

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.

Cgr: 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.

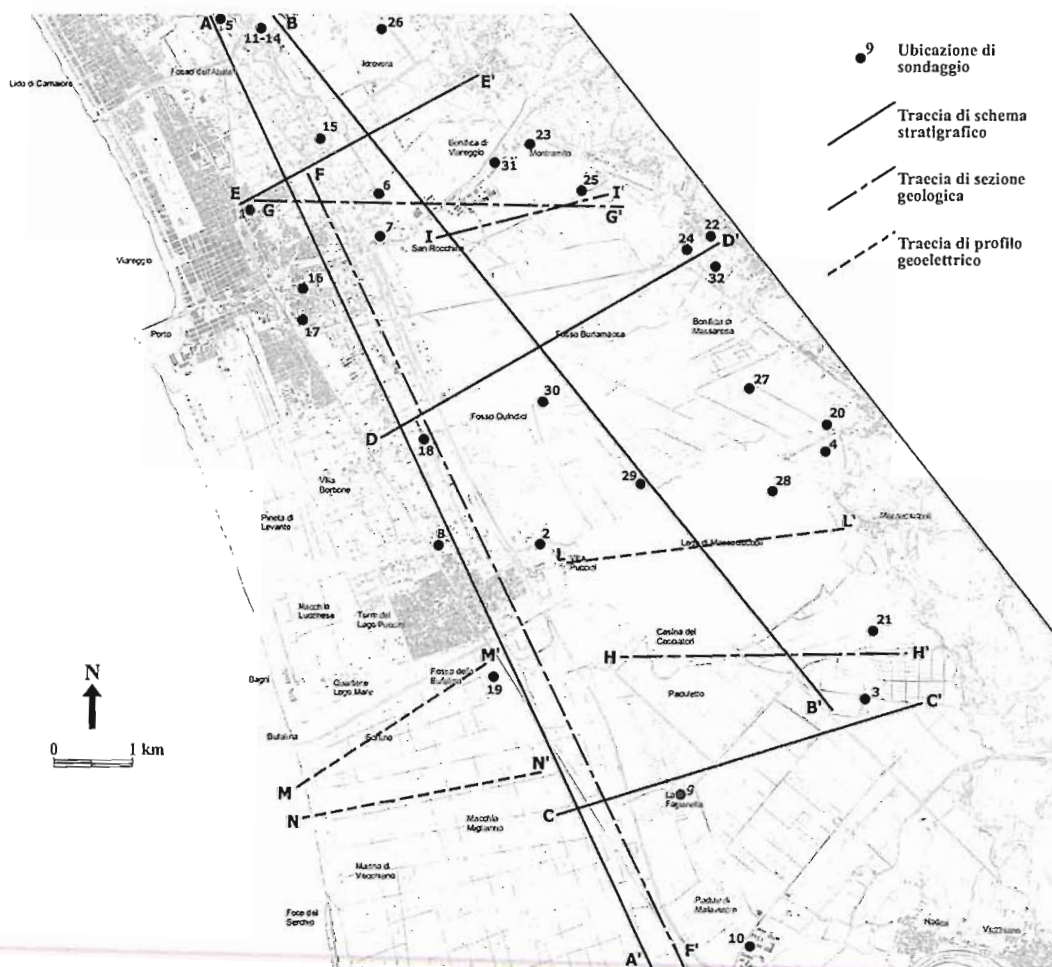


Figura 3 - Ubicazione dei sondaggi analizzati, delle tracce degli schemi stratigrafici elaborati, delle tracce delle sezioni geologiche e dei profili geoelettrici reperiti in letteratura.

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.

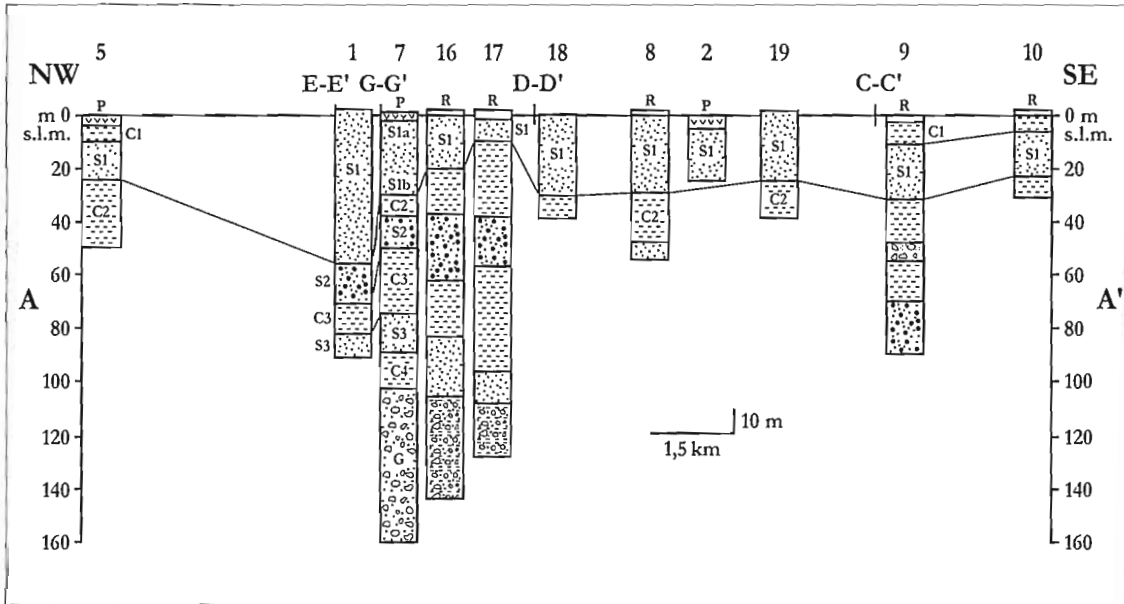


Figura 4 - Schema stratigrafico A-A'.

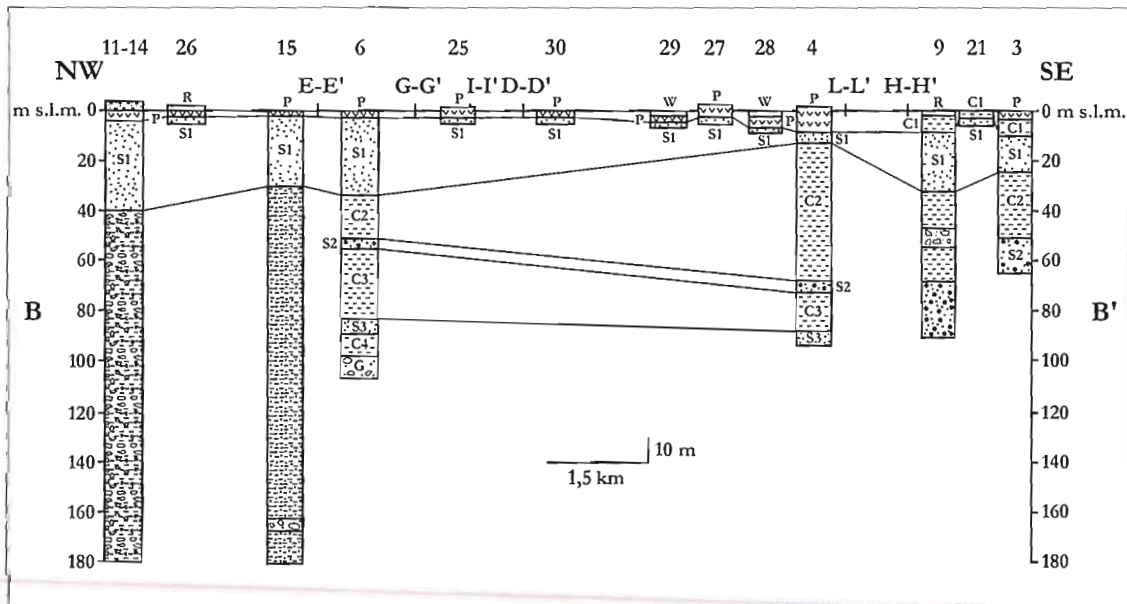


Figura 5 - Schema stratigrafico B-B'.

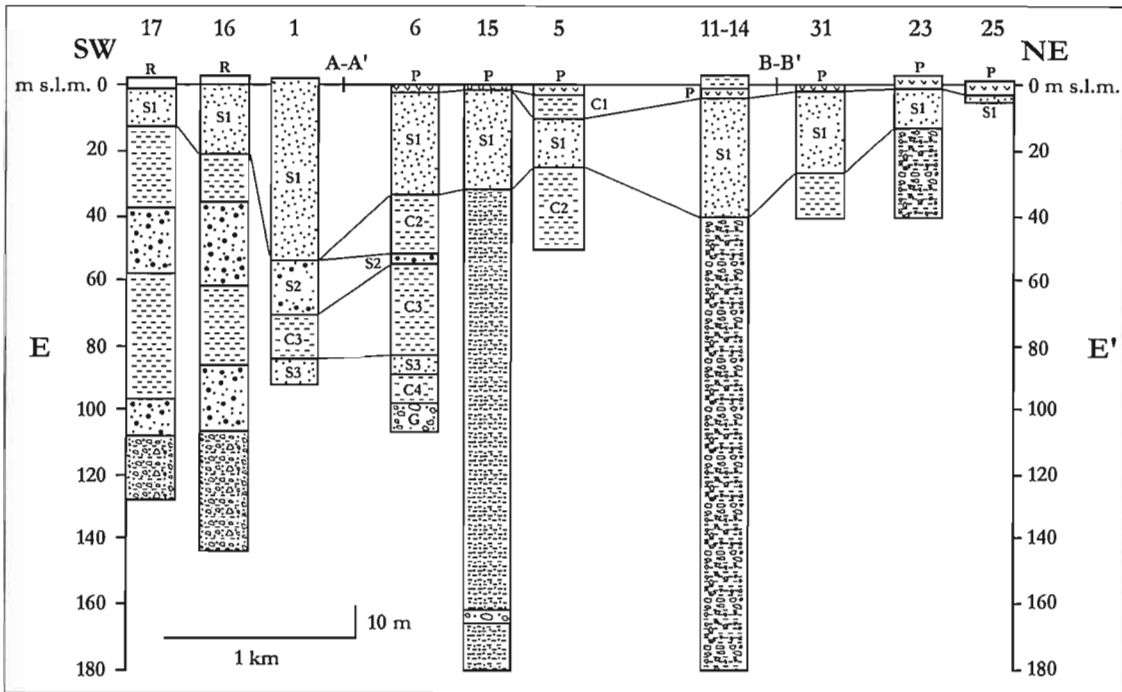


Figura 8 - Schema stratigrafico E-E'.

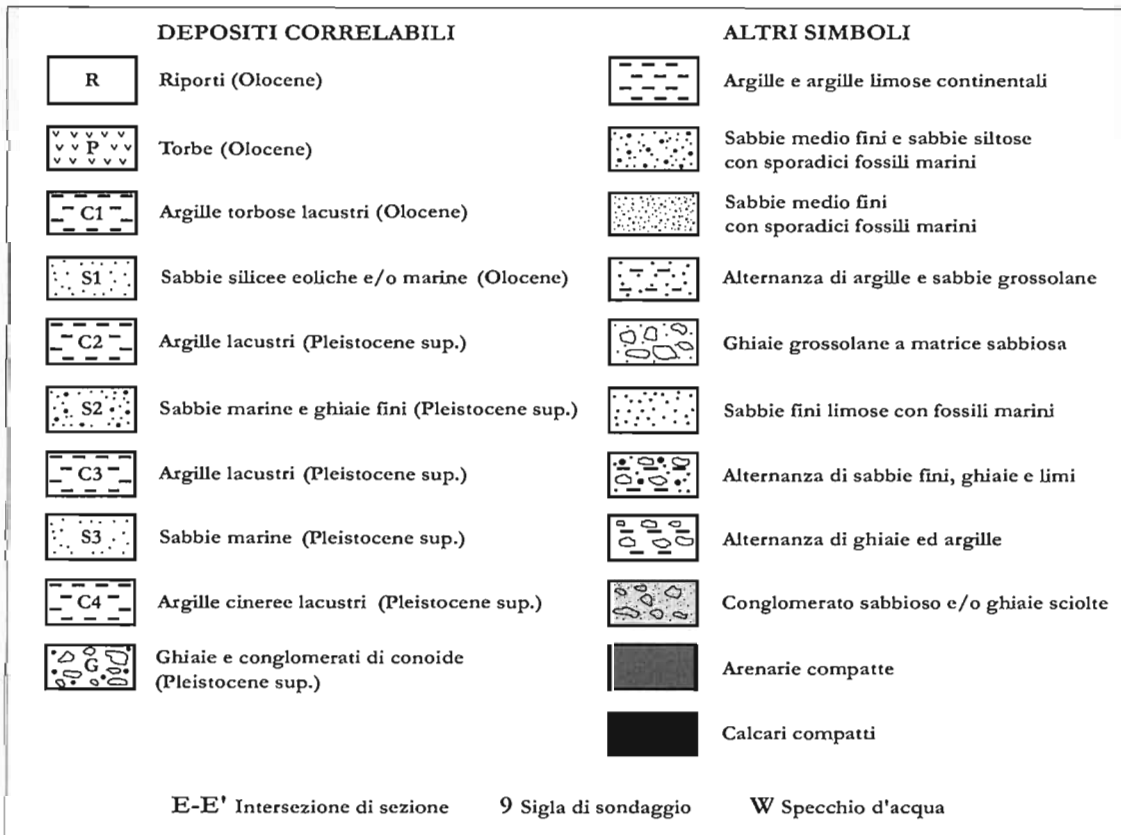


Figura 9 - Legenda degli schemi stratigrafici.

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 meandriforme; 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 Massaciuccoli). 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 Massaciuccoli, 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, Massaciuccoli, 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 Massaciuccoli 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 Massaciuccoli 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 Massaciuccoli; 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.

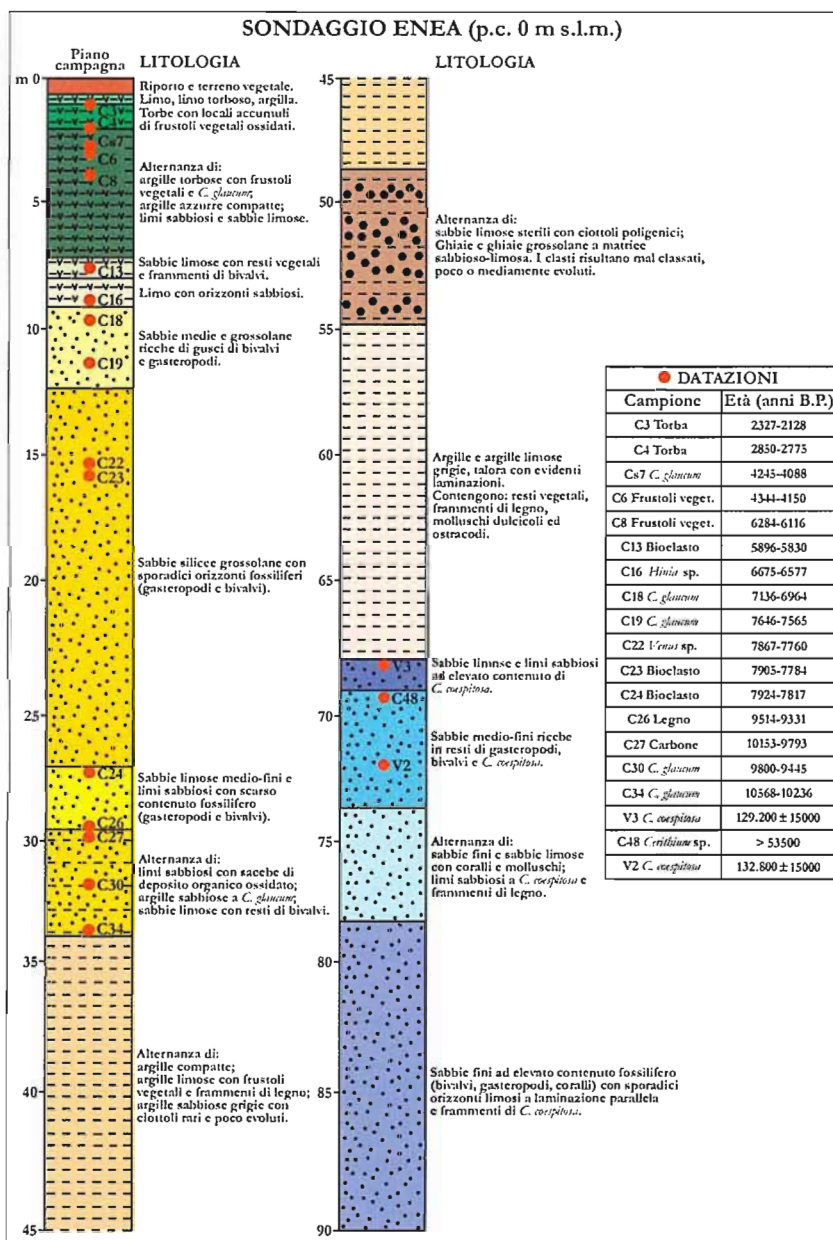


Figura 10 - Colonna stratigrafica del sondaggio ENEA.

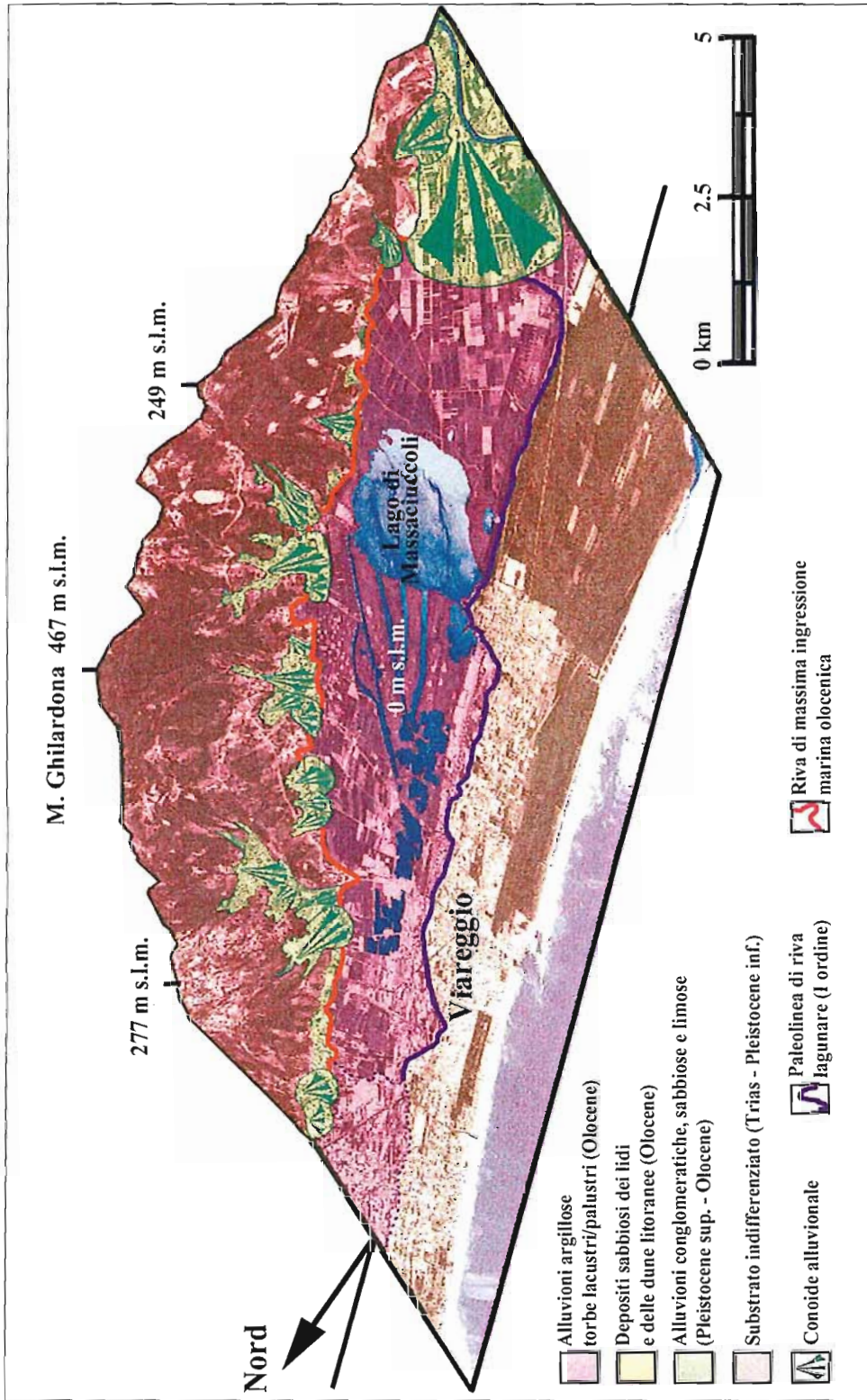


Figura 11 - Stereomodello del Bacino di Massaciuccoli e principali evidenze geomorfologiche.

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 esplicitatosi 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 meandriciformi. 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.

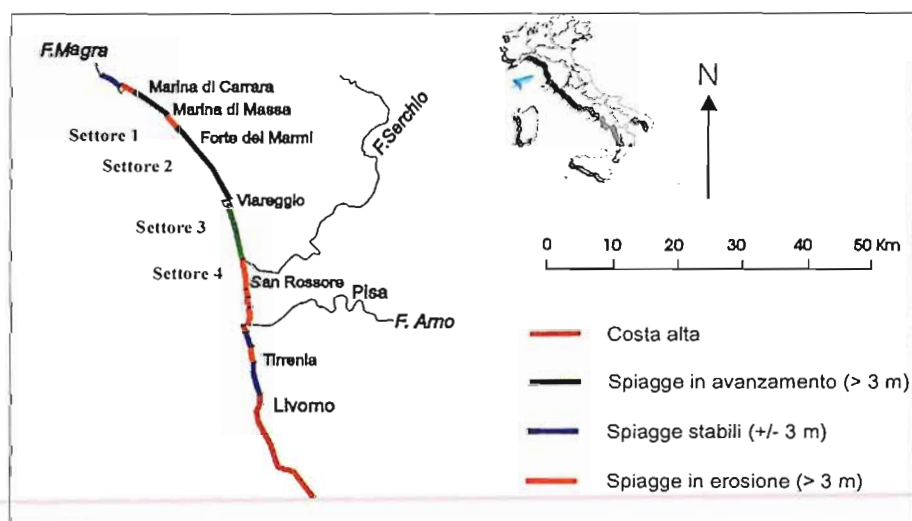


Figura 13 - Settori costieri della Toscana settentrionale in erosione, stabili ed in progredazione (da Cipriani e Pranzini, 1999; modificata).

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).

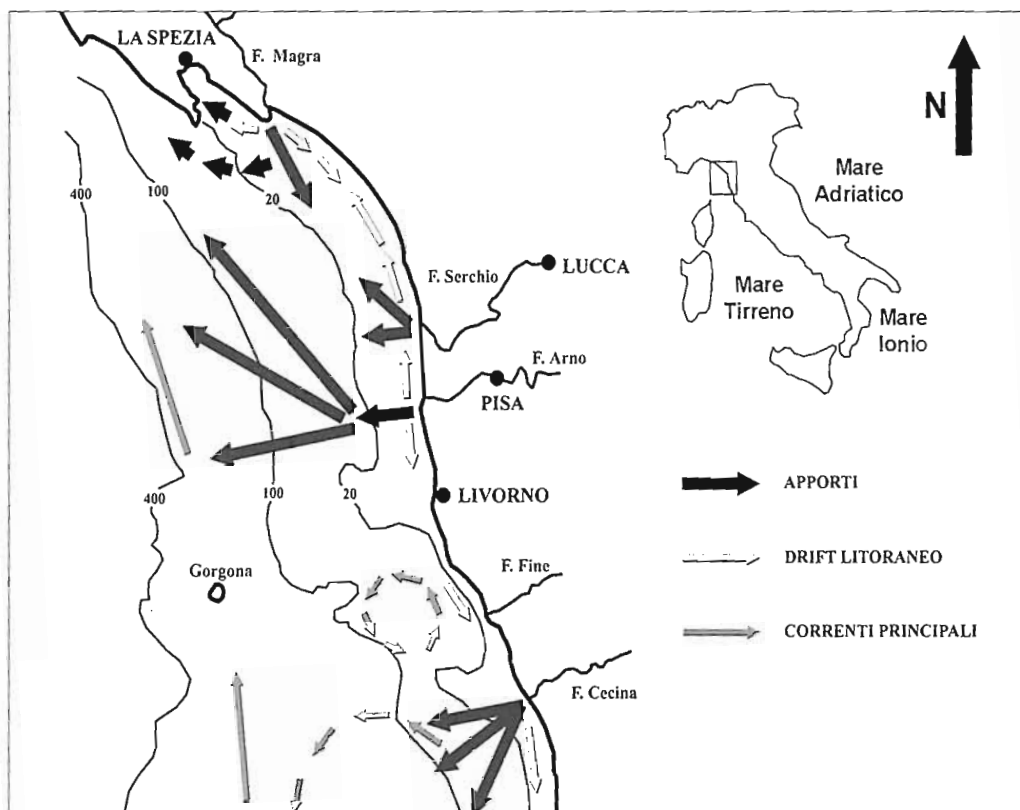


Figura 14 - Quadro sintetico dei processi di trasporto e dispersione dei sedimenti lungo la costa della Toscana settentrionale (da Ferretti et al., 1995; ridisegnata).

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).

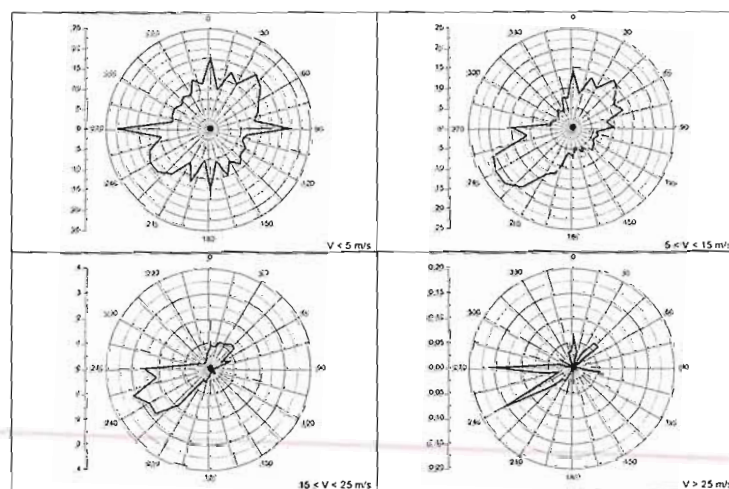


Figura 15 - Distribuzione direzionale percentuale media annua dei venti (dati KNMI, settore di osservazione: 8,0°-11,0°E e 42,8°-45,0°N, periodo 1961-1990; da Cipriani et al., 2001).

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).

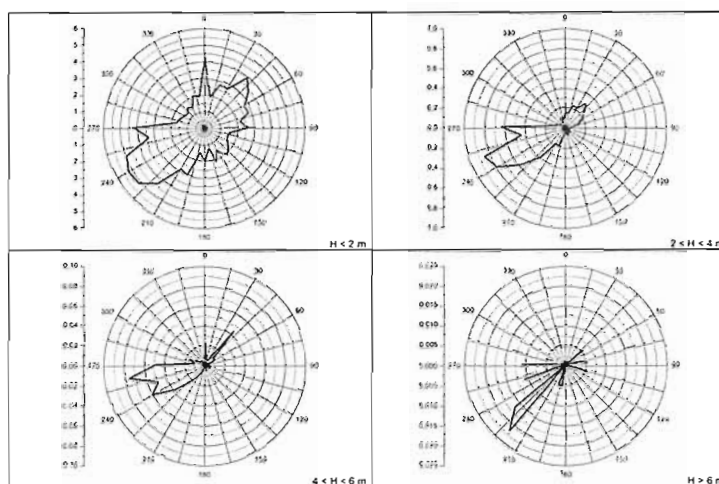


Figura 16 - Distribuzione direzionale percentuale media annua delle altezze d'onda (dati KNMI, settore di osservazione: 8,0°-11,0°E e 42,8°-45,0°N, periodo 1961-1990; da Cipriani et al., 2001).

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 m³/sec nel mese di gennaio, a portate prossime a 10 m³/sec ad agosto. Le portate raggiungono il loro valore massimo fra ottobre e novembre, con oltre 70 m³/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 623·10³ 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 km² ed ha una portata solida media annua di 23·10³ 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 m³/sec. Il minimo di portata si verifica nei mesi estivi, attestandosi su 1-2 m³/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 ϕ , 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 ϕ a 2 metri di profondità a 3,3 ϕ 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 1 ϕ , e il Magra che immette materiali di dimensioni assai maggiori (fino quasi a -3 ϕ). 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 rinvencono 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).

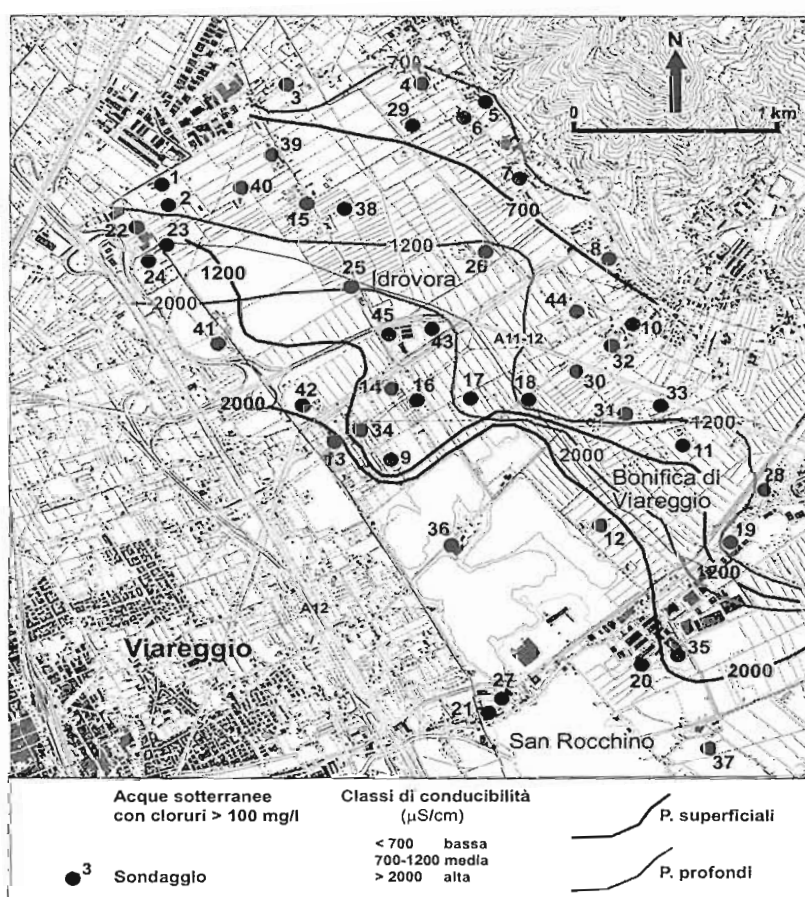


Figura 17 - Carta dei cloruri e della conducibilità elettrica (da Cortopassi, 1998; ridisegnata).

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 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	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.

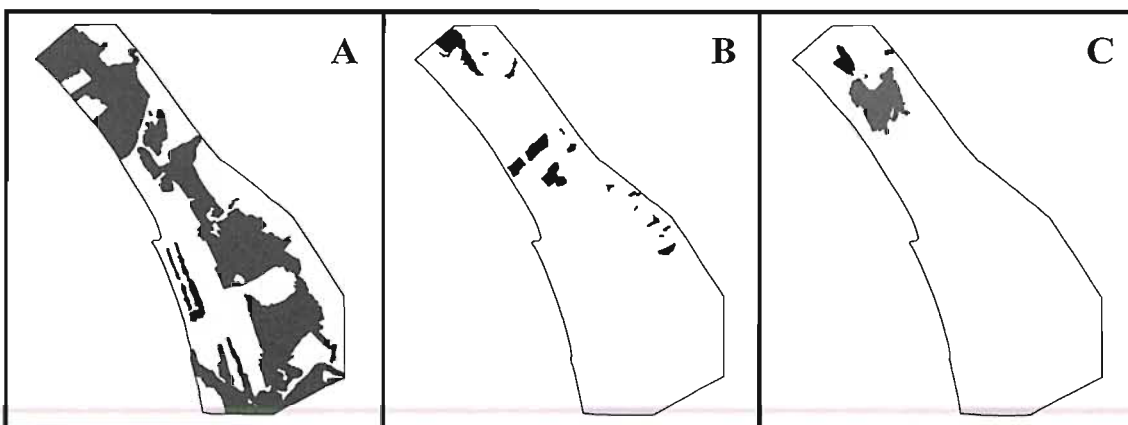


Figura 18 - Carte delle aree inondate (Regione Toscana, 1998): A) da indagine storica; B) anni 91-92-93; C) anno 96.

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 Massaciucoli (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 Sagliocco 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.