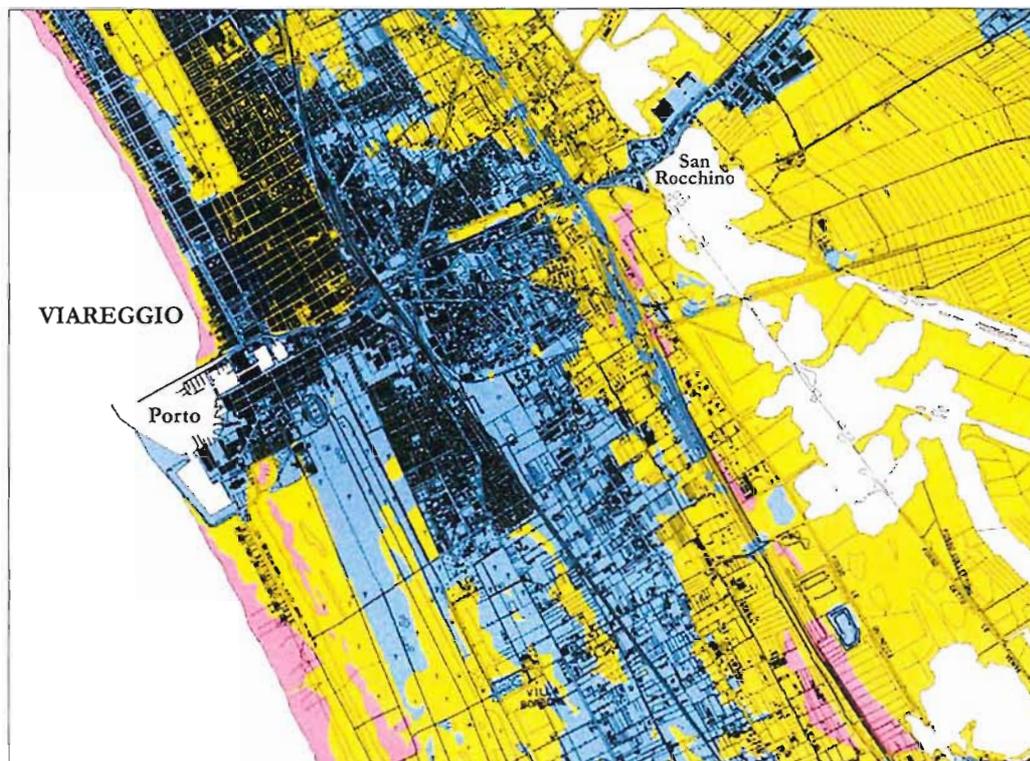


Figura 5 - Stralcio della Carta di Suscettibilità per l'anno 2100 in scala 1:25.000 (area di Viareggio). In rosa: settori ad alta suscettibilità; in giallo: settori a media suscettibilità; in azzurro: settori a bassa suscettibilità.

Scenari futuri

Per la valutazione degli impatti diretti della RSLR sulla piana versiliese, si è operata una modellizzazione dei futuri assetti fisiografici e altimetrici dell'area. In linea generale la RSLR comporterà un arretramento della linea di riva lungo la fascia costiera ed un'ingressione del mare in quelle aree che, per le modifiche morfologiche del territorio, risulteranno ubicate sotto gli 0 m s.l.m. ed in comunicazione diretta con questo.

Le aree che risulteranno sotto il livello del mare, ma protette da barriere naturali e/o antropiche, potrebbero essere comunque colpite da frequenti eventi meteomarinari, alluvionamenti, esondazioni, ristagni d'acqua, progredazione del cuneo salino, emersione della falda superficiale, ecc.; analoghi fenomeni, seppur meno frequenti e con minor intensità, potrebbero interessare le aree di piana costiera caratterizzate da elevazioni di pochi metri sopra il livello marino e da un assetto morfologico sfavorevole.

La modellizzazione delle possibili variazioni fisiografiche del territorio prevede, in particolare, la determinazione delle future linee di riva (e, quindi, la perimetrazione delle aree sommerse dal mare) e delle isoipse 0 m s.l.m. (sviluppo di eventuali aree al di sotto del livello del mare in settori emersi) secondo tre diversi scenari denominati. Scenario ottimistico, intermedio e pessimistico (rispettivamente connessi ad una minima, media e massima risalita del livello del mare) per ogni periodo di predizione. L'elaborazione del modello, quindi, è incentrata sul calcolo di un DTM predittivo dei tre scenari per gli anni 2025, 2050 e 2100 (complessivamente 9 determinazioni analitiche) tenendo conto delle previsioni di innalzamento del livello del mare e dei ratei di subsidenza differenziale.

Tale elaborazione consta, per ogni periodo di predizione, delle seguenti differenti operazioni:

- 1) abbassamento globale del DTM applicando il valore Eustatismo + Subsidenza regionale;
- 2) abbassamento localizzato del DTM applicando solo i differenti tassi di subsidenza locale opportunamente decurtati del valore di subsidenza regionale (solo nelle aree interessate);
- 3) individuazione della posizione dei nuovi punti a quota 0 m s.l.m.;
- 4) applicazione del "Bruun Rule of Erosion" (vedi Silenzi et al., questo volume) per la quantificazione della regressione futura dei profili di spiaggia; interpolazione dei punti quota 0 m s.l.m. relativi ai profili elaborati per l'estrazione delle previste nuove linee di costa. Questa operazione consente al sistema di calcolare, in automatico, i tassi di regressione costiera, la superficie di spiaggia erosa e il volume di sedimento perso per i vari scenari di uno stesso periodo di predizione;
- 5) intersezione tra le linee di costa e le isoipse 0 m s.l.m. e redazione delle carte degli Scenari Futuri. Ogni carta è relativa ad un anno di predizione e riporta tre diversi scenari (ottimistico, intermedio e pessimistico).

La base topografica utilizzata è la C.T.R. della Regione Toscana in scala 1:10.000; i prodotti cartografici sono restituiti in scala 1:25.000. La previsione della regressione costiera sulla base del "Bruun Rule of Erosion" è calcolata per mezzo del programma di calcolo automatico denominato "SeaLevel" (vedi Silenzi et al., questo volume), sviluppato ed adattato all'area in studio dall'equipe dei professori Enzo Pranzini (Università di Firenze - Dipartimento Scienze della Terra) e Pierluigi Aminti (Università di Firenze - Dipartimento Ingegneria). Il modello matematico di questo programma è basato su una modifica della regola di Bruun (Pranzini e Rossi, 1995) che tiene conto sia della superficie di retrospiaggia che di quella prossima alla profondità di chiusura dei sedimenti.

Il programma richiede come dati di input le funzioni matematiche della spiaggia emersa di retroduna e del profilo attivo di costa, la profondità di chiusura, i valori di SLR e di subsidenza, l'anno di predizione e la percentuale di sezione, ove sia stato possibile calcolarla, costituita da sedimenti fini e/o sedimento consolidato e/o budget sedimentario.

Tra i risultati, il programma fornisce, per un dato periodo di predizione, l'arretramento dei singoli profili di spiaggia, la superficie di spiaggia erosa, l'altezza e la nuova posizione della duna.

Espressione matematica dei profili di spiaggia e profondità di chiusura

La descrizione matematica dei profili di spiaggia è stata realizzata utilizzando due polinomiali del tipo: $y = D + Ax + Bx^2 + Cx^3 + \dots + Nx^n$ dove D è l'altezza della duna, e A, B, ..., N sono variabili risultanti da interpolazione (Pranzini e Rossi, 1995; Aminti et al., 2001).

Le profondità di chiusura per i tre periodi di predizione (Tab. 16) sono state ottenute utilizzando l'equazione di Hallermeier (1978) e i dati raccolti dall'ondametro di La Spezia del Servizio Mareografico Nazionale (SIMN) ubicato a 43°55.7' N - 9°49.6' W, su una profondità d'acqua di 70 m. Le analisi statistiche sono state effettuate con dati acquisiti tra il 1989 e il 2000, assumendo per l'altezza d'onda significativa H_s una distribuzione di Weibull. Il relativo periodo T_s è stato ottenuto dalla correzione empirica $T_s = 4.04 H_s^{0.5}$ per l'ondametro di La Spezia; tali parametri sono stati ricavati per i tempi di ritorno di 25, 50 e 100 anni. I ratei di subsidenza e d'innalzamento eustatico inseriti nel programma "SeaLevel" e nelle operazioni generali sul DTM, sono quelli discussi in precedenza.

Risultati dell'elaborazione

Nelle Tabelle 17, 18 e 19 sono riportati i risultati del programma "Sea Level" sui profili elaborati.

Per ottenere il massimo dettaglio possibile nella stima della regressione costiera sono stati inizialmente processati 24 profili, circa 1 profilo ogni km di costa.

Tali sezioni sono comprese tra la batimetrica -50 m e l'isoipsa corrispondente ad una distanza pari a 4 km nell'entroterra.

Tabella 16 - Altezza d'onda significativa per tempi di ritorno di 25, 50 e 100 anni e corrispondenti profondità di chiusura.

	Altezza d'onda significativa	Profondità di chiusura stimata
Anno 2025	7.08 m	-13.1 m
Anno 2050	7.87 m	-14.5 m
Anno 2100	8.42 m	-15.5 m

Tabella 17 - Elaborazione "Seal Level" per l'anno 2025. Legenda: HDR=Altezza duna rilevata; HDN=Altezza nuova duna; SD=Arretramento duna; SE= Superficie erosa; R=Arretramento linea di riva; O=Scenario ottimistico; M=Scenario intermedio; P=Scenario pessimistico.

Anno 2025					
Profilo/Scenario	HDR (m)	HDN (m)	SD (m)	SE (m ²)	R (m)
2 / O	2	1	6	54	12
2 / M	2	1	7	70	16
2 / P	2	1	11	102	23
3 / O	2	1	18	221	25
3 / M	2	1	24	288	33
3 / P	2	1	35	420	48
5 / O	2	1	16	201	26
5 / M	2	1	20	262	34
5 / P	2	1	34	383	50
6 / O	2	1	15	243	28
6 / M	2	1	20	315	36
6 / P	2	1	30	460	54
9 / O	2	1	20	214	28
9 / M	2	1	27	279	36
9 / P	2	1	39	407	53
10 / O	2	1	12	212	28
10 / M	2	1	15	275	36
10 / P	2	1	23	402	53
12 / O	3	2	11	180	24
12 / M	3	2	14	234	32
12 / P	3	2	21	342	47
15 / O	2	2	3	14	7
15 / M	2	2	4	19	9
15 / P	2	1	6	27	13
19 / O	4	3	9	109	16
19 / M	4	3	12	142	21
19 / P	4	3	17	207	32
24 / O	5,5	5	10	167	19
24 / M	5,5	5	13	217	24
24 / P	5,5	4	19	316	36

Tutti i profili sono stati successivamente espressi in forma polinomiale. L'elaborazione finale è stata possibile su 10 profili (n° 2,3,5,6,9,10,12,15,19,24), quantità che ha consentito comunque un buon grado di interpolazione.

I punti relativi all'arretramento della linea di riva così calcolati sono stati riportati sul DTM e successivamente interpolati per la ricostruzione delle nuove linee di riva teoriche previste per ogni periodo di predizione.

Contemporaneamente all'abbassamento del DTM per i tre diversi valori di RSLR, sono state costruite le nuove isoipse 0 m s.l.m. della piana (anche queste afferenti ai tre periodi di predizione); dall'intersezione delle isoipse 0 m s.l.m. e le relative linee di riva teoriche sono state costruite le linee di riva effettive e le aree interne sotto il livello del mare per ogni scenario di risalita relativa del mare e per ogni periodo.

Tabella 18 - Elaborazione "Seal Level" per l'anno 2050. Legenda: HDR=Altezza duna rilevata; HDN=Altezza nuova duna; SD=Arretramento duna; SE= Superficie erosa; R=Arretramento linea di riva; O=Scenario ottimistico; M=Scenario intermedio; P=Scenario pessimistico.

Anno 2050					
Profilo/Scenario	HDR (m)	HDN (m)	SD (m)	SE (m ²)	R (m)
2 / O	2	1	33	439	45
2 / M	2	1	64	817	86
2 / P	2	1	96	1195	127
3 / O	2	1	45	648	56
3 / M	2	1	85	1203	106
3 / P	2	1	126	1788	156
5 / O	2	1	30	461	52
5 / M	2	1	66	860	98
5 / P	2	1	98	1255	145
6 / O	2	1	25	390	44
6 / M	2	1	48	725	83
6 / P	2	1	73	1053	124
9 / O	2	1	43	473	54
9 / M	2	1	82	883	103
9 / P	2	1	121	1287	151
10 / O	2	1	22	404	49
10 / M	2	1	43	750	93
10 / P	2	1	66	1091	138
12 / O	3	2	21	369	45
12 / M	3	2	21	369	45
12 / P	3	2	62	999	126
15 / O	2	2	3	14	7
15 / M	2	1	8	19	19
15 / P	2	1	13	60	28
19 / O	4	3	13	166	24
19 / M	4	3	24	305	45
19 / P	4	3	37	440	67
24 / O	5,5	5	14	254	28
24 / M	5,5	4	28	465	53
24 / P	5,5	4	42	677	78

Infine sono state redatte le Carte degli Scenari futuri per il 2025, 2050 e 2100. Ognuna di tali carte riporta l'andamento delle previste linee di riva, e delle aree depresse della piana, in funzione di una minima, media e massima RSLR. Sono state calcolate, inoltre, le stime circa il futuro deficit sedimentario del litorale versiliese (Tab. 20).

Tabella 19 - Elaborazione "Seal Level" per l'anno 2100. Legenda: HDR=Altezza duna rilevata; HDN=Altezza nuova duna; SD=Arretramento duna; SE= Superficie erosa; R=Arretramento linea di riva; O=Scenario ottimistico; M=Scenario intermedio; P=Scenario pessimistico.

ANNO 2100					
Profilo/Scenario	HDR (m)	HDN (m)	SD (m)	SE (m ²)	R (m)
2 / O	2	1	81	1068	105
2 / M	2	1	204	2498	253
2 / P	2	1	300	3899	409
3 / O	2	1	83	1264	104
3 / M	2	1	208	2865	255
3 / P	2	1	300	4654	410
5 / O	2	1	52	884	99
5 / M	2	1	129	2066	240
5 / P	2	0	226	3113	407
6 / O	2	1	67	1083	108
6 / M	2	1	177	2553	263
6 / P	2	0	300	4085	443
9 / O	2	1	83	914	104
9 / M	2	1	205	2090	254
9 / P	2	1	300	3238	410
10 / O	2	1	50	865	104
10 / M	2	0	135	1978	253
10 / P	2	0	262	3117	424
12 / O	3	2	48	826	97
12 / M	3	1	126	1890	236
12 / P	3	1	225	2926	388
15 / O	2	1	74	734	88
15 / M	2	1	179	1704	211
15 / P	2	1	293	2729	343
19 / O	4	3	24	313	45
19 / M	4	3	71	1096	131
19 / P	4	3	103	1113	182
24 / O	5,5	4	28	484	53
24 / M	5,5	3	71	1096	131
24 / P	5,5	3	122	1701	216

I tre Scenari

L'analisi delle Carte degli Scenari futuri mostra come la risalita relativa del livello del mare in Versilia possa provocare un cospicuo arretramento della linea di riva e una altrettanto importante estensione delle aree depresse.

In particolare, per il 2025, si prevede una regressione media della costa compresa tra 21 e 41 m. Que-

sta potrebbe regredire maggiormente nei seguenti tratti:

- 1) settore compreso tra Fiumetto e Focette;
- 2) litorale di Lido di Camaiore;
- 3) spiaggia di Viareggio, settore a ridosso del molo nord del porto;
- 4) zona contermina alla foce del Serchio.

La superficie di spiaggia persa potrà variare tra $0,6 \times 10^6$ e $1,5 \times 10^6$ m², mentre il volume di sabbia erosa passa da $4,0 \times 10^6$ m³ per lo scenario ottimistico a $8,0 \times 10^6$ m³ per quello pessimistico.

L'incremento dell'estensione delle aree depresse si verificherà essenzialmente nell'area del Bacino di Massaciuccoli. Tale aumento appare sensibile, ma non mostra significative differenze rispetto ai tre diversi scenari di RSLR.

Tabella 20 - Stima dell'arretramento medio della spiaggia versiliese, della superficie persa e del volume di sedimento eroso per i diversi scenari relativi ad ogni periodo di previsione.

Potenziale Deficit Sedimentario del litorale connesso al RSLR (estensione longitudinale del litorale versiliese considerato: 28 km)				
Periodo previsione	Scenari futuri	Arretramento medio spiaggia (m)	Superficie di spiaggia persa (m²)	Volume di sedimento eroso (m³)
Anno 2025	Scenario minima RSLR	21	$0,6 \times 10^6$	$4,0 \times 10^6$
	Scenario media RSLR	28	$1,0 \times 10^6$	$5,0 \times 10^6$
	Scenario massima RSLR	41	$1,5 \times 10^6$	$8,0 \times 10^6$
Anno 2050	Scenario minima RSLR	41	$1,2 \times 10^6$	$9,0 \times 10^6$
	Scenario media RSLR	73	$2,2 \times 10^6$	15×10^6
	Scenario massima RSLR	144	$3,7 \times 10^6$	24×10^6
Anno 2100	Scenario minima RSLR	91	$2,5 \times 10^6$	24×10^6
	Scenario media RSLR	221	$6,0 \times 10^6$	61×10^6
	Scenario massima RSLR	364	$9,0 \times 10^6$	96×10^6

Nell'anno 2050 la regressione media della linea di riva potrebbe variare tra 41 e 144 m. Il fenomeno sarà particolarmente spinto in tutta la zona ubicata a nord del porto di Viareggio dove, nel caso si verifichi lo scenario pessimistico, il mare supererà gli stabilimenti balneari, arrivando a lambire (e in alcuni punti a toccare) la strada litoranea e le abitazioni più vicine all'attuale linea di costa. Anche dal fosso della Bufalina alla foce del Serchio l'ingressione del mare appare significativa.

La superficie di litorale perso potrebbe essere di $1,2 \times 10^6$ m² per lo scenario ottimistico, di $2,2 \times 10^6$ m² per l'intermedio, e di $3,7 \times 10^6$ m² per il pessimistico; il volume di sabbia erosa potrebbe raggiungere un massimo di 24×10^6 m³.

Le aree interne che risulteranno sotto il livello del mare si andranno ulteriormente allargando, questa volta mostrando incrementi sensibilmente diversi in funzione dei tre scenari di RSLR. Queste differenze risultano particolarmente marcate tra Pietrasanta e Lido di Camaiore, nell'area produttiva ubicata ad est di Viareggio e nel settore sud-occidentale dell'area in studio (Villa Salviati - Macchia di S. Rossore).

Lo scenario del 2100 (vedi allegato cartografico) si presenta particolarmente critico: la regressione media della linea di riva potrebbe raggiungere un massimo di 364 m; la superficie di spiaggia persa sarebbe compresa tra $2,5 \times 10^6$ m² e $9,0 \times 10^6$ m²; il volume dei sedimenti erosi dalla fascia costiera oscillerebbe tra 24×10^6 m³ e 96×10^6 m³. A nord del porto di Viareggio, nello scenario pessimistico, tutta la spiaggia attuale sarebbe sommersa e, nel centro abitato, il mare potrebbe raggiungere sia gli

isolati litoranei sia i quartieri orientali; una profonda insenatura sembrerebbe aprirsi tra Marina di Pietrasanta e Le Focette, arrivando fino a 2 km dalla costa.

A sud del porto la regressione della linea di riva dovrebbe essere più contenuta, ma sempre cospicua, fino alla foce del Serchio. In quest'ultimo settore, sempre secondo lo scenario pessimistico, si potrebbe verificare la modificazione più significativa, con una vera e propria ingressione del mare all'interno del Bacino di Massaciuccoli.

In tale caso si formerebbe un'estesa laguna la cui sponda orientale correrà lungo la base dei conoidi pedemontani, quella occidentale interesserà le zone più interne di Viareggio e Torre del Lago, quella settentrionale passerà 3 km a nord di S. Rocchino, quella meridionale arriverà a lambire Migliarino Pisano. La laguna si presenterà frastagliata e caratterizzata dalla presenza di numerosi isolotti; la lama d'acqua potrebbe raggiungere l'altezza di pochi decimetri lungo le sponde e di alcuni metri nel settore centrale, attualmente già in parte occupato dal Lago di Massaciuccoli.

Va sottolineato che quella appena descritta è una situazione puramente teorica, in quanto non contempla la risposta idrodinamica e sedimentaria del Fiume Serchio che, con ogni probabilità dovrebbe impedire lo sfondamento da parte del mare.

Ciò nonostante le aree depresse della piana subirebbero un sensibilissimo aumento: limitati settori depressi verrebbero a crearsi al margine nord dell'area in studio, maggiori estensioni presenterebbero invece le depressioni ubicate tra Marina di Pietrasanta, Lido di Camaiore e Cavezzano.

A sud del fosso dell'Abate tutta l'area dell'ipotetica laguna risulterebbe comunque abbondantemente al di sotto del livello del mare e, quindi fortemente esposta a ripetute alluvioni e/o progradazione del cuneo salino.

Pericolosità Specifica

Per Pericolosità specifica (Hs) si intende la probabilità che un fenomeno potenzialmente distruttivo, nel nostro caso un'ingressione marina e/o un allagamento, si verifichi in un dato periodo di tempo ed in una data area (Varnes e IAEG, 1984).

I periodi di tempo in cui si intende operare la valutazione di Hs sono, rispettivamente, 25, 50 e 100 anni. La probabilità di occorrenza del fenomeno è rappresentata dalla probabilità che si verifichi uno dei tre scenari (ottimistico, intermedio e pessimistico) determinati dal modello di abbassamento del DTM e da quello di regressione costiera.

E' opportuno ricordare, infatti, che lo scenario pessimistico è legato al verificarsi del massimo tasso di RSLR previsto, e quindi presenta la minima probabilità di occorrenza. Lo scenario intermedio, funzione del medio tasso di RSLR previsto presenta, conseguentemente, una probabilità di occorrenza intermedia. Infine, lo scenario ottimistico, legato alla minima RSLR, è anche quello che presenta la massima probabilità di occorrenza.

Come già discusso, i tre diversi scenari, associati ad un singolo periodo di predizione, compongono la Carta degli Scenari futuri per quell'arco di tempo. Tale carta riporta l'andamento delle tre possibili nuove linee di riva e la perimetrazione delle corrispettive aree ubicate sotto il livello del mare (discriminando così quali potrebbero essere sommerse dal mare e quali potrebbero essere potenzialmente inondate).

Ognuna delle Carte degli Scenari futuri redatta presenta, in pratica, una serie di aree concentriche delimitate dalle nuove linee di riva e dalle nuove isoipse 0 m s.l.m.

Attraverso l'assegnazione di opportuni punteggi a queste aree (Tab. 21), in funzione della reciproca probabilità di occorrenza, si ottiene una zonazione di Pericolosità specifica per ogni anno di predizione, rappresentata nella relativa Carta di Pericolosità specifica.

Tali punteggi sono univoci per qualsiasi periodo di previsione richiesto. Essi si differenziano tuttavia a seconda che siano riferiti a quei settori raggiunti dall'ingressione del mare (settori di pertinenza marina) o a quelle zone che saranno altimetricamente sotto il livello marino ma non raggiunte da questo (settori di pertinenza continentale).

Pertanto, per le aree di pertinenza marina, il maggiore punteggio di Hs è stato assegnato alle zone interne alla linea di riva dello scenario ottimistico; il punteggio medio di Hs riguarda quelle zone comprese tra la linea di riva dello scenario ottimistico e quella dello scenario intermedio; un basso punteggio di Hs è stato associato alle zone comprese tra la linea di riva dello scenario intermedio e quella dello scenario pessimistico. Il minor punteggio di Hs, infine, è stato riferito alle aree sempre al di sopra del livello del mare per qualsiasi scenario, cioè a quelle aree esterne allo scenario pessimistico. Analogo procedimento è stato adottato per le aree di pertinenza continentale.

Tabella 21 - Classi e punteggi di Pericolosità specifica assegnati alle aree sempre emerse, alle aree depresse, e alle aree interessate dall'ingressione marina secondo i diversi scenari di RSLR. Le classi e i punteggi non variano in funzione del periodo di predizione.

Settori di pertinenza marina			Settori di pertinenza continentale		
Tipo	Punteggio	Classe	Tipo	Punteggio	Classe
Aree sempre emerse	10	Molto Bassa	Aree sempre emerse	10	Molto Bassa
Aree comprese tra le linee di costa dello scenario pessimistico ed intermedio	30	Bassa	Aree depresse comprese tra l'isoipsa 0 m s.l.m. dello scenario pessimistico e intermedio.	20	Bassa
Aree comprese tra le linee di costa dello scenario intermedio e ottimistico.	40	Moderata	Aree depresse comprese tra l'isoipsa 0 m s.l.m. dello scenario intermedio e ottimistico.	30	Moderata
Aree comprese nella linea di costa del solo scenario ottimistico.	50	Alta	Aree depresse comprese nella isoipsa 0 m s.l.m. del solo scenario ottimistico	40	Alta

Pericolosità Integrata

La Pericolosità Integrata (H) è stata definita come la probabilità che una serie di fenomeni potenzialmente distruttivi si verifichino in un dato periodo di tempo ed in una data area, secondo l'accezione di Varnes e IAEG (1984).

La stima della Pericolosità Integrata da RSLR si basa sulla sovrapposizione della Suscettibilità del territorio con la Pericolosità specifica, attraverso l'intersezione, per analisi topologica, dei relativi strati informativi.

Questo approccio è teso a quantificare l'effettiva possibilità che diversi settori costieri possano realisticamente subire o contrastare l'occorrenza di vari fenomeni dannosi connessi al RSLR (arretramento della linea di costa, ingressione marina, aumento della frequenza e intensità degli eventi meteomarinari estremi, creazione di aree endoreiche, impaludamenti, esondazioni fluviali, emersione e/o salinizzazione della falda superficiale, ecc.).

La somma dei punteggi di Hs ed S, che segue lo stesso criterio per ogni periodo di predizione, è mostrata in forma grafica nell'abaco di Figura 6.

Sugli assi delle ordinate si hanno i punteggi di Pericolosità specifica, che rappresentano i valori d'ingresso per il calcolo della Pericolosità Integrata: sull'asse di sinistra quelli relativi alle aree di pertinenza marina (che possono variare tra 30 e 50), sull'asse di destra quelli afferenti alle aree di pertinenza continentale (che variano tra 20 e 40); per le aree sempre al di sopra del livello del mare, per qualsiasi

scenario, il valore d'ingresso è sempre 10.

Sulle rette oblique sono invece riportati i valori di Suscettibilità, variabili tra 10 e 30.

La proiezione sull'asse delle ascisse dell'intersezione dei punteggi di Hs e S restituiscono quindi i punteggi di H, cui sono associate 6 classi di pericolosità (Tab. 22). Ad esempio, un'area risultante di pertinenza marina con alta Pericolosità specifica (area sommersa dal mare in caso di minimo RSLR, punteggio Hs = 50) e caratterizzata da alta Suscettibilità (punteggio S = 30), risulterà in estrema Pericolosità Integrata (punteggio finale 80); un'area di pertinenza continentale con alta Pericolosità specifica avrà, invece, un valore di ingresso pari a 40 e, se fosse caratterizzata anche da alta Suscettibilità avrebbe un punteggio finale di 70 ricadendo, quindi, nel campo di alta (e non più di estrema) Pericolosità Integrata; un'area sempre emersa per qualsiasi scenario (punteggio Hs = 10) potrà ricadere in classi di Pericolosità Integrata che variano da molto bassa a bassa (punteggi da 10 a 40) in funzione della Suscettibilità di quella porzione di territorio. Sulla base di tali classi sono state redatte tre Carte di Pericolosità Integrata, una per ogni periodo di predizione.

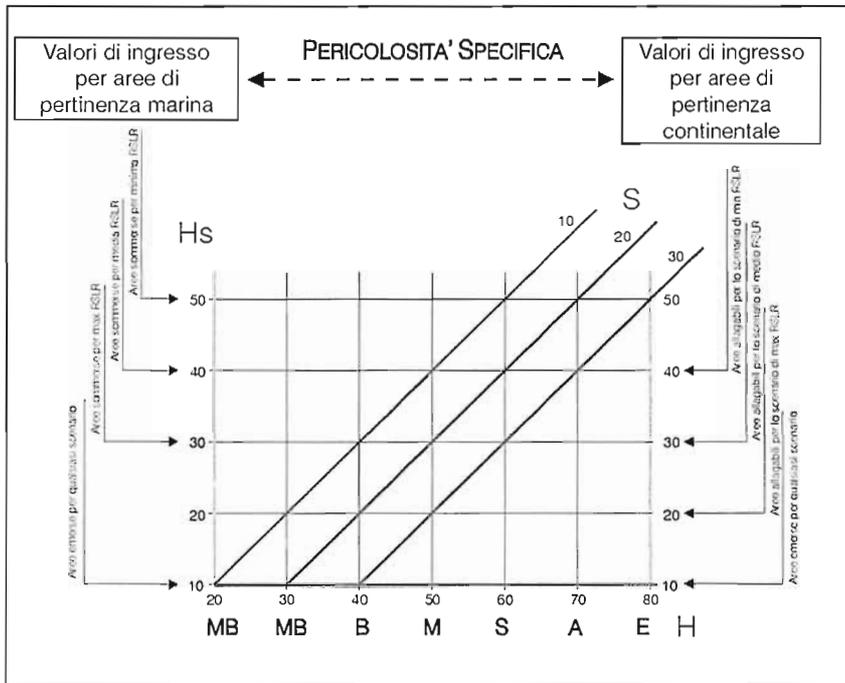


Figura 6 - Abaco per il calcolo della Pericolosità Integrata.

Tabella 22 - Punteggi e Classi di Pericolosità Integrata da RSLR per i diversi settori della pianura versiliese.

Pericolosità Integrata anno 2025, 2050 e 2100			
Settori di pertinenza marina		Settori di pertinenza continentale	
Punteggio	Classe	Punteggio	Classe
20 – 30	Molto bassa	20 – 30	Molto bassa
40	Bassa	40	Bassa
50	Moderata	50	Moderata
60	Sensibile	60	Sensibile
70	Alta	70	Alta
80	Estrema	-----	

La Carta di H per l'anno 2025 mostra che la maggior parte della piana costiera presenta un valore di Pericolosità Integrata molto basso. Il territorio ad elevata pericolosità per RSLR è limitato ad una ristretta fascia della spiaggia posta a nord del porto di Viareggio; a sud del porto questa classe riguarda settori ancora più modesti e la restante porzione di spiaggia è caratterizzata sostanzialmente da pericolosità da molto bassa a bassa. Il risultato scaturisce dal fatto che l'erosione della spiaggia a nord del porto sarà in parte sfavorita dall'esistenza di un insediamento urbano continuo e quella a sud (per altro in avanzamento fino alla foce del Serchio con tassi di 2-3 m/anno) dalla presenza di un sistema dunare ancora in buono stato di conservazione. A sensibile pericolosità appare buona parte del Bacino di Massaciuccoli e la zona denominata "Macchiola di Pietrasanta".

Queste aree non saranno direttamente vulnerate dal mare, piuttosto potrebbero essere ripetutamente allagate in virtù della loro bassa classe altimetrica, del basso valore di soggiacenza e delle litologie poco permeabili che ivi sussistono. Il settore del Paduletto, tra il Fosso Motrone e quello dell'Abate, presenta pericolosità da bassa a sensibile; anche qui, oltre ad una elevata Pericolosità specifica, sussistono fattori predisponenti rappresentati da bassa altimetria e soggiacenza, eventi alluvionali storici, litologie poco permeabili e paleomorfologie lagunari. Per l'anno 2050 la situazione risulta già sensibilmente peggiorata. Le modificazioni maggiori riguardano la spiaggia, soprattutto a nord del porto di Viareggio. Qui la pericolosità da ingressione del mare varia da moderata ad estrema e coinvolge tutto l'arenile e gli stabilimenti balneari. Le aree a sensibile pericolosità del Bacino di Massaciuccoli e della "Macchiola di Pietrasanta" denotano un netto incremento. Per l'anno 2100 la situazione si presenta critica (vedi allegato cartografico). Tutta la spiaggia a nord di Viareggio è in estrema pericolosità da ingressione marina e la probabilità che il mare sommerga i primi 400 m dalla riva risulta da moderata ad alta; inoltre sussiste una moderata possibilità che il mare ingredisca l'area del Paduletto, zona che comunque mostra un'elevata pericolosità da allagamento. Anche la spiaggia a sud del porto rientra ormai nelle classi di estrema o alta pericolosità, in particolar modo in prossimità della foce del Serchio. Proprio quest'ultimo settore suggerisce, però, un'importante considerazione: mentre la modellizzazione relativa allo scenario pessimistico dell'anno 2100 prevedeva che il mare avrebbe allagato la zona contermina al fiume ed ingredito tutto il Bacino di Massaciuccoli, la Carta della Pericolosità Integrata ci dice che tale evento presenta una bassa probabilità di occorrenza; nell'area compresa tra Macchiola di Pietrasanta e Villa Salviati, infatti, le caratteristiche territoriali rilevate dovrebbero agire come parametri mitiganti e conferire al settore una suscettibilità medio-bassa. In ogni caso tutto il Bacino di Massaciuccoli ricadrebbe in sensibile Pericolosità Integrata per fenomeni di alluvionamento, emersione e salinizzazione della falda superficiale; alcune aree del settore occidentale del bacino arriverebbero ad una pericolosità estrema.

Rischio relativo da RSLR

Il Rischio da RSLR in aree di piana costiera è stato definito come la perdita attesa in conseguenza della risalita relativa del livello medio del mare. Tale perdita (proprietà, infrastrutture, attività economiche, ecc.) è espressa come funzione della Pericolosità Integrata e del valore, espresso in termini economici relativi, degli elementi esposti alla potenziale minaccia (Braaf et al., 1995; Greve et al., 2000).

Gli elementi esposti sono stati definiti in base alle classi di utilizzo del suolo riscontrabili nella Carta Uso del Suolo elaborata nel presente lavoro. Per la stima del rischio i vari utilizzi del suolo sono stati suddivisi in 5 classi mostranti valori economici confrontabili.

Tali valori vengono espressi in termini relativi, cioè in percentuale rispetto al valore della classe di uso del suolo di maggior pregio nell'area versiliese, e rappresentano dei pesi moltiplicatori nell'analisi di rischio (Tab. 23).

La sovrapposizione della carta di Uso del Suolo così ricampionata e le carte di Pericolosità Integrata permette la redazione delle Carte del Rischio relativo da RSLR per gli anni 2025, 2050 e 2100. Il prodotto dei punteggi relativi alle Classi di Pericolosità Integrata (H) per i pesi connessi all'Uso del Suolo forniscono le classi di Rischio relativo riportate in Tabella 24.

Tabella 23 - Valori economici indicizzati degli elementi a rischio in Versilia.

Tipo di uso suolo	pesi
Zone umide	0,01
Boschi, Vegetazione naturale, Spiagge	0,09
Terreni agricoli	0,19
Aree produttive e Infrastrutture	0,63
Tessuto urbano e Spiagge attrezzate	1

Tabella 24 - Punteggi e classi di Rischio relativo da RSLR in Versilia.

Punteggi finali	Classi di Rischio
0-16	Molto Basso
16-32	Basso
32-48	Medio
48-64	Elevato
64-80	Estremo

Analizzando le carte si nota che, se le più recenti previsioni di innalzamento del livello marino dovessero risultare affidabili, la perdita economica in Versilia, legata ai danni alle infrastrutture e ai centri urbani e all'erosione di cospicui settori di spiaggia attrezzata, sarebbe elevatissima.

In particolare, per l'anno 2100, tutta la spiaggia versiliese risulta a rischio estremo, mentre un rischio da medio ad elevato interessa le zone litoranee abitate di Vittoria Apuana, Forte dei Marmi, Marina di Pietrasanta, Lido di Camaiore e Viareggio (vedi allegato cartografico).

Questo rischio estremo è legato sia all'elevatissimo valore economico della spiaggia sia alla regressione potenziale media della linea di costa, che passa dai 21 m dello scenario ottimistico per l'anno 2025 fino ai 364 m dello scenario pessimistico per il 2100.

Nelle aree interne della piana il rischio da RSLR è generalmente basso o molto basso ad eccezione dei settori orientali di Lido di Camaiore. Anche ampie porzioni delle aree retrodunari versiliesi risultano altamente vulnerabili sia all'alluvionamento sia all'ingressione marina e agli eventi meteomarini.

In queste aree sussistono alcuni modesti settori a rischio da basso ad elevato dove valori medio-alti di Pericolosità Integrata si sovrappongono ad aree abitate (Massarosa, Montramito), industriali, commerciali, o a importanti infrastrutture come la linea ferroviaria e la rete autostradale.

Considerazioni conclusive

E' stata sviluppata una metodologia per una gestione integrata delle aree costiere in previsione dei futuri assetti paesaggistici connessi ai cambiamenti climatici, compatibile con le esigenze di pianificazione territoriale della Pubblica Amministrazione. L'approccio metodologico si è avvalso di una fase di sviluppo concettuale/strategico (vedi Silenzi et al., questo volume) seguita dall'applicazione su un sito pilota (Piana della Versilia) esemplificativo delle diverse problematiche presenti lungo le coste basse nazionali.

Il modello, sviluppato mediante G.I.S., permette potenzialmente: 1) di effettuare previsioni su qualsiasi arco temporale; 2) di considerare parallelamente diversi scenari di previsione di risalita del livello del mare scaturiti da modelli climatici; 3) di modificare in tempo reale il database e di poter, al contempo, creare nuovi livelli informativi; 4) di integrare le caratteristiche intrinseche del territorio (idro-geo-morfologiche, idrologiche, topografiche, ecc.) con i suoi usi e quindi con la componente antropica; 5) di reperire le informazioni necessarie con diversi gradi di accuratezza e, in relazione a

questi, di pesare le diverse informazioni contenute; 6) di catalogare e reperire i dati di cui al punto precedente attingendo dalle collezioni locali (cioè in possesso delle stesse Amministrazioni) e di elaborarli con esigue risorse economiche; 7) di avere uno strumento efficace nella descrizione del territorio ed implementabile sulla base delle esigenze locali.

La possibilità di potere agire a livello locale deriva dalla capacità del sistema di considerare dati normalizzati come definizione finale di ogni livello informativo realizzato. L'applicazione del modello nella piana versiliese, particolarmente vulnerabile agli effetti della RSLR, ha permesso la determinazione dei futuri assetti del territorio, della sua suscettibilità, delle pericolosità e del rischio. Il set cartografico così prodotto consta di 4 carte di base (rilevamenti), di 7 carte U.T.O. e di 5 carte derivate per ogni intervallo di predizione (anno 2025, 2050, 2100), per un totale di 26 tematismi (Fig. 7).

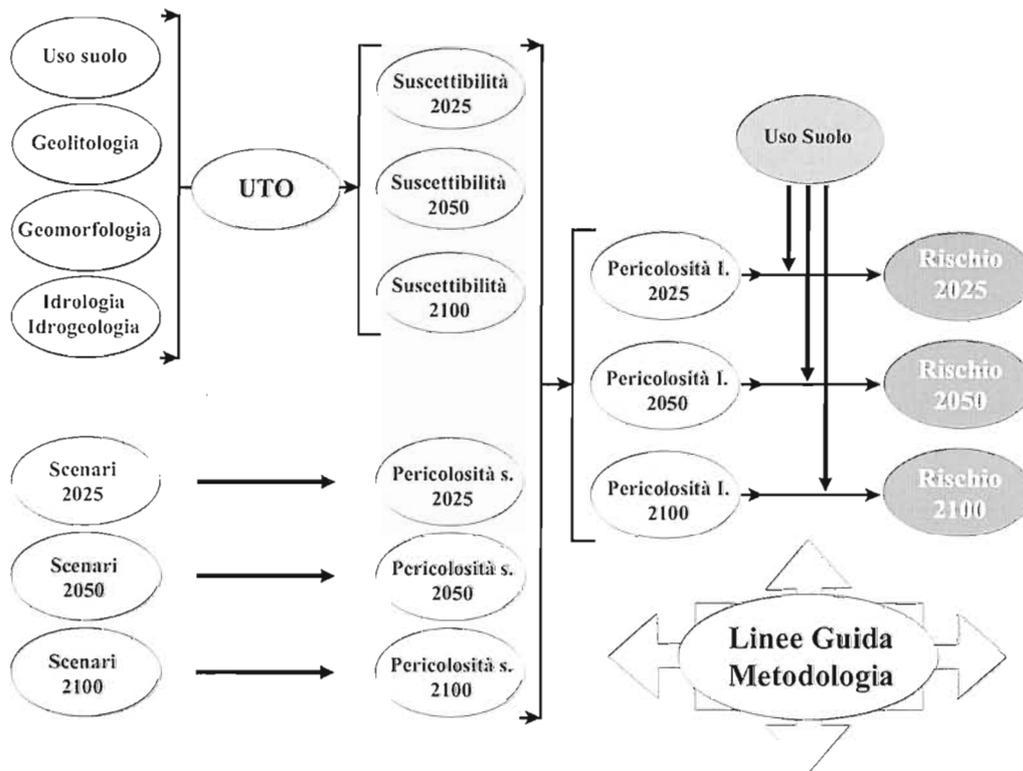


Figura 7 - Riassunto della cartografia prodotta per la valutazione del Rischio da RSLR in Versilia.

I risultati hanno evidenziato come la regressione potenziale media stimata della linea di costa (364 m nello scenario pessimistico per il 2100) è assolutamente rilevante. In particolare, l'area turistica di Viareggio sembrerebbe sottoposta ad elevata probabilità di sommersione, a meno di notevoli interventi preventivi. Inoltre, ampie porzioni delle aree più interne della piana potrebbero essere raggiunte dal mare o subire fenomeni di allagamento. È importante, però, sottolineare che le Carte degli Scenari futuri non rappresentano l'esatta geografia versiliese del futuro ma degli scenari ipotetici dei quali si è valutata la reale probabilità di occorrenza, sulla base delle varie caratteristiche territoriali rilevate.

L'applicazione della metodologia in Versilia ha presentato dei limiti, alcuni intrinseci alle modellizzazioni, altri afferenti alla sola area di studio. Le previsioni di innalzamento del livello del mare, infatti, appaiono ancora dubbie. Basti pensare che le prospettive dei primi anni '80 paventavano un sollevamento compreso tra 0,56 e 3,45 m entro l'anno 2100; tali affermazioni sono state smentite dai fatti e si è assistito ad una revisione verso il basso delle stime. Inoltre, i margini di incertezza delle previsioni

più recenti sono ancora elevati, tanto da risultare dello stesso ordine di grandezza delle variazioni stesse, mentre gli effetti locali, generalmente trascurati, rischiano di essere predominanti. Anche le modellizzazioni inerenti la regressione della linea di costa sotto la forzante della variazione eustatica devono essere prese con cautela e, possibilmente, calibrate sui cambiamenti già occorsi al litorale nell'ultimo secolo. Generalmente tali modellizzazioni non descrivono, in modo quantitativo, quale possa essere, ad esempio, l'impatto delle aree litorali densamente urbanizzate o della futura evoluzione delle dinamiche naturali sul riequilibrio dei profili di spiaggia.

Nel caso specifico della piana versiliese, l'affidabilità dei risultati diminuisce soprattutto con l'aumentare dell'arco temporale di previsione. Questo è dovuto essenzialmente ai valori di subsidenza per compattazione dei terreni proiettati in archi temporali maggiori di 25 anni; tali valori, infatti, rappresentano un'importante aliquota nei tassi totali di RLSR, ma scaturiscono da dati non sufficienti a costruire una curva di esaurimento del fenomeno in funzione degli spessori di sedimento. Manca, ad esempio, una rete di monitoraggio topografico attiva per una determinazione attendibile dei tassi di subsidenza. Inoltre, le evidenze a disposizione non consentono un approccio statistico agli eventi estremi collegati al SLR e al loro impatto sulle opere antropiche, alla caratterizzazione geomorfologica dell'ambiente costiero, né una *back-analysis* per l'uso del suolo. Infine la valutazione economica oggettiva dei beni a rischio si è basata su una relativizzazione degli stessi, escludendone il valore assoluto, la rilevanza naturalistica, storica e culturale.

Anche tenendo conto dei suoi limiti il metodo seguito, esportabile alle altre piane costiere italiane, può essere facilmente perfezionabile con nuove informazioni e fornire, tramite opportune calibrizioni, adeguate risposte alle problematiche elencate. D'altro canto, il principio di precauzione ci suggerisce di valutare i cambiamenti partendo dalle peggiori condizioni che si possono verificare, per non sottostimare i fenomeni naturali e/o antropici dannosi.

La metodologia rappresenta, quindi, uno strumento in grado di considerare un elevato numero di parametri in gioco, soprattutto nella stima della Pericolosità da RSLR. Essa, quindi, può proficuamente essere utilizzata nell'ambito dell'applicazione sul territorio dei piani di Gestione Integrata delle Zone Costiere (GIZC), contribuendo agli obiettivi fondamentali del sistema, quali il miglioramento della qualità della vita delle comunità dipendenti da risorse marine, preservando gli aspetti naturalistici, mantenendo i livelli di funzionalità e di qualità desiderati e, infine, riducendo a livelli accettabili i costi relativi ai potenziali rischi.

Bibliografia

- Aminti P., Pranzini E. e Rossi L. (2001) - *La componente eustatica nell'erosione del delta del Fiume Volturno: previsione per l'anno 2025*. Studi costieri, 4: 43-56.
- Alessio M., Allegri L., Antonioli F., Belluomini G., Improta S., Manfra L. e Preite Martinez M. (1996) - *La curva di risalita del mare Tirreno negli ultimi 43 Ka, ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 52: 261-276.
- Antonioli F., Improta S., Nisi M.F., Puglisi C. e Verrubbi V. (2000) - *Nuovi dati sulla trasgressione marina olocenica e la subsidenza della pianura versiliese (Toscana Nord-Occidentale)*. Atti del Convegno: "Le Pianure: Conoscenza e Salvaguardia. Il contributo delle scienze della terra", Regione Emilia-Romagna, 8/10 Novembre 1999. Pp. 214-218.
- Auterio M., Milano V., Sassoli F. e Viti C. (1978) - *Fenomeni di subsidenza nel comprensorio del consorzio di bonifica della Versilia*. Atti del Convegno: "I problemi della subsidenza nella politica del territorio e della difesa del suolo", 9-10 Novembre 1978, Pisa. Pp. 65-82.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G. e Rougerie F. (1996) - *Deglacial sea-level record from Thaiti corals and the timing of global meltwater discharge*. Nature: 382, 241-244.
- Bartolini C., Bernini M., Carloni G.C., Costantini A., Federici P.R., Gasperi G., Lazzarotto A., Mar-

- chetti G., Mazzanti R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P.L., Castaldini D. e Francavilla F. (1982) - *Carta Neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., 101: 523-549.
- Braaf R., Henderson-Sellers A., Holland G. e Howe W. (1995) - *Climate change prediction, impact evaluation and integrated assessment*. Proceedings of the Users Climate Change Predictions Experts Workshop, Sydney. Pp. 56.
- Cantini P., Testa G., Zanchetta G. e Cavallini R. (2001) - *The Plio-Pleistocene evolution of extensional tectonics in northern Tuscany, as constrained by new gravimetric data from the Montecarlo basin (Lower Arno Valley, Italy)*. Tectonophysics, 330: 25-43.
- Caroti G. (2000) - *Considerazioni sui movimenti verticali nell'area di Pisa*. Atti della 4ª Conferenza Nazionale Asita, Genova 3-6 Ottobre 2000. Pp. 523-526.
- Cavazza S., Celestre P., Gandolfi G., Mazzanti R., Megale P.G., Milano V., Paganelli L. e Palla B. (1985) - *Foglio 104 Pisa*. In: Atlante delle Spiagge Italiane. Dinamismo - Tendenza evolutiva - Opere umane. Progetto finanziato Difesa del Suolo, Sottoprogetto Dinamica dei Litorali, C.N.R., S.EL.CA. Firenze.
- Clark J., Farrel W.E. e Peltier W.R. (1978) - *Global Changes in Postglacial Sea Level: A Numerical Calculation*. Quaternary Res., 9: 265-287.
- De Muro S. e Orru' P. (1998) - *Il contributo delle beachrock nello studio della risalita del mare. Le beachrock post - glaciali della Sardegna Nord - orientale*. Il Quaternario, 11 (1): 19-39.
- Galletti Fancelli M.L. (1978) - *Ricerche sulla subsidenza della pianura pisana. Analisi polliniche di sedimenti quaternari della pianura costiera tra Pisa e Livorno*. Boll. Soc. Geol. It., 97: 197-245.
- Greve C.A., Cowell P.J. e Bruce T.G. (2000) - *Application Of A Geographical Information System For Risk Assesment On Open Ocean Beaches: Collaroy/Narrabeen Beach, Sydney, Australia-An Example*. Environmental Geosciences, 7: 149-161.
- IPCC (2001) - *WGI Third Assessment Report. Summary for Policymakers, Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Ginevra, 13-16 Febbraio 2001.
- Hallermeier R.J. (1978) - *Uses for a calculated limit depth to beach erosion*. 16th Coastal Eng. Conf. Pp. 1493-1512.
- Lambeck K. (1990) - *Glacial rebound, sea level change and mantle viscosity*. Q. J. R. Astron. Soc., 31: 1-30.
- Lambeck K. (1993) - *Glacial rebound of the British Isles, II. A high resolution, high precision model*. Geophys. J. Int., 115: 960-990.
- Lambeck K., Antonioli F. e Silenzi S. (in stampa) - *Sea Level change along the italian coast over the past 10,000 yrs*. Quaternary Science Reviews.
- Lambeck K. e Johnston P. (1995) - *Land subsidence and sea level change: contributions from the melting of the last great ice sheets and the isostatic adjustment of the Earth*. Proc. Fifth Int. Symp. Land Subsidence, Rotterdam. Pp. 3-18.
- Mazzanti R. (1995) - *Revisione e aggiornamento sui movimenti tettonici deducibili dalle dislocazioni nei sedimenti pleistocenici ed olocenici della Toscana costiera*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1995/1, Pisa. Pp. 509-521.
- Nisi M.F. (1999) - *Eustatismo ed evoluzione paleogeografica tardo quaternaria del litorale pisano-versiliese nel settore compreso tra Antignano e Viareggio*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Roma La Sapienza, A.A. 1998/1999. Pp. 240.
- Nisi M.F., Antonioli F., Dai Pra G., Leoni G. e Silenzi S. (2003) - *Coastal deformation between the Versilia and the Garigliano plains (Italy) derived from the elevations of the Last Interglacial Higestand data*. Journal of Quaternary Science, 18: 709-721
- Palla B., Cetti T., Poggianti M., Mengali E. e Bartolini A. (1976) - *I movimenti verticali del suolo nella Pianura pisana dopo il 1920 dedotti dal confronto di livellazioni*. Provincia e Comune di Pisa, pp.

15-35.

Pirazzoli P.A. (1993) - *Global sea-level changes and their measurement*. Global Planet. Changes, 8: 135-148.

Pirazzoli P.A., Mastronuzzi G., Saliege J.F. e Sanso P. (1997) - *Late Holocene emergence in Calabria, Italy*. Marine Geology, 141: 61-70.

Pranzini E. e Rossi L. (1995) - *A new Bruun-Ruled-based model: an application to the Tuscany coast, Italy*. Proceedings of the Second International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 95, October 24-27 1995. Pp. 1145-1159.

Provincia di Lucca - Settore pianificazione urbanistica e territoriale (2000) - *Carta della Fragilità Idraulica, ambito della Versilia*. Piano territoriale di Coordinamento 2000.

Regione Toscana - Dipartimento Ambiente (1998) - *Carta delle aree inondabili*. Aggiornamento al 1996.

Tongiorgi M. (1978) - *La subsidenza nelle basse pianure dell'Arno e del Serchio: una prima valutazione quantitativa dei fenomeni osservati in rapporto ai problemi della difesa del suolo*. Atti del Convegno: "I problemi della subsidenza nella politica del territorio e della difesa del suolo", 9-10 Novembre 1978, Pisa. Pp. 7-14.

Varnes D.J. e IAEG Commission on Landslide (1984) - *Landslide Hazard Zonation-a review of principles and practice*. UNESCO. Pp. 63.

Manoscritto ricevuto il 5/7/2003, accettato il 30/11/2003.