

Studi costieri

Dinamica e difesa dei litorali - Gestione integrata della fascia costiera

N. 22
2014

Contributi scientifici in ricordo di Remo Terranova

A cura di
Pierluigi Brandolini



Studi costieri

Dinamica dei litorali - Gestione integrata della fascia costiera

Collana diretta da:

Enzo Pranzini

Dipartimento di Scienze della Terra
Borgo Albizi, 28 - 50122 Firenze
Tel. 055 2479241 - Fax 055 2001618

Redazione e impaginazione: **Chiara Loi**
chiaraloi@gmail.com

Comitato scientifico

Segreteria: **Pierluigi Aminti**

Dipartimento di Ingegneria civile
Via S. Marta, 3 - 50139 Firenze
Tel. 055 4796224 - Fax 055 495333
E-mail: aminti@dicea.unifi.it

Carl Leonetto Amos - Southampton
Giorgio Anfuso - Cadice
Edoardo Benassai - Napoli
Antonio Brambati - Trieste
Mario Calabrese - Napoli
Lorenzo Cappietti - Firenze
Leandro D'Alessandro - Chieti
Giuliano Fierro - Genova
Leopoldo Franco - Roma
Giovan Battista La Monica - Roma

Alberto Lamberti - Bologna
Alberto Noli - Roma
André Ozer - Liegi
Elvidio Lupia Palmieri - Roma
Piero Ruol - Padova
Giulio Scarsi - Genova
Umberto Simeoni - Ferrara
Adrian Stanica - Bucarest
Sandro Stura - Genova
Giuseppe Roberto Tomasicchio - Bari

Stampato presso
Tipografia Il Bandino

Studi costieri

Dinamica dei litorali - Gestione integrata della fascia costiera

Numero 22

Indice

- Cinquant'anni di carriera didattica e scientifica di Remo Terranova
Pierluigi Brandolini p. 3 - 13
- Ricordo dell'amico Remo Terranova
Giorgio Zanzucchi p. 15 - 17
- Il ruolo della gravità nell'evoluzione geomorfologica di un'area di falesia: il caso del Monte Conero
(Mare Adriatico, Italia centrale) p. 19 - 32
Domenico Aringoli, Bernardino Gentili, Marco Materazzi, Gilberto Pambianchi, Piero Farabollini
- L'evoluzione del litorale tiberino negli ultimi 3000 anni sotto le forzanti naturali e antropiche p. 33 - 43
Piero Bellotti, Lina Davoli, Claudia Tarragoni
- La frana costiera delle Gave nel Promontorio di Portofino (Liguria, Italia):
evoluzione recente e interazione con le opere antropiche p. 45 - 56
Faccini Francesco, Benedettini Andrea, Pelfini Manuela, Brandolini Pierluigi
- Lo stato morfodinamico del litorale di Finale Ligure (Liguria occidentale - Italia) p. 57 - 104
Gian Camillo Cortemiglia
- L'impatto delle opere antropiche sull'evoluzione geomorfologica
del litorale cilentano tra Sapri e Scario (Campania) p. 105 - 116
Dèsirée d'Alterio, Filippo Russo, Alessio Valente
- Dinamica sedimentaria della spiaggia di Alassio
e valutazione dell'idoneità dei sedimenti di cava per il suo ripascimento artificiale p. 117 - 130
Marco Ferrari, Serena Ferri, Enzo Pranzini, Valentina Rosas, Chiara F. Schiaffino
- Caratteri geomorfologici delle falesie di Castelsardo (Golfo dell'Asinara, Sardegna settentrionale) p. 131 - 143
Sergio Ginesu, Alessio Valente
- Proposta di valutazione della stabilità delle coste rocciose (SCMR - Sea Cliff Mass Rating):
il caso studio delle falesie tra Genova e Camogli (Liguria orientale) p. 145 - 157
Ada Lucchetti, Pierluigi Brandolini, Francesco Faccini, Marco Firpo
- Torre Fiumicelli (Otranto) e l'evoluzione storica del litorale adriatico salentino p. 159 - 170
Giuseppe Mastronuzzi, Paolo Sansò
- L'evoluzione recente delle coste antartiche. p. 171 - 178
Il caso del *Drygalski Ice Tongue (DIT)*, Terra Vittoria settentrionale
Claudio Smiraglia, Umberto Minora, Guglielmina Diolaiuti

| | |
|--|--------------|
| Geoindicatori della morfodinamica costiera della Campania e criteri di progettazione ambientale Carlo Donadio, Mica Pennetta, Renata Valente | p. 179 - 198 |
| Rapporti tra evoluzione costiera e sviluppo urbanistico: il caso di Pegli e Sestri Ponente (Genova, Italia) Marco Ferrari, Giuliano Fierro, Giorgio Berriolo, Chiara Francesca Schiaffino, Nicola Corradi, Corinna Artom | p. 199 - 207 |
| Storia dell'ambiente costiero del Mar Ligure sulla base di analisi biostratigrafiche Carlo Montanari, Cristina Bellini, Maria Angela Guido, Marta Mariotti Lippi | p. 209 - 223 |
| Proposta di metodologia per la valutazione della propensione al dissesto delle falesie (CISA -Cliff Instability Susceptibility Assessment): il caso del centro storico di Polignano a Mare (Bari, Italia) Vito Pellegrini, Gioacchino Francesco Andriani, Giuseppe Mastronuzzi | p. 225 - 236 |
| Modellazione fisica di un dispositivo galleggiante per l'ossigenazione degli strati marini profondi azionato da energia ondosa Alessandro Antonini | p. 241 - 248 |
| Modellazione di un dispositivo <i>Point Absorber</i> per la conversione dell'energia nei mari italiani Adrià Moreno Miquel | p. 249 - 250 |
| Il ripristino degli ambienti costieri della Riserva Naturale Regionale Sentina: una buona pratica da diffondere Stefano Chelli | p. 251 - 252 |
| Dimensionamento di una <i>Very Large Floating Structure</i> equipaggiata con sistemi <i>Wave Energy Converter</i> del tipo <i>Oscillating Water Column</i>: Prime considerazioni e progetto di modellistica fisica Ilaria Crema | p. 253 - 254 |
| Sull'uso di materiali leggeri nei modelli fisici costieri a fondo mobile a scala ridotta Valentina Petruzzelli | p. 255 - 256 |
| Modello di <i>hindcast</i> del moto ondoso negli ultimi 10 anni: studio statistico, probabilistico e stocastico applicato al mar Ligure Ludovica Sartini | p. 257 - 258 |
| Prove sperimentali su canale per onde per opere radenti realizzate in sacchi di geotessile Maila Sartini | p. 259 - 260 |
| Prove sperimentali su canale per onde per opere foranee sommerse realizzate in sacchi in geotessile Maria Cristina Tondi | p. 261 - 262 |
| Modellistica analitica e numerica di dispositivi del tipo <i>Oscillating Water Column</i>, stato dell'arte e prime applicazioni Irene Simonetti | p. 263 - 264 |
| Idrodinamica di marea presso le isole Cercina (Tunisia) Maria Fruzzetti, Emanuele Terrile | p. 265 - 266 |
| Torri e fortezze della Toscana tirrenica. Storia e beni culturali Di Anna Guarducci, Marco Piccardi e Leonardo Rombai | p. 267 - 268 |
| Norme per gli Autori | p. 269 - 270 |

Gruppo Nazionale per la
Ricerca sull'Ambiente Costiero

ISSN 1129-8588

Cinquant'anni di carriera didattica e scientifica di Remo Terranova

Pierluigi Brandolini

Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e della Vita, Università degli Studi di Genova

Remo Terranova ha iniziato la sua attività universitaria nel 1959 quando, non ancora trentenne, fu nominato professore incaricato di Geologia Applicata per il corso di laurea in Scienze Geologiche presso l'Università degli Studi di Genova. Successivamente, a partire dal 1969, ha tenuto l'insegnamento di Geologia per il corso di laurea in Scienze Naturali, prima come professore stabilizzato e poi come professore associato. A partire dal 1986, diventato professore ordinario di Geografia fisica e geomorfologia, ha iniziato ad insegnare per il corso di laurea in Geografia, nell'ambito del quale è stato Presidente del consiglio del corso di studi dal 1987 al 1995. Ha così continuato a tenere l'insegnamento di Geografia fisica sino al 2002, anno in cui ha terminato formalmente la sua carriera accademica.



In questo lungo periodo di attività, Remo ha sempre dimostrato una grande passione per l'insegnamento, con capacità di comunicazione uniche, di estrema efficacia didattica sia in occasione delle lezioni in aula sia durante le attività sul terreno. Remo è ricordato da molteplici generazioni di allievi proprio per l'organizzazione di originali e spettacolari escursioni didattiche e campagne di rilevamento geologico-geomorfologico, anche di più giorni, condotte in Liguria e in altre regioni d'Italia.

Un suo grande pregio è stato quello di riuscire, grazie alle sue conoscenze multidisciplinari, anche in campo applicativo, ad illustrare con rigore scientifico e al contempo con carattere divulgativo, i rapporti tra le condizioni geologico-geomorfologico-ambientali e le attività dell'uomo, indispensabili per comprendere pienamente le problematiche territoriali.

Per quanto riguarda l'attività di ricerca scientifica Remo, nella sua cinquantennale carriera di studioso, come evidenziato dall'elenco bibliografico allegato, si è principalmente occupato di rilevamento geologico e geomorfologico finalizzato alla redazione di cartografia tematica sia delle fasce costiere con particolare riferimento allo studio dell'evoluzione dei litorali, sia dei bacini montani con particolare riferimento all'analisi dei fenomeni franosi e alla loro correlazione con i centri abitati. Si è ampiamente impegnato nello studio dell'impatto degli interventi antropici sulle dinamiche geomorfologiche e sulle conseguenti modificazioni ambientali, con valutazioni sulle condizioni di pericolosità, vulnerabilità e rischio geo-idrologico.

Nell'ambito di questi studi è stato più volte coordinatore di progetti di ricerca nazionali ed internazionali finanziati dal Consiglio Nazionale delle Ricerche, dal Ministero dell'Università e della Ricerca Scientifica e dalla Commissione Europea ed in seno all'Associazione Italiana di Geografia Fisica e Geomorfologia (AI-GEO), alla Società Geologica Italiana (SGI) e alla Società Geografica Italiana ha partecipato all'organizzazione di molti convegni, sessioni scientifiche ed escursioni post-congressuali in Italia e all'estero.

Le aree di studio delle sue ricerche hanno riguardato in modo particolare la Liguria, ma anche zone in ambito nazionale, mediterraneo ed alcune aree extraeuropee. Remo ha infatti partecipato ad importanti spedizioni scientifiche in varie parti del mondo, come all'Isola di Baffin nell'Arcipelago Artico Canadese, in Antartide, nel Deserto del Tengeré (Sahara) ed in Groenlandia.

Attraverso la partecipazione a numerosissimi convegni e congressi in Italia e all'estero ha prodotto oltre 160 pubblicazioni andate a stampa su riviste e volumi scientifici a diffusione nazionale ed internazionale.

Tra i tanti temi di ricerca scientifica lo studio delle "problematiche di erosione delle coste" è stato uno di quelli che lo hanno visto particolarmente impegnato e artefice di molti rilevamenti e pubblicazioni. Tali studi sono stati la base di importanti interventi applicativi di recupero dei litorali, quali per esempio i ripascimenti delle spiagge di Chiavari e Lavagna, per far fronte ai danni provocati dalle violente mareggiate degli anni settanta che distrussero ampi tratti dedicati alla balneazione e la linea ferroviaria.

Un altro importante argomento di ricerca di interesse di Remo è stato lo studio delle condizioni di stabilità dei versanti costieri terrazzati, che sono diventati nel corso dei decenni, a causa del loro progressivo abbandono e sempre più esteso degrado, una delle aree più suscettibili al dissesto del territorio ligure.

Su questo argomento Remo ha partecipato a numerosi convegni e prodotto molte pubblicazioni su casi di studio a scala regionale e mediterranea. In particolare ha studiato le Cinque Terre, uno dei più emblematici esempi di paesaggio agrario costiero terrazzato, oggi riconosciute come Patrimonio Mondiale dell'Umanità dall'Unesco: già in uno dei suoi primi lavori degli anni Ottanta aveva evidenziato quest'area ad elevatissimo rischio geomorfologico, come recentemente confermato dagli effetti catastrofici dell'evento alluvionale che ha colpito le Cinque Terre nell'ottobre 2011.

Conclusa la sua carriera accademica, Remo ha continuato con grande intensità l'attività di ricerca e di divulgazione delle discipline geologiche, partecipando a numerose manifestazioni e presentazioni pubbliche ed ha in particolare portato a stampa tra il 2010 e il 2012 quattro volumi, nei quali ha raccolto gran parte del suo materiale scientifico rimasto ancora inedito. Infatti ha pubblicato un primo libro sulla spedizione scientifica geologico-alpinistica in Antartide, da lui condotta tra il 1975 e il 1976; ha prodotto un secondo volume nel quale sono stati descritti gli itinerari ed i rilevamenti geologici inediti effettuati sul massiccio del Bernina nelle Alpi Retiche; ha realizzato un terzo contributo sulle escursioni e campagne di rilevamento geologico effettuate nei vari anni di attività didattica, equiparabile ad una sorta di guida geologica della Liguria; infine ha portato a termini un quarto volume monografico sull'attività estrattiva dell'ardesia in Liguria, nel quale sono stati presi in considerazione, oltre che gli aspetti geologici, anche gli aspetti sociali, economici e culturali legati alla lavorazione e all'uso dell'ardesia che hanno storicamente caratterizzato il paesaggio della Liguria orientale.

Le profonde competenze scientifiche e applicative nel campo delle Scienze della Terra, la forte passione per la didattica e le straordinarie capacità di divulgazione sono state in sintesi le indiscutibili peculiarità di Remo. Per il suo rilevante contributo alla diffusione e alla crescita delle discipline geologiche, geomorfologiche e geografico fisiche in ambito universitario e sociale, Remo è stato per tutti noi un punto di riferimento fondamentale che ricorderemo sempre con grande stima e riconoscenza.

Principali pubblicazioni di Remo Terranova

Casella F., Terranova R., 1963. *Studio stratigrafico e tettonico dei terreni cretacei nella Valle Lavagna e nelle zone limitrofe (Appennino Ligure orientale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, vol I, 2: 347-472 (con carta geologica allegata).

Fierro G., Terranova R., 1963. *Microfacies fossilifere e sequenze litologiche nelle "Arenarie Superiori" dei monti Ramaceto e Zatta*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, vol I, 2: 473-510.

Fierro G., Terranova R., 1963. *Olistostromi di età cretacea al Passo della Forcella e al M. Bregaceto (Foglio Rapallo)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, vol I, 2: 511-543.

Terranova R., 1963. *Fenomeni di risorgenza nella Val Maremola in relazione a ricerche di acqua per acquedotti (Liguria occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, 1: 261-267.

Terranova R., 1963. *Introduzione geologica*. In "Palestre di arrampicamento genovesi" a cura di E. Montagna, C.A.I. Sezione Ligure, pp. 17-30.

Terranova R., 1964. *Le brecce dei monti Aiona e Penna nell'Appennino ligure-emiliano (nota preliminare)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, 2: 311-328.

- Terranova R., 1964. *Le frane costiere del Castellaro e di S. Rocco sul versante occidentale del Promontorio di Portofino (Liguria orientale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, 2: 341-376.
- Terranova R., 1966. *La serie cretacea degli "Argilloscisti" fra le Valli dei Torrenti Entella e Petronio (Appennino Ligure)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, vol. IV, 1: 109-174 (con carta geologica allegata).
- Terranova R., 1968. *Studio geologico dei movimenti del sottosuolo di S. Stefano d'Aveto nell'Appennino Ligure*. Collana di studi geologici sul Golfo Tigullio e il suo entroterra. Ist. Grafico Basile, Genova, 47 pp.
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1969. *Elementi di Geologia delle Cinque Terre e delle zone limitrofe*. Argomenti, anno V, 3: 133-141.
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1969. *La frana di Ciglié nelle Langhe*. Mem. Soc. Geol. Ital., 8: 145-153.
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1969. *La geologia marina e le coste delle Cinque Terre*. Argomenti, 3 (V): 142-156.
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1969. *Risultati preliminari sull'applicazione di un tipo naturale di tracciante per lo studio delle variazioni batimetriche del porto di Chiavari (Liguria orientale)*. Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano, 109: 463-468.
- De Stefanis A., Terranova R., 1969. *Indagini geologiche sul traforo di M. Zatta - M. Ghiffi della Autostrada in progetto Chiavari-Ghiare di Berceto (Appennino Ligure-Emiliano)*. Atti 1° Convegno internazionale sui problemi tecnici nella costruzione di gallerie, Torino 26-28 settembre, pp. 153-162.
- Gentili G., Terranova R., 1969. *Condizioni geomorfologiche e caratteri geologico-tecnici dei terreni attraversati dal lotto 24 sull'Autostrada Genova-Sestri Levante (A12)*. Tempo tecnico, 5: 1-17.
- Terranova R., 1969. *Condizioni geologiche e geomorfologiche della zona interessata dal traforo della Spinarola (Liguria orientale)*. Atti 1° Convegno internazionale sui problemi tecnici nella costruzione di gallerie, Torino 26-28 settembre 1969, pp. 251-266.
- Terranova R., 1969. *F° 83 Rapallo della Carta Geologica d'Italia, II ediz. - Servizio Geologico d'Italia*.
- Terranova R., 1969. *Il traforo di Montallegro per il collegamento fra la Valle Fontanabuona e il Golfo di Rapallo*. Mem. Soc. Geol. It., vol. VIII, pp. 57-62.
- Cortemiglia G.C., De Stefanis A., Marini M., Terranova R., 1970. *Note introduttive alla idrogeologia della zona interessata dal Conoide del T. Staffora al suo sbocco nella Pianura Padana presso Voghera (Pavia)*. Atti Convegno Internazionale sulle acque sotterranee - Palermo 6-8 dicembre, pp. 1-20.
- Cortemiglia G.C., Marconi G., Terranova R., 1970. *Lineamenti geomorfologici dell'alta Val Graveglia (Liguria orientale)*. Tip. Ferrari Occella e C. - Alessandria, 1-31 pp.
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1970. *Le frane della Collina delle Grazie nel Comune di Chiavari e loro rapporti con la viabilità e gli insediamenti*. Boll. Soc. Geol. It., 89: 277-298.
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1970. *Variazioni morfologiche del fondale del porto di Chiavari in relazione al moto ondoso e alle opere marittime*. Mem. Soc. Geol. It., 9: 385-400.
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1971. *Cause e meccanismi dell'interramento del porto turistico di Arenzano (Liguria occidentale)*. Atti 2° Convegno Nazionale di Studi sui Problemi della Geologia Applicata, Genova 24-26 settembre, pp. 1-8.
- De Stefanis A., Marini M., Terranova R., 1971. *Esempio di studio geomorfologico e geologico-tecnico in zona collinare in rapporto a programmi di urbanizzazione per un quartiere residenziale nel quadro del P.R.G. di Genova*. Atti 2° Convegno Nazionale di Studi sui Problemi della Geologia Applicata, Genova 24-26 settembre, pp. 1-15.
- De Stefanis A., Marini M., Terranova R., 1971. *La frana di Molinetti nell'alta Val Polcevera e i dissesti geomorfologici e idrogeologici da essa provocati con riferimento alle alluvioni di Genova del 7-8 ottobre 1970*. Atti 2° Convegno Nazionale di Studi sui Problemi della Geologia Applicata, Genova 24-26 settembre, pp. 1-17.
- De Stefanis A., Marini M., Terranova R., 1971. *Studio geologico del versante franoso di Viale Bracelli, con l'ausilio dell'indagine geoelettrica, per la sua sistemazione idrogeologica nel quadro dell'espansione urbanistica di Genova*. Atti 2° Convegno Nazionale di Studi sui Problemi della Geologia Applicata, Genova 24-26 settembre, pp. 1-16.
- De Stefanis A., Terranova R., 1971. *Esempio di analisi geologica del territorio per la pianificazione comunale in ambiente collinare-montano (Liguria orientale)*. Atti 2° Convegno Nazionale di Studi sui Problemi della Geologia Applicata, Genova 24-26 settembre, pp. 1-12.
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1974. *Aspetti geomorfologici, idrogeologici ed oceanografici del Golfo di Rapal-*

- lo. Atti Soc. It. Nat. Museo Civ. St. Nat. Milano, 115: 285-384.
- Cortemiglia G.C., De Stefanis A., Marini M., Terranova R., 1975. *L'idrogeologia del bacino del T. Entella (Liguria orientale) nel quadro di un programma di gestione e di protezione delle falde acquifere nella provincia di Genova*. Atti del 3° Convegno Internazionale sulle acque sotterranee, Palermo, 1-5 Novembre, pp. 537-557.
- Cortemiglia G.C., De Stefanis A., Marini M., Terranova R., 1975. *Nota preliminare sull'idrogeologia del bacino del Torrente Entella (Liguria orientale)*. Medicina termale e Climatologia, 25: 26-30.
- De Stefanis A., Marini M., Terranova R., 1975. *Indagini geomorfologiche e geologico-tecniche nel territorio del Comune di S. Stefano d'Aveto, con particolare riguardo al capoluogo e ad alcune frazioni nell'ambito del Piano Regolatore Comunale (Appennino Ligure)*. Mem. Soc. Geol. It., 14: 233-258 (con carta geomorfologica allegata).
- Drago C., Terranova R., 1975. *Le breccie ofiolitiche e poligeniche e i loro rapporti con le rocce verdi e la serie sedimentaria nel gruppo del M. Maggioreasca (Appennino ligure-emiliano)*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1905-1927.
- Marini M., Terranova R., 1975. *Le serie ofiolitiche nel gruppo dei monti Aiona e Penna nell'Appennino ligure orientale (nota preliminare)*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1895-1904.
- Cortemiglia G.C., Gandini A., Terranova R., 1976. *Caratteri meteomarini della Baia Ezcurra nella King George Island (South Shetland Island - Antartide)*. "Il Polo", 4: 1-33.
- Marini M., Terranova R., 1976. *Sezione geologica fra il Gruppo di Voltri e la Val Lavagna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 33: 425-433.
- Carli M., Canepa G., De Luigi G., De Stefanis A., Marini M., Terranova R., 1978. *Due esempi di analisi geomorfologica di dettaglio sui Promontori di Portofino e del Mesco della costa ligure*. Mem. Soc. Geol. It., 19: 153-160.
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1978. *Realizzazione di una spiaggia artificiale a Lavagna (Liguria orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., 19: 381-387.
- De Luigi D., De Stefanis A., Marini M., Terranova R., 1978. *I movimenti franosi di Guvano e di Rodalbia nelle Cinque Terre e i loro riflessi sulla morfologia della costa ligure e sugli insediamenti*. Mem. Soc. Geol. It., 19: 161-167.
- Bezzi A., Lucchetti G., Massa B., Penco A.M., Terranova R., 1979. *Guida all'escursione di studio all'Isola d'Elba - 2-5 ottobre*. Istituti di Geologia, di Mineralogia e di Petrografia dell'Università di Genova, 50 pp.
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1979. *Rappresentazione cartografica delle caratteristiche geomorfologiche della fascia costiera compresa tra Portofino e Sestri Levante (Liguria orientale)*. Atti del Convegno Nazionale per la difesa del litorale di Chiavari, Lavagna e Sestri Levante dall'erosione marina (C.N.R.). Cavi di Lavagna, 18-19 maggio, pp. 168-180.
- Marini M., Terranova R., 1979. *Les complexes ophiolitifères des Monts Aiona et Penna et leurs rapports avec les séries sédimentaires (Apennin liguro-émilien)*. Ofioliti, 4: 425-433.
- Marini M., Terranova R., 1979. *Prime osservazioni sui complessi ofiolitiferi compresi fra le valli Trebbia e Aveto (Appennino ligure-emiliano)*. Ofioliti, 4: 351-372.
- Terranova R., 1979. *Relazione tecnica sui litorali di Lavagna e di Sestri Levante*. Atti del Convegno Nazionale per la difesa del litorale di Chiavari, Lavagna e Sestri Levante dall'erosione marina (C.N.R.). Cavi di Lavagna, 18-19 maggio, pp. 71-76.
- Marini M., Terranova R., 1980. *Comparazione fra le serie litostratigrafiche nel bacino oceanico ligure fra la Valpolcevera e la Val di Vara*. Quaderni Ist. Geol. Genova, 6: 67-80.
- Marini M., Terranova R., 1980. *Evoluzione paleogeografica del bacino oceanico ligure fra l'Aptiano e il Paleocene*. Mem. Soc. Geol. It., 21: 143-149.
- Marini M., Terranova R., 1980. *I complessi ofiolitiferi dei Monti Aiona e Penna e loro rapporti con le serie sedimentarie (Appennino ligure-emiliano)*. Mem. Soc. Geol. It., 99: 183-203 (con carta geomorfologica allegata).
- Terranova R., Zanzucchi G., 1980. *Relationships between ophiolites and flysch sequences in the Mt. Penna - Mt. Ragola area (Ligurian-Emilian Apennines)*. Ofioliti, pp. 287-292.
- Castaldo P., Cortemiglia G.C., Terranova R., 1981. *Studio di piante fossili alla King George Island nelle Isole Shetland del sud (Antartide)*. Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano, 122: 37-61.
- Terranova R., Venturelli G., Vernia L., Zanzucchi G., 1981. *Ophiolite olistoliths and olistostromes in the creta-*

- ceous Flysch (Ligurian-Emilian Apennines)*. Excursion guide, december 16-17. Meeting on ophiolites and actualism, Firenze. Gruppo di lavoro sulle Ofioliti Mediterranee (C.N.R.), pp. 1-15.
- Terranova R., Zanzucchi G., 1982. *Il gruppo ofiolitico dei Monti Maggioreasca e Nero (Appennino ligure-emiliano): carta geologica e interpretazioni geodinamiche*. Mem. Soc. Geol. It., 24: 127-138 (con carta geologica allegata).
- De Stefanis A., Marini M., Terranova R., 1983. *Indagini geologiche e geomorfologiche in Liguria con particolare riguardo alle condizioni di franosità*. Memoria riepilogativa della U.O. 37. Progetto Finalizzato Conservazione del Suolo, Sottoprogetto Fenomeni Franosi (C.N.R.). Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XVIII, 3: 1-15.
- Terranova R., Tinè S., 1983. *Cenni sull'origine e l'evoluzione geologica della Liguria*. In "L'uomo e la civiltà in Liguria. I cacciatori paleolitici". Ed. Sagep, Genova, pp. 9-14.
- Arlotto D., De Stefanis A., Terranova R., Tessore E., 1984. *Grandi paleofrane rinnovate nella Valle Sturla (Appennino ligure): il caso della paleofrana di Campori-Temossi*. Quad. Ist. Geol. Univ. Genova, 3: 91-116 (con carta geomorfologica allegata).
- Casnedi R., Marini M., Zanzucchi G., Terranova R., 1984. *Note illustrative della Carta Strutturale dell'Appennino settentrionale (1:250.000)*. Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto 5 Modello Strutturale, Gruppo Appennino Settentrionale.
- De Stefanis A., Marini M., Terranova R., 1984. *Geomorfologia di aree campione della Liguria, con cartografia geologica di base*. Progetto Finalizzato Conservazione del Suolo, Sottoprogetto Fenomeni Franosi, U.O. n. 37 (C.N.R.). Tip. SELCA, Firenze, (Carta geomorfologica).
- Terranova R., 1984. *Aspetti geomorfologici e geologico-ambientali delle Cinque Terre: rapporti con le opere umane (Liguria orientale)*. Studi e Ricerche di Geografia, VII, 1: 39-90 (con carta geomorfologica allegata).
- Terranova R., 1984. *Le breccie ofiolitiche e granitiche nel flysch di M. Caio a S. Stefano d'Aveto (Appennino ligure): implicazioni paleogeografiche e geodinamiche*. Acta Naturalia da "L'Ateneo Parmense", vol. 20.
- Terranova R., Zanzucchi G., 1984. *The ophiolite off Mt. Maggioreasca and associated sedimentary units, Ligurian-Emilian Apennines. A comment on the geological map 1:25.000*. Ofioliti, 9 (2).
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1985. *Carta geologica dell'area del Summit Lake nella Penisola di Cumberland nell'Isola di Baffin (Arcipelago Artico Canadese)*. Boll. Soc. Geol. It.
- De Stefanis A., Gattoronchieri L., Giorgi M., Marini M., Pavani A., Terranova R., Timossi T., 1986. *Risultati delle indagini geomorfologiche e geologico-tecniche compiute nelle aree degli abitati di Colliano, Laviano e Santomenna colpite dal terremoto del 23.11.1980 (Valle del Sele - Campania)*. Quad. Ist. Geol. Univ. Genova, 7: 19-86.
- Marini M., Terranova R., 1986. *Nuovi dati sulla litostratigrafia dei Flysch della Liguria occidentale e sui loro rapporti strutturali*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. 1.A. 92, pp. 95-163 (con carta geologica allegata).
- Terranova R., 1986. *Itinerario geologico nell'alta Valle Sturla (Appennino ligure). Cuscini di lava e frane sottomarine tra la Squazza e Acero*. Dal Notiziario "Il Golfo", mensile Del Tigullio n. 4 anno 1.
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1987. *Evoluzione geomorfologica degli alti bacini delle Valli Aveto e Malvaro nell'Appennino ligure*. Atti della Riunione del Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia. Guida all'escursione. Note scientifiche integrative. Sestri Levante 22-25 giugno 1987. Quad. Ist. Geol. Univ. Genova, 8: 307-319.
- Terranova R., 1987. *Africa contro Europa. Resti del mantello e dell'antica crosta terrestre testimoniano eventi di 140 milioni di anni fa nell'alto Bargonasco nell'Appennino ligure*. Dal Notiziario "Il Golfo", mensile del Tigullio n. 6 anno 2.
- Terranova R., 1987. *Atti della Riunione del Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia. Sestri Levante 22-25 giugno. Guida alle escursioni*. Note scientifiche integrative. Quad. Ist. Geol. Univ. Genova, 8: 109-319.
- Terranova R., 1987. *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Note illustrative. Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto 5. Modello strutturale. Gruppo Appennino Settentrionale. C.N.R. Tip. Senese, (in coll. con vari autori), pp. 5-203.
- Brandolini P., De Luigi G., Merli L., Terranova R., 1988. *Zonazione geologica per la pianificazione territoriale (a cura di A. De Stefanis)*. Quaderni di Geologia Applicata, n.1, Roma, 102 pp.
- Marini M., Terranova R., 1988. *Osservazioni sugli olistostromi presenti nei Flysch della Liguria occidentale*

- (*Valle del T. Arroscia*): problemi e nuove prospettive interpretative. Boll. Soc. Geol. It., 107: 39-53.
- Guarnieri E., Vaccaro M.L., Terranova R., 1989. *Caratteri geologici e geomorfologici dell'anfiteatro di By nella Valle di Ollomont (Valle d'Aosta)*. In Guida del nuovo rifugio F. Chiarella all'Amianthe. Club Alpino Italiano, Sezione di Chiavari, pp. 19-21.
- Terranova R., 1989. *Il paesaggio costiero agrario terrazzato delle Cinque Terre in Liguria*. Studi e Ricerche di Geografia, XII, 1: 1-58.
- Donati P., Terranova R., Viviani A., 1990. *Guida al Parco Monte Serro-Punta Mesco. Monterosso, Levanto, Bonassola, Framura, Deiva, Carro, Carradano*. Ed. Sagep, Genova, 126 pp.
- Brandolini P., De Stefanis A., Terranova R., Tessore E., 1991. *Le paleofrane riattivate di Bertigaro in Valle Sturla e le loro conseguenze sugli insediamenti abitativi e sulla viabilità (Liguria orientale)*. Studi e Ricerche di Geografia, XIV, 1: 1-32 (con carta geomorfologica allegata).
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1991. *Antartide e Groenlandia a confronto: immagini ed esperienze da spedizioni scientifiche ed alpinistiche*. Atti Convegno "Verso una nuova geografia delle Terre Polari". Società Geografica Italiana, Roma 21-22 novembre, pp. 27-44.
- Cortemiglia G.C., Terranova R., 1991. *L'isola di Baffin nell'Arcipelago Artico Canadese: immagini e ricerche da una spedizione scientifica e alpinistica*. Atti Convegno "Verso una nuova geografia delle Terre Polari". Società Geografica Italiana, Roma 21-22 novembre, pp. 157-164.
- Terranova R., 1991. *L'ambiente dell'Europa settentrionale: isolamento e rotte dei Vichinghi*. Convegno internazionale di Studi su il Mondo dei Vichinghi: ambiente, storia, cultura e arte", Genova, 18-20 settembre, pp. 19-55.
- Brandolini P., Ramella A., Terranova R., 1992. *L'evoluzione della costa tra Genova e Voltri a seguito degli interventi umani dal 1800 ad oggi*. Atti del XXVI Congresso Geografico Italiano, Genova 4-9 maggio, pp. 658-673.
- Brandolini P., Repetto A., Rollando A., Terranova R., 1992. *Le condizioni ambientali delle spiagge tra Sestri Levante e Levanto e loro utilizzazioni (Liguria)*. Atti del XXVI Congresso Geografico Italiano, Genova 4-9 maggio, pp. 471-487.
- Cabona D., Terranova R., 1992. *Le aree portuali nell'evoluzione della costa tra Genova e Voltri*. XXVI Congresso Geografico Italiano, Genova 4-9 maggio, 72 pp.
- Cortemiglia G.C., Giannoni G., Terranova R., 1992. *Modificazioni della costa orientale dell'isola d'Elba a seguito delle secolari attività estrattive ed alla loro cessazione in tempi recenti*. Atti del XXVI Congresso Geografico Italiano, Genova 4-9 maggio 1992, pp. 742-754.
- Giannoni G., Terranova R., 1992. *Val d'Aveto e Chiavari. Guida all'escursione regionale*. Atti preparatori del XXVI Congresso Geografico Italiano, Genova 4-9 maggio, pp. 171-192.
- Rollando A., Terranova R., 1992. *Osservazioni geomorfologiche ed ambientali nell'Area Protetta Punta Manara - Punta Moneglia (AP1) in relazione alla sua pianificazione (Liguria)*. Atti del XXVI Congresso Geografico Italiano, Genova 4-9 maggio, pp. 507-519.
- Terranova R., 1992. *Aspetti geomorfologici e ambientali della fascia costiera tra il golfo di La Spezia e Levanto*. In "Guida alla traversata dell'Appennino settentrionale" 76^a Riunione estiva della Società Geologica Italiana, Firenze 21-24 settembre, pp. 23-31.
- Terranova R., 1992. *Cinque Terre e Portovenere. Guida all'escursione regionale*. Atti preparatori del XXVI Congresso Geografico Italiano, Genova 4-9 maggio, pp. 193-211.
- Terranova R., 1992. *Escursioni sul territorio argentino e visita alle comunità italiane*. Atti del Congresso Internazionale "Emigrazione e presenza italiana in Argentina", Buenos Aires 6-13 novembre 1989. Ed. C.N.R. Monografie scientifiche, Serie Scienze umane e sociali, Roma, pp. 441-468.
- Terranova R., 1992. *Immagini dell'Italia: conferenza-proiezione tenuta alla Università del Salvador di Buenos Aires*. Atti del Congresso Internazionale "Emigrazione e presenza italiana in Argentina", Buenos Aires 2-6 novembre 1989. Ed. C.N.R. Monografie scientifiche, Serie Scienze umane e sociali, Roma, pp. 171-184.
- Terranova R., 1992. *La baia del Mandraccio per l'Esposizione Colombiana 1992: la più grande trasformazione del Porto Antico di Genova nel secolo XX*. Atti del XXVI Congresso Geografico Italiano, Genova 4-9 maggio, pp. 540-552.
- Terranova R., 1993. *Alcuni aspetti fisici ed ambientali della Groenlandia*. Atti del Convegno Internazionale in onore di Giuseppe Caraci "Momenti e Problemi della Geografia contemporanea", Roma 24-26 dicem-

- bre, pp. 567-578.
- Brandolini P., Cassimatis M., Cevasco A., Gavinelli D., Pappalardo M., Rollando A., Spotorno M., Terranova R., 1994. *Les transformations des paysages agricoles de la Ligurie: quelques exemples significatifs*. Actes de la Journée d'Etudes "Le point sur la problématique des bocages lithiques", Paris, 14 septembre, pp. 101-109.
- Brandolini P., Ramella A., Terranova R., 1994. *Caratteristiche geomorfologiche ed evoluzione recente della piana del T. Polcevera: rapporti con gli interventi antropici*. Il Quaternario, 7: 403-408.
- Brandolini P., Terranova R., 1994. *Effetti degli eventi alluvionali del settembre 1992 nelle aree di Genova e Savona*. Il Quaternario, 7: 473-478.
- Leone U., Terranova R., 1994. *Degradi ambientali e rischi sul territorio della Liguria*. Atti delle Giornate della Geografia, Padova 12-13 maggio, Materiali due, A.G.E.I., 1994, pp. 59-70.
- Orombelli G., Smiraglia C., Terranova R. (a cura di), 1994. Atti del Convegno "Verso una nuova geografia delle Terre Polari. Sintesi e prospettive". 21-22 novembre 1991. Soc. Geografica Italiana, Roma, Mem. Soc. Geogr. It., 317 pp.
- Terranova R., 1994. *Appunti ed esperienze da una navigazione al Circolo Polare Antartico*. Estratto dal vol. "Studi geografici in onore di D. Ruocco", Napoli, pp. 163-178.
- Terranova R., 1994. *Fenomeni di regressione delle spiagge di Monterosso al Mare (Liguria orientale) provocati da interventi umani*. Atti del 10° Congresso dell'Ass. It. Oceanologia e Limnologia, Alassio 4-6 novembre 1992. Genova, 10: 245-251.
- Terranova R., 1994. *Itinerari n.1 e n.2 della Guida "Appennino ligure-emiliano"*. Guide Geologiche Regionali a cura della Soc. Geol. It. Ed. BEMA, Milano.
- Terranova R., 1994. *La Liguria e le sue aree costiere protette*. In "Parchi naturali di montagna, di pianura, di mare". Ed. Grafo, Brescia, pp. 131-141.
- Terranova R., 1994. *Le ardesie della Liguria: dalla geologia agli aspetti ambientali e culturali*. Atti del XIII Congresso "Scienze della Terra e trasformazioni antropiche. Un rapporto in evoluzione", Roma 21-23 gennaio, pp. 313-324.
- Brandolini P., Fierro G., Firpo M., Picazzo M., Terranova R., 1995. *Esempi di interazione tra fattori naturali ed interventi antropici nell'evoluzione recente della fascia costiera ligure*. In "Studi geografici in onore di D. Ruocco", Napoli, 1994. Ed. Loffredo, Napoli, pp. 41-55.
- Brandolini P., Rollando A., Terranova R., 1995. *Recupero e difesa del paesaggio agrario nelle Cinque Terre: il caso di Riomaggiore (Liguria Orientale)*. Atti del IV Convegno Internazionale di Studi "La Sardegna nel mondo mediterraneo. Pianificazione territoriale e Ambiente", Sassari-Alghero, 15-17 aprile 1993. Ed. Pàtron, Bologna, pp. 123-133.
- Terranova R., 1995. *Disesto idrogeologico e salvaguardia del territorio*. Atti del Convegno Geografico Internazionale "I valori dell'agricoltura nel tempo e nello spazio", Rieti 1-4 novembre, pp. 327-329.
- Terranova R., 1995. *Evoluzione morfologica ed ambientale nei recuperi di waterfronts urbani: Baltimora, Londra e Genova a confronto*. Atti del IV Convegno Internazionale di Studi "La Sardegna nel mondo mediterraneo. Pianificazione territoriale e Ambiente", Sassari - Alghero, 15-17 aprile 1993. Ed. Pàtron, Bologna, pp. 41-78.
- Terranova R., 1995. *Guida all'escursione geografica in mare da Genova a Portofino, a Chiavari, a S. Salvatore dei Fieschi*. (Atti del Convegno di Studi Geografici in onore di Domenico Ruocco, Genova 5-6 maggio. Ed. Loffredo, Napoli, pp. 107-158.
- Terranova R., 1995. *I litorali di Lavagna-Chiavari in Liguria: un esempio di intensa occupazione degli spazi costieri con gravi condizioni di squilibri geomorfologici e ambientali*. Atti del Convegno "Lo spazio costiero italiano. Problemi di crescita, sensibilità ambientale", Soc. di Studi Geografici, n.s. 1, Firenze, pp. 233-242.
- Terranova R., 1995. *La nascita e l'evoluzione dell'Appennino ligure*. Club Alpino Italiano, Sezione di Chiavari, Notiziario, n.2.
- Biancotti A., Brandolini P., Cassimatis M., Firpo M., Massaglia L., Picazzo M., Terranova R., 1996. *Morfologia ed evoluzione recente della fascia costiera tra Capo Berta e Capo Cervo (Liguria occidentale)*. Atti del XI Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia, Sorrento 22-28 ottobre 1994. A.I.O.L. Genova, 11: 411-422.
- Brandolini P., Firpo M., Laureti L., Picazzo M., Pirola A., Rossetti R., Smiraglia C., Terranova R., 1996. *Physical changes in the Mediterranean basin (with particular reference to Italy)*. In the vol. "Global Change

- and Geography”, International Geographical Union Conference, Moscow, august 1995. Boll. Soc. Geografica Italiana, 1996, 1: 7-44.
- Brandolini P., Firpo M., Marini M., Piccazzo M., Ramella A., Terranova R., 1996. *Osservazioni preliminari sull'evoluzione quaternaria dell'area del Porto Vecchio di Genova*. Il Quaternario, 9: 375-380.
- Brandolini P., Terranova R., 1996. *Esempi di dissesti geomorfologici dei versanti liguri e loro riflessi sulla conservazione del suolo*. Mem. Accad. Lunigianese di Scienze Giovanni Capellini, LXIV – LXV: 55-77.
- Terranova R., 1996. *Aspetti geologici dei monti Aiona, Penna e Maggiorasca nell'Appennino ligure*. Club Alpino Italiano, Sezione di Chiavari, Notiziario, 1: 9-11.
- Terranova R., 1996. *Caratteristiche delle zone costiere liguri, con particolare riferimento al Golfo Paradiso. I valori naturalistici e ambientali nei riflessi della posizione di cerniera fra l'area metropolitana e le aree protette*. Atti del Convegno “La città e la terra, il mare: una politica per l'ambiente”. Golfo Paradiso 26-28 aprile. Ed. A.D.A., pp. 33-40.
- Terranova R., 1996. *Le cave di ardesia in Liguria: geologia, coltivazioni, lavorazioni e utilizzazioni*. Mem. Soc. Geol. It., 51: 1165-1177.
- Terranova R., 1996. *Le coste della Liguria: inquadramento geografico e geomorfologico*. The ecological System in the Mediterranean Area, International Project (France, Greece, Italy, Spain). European Commission D.G. XI Environment, Roma, pp. 1-32.
- Brandolini P., Calderoni G., Montanari C., Nicchia P., Ramella A., Terranova R., 1997. *New morphostratigraphic and paleoenvironmental data for the quaternary deposits of the Polcevera Plain (Liguria, Northern Italy)*. Fourth International Conference on Geomorphology, Bologna. Suppl. Geogr. Fis. E Din. Quat., 1: 92-93.
- Brandolini P., Canepa G., Fedolino M., Ramella A. e Terranova R., 1997. *Morphological change of Genoa west coast following the creation of a new container port (Liguria, Italy)*. Fourth International Conference on Geomorphology, Bologna. Suppl. Geogr. Fis. E Din. Quat., 1: 373-374.
- Terranova R., 1997. *Le isole Svalbard e gli Arcipelaghi delle Isole Vesterålen e Lofoten*. Guida scientifica per l'escursione dell'Associazione italiana Insegnanti di Geografia. Università di Genova, pp. 1-37.
- Brandolini P., Canepa G., Martinelli R., Rocca G., Sbardella P., Terranova R., 1998. *Bathimetric variations studied with the aid 3-D seabottom modeling in G.I.S*. Atti di International Conference “Education and training in integrated coastal management. The Mediterranean prospect”, Genova 25-29 maggio, pp. 24-25.
- Brandolini P., Shuisky Y., Spotorno M., Terranova R., 1998. *The natural conditions of artificial beaches formations along shores of the Black and Mediterranean seas*. Odessa State University Herald, 74-79.
- Brandolini P., Spotorno M., Terranova R., 1998. *Liguria, rischio e degrado*. In Rischio e Degrado ambientale in Italia, a cura di U. Leone, Pàtron, Bologna, pp. 143-172.
- Cassimatis M., Terranova R., 1998. *Esempi di litologia applicata nel paesaggio terrazzato della Serra de Tramuntana (Isola di Maiorca)*. Atti del Convegno geografico Internazionale “I valori dell'agricoltura nel tempo e nello spazio”, Rieti 1-4 novembre 1995, pp. 879-898.
- Terranova R., 1998. *Appunti per le escursioni scientifiche alle Isole Azzorre e Madeira organizzate dalla Società Geografica Italiana*, 23-30 agosto, in occasione del I.G.U. Regional Conference 1998 “Atlantic: past, present and future”. Lisbona 30 agosto-2 settembre. Guida scientifica, Università di Genova, pp. 1-32.
- Terranova R., 1998. *Aspectos geomorfológicos y ambientales de la transformación y revitalización, del Puerto antiguo de Genova (Italia)*. Atti del Congreso Nacional de Geografía, 59 a Semana de Geografía, Buenos Aires, pp. 405-421.
- Terranova R., 1998. *Sulle Ande Patagoniche*. Club Alpino Italiano, Sezione di Chiavari, Notiziario, 1: 18-20.
- Terranova R., 1998. *The exploitation of the Italian sea floors and subsea floors*. Vol. Italy's Sea, Problems and Perspectives, published in occasion of the I.G.U. Regional Conference “The Atlantic: past, present and future”. Lisbona 30 agosto -2 settembre. Società Geografica Italiana, Roma 1998, pp. 147-161.
- Terranova R., 1999. *Extreme Isolation and Marginality: the Case of Polar Islands*. Atti della Conferenza internazionale “Insularity and Development. International Perspectives on Islands”. Cagliari settembre 1994. Ed. Londra, pp. 42-55.
- Terranova R., 1999. *Squilibri geomorfologici e rischi sulla costa alta rocciosa occidentale del Promontorio di Portofino (Liguria orientale)*. Estratto dal Volume di Studi geografici e geologici in onore di Severino

- Belloni. Università di Milano e di Milano-Bicocca, pp. 595-607.
- Terranova R., 1999. *Sulla catena del Tian Shan Cinese*. Club Alpino Italiano, Sezione di Chiavari, Notiziario, 1: 13-16.
- Brandolini P., Calderoni G., Guido M.A., Montanari C., Nicchia P., Ramella A., Terranova R., 2000. *Emergencias geomorfológico-paleoambientales de los depositos cuaternarios en la llanura fluvial costera del torrente Polcevera, Liguria, norte de Italia*. Revista de Geologia Aplicada a la Ingenieria y Ambiente, 17: 29-38.
- Brandolini P., Canepa G., Fedolino M., Nicchia P., Ramella A., Terranova R., 2000. *Modificaciones morfológicas de la costa occidental de Génova derivadas de la construcción del nuevo puerto de contenedores, Liguria, Italia*. Revista de Geologia Aplicada a la Ingenieria y al Ambiente, 15: 20-29.
- Terranova R., 2000. *Appunti per una escursione scientifica in Argentina*, 15-27 aprile 2000. Guida scientifica per l'Ass.Ital.Insegnanti di Geografia.Università di Genova, pp. 1-29.
- Terranova R., 2000. *I versanti sistemati a terrazze e i problemi relativi ai dissesti geomorfologici*. Atti del XXVIII Congresso Geografico Italiano, Roma 18-22 giugno, pp. 2031-2046.
- Terranova R., 2000. *Il recupero e la rivitalizzazione del Porto Antico di Genova: stati di avanzamento e prospettive future*. Atti del XXVIII Congresso Geografico Italiano, Roma 18-22 giugno, pp. 2031-2046.
- Terranova R., 2000. *Lithologie appliquée aux constructions en pierre sèche de la zone des ardoises cretacées en Ligurie orientale (Italie)*. Actes du VIe Congres International sur la Pierre sèche, Carces, Le Val (France), 24-27 septembre 1998. Supplement n.8 au Cahier de L'Aser. pp 21-24.
- Terranova R., Piccazzo M., Firpo M., Brandolini P., 2000. *Coastal change in global change: the case of Italy*. Dal vol. Geographies of diversity, Italian perspectives, Geo-Italy 4. Società Geografica Italiana e CNR-Italian Committee for I.G.U., published in occasion of the I.G.U. International Conference, Seul, august, pp. 305-321.
- Terranova R., 2001. *Le Cinque Terre: uno straordinario paesaggio a terrazze costruito sul mare dall'uomo*. Club Alpino Italiano, Sezione di Chiavari, Notiziario, 1: 13-19.
- Brandolini P., Cortemiglia G.C., Firpo M., Piccazzo M., Queirolo C., Terranova R., 2002. *Dinamica e caratteri evolutivi della spiaggia di Levante (Liguria orientale)*. Atti dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (AIOL), Genova, 15: 147-162.
- Terranova R., Brandolini P., Spotorno M., Rota M.P., Montanari C., Galassi D., Nicchia P., Leale S., Bruzzo R., Renzi L., Seronello G., Dagonne A., Bally E., Castex J-M., Reynes Trias A., Alomar Canyelles G., Ferrer Garcia I., Rodriguez Gomila R., Grimalt Gelabert M., Mus Amezquita M., 2002. *Patrimoni de marjades a la Mediterranea occidental: una proposta de catalogacio*. Patrimonio di terrazze nel Mediterraneo occidentale: una proposta di catalogazione, DGX Commissione Europea, Programa Raphael. Ed. Fodesma, Palma di Maiorca, 243 pp.
- Terranova R., 2002. *Ricordi e immagini della Groenlandia*. Club Alpino Italiano, Sezione di Chiavari, Notiziario, 1: 34-37.
- Brandolini P., Nicchia P., Renzi L., Terranova R., 2003. *A Gis supported Analysis of the agrarian Terraced Coastal Landscape*. Proceedings Fifth International Symposium on GIS and Computer Cartography for Coastal Zone Management - Integrating information in coastal zone management, Genova 16-18 ottobre 2003, pp. 1-7.
- Brandolini P., Nicchia P., Terranova R., 2003. *Litologia applicata nelle costruzioni dei terrazzamenti agrari nei paesaggi dell'Europa meridionale*. Atti del Seminario di Studi "Il paesaggio terrazzato" (a cura di D. Trischitta), Taormina 30-31 maggio, pp. 15-30.
- Brandolini P., Faccini F., Robbiano A., Terranova R., 2004. *Valorizzazione turistica di emergenze geomorfologiche e geominerarie: l'itinerario del Rio Novelli in Val Graveglia (Appennino Ligure)*. Atti del 2° Convegno nazionale "Geologia e Turismo, Opportunità nell'economia del paesaggio". Bologna, 3-4 novembre, pp. 142-144.
- Terranova R., 2004. *I ghiacciai del lago Argentino nelle Ande Patagoniche*. Atti del corso "2002 Anno della Montagna" Montagne: origine, natura, presenza umana. C.A.I., C.R.T.A.M. Liguria e Ass.Ital. Insegnanti di Geografia Sez. Liguria, Betagrafica, Genova, pp.16-21.
- Terranova R., 2004. *Un grande itinerario nelle isole Svalbard*, Club Alpino Italiano, Sezione di Chiavari, Notiziario, 1: 33-37.
- Brandolini P., Faccini F., Nicchia P., Terranova R., 2005. *Dissesti geomorfologici, eventi alluvionali e insedia-*

- menti antropici.: il caso di Tribogna in Val Fontanabuona (Appennino ligure)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, suppl. VII, pp. 69-77.
- Brandolini P., Nicchia P., Renzi L., Terranova R., 2005. *Aspetti metodologici per l'analisi e la valorizzazione ambientale dei versanti terrazzati*. Dal volume finale del Progetto di ricerca cofinanziato realizzato in collaborazione fra le Università di Genova, Torino, Milano, Sassari (Coordinatore nazionale Remo Terranova, Università di Genova), pp. 15-39. Ed Pàtron.
- Terranova R., 2005. *L'abbandono dei versanti montani terrazzati e i dissesti geomorfologici: una grave perdita di valori ambientali di grande pregio*. In Terranova R., Brandolini P., Firpo M. (a cura di), Valorizzazione turistica dello spazio fisico come via alla salvaguardia ambientale, Collana "Geografia e organizzazione dello sviluppo territoriale", Pàtron Editore, Bologna, pp. 129-143.
- Terranova R., Brandolini P., Firpo M., 2005. *Valorizzazione turistica dello spazio fisico come via alla salvaguardia ambientale*, Collana "Geografia e organizzazione dello sviluppo territoriale", Pàtron Editore, Bologna, pp. 402.
- Brandolini P., Lagomarsino R., Nicchia P., Terranova R., 2005. *Recupero e valorizzazione turistica di emergenze geomorfologiche ambientali e storico-culturali nelle aree delle ardesie interessate da attività estrattive*. In Terranova R., Brandolini P., Firpo M. (a cura di), Valorizzazione turistica dello spazio fisico come via alla salvaguardia ambientale, Collana "Geografia e organizzazione dello sviluppo territoriale", Pàtron Editore, Bologna, pp. 41-86.
- Brandolini P., Canepa G., Faccini F., Robbiano A., Terranova R., 2006. *Valutazione dei rischi da esondazione lungo le fasce fluviali del Torrente Aveto (Appennino ligure)*. In scritti per Alberto Di Blasi. Pàtron Ed., Bologna, pp. 281-294.
- Brandolini P., Faccini F., Firpo M., Piccazzo M., Terranova R., 2006. *Caratteri geomorfologici della costa del Golfo Tigullio e del Promontorio di Portofino (Liguria orientale)*. Associazione italiana di Geografia Fisica e Geomorfologia, Assemblea di Chiavari 3-4 ottobre 2006. Guida all'escursione, Brigati G. Ed., Genova, 32 pp.
- Terranova R., Bernini M., Brandolini P., Campobasso S., Faccini F., Renzi L., Vescovi P. e Zanzucchi F., 2006. *Geologia, geomorfologia e Vini nel Parco Nazionale delle Cinque Terre*. Boll. Soc. Geol. It., pp. 115-128.
- Brandolini P., Canepa G., Faccini F., Robbiano A., Terranova R., 2007. *Aspetti geomorfologici nella pianificazione di bacino: il caso delle fasce fluviali del T. Aveto (Appennino ligure)*. Atti II Convegno Nazionale AIGEO "Ambiente geomorfologico e attività dell'uomo: Risorse, Rischi, Impatti", Torino 28-30 marzo, pp. 31-32 (con carta geomorfologica allegata).
- Brandolini P., Canepa G., Faccini F., Robbiano A., Terranova R., 2007. *Geomorphological and geo-environmental features of the Graveglia Valley (Ligurian Apennines)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 30: 99-116 (con carta geomorfologica allegata).
- Brandolini P., Faccini F., Robbiano A., Terranova R., 2007. *Geomorphological hazard and monitoring activity along the western rocky coast of the Portofino promontory (Italy)*. Quaternary International, 171/172: 131-142.
- Faccini F., Terranova R., 2007. *Dinamica geomorfologica della costa alta rocciosa tra Punta Baffe e Punta Monaglia (Liguria orientale)*. Atti II Convegno Nazionale AIGEO "Ambiente geomorfologico e attività dell'uomo: Risorse, Rischi, Impatti", Torino 28-30 marzo, pp. 151-152.
- Brandolini P., Faccini F., Perasso L., Terranova R., 2008. *Valorizzazione geoturistica degli antichi siti estrattivi di ardesia sui monti San Giacomo e Capenardo (Liguria)*. Atti del terzo Congresso Nazionale "Geologia e Turismo, beni geologici e geodiversità", 1-3 marzo, Bologna, pp. 169-176.
- Brandolini P., Faccini F., Renzi L., Robbiano A., Terranova R., Vercellotti D., 2008. *Geodiversità della Val Graveglia (Appennino ligure). Proposte per la valorizzazione turistica e la realizzazione di un Geoparco*. Boll. Soc. Geogr. It., 3: 913-927.
- Brandolini P., Faccini F., Robbiano A., Terranova R., 2008. *Relationship between flood hazards and geomorphology applied to land planning in the upper Aveto Valley (Liguria, Italy)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 31: 73-82.
- Terranova R., 2008. *La storia della ricostruzione di una spiaggia distrutta dalle mareggiate a Lavagna (Liguria)*. Comune di Lavagna, Ed. Brigati G., Genova, 31 pp.
- Brandolini P., Faccini F., Robbiano A., Terranova R., 2009. *Slope instability on rocky coast: a case study of*

- Le Grazie landslide (eastern Liguria, northern Italy)*. Geological Society, London, Special publication, 143-154.
- Terranova R., 2009. *I Suisey magiche pietre dell'Appennino*. Quaderni del Lascito Cuneo, Civica Biblioteca di San Colombano Certenoli (Genova), pp. 19-24.
- Terranova R., 2009. *Le mie giornate nel Massiccio del Pizzo Bernina delle Alpi Retiche*. Club Alpino Italiano, Sezione di Chiavari , Notiziario, 2: 31-33.
- Terranova R., 2010. *Antaridide 1975-76. Storia di una spedizione geologica, alpinistica, subacquea ed esplorativa*. ERGA Edizioni, Genova, 167 pp.
- Terranova R., 2010. *Le ardesie della Liguria : dalla geologia all'arte*. ERGA Edizioni, 224 pp.
- Terranova R., 2011. *Escursioni e campagne geologiche guidate per gli studenti dei Corsi di laurea in Scienze Geologiche, in Scienze Naturali, in Geografia*. ERGA Edizioni, Genova, 147 pp.
- Terranova R., 2011. *I terrazzamenti dei versanti intesi come opere di salvaguardia rispetto alle erosioni e ai dissesti idrogeologici*. In fauna, flora e paesaggi di Liguria, Tutela Ambiente Montana del CAI, pp. 5-11.
- Terranova R., 2012. *Bernina (Alpi Retiche). Itinerari, ricerche, immagini in uno splendido massiccio alpino*. ERGA Edizioni, Genova, 151 pp.
- Terranova R., 2013. *Spedizione geologica italiana nel Tenerè*. ERGA Edizioni, Genova, 46 pp.

Ricordo dell'amico Remo Terranova

Giorgio Zanzucchi

Ex Professore Ordinario del Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Parma
Parco Area delle Scienze, 157/A, 43134, Parma, Italy

Intorno agli anni '70 mi trovavo, solo, tra i monti dell'Aveto, del Ceno e del Taro, per una escursione che allargasse ed ampliasse le mie conoscenze morfologiche e geologiche dell'Appennino ligure-emiliano. Abituato, com'ero, a salire i torrenti del versante padano ed a memorizzare in continuazione "argille scagliose", flysch cretacei e eocenici, ricoperti in discordanza stratigrafica dai sedimenti epiliguri molto bene esposti ed abbondanti nel versante emiliano, mi trovai in un mondo totalmente diverso e meraviglioso per geologia e morfologia.

Prima di tutto quei magnifici boschi che ricoprivano gran parte delle valli, poi affioramenti di ofioliti, molto estesi e con giaciture che risaltavano per la consistenza litologica, la posizione tettonica e la mole notevole che li faceva risaltare anche tra i boschi e che l'erosione quaternaria non era riuscita a ridurre o addirittura a cancellare.

In occasione di una splendida giornata di sole e nitidezza dell'atmosfera, mentre stavo "consumando" qualche rotolo di diapositive, mi ritrovai al rifugio del M. Aiona, seguendo poi l'itinerario che sfiora Pratomollo e che conduce alla famosissima Pria Burghesia, uno degli affioramenti di peridotite più affascinanti e ben esposti.

Armato di carte, zaino e martello mi avvicinai "con rispetto" a questa roccia ottimamente affiorante e facilmente raggiungibile "nonostante la sua venerabile età". La sua bellezza era (ed ancora è) straordinariamente offerta non solamente ai geologi, ma anche ai turisti e clienti del vicino rifugio.

Cominciai a lavorare di lente e martello per studiare da vicino questa interessantissima roccia. Raccolsi anche qualche campione che finì nello zaino. Per meglio orientarmi estrassi la mia bussola (da geologo) e.... meraviglia della natura, l'ago della bussola cambiava direzione ogni volta che passavo vicino ad una frattura della roccia, ma non solo, anche allontanandomi di qualche metro l'ago impazziva indicando la direzione dell'affioramento roccioso e non il nord magnetico. Mentre midivertivo su queste novità, udii, non molto distante, un classico battere di martello!!....che ci sia un altro geologo? Ricominciai a percorrere la parete rocciosa e dopo una prominente protuberanza rocciosa, vidi un giovane signore, armato anch'egli di martello e zaino, che ripeteva quelle operazioni tipiche della ricerca geologica.

Mi avvicinai, lo salutai, mi strinse la mano e mi chiese cosa stessi facendo. Vista la mia "attrezzatura" mi disse: Io sono Remo Terranova dell'Università di Genova, e tu? "io sono Giorgio Zanzucchi di quella di Parma!! Che bella combinazione, dicemmo, ed una pacca sulla spalla diveniva così il primo segno di amicizia. Remo Terranova e Giorgio Zanzucchi iniziarono così un'amicizia ed una collaborazione scientifica che continuò per quasi trent'anni!!

Dopo questa semplice e chiara presentazione ci rifugiammo in una deliziosa ombra che ci permetteva di godere il panorama da M. Aiona al M. Penna e demmo il "via" al nostro frugale pasto, fra tanti discorsi a carattere umano, geologico e morfologico. Ci promettemmo anche di rivederci spesso e alla fine del nostro abbondante pasto, seguito da una bevuta (più caffè) al rifugio di M. Aiona, cominciammo a proporci la possibilità di una collaborazione scientifica su questa grande ed interessante area. Fu così che nel 1982 riu-

scimmo a terminare le nostre lunghe ricerche e pubblicare una grande carta geologica alla scala 1:25.000 che comprendeva tutta la vasta area tra M. Nero e M. Maggiorasca, seguita poi da quella che inquadrava tutta l'area tra M. Penna e M. Aiona, dei colleghi di Parma e Pavia, per chiarire in dettaglio la geologia delle aree confinanti, assai utile per completare la complessa geologia di questa parte di Appennino ligure-emiliano.

L'amico Remo alloggiava a S. Stefano d'Aveto, mentre Giorgio, oltre questa comoda località alloggiava spesso a S. Maria del Taro. Gli incontri erano molto frequenti ed il tempo impiegato molto lungo.

Finalmente l'amico Remo mi convinse, a lavoro ultimato, di seguirlo sulla costa ligure della quale aveva una notevole conoscenza. L'impatto geologico e morfologico, accompagnato da una preparatissima guida, fu per me una scoperta affascinante e per un lungo periodo di vai e vieni tra Parma e Lavagna mi esaltai fino ad accompagnare più volte i miei studenti laureandi del corso di Laurea di Scienze Naturali. Ricordo che l'amico Remo si prestò, in almeno un paio di occasioni, come guida dall'Isola Palmaria e Portovenere fino a S. Fruttuoso e Camogli preparando anche per gli studenti dei semplici, ma chiari, schemi geologici (Fig. 1). In quegli anni Remo Terranova tenne pure due conferenze all'Università di Parma: una sull'Antartide e l'altra sulle Isole Galapagos.

È a seguito di queste gite-escursioni che anche Giorgio si esaltò, continuando a "ficcare il naso" in coste o punte rocciose straordinariamente panoramiche. Non solo ofoliti, dunque, ma una geologia che si collegava con quella appenninica e visibile nelle valli che dall'interno scendono verso il mare. Grazie Remo!

Mi piace a questo punto ricordare come, dopo qualche anno, nascesse una discussione su come doveva essere la costiera ligure durante la glaciazioni, quando il livello del mare era più basso di cento metri e oltre rispetto ad oggi.

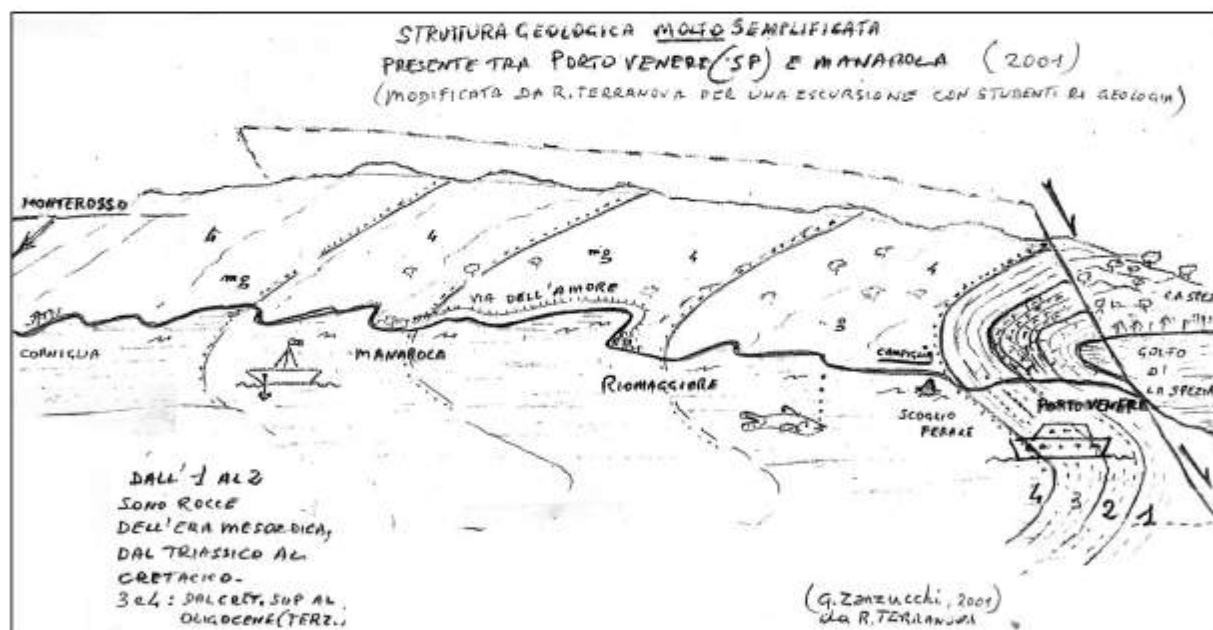


Figura 1 - Schema geologico tra Porto Venere e Monterosso (SP) preparato da Remo Terranova in occasione di un'escursione didattica.

Qui la "geofantasia" doveva per forza lasciare il campo e, per lo meno, basarsi in gran parte sulle curve isobate che in qualche modo potevano ricordare una antica morfologia costiera. erano vane elucubrazioni di appassionati paleomorfologi marini?

Mi piace anche ricordare come nei momenti di riposo (serale) ci sfogassimo con la fantasia per tentare di ricostruire quei lentissimi fenomeni tettonico-sedimentari che portarono a diversificare totalmente la posizione tra le ofoliti in giacitura "primaria" e quelle in giacitura "secondaria": cioè tra le ofoliti della costiera ligure appenninica e quelle della catena di entroterra! Immaginare quelle profondità marine occupate da queste rocce ricoperte dai sedimenti giurassici e cretacei, che lentamente ma sicuramente venivano sollevate,

per colossali e continue spinte da occidente, le loro deformazioni, le intense fratturazioni, ma più ancora gli scollamenti, le disarticolazioni di gran parte di esse, nonché scivolamenti gravitativi anche lentissimi ma accompagnati spesso da gigantesche frane sottomarine (olistostromi) di ben diversa entità, ci occupavano serate accompagnate anche da tentativi di ricostruzioni paleo ambientali oltre che di fantasia, anche grafiche!!.....Il fattore tempo, tuttavia, ci impediva di avere immagini realistiche e convincenti. Molte ore ci occupavano, ma nulla era la loro rappresentazione nel “tempo geologico”, ovviamente! Ci si confortava confrontando i tempi umani così brevi e con tempi geologici assolutamente inimmaginabili!! “Vieni a vedere le nostre ofioliti appenniniche emiliane” dicevo ironicamente... ..e Remo Terranova: “le rivedrò volentieri, ma senza ricostruzioni temporali...” e così scendeva volentieri il versante emiliano. “ma ricordati la promessa di fare una bella camminata su quelle liguri in mia compagnia”; e così molte volte, soli o accompagnati da studenti interessati al problema, si percorrevano meravigliose stradeine o sentieri, non disdegnando qualche piccola “crociera” tra Portovenere ePortofino!! (Fig. 2).



Figura 2 - Fotografia aerea che mostra la caratteristica forma del promontorio di Portofino (si ringrazia per l'immagine la Blom CGR S.p.A di Parma).

Ricorderò ancora una breve escursione in

Val Fontanabuona (T. Lavagna) guidata da Remo Terranova per colleghi geologi che arrivavano dalla Svizzera per un Tour geologico in Italia. Remo, d'accordo con i cavaatori d'ardesia nella stessa valle, fece stupire gli svizzeri quando nella cava due gentili operai riuscirono a staccare grandi lastroni di ardesia per farne il piano naturale di due o tre bigliardi! La meraviglia fu grande sia per l'operazione perfetta che per la sua presentazione della struttura geologica della valle.

Lo ricorderò sempre per la sua capacità organizzativa e la sua sincera amicizia. Amicizia, anche familiare, che durò fino alla sua scomparsa e iniziata negli anni '70.

Ringraziamenti

Un vivo grazie ad Alessandro Chelli, amico e collega del Dipartimento, per la sua fattiva collaborazione.

Il ruolo della gravità nell'evoluzione geomorfologica di un'area di falesia: il caso del Monte Conero (Mare Adriatico, Italia centrale)

Domenico Aringoli¹, Bernardino Gentili², Marco Materazzi¹, Gilberto Pambianchi¹, Piero Farabollini¹

¹Scuola di Scienze e Tecnologie, Università di Camerino

²Scuola di Architettura e Design, Università di Camerino

Riassunto

La costa del Monte Conero (Adriatico centrale, Regione Marche) è caratterizzata per lo più da una falesia attiva, la cui morfologia è strettamente legata alle caratteristiche litologiche e strutturali del substrato roccioso: dove l'erosione marina è tuttora attiva, i versanti si presentano generalmente più acclivi nella parte immediatamente prospiciente la costa; nella parte superiore, invece, il versante presenta forme più dolci in quanto l'originaria falesia è stata rimodellata da processi fluvio-denudazionali. Il tratto centrale della costa (area di Portonovo) è caratterizzato da un'elevata falesia inattiva.

Il presente lavoro riguarda l'analisi geomorfologica generale dell'intero settore costiero concentrando, però, l'attenzione sulla genesi della spiaggia antistante all'appena citato tratto inattivo della falesia, la cui estensione verso mare è ragguardevole, tanto da configurarne una forma di "promontorio". Il fondale mostra una evidente convessità rispetto all'andamento circa regolare (o probabilmente concavo) del tratto di piattaforma continentale. Tali forme sono condizionate in modo decisivo dalla presenza di accumuli di grandi frane, quindi anche sommersi, che hanno contribuito enormemente all'evoluzione dell'antica falesia viva. Più a sud-est, l'accumulo di un altro importante fenomeno franoso modifica, in modo meno vistoso, la geometria del fondale ma non della linea di riva.

Nei settori settentrionale e meridionale della costa la spiaggia è del tutto assente o si riduce ad una stretta cimosa ed il fondale non presenta forme associabili alla presenza di accumuli di frana, anche se la falesia è interessata da importanti movimenti di massa.

Il presente lavoro tende a definire i probabili processi geomorfologici responsabili della genesi del "promontorio", che vengono individuati nell'attivazione di fenomeni franosi antichi e recenti, e di comprenderne le ragioni più probabili che hanno impedito alla dinamica marina di eroderli.

Parole chiave: falesia, geomorfologia costiera, fenomeni franosi, pericolosità, Adriatico centrale, Italia.

Abstract

The Mount Conero coastline (central Adriatic, Marche Region) is characterized mostly by an active cliff, whose morphology is closely related to lithologic and structural characteristics of bedrock. Where marine erosion is still active, slopes are generally steeper close to the coast; in the upper part, however, slopes are smoother as the original cliff has been remodeled by fluvial-denudational processes. The central portion of the coast (the area of Portonovo) is characterized by an inactive high cliff.

The present work deals about a general geomorphological analysis of the whole coastal sector, focusing on the genesis of the beach located in front of the above mentioned inactive cliff; due to its considerable extension towards the sea, the cliff can be considered as a headland. The sea bottom shows a clear convexity with respect the almost regular

(or possibly concave) portion of the continental shelf. These landforms are strongly influenced by the presence of landslide deposits which have originally affected the ancient active cliff. A little south-east, another huge landslide deposit weakly modifies the sea bottom geometry, but not the shoreline.

In the northern and southern sectors of the coast the beach is absent or very narrow and the sea bottom shows no landforms associated with the presence of landslide accumulations, even though the cliff is affected by important mass movements.

This work aims at define (or, rather, to hypothesize) possible geomorphological processes responsible for the genesis of the headland (recognized in the activation of old and recent landslides), and at understand the most likely causes which prevented marine dynamics from eroding such deposits, up to restore the beach to its original straight shape.

Keywords: sea-cliff, coastal geomorphology, mass movements, landslide hazard, central Adriatic, Italy.

Introduzione e studi precedenti

Con il termine di "falesia viva" si identifica generalmente una costa alta rocciosa con pareti direttamente od indirettamente interessate dall'azione erosiva del moto ondoso a cui si contrappone il termine di "falesia morta" quando, pur permanendo i dislivelli e la morfologia, vengono meno i meccanismi erosivi sopradescritti (Cortemiglia, 1995). La genesi di una falesia è essenzialmente legata alla combinazione dei processi tettonici con i meccanismi tettono-eustatici o glacio-eustatici che regolano le oscillazioni del livello marino. Allo stesso modo anche l'evoluzione di questa tipologia di coste è il risultato di interazioni, prima a scala regionale e poi a scala locale, tra l'assetto geologico (in senso lato) e i processi morfo-evolutivi.

Nel Mediterraneo il modellamento delle coste alte rocciose è notoriamente il prodotto fra processi geodinamici legati alla costruzione della catena alpina e appenninica (Faccenna et al., 2004, Carminati et al., 2012 e bibliografia annessa ai lavori.), le oscillazioni eustatiche del livello del mare (Lambeck and Purcell, 2005 e bibliografia annessa ai lavori) e gli effetti dei cambiamenti climatici a scala globale cui sono legati fenomeni meteorologici estremi (Giorgi, 2006; Lionello et al., 2006; Trigo et al., 2006; Sabatier et al., 2012). Localmente si risentono anche gli impatti conseguenti all'intensa antropizzazione.

Tra i processi di modellamento, quelli legati alla morfogenesi gravitativa sono sicuramente i più "spettacolari" (intesi come rapidità ed entità delle modificazioni prodotte) e rappresentano una costante in un'area tettonicamente e climaticamente attiva come il Mediterraneo. Tra l'altro, a seguito degli eventi catastrofici che hanno colpito l'Oceano Indiano nel 2004, molta attenzione è stata anche rivolta alla comprensione dei fenomeni erosivi generati da onde anomale di tsunami come conseguenza di frane costiere o sottomarine (Edwards, 2005). In Italia, degli oltre 8.000 km di coste quasi il 40% è rappresentato da coste alte (Fig. 1a). Le oltre 3400 frane costiere individuate nell'ambito del Progetto IFFI – Inventario dei Fenomeni Fransosi in Italia (ISPRA-APAT, 2007), sono distribuite prevalentemente in corrispondenza dei settori a costa alta, ad eccezione di tratti della costa adriatica dove numerosi fenomeni interessano vere e proprie falesie, abbandonate di retro-spiaggia, o rilievi dolcemente degradanti verso il mare (Fig. 1b). Le tipologie di dissesto maggiormente rappresentate sono quelle relative a crolli/ribaltamenti, cui seguono gli scorrimenti rotazionali e traslativi e le frane complesse. Anche in questo caso le tipologie di movimento maggiormente diffuse sono gli scivolamenti rotazionali e traslativi, i crolli e le frane complesse (Cancelli et al., 1984; D'Alessandro et al., 2001; ISPRA, 2007; Iadanza et al., 2009). Ultimi, ma non meno importanti, sono infine i casi studiati di deformazione gravitativa profonda lungo le coste italiane; seppur in numero minore (e molti di questi segnalati in Adriatico) costituiscono condizioni di elevata pericolosità per le infrastrutture e per le aree costiere in generale (Coltorti et al., 1985; Crescenti et al., 1986; Guerricchio e Melidoro, 1996; Centamore et al., 1997; Aringoli et al., 2002; Carbognin e Tosi, 2002; Fiorillo, 2003; Aringoli et al., 2010a, 2013).

Tutti questi fenomeni creano, o hanno creato, interferenze con la dinamica marina, interferenze che sono tuttavia per lo più temporanee, dal momento che i loro prodotti (gli accumuli di frana) vengono in tempi diversi, ma sistematicamente, rimossi o rimodellati dall'azione del moto ondoso e delle correnti. Molto rari e finora mai segnalati in Adriatico sono i casi in cui grandi frane o deformazioni gravitative verificatesi lungo la fascia costiera abbiano modificato in modo significativo e permanente il fondale o la linea di riva, interferendo di conseguenza anche con i processi tipicamente marini.

Sulla sponda italiana dell'Adriatico centro-meridionale, di cui l'area di studio rappresenta un brevissimo tratto, le terre emerse si raccordano al mare, per lo più, tramite piane sabbioso-ciottolose di larghezza etto-

metrica e chilometrica; lo spessore dei depositi è generalmente compreso tra 10 e 20 m fino a raggiungere i 30-50 m in corrispondenza delle foci dei maggiori corsi d'acqua. La loro genesi, cronologicamente collocata nell'Olocene recente, è prevalentemente associata al cospicuo trasporto solido fluviale ed al successivo smistamento lungo costa dei materiali operato dai moti del mare. I principali fattori di controllo di tale intensa evoluzione vengono individuati nell'occupazione agricola dei versanti e nelle fluttuazioni climatiche del periodo (Gentili e Pambianchi, 1987; Coltorti et al., 1991; Materazzi et alii, 2010).

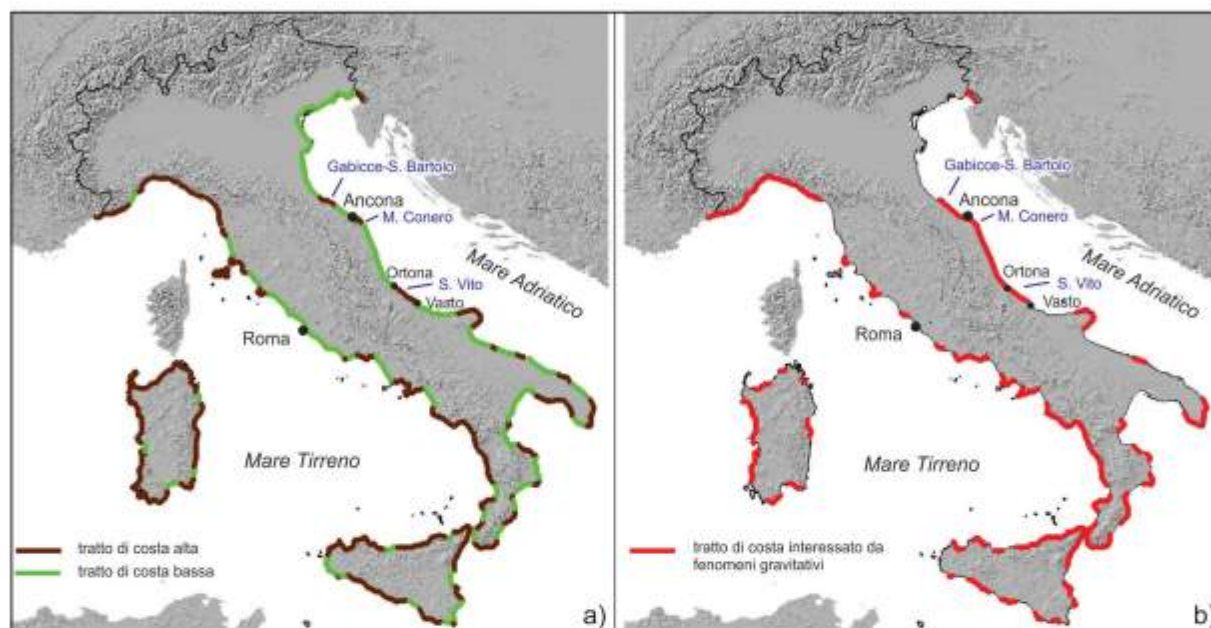


Figura 1 - a) Coste alte e coste basse in Italia; b) Tratti di costa interessati da movimenti gravitativi (modif. da ISPRA-APAT, 2007).



Figura 2 - Veduta aerea 3D del tratto di costa oggetto di studio (da GoogleEarth, modificato).

Le piane sono delimitate verso monte da pendii ad acclività variabile (fino a sub-verticali) scolpiti nel substrato geologico. Si tratta di falesie inattive che conservano ancora gli specifici elementi geomorfologici

(lungo i litorali di Pesaro, Pedaso, Ortona, Fossacesia, Vasto). Di norma le stesse originarie forme sono state rimodellate anche fortemente da processi fluvio-denudazionali (movimenti di massa ed erosione idrica). Più raramente il raccordo terra-mare è marcato da falesie attive o quiescenti, scolpite nei litotipi calcareo-marnoso-arenacei (Monte Conero, San Bartolo, Gabicce) e, per più brevi tratti, su orizzonti sabbioso-conglomeratici soprastanti alle argille sommerse del ciclo regressivo pleistocenico (nord di Ortona, area di S. Vito Chietino, nord di Vasto).

Assetto geologico

La serie stratigrafica del Conero corrisponde a quella dell'Appennino umbro-marchigiano: il nucleo centrale del promontorio (Fig. 2) è costituito da una successione di formazioni carbonatiche che vanno dal Cretaceo (Maiolica, Marne a Fucoidi e Scaglia Bianca), all'Eocene (Scaglia Rossa, ivi compreso il livello guida Marchesini, calcarenitico), a cui fanno seguito le formazioni calcareo-marnose e marnose dell'Oligocene (Scaglia Cinerea), del Miocene (Bisciario e Schlier) e le litologie marnoso-arenacee e argillose più recenti del Pliocene inferiore/medio e del Pleistocene inferiore (Fig. 3). Al di sopra di questi litotipi sono evidenti estese coperture detritiche, alluvionali ed eluvio-colluviali quaternarie.

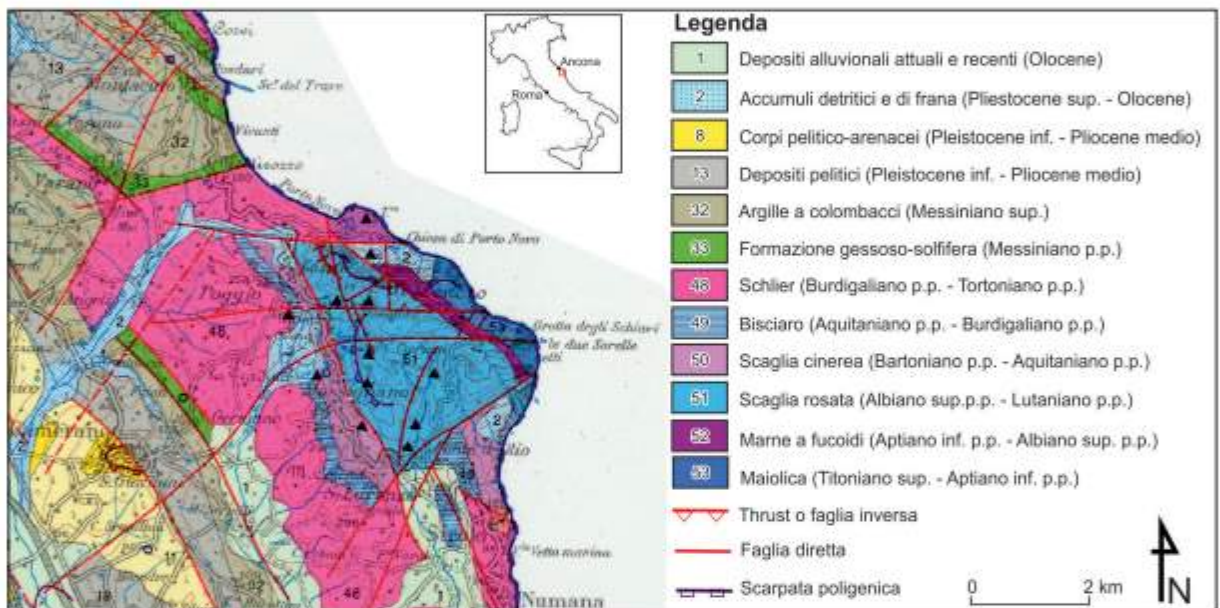


Figura 3 - Stralcio della carta geologica 1:100.000 tratta da "L'ambiente fisico delle Marche" (AA.VV., 1991, modificato).

Dal punto di vista strutturale, il rilievo del Monte Conero consiste essenzialmente in un'anticlinale ad asse circa appenninico; è interessata da faglie e fratture ad andamento oltre che appenninico, anche antiappenninico e E-W. Tale assetto, che è attribuibile a più fasi tettoniche (di seguito brevemente descritte), ha portato all'affioramento dei terreni mesozoico-paleogenici nel nucleo centrale e più elevato, i quali risultano bordati a nord e a sud da faglie ad alto angolo, trasversali rispetto alla struttura plicativa principale. Verso sud, l'anticlinale del Monte Conero si presenta come una macropiegia da inclinata a rovesciata, con vergenza orientale e superficie assiale immergente a WSW. Il fianco occidentale di tale struttura presenta deboli immersioni verso WSW, mentre il fianco orientale è sub-verticale.

Spostandoci verso nord, faglie antiappenniniche separano tale principale struttura da altre pieghe e sovrascorrimenti minori, che vedono il susseguirsi da ovest verso est di una piega anticlinale e una sinclinale, anch'esse interessate da motivi disgiuntivi minori a prevalente andamento NW-SE.

Le discontinuità sopra menzionate, escludendo i sovrascorrimenti, hanno in genere deboli rigetti; le principali hanno carattere inverso e/o trascorrente ed è importante ricordare quella E-W che corre lungo il Fosso Fontanaccia (ad ovest di Portonovo) e quelle circa N-S o NE-SW che hanno guidato i maggiori approfondimenti.

dimenti vallivi. Talora, le faglie separano i termini prevalentemente calcarei (più a sud) dai litotipi miocenici (dallo Schlier fino alle marne e sabbie del Pliocene inferiore, più a nord); questi ultimi sono coinvolti in una serie di pieghe e sovrascorrimenti minori, a vergenza nordorientale. Inoltre, è il caso di ricordare che le discontinuità antiappenniniche NE-SO ben si allineano con i fasci ipocentrali registrati durante la crisi sismica del 1973-76 (Crescenti et al., 1977).

In generale, l'evoluzione tettonica dell'area è data da tre fasi principali: una fase compressiva, di età medio pliocenica, responsabile delle strutture maggiori; una fase di subsidenza, di età compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene basale, che riporta condizioni di sedimentazione marina in parte dell'area esaminata; una fase di sollevamento che inizia probabilmente nel Pleistocene inferiore e che, con più eventi, porta all'emersione di tutta l'area anconetana.

L'attività tettonica recente, che ha interessato la dorsale del Conero a partire dal Pleistocene inferiore (Coltorti et al., 1987; Cello e Coppola, 1989), ha modificato l'originaria giacitura dei terreni generando inoltre fratture e faglie, per lo più di modesto rigetto. Tali elementi tettonici, nel corso del sollevamento, hanno guidato il modellamento del rilievo, anche in relazione alle diverse condizioni climatiche ed hanno fortemente condizionato l'evoluzione della dorsale soprattutto da parte dell'azione erosiva del mare e della gravità.

Assetto geomorfologico

Il rilievo del Monte Conero, con i suoi 572 m di altitudine, rappresenta la cima più elevata dell'area. Vi affiorano infatti le rocce più resistenti all'erosione che si è manifestata tramite incisioni lineari, grazie alla presenza di discontinuità di diverso carattere e tipologia, le quali hanno fortemente condizionato e guidato l'approfondimento delle rete idrografica. Le acque correnti superficiali hanno operato il modellamento del rilievo prevalentemente nella sua porzione sud-occidentale, mentre in quella opposta, l'azione erosiva del mare e la gravità hanno prevalso. Fattori che, combinandosi a seconda dal locale assetto lito-strutturale, hanno dato luogo a versanti diversamente acclivi e a tipiche forme di erosione selettiva, ove è presente un rilevante contrasto di competenza.

In particolare, appare netto il contrasto tra le scarpate strutturali ubicate in corrispondenza degli affioramenti più resistenti quali i calcari (come nell'area di Portonovo), ed i versanti più dolci modellati nei terreni a prevalente componente marnoso-argillosa (come nell'area immediatamente a nord).

La costa del Conero presenta un assetto geomorfologico piuttosto articolato (Fig. 2). Dall'abitato di Ancona fino al nucleo abitato di Portonovo il raccordo terra-mare è marcato da una falesia attiva modellata nel substrato geologico; la sua altezza va da oltre 200 m fino a circa 130-150 m. Poco a monte di Portonovo, intorno a queste ultime quote, si rileva il bordo di una superficie di spianamento che limita superiormente la falesia; il tratto settentrionale di tale bordo è caratterizzato da pendio sub-verticale. La spiaggia in alcuni punti è del tutto assente (tratto Ancona-Monte dei Corvi) o è limitata ad una strettissima cimoso periodicamente sommersa in occasione di moti ondosi più intensi della norma (Mezzavalle). Il fondale antistante degrada regolarmente con isobate ad andamento circa parallelo alla direzione della linea di riva; la pendenza varia dal 3% all'1% circa nella spiaggia di Mezzavalle. Tale regolarità del fondale si interrompe solo in corrispondenza del Trave per la presenza di un banco roccioso calcarenitico (Fig. 4). Nel settore più a sud, intorno agli Scogli delle Due Sorelle, il fondale degrada più rapidamente, con pendenze prossime al 10%, fortemente condizionato dall'inclinazione degli strati.

Ancora più a sud, prima di arrivare all'abitato di Sirolo, la falesia risulta perlopiù morta, in quanto isolata dal mare da una fascia costiera, larga circa 30 m e costituita dalla coalescenza di accumuli di frana la cui tessitura arriva fino a grandi blocchi (San Michele).

L'elemento geomorfologico saliente della costa del Conero è però rappresentato dal suo settore centrale (area circostante Portonovo), dove l'antica falesia non è più riconoscibile nei suoi specifici elementi distintivi in quanto vistosamente rimodellata da più fenomeni franosi, tutti di dimensioni ragguardevoli, anche se i volumi mobilizzati sono marcatamente differenti. I loro accumuli hanno, a loro volta, modificato altrettanto vistosamente la linea di riva rispetto al suo originario andamento pressoché rettilineo (Fig. 5).

L'analisi geomorfologica di dettaglio dell'intera area ha permesso di riconoscere più tratti con caratteri omogenei per la tipologia del substrato roccioso e per gli aspetti geomorfologici: *tratto 1*, Monte Corvi - Portonovo; *tratto 2*, Portonovo - Scoglio della Vela; *tratto 3*, Scoglio della Vela - Scogli delle Due Sorelle; *tratto 4*, Scogli delle Due Sorelle - Sirolo (Fig. 2).



Figura 4 - Veduta della falesia modellata nel versante sovrastante la spiaggia di Mezzavalle e lo Scoglio del Trave.



Figura 5 - Panoramica da Nord del Monte Conero e della spiaggia di Portonovo (foto G. Brunelli).

Tratto 1.

Vi affiorano i litotipi terrigeni prevalentemente pelitici: le argille marnoso-siltose (Miocene Sup.), la Formazione a Colombacci data da marne argillose con livelli conglomeratici (Miocene Sup.), il caratteristico orizzonte del Trave, cioè un livello arenaceo-calcarenitico fortemente cementato (Miocene Sup.) e le litofacies pelitiche e pelitico-sabbiose del Pliocene Inferiore. Le diverse unità lito-stratigrafiche risultano piegate secondo una struttura a sinclinale, il cui fianco nordorientale viene tagliato dalla linea di riva, con strati da molto a mediamente inclinati e giaciture secondo un generico traversopoggio. Sono presenti intensi processi di erosione areale e concentrata, che dissecano l'intera scarpata conferendo ad essa un aspetto pseudo-calanchivo, con fenomeni di erosione accelerata e frequenti fenomeni franosi di tipo colamento che raggiungono sempre la linea di riva per essere poi smantellati in occasione delle mareggiate più intense (spiaggia di Mezzavalle, Fig.4).

Tratto 2

Da Portonovo allo Scoglio della Vela il paesaggio fisico mostra la maggiore energia di rilievo che ha favorito l'attivazione dei fenomeni gravitativi più ampi e significativi di tutta l'area; a Portonovo la falesia presenta una altezza valutabile intorno ai 350 m, con un massimo superiore ai 420 metri (Fig. 5).

In quest'area affiora diffusamente la Scaglia Rosata, appartenente al fianco nord-orientale di una accentuata e asimmetrica piega anticlinale, che in corrispondenza della costa presenta strati notevolmente inclinati, per lo più secondo un franapoggio obliquo. Il nucleo di questa piega è costituito dalla più antica formazione calcarea della Maiolica. Come in altre aree di falesia nell'area marchigiana, anche qui si può ipotizzare la presenza di sovrascorrimenti in mare e i fronti costituiti dalla falesia spesso sono interessati da faglie dirette variamente estese. Lungo queste discontinuità e lungo i livelli marnosi della successione, si realizzano spesso estesi fenomeni gravitativi.

I versanti di questo settore, oltre ad essere interessati da notevoli accumuli di frana, presentano anche spesse falde detritiche per lo più a tessitura grossolana.

In questo tratto costiero, oltre all'imponente fenomeno franoso di Portonovo, che di seguito verrà descritto, è presente un **significativo scorrimento-colamento situato poco ad est, tra la Chiesa di Santa Maria e lo Scoglio della Vela**; inoltre, in tutta l'area le pareti rocciose risultano incise da brevi e ripidi canali, frequentemente soggetti a fenomeni di *debris-flows*, soprattutto durante i periodi di intense precipitazioni.

Tratto 3

Il territorio compreso tra lo Scoglio della Vela e gli scogli delle Due Sorelle mostra pendenze e dislivelli molto elevati; vi affiorano le unità litostratigrafiche del complesso



Figura 6 - Il tratto di falesia sovrastante gli Scogli delle Due Sorelle interessato da evidenti fenomeni gravitativi (da Fruzzetti et al., 2011).

Due Sorelle mostra pendenze e dislivelli mol- delle Scaglie (Scaglia bianca e Scaglia rosata) e della Maiolica, fortemente inclinate verso mare o sub-verticali, che formano il fianco nord-orientale della piega anticlinale sopra descritta. L'ammasso roccioso è interessato da motivi disgiuntivi ad andamento circa E-W, caratterizzati da deboli dislocazioni. In questo tratto di costa si osservano estesi fenomeni di scorrimento traslativo (*s.l.*), come quello che ha originato gli scogli "Le Due Sorelle", guidati dall'assetto giaciturale e dalle discontinuità tettoniche E-W. Gli scorrimenti traslativi suddetti si sono realizzati sul membro marnoso delle Marne a Fucoidi, asportando questo e le sovrastanti Scaglie, fino a portare in affioramento la formazione della Maiolica (Fig. 6).

Tratto 4

Il quarto tratto è quello meno acclive e comprende la spiaggia di San Michele di Sirolo (nota come Sassi Neri). Il versante è modellato quasi interamente nelle marne calcaree della Scaglia cinerea, anche se nella

parte superiore e verso Sirolo sono rilevabili affioramenti calcareo-marnosi e marnosi delle formazioni del Bisciario e dello Schlier. Le giaciture di detti litotipi spesso sono difficilmente rilevabili a causa di diffusi accumuli di frana, tuttavia l'assetto generale passa dal franapoggio al traversopoggio. In questo tratto di costa, analogamente al *tratto 1* (Mezzavalle), si manifestano movimenti gravitativi frequenti, anche se di modesta entità, in occasione di eventi sismici o meteorici estremi. Queste riattivazioni vanno ad interessare spiagge di forte attrazioni turistica (Fig.7).



Figura 7 - Sirolo (S. Michele), fenomeno di crollo attivato dall'evento sismico dell'agosto 2013 (foto Corriere Adriatico).

La falesia è troncata da una superficie di spianamento posta alla quota di circa 120 m s.l.m., sulla quale sorge il centro abitato di Sirolo, di origini medievali, che "poggia" sulla formazione dello Schlier, la cui disposizione spaziale media degli strati è circa sub-orizzontale. Si tratta di un centro abitato affetto da lenti fenomeni deformativi di tipo *block slides*, che sul versante verso mare danno luogo a prevalenti ribaltamenti e crolli di diedri di dimensioni metriche. Le cause dell'instabilità del pendio vengono individuate nell'assetto stratigrafico dei litotipi e nella intensa fatturazione tettonica degli stessi, favorevoli al rilassamento dell'ammasso roccioso e quindi all'attivazione dei movimenti di massa (Dramis et alii, 1988; Angeli et alii, 1990).

La dinamica geomorfologica della falesia del Conero

Del settore di costa alta dell'Adriatico oggetto del presente lavoro, sono stati appena descritti gli elementi salienti dei singoli tratti riconosciuti su base geologico-geomorfologica. Di seguito ne vengono invece trattati gli aspetti evolutivi di maggiore dettaglio, soprattutto in rapporto alla morfogenesi gravitativa che è risultata essere un importante (se non il fondamentale) fattore di controllo dell'attuale configurazione della spiaggia e della linea di riva.

A partire da nord, il primo tratto di costa esaminato è quello compreso tra le località Monte dei Corvi (232 m s.l.m.) e Portonovo, la cui configurazione planimetrica è quella di una blanda baia. Sui versanti si rilevano dislivelli variabili da 130 ad oltre 200 m, con pendenze medie di circa 40°; al piede dei pendii si rinvergono esigui depositi continentali e di spiaggia che raramente raggiungono i 50 m di larghezza.

Il substrato geologico prevalentemente pelitico è continuamente modellato da fenomeni franosi di tipo colamento e, in subordine, scorrimento; anche l'erosione idrica svolge un ruolo significativo, ma secondario. I depositi, ancorché a tessitura fine, riescono a produrre alla base del versante una spiaggia sabbiosa di ampiezza variabile nel tempo, comunque limitata. Il moto ondoso, infatti, per l'effetto di "protezione" operato dalla baia e dallo Scoglio del Trave (che limita le prevalenti correnti da nord), non riesce a smistare completamente i materiali forniti dalla dinamica di versante. E' questa la spiaggia di Mezzavalle, che sia dal punto di vista escursionistico che balneare ha numerosi visitatori.

A partire da Portonovo e fino allo Scoglio della Vela, il repentino cambiamento della litologia del substrato geologico ha determinato pendii nettamente più acclivi e molto resistenti all'erosione. Si è in presenza di rocce calcaree che consentono ai versanti di raggiungere con frequenza pendenze di 40°- 60° fino a pareti sub-verticali; l'energia di rilievo in diversi punti supera i 400 m e raggiunge i 572 m alla cima del Monte Conero. Lungo questo tratto di costa sono presenti i fenomeni gravitativi maggiori, che hanno coinvolto e coinvol-

gono un notevole spessore del substrato geologico modellato essenzialmente nelle formazioni della Scaglia bianca e rosata. L'aspetto del versante risulta notevolmente articolato e nella parte inferiore è rilevabile la coalescenza degli accumuli di diversi fenomeni franosi avvenuti in epoche differenti.

Il tratto successivo (3), tra lo Scoglio della Vela e gli Scogli delle Due Sorelle, presenta notevoli pendenze analogamente al precedente. Le formazioni affioranti sono costituite dalla Maiolica alla base e superiormente dalle Marne a Fucoidi e dal complesso delle Scaglie. In quest'area, la formazione della Maiolica, più resistente, costituisce la porzione più avanzata del promontorio, qui infatti l'esposizione al moto ondoso non permette la formazione di depositi di spiaggia degni di rilievo. L'evoluzione di questo tratto è caratterizzata prevalentemente da fenomeni gravitativi anche di grandi dimensioni i cui accumuli sono stati e vengono completamente asportati.

L'ultimo tratto (Scogli delle Due Sorelle – Sirolo) è caratterizzato da un versante modellato nei terreni più erodibili delle formazioni oligo-mioceniche. Questa falesia presenta dislivelli minori rispetto al tratto precedente, è caratterizzata da fenomeni gravitativi di diversa estensione e tipologia, e presenta al piede depositi di spiaggia larghi fino a 50 metri.

La costa bassa di Portonovo e la grande frana

Nella porzione centrale della costa del Conero, proprio in corrispondenza dei massimi valori dell'energia del rilievo, si rileva un evidente tratto di costa bassa, dalla forma di "promontorio", compreso fra tratti di costa più alta (Fig. 5). Questo è costruito, però, non dai già citati sedimenti sabbioso-ciottolosi (come di norma), ma da un esteso accumulo di materiali a prevalente tessitura grossolana (ciottoli, blocchi e massi).

La superficie topografica, compresa tra 0 e 20 m s.l.m., presenta depressioni e contropendenze associabili a probabili assestamenti/riattivazioni gravitative dell'originario accumulo. Le due depressioni principali sono occupate da specchi d'acqua: il Lago Profondo e il Lago Grande, tra l'altro oasi naturalistiche degne di nota. Attualmente il "fronte" dell'accumulo, corrispondente all'isobata 10 m, è ubicato a circa 500 m di distanza dal piede del versante orientale del Monte Conero, dove era collocata verosimilmente l'originaria "falesia viva", con un volume stimato di almeno 1,4 Mm³. L'assetto morfologico del "promontorio" trova riscontro nel retrostante versante, dove il volume mancante è di circa 39,6 Mm³; il volume mobilizzato dal fenomeno franoso è tuttavia più grande, visto che il programma utilizzato per il calcolo non tiene conto del materiale franato ancora presente sul versante e soprattutto alla sua base.



Figura 8 - Parte del versante nord del Monte Conero, dal quale ha avuto origine il grande fenomeno franoso di Portonovo.

La dinamica che ha dato origine all'esteso fenomeno gravitativo è riconducibile ad una tipologia alquanto complessa, anche se la giacitura a franapoggio degli strati, riconoscibili sia alla testata che lungo la scarpata laterale della frana, permette di evidenziarne una predominante componente traslativa.

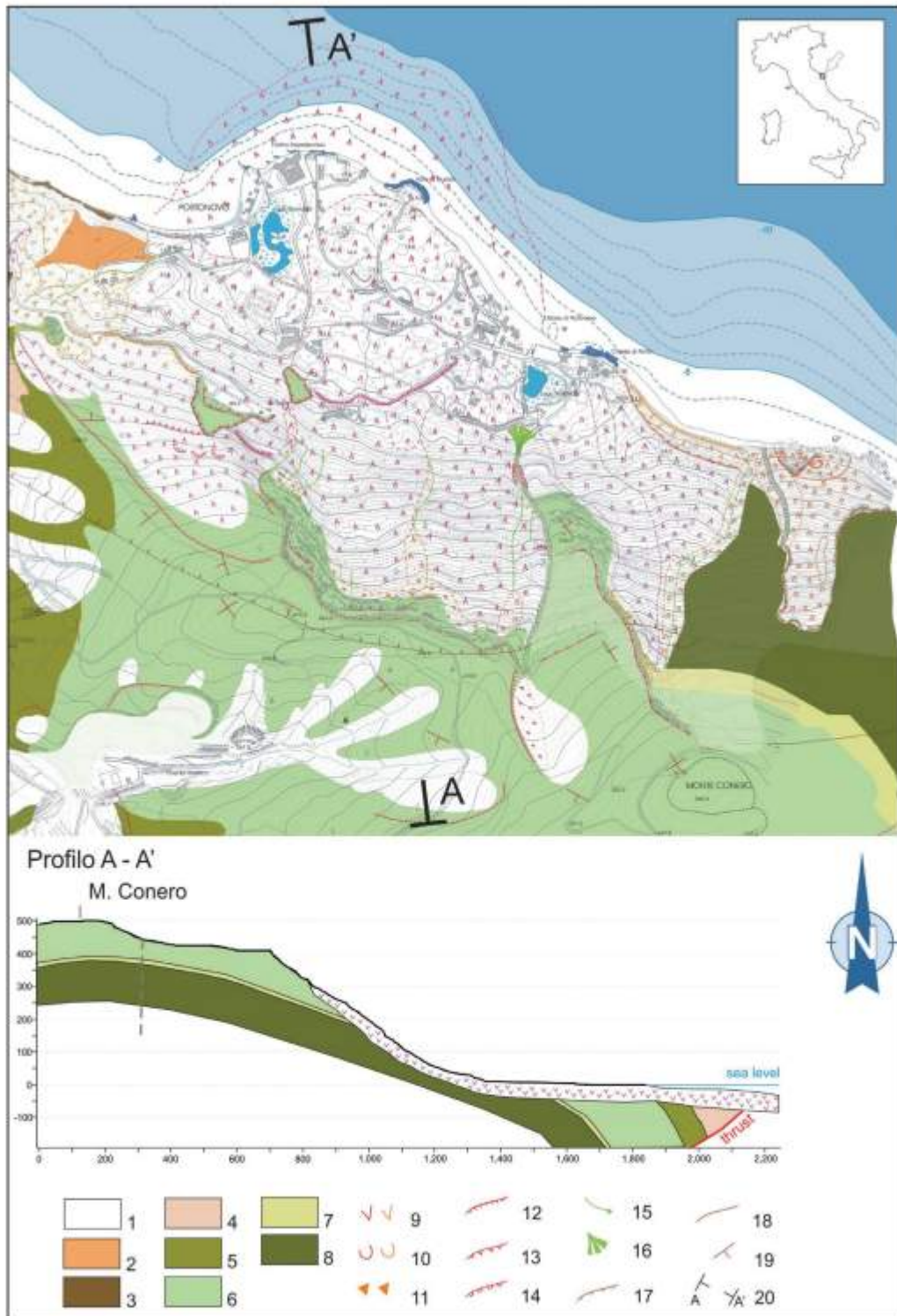


Figura 9 - Carta geologico-geomorfologica dell'area di Portonovo: 1) depositi di versante; 2) Schlier; 3) Bisciaro; 4) Scaglia cinerea; 5) Scaglia variegata; 6) Scaglia rosata; 7) Marne a fucoidi; 8) Maiolica; - 9-11) accumuli di frana di tipo scorrimento, colamento, crollo; 12-14) gradini di frana, corone di distacco e scarpate di degradazione; in rosso le forme attive e in arancio le quiescenti; 15-16) forme di ruscellamento concentrato e conoidi alluvionali; 17-18) faglie e discontinuità principali; 19) giaciture degli strati; 20) sezione geologica schematica (da Farabollini e Tarli, 2002, modificato).

Localmente, la presenza di *trench* paralleli alla costa con tratti in contropendenza e senza scorrimento idrico in superficie, permette di ipotizzare anche una parziale evoluzione roto-traslativa di una parte del corpo di frana. A monte, la presenza di scarpate di notevole altezza fortemente disarticolate dalla fratturazione e dalla fagliazione, trincee ed avvallamenti, evidenziano una zona fortemente deformata (Fig. 8). Sono evidenti fenomeni di crollo con conseguente arretramento della stessa, facilitato oltremodo dalla forte tettonizzazione. Il limite occidentale del corpo di frana non è chiaramente individuabile a causa dell'interazione con altri processi gravitativi più recenti, tuttavia nella parte alta a luoghi sono individuabili strati caoticizzati a contatto con strati circa verticali riconducibili ad un substrato integro (Coltorti et al., 1987). Il limite orientale si presenta abbastanza netto nella parte alta e delimitato da uno sperone roccioso, mentre al piede si riscontra la coalescenza con altri corpi di frana (Fig. 9).

Visto che le caratteristiche geologiche e geomorfologiche illustrate per il Monte Conero sono del tutto simili a quelle che ricorrono sistematicamente in corrispondenza dei pendii calcarei dei fronti di sovrascorrimento della catena dell'Appennino centrale, e tenuto anche conto che le cinematiche gravitative ricorrenti nell'area di studio sono del tutto simili a quelle già note per la catena, si può affermare che le cause principali di tali complessi movimenti di massa siano da ricercare: nella presenza di masse rocciose calcaree sovrapposte a livelli marnoso-argillosi disposti a franapoggio; nell'intensa fratturazione subita dai corpi rocciosi, piegati ed accavallati durante la messa in posto delle strutture compressive; nel sollevamento e nella tettonica estensionale pleistocenica che, oltre ad aver generato elevati valori dell'energia di rilievo, hanno dislocato le strutture compressive; nei significativi incrementi della gravità connessi alla frequente ed intensa sismicità sia del settore di catena che dell'area anconetana (Baratta, 1901; Boschi et al., 1995; Dramis *et alii*, 1995; Aringoli et al., 2010b).

Riguardo a quest'ultimo aspetto, infatti, nell'area investigata gli studi storici testimoniano di un importante fenomeno franoso (posto poco ad est di quello di Portonovo) attivato dall'evento sismico del 558 d.C., sul cui accumulo sarebbe stata edificata la chiesa romanica di Santa Maria di Portonovo (1034-1048) con l'annesso convento, terminato nel 1070. Un successivo evento sismico, avvenuto nel 1269 d.C., è stato responsabile invece di un fenomeno franoso che ha distrutto il convento.

Infine, occorre evidenziare che per l'area di studio ricorre un ulteriore e fondamentale fattore favorevole all'attivazione e controllo evolutivo dei movimenti di massa: l'oscillazione del livello marino. A tale fenomeno si associano significative modificazioni della circolazione idrica sotterranea con conseguente incremento del carico idraulico e contestuale decadimento dei parametri geotecnici dei litotipi. Particolarmente significativa dovrebbe essere risultata la forte risalita pleistocenico-olocenica del livello del mare, ma anche, e soprattutto, la trasgressione flandriana (circa 6.000 anni B.P.) che ha elevato il livello del mare anche di oltre 2 m rispetto all'attuale (Lamb, 1982; Lambeck et al., 2004; Antonioli et al., 2007).

Ragionevolmente si può ritenere che in quest'ultimo contesto geo-ambientale si sia attivato un primo grande scorrimento traslativo (*block-slide*), guidato in ambito continentale dalle discontinuità stratigrafiche; il movimento in mare, invece, sarebbe stato favorito dalla immersione in acqua della massa rocciosa, dalla presenza dei sedimenti fini del fondale, ma anche e soprattutto dal probabile conseguente fenomeno di "surfing" (Fritz et al., 2003; Mazzanti e De Blasio, 2013), tanto da permettere al piede dell'accumulo di raggiungere la distanza di alcune centinaia di metri dalla zona di origine. Fenomeni franosi successivi, anche di notevoli dimensioni, avrebbero contribuito ad incrementare il volume dell'accumulo soprattutto nella sua porzione prossimale.

Conclusioni

Quanto illustrato in precedenza permette di trarre le seguenti considerazioni conclusive:

- l'azione erosiva del mare, che nell'area di studio si manifesta con periodiche mareggiate in accordo con gli eventi estremi che affliggono la costa, non è riuscita ad eliminare l'accumulo ed a rettificare la linea di riva, ciò permette di ipotizzare l'esistenza nell'accumulo di frana di uno "zoccolo duro" costituito da grandi massi calcarei particolarmente resistenti sia alla dinamica costiera che ai processi di alterazione;
- l'assetto morfologico che si riscontra anche a sud-est di Portonovo (Chiesa di S. Maria) è analogo: il fondale mostra una evidente convessità, anche se meno pronunciata, ma in superficie la linea di riva è blandamente convessa verso il mare, condizione da associare ad un accumulo di frana, costituito però da eventi ripetuti (piccoli scorrimenti e colate detritiche) che hanno prodotto pezzame minuto e quindi molto più facilmente erodibile;

- la linea di riva, a nord-ovest di Portonovo, è stata invece rettificata come nel tratto precedente, per la presenza di un substrato prevalentemente pelitico, che produce una falesia oggi ancora attiva per prevalenti fenomeni di colamento, i cui accumuli sono facilmente asportabili dal moto ondoso.

Pertanto, dal presente studio si possono trarre anche delle considerazioni di carattere generale: la genesi di una costa "bassa" non è sempre da associare, come ritenuto di norma, a processi fluvio-costieri in grado di smistare materiali sabbioso-ghiaiosi lungo i litorali, ma anche, molto più raramente, a fenomeni franosi, purché siano capaci di "mettere in posto" (sui fondali marini) grandi masse rocciose di caratteristiche litologiche adeguate. Solo in questo caso, i "promontori" così generati, ancorché interessati dall'azione erosiva operata dai moti del mare, in particolare dal fenomeno di rifrazione delle onde proprio di queste forme costiere, sono capaci di resistere nel tempo.

Per quanto sopra discusso, tutta la falesia del Monte Conero è da considerarsi un'area altamente instabile dal punto di vista dei movimenti di massa. I fenomeni franosi sono numerosi, attivi e quiescenti; la tipologia, l'estensione ed i materiali sono diversi, pertanto la dinamica evolutiva ha prodotto tratti di costa a diversa morfologia. Inoltre, alcuni di questi fenomeni sono particolarmente frequenti, specie in occasioni di sismi, forti mareggiate ed eventi meteorici estremi.

Queste fenomenologie rendono l'area altamente rischiosa, in considerazione della forte antropizzazione di alcuni tratti e l'elevata frequentazione turistica.

Bibliografia

- AA.VV. (1991) - *L'ambiente fisico delle Marche: geologia, geomorfologia, idrogeologia*. Regione Marche, Giunta Regionale, Selca srl, Firenze, pp. 255.
- Angeli M.G., Barbarella M., Dramis F., Garzonio C.A., Pontoni F. (1990) - *A monitoring project for the definition of the geosstructural model of Sirolo Landslide (Italy)*. Proc. ALPS, 90: 175-186.
- Antonoli F., Anzidei M., Lambeck K., Auriemma R., Gaddi D., Furlani S., Orru P., Solinas E., Gaspari A., Karinja S., Kovacic V., Surace L. (2007) - *Sea level change during the Holocene in Sardinia and in the northeastern Adriatic (central Mediterranean Sea) from archaeological and geomorphological data*. *Quaternary Science Reviews* 26: 2463-2486.
- Aringoli D., Buccolini M., Materazzi M., Gentili B., Pambianchi G. (2013) - *Large Landslides in sea-cliff areas of the central Adriatic coast (Italy)*. In Margottini et al., (eds.), *Landslide Science and Practice*, vol.5, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 129-133.
- Aringoli D., Calista M., Crescenti U., Gentili B., Pambianchi G., Sciarra N. (2002) - *Modelling of two complex gravitational phenomena in Marche coastal areas (Central Italy)*. In: McInnes R. G. & Jakeways J. Eds., *Instability - Planning and Management*. Thomas Telford, London, pp. 195-202.
- Aringoli D., Gentili B., Materazzi M., Pambianchi G. (2010a) - *Deep seated gravitational slope deformations in active tectonic areas of the Umbria-Marche Apennine (Central Italy)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 33: 127-140.
- Aringoli D., Gentili B., Materazzi M., Pambianchi G. (2010b) - *Mass Movements in Adriatic Central Italy: Activation and Evolutive Control Factors*. In: "Landslides: Causes, Types and Effects". Editors: Ernest D. Werner et al., Nova Science Publishers, Inc., pp. 1-71.
- Baratta M. (1901) - *I terremoti d'Italia: saggio di storia, geografia bibliografia sismica italiana*. Fratelli Bocca Editori, pp. 950.
- Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smeriglio G., Valensise G. (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. Istituto Nazionale Geofisica, Storia Geofisica e Ambiente, pp. 973.
- Cancelli A., Marabini F., Pellegrini M., Tonnetti G. (1984) - *Incidenza delle frane sull'evoluzione della costa adriatica da Pesaro a Vasto*. *Memorie della Società Geologica Italiana* 27: 555-568.
- Carbognin L., Tosi L. (2002) - *Interactions between climate changes, eustasy and land subsidence in the North Adriatic region (Italy)*. *Marine Ecology* 23 (1): 38-50.
- Carminati E., Lustrino M., Doglioni C. (2012) - *Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs. igneous petrology constraints*. *Tectonophysics* 579: 173-192.
- Cello G., Coppola L. (1989) - *Modalità e stili deformativi nell'area anconetana*. *Studi Geol. Camerti*, XI, 37-48.
- Centamore E., Nisio S., Prestininzi A., Scarascia Mugnozza G. (1997) - *Evoluzione morfodinamica e fenomeni franosi nel settore periadriatico dell'Abruzzo settentrionale*. *Studi Geologici Camerti* XIV: 9-27.

- Coltorti M., Consoli M., Dramis F., Gentili B., Pambianchi G. (1991) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14: 87-100.
- Coltorti M., Dramis F., Gentili B., Pambianchi G., Crescenti U., Sorriso-Valvo M. (1985) - *The December 1982 Ancona landslide: a case of deep-seated gravitational slope deformation evolving at unsteady rate*. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., 29(3): 335-345.
- Coltorti M., Nanni T., Rainone M.L. (1987) - *Il contributo delle Scienze della Terra nell'elaborazione di un piano paesistico. L'esempio del Monte Conero (Marche)*. Mem. Soc. Geol. It., 37(2): 629-647.
- Cortemiglia G. C. (1995) - *Proposta di inquadramento morfodescrittivo delle coste rocciose*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze G. Capellini, LXIV-LXV: 107-129.
- Crescenti U., Ciancetti G., Coltorti M., Cunietti M., Bondi G., Fangi G., Moribondo A., Mussio L., Proietti F., Radicioni F., Vanissi A., Cassinis R., Tabacco I., Bruzzi G.F., Corno C., Brandolini A., Carabelli E., Bernadini M., Sciarra N., Bianco B., Esu F., Curzi P.V., Stefanon A., Dramis F., Gentili B., Nanni T., Pambianchi G., Rainone N., Sorriso Valvo M., Tazioli G.S. (1986) - *La grande frana di Ancona del 13 dicembre 1982*. Studi Geologici Camerti. Volume speciale, pp. 146.
- Crescenti U., Nanni T., Rampoldi R., Stucchi M. (1977) - *Ancona: considerazioni sismo-tettoniche*. Boll. Geol. Teor. Appl., 73-74.
- D'Alessandro L., Genevois R., Marino A. (2001) - *Dinamica recente della costa alta fra Ortona e Vasto (Abruzzo centro-meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 56: 53-60.s
- Dramis F., Farabollini P., Gentili B., Pambianchi G. (1995) - *Neotectonics and large-scale gravitational phenomena in the Umbria-Marche Apennines, Italy*. In: O. Slaymaker (Ed.) - *Steepland Geomorphology*, J. Wiley & Sons, Chichester, pp.199-217.
- Dramis F., Garzonio C.A., Leoperdi S., Nanni T., Pontoni F., Rainone M. (1988) - *Damage due to landslides in the ancient village of Sirolo (Marche, Italy): preliminary analysis of risk mitigation on the historical site*. Proc. Int. Symp. IAEG, Athens, 19-23 Sept. 1988, 1: 217-224.
- Edwards R. (2005) - *Sea level: abrupt events and mechanisms of change*. Progress in Physical Geography 29, 4: 599-608.
- Faccenna C., Piromallo C., Crespo-Blanc A., Jolivet L., Rossetti F. (2004) - *Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs*. Tectonics 23 (1). <http://dx.doi.org/10.1029/2002TC001488> (TC1012 1-21).
- Farabollini P., Tarli A. (2002) - *The Portonovo landslide: example of mass movement affecting adriatic sea cliff*. In: Gentili et al., eds, 2002. Natural hazard on built-up areas. CERIG Intensive Course, september 2000, pp. 111-116.
- Fiorillo F. (2003) - *Geological features and landslide mechanisms of an unstable coastal slope (Petacciato, Italy)*. Engineering Geology 67: 255-267.
- Fritz H.M., Hager, W.H., Minor H.E. (2003) - *Landslide generated impulse waves. Part I: instantaneous flow fields*. Exp. Fluids, 35: 505-519.
- Fruzzetti V.M., Segato D., Ruggeri P., Vita A., Sakellariadi E., Scarpelli G. (2011) - *Fenomeni di instabilità della falesia del Monte Conero: ruolo dell'assetto strutturale*. Atti dell' Incontro Annuale Ricercatori Geotecnica, IARG, Torino, 4-6-luglio, 2011.
- Gentili B., Pambianchi G. (1987) - *Morfogenesi fluviale ed attività antropica nelle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10: 204-217.
- Giorgi F. (2006) - *Climate change hot-spots*. Geophysical Research Letters 33, L08707. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL025734>.
- Guerricchio A., Melidoro G. (1996) - *Deformazioni gravitative dei versanti costieri di Vasto*. Atti del Convegno internazionale "La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica", Alba (Italy), 5-7 novembre 1996.
- Iadanza C., Trigila A., Vittori E., Serva L. (2009) - *Landslides in Coastal Areas of Italy*. Geological Society of London, Special Publications 322, pp. 121-141.
- ISPRA-APAT (2007) - *Rapporto sulle frane in Italia*. pp. 681.
- Lamb H.H. (1982) - *Climate, History and the Modern World*. Routledge, London, pp. 433.
- Lambeck K., Antonioli F., Purcell A., Silenzi S (2004) - *Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr*. Quaternary Science Reviews, 23: 1567-1598.

- Lambeck K., Purcell A. (2005) - *Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas*. *Quaternary Science Reviews* 24: 1969–1988.
- Lionello P., Bhend J., Buzzi A., Della-Marta P.M., Krichak S., Jansá A., Maheras P., Sanna A., Trigo I.F., Trigo R. (2006) - *Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment*. In: Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R. (Eds.), *Mediterranean Climate Variability. Developments in Earth and Environmental Sciences* 4: 324–372.
- Materazzi M., Gentili B., Aringoli D., Farabollini P., Pambianchi G. (2010) - *Elements of slope and fluvial dynamics as evidence of late Holocene climatic fluctuations in the central Adriatic sector, Italy*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 33: 193-204.
- Mazzanti P., De Blasio F.V. (2013) - *Landslides surfing on water: a preliminary study*. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment – Book Series*, 6: 425-435.
- Sabatier P., Dezileau L., Colin C., Briquieu L., Bouchette F., Martinez P., Siani G., Raynal O., Von Grafenstein U. (2012) - *7000 years of paleostormactivity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events*. *Quaternary Research* 77 (1): 1–11.
- Trigo R., Xoplaki E., Zorita E., Luterbacher J., Krichak S.O., Alpert P., Jacobeit J., Saenz J., Fernandez J., Gonzalez- Rouco F., Garcia-Herrera R., Rodo X., Brunetti M., Nanni, T., Maugeri M., Turkes M., Gimeno L., Ribera P., Brunet M., Trigo I.F., Crepon M., Mariotti A. (2006) - *Relations between variability in the Mediterranean region and mid-latitude variability*. In: Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R. (Eds.), *Mediterranean Climate Variability. Developments in Earth and Environmental Sciences* 4: 179–226.

Ricevuto il 07/04/2014, accettato il 10/06/2014.

L'evoluzione del litorale tiberino negli ultimi 3000 anni sotto le forzanti naturali e antropiche

Piero Bellotti, Lina Davoli, Claudia Tarragoni

Dipartimento di Scienze della Terra – “Sapienza” - Università di Roma, p.le A.Moro, 5 - 00185-Roma

Riassunto

L'evoluzione del delta del Tevere nel periodo storico è avvenuta sia per eventi naturali sia per l'azione dell'uomo. Tremila anni fa, il Tevere formava un delta davanti a due bacini costieri. Tra 2.800 e 2.600 anni fa la foce migrò a sud sviluppando una cuspidale, mentre il delta precedente si smantellava.

Durante il “Periodo Caldo Romano” la progradazione della cuspidale si arrestò e poi venne parzialmente erosa anche per l'apertura artificiale di una foce minore durante la costruzione dei porti imperiali.

Tra il Tardo-Impero e l'Alto-Medioevo una nuova progradazione causò, prima dell'anno 1000, l'interrimento dei porti imperiali e il litorale divenne acquitrinoso per l'abbandono del territorio. La diminuita attività agricola dell'Alto Medioevo, favorì il rimboschimento, diminuendo il sedimento atto alla progradazione, in contrasto con il forcing climatico della fase fresco-umida Alto-Medievale.

Durante il “Periodo Caldo Medievale”, la foce minore del Tevere era spesso inattiva.

Con l'inizio della “Piccola Età Glaciale”, riprese la progradazione alla foce principale del Tevere, rendendo il delta fortemente cuspidato. Con la definitiva riapertura della foce minore (nel 1612) la linea di riva si rettificò tra le due foci mentre più a nord assunse un andamento sinuoso per l'appoggio dei sedimenti ai resti dei porti imperiali ormai isolati dal mare.

Dal XVIII secolo la progradazione rallenta, per la minore frequenza e intensità delle piene del Tevere ma anche per la diversione in Arno di parte del drenaggio della Val di Chiana.

Dalla seconda metà del XIX secolo l'azione antropica diventa dominante. La bonifica sostituisce ai bacini costieri una fitta rete di canali; le regimazioni nel bacino dapprima concorrono con il miglioramento climatico all'arresto della progradazione (inizio XX secolo) e, dalla seconda metà del XX secolo, la costruzione di grandi invasi riduce fortemente il trasporto solido innescando una fase erosiva oggi controllata solo attraverso ripascimenti artificiali.

Parole chiave: evoluzione litorale, delta del Tevere, clima, azione antropica, periodo storico.

Abstract

The development of the Tiber delta, after the last glacial maximum, has been reconstructed mainly on the stratigraphic analysis. It has been driven by postglacial sea level rise, between 18,000 and 6,000 years ago, and by change of the Tiber sediment supply, in the last 6,000 years. The evolution during the historical period – the last 3 millennia – has been driven primarily by sediment supply fluctuations to the mouth, due to natural events and human activity.

Three thousand years ago, the stretch of the Tiber flowed between two coastal basins and formed a wave dominated delta. That mouth was abandoned, probably between 2800 and 2600 years ago, to a collapse of the left levee or local subsidence. This produced the anomalous landward trajectory of the channel, the opening of a new mouth

(3 km southern) and an abrupt environmental change in coastal basin located south of the river. The new mouth began to develop a delta cusp, while the previous delta was progressively destroyed.

The cusp progradation stopped during the "Roman Warm Period". It is not clear the influence, on this event, of the disconnection of Fucino basin whereas this connection was an uncertain functionality. Between 1800 and 1700 BP the area underwent erosion perhaps connected to the end of "Roman Warm Period". The mouth retreat, however, may have been increased by the opening of the channels of the imperial ports (1900-1800 BP) these channels switched part of the Tiber sediments under-nourishing the natural mouth.

A weak progradation appears to have occurred during the Late Imperial and High-Medieval periods. It produced an increasing filling of Imperial ports, whose functionality stopped before 1000 BP. The area became marsh also for the abandonment following the end of the Empire. In the Middle Ages the agriculture was in part abandoned: it produced a new reforestation, a minor slope erosion and consequent minor sediment availability. These events acted in contrast with the climate forcing due to the cool-moist phase of the High Middle Ages. During the following "Medieval Warm Period", the minor Tiber mouth (residual of the main channel of the Imperial port complex) shows an intermittent activity, demonstrating that the river flows were often reduced and the littoral drift sufficient to close it. A remarkable coastal change starts in the fifteenth century, coinciding with the beginning of the "Little Ice Age", when the rapid progradation starts again at the main Tiber mouth, making the delta strongly cusped. In the 1612, the minor mouth (named Fiumicino channel) was reopened permanently and cusp, under-nourished, retreats. The sediments of the littoral cusp moved northward and, settling around the pier of the Fiumicino channel, rectified the shoreline between the two mouths. North of the Fiumicino channel, the shoreline appears sinuous due to the interference of the Imperial port remains. Since the eighteenth century, the progradation is slow and it is synchronous with the lowest frequency and intensity of Tiber floods (decreased rainfall?) but also with the disconnection of the Val di Chiana, whose waters and sediments were placed in Arno River.

Starting from the second half of the nineteenth century, human action becomes dominant in the coastal change. A land reclamation replaces a dense network of canals to coastal basins. The Tiber basin management contributes together to the LIA end to the stop in coastal progradation (XIX-XX century). The construction of the large reservoirs reduces the sediment supply during the second half of the last century. It produces a coastal erosion controlled only by artificial nourishment.

Keywords: littoral evolution, Tiber delta, climate, human action, historical period.

Introduzione

L'evoluzione degli apparati deltizi è guidata dal

bilancio sedimentario alla foce secondo la relazione generale $V_f / (V_w + V_t + V_{lit}) > 1$ (progradazione); $= 0$ (stabilità); < 1 (smantellamento) dove, V_f è il volume di sedimento apportato dal fiume e $(V_w + V_t + V_{lit})$ sono, rispettivamente, quello rimosso dalle onde, dalle maree o disperso al largo per correnti di densità (Bellotti et al., 2012). Le variazioni del bilancio sedimentario hanno spesso un'origine naturale, ad esempio le mutazioni climatiche secolari, o alcuni fenomeni geologici quali il sollevamento relativo del livello del mare. Il bilancio è però anche modificato dall'azione antropica esercitata nel bacino (agricoltura, regimazione idrica, bacini artificiali) o nell'area costiera (urbanizzazione, porti).

La presenza del mare, di una via d'acqua, di bacini costieri sfruttabili per la produzione del sale, hanno reso le aree deltizie particolarmente adatte agli insediamenti umani fin dall'antichità. Esempi particolarmente importanti, nel



Figura 1 – Parte centrale e meridionale del Bacino del Fiume Tevere con l'indicazione delle zone soggette ai principali interventi antropici.

Mediterraneo, sono il delta del Nilo (Marriner e Morhange, 2007; Stanley e Bernasconi, 2006) e del Rodano (Morhange et al., 2003; Vella et al., 2005) e, in Italia, quelli dell'Arno (Ducci et al., 2005), del Po (Rebecchi, 1998), del Crati (Bellotti et al., 2009; Stanley e Bernasconi, 2009) e del Tevere (Zevi, 2001; Arnoldus-Huyzendveld, 2005; Morelli et al., 2011).

Il delta del Tevere, posto al centro della costa tirrenica (Fig. 1), è un delta a dominio ondoso (Galloway, 1975) che si evolve essenzialmente in funzione del rapporto V_r/V_w , essendo subordinati i volumi rimossi dalla marea e quelli dispersi in mare aperto; in particolare questi ultimi sono costituiti esclusivamente da frazioni granulometriche fini essendo il deflusso del F. Tevere di tipo ipopico.

L'evoluzione generale del delta del Tevere successiva all'ultimo massimo glaciale, ricostruita essenzialmente su basi stratigrafiche, è stata guidata prevalentemente dal sollevamento postglaciale del livello marino, tra 18.000 e 6.000 anni fa, e dalle variazioni delle portate solide tiberine, negli ultimi 6.000 anni (Belluomini et al., 1986; Bellotti et al., 1989; 1994; Milli et al., 2013). L'evoluzione nel periodo storico, che può essere identificato in quest'area con gli ultimi 3 millenni, ha risposto fondamentalmente alle oscillazioni dei volumi di sedimento che il fiume riusciva a convogliare alla foce in differenti periodi, volumi sui quali hanno avuto influenza sia gli eventi naturali sia la storia umana di questo territorio.

Eventi storici di maggiore importanza

VIII – IV secolo a.C. - Fondazione ed espansione di Roma verso il litorale. La letteratura latina (Tito Livio) pone intorno al 630 a.C. il primo insediamento romano alla foce del Tevere. Tuttavia le testimonianze archeologiche più antiche, costituite dal *castrum* di Ostia, spostano al IV secolo il primo insediamento romano sulla riva sinistra del tratto terminale del fiume. Connessione al bacino del Tevere del Lago di Albano.

IV – I secolo a.C. – Sviluppo della città di Ostia principalmente lungo la riva sinistra del Tevere fino alla foce. Il canale fluviale è attrezzato per attività portuali e termina con rive ben aggettanti su cui è posto un faro (Dioniso d'Halicarnasso). Nel retrostante bacino costiero si sviluppano le saline, già presenti nel bacino costiero a nord del fiume in Periodo Etrusco. Nel bacino del Tevere viene aperto il *Cavo Curiano* (Fig. 1) che consente la rapida immissione delle acque del F. Velino nel F. Nera e quindi nel Tevere.

I-II secolo d.C. – Costruzione dei porti imperiali (Claudio-Traiano) e della città di Portus circa 3 km a nord di quello di Ostia con apertura di una serie di canali che collegavano il Tevere con il mare e l'impianto portuale. Nella città di Ostia i piani di calpestio vengono rialzati. Dal bacino del Tevere viene disconnesso il bacino del Fucino (700 km²) (Fig. 1).

V-IX secolo d.C. – Decadenza delle città di Ostia e Portus, lento abbandono del territorio e progressivo interrimento dei porti imperiali. Il principale canale artificiale permane come foce minore del Tevere. Costruzione in prossimità di Ostia di un borgo fortificato a protezione dei pochi abitanti rimasti.

XV-XVIII secolo – Definitiva riapertura della foce minore che dal XII secolo aveva funzionalità intermittente. Costruzione di una serie di torri a guardia delle foci, queste ultime in questo periodo ebbero una rapida progredazione. Disconnessione dal bacino del Tevere di circa 1.000 km² della Val di Chiana (Fig. 1).

XIX secolo – avvio della bonifica degli stagni di Ostia e Maccarese. Costruzione del borgo di Fiumicino.

XX secolo – Si compie la bonifica degli stagni. Sorge il nuovo centro abitato di Ostia dove si sviluppa una intensa attività turistica. Vengono costruiti importanti bacini idroelettrici nel bacino del Tevere.

Eventi naturali

Oscillazioni climatiche negli ultimi 3.000 anni - Lo studio dei movimenti millenari della Terra, della storia geologica, della dinamica dell'atmosfera porta a concludere che il clima varia continuamente nello spazio e nel tempo per cause di natura cosmica, planetaria o umana. Le oscillazioni del clima in epoca glaciale hanno avuto ampiezza ed intensità importanti e, perciò sono state studiate approfonditamente. Circa un decennio fa sono state accertate, attraverso una serie di *proxy-data*, anche le variazioni climatiche post-glaciali, che pure hanno accompagnato e influenzato in qualche misura lo sviluppo della società umana: tali variazioni si sono succedute con una maggiore frequenza (*Rapid Climate Change: "RCC"*; Mayewski et al., 2004) ma hanno avuto una minore intensità di quelle pleistoceniche: esse sono da imputare in parte a processi naturali come le variazioni orbitali della Terra, l'attività solare e l'attività vulcanica e in parte all'attività dell'uomo (Mann, 2007). Il clima durante l'Olocene è cambiato dunque con una periodicità variabile fra i 2.800 anni, i 2.000 anni, i 1.500 anni, fino ad intervalli di tempo ancor più brevi, ad una scala significativa e percettibile dall'uomo e dagli ecosiste-

mi, dell'ordine delle centinaia di anni fino a oscillazioni decadal (Denton e Karle'n, 1973; Allen e Anderson, 1993; Bond et al., 2001; Bray, 1972; Dansgaard et al., 1971; Johnsen et al., 1972; Naidu e Malmgren, 1996; Noren, 2002; Pisias et al., 1973; Sonett e Finney, 1990; Stager et al., 1997; Stuiver e Braziunas, 1989).

L'area del Mediterraneo è stata una regione che fin dal Neolitico (8.000 BP) e ancor più dall'Età del Ferro (circa 3.000 BP) è stata densamente popolata anche grazie ad un clima particolarmente mite che ha risentito dell'alternanza dell'alta pressione subtropicale nel periodo estivo e delle basse pressioni subpolari in inverno (Büntgen et al., 2011; Reale e Dirmeyer, 2000). La persistenza e l'intensità di queste aree cicloniche e anticicloniche è variata nel tempo in funzione della migrazione a nord o a sud dell'equatore termico (*Intertropical Convergence Zone "ITCZ"*). Una variabilità stagionale contenuta in termini di modesta escursione termica annua, una piovosità concentrata prevalentemente nel semestre invernale hanno, dunque, consentito un'alta produttività agricola e conseguentemente un notevole sviluppo dell'uomo nell'area nei tempi preistorici e storici (Lamb, 1977).

Negli ultimi 3.000 anni si sono succeduti, con maggior frequenza, numerosi periodi caldo - umidi, caldo - aridi, freddo - umidi, freddo - aridi, i cui limiti temporali variano di luogo in luogo in funzione delle caratteristiche climatiche regionali e microclimatiche locali.

Nell'area del Mediterraneo centrale si possono ricostruire almeno 6 periodi di RCC :

3.000-2.700 BP: periodo caratterizzato da clima caldo - arido, con conseguente stabilità dal punto di vista geomorfologico, maggiore controllo delle pianure costiere e deltizie da parte dell'uomo (Bellotti et al., 2006 ; 2009);

2.700-2.400 BP: periodo caratterizzato da clima fresco e piovoso ("Piccola Età Glaciale Arcaica") con testimonianze storiche di fenomeni alluvionali frequenti (Bellotti et al., 2006; 2009; Ortolani e Pagliuca, 1994) e conseguente crisi del popolamento;

2.400-1.700 BP : periodo caratterizzato da un clima caldo e umido (Periodo Caldo Romano - *Roman Warm Period* - "RWP"), con piogge distribuite anche in estate, specie nell'area mediterranea del nord Africa (Lamb, 1977; Reale and Dirmeyer, 2000). Questo periodo sembra avere avuto un massimo di stabilità climatica durante la "*Pax Romana*" fra 2060 BP e il 1910 BP; successivamente, si assiste ad una progressiva diminuzione della temperatura fra il 1910 BP e il 1700 BP (Chen et al., 2011);

1.700-1.200 BP: periodo caratterizzato da condizioni climatiche di tipo fresco-umido ("Piccola Età Glaciale Altomedievale" - *Dark Ages Cold Period: "DACP"*), specie intorno al 1400 BP e in corrispondenza dell'Europa centro-meridionale (Tinner et al., 2003; Grauel et al., 2013);

1.200-600 BP: periodo caratterizzato da clima caldo e secco (*Medieval Warm Period* - "MWP") che tende ad accentuarsi fra i 1000 BP e gli 800 BP (Despart et al., 2003; Guiot et al., 2010; Lamb, 1977; Lebreiro et al., 2006; Martin-Chèvelet et al., 2011; Piva et al., 2008; Reale e Dirmeyer, 2000);

600-150 BP: periodo caratterizzato da una importante variabilità climatica con oscillazioni in senso freddo e umido ("Piccola Età Glaciale" - *Little Ice Age "LIA"*) che ha coinvolto l'Europa centro-settentrionale e le cui evidenze sono avallate non solo da *proxy-data* ma anche da dati strumentali (Bradley and Jones, 1993; Crowley, 2000; Grove, 1988; Bond et al., 1997; Jones et al., 1998; Luterbacher et al., 2004; Pfister, 1995; Wanner et al., 2000). In Europa si assiste ad un avanzamento dei ghiacciai, una maggiore intensità dei venti occidentali, un generale abbassamento delle temperature invernali (almeno 1°C) ma anche di quelle del semestre estivo (di almeno 0,6°C). In particolare, nell'area del Mediterraneo si assiste ad una maggiore piovosità invernale ed estiva (Barriendos, 1997; Rodrigo et al., 2000), con conseguente aumento della portata dei fiumi (Glaser et al., 2010).

150 - Presente: le analisi climatiche degli ultimi 150 anni, ben supportate da serie climatiche di dati di temperatura, piovosità e pressione, consentono di descrivere dettagliatamente anche le oscillazioni di periodo molto piccolo (5-10 anni). Fra il 1850 e il 1900 il clima ancora presenta caratteristiche in senso fresco - umido; si susseguono oscillazioni circa decennali, con puntate più fredde e umide negli anni '40, '50 e '60. Negli ultimi 30 anni nel bacino del Mediterraneo si assiste ad una oscillazione in senso caldo - arido; le piogge (specie in inverno) diminuiscono, ma si fanno più intense (Schönwiese et al., 1993; Piervitali et al., 1998; Buffoni et al., 1999; D'Alessandro et al., 2002). Le temperature tendono ad aumentare, ciò è in parte da imputare al rafforzamento della *North Atlantic Oscillation (NAO)* che ha comportato il rafforzamento e lo spostamento verso nord dei venti occidentali, con conseguente arrivo di aria caldo-umida nel nord Europa (Jones, 1994), di aria calda e asciutta nel bacino del Mediterraneo (Rodwell et al., 1999).

Tettonica e subsidenza - Il delta del Tevere sorge su un margine passivo di origine pliocenica (Bartole, 1990) la cui attività tettonica olocenica appare limitata. Tuttavia le tracce di attività idrotermale (attiva dal 900 a.C.) nella parte interna del delta (Arnoldus-Huyzendveld et al., 2005) e l'insieme dei vulcanetti di fango (Fiumicino) e di alcune limitate fuoriuscite d'acqua spontanee (Ostia), attivatisi nell'agosto 2013, lasciano ipotizzare che la tettonica ad andamento appenninico, per quanto limitata, sia ancor'oggi attiva. I fenomeni di subsidenza legati alla compattazione appaiono ben differenziati arealmente. Essi risultano significativi nelle aree più interne, dove i sedimenti sono ricchi di torbe, e, praticamente trascurabili nell'area più esterna dominata dalle sabbie. Per quanto diverse curve di risalita del livello del mare siano state finora tracciate (Bellotti et al., 2007; Lambeck et al., 2004) nessuna appare in totale accordo con i dati che via via sono reperiti nel sottosuolo. L'insieme dei dati lascerebbe ipotizzare un limitato sollevamento generale dell'area ma anche locali fenomeni di subsidenza differenziata (Salomon, 2013).

Fasi evolutive del litorale tiberino

3.000 BP - I lineamenti topografici del periodo sembrano essere caratterizzati da una foce deltizia ubicata più a nord dell'attuale (Fig. 2a). Ciò appare deducibile dalla presenza in quell'area di sedimento fluviale datato a periodi precedenti a 2900 anni fa (Giraudi, 2004). Verso terra erano presenti due bacini costieri; quello meridionale, completamente isolato, costituiva una palude con acque dolci (Bellotti et al., 2011) mentre quello settentrionale era un lago con evidente influsso fluviale e periodiche oscillazioni del livello dell'acqua (Di Rita et al., 2010).

3.000 - 2.600 BP - In questo intervallo al sedimento fluviale della foce si sovrappone sedimento marino, indice di uno spostamento della foce (Giraudi et al., 2009; Goiran et al., 2009). Contemporaneamente il bacino costiero meridionale diviene salmastro e la sedimentazione clastica sostituisce quella organica. Inizia lo sviluppo di una cuspidi più a sud rispetto alla precedente area di foce (Bellotti et al., 2011). Si ipotizza che un processo di avulsione abbia portato il fiume nel bacino costiero provocando la rottura della barriera che lo isolava dal mare e aprendo di fatto una nuova foce con conseguente disattivazione della precedente (Fig. 2a). Il bacino settentrionale appare come un'ampia palude che intorno al VI secolo a.C. diviene più salmastro.

2.600 - 2.400 BP - Presso la nuova foce progredisce rapidamente una cuspidi deltizia su cui viene costruito il *castrum* di Ostia. Il tratto terminale del corso fluviale lambisce il bordo esterno del bacino meridionale (Fig. 2a), ormai divenuto atto alla produzione del sale (Bellotti et al., 2011). Nel bacino settentrionale il livello dell'acqua si abbassa con parziale emersione del fondo (Di Rita et al., 2010).

2.400 - 2.000 BP - Prosegue lo sviluppo della nuova cuspidi che rallenta solo verso la fine del periodo, parimenti, intorno al *castrum* si sviluppa la città di Ostia con il suo porto-canale probabilmente arricchito da una piccola darsena in prossimità della foce. In prossimità del bacino costiero, il fiume sviluppa

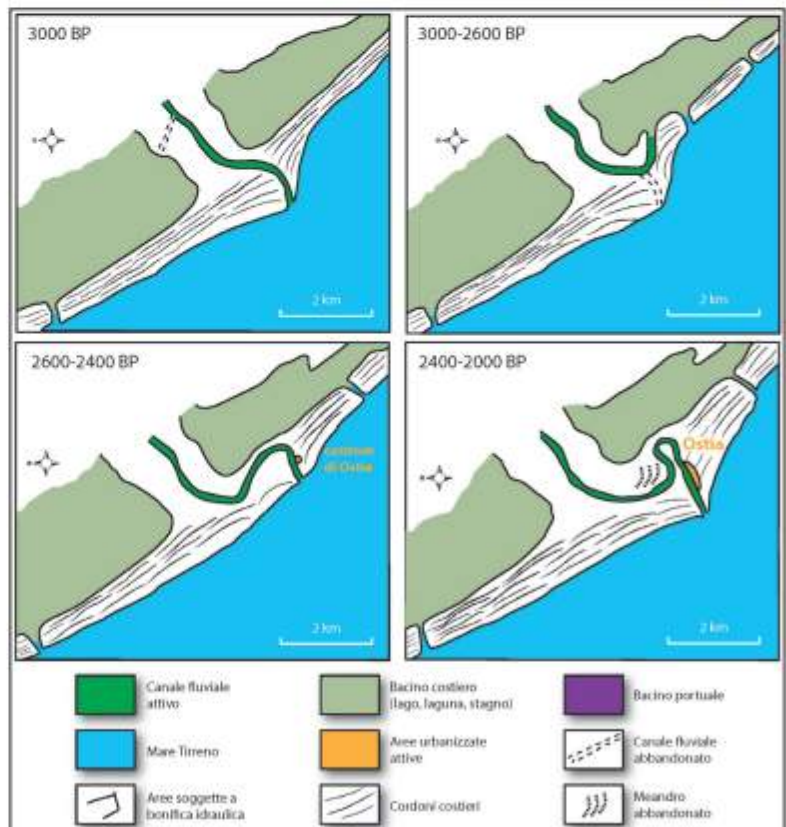


Figura 2a - Fasi evolutive del litorale tiberino tra 3.000 e 2.000 BP.

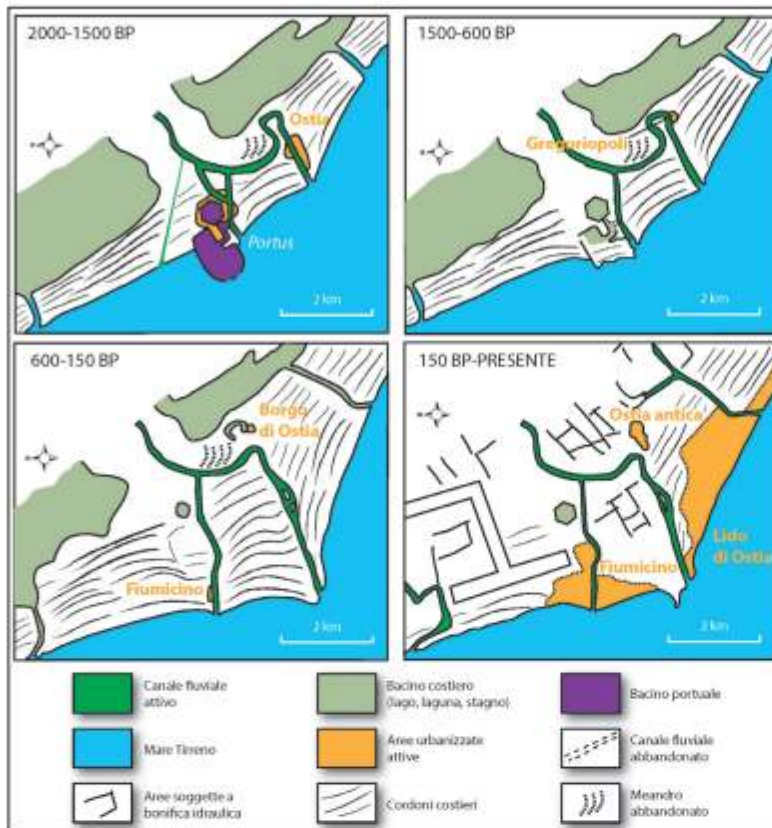


Figura 2b - Fasi evolutive del litorale tiberino tra il 2.000 BP e il presente.

foresta con piante termofile e mesofite (Di Rita et al., 2010; Bellotti et al., 2011).

1.500 - 600 BP - Dopo la caduta di Roma il territorio è soggetto ad eventi alluvionali e ad una limitata ripresa della progradazione della cuspidè. Via via il territorio viene abbandonato e i pochi abitanti si installano in un piccolo borgo fortificato (Gregoriopoli) prossimo ai resti di Ostia. Il porto di Claudio si interra in gran parte. Nel basso Medio Evo una nuova fase erosiva fa arretrare la linea di riva e la foce artificiale (foce minore) del Tevere mostra un'attività intermittente con conseguente inutilizzazione anche del porto esagonale di Traiano (Fig. 2b).

600 - 150 BP - Nel XV secolo inizia una rapida progradazione di tutta l'area in coincidenza con le quattro piene maggiori storicamente documentate (1530-1557-1598-1606; Bersani e Bencivenga, 2001). Con la piena del 1557 inizia l'abbandono del meandro di Ostia e il fiume, in pochi anni, assume il corso attuale. Una fase erosiva interessa all'inizio del XVII secolo la foce principale ma non quella minore (Salomon, 2013). La linea di riva, si allontana progressivamente dai bacini costieri. Questi mantengono un limitato collegamento con il mare e si trasformano in stagni (Fig. 2b), localmente salmastri, dove si sviluppa la malaria. Il porto di Claudio è definitivamente interrato e quello di Traiano ridotto a lago. Nel XVIII secolo la progradazione rallenta.

150- presente - La progradazione si arresta alla fine del XIX secolo. Un complesso sistema di canali trasferisce le acque degli stagni ad impianti idrovori che le sollevano e le scaricano in mare attraverso canali che in parte ricalcano i preesistenti inlet. Le aree bonificate vengono messe a coltura. A partire dalla metà del XX secolo una intensa fase erosiva interessa tutto il litorale (Fig. 2b).

Discussione

Dopo la stabilizzazione del livello marino il delta del Tevere, al pari di molti altri delta mediterranei, sembra aver avuto una più intensa evoluzione negli ultimi 3.000 anni (Bellotti et al., 2012; Salomon, 2013). In tale intervallo di tempo, il primo evento significativo è stata l'avulsione che ha prodotto l'anomala traiettoria

un meandro che progressivamente assume una forma schiacciata (Fig. 2a). Il bacino settentrionale è caratterizzato da un'area paludosa incolta e inadatta a insediamenti umani con solo una locale utilizzazione a salina a partire dal I secolo a.C. (Di Rita et al., 2010). Un'alta frequenza di piene a carattere torrentizio viene segnalata al passaggio tra I sec. a.C. e I d.C. (Salomon, 2013) tanto che il porto di Ostia presenta problemi di accesso.

2.000 - 1.500 BP - La progradazione della cuspidè si arresta e, intorno al II- III secolo d.C., subisce una fase erosiva. Nel I secolo d.C. si costruisce il porto di Claudio con due moli aggettanti e nel secolo successivo il bacino esagonale interno (Porto di Traiano). Il canale di collegamento tra porto e Tevere costituisce una nuova foce del fiume 3 km a nord di quella naturale (Fig. 2b). Nei due bacini costieri sono coltivate importanti saline e tutto intorno si sviluppano le coltivazioni. Lungo il margine marino si sviluppa una

verso terra del canale, con abbandono della foce attiva fino a 3.000 anni fa (Giraudi et al., 2009; Goiran et al., 2009), apertura della nuova foce e brusca variazione ambientale del bacino costiero esistente a sud del fiume (Bellotti et al., 2011). Questo evento, avvenuto probabilmente tra 2.800 e 2.600 anni fa, può avere avuto causa in un cedimento dell'argine sinistro durante una piena eccezionale dell'inizio della "Piccola Età Glaciale Arcaica" o per un movimento del terreno legato a locali fenomeni di subsidenza o un temporaneo sollevamento della falda.

La successiva rapida progradazione della nuova cuspidi ben si accorda con il periodo fresco umido della "Piccola Età Glaciale Arcaica". Il termine di questa fase climatica non è sincrono con l'arresto dello sviluppo della cuspidi ma solo con un minor tasso di progradazione della foce. Lo smaltimento delle acque delle paludi nel basso corso del F. Velino attraverso il *Cavo Curiano* potrebbe aver favorito, in parte, un maggior apporto sedimentario alla foce del Tevere.

L'arresto della progradazione della cuspidi avviene dopo il I sec. d.C. e un periodo di frequenti eventi torrentizi. Il "Periodo Caldo Romano" (Chen et al., 2011), con l'acme coincidente col periodo Augusteo, potrebbe giustificare l'evento. Più difficile è valutare l'effetto della disconnessione del bacino del Fucino, l'opera di diversione delle sue acque nel bacino del F. Liri, infatti, ebbe fin dall'inizio una incerta funzionalità.

La fase erosiva del II-III secolo può anch'essa essere collegata alla parte finale del "Periodo Caldo Romano", che si prolunga fino al III secolo. L'erosione alla foce di Ostia può essere stata però incrementata dall'apertura dei canali a servizio dei porti imperiali (costruiti tra I e II secolo) che derivando parte del trasporto torbido tiberino, rendevano quella foce sottoalimentata. Inoltre, il sollevamento della quota di calpestio di Ostia, avvenuto sotto Domiziano, potrebbe non essere dovuto esclusivamente ad una semplice ristrutturazione urbanistica ma indicare anche un locale fenomeno di subsidenza.

Con il peggioramento climatico tardo-imperiale e alto-medievale riprende una debole progradazione, come si deduce da alcuni dati riportati nel "*de bello gotico*". Ciò produce un sempre maggior interrimento dei porti che intorno al IX secolo ne decreta la fine (Gallina Zevi e Turchetti, 2004). Il litorale diventa una zona ricca di acquitrini anche per l'abbandono del territorio seguito alla fine dell'Impero. La progradazione non appare intensa forse a causa del generale peggioramento dell'organizzazione agricola, verificatasi nell'Alto Medioevo, che favorendo il rimboschimento limitò la disponibilità di sedimento utile per la progradazione.

Durante il "Periodo Caldo Medievale" la foce minore del Tevere mostra un'attività intermittente (non risulta più adatta alla navigazione dal 1118) testimoniando che le portate fluviali sono spesso ridotte e la deriva litorale è sufficiente ad insabbiarla.

Una notevole trasformazione del litorale si avvia nel XV secolo, in coincidenza con l'inizio della "Piccola Età Glaciale", quando la progradazione riprende rapida alla foce principale del Tevere rendendo il delta fortemente cuspidato. Nel 1612 si riapre definitivamente la foce minore (Canale di Fiumicino) e la cuspidi, sottoalimentata, arretra. I sedimenti spinti verso nord dalla deriva litorale si accumulano in prossimità del Canale di Fiumicino (Salomon, 2013) e il litorale tra le due foci tende a rettificarsi. L'andamento della linea di riva a nord del Canale di Fiumicino appare sinuoso a causa dell'appoggio dei sedimenti ai resti dei moli del porto di Claudio ormai colmato.

Il rallentamento della progradazione a partire dal XVIII secolo è coincidente con una minore incidenza delle piene del Tevere (minori precipitazioni?) ma anche la disconnessione di parte della Val di Chiana ha certamente influito sulla disponibilità di sedimento.

A partire dalla seconda metà del XIX secolo l'azione antropica diventa dominante nella trasformazione del litorale. Una bonifica idraulica sostituisce ai bacini costieri una fitta rete di canali e le regimazioni nel bacino, dapprima concorrono con il miglioramento climatico all'arresto della progradazione (passaggio XIX-XX secolo) e dalla seconda metà del secolo scorso, con la costruzione di grandi invasi, riducono fortemente il trasporto solido e innescano una drammatica fase erosiva oggi controllata solo attraverso il ripascimento artificiale.

Conclusioni

L'evoluzione del litorale tiberino negli ultimi 3.000 anni è stata governata da forzanti naturali e antropiche. Le prime sembrano essere fondamentalmente di natura climatica, ma non possono essere del tutto escluse quelle di natura geologica, soprattutto legate a locali fenomeni di subsidenza. Le fasi di progradazione del litorale e le variazioni nel tracciato terminale del Tevere sembrano rispondere a episodi fresco-umidi delle

oscillazioni climatiche sub-milankoviane; nei periodi caldo-aridi si identificano fasi di arretramento del litorale ed una limitata funzionalità della foce minore.

Le seconde riguardano l'attività umana direttamente esercitata sul litorale e all'interno del bacino idrografico: gli effetti sono stati talvolta concordanti a volte discordanti con quelli indotti da eventi naturali. In periodo romano l'attività sul litorale si è esplicata soprattutto con la costruzione dei porti e la conseguente apertura di una foce artificiale; l'attività avvenuta nel bacino, non facilmente valutabile, ha riguardato interventi su alcuni corsi d'acqua e sui versanti. In epoca moderna l'effetto dell'attività antropica diventa estremamente più intenso e rapido di quanto non avvenga a seguito di eventi naturali. In particolar modo, l'attività esplicata all'interno del bacino ha prodotto una drastica riduzione dell'apporto solido del Tevere e un conseguente arretramento della linea di riva; l'attività esplicata sulla fascia litorale ha prodotto la scomparsa di bacini costieri e parte della fascia dunare producendo una morfogenesi più intensa e rapida.

Bibliografia

- Allen B.D. e Anderson R.Y. (1993) - *Evidence from western North America for rapid shifts in climate during the last glacial maximum*. Science, 260: 1920–1923.
- Arnoldus-Huyzendveld A. (2005) - *The natural environment of the Agro Portuense*. In: "Portus, an archaeological survey of the port of imperial Rome", S. Keay, M. Millett, L. Paroli and K. Strutt (eds), the British School at Rome, pp. 14–30.
- Barriendos M. (1997) - *Climatic Variations in the Iberian Peninsula during the Late Maunder Minimum (AD 1675–1715). An Analysis of Data from Rogation Ceremonies*. The Holocene, 7: 105–111.
- Bartole R. (1990) - *Caratteri sismostratigrafici, strutturali e paleogeografici della piattaforma continentale toscolaziale; suoi rapporti con l'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 109: 599–622.
- Bellotti P., Carboni M.G., Milli S., Tortora P. e Valeri P. (1989) - *La piana deltizia del Fiume Tevere: Analisi di facies ed ipotesi evolutiva dall'ultimo 'low stand' glaciale all'attuale*. Giornale di Geologia, 51(1): 71–91.
- Bellotti P., Chiocci F.L., Milli S., Tortora P. e Valeri P. (1994) - *Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber delta: Integration of high resolution seismics, well logs and archaeological data*. Journal of Sedimentary Petrology, B64: 416–432.
- Bellotti P., Caputo C., Dall'Aglio P.L., Davoli L. e Ferrari K. (2006) - *La Piana di Sibari (Cosenza). Reciproche influenze tra variazioni morfologiche e popolamento*. Agri centuriati, 3: 73–101.
- Bellotti P., Calderoni G., Carboni M.G., Di Bella L., Tortora P., Valeri, P. e Zernitskaya V. (2007) - *Late Quaternary landscape evolution of the Tiber River delta plain (Central Italy): new evidence from pollen data, biostratigraphy and ¹⁴C dating*. Zeitschrift für geomorphologie, 4: 505–534.
- Bellotti P., Caputo C., Dall'Aglio P.L., Davoli L. e Ferrari K. (2009) - *Insedimenti umani in un paesaggio in evoluzione: interazione uomo-ambiente nella piana di Sibari (Calabria ionica)*. Il Quaternario, 22 (1): 61–72.
- Bellotti P., Calderoni G., Di Rita F., D'Orefice M., D'Amico C., Esu D., Magri D., Preite Martinez M., Tortora P. e Valeri P. (2011) - *The Tiber river delta plain (central Italy): Coastal evolution and implications for the ancient Ostia Roman settlement*. The Holocene, 21(7): 1105–1116.
- Bellotti P., Caputo C. e Valeri P. (2012) - *Delta types along the coast of the Italian Peninsula. Considerations on evolutive factors*. In: Atti del Quarto Simposio Internazionale "Il Monitoraggio Costiero Mediterraneo: problematiche e tecniche di misura" (Ed) CNR- Istituto di Biometeorologia, Firenze Curatore: F. Benincasa. Livorno 12–14 giugno 2012, pp. 205–212.
- Belluomini G., Iuzzolini P., Manfra L., Mortari R. e Zalaffi M. (1986) - *Evoluzione recente del Delta del Tevere*. Geologica Romana, 25: 213–234.
- Bersani P. e Bencivenga M. (2001) - *Le piene del Tevere a Roma dal V secolo a. C. all'anno 2000*. Presidenza Consiglio dei Ministri, Dip. per i Servizi Tecnici Nazionali, Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale, pp. 1–18.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I. e Bonani, G. (2001) - *Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene*. Science, 294: 2130 – 2136.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., de Menocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I. e Bo-

- nani G. (1997) - *A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates*. *Science*, 278: 1257–1266.
- Bradley R. S. e Jones P. D. (1993) - *Little Ice Age Summer Temperature Variations: Their Nature and Relevance to Recent Global Warming Trend*. *The Holocene*, 3: 367–376.
- Bray J.R. (1972) - *Cyclic temperature oscillations from 0–20,300 yr BP*. *Nature*, 237: 277–279.
- Buffoni L., Maugeri M. e Nanni T. (1999) - *Precipitation in Italy from 1833 to 1996*. *Theor Appl Climatol.*, 63: 33–40.
- Büntgen U., Tegel W. e Nicolussi K. (2011) - *2500 years of European climate variability and human susceptibility*. *Science*, 331: 578–582.
- Chen L., Zonneveld K.A.F e Versteegh G.J.M. (2011) - *Short term climate variability during 'Roman Classical Period' in the eastern Mediterranean*. *Quaternary Science Reviews*, 30: 3880–3891.
- Crowley T. J. (2000) - *Causes of Climate Change over the Past 1000 Years*. *Nature*, 289: 270–277.
- D'Alessandro L., Davoli L., Lupia Palmieri E. e Raffi R. (2002) - *Natural and anthropogenic factors affecting the recent evolution of beaches in Calabria (Italy)*. *Applied Geomorphology: Theory and Practice*. Ed. R.J. Allison. John Wiley & Sons, Ltd., 397–427.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B. e Langway C.C. (1971) - *Climatic record revealed by the Camp Century ice core*. In: Turekian, K. (Ed.), *The Late Cenozoic Glacial Ages*. Yale Univ. Press, New Haven, pp. 37–56.
- Denton G.H. e Karle'n W. (1973) - *Holocene climatic variations: their pattern and possible cause*. *Quaternary Research*, 3: 155–205.
- Despart S., Sánchez Goñi M.F. e Loutre M.F. (2003) - *Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data*. *Earth and Planetary Science Letters*, 213: 63–78.
- Di Rita F., Celant A. e Magri D. (2010) - *Holocene environmental instability in the wetland north of the Tiber delta (Rome, Italy): Sea–lake–man interactions*. *Journal of Paleolimnology*, 44: 51–67.
- Ducci S., Genovesi S., Menchelli S. e Pasquinucci M. (2005) - *La scoperta di portus pisanus*. In: Rete Archeologica (a cura di) Marcucci C. e Megale C. *Valorizzazione e ricerche*. Provincia di Livorno. Atti Convegno (Livorno 2004), 29–44.
- Gallina Zevi A. e Turchetti R. (2004) - *Le strutture dei porti e degli approdi antichi*. Rubbettino (ed.). Soneria Mannelli, 309 p.
- Galloway W.E. (1975) - *Process framework for describing the morphological stratigraphic evolution of deltaic depositional system*. In: Broussard ML (ed.) *Deltas, Models for Exploration*. Houston: Geological Society, 87–98.
- Giraudi C. (2004) - *Evoluzione tardo-olocenica del delta del Tevere*. *Il Quaternario*, 17: 477–492.
- Giraudi C., Tata C. e Paroli L. (2009) - *Late Holocene evolution of Tiber River Delta and geoarchaeology of Claudius and Trajan Harbor, Rome*. *Geoarchaeology* 24 (3): 371–382.
- Glaser R., Riemann D., Schonbein J., Barriendos M., Bradzil R., Bertolin C., Camuffo D., Deutsch M., Dobrovolsky P., van Engelen A., Enzi S., HalicKova M., Koenig S.J., Kotyza O., Limanowka D., Mackova J., Sghedoni M., Martin B. e Himmelsbach I. (2010) - *The variability of European floods since AD 1500*. *Climatic Change*, 101: 235–256.
- Goiran J.P., Tronchère H., Salon F., Carbonel P., Djerby H. e Ognard C. (2009) - *Paleoenvironmental reconstruction of the ancient harbors of Rome: Claudius and Trajan's marine harbors on Tiber delta*. *Quaternary International*, 216: 3–13.
- Grauel A.L., Goudeau M.L.S., de Lange G.J. e Bernasconi S.M. (2013) - *Climate of the past 2500 years in the Gulf of Taranto, central Mediterranean Sea: A high-resolution climate reconstruction based on $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ of *Globigerinoides ruber* (white)*. *The Holocene*, 23 (10): 1440–1446.
- Grove J.M. (1988) - *The Little Ice Age*. London: Routledge, pp. 498.
- Guiot J., Corona C. e ESCARSEL Members (2010) - *Growing season temperatures in Europe and climate forcings over the past 1400 years*. *PLOS ONE*, 5 (3): e9972.
- Johnsen S., Clausen H., Dansgaard W., Fuhrer K., Gundestrup N., Hammer C., Iversen P., Jouzel J., Stauffer B. e Steffensen J. (1992) - *Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core*. *Nature*, 359: 311–313.
- Jones P. D. (1994) - *Recent Warming in Global Temperature Series*. *Geophys. Res. Lett.*, 21: 1149–1152.

- Jones P. D., Briffa K. R., Barnett T. P. e Tett S. F. B. (1998) - *High-Resolution Palaeoclimatic Records for the Last Millennium: Interpretation, Integration and Comparison with General Circulation Model Control-Run Temperatures*. The Holocene, 8: 455–471.
- Lamb H.H. (1977) - *Climate: Present, Past and Future*. Vol. 2. London: Methuen & Co, pp. 613
- Lambeck K., Anzidei M., Antonioli F., Benini A. e Esposito A. (2004) - *Sea level in Roman time in the central Mediterranean and implication for recent change*. Earth and Planetary Science Letters, 224: 563–575.
- Lebreiro S.M., Francés G. e Abrantes F.F.G. (2006) - *Climate change and coastal hydrographic response along the Atlantic Iberian margin (Targus Prodelta and Muros Ría) during the last two millennia*. The Holocene, 16: 1003–1015.
- Luterbacher J., Dietrich D. e Xoplaki E. (2004) - *European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500*. Science, 303: 1499–1503.
- Mann M.E. (2007) - *Climate over the past two millennia*. Annual Review of Earth and Planetary Science, 35: 111–136.
- Marriner N. e Morhange C. (2007) - *Geoscience of ancient Mediterranean harbours*. Earth Science Reviews, 80: 137–194.
- Martín-Chivelet J., Muñoz-García M.B. e Edwards R.L. (2011) - *Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on $\delta^{13}C$ of speleothems*. Global and Planetary Change, 77: 1–12.
- Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlen W., Maascha K.A., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., van Kreveling S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Racki F., Staubwasser M., Schneider R.R. e Steig E.J. (2004) - *Holocene climate variability*. Quaternary Research, 62: 243–255.
- Milli S., D'Ambrogio C., Bellotti P., Calderoni G., Carboni M.G., Celant A., Di Bella L., Di Rita F., Frezza V., Magri D., Pichezzi R.M. e Ricci V. (2013) - *The transition from wave-dominated estuary to wave-dominated delta: The Late Quaternary stratigraphic architecture of Tiber River deltaic succession (Italy)*. Sedimentary Geology, 284–285: 159–180.
- Morelli C., Marinucci A. e Arnoldus-Huyzenveld A. (2011) - *Il porto di Claudio: nuove scoperte*. In: Portus and its Hinterland, Keay S. and Paroli L. (eds.). BSR, Archaeological Monographs 18, London, 47–65.
- Morhange C., Blanc F., Bourcier M., Carbonel P., Prone A., Smitt-Mercury E. (2003) - *Bio-sedimentology of the late-Holocene deposits of the ancient harbour of Marseilles (southern France Mediterranean sea)*. The Holocene, 13: 593–604.
- Naidu P.D. e Malmgren B. (1996) - *A high-resolution record of late Quaternary upwelling along the Oman margin, Arabian Sea based on planktonic foraminifera*. Paleoclimatology, 11: 129–140.
- Noren A.J., Bierman P.R., Steig E.J., Lini A. e Southon J.A. (2002) - *Millennial-scale storminess variability in the northeastern United States during the Holocene*. Nature, 419: 821–824.
- Ortolani F. e Pagliuca S. (1994) - *Variazioni climatiche e crisi dell'ambiente antropizzato*. Il Quaternario, 7(1): 351–356.
- Pfister C. (1995) - *Monthly temperature and precipitation in central Europe 1525–1979: Quantifying documentary evidence on weather and its effects*. In: Bradley RS and Jones PD (eds) Climate Since A.D. 1500. London: Routledge, pp. 118–142.
- Piervitali E., Colacino M. e Conte M. (1998) - *Rainfall over the Central-Western Mediterranean basin in the period 1951–1995. Part I: precipitation trends*. Geophysics and Space Physics, 21C: 331–344
- Pisias N., Dauphin J.P. e Sancetta C. (1973) - *Spectral analysis of late Pleistocene–Holocene sediments*. Quaternary Research, 3: 3–9.
- Piva A., Asioli A., Trincardi F. (2008) - *Late-Holocene climate variability in the Adriatic Sea (Central Mediterranean)*. The Holocene, 18: 153–167.
- Reale O. e Dirmeyer P. (2000) - *Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman Classical Period. Part I: Climate history and model sensitivity*. Global and Planetary Change, 25: 163–184.
- Rebecchi F. (1998) - *Spina e il delta padano. Riflessioni sul catalogo e sulla mostra ferrarese*. Atti del Convegno Internazionale di Studi “Spina: due civiltà a confronto” (Ferrara, 21 gennaio 1994), Roma 1998.
- Rodrigo F. S., Esteban-Parra M.J., Pozo-Vazquez D. e Castro-Diez Y. (2000) - *Rainfall Variability in Southern Spain on Decadal to Centennial Time Scales*, Int. J. Climatol., 20: 721–732.
- Rodwell M.J., Rowell D.P. e Folland C.K. (1999) - *Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic oscillation and European climate*. Nature, 398: 320–323.

- Salomon F. (2013) - *Géoarcheologie du delta du Tibre*. Thèse de Doctorat; Ecole Doctorale des Sciences Sociales, Université Lumière Lyon 2: pp. 661. Lyon.
- Schonwiese C.D., Rapp J., Fuchs T. e Denhard M. (1993) - *Klimatrend-Atlas, Europa 1891–1990*. Berichte des Zentrums für Umweltforschung, 20: pp. 218.
- Sonett C.P. e Finney S.A. (1990) - *The spectrum of radiocarbon*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A 330: 413–426.
- Stager C.J., Cumming B. e Meeker L.D. (1997) - *A high-resolution 11,400- yr diatom record from Lake Victoria, East Africa*. Quaternary Research, 47: 81– 89.
- Stanley D.J. e Bernasconi M.P. (2006) - *Holocene depositional pattern and evolution in Alexandria's Eastern Harbor, Egypt*. Journal of Coastal Research, 22: 283–297.
- Stanley D.J. e Bernasconi M.P. (2009) - *Sybaris-Thuri-Copia trilogy: Three delta coastal sites become land-locked*. Méditerranée, 112: 75–88.
- Stuiver M. e Braziunas T.F. (1989) - *Atmospheric ^{14}C and century-scale solar oscillations*. Nature, 338: 405–407.
- Tinner W., Lotter A.F., Ammann B. (2003) - *Climate change and contemporaneous land-use phases north and south of the Alps 2300 BC to 800 AD*. Quaternary Science Reviews, 22: 1447–1460.
- Vella C., Fleury T.J., Raccasi G., Provansal M., Sabatier F. e Bourcier M. (2005) - *Evolution of the Rhône Delta Plain in the Holocene*. Marine Geology, 222–223: 235–265.
- Wanner H., Holzhauser H., Pfister C. (2000) - *Interannual to century scale climate variability in the European Alps (Die Klimavariabilität im europäischen Alpenraum auf der Zeitskala von Jahren bis Jahrhunderten)*. Erdkunde, 54: 62–69.
- Zevi F. (2001) - *Historie et topographie des ports de Rome*. Pallas, 55: 267-284.

Ricevuto il 27/11/2013, accettato il 20/05/2014.

La frana costiera delle Gave nel Promontorio di Portofino (Liguria, Italia): evoluzione recente e interazione con le opere antropiche

Francesco Faccini¹, Andrea Benedettini¹, Manuela Pelfini², Pierluigi Brandolini¹

¹Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e della Vita - Università degli Studi di Genova

²Dipartimento di Scienze della Terra "A.Desio" - Università degli Studi di Milano

Riassunto

La frana delle Gave, nel settore orientale del Promontorio di Portofino, rappresenta uno dei rari esempi di frana costiera antica, ancora discretamente conservata e osservabile in Liguria. Il movimento gravitativo si è impostato lungo una lineazione tettonica di importanza regionale, al contatto tra conglomerato e flysch calcareo-marnoso, interessando un'area di grande pregio paesaggistico-ambientale inclusa in un parco regionale. Descritta fin dai primi del novecento, la frana alla fine del XX secolo è stata interessata da riattivazioni con crolli in roccia e fenomeni misti di colata rapida che hanno coinvolto opere antropiche e richiesto interventi di consolidamento e messa in sicurezza del versante.

Nel presente studio sono stati valutati i rapporti che intercorrono tra i fenomeni di attività recente e condizioni geomorfologico-ambientali attraverso l'applicazione di una metodologia di studio integrata, basata sulla ricerca storica, sull'analisi stereoscopica multi-temporale, sul confronto della cartografia a partire dal XVIII sec., e infine sul rilevamento geologico e geomorfologico del settore in frana e dell'immediato intorno, raccogliendo i dati stratigrafici disponibili da sondaggi geognostici condotti nell'area per scopi di ingegneria civile. Sulla base dei dati acquisiti è stato definito il modello attuale della frana, in rapporto alle caratteristiche geologiche e strutturali del substrato roccioso e alle condizioni geomorfologiche e idrogeologiche del versante. È stato quindi individuato un settore superiore di frana, a oggi quiescente, a genesi complessa, che si sviluppa tra 270 e 75-100 m di quota, cui segue un settore a valle, che rappresenta il corpo principale della frana antica, ritenuto inattivo o al più localmente interessato da cinematismi estremamente lenti.

Parole chiave: costa rocciosa, frana complessa, crolli in roccia, morfo-neotettonica, Liguria orientale.

Abstract

The Gave landslide, located in the eastern sector of the Portofino Promontory, is one of the rare examples of ancient coastal landslide, still quite well preserved and observable in Liguria. The mass movement occurred along a tectonic lineation of regional importance, on the contact between conglomerate and marly-limestone flysch, affecting an area of great landscape and environmental value, included in a natural park.

Described in the early twentieth century, the landslide in 1987, 1995 and 1996 has been affected by reactivation with rock falls and debris flow and required interventions of consolidation to secure exposed anthropic structures located on the slope.

In this study the relationships between the phenomena of recent activation and geomorphological and environmental conditions have been evaluated through the application of an integrated investigation approach, supported by historical research, multi-temporal aerial photos analysis, comparison of maps since the eighteenth century, and

finally based on a detailed geological and geomorphological survey of the landslide and surrounding sectors, collecting stratigraphic data available from drillings previously carried out in the area for civil engineering purposes. The current model of the landslide has been defined on the basis of the collected data, in relation to geological and structural characteristics of the bedrock and the geomorphological and hydrogeological conditions of the slope. It was subsequently identified an upper sector of landslide, currently dormant, with complex genesis, that extends between 270 and 75-100 m above sea level, followed by a lower sector, which corresponds to the main body of the ancient landslide, which is considered inactive or locally affected by extremely slow movements.

Keywords: rocky coast, complex landslide, rock falls, morphoneotectonic, eastern Liguria.

Introduzione

La presenza di grandi e antiche frane nel paesaggio costiero Mediterraneo è rara, per l'attività erosiva sia delle acque correnti sia da parte dell'azione del mare; inoltre gli effetti dei fenomeni franosi sono spesso obliterati dall'attività antropica e, talvolta, le forme connesse con i grandi movimenti di versante possono essere confuse con i terrazzi marini (Fanucci e Nosengo, 1977).

La costa ligure è lunga 345 km ed è caratterizzata da 190 km di coste rocciose, 41 km di spiagge e 114 km di tipo artificiale (Piccazzo e Firpo, 1996; Ferrari et al., 2003). Lungo il tratto orientale della costa ligure sono note le grandi frane di Rodalabìa e Guvano nelle Cinque Terre (De Stefanis et al., 1978a; 1978b; 1985; Terranova, 1987), di Lemoglio nel Golfo di Moneglia (Maifredi e Nosengo, 1975; Cevasco et al., 2000; Faccini et al., 2012; Faccini et al., 2014; Cevasco e De Vita, 2014) e delle Grazie a Chiavari (Brandolini et al., 2009).

Lo scopo di questa ricerca è quello di presentare le caratteristiche geomorfologico-ambientali della frana antica delle Gave, situata nella parte orientale del Promontorio di Portofino (Fig. 1), valutando lo stato di attività che la caratterizza e gli effetti conseguenti sul territorio, in termini di possibili interazioni sulle strutture civili.

Il movimento franoso interessa il tratto di costa tra Punta Pedale e Punta della Cervara, in una zona di grande valore paesaggistico e ambientale all'interno di un'area protetta riconosciuta fin dal 1935.

Il territorio interessato dalla frana delle Gave è conosciuto fin dai primi anni del secolo scorso (Almagià, 1907); vengono riportate diverse notizie a riguardo della sua riattivazione del 1929, fase in cui si è verificato il crollo di diversi blocchi e l'innescò di colate detritiche.

La frana delle Gave, descritta genericamente come un accumulo di frana con



Figura 1 – Localizzazione dell'area di studio (da DTM Regione Liguria a 5 m).

direzioni di fluitazione, è stata cartografata per la prima volta durante gli studi geomorfologici del Golfo del Tigullio (Cortemiglia e Terranova, 1979). Successivamente è stata fornita una caratterizzazione geologica e geomorfologica più dettagliata nel quadro di alcuni casi studio della costa ligure (De Stefanis et al., 1984), nei quali la frana è stata identificata come un collasso gravitativo in roccia. Nella cartografia a supporto del progetto Inventario dei Fenomeni Franosi Italiani (IFFI), la frana delle Gave è identificata come una frana complessa in stato di attività (Gorziglia et al., 2006). Studi recenti hanno permesso di riconoscere con maggiore dettaglio le modalità cinematiche della frana e i principali fattori predisponenti, con una zonizzazione preliminare in termini di pericolosità geomorfologica (Brandolini et al., 2013).

E' stata quindi condotta una ricerca bibliografica negli archivi storici degli uffici pubblici, raccogliendo dati descrittivi sia a partire da documentazione fotografica, sia da articoli di giornale; sono state inoltre avviate una serie di interviste con i residenti. Particolare attenzione è stata rivolta allo studio della documentazione tecnico-scientifica relativa ai dissesti di versante avvenuti con gli eventi del 1987 e del 1995/1996.

Si è quindi proceduto al rilevamento geologico e geomorfologico dell'intero settore, supportato da un'analisi stereoscopica di immagini aeree a grande scala scattate nel corso degli ultimi decenni e dal confronto di carte storiche; per alcune porzioni di versante sono state raccolte informazioni originali relative agli indicatori cinematici indiretti che possono essere riconducibili a deformazioni del sottosuolo.

I dati ottenuti dai sondaggi geognostici, eseguiti nell'area per scopi di ingegneria civile, hanno permesso infine di raccogliere informazioni relative alla stratigrafia dei terreni e alle proprietà geotecniche dei materiali coinvolti.

Inquadramento geologico

Le formazioni geologiche presenti sul M. di Portofino sono rappresentate dal Conglomerato di Portofino (di presunta età Oligocenica), che affiora nel settore meridionale, e dal Flysch del M. Antola (di età Cretacico-Paleocenica), che affiora alla base del Promontorio (Fig. 2).

Il flysch è composto da strati calcareo marnosi con spessori che variano da pochi decimetri al metro. Il colore varia dal giallo-grigio al grigio scuro a seconda del grado di alterazione. I calcari marnosi sono intercalati da strati nerastri di argilliti con spessori da centimetrici a decimetrici. Intercalazioni di calcareniti e arenarie di colore grigio-marrone appaiono invece subordinate, con spessori fino al metro (Marini, 1981).

Il conglomerato è costituito principalmente da clasti di calcare marnoso, arenarie e, meno frequentemente, da frammenti di ofioliti, gneiss e graniti. Il grado di arrotondamento varia da sub-angolare a moderatamente arrotondato. La matrice è sabbiosa con cemento di natura carbonatica.

Il flysch è distinto da deformazioni fragili-duttili con pattern molto complessi (Marini, 1981): i due sistemi principali di fratture sono sub-verticali e orientati circa NNE-SSW e ENE-WSW (Corsi et al., 2001). Le giaciture di strato sono variabili in funzione delle diverse fasi deformative cui l'ammasso roccioso è stato assoggettato: lungo il versante orientale del M. Brano il flysch immerge verso NW con inclinazione 80°, mentre lungo il versante sopra Punta Pedale gli strati immergono verso SW con inclinazione 20°, così come presso la Cervara. Alla mesoscala, si può osservare che la formazione immerge generalmente verso W, in funzione di una grande piega con asse disposto NNE-SSW.

Anche il complesso conglomeratico presenta giaciture variabili in ragione della tettonica recente: presso Portofino si ha direzione generale WNW-ESE e immersione SSW; nella zona di San Fruttuoso la direzione è circa E-W e l'immersione S, mentre nella zona di Punta Chiappa si riscontra direzione NE-SW e immersione SE. Le inclinazioni non superano i 20°, così che ne risulta una sorta di anfiteatro leggermente asimmetrico, rivolto verso S (Giammarino et al., 1969). I conglomerati mostrano diversi sistemi di fratture, talora passanti a faglie, di cui i principali hanno direzione NW-SE e NE-SW, la cui sovrapposizione genera lo smembramento della roccia in blocchi a sezione romboidale.

Le discontinuità tettoniche principali condizionano il profilo costiero e la disposizione del reticolo idrografico del Promontorio (Fig. 2). Riattivazioni recenti di tali lineazioni è confermata dalla presenza di sedimenti sommersi Plio-Quaternari, deformati con rigetti paragonabili a quelli osservati lungo la costa emersa (Fenucci e Nosengo, 1977).

La letteratura è sostanzialmente concorde nel ritenere che la successione conglomeratica appoggi, in netta discordanza stratigrafica, sul flysch del M. Antola, secondo una immersione generale verso S di circa 35° (Pellati, 1934; Rovereto, 1939; Boni et al., 1969; Giammarino e Messiga, 1979). Vi sono tuttavia alcuni elementi che sembrano poter rimettere in discussione la posizione del conglomerato di Portofino e soprattutto i suoi rapporti con la confinante formazione del M. Antola. Infatti il contatto stratigrafico tra le due formazioni non risulta essere mai stato osservato sul terreno, in quanto completamente mascherato su un fronte di circa 5 km, da vaste coperture detritiche: sul versante orientale dai movimenti gravitativi oggetto della presente ricerca, sul versante occidentale dalle note frane di San Rocco e Mortola (Brandolini et al., 2007) e sul versante N dalle estese coperture detritiche afferenti al bacino idrografico del T. San Siro (Brandolini et al., 2006).

La presenza di blocchi plurimetri di conglomerato in corrispondenza di culminazioni e crinali spartiacque, la marcata fratturazione dell'ammasso roccioso, la presenza di estese fasce milonitiche, l'evidente differenza sedimentologica con i conglomerati di Molare e Savignone (Giammarino et al., 1969), l'identificazione di

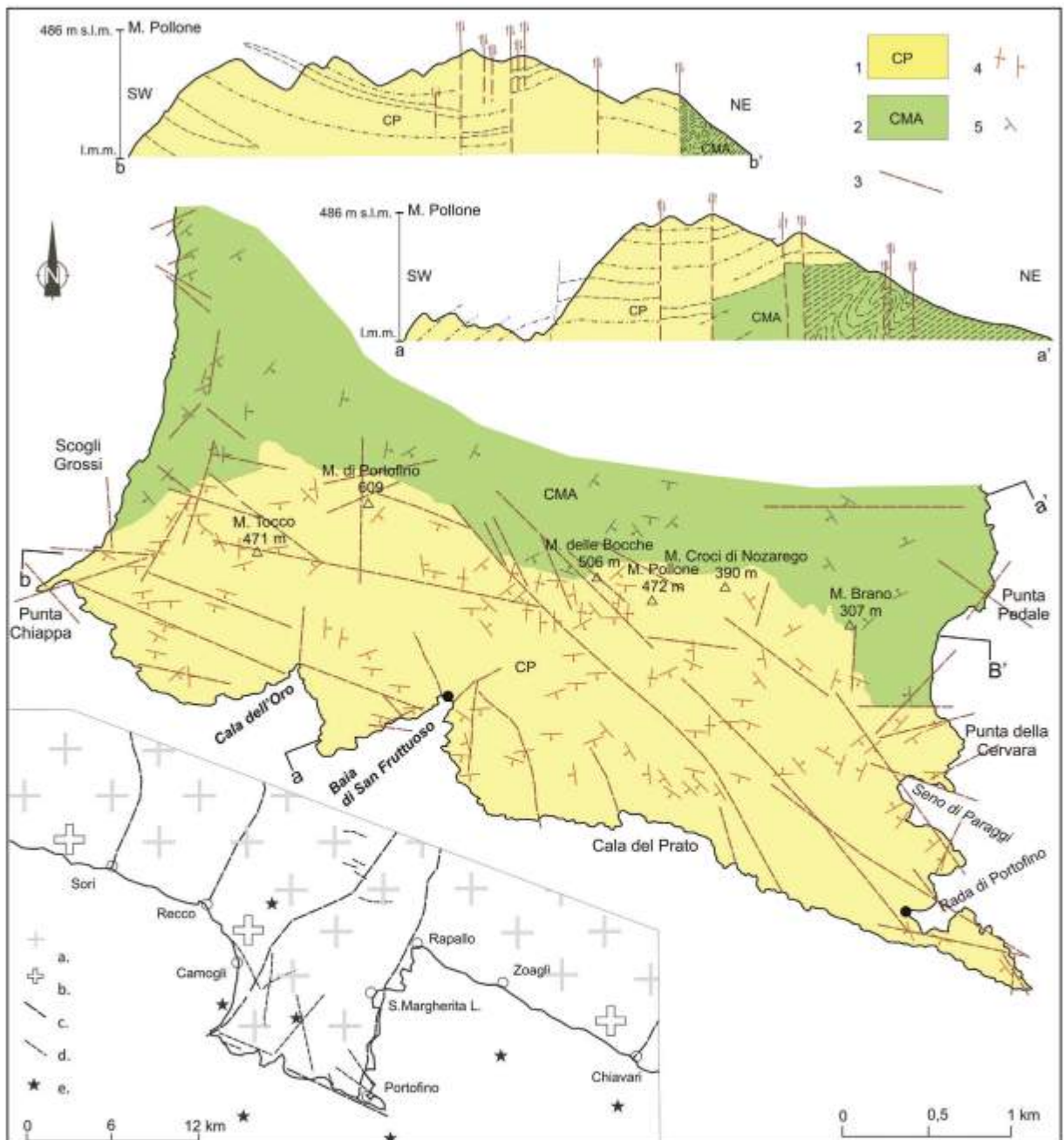


Figura 2 – Carta geologica del Promontorio di Portofino (modificata da Corsi, 2008): 1. Conglomerati (CP); 2. Flysch calcareo marnoso (CMA); 3. Discontinuità tettoniche; 4. Strati rovesciati; 5. Giaciture di strato. Schema neotettonico relativo all'area di studio (modificato da Fanucci et al., 1980): a. Zona interessata da sollevamento relativo; b. Zona interessata da sollevamento assoluto; c. Faglia a prevalente componente verticale; d. Altre linee di faglia e di frattura; e. Eventi sismici superficiali (0-15 km) con magnitudo $M_L < 3$ nel periodo 1982-2014 (dati RSNI).

linee tettoniche d'importanza regionale che delimitano come un pilastro tutto il Promontorio (Fanucci et al., 1980; Brancucci e Motta, 1988; Cevasco et al., 2004), possono suggerire l'azione di movimenti tettonici di grande portata e non esclusivamente verticali.

Assetto geomorfologico e geologico-tecnico

Le rocce conglomeratiche affiorano con discreta continuità nella porzione superiore dell'anfiteatro morfo-

logico che culmina con il M. Brano, mentre l'ammasso roccioso fliscioide si osserva in significativi spaccati artificiali solo presso Punta Pedale; nella restante fascia costiera rari affioramenti, che potrebbero essere tuttavia dislocati dalla tettonica gravitativa, si rilevano lungo via Repellini e in prossimità del Convento della Cervara. Il movimento di massa che ha anticamente interessato il versante Sotto delle Gave si estende sulle pendici orientali del M. Brano tra quota 275 m s.l.m. e la linea di costa (Fig. 3); il corpo di frana prosegue sul fondo del mare fino a raggiungere la batimetrica di -20 m. La lunghezza longitudinale massima - dalla parte superiore dell'orlo di scarpata alla base dell'accumulo in mare - è di circa 1200 m.

La corona di frana principale - che è lunga circa 2800 m - si estende dalle zone di affioramento del flysch calcareo marnoso sul lato NE fino al conglomerato sul lato SW e si compone di una parte occasionalmente attiva nel settore superiore, sotto la punta del M. Brano, da cui originano i fenomeni di crollo che hanno interessato in passato la strada comunale Nozarego-Gave, e diventa inattiva proseguendo verso Punta Pedale e Punta della Cervara (Fig. 4).

Nelle porzioni di versante a quota inferiore l'acclività diminuisce e sono presenti estese zone di accumulo del materiale detritico, parzialmente rivegetato, riconducibili a falde coalescenti originate dai crolli dalle scarpate rocciose che si saldano con l'antico accumulo presente alla base del versante.

Il tipo di movimento appare quindi complesso e, in considerazione dell'estensione e della dinamica di versante e in base ai processi geomorfologici in atto, il pendio può essere suddiviso in due settori diversificati per assetto geologico, dinamiche evolutive e stato di attività. Queste ultime sono un elemento discriminante per definire l'estensione plano-altimetrica delle forme di deposito caratterizzanti un corpo di frana complesso come quello in esame: la porzione principale risulta confinata in una sorta di anfiteatro morfologico esteso fino alla linea di costa.

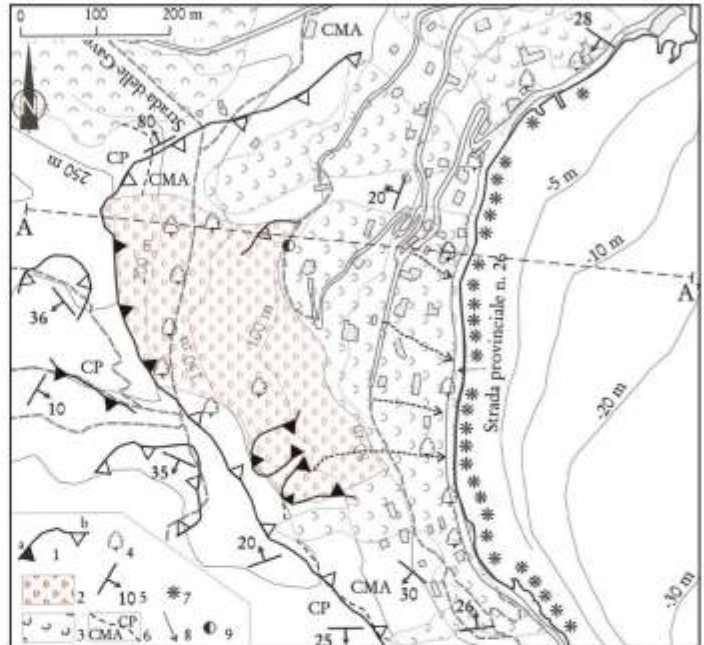


Figura 3 - Carta geomorfologica a indirizzo applicativo della frana delle Gave: 1. orlo di scarpata di frana, attiva (a), inattiva (b); 2. frana inattiva-quiescente a genesi mista, occasionalmente attiva per crollo e colata detritico-fangosa; 3. frana inattiva-stabilizzata, localmente inattiva-quiescente, di genesi complessa; 4. alberi d'alto fusto inclinati; 5. giacitura di strato; 6. contatto geologico presunto tra rocce conglomeratiche (CP) e ammasso roccioso eterogeneo (flysch) (CMA); 7. blocco roccioso; 8. asse di corrivazione, sede di occasionali colate detritico-fangose; 9. sorgente.

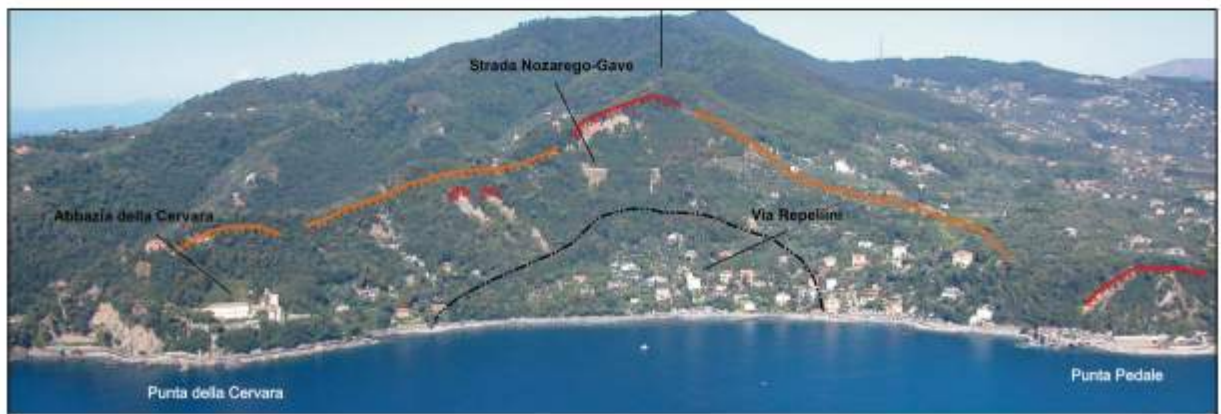


Figura 4 - Panoramica dal mare della frana delle Gave: la linea a dentini indica la scarpata recentemente riattivata (rosso) e quiescente (arancione); l'antico accumulo di frana è evidenziato dal tratteggio nero.

Il settore superiore, sviluppato in corrispondenza di una direttrice tettonica, presenta una scarpata sotto la cima del M. Brano localmente interessata da crolli; lungo le porzioni più elevate ed acclivi delle aste torrentizie che interessano l'area si possono innescare in concomitanza di piogge intense e di breve durata frane superficiali e colate detritico-fangose. Questi movimenti rapidi possono interessare la porzione di versante inferiore fino a 75-100 m s.l.m. (Fig. 5).

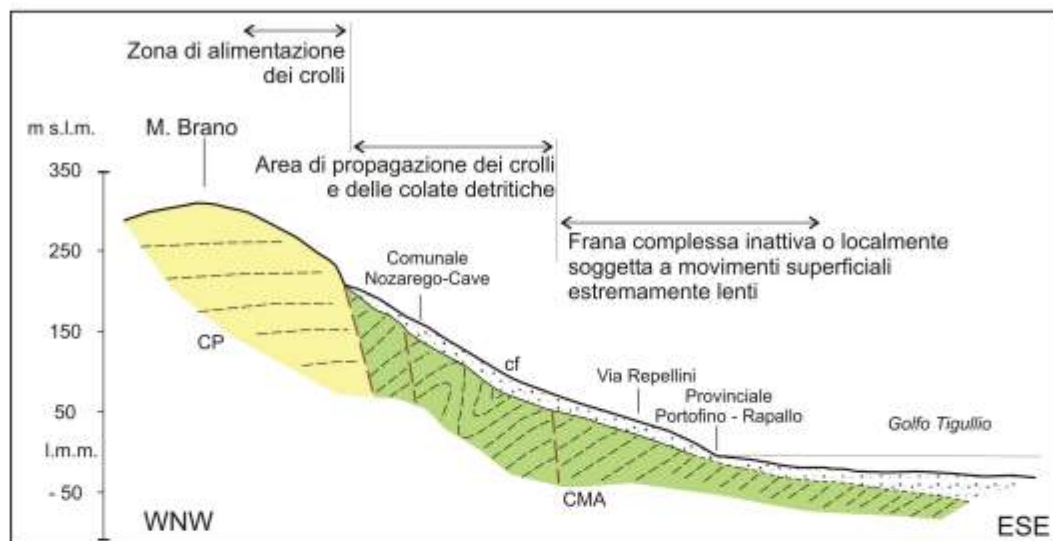


Figura 5 - Sezione geologica A-A' (Cfr. Fig. 3) della frana delle Gave: cf. Corpo di frana; CP. Conglomerato del M. di Portofino; CMA. Calcarei del M. Antola.

Il settore inferiore, che rappresenta il corpo di frana antica, sulla base di indicatori cinematici osservabili in fase di rilevamento sul terreno, si ritiene inattivo quiescente o addirittura inattivo stabilizzato; solo localmente, in qualche situazione puntuale, peraltro esterna all'area perimetrata come frana attiva nella cartografia IFFI, sono stati osservati alcuni indicatori cinematici indiretti che suggeriscono possibili movimenti superficiali estremamente lenti e che, in ogni caso, non determinano situazioni di pericolo per gli insediamenti e la viabilità stradale di collegamento per Portofino (Fig. 3).

Appare verosimile il legame tra il sistema di lineazioni tettoniche e i fenomeni morfogenetici connessi con la frana antica delle Gave; la scarpata superiore sembra infatti impostata lungo una faglia diretta con direzione circa NS, lungo la quale potrebbe materializzarsi il contatto tra il Conglomerato ed il Flysch del M. Antola (Fig. 5).

Analizzando gli interventi edilizi e di consolidamento/bonifica idrogeologica eseguiti nell'area in esame negli ultimi 30 anni, sono stati acquisiti una decina di sondaggi geognostici. I carotaggi hanno permesso la ricostruzione della stratigrafia dei terreni sciolti di copertura; in particolare, a

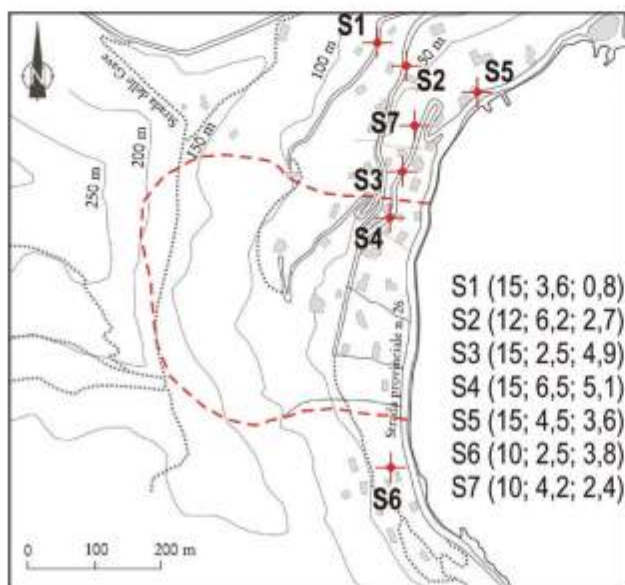


Figura 6 - Ubicazione dei sondaggi geognostici (S1-S7) eseguiti ad altro titolo nell'area studiata: tra parentesi sono riportate le profondità di perforazione, le profondità del top del substrato roccioso (flysch) e le profondità del livello medio di falda, sempre espresse in m dal p.c.; con la linea tratteggiata rossa è indicata la perimetrazione della frana secondo la cartografia del Piano di Bacino stralcio (Ambito 15 della Provincia di Genova) e del progetto IFFI.

Punta Pedale e in località Sotto le Gave, hanno evidenziato la presenza di una copertura detritica con spessori tra 4 a 8 m costituita da ghiaia argillosa. Il substrato marnoso-calcareo è molto fratturato con interstrati argillosi e le superfici delle discontinuità sono lisce e moderatamente alterate. L'indice RQD varia tra il 25% e il 50%, anche se si riscontrano orizzonti con valori inferiori (Fig. 6).

Gli eventi geo-idrologici alla fine del XX secolo

Il 16 gennaio 1987 una frana di crollo (circa 200 m³) si è distaccata dalla parete subverticale alle pendici orientali del M. Brano danneggiando la strada pedonale carrozzabile Nozarego-Gave, una linea elettrica, muri di contenimento di terreni coltivati e vegetazione di alto fusto (Catenacci, 1992).

Le traiettorie dei blocchi, di dimensioni fino al metro cubo, hanno interessato il tratto di versante compreso tra la scarpata rocciosa e la strada comunale delle Gave, mentre un blocco ha proseguito il percorso di caduta per oltre 300 m di distanza orizzontale, raggiungendo giardini e orti di un'area residenziale sottostante dopo aver tranciato alcuni alberi ad alto fusto (Fig. 7).

L'innescò dei fenomeni di crollo è riconducibile alle piogge intense che hanno interessato nei giorni precedenti il territorio: nelle stazioni pluviometriche di Chiavari (ubicata 9 km a E di Santa Margherita Ligure) e di Favale di Malvaro (14 km a N di Santa Margherita Ligure) sono stati registrati a gennaio 1987 rispettivamente 110 mm e 174 mm di pioggia, con un massimo giornaliero di 47 mm e 92 mm il 15 gennaio 1987.

A seguito dei dissesti sono stati eseguiti interventi di rimozione dei blocchi e un disagggio pesante della scarpata rocciosa, oltre al ripristino della viabilità pedonale.

In concomitanza degli eventi alluvionali che hanno interessato il centro storico di Santa Margherita Ligure del 5-6 ottobre 1995 (circa 400 mm di pioggia cumulata in 48 h nelle stazioni meteo del Levante genovese), si sono innescate estese frane superficiali che hanno interessato il versante tagliato a mezza costa dalla strada comunale delle Gave. Più in dettaglio la pedonale carrabile è stata interrotta da tre colate detritico-fangose (p.ti 1-3 di Fig. 7), mentre altri dissesti superficiali hanno interessato la zona della Cappelletta delle Gave (p.to 4 di Fig. 7).

Nel gennaio 1996, in relazione a nuovi eventi geo-idrologici, si è verificato a danno della strada un ulteriore movimento franoso nella parte settentrionale verso Santa Margherita Ligure (p.to 5 di Fig. 7). Più in dettaglio sono stati registrati oltre 400 mm di pioggia mensile a Sant'Ilario (13 km a W di Santa Margherita Ligure) e quasi 500 mm a Neirone (13 km a N di Santa Margherita Ligure), con massimi giornalieri del 11 e 24 gennaio con 141 mm e 124 mm a Neirone e 97 mm e 110 mm a Sant'Ilario.

Tutte le frane superficiali hanno interessato i depositi eluvio-colluviali di versante, frammisti a blocchi rocciosi derivati dal crollo dalla scarpata superiore e sottostante il M. Brano.

A seguito di questi eventi critici è stato realizzato un intervento di consolidamento del versante e di sistemazione del tracciato stradale/pedonale di collegamento tra No-

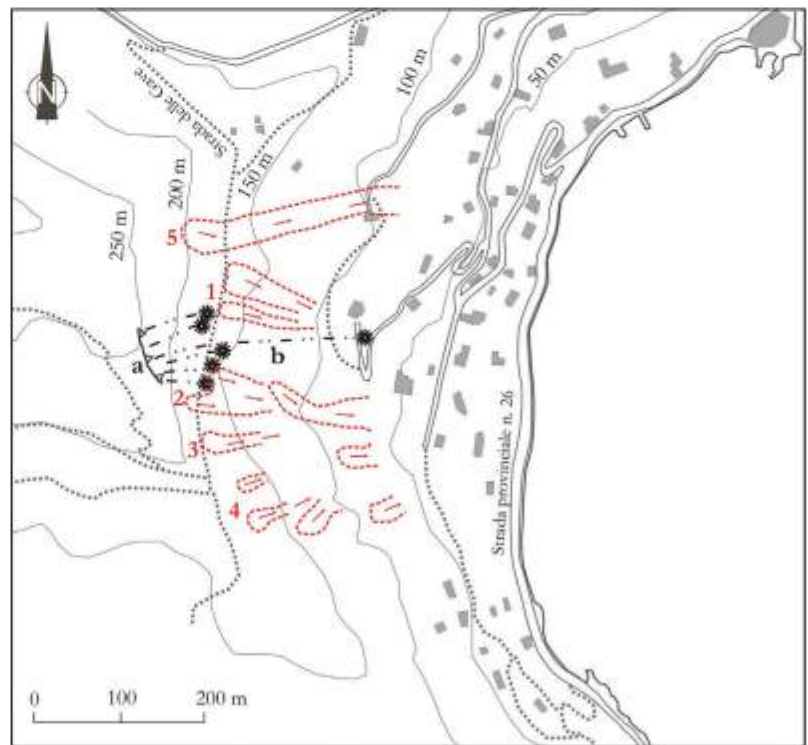


Figura 7 – Carta degli eventi geo-idrologici recenti lungo il corpo di frana delle Gave: a. scarpata rocciosa sorgente della frana di crollo del 16 gennaio 1987; b. traiettoria e punto di arresto del blocco di massima propagazione; 1-4. colate detritico-fangose innescate dall'evento geo-idrologico del 5-6 ottobre 1995; 5. colata detritico-fangosa innescata dall'evento del gennaio 1996.

zarego e le Gave in modo da ristabilirne il transito. La stabilizzazione del fronte è stata garantita con un cordolo fondato su micropali e ancorato con tiranti e posto in corrispondenza della strada comunale delle Gave, sulla cui sommità è stata appoggiato il piano viabile corredato da una serie di opere di intercettazione e convogliamento delle acque superficiali. L'intervento è stato completato con interventi leggeri di ingegneria naturalistica atti a limitare l'erosione superficiale (Bovolenta e Dalerchi, 2011) e da una rete paramassi inserita sulla testa del muro di monte della strada.

Evoluzione morfologica del settore

Il settore orientale del M. di Portofino è storicamente caratterizzato da instabilità di versante, dovuta alle elevate acclività della costa alta rocciosa. Tra i vari contributi scientifici riguardanti questa porzione di territorio, la descrizione data da Almagià (1907) appare esaustiva: «Il 5 aprile 1897 lungo la strada tra Portofino e Santa Margherita si è verificata una grande frana all'interno dei fragili strati ad elevata pendenza (35°) di calcari eocenici con interstrati argilloso – scistosi; il movimento è stato innescato dai lavori di spostamento della strada, dapprima come un lento scivolamento poi sempre più rapido. La frana ha interrotto la strada e si teme possa interessare un'area ancora più vasta».

Vi sono poi notizie di archivio che riguardano eventi geo-idrologici avvenuti nel 1897, 1929, 1945, 1964, 1971, 1974, 1987, 1995, 1996 e 2001 che hanno coinvolto diversi settori della zona compresa tra Punta

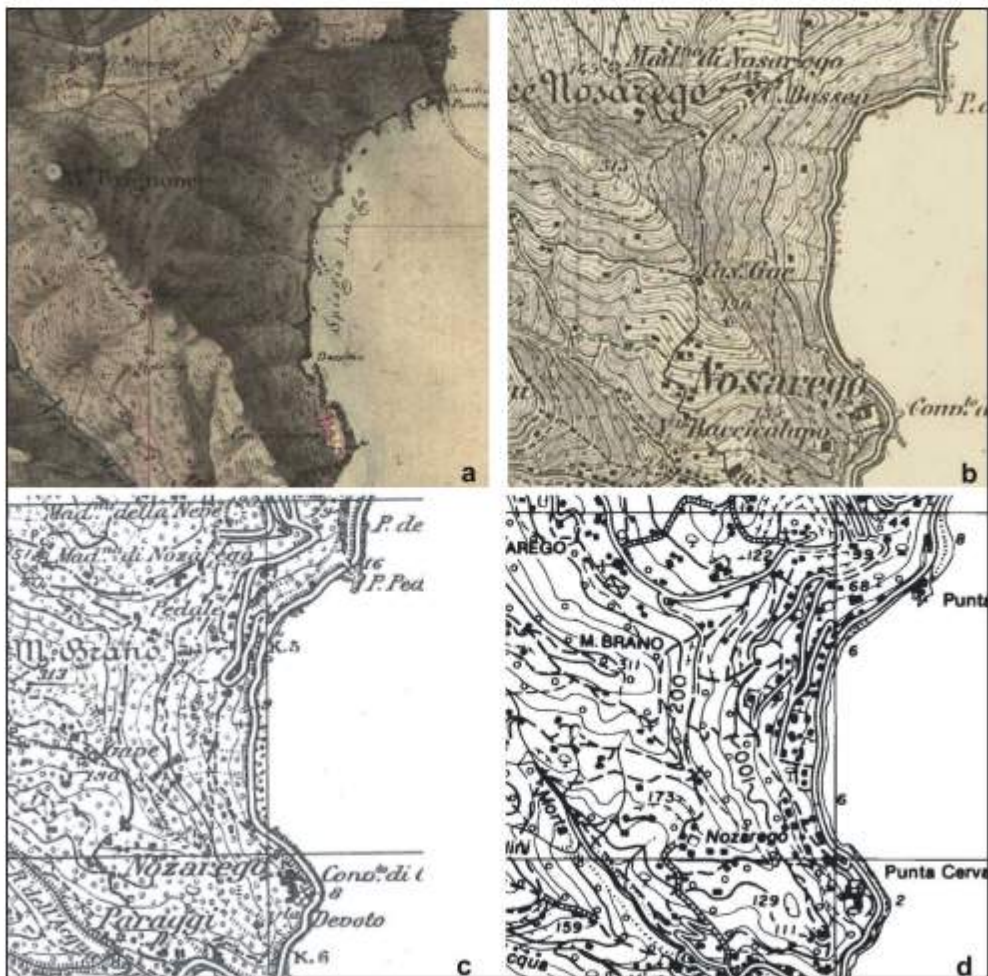


Figura 8 – Confronto cartografico multitemporale: a. carta del 1815-1823 (stralcio da “Carta degli Stati Sardi in Terraferma”); b. carta del 1878 (stralcio da tavoletta a scala 1:25.000 dell’Istituto Geografico Militare Italiano); c. carta del 1934 (stralcio da tavoletta a scala 1:25.000 dell’Istituto Geografico Militare Italiano); d. carta del 1996 (stralcio da tavoletta a scala 1:25.000 della Regione Liguria).

Pedale e Punta della Cervara (Brandolini et al., 2013); la documentazione raccolta ha permesso di stimare che il tempo medio di ritorno su base storica di un evento geo-idrologico in questo settore costiero è inferiore a 15 anni (Archivio del Comune di Santa Margherita Ligure e Parco di Portofino, Sistema Informativo Catastrofi Idrogeologiche - GNDICI, CNR).

Analizzando e confrontando le carte storiche dal XVIII secolo, in particolare le mappe del 1773 (Matteo Vinzoni "Il Dominio della Serenissima Repubblica in Terraferma"), del 1815-1823 ("Carta degli Stati Sardi in Terraferma"), del 1878 e 1934 (tavole topografiche a scala 1:25.000 dell' Istituto Geografico Militare Italiano), del 1996, 2007 (carte topografiche a 1:25.000 e 1:5000 scala della Regione Liguria), alcune riportate in stralcio in Fig. 8, il versante costiero delle Gave sembra essere caratterizzato, dalla parte superiore fino all'intersezione con il sentiero pedonale, da una morfologia concava che può essere identificata come la scarpata principale sotto il M. Brignone, attualmente denominato M. Brano.

Lungo la linea di costa la morfologia appare convessa. Si osservano almeno quattro tracce di corrivazione che sembrano svilupparsi attraverso un pendio agricolo terrazzato fino al mare tra Punta Pedale a N e La Darsena a S. La Darsena era il luogo di attracco a servizio dell'unico insediamento di questa zona, denominato Convento della Cervara, raggiungibile con un breve sentiero pedonale. Alla foce dei torrenti si possono osservare dei modesti conoidi detritico-alluvionali, che alimentano la spiaggia che si estende lungo l'intera base del pendio, come suggerisce il toponimo "Spiaggia Lunga" (Figg. 8-9). A monte della spiaggia, si riconosce una scarpata continua, mentre in mare si osservano diversi blocchi emersi. I primi interventi, con conseguente modificazione morfologica del fronte costiero, sono stati realizzati per la costruzione della strada tra Santa Margherita Ligure e Portofino, visibile sulle mappe risalenti al XX secolo. Tali interventi sono consistiti in prevalenza nella costruzione di un muro di contenimento e successivo riempimento che ha inglobato l'originaria "Spiaggia Lunga". Queste modifiche strutturali hanno in seguito richiesto la costruzione di altre opere per proteggere la strada dall'erosione del mare. In questo periodo compaiono inoltre i primi edifici residenziali alla base pendio edificati nelle zone meno ripide e visibili nella cartografia più recente, oltre ad una rete viaria più fitta che ha nel tempo servito le zone intermedie del versante (Fig. 8).



Figura 9 – Confronto fotografico storico del settore inferiore della frana delle Gave: nella foto relativa alla situazione del 1865 (a) sono ancora visibili il piede della frana interessato dall'azione di scalzamento del moto ondoso e i numerosi blocchi rocciosi emergenti nel tratto di mare antistante; nella foto relativa alla situazione attuale (b) il piede della frana è contenuto dalle opere murarie realizzate con la costruzione della strada di collegamento tra S. Margherita L. e Portofino alla fine del XIX secolo.

Discussione e conclusioni

La frana delle Gave può essere considerata come un antico corpo di frana costiera che si è sviluppato in un contesto tettonico, morfo-climatico e sismico differente da quello dall'attuale; tra i fattori di instabilità del versante si possono identificare le condizioni geologiche, i processi geomorfologici e fisici, le attività antropiche. La natura litologica e le caratteristiche geomeccaniche delle formazioni hanno rivestito un ruolo significativo nell'evoluzione antica (e recente) del versante delle Gave: il conglomerato si presenta come un mezzo roccioso rigido, piuttosto omogeneo e fratturato, che determina crolli di blocchi plurimetrici, mentre il flysch è costituito da strati alternati di calcari-marnosi e argilliti con differenti caratteristiche di resistenza e deformabilità. La componente tettonica è altrettanto determinante, con riferimento alle lineazioni, orientate circa ENE-WSW e N-S o NNE-SSW, che sono responsabili del profilo costiero isolando il Promontorio di Portofino come un pilastro tettonico. In particolare, la lineazione neotettonica che interseca la Val Fontanabuona in direzione NNE-SSW da Portofino fino ad incrociare la linea Punta Chiappa-Cabanne, appare molto significativa per il caso studio (Fig. 2), in quanto evidenzia una correlazione diretta con l'impostazione dell'antica frana delle Gave (Fanucci e Nosengo, 1977). A questo si deve aggiungere un'apprezzabile attività sismica ai margini del Promontorio di Portofino, probabilmente più intensa nel periodo plio-pleistocenico (Federici et al., 2004).

Altresì il contrasto idrogeologico marcato tra il conglomerato e il flysch predispone ad una differente circolazione profonda che può costituire un ulteriore fattore di instabilità; la circolazione dell'acqua nelle fratture del conglomerato avviene con velocità più elevate rispetto ai flussi sotterranei più lenti nell'ammasso roccioso eterogeneo fliscioidale.

La morfologia del versante, caratterizzato da elevate pendenze, e l'orientamento generale della fascia costiera, esposta all'ondazione da SE, rappresentano condizioni favorevoli per l'erosione al piede dell'accumulo.

Relativamente ai processi antropici, se si evidenzia un ruolo logicamente estraneo nell'innescare della frana antica, occorre sottolinearne il contributo, talora significativo, nell'evoluzione attuale e recente. Infatti, conseguentemente alla costruzione delle opere di contenimento e protezione della sede stradale realizzata alla fine del XVIII secolo al piede del versante, l'antico accumulo di frana non può oggi risultare interessato dall'azione erosiva del moto ondoso.

In tempi più recenti, infine, la mancata manutenzione dei sistemi di drenaggio e del territorio in generale, ha avuto un ruolo importante nei dissesti geo-idrogeologici avvenuti alla fine del XX secolo e la situazione nella porzione superiore del versante a oggi non sembra essere completamente stabilizzata: è stata identificata la presenza di alcune aree in dissesto, a monte della strada comunale, nel tratto presso la Cappelletta delle Gave, dove, a causa dell'elevata acclività e della disponibilità di materiale grossolano sul pendio, possono nuovamente innescarsi flussi detritici iperconcentrati in concomitanza di fenomeni di pioggia intensa e di breve durata, con possibili ripercussioni sulle strutture antropiche.

I sondaggi geognostici, sebbene non uniformemente distribuiti su tutta l'area di studio, hanno permesso di accertare spessori della copertura detritica piuttosto contenuti, almeno in relazione alla variazione di acclività che presenta il versante tra 75 m e il l.m.m.; è stata inoltre constatata una marcata fratturazione del flysch sottostante, unitamente alla presenza di ristagni idrici e livelli di falda prossimi alla superficie topografica, almeno nel periodo autunnale-primaverile.

Si possono pertanto formulare due differenti ipotesi di spessore della frana antica: se si riconosce un corpo detritico superficiale con potenze inferiori a 10 m si può stimare un volume dell'ordine di 1 milione di m³, ma questo valore potrebbe risultare di 1 ordine di grandezza superiore se si interpreta il substrato roccioso intercettato dai sondaggi, almeno parzialmente, coinvolto in un movimento più profondo (deep seated slide), anche in considerazione del profilo neotettonico descritto.

Nella cartografia di Piano di Bacino stralcio la frana delle Gave è schedata come movimento complesso attivo, con pericolosità molto elevata; I risultati della presente ricerca portano a considerare attiva, solo occasionalmente, la parte superiore della frana antica, sotto il M. Brano, per fenomeni rapidi. La parte inferiore della frana non presenta indicatori di movimento evidenti e quindi è ascrivibile a una frana inattiva-stabilizzata, o localmente soggetta a movimenti superficiali estremamente lenti.

Per una definitiva e corretta valutazione della pericolosità e del rischio geologico si rendono quindi necessarie specifiche indagini geognostiche, supportate da attività di monitoraggio geotecnico e idrogeologico.

Tenuto conto della presenza di una copertura arborea importante sulla frana antica delle Gave, ulteriori contributi alla datazione degli eventi geo-idrologici attuali e recenti potrebbe essere fornita dalle osservazioni dendro-

cronologiche in funzione della capacità degli alberi di registrare stress meccanici ed ambientali che influenzano lo stesso tasso di crescita. Confrontando campioni raccolti da diversi settori della frana, analogamente a quanto verificato in altri siti del territorio italiano (es. Guida et al., 2008) sarà possibile studiare la distribuzione delle anomalie di crescita della vegetazione arborea, fornendo informazioni più dettagliate sulla dinamica di versante.

Ringraziamenti

Gli autori desiderano ringraziare Riccardo Lazzeri per la collaborazione prestata nella preparazione di alcune figure e Alberto Girani per la concessione di alcune fotografie storiche del settore costiero investigato.

Bibliografia

- Almagià R. (1907) - *Studi geografici sulle frane in Italia. L'Appennino settentrionale e il Preappennino Tosco-Romano*. Memorie della Società Geografica Italiana, vol. XIII, pp. 343.
- Boni A., Braga G., Conti S., Gelati R., Marchetti G., Passeri L.D. (1969) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, foglio 83 Rapallo e foglio 94 Chiavari*. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano (Napoli), pp. 89.
- Bovolenta R., Dalerci G. (2011) - *Sulla modellazione della vegetazione per le analisi di stabilità di versanti*. Atti XXIV Convegno nazionale di Geotecnica, Napoli 22-24 giugno 2011, 609-616.
- Brancucci G., Motta M. (1988) - *Morfoneotettonica della Val Fontanabuona e delle aree limitrofe*. Mem. Acc. Lunig. Sc. "G. Cappellini", vol. 57-58, 101-122.
- Brandolini P., Faccini F., Piccazzo M. (2006) - *Geomorphological hazard and tourist vulnerability along Portofino Park trails (Italy)*. Natural Hazard and Earth System Sciences, 6, 563-571.
- Brandolini P., Faccini F., Robbiano A., Terranova R. (2007) - *Geomorphological hazard and monitoring activity in the western rocky coast of the Portofino Promontory (Italy)*. Quaternary International, Elsevier, 171-172, 131-142.
- Brandolini P., Faccini F., Robbiano A., Terranova R. (2009) - *Slope instability on rocky coast: a case study of Le Grazie landslides (Eastern Liguria, Italy)*. The Geological Society, London, Special Publications, 322, 143-154.
- Brandolini P., Faccini F., Pelfini M., Firpo M. (2013) - *A complex landslide along the Eastern Liguria rocky coast (Italy)*. Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. 28 (2013), 28-31.
- Catenacci V. (1992) - *Il dissesto geologico e geoambientale in Italia dal dopoguerra al 1990 (Cronistorie liguri)*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol. 47/1992, 13-21.
- Cevasco A., De Vita P. (2014) - *Engineering geological analyses for hazard assessment of the urbanized, relict Lemoglio coastal landslide (Eastern Liguria, Italy)*. In: "Engineering Geology for Society and Territory" Volume 5 - Urban Geology, Sustainable Planning and Landscape Exploitation (Lollino G. et al. eds), Springer, 827-830.
- Cevasco A., Faccini F., Nosengo S., Olivari F., Robbiano A. (2004) - *Valutazioni sull'uso delle classificazioni geomeccaniche nell'analisi della stabilità dei versanti rocciosi: il caso del Promontorio di Portofino (Provincia di Genova)*. GEAM, 111, 31-38.
- Cevasco A., Ferrari M., Fierro G., Nosengo S. (2000) - *Fenomeni d'instabilità della costa alta e rocciosa fra Riva Trigoso e Framura (Liguria orientale): risultati preliminari*. Studi costieri, 3 (2000), 71-83.
- Corsi B., Elter F.M., Giammarino S. (2001) - *Structural fabric of the Antola Unit (Riviera di Levante, Italy) and implications for its alpine versus Apennine origin*. Ofoliti, 26 (1), 1-8.
- Corsi B. (2008) - *Le vie del conglomerato. Due itinerari geologici nel parco di Portofino*. Guida alle escursioni. Il Parco di Portofino edizioni, Santa Margherita Ligure.
- Cortemiglia G.C., Terranova R. (1979) - *Rappresentazione cartografica delle caratteristiche geomorfologiche della fascia costiera compresa tra Portofino e Sestri Levante (Liguria Orientale)*. Atti Conv. Naz. per la difesa del litorale di Chiavari, Lavagna e Sestri Levante dall'erosione marina, 169-180.
- De Stefanis A., Marini M., Terranova R., De Luigi G. (1978a) - *I movimenti franosi di Guvano e Rodalbia nelle Cinque Terre e i loro riflessi sulla morfologia della costa ligure e sugli insediamenti*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 161-167.
- De Stefanis A., Marini M., Terranova R., Canepa G., Carli M., De Luigi G. (1978b) - *Due esempi di analisi geomorfologica di dettaglio sui Promontori di Portofino e del Mesco della Costa ligure*. Mem. Soc. geol. It. 19, 153-160.

- De Stefanis A., Marini M., Terranova R. (1985) - *Indagini geologiche e geomorfologiche in Liguria con particolare riguardo alle condizioni di franosità (Memoria riepilogativa)*. Geologia applicata e idrogeologia, Bari 1985, volume XX, parte II, 25-39.
- De Stefanis A., Marini M., Terranova R. (1984) - *Geomorfologia di aree campione della Liguria (con cartografia geologica di base)*. Regione Liguria, C.N.R., progetto finalizzato "Conservazione del suolo" - sottoprogetto "Fenomeni franosi", Ed. SELCA, Firenze.
- Faccini F., Crispini L., Federico L., Robbiano A., Roccati A. (2014) - *New interpretation of Lemeglio coastal landslide (Liguria, Italy) based on field survey and integrated monitoring activities*. In: "Engineering Geology for Society and Territory" Volume 2 - Landslide Processes (Lollino G. et al. eds), Springer, 227-232.
- Faccini F., Firpo M., Robbiano A., Roccati A. (2012) - *A large-scale landslide in the recently uplifted coastal area between Moneglia and Punta Rospo (Eastern Liguria, Italy)*. Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. 21 (2012), 364-366.
- Fanucci F., Nosengo S. (1977) - *Rapporti tra neotettonica e fenomeni morfogenetici del versante marittimo dell'Appennino ligure e del margine continentale*. Boll. Soc. Geol. It. vol. 96, 41-51.
- Fanucci F., Pintus S., Tedeschi D., Vignolo A. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 83-94 Rapallo, Chiavari*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, pubblicazione n. 356 del Progetto Finalizzato Geodinamica. CNR Roma, 1305-1327.
- Federici P.R., Capitani M., Chelli A., Del Seppia N. & Serani A. (2004) - *Atlante dei centri abitati instabili della Liguria*. Vol. II, Provincia di Genova. Programma speciale SCAI del C.N.R./GNDICI/Regione Liguria. Tipolitografia ATA, Genova.
- Ferrari M., Bozzano A., Fierro G., Ferretti O. (2003) - *Variazioni storiche della linea di riva tra Portofino e Punta Mesco e valutazione delle opere di difesa costiera*. In: "Studi per la creazione di strumenti di gestione costiera. Golfo del Tigullio" (a cura di O. Ferretti), edizione ENEA S.Teresa Centro Ricerche Ambiente Marino, La Spezia, Settembre 2003.
- Giammarino S., Messiga B. (1979) - *Clasti di meta-ofioliti a paragenesi di alta pressione nel Conglomerato di Portofino: implicazioni paleogeografiche e strutturali*. Ofioliti, 4 (1), 25-41.
- Giammarino S., Nosengo S., Vannucci G. (1969) - *Risultanze geologiche-paleontologiche sul Conglomerato di Portofino (Liguria Orientale)*. Atti Istituto di Geologia dell'Università di Genova, 7, 305-363.
- Gorziglia G., Bottero D., Poggi F., Ratto V. (2006) - *Analisi del dissesto da frana in Liguria*. In: *Rapporto sulle frane in Italia*. Il progetto IFFI: metodologia, risultati e rapporti regionali (a cura di APAT, rapporto 78/2007), System Graphics Srl, 657 pp.
- Guida D., Pelfini M., Santilli M. (2008) - *Geomorphological and dendrochronological analyses of a complex landslide in the Southern Apennines*. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 90, 3 (September 2008), 211-226.
- Maifredi P., Nosengo S. (1975) - *L'importanza delle paleofrane nella geologia applicata*. Geologia Tecnica, 3, 130-138.
- Marini M. (1981) - *Analisi geologica-strutturale ed interpretazione paleogeografia e tettonica dei Calcari del M. Antola (Appennino Ligure)*. Ofioliti 6 (1), 119-150.
- Pellati A. (1934) - *La Penisola di Portofino. Note geomorfologiche*. Rivista di Scienze Naturali, «Natura», 25, 1-23.
- Picazzo M., Firpo M. (1996) - *Assetto morfologico e tendenza evolutiva delle coste liguri*. Atti XXVI Congresso Geografico Italiano, Genova 4-5 maggio 1992, Istituto della Enciclopedia Italiana, vol. 1, 378-383.
- Rovereto G. (1939) - *Liguria geologica*. Mem. Soc. Geol. It., 2, 743 p.
- Terranova R. (1987) - *Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, Sestri Levante, 22-25 giugno 1987, Atti della riunione e guida alle escursioni. Note scientifiche integrative*. Quad. Ist. Geol. Univ. Genova, 5, 109-231.

Ricevuto il 25/01/2014, accettato il 14/07/2014.

Lo stato morfodinamico del litorale di Finale Ligure (Liguria occidentale – Italia)

Gian Camillo Cortemiglia

Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e della Vita (D.I.S.T.A.V.) dell'Università degli Studi di Genova

Riassunto

Vengono evidenziate le caratteristiche geologiche e geomorfologiche del tratto costiero a falesia della Liguria orientale compreso tra Punta del Malpasso e la foce del Rio Fine di competenza amministrativa del Comune di Finale Ligure. Questo tratto costiero si presenta fisiograficamente suddivisibile in tre unità fisiografiche rispettivamente comprese, da E verso W, tra Capo Noli e Punta Crena con le *spiagge a tasca* del Malpasso e della *Baia dei Saraceni*, tra Punta Crena e Capo San Donato con le *spiagge a tasca* dei Nudisti, di Varigotti e del Porto, ed infine, tra Capo San Donato e Punta di Caprazoppa con le *spiagge a tasca* di Capo San Donato, di Finalpia e di Finalmarina. Il restante tratto di litorale di Finale Ligure compreso tra Punta di Caprazoppa e la foce del Rio Fine risulta invece appartenere ad una morfologia esterna a queste tre unità fisiografiche. Dopo aver determinato le caratteristiche anemologiche dei campi di vento ed ondometriche della *surf zone* dell'arco morfologico di questo tratto di litorale, si sono ricavati, con l'applicazione di una procedura di *hindcasting*, i parametri ondosi per ciascuna falda di mare, con cui si è potuto stimare una massima lunghezza d'onda alla riva sull'ordine di 100 m per l'Unità fisiografica Punta Noli-Punta Crena, di 85 m per l'Unità fisiografica Punta Crena-Capo di San Donato, di 95 m per l'Unità fisiografica Capo di San Donato-Capo di Caprazoppa e di 100 m per il tratto tra Capo di Caprazoppa e foce del Rio Fine.

Sulla base dei parametri ondosi ricavati dai campi di vento sono stati quindi determinati l'indice di *surf scaling* (\square) di Guza e Imman (1975) e l'*environment parameter* (Ω) di Dean (1973 e di Dalrymple & Thompson (1977), da cui si è potuto ricavare uno *stato morfodinamico modale* di questo tratto di litorale di tipo prevalentemente dissipativo, in cui l'inizio dello *shoaling* delle forti mareggiate si posiziona sulla fascia batimetrica di 110-115 m con la prima linea dei frangenti posta sulla fascia batimetrica di 8-10 m. Questo stato morfodinamico segnala la presenza di onde persistentemente alte, di una predominanza dell'energia di infragravità a larga banda, di un sistema di *rip current* e l'assenza di oscillazioni stazionarie a frequenze subarmoniche. Le caratteristiche tessiturali del sedimento di fondo mobile evidenziano che la dinamica litorale mobilita dimensioni medie che occupano nel diagramma di Rivière (1977) l'area di evoluzione granulometrica modale in facies di maturazione ultraparabolica.

Parole chiave: analisi fisiografica, analisi morfobatimetrica, campi di vento, moto ondoso, analisi sedimentologica, Liguria occidentale.

Abstract

Here we present the geological and geomorphological characteristics of a section of rocky coast of western Liguria between Punta del Malpasso and the mouth of the Rio Fine, in the municipality of Finale Ligure. This coastal tract is physiographically divisible into three units, from east to west, that lying between Capo Noli and Punta Crena with the pocket beaches of Malpasso and Baia dei Saraceni, that between Punta Crena and Capo San Donato with the pocket

beaches of Varigotti and Porto and various surrounding nudist beaches, and that between Capo San Donato and Punta di Caprazoppa with the pocket beaches Capo San Donato, Finalpia and Finalmarina. The rest of the littoral tract of Finale, between Caprazoppa and the mouth of the Rio Fine, belongs to a different morphological setting. Having determined the anemological characteristics of the wind and wave fields of the surf zone of the morphological arc of this tract we determined the wave parameters for each section enabling us to estimate the maximum wave length at the shoreline, in the order of 100 m for the Punta Noli-Punta Crena physiological unit, 85 m for the Punta Crena-Capo di San Donato physiological unit and 95 m for the Capo di San Donato-Capo di Caprazoppa, and 100 m for the tract between Capo di Caprazoppa and the mouth of the Rio Fine with a system of hindcasting.

On the basis of the wave parameters obtained from the wind fields we determined the surf scaling index (\square) of Guza and Imman (1975) and the environmental parameters (Ω) of Dean (1973) and Dalrymple & Thompson (1977), from which it was possible to obtain a modal morphodynamic state of this prevalently dissipative coastal tract in which the shoaling of heavy seas begins at a bathymetry of 100-115 m with the first line of breakers at a bathymetry of 8-10 m. This morphodynamic situation indicates the presence of consistently high waves, the predominance of broad-band infragravity energy,

A system of rip currents and the absence of stationary oscillations with a subharmonic frequency. The textural characteristics of the bottom sediments in movement highlight that the littoral dynamic mobilizes medium dimensions that occupy the area of modal granulometric evolution in ultraparabolic maturation facies in the diagram of Rivière (1977).

Key words: physiographical analysis, morfobathymetric analysis, wind field, wave motion, sedimentological analysis, western Liguria.

Introduzione

Il tratto costiero a falesia (Fig. 1), compreso tra la Punta del Malpasso e la foce del Rio Fine, che risulta di competenza amministrativa del Comune di Finale Ligure, appartiene ad un modellamento costiero a configurazione morfologica rocciosa, geologicamente prodotto dagli effetti dominanti legati agli agenti endogeni dell'evoluzione geologica ligure. Tale impostazione deriva infatti da quel sistema morfogenetico di costa ligure i cui tratti di pareti a *falesia viva*, impostatisi con la fase di sollevamento del Pliocene inferiore secondo una lineazione generale controllata dalle direttrici tettonico-strutturali, si sono poi parzialmente evoluti nell'Olocene, ad opera della dinamica esogena, in aspetti a *falesia stabilizzata* con al piede depositi a falce, più o meno ampi, di spiagge caratterizzabili come *spiagge a tasca* (*pocket beach*), in quanto sono delimitate lungo riva in zone dove la morfologia costiera rocciosa, presentando rientranze delimitate da aggetti a mare, è stata in grado di trattenere la deriva litoranea del materiale, che, proveniente da apporti fluviali o dallo scalzamento alla base delle falesie vive, caratterizza la tessitura di questi arenili.

L'impostazione morfogenetica generale (*processo morfogenetico principale*), in cui gli eventi geodinamici, i lineamenti strutturali ed i vari elementi litologico-stratigrafici, sono stati determinanti e qualificanti per l'impostazione del modellamento costiero ligure (Cortemiglia, 1995), si è quindi evoluta, alla scala regionale, ad opera della dinamica legata ai fattori esogeni, con un carattere morfoclimatico comportante, su questo originario modellamento roccioso, effetti erosivi di trasporto e deposizionali selettivi e localizzati, che hanno dato forma a quel *processo morfogenetico secondario* responsabile dell'assetto fisiografico con *spiagge a tasca* assunto dal litorale ligure. In particolare, nel tratto compreso tra la Punta del Malpasso e la Punta di Caprazoppa, la successione delle *spiagge a tasca* finali si presenta distribuita all'interno di ben delineate *unità morfologiche*, che, delimitate da aggetti a mare costituiti da promontori naturali all'interno dei quali avviene un bilancio sedimentario senza importanti o significativi transiti di materiale di fondo mobile con l'esterno, possono considerarsi, ai fini pratici, come caratterizzate da un comportamento sedimentologico analogo alle cosiddette *unità fisiografiche*, la cui dinamica sedimentaria dipende quindi dalle loro specifiche caratteristiche meteomarine. Sul litorale finalese, infatti, compreso tra Capo Noli e Capo di Caprazoppa, le presenze degli altri due promontori naturali di Punta Crena e di Capo San Donato, che si sviluppano da levante a ponente, concorrono a delimitare, con i loro naturali protendimenti a mare, tre ben distinte unità fisiografiche, per ciascuna delle quali, sulla base di specifici lineamenti morfologici, è possibile determinarne il relativo settore di traversia.

A ponente poi di Punta di Caprazoppa, al di fuori quindi di queste tre unità fisiografiche caratterizzanti il tratto di litorale finalese compreso tra Capo Noli e Capo di Caprazoppa, il territorio del comune di Finale Ligure prosegue ancora sino al Rio Fine con un breve tratto di arenile, ridotto ormai ad una striscia di

specie in questa area ligure compresa tra Genova e Capo Mele, dove Cicala (1985, pag. 52) verifica, nelle coeve registrazioni anemometriche a terra ed al largo, una netta discordanza, dovuta all'influenza dell'orografia costiera tra venti a componente settentrionale e venti sciroccali. È noto infatti che i dati anemometrici delle stazioni costiere liguri differiscono, anche sensibilmente, dalle condizioni anemologiche al largo, che rappresentano invece il vento generatore delle onde in arrivo sul litorale.

Sono state pertanto ricavate, per ciascuna unità fisiografica e per la spiaggia delle Arene Candide, dal diagramma anemologico del loro punto di altura, le frequenze anemologiche relative alla sola area marina interna a ciascun settore di traversia, con le quali si è calcolato, per i vari settori parziali componenti il settore di traversia di ciascuna unità fisiografica, quelle caratteristiche morfobatimetriche e ondometriche medie della *surf zone* necessarie per la valutazione dello stato morfodinamico del litorale finalese.

Le caratteristiche batimetriche della *surf zone* sono state individuate con l'analisi morfobatimetrica di profili batimetrici, eseguiti in data 15.8.2007 trasversalmente alla riva, applicando la metodologia descritta da Cortemiglia (1991a, 1991b e 1994), con cui si calcola, per ciascuna sezione batimetrica, utilizzando le equazioni di aggiustamento polinomiale di primo, secondo e terzo ordine, rispettivamente la pendenza, la geometria o forma del profilo e la distanza del punto di inflessione dalla battigia, ricavando, in tal modo, quei parametri fisiografici medi del fondale della *surf zone* necessari per la valutazione dello stato morfodinamico modale del litorale.

In particolare questo stato morfodinamico modale del litorale, viene determinato con i valori giornalieri dell'indice di *surf scaling* (\square) di Guza & Imman (1975), che caratterizza più propriamente, utilizzando i parametri ondometrici (ampiezza delle onde al frangimento a_b e velocità angolare delle onde incidenti \square^2) e morfobatimetrici (pendenza \square della spiaggia-*surf zone*), lo stato morfodinamico dell'avanspiaggia (*foreshore*), e, con i valori giornalieri del *environment parameter* (Ω) di Dean (1973) e di Dalrymple & Thompson (1977), che caratterizza invece, correlando le caratteristiche delle onde al frangimento (altezza H_b e periodo T delle onde al frangimento) con i caratteri tessiturali del sedimento di fondo mobile (velocità di sedimentazione W_s legata al diametro), lo stato morfodinamico della spiaggia sommersa.

Poiché quindi lo stato morfodinamico dipende, oltre che dai caratteri anemologici (diagramma anemologico), dai parametri ondometrici (altezza e periodo delle onde al frangimento) e dagli aspetti fisiografici (pendenza, geometria e punto d'inflessione) della *surf zone*, anche dalle caratteristiche tessiturali (velocità di sedimentazione legata al granulo medio) del sedimento di fondo mobile, sono state valutate, sulla base di analisi granulometriche di campioni appositamente prelevati in data 15.8.2007, anche le caratteristiche sedimentologiche delle spiagge emersa e sottomarina.

La successione temporale pertanto del valore giornaliero degli indici morfodinamici di *surf scaling* (\square) e del *environment parameter* (Ω), che registrano l'azione d'influenza del fondale sull'ondazione d'altura in arrivo alla riva, distribuiti in istogrammi, consentono così di ricavare, sia la classe modale rappresentativa dello stato morfodinamico modale, sia i valori critici di separazione tra stato morfodinamico riflettivo (R) e stato morfodinamico dissipativo (D), che, fornendo lo stato di equilibrio raggiunto dal sedimento di fondo mobile delle spiagge emersa e sommersa, indica se sul litorale sono in atto sequenze di progradazione o di erosione sedimentaria.

Poiché nell'ambito del litorale di Finale Ligure, le spiagge emerse (avanspiaggia o *foreshore* e retrospiaggia o *backshore*) e le *surf zone*, per i loro specifici aspetti morfobatimetrici, presentano comportamenti differenziati al regime ondoso, in quanto l'idrodinamismo costiero provoca sul sedimento di fondo mobile effetti morfologici diversificati nel tempo e nello spazio, la determinazione dello stato morfodinamico modale del litorale consente così di mettere in evidenza la correlazione esistente tra processi idrodinamici, processi erosivi, processi deposizionali e processi di redistribuzione del sedimento di fondo mobile.

Infatti lo stato morfodinamico di un litorale, pur risultando funzione di processi idrodinamici che evolvono nello spazio e nel tempo, tende però a stabilizzarsi nel lungo periodo temporale, acquisendo appunto lo stato morfodinamico che si verifica con maggior frequenza in funzione del regime ondoso e dei fattori ambientali, per cui, dalla successione temporale dei vari stati morfodinamici che il litorale assume, si ricava quello stato modale più ricorrente, indicato appunto come stato morfodinamico modale, con cui il litorale si conforma alle caratteristiche modali dei frangenti e del sedimento di fondo mobile.

Nell'ambito pertanto di ciascuna unità fisiografica, al fine di evidenziare tutti questi aspetti generali riguardanti lo studio morfodinamico del litorale di Finale Ligure, sono stati quindi sviluppati, nell'ambito di ogni unità fisiografica, appositi capitoli riguardanti l'analisi fisiografica, l'analisi anemologica e mareometrica, l'analisi morfobatimetrica, l'analisi sedimentologica e l'analisi morfodinamica.

Unità morfologica litorale Capo Noli-Punta Crena

Questa unità fisiografica nell'ambito del litorale finalese, rappresenta l'arco morfologico posto più a levante del territorio comunale e contiene i due tratti di arenile rappresentati dalla *Spiaggia del Malpasso* (Fig.1 lettera A), lunga circa 30 m, e dalla *Spiaggia della Baia dei Saraceni* (Fig.1 lettera B), sviluppata per una lunghezza di circa 250 m. L'arenile di queste due spiagge è morfologicamente posto al piede di una parete rocciosa litoranea, da cui attualmente risulta però separato dalla via Aurelia e dalle sue opere strutturali di sostegno, per cui, rappresentando il risultato nel tempo (*undercliff*) dell'accumulo al piede (fascia di crollo) di materiale proveniente dall'azione demolitrice di scalzamento alla base della parete rocciosa per attacco dell'ondazione poi evolutosi in *piattaforma costrutta*, si caratterizza come un morfotipo di *falesia stabilizzata* con la sua fascia prelitorale di deposito di spiaggia.

L'indagine su questa unità fisiografica di levante viene pertanto sviluppata, ai fini della conoscenza morfologica, per metterne soprattutto in evidenza lo stato di equilibrio dinamico raggiunto dalle sue due *spiagge del Malpasso* e della *Baia dei Saraceni*.

Analisi Fisiografica

Il tratto di costa compreso tra Capo Noli e Punta Crena rappresenta l'unità fisiografica di levante del litorale finalese, il cui sviluppo interno ad arco, con la *Spiaggia del Malpasso* e la *Spiaggia della Baia dei Saraceni*, viene morfologicamente definito dalla secante tracciata congiungendo gli estremi aggetti a mare di questi due promontori naturali, mentre la saetta, tracciata perpendicolarmente alla secante in corrispondenza del punto costiero litoraneo di battigia più rientrante verso monte, individua sul litorale il punto di vertice del settore di traversia.

Tracciando da questo punto le congiungenti con Capo Noli (azimutale 50°) e con Punta Crena (azimutale 181°) si definisce un settore di traversia che, con un angolo di apertura di 131°, si configura però come un *settore di traversia geografico*, in quanto, a ponente, esistono falde di mare efficaci che, per fenomeni di espansione, convergono i treni d'onda al suo interno, per cui è necessario determinare il *settore di traversia effettivo* di questa unità fisiografica, in modo da tener conto, ai fini della dinamica litorale, anche dei *fetch* efficaci.

Il *settore di traversia effettivo* di questa unità fisiografica presenta pertanto un angolo di 164°, risultando compreso tra l'azimutale di 50° (Capo Noli) e l'azimutale di 214° (Capo Mele), all'interno del quale è contenuto il *settore di traversia geografico* (azimutali 50° - 181°), per cui le falde di mare efficace si presentano quindi soprattutto estese verso ponente, ampliando il *settore di traversia geografico* di 33°, mentre a levante non figurano falde di mare efficace significative per il dinamismo litoraneo. Il *settore di traversia effettivo* di questa unità fisiografica di levante del litorale finalese, in base pertanto alle caratteristiche geografiche dell'area marina, risulta costituito da cinque settori parziali, che sono delimitati dalle azimutali e dalle dimensioni di *fetch* geografico indicate nella Tabella 1.

Tabella 1 – Settore di traversia effettivo dell'unità fisiografica di levante del litorale finalese compreso tra le azimutali 50° di Capo Noli e 214° di Capo Mele.

| S | Settori parziali | Azimutali di delimitazione | Fetch geografici in km | T |
|--|---------------------|---|------------------------|--------------------------|
| 1 | Levante -E | 50° (Capo Noli) – 128° (Punta Baratti) | 180 | B |
| | Scirocco -SE | 128° (Punta Baratti) – 145° (Isola Giraglia) | 200 | |
| | Scirocco-Ostro -SSE | 145° (Isola Giraglia) – 181° (Capo dell'Argentiera) | 340 | |
| | Ostro -S | 181° (Capo dell'Argentiera) – 191° (Punta Crena) | 800 | |
| 2 | Libeccio -SSW | 191° (Punta Crena) – 214° (Capo Mele) | 850 | A |
| S = Denominazione dei settori di traversia | | 1 = Settore di traversia geografico | | A = Traversia principale |
| T = Denominazione delle traversie | | 2 = Settore di traversia efficace | | B = Traversia secondaria |

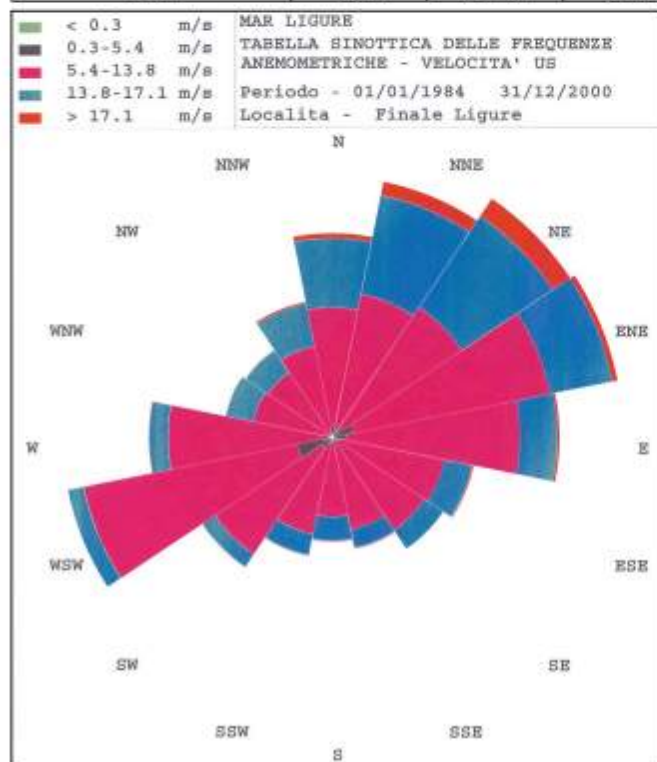
La saetta di azimutale 134°, con cui si è individuato il punto di vertice sulla riva caratterizzante il settore di traversia di questa unità fisiografica di levante del litorale finalese, prolungata verso il mare aperto, interseca, a 3,5 km dalla battigia, la batimetrica dei 200 metri, determinando un punto di altura, che, con coordinate geografiche di latitudine $\square = 44^{\circ} 9' 54''$ N e di longitudine $\square = 8^{\circ} 26' 24''$ E, può essere preso in considerazione come appartenente ad un'area in cui le varie falde di mare, presentando onde d'altura, possono essere prese in considerazione per stimare le caratteristiche anemologiche ed ondometriche significative di questa unità fisiografica.

Analisi anemologica e mareometrica

La stima dei campi di vento nel punto di altura di competenza di questa unità fisiografica, sviluppata su mappe isobariche bigiornaliere (ore 12 GMT ed ore 00 GMT) di superficie dell'area mediterranea del Deutscher Wetterdienst per l'intervallo temporale di 27 anni intercorrente dal 1.1.1984 al 31.12.2010 e per un totale di 19722 carte, ha fornito le frequenze anemologiche dei venti foranei riportate in Tabella 2.

Tabella 2 – Frequenze anemologiche per l'intervallo temporale dal 1.1.1984 al 31.12.2010 dei venti foranei calcolati, per gradini di velocità e per direzioni azimutali di provenienza, a 10 m sul l.m.m. nel punto di altura di latitudine $\varphi = 44^{\circ} 9' 54''$ N e di longitudine $\lambda = 8^{\circ} 26' 24''$ E caratterizzante l'unità fisiografica di levante del litorale finalese compresa tra le azimutali $50^{\circ} - 214^{\circ}$.

| Direzioni di provenienza | Gradini di velocità del vento in m/s | | | | | Frequenza settore |
|--------------------------|--------------------------------------|---------|----------|-----------|--------|-------------------|
| | < 0,3 | 0,3+5,4 | 5,4+13,8 | 13,8+17,1 | > 17,1 | |
| N | 0,31 | 4,17 | 2,35 | 0,18 | 0,12 | 7,13 |
| NNE | 0,40 | 4,63 | 3,46 | 0,48 | 0,56 | 9,53 |
| NE | 0,25 | 5,16 | 3,75 | 0,73 | 0,65 | 10,56 |
| ENE | 0,75 | 6,93 | 2,18 | 0,18 | 0,19 | 10,23 |
| E | 0,47 | 6,02 | 1,28 | 0,09 | 0,05 | 7,90 |
| ESE | 0,20 | 3,75 | 0,98 | 0,05 | 0,03 | 5,01 |
| SE | 0,22 | 3,61 | 0,78 | | 0,02 | 4,63 |
| SSE | 0,32 | 2,92 | 0,64 | 0,03 | 0,04 | 3,96 |
| S | 0,22 | 2,48 | 0,82 | 0,06 | 0,04 | 3,62 |
| SSW | 0,13 | 3,29 | 0,75 | 0,03 | 0,03 | 4,23 |
| SW | 0,44 | 4,41 | 0,52 | 0,03 | 0,02 | 5,41 |
| WSW | 1,25 | 7,47 | 0,56 | | | 9,27 |
| W | 0,32 | 5,35 | 0,64 | 0,03 | | 6,34 |
| WNW | 0,10 | 2,68 | 0,97 | 0,02 | 0,02 | 3,80 |
| NW | 0,13 | 2,52 | 0,92 | 0,02 | | 3,59 |
| NNW | 0,15 | 3,04 | 1,49 | 0,07 | 0,04 | 4,79 |
| Totali | 5,66 | 68,43 | 22,09 | 2,00 | 1,81 | 100,00 |



I venti di altura, riportati nella Tabella 2, forniscono il diagramma anemologico di Figura 2, mentre, distribuendo le frequenze anemologiche con i relativi gradini di velocità nei rispettivi settori parziali componenti il *settore di traversia effettivo* di questa unità fisiografica di levante del litorale finalese, si individuano i caratteri anemologici di Tabella 3 relazionati alle falde di mare di competenza di ciascun settore parziale, in modo da poter così disporre di dati anemologici, che, associati alle dimensionalità dei *fetch* geografici (Tab. 1), consentono di determinare le caratteristiche del moto ondoso al frangimento.

Figura 2 – Diagramma anemologico dei venti foranei nel punto di altura di latitudine $\varphi = 44^{\circ} 9' 54''$ N e di longitudine $\lambda = 8^{\circ} 26' 24''$ E dell'unità fisiografica di levante del litorale di Finale Ligure compreso tra le azimutali $50^{\circ} - 214^{\circ}$.

Tabella 3 – Tabella sinottica delle frequenze anemologiche dei venti foranei calcolati per il settore di traversia effettivo (50° – 214°) e per gradini di velocità del vento nel punto di altura di latitudine $\square = 44^{\circ} 9' 54''$ N e di longitudine $\square = 8^{\circ} 26' 24''$ E individuato in base alle caratteristiche morfologiche dell'unità fisiografica di levante del litorale finalese.

| Direzioni di provenienza | Gradini di velocità del vento in m/s | | | | | Frequenza settore |
|--------------------------|--------------------------------------|---------|----------|-----------|--------|-------------------|
| | < 0,3 | 0,3+5,4 | 5,4+13,8 | 13,8+17,1 | > 17,1 | |
| E | 2,42 | 31,62 | 9,61 | 0,75 | 1,09 | 45,49 |
| SE | 0,54 | 7,45 | 1,94 | 0,12 | 0,13 | 10,18 |
| SSE | 1,22 | 15,19 | 4,72 | 0,38 | 0,63 | 22,14 |
| S | 0,30 | 4,64 | 1,18 | 0,13 | 0,25 | 6,50 |
| SSW | 0,91 | 10,94 | 3,09 | 0,30 | 0,45 | 15,69 |
| Totali | 5,39 | 69,84 | 20,54 | 1,68 | 2,55 | 100,00 |

La stima dei valori anemologici riportata in Tabella 3 consente di ricavare che i *venti dominanti*, caratterizzanti, con la loro maggiore lunghezza del *fetch*, le falde dei mari dei settori parziali di S (Ostro) e di SSW (Libeccio), rappresentano il 22,19 % del totale, mentre i *venti regnanti*, appartenenti ai settori parziali di E (Levante), di SE (Scirocco) e di SSE (Scirocco-Ostro), per la loro più elevata frequenza annua del 77,82 %, si caratterizzano, oltre che come “*venti regnanti*”, anche come “*venti prevalenti*”, soprattutto per la presenza di venti da levante che raggiungono gradini di velocità >17,1 m/s con una frequenza media annua del 1,85 %. I venti di intensità superiore al 13,8 m/s della “traversia dominante”, con la loro frequenza media annua di 1,13 % rappresentano quindi le più importanti falde di provenienza delle forti mareggiate, mentre complessivamente, in questo settore di traversia dell'unità fisiografica di levante del litorale finalese, la prevalenza dei venti risulta appartenere al primo quadrante. Le caratteristiche anemologiche del settore di traversia, calcolate con la stima del modello dello strato limite aerodinamico (Tab. 2 e 3) ed associate alle dimensionalità dei *fetch* geografici (Tab. 1), consentono, con l'applicazione della procedura di *hindcasting* descritta da Cortemiglia (2003), di ricavare quei parametri ondometrici presenti nella *surf zone*, da cui dipendono lo stato morfodinamico delle spiagge del Malpasso e della *Baia dei Saraceni*.

L'ondazione in arrivo nella *surf zone* delle spiagge del Malpasso e della *Baia dei Saraceni*, presentando il diagramma di variazione del parametro $[g H_s / (U_{10})^2]$ dell'altezza d'onda significativa H_s in funzione del parametro $[g t / U_{10}]$ della durata (t) d'azione continua del vento anemometrico (U_{10}) riportato in Figura 2, consente di calcolare il diagramma di dispersione tra celerità (C_R) delle onde al frangimento e la relativa lunghezza d'onda (L_R) alla riva riportato in Figura 3. Questo diagramma, oltre a mostrare una diretta proporzionalità tra questi due parametri, indica come le massime lunghezze d'onda alla riva risultino sull'ordine di 100 metri.

Analisi morfobatimetrica

Oltre alla determinazione dei parametri ondosi giornalieri succedutisi nell'intervallo temporale dal 1.1.1984 al 31.12.2010, lo sviluppo dell'analisi morfodinamica del litorale finalese richiede altresì la conoscenza delle caratteristiche morfobatimetriche della spiaggia sommersa, dove l'ondazione in arrivo procura varie combinazioni di dissipazione e di riflessione, per cui, a tal fine, si rende necessaria l'applicazione dell'analisi morfobatimetrica su profili trasversali alla riva, posizionati in corrispondenza dei più significativi punti morfologici del litorale finalese, per ricavarne le caratteristiche batimetriche medie generali della *surf zone*.

Sono stati pertanto ricavati, in corrispondenza della *Spiaggia del Malpasso*, i profili batimetrici trasversali alla riva della Sezione 1 (Fig. 4), tracciata all'altezza della Foce del Rio Torre, e della Sezione 2 (Fig. 4), impostata sul tratto occidentale dell'arenile, mentre, per la *Spiaggia della Baia dei Saraceni*, sono state ricavate la Sezione 3 (Fig. 5), tracciata sul lato orientale dell'arenile, e la Sezione 4 (Fig. 5) impostata su quello occidentale. L'analisi morfobatimetrica svolta su questi profili ha consentito di ricavare i parametri riportati nella Tabella 4, da cui si evince che la *surf zone* di questa unità fisiografica presenta una pendenza media in diminuzione da levante a ponente accompagnata da un'evoluzione della forma del profilo da generalmente concava a lineare, mentre la distanza del punto di inflessione, che indica la profondità di ubicazione della rottura di pendenza più significativa del profilo batimetrico, si allontana dalla riva, segnalando così che il suo lato occidentale è stato oggetto nel tempo di trasferimento del materiale di fondo mobile verso il largo.

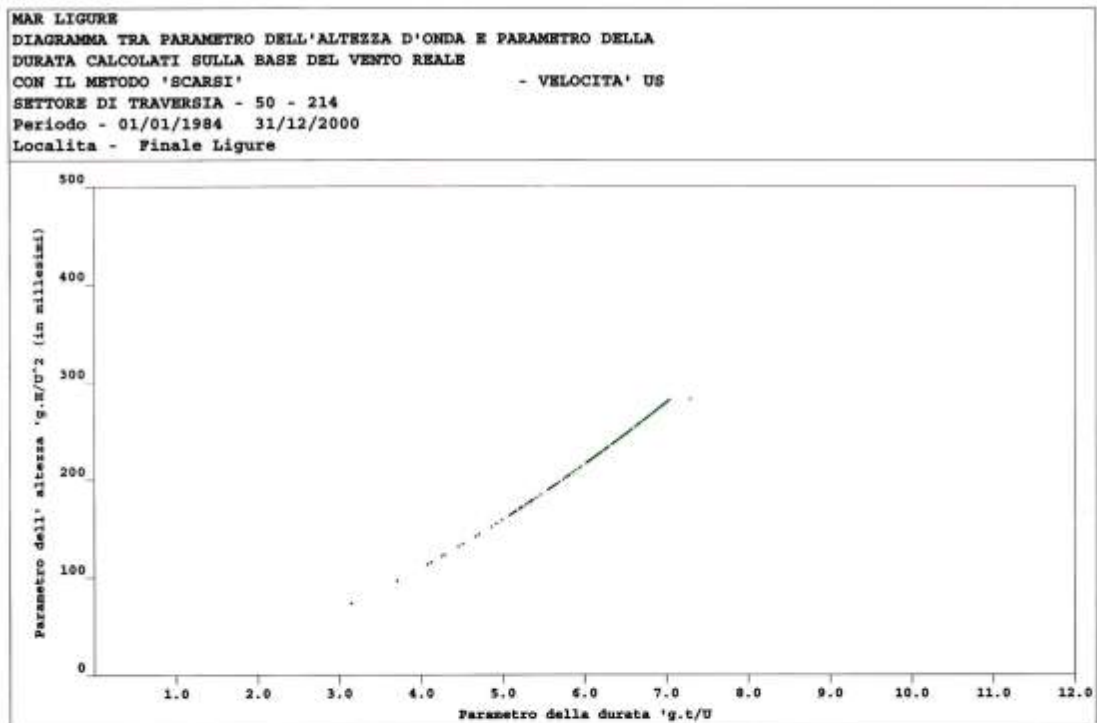


Figura 3 – Curva di variazione del parametro dell'altezza d'onda in funzione della durata dell'azione del vento per il moto ondoso di altura calcolato, sulla base delle carte isobariche di superficie dell'area mediterranea del periodo dal 1.1.1984 al 31.12.2010, nel punto di altura di latitudine $\phi = 44^{\circ} 9' 54''$ N e di longitudine $\lambda = 8^{\circ} 26' 24''$ E.

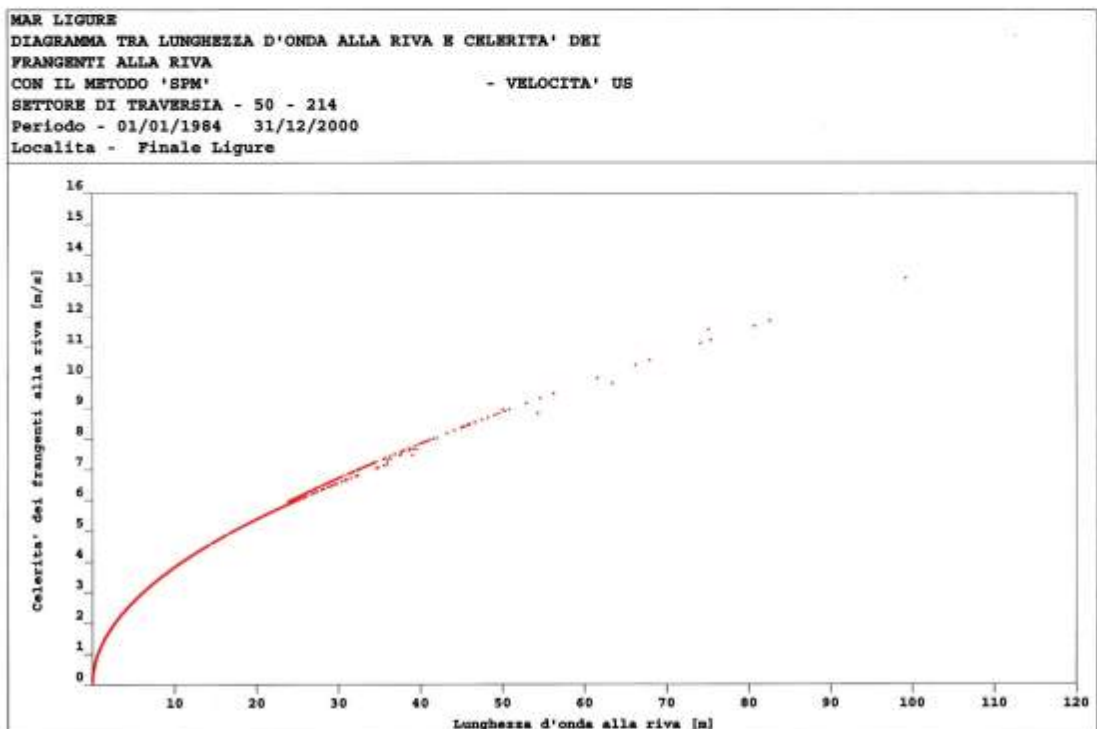


Figura 4 – Diagramma a dispersione tra i parametri della lunghezza d'onda alla riva (L_b) espressa in metri e della celerità dei frangenti alla riva (C_b) calcolati nella *surf zone* delle spiagge del Malpasso e della Baia dei Saraceni per il periodo temporale dal 1.1.1984 al 31.12.2010 sulla base delle caratteristiche anemometriche di Tabella 3.

Tabella 4 – Caratteri morfobatimetrici della *surf zone* delle spiagge del Malpasso e della Baia dei Saraceni.

| Profili Batimetrici | | Pendenza media in gradi | Geometria del profilo | Distanza in m dalla battigia del punto d'inflessione |
|---------------------|-----------|-------------------------|-----------------------|--|
| Spiaggia Malpasso | Sezione 1 | 4,6° | Concavo | 232 |
| | Sezione 2 | 4,6° | Concavo | 288 |
| Baia dei Saraceni | Sezione 3 | 4,0° | Concavo | 657 |
| | Sezione 4 | 4,1° | Lineare | 470 |

Pertanto, dall'insieme complessivo delle risultanze emerse dalla ricostruzione dell'andamento giornaliero del moto ondoso ricavato dalle carte isobariche di superficie e dai caratteri generali emersi dall'analisi morfobatimetrica della *surf zone* associata con le dirette osservazioni locali di mareggiate, si ricava, ai fini del calcolo dello *stato morfodinamico modale*, che l'inizio "*shoaling*" delle forti mareggiate può essere valutato in corrispondenza della fascia batimetrica di 110+115 m, con una prima linea dei frangenti mediamente posizionabile all'altezza della fascia batimetrica degli 8+10 m.

Analisi sedimentologica

Il riconoscimento, in questa unità fisiografica, della natura di *spiagge a tasca* per gli arenili del Malpasso e della *Baia dei Saraceni*, indica chiaramente come la loro formazione si sia impostata su un sistema morfogenetico litorale di tipo costa rocciosa a falesia viva evolutasi geologicamente nel tempo con un andamento litoraneo della linea di riva, in cui la presenza della rientranza costiera (arco litoraneo), delimitata dagli aggetti morfologici a mare di Punta del Malpasso e di Punta Crena, hanno creato le condizioni fisiografiche naturali per agganciare e trattenere il materiale in deriva litoranea proveniente sia dallo scalzamento alla base delle falesie, sia dal trasporto solido dei bacini idrografici sottesi a questa linea di riva.

Il materiale quindi costituente queste due spiagge emerse del Malpasso e della *Baia dei Saraceni* e quello delle loro *surf zone* proviene sostanzialmente dagli affioramenti rocciosi costieri sottesi all'arco dell'unità fisiografica, geologicamente costituiti dalla copertura meso-cenozoica dell'unità tettonica di pertinenza Paleoeuropea appartenente al "*Dominio Brianzonese Ligure*", che, in litofacies a sequenze calcareo-dolomitiche, affiora, con le cosiddette formazioni dei "Calcarei di Val Tanarello" del Malm e delle "Dolomie di San Pietro dei Monti" del Trias medio, fra "Capo Noli" e "Capo San Donato".

La formazione dei Calcarei di Val Tanarello, costituita da calcari cristallini ceroidi di color grigio azzurrino, talora rosato, in successione di strati dello spessore medio di 10+15 cm, affiora con continuità in una ristretta fascia litoranea tra Capo Noli e Punta Crena, costituendo gli scogli litoranei affioranti, le pareti rocciose a mare e quelle retrostanti (pareti di falesia) alle spiagge del Malpasso e della *Baia dei Saraceni*, per cui caratterizza il materiale proveniente dalle pareti d'attacco dell'ondazione. Lungo tutto il limite verso terra di questa ristretta fascia litoranea di calcari giurassici affiora, in contatto tettonico, la formazione delle "Dolomie di San Pietro dei Monti", che risulta costituita da dolomie, più o meno calcaree, di color grigio in grosse banche alternate a calcari e calcari dolomitici grigi, la cui successione risulta prevalentemente calcarea nella parte inferiore e dolomitica in quella superiore.

La presenza, inoltre, alla base di questa formazione delle "Dolomie di San Pietro dei Monti", di lembi della formazione scitica delle "Quarziti di Ponte di Nava", affioranti sulla zona litoranea costiera retrostante alla *Spiaggia del Malpasso* ed a Punta Crena, indica, pertanto, come questo affioramento litoraneo, rappresentando la base formazionale, risulti a prevalente litofacies calcarea.

Questa formazione delle "Dolomie di San Pietro dei Monti" mostra anche frequenti intercalazioni decimetriche di peliti siltose, di brecce calcaree e dolomitiche intraformazionali, e, pur presentando nel suo complesso formazionale, litofacies di buona tenacità e compattezza, risulta altresì dotata di un evidente sensibile grado di fratturazione.

Questa formazione poi, affiorando fin oltre Monte Capo Noli, caratterizza pertanto composizionalmente il trasporto solido conferito a mare da tutto il reticolo idrografico sotteso a questa unità fisiografica, in quanto la sua linea di spartiacque risulta impostata unicamente sugli affioramenti di questo complesso formazionale. Il complesso formazionale dei "Calcarei di Val Tanarello" e delle "Dolomie di San Pietro dei Monti", che caratterizza quindi gli apporti solidi agli arenili del Malpasso e della *Baia dei Saraceni* ed alle loro *surf zone*,

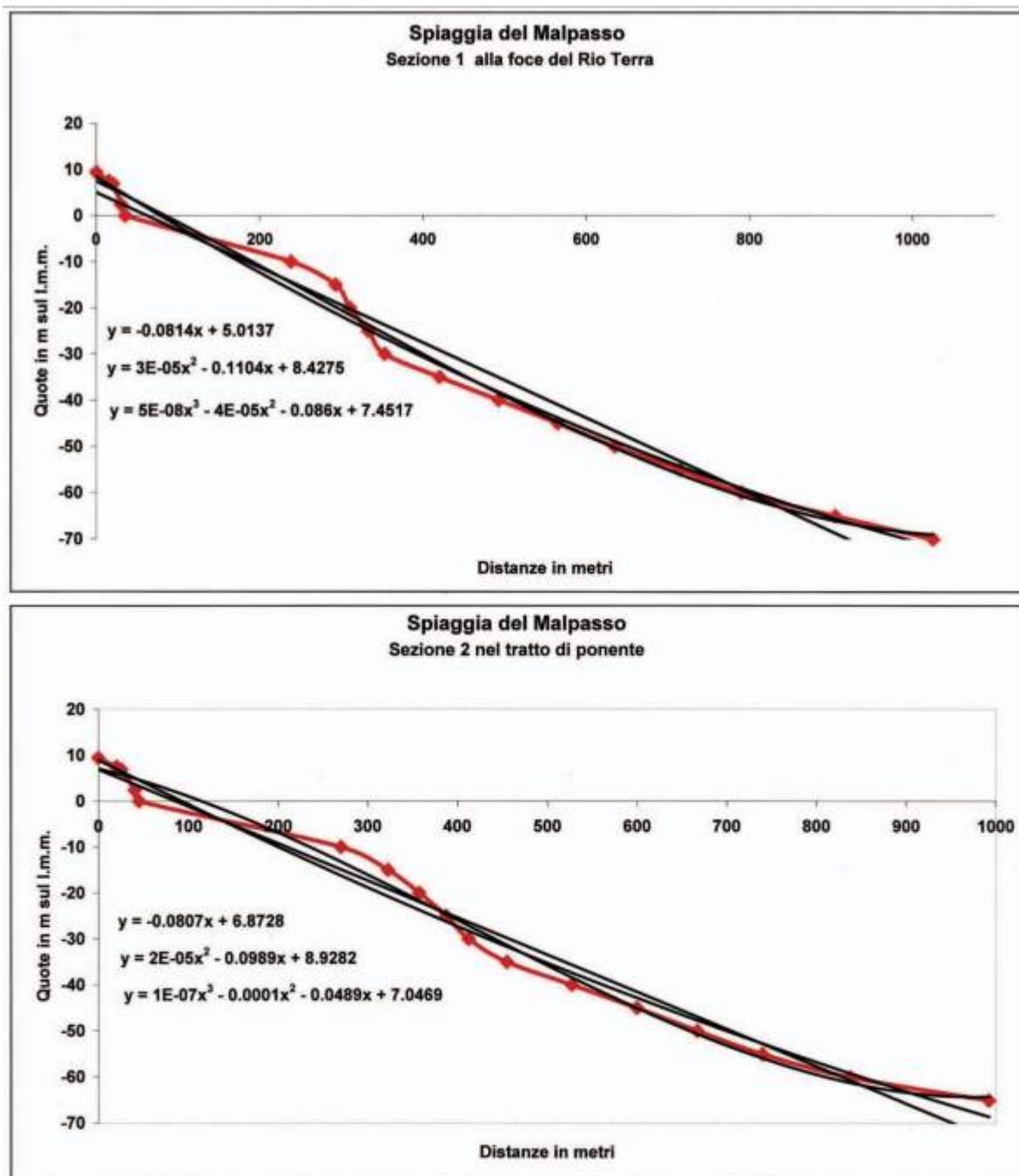


Figura 5 – Profili batimetrici (in rosso) eseguiti sul lato orientale (sezione 1) ed occidentale (sezione 2) della Spiaggia del Malpasso (Fig. 1 lettera A).

pur mostrando elevata tenacità e compattezza, in quanto presenta una morfologia a pareti verticalizzate, dà però luogo, ad opera della degradazione meteorica, per la presenza di un sensibile grado di fatturazione, a materiale detritico prevalentemente costituito da clasti piuttosto eterometrici, che caratterizzano quindi, tessituralmente, nel bilancio sedimentario di questa unità fisiografica, l'apporto solido naturale.

Il materiale pertanto di apporto naturale a queste spiagge ed alle loro *surf zone*, prevalentemente di natura calcareo-dolomitica, è dotato quindi di buona tenacità e con caratteri tessiturali piuttosto grossolani, in quanto le spiagge emerse del Malpasso e della *Baia dei Saraceni*, presentando un granulo medio compreso

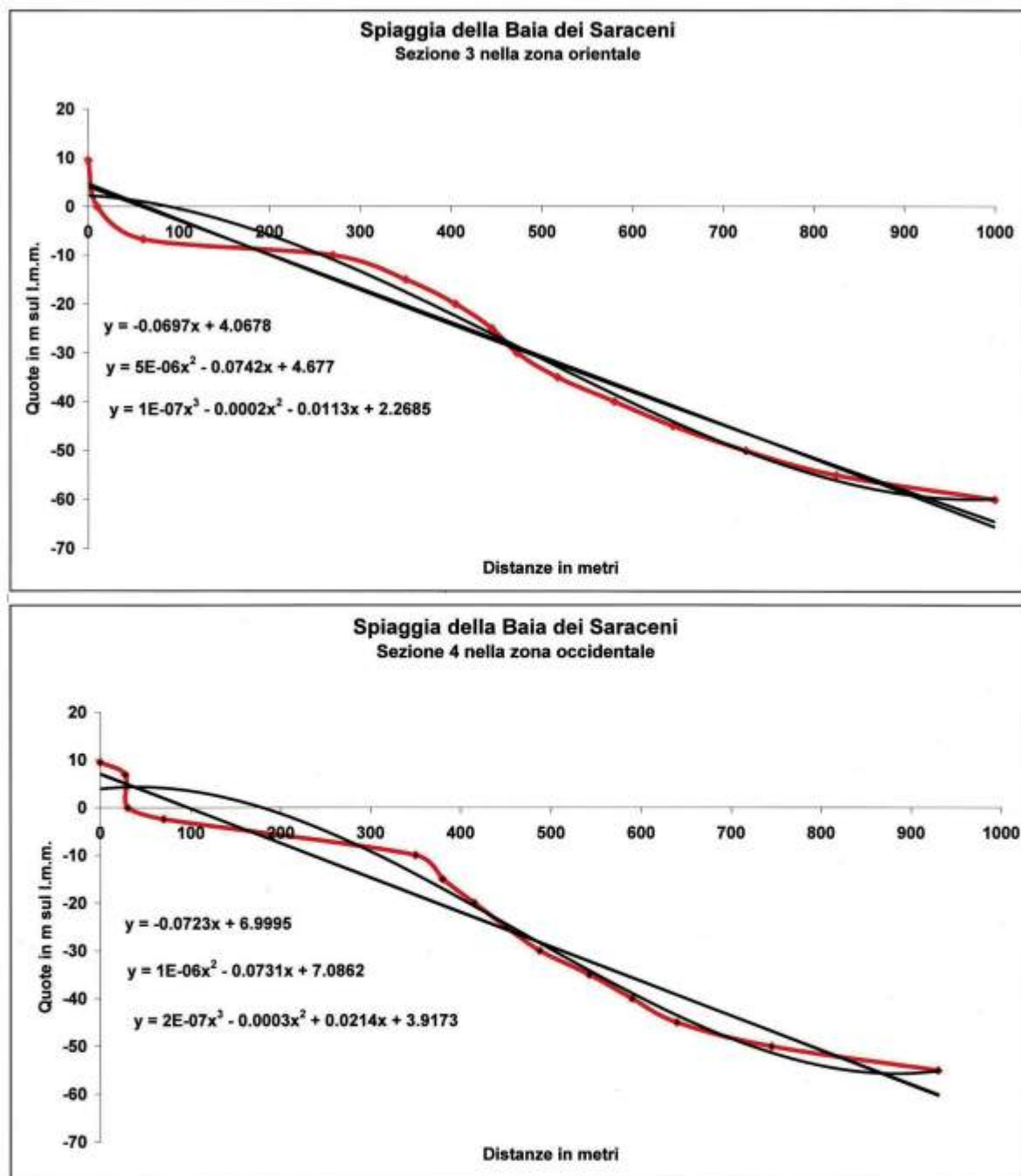


Figura 6 – Profili batimetrici (in rosso) eseguiti sul lato orientale (sezione 3) ed occidentale (sezione 4) della Spiaggia della Baia dei Saraceni (Fig. 1 lettera B).

tra 1 e 2 mm, sono costituite sedimentologicamente da depositi di “sabbia molto grossa” (1+2 mm) dotati di due cordoni ghiaioso-ciottolosi, uno a tessitura di “granuli e ghiaia”, disposto lungo la cresta della berma ordinaria, e l’altro a tessitura di “ghiaia e ciottoli”, posto lungo la cresta della berma di tempesta.

Anche i campioni di fondo mobile raccolti sulla *surf zone* di questa unità fisiografica evidenziano una distribuzione tessiturale sabbiosa del sedimento, che, da “sabbia medio-grossa” (0,250+1 mm), presente sulla fascia batimetrica prossimale alla riva, passa, nella fascia batimetrica più distale dalla battigia, a “sabbia molto fine e fine” (0,063+0,125 mm) con impianto di prateria a *Cymodocea nodosa*.

Analisi morfodinamica

La diversa modalità di attuazione dei processi idrodinamici che avvengono sulla *surf zone* e sulle spiagge del Malpasso e della *Baia dei Saraceni* in funzione delle condizioni ambientali messe in evidenza con l'analisi dei caratteri ondometrici e morfobatimetrici, possono essere pertanto valutate individuando, per questo tratto di litorale, il suo *stato morfodinamico modale*.

Tale *stato morfodinamico modale* si ricava analizzando per un lungo periodo temporale la successione degli stati morfodinamici, in quanto l'azione della *surf zone* sull'ondazione in arrivo procura varie combinazioni di dissipazione e di riflessione, che vengono messe in evidenza con la determinazione dei valori giornalieri di *surf scaling* (\square) e del *parametro ambientale* (Ω).

Il calcolo, all'interno di questo settore di traversia (Tab. 1), delle altezze d'onda al frangimento consente quindi di stimare i valori giornalieri, per il periodo considerato dal 1.1.1984 al 31.12.2010, del parametro di *surf scaling* (\square) e del *parametro ambientale* (Ω), ricavandone le distribuzioni di frequenza espresse in classi di ampiezza differenziata riportate in Tabella 5.

La distribuzione di frequenza del parametro *surf scaling* (\square), quasi interamente contenuta (Tab. 5) nello *stato morfodinamico totalmente dissipativo* con moda nella classe 50+100, segnala l'effetto di onde che si smorzano progressivamente lungo la *surf zone* e raggiungendo la spiaggia emersa si smorzano sulla battigia, dove, dominando il getto di riva, producono un profilo analogo al cosiddetto "profilo invernale" o "profilo di tempesta". La dominanza di valori del parametro di *surf scaling* maggiori di 20 indica inoltre che la dissipazione turbolenta dell'energia delle onde incidenti sulla *surf zone* cresce all'aumentare di \square e che le onde in avvicinamento alla riva generano frangenti di espansione (*spilling breakers* di Galvin (1972)).

La distribuzione di frequenza del *parametro ambientale* (Ω), che risulta compreso (Tab. 5) nel campo di variazione tra i valori 1 e 60 con moda nella classe modale 50+60, ma con distribuzione prevalente ripartita nell'ambito delle classi da 11 a 60, definisce la *surf zone* in uno *stato morfodinamico totalmente dissipativo*, per cui indica che la spiaggia sommersa sta espandendosi al crescere di Ω per la presenza di apporti da *rip current*.

Tabella 5 – Tabella sinottica dei parametri morfodinamici delle spiagge del Malpasso e della Baia dei Saraceni calcolati giornalmente per il periodo dal 1.1.1984 al 31.12.2010.

| Surf-Scaling (\square) | | Ambientale (Ω) | |
|----------------------------|-----------|-------------------------|-----------|
| Classi | Frequenze | Classi | Frequenze |
| 10+15 | 0,03 | 1+2 | 0,21 |
| 15+20 | 0,18 | 2+3 | 0,24 |
| 20+25 | 0,09 | 3+4 | 0,51 |
| 25+30 | 0,27 | 4+5 | 0,45 |
| 30+50 | 2,86 | 5+6 | 0,75 |
| 50+100 | 96,57 | 6+7 | 0,98 |
| Totale | 100,00 | 7+8 | 1,40 |
| | | 8+9 | 1,19 |
| | | 9+10 | 1,34 |
| | | 10+11 | 1,46 |
| | | 11+20 | 16,19 |
| | | 20+30 | 18,78 |
| | | 30+40 | 15,98 |
| | | 40+50 | 13,89 |
| | | 50+60 | 26,62 |
| | | Totale | 100,00 |

Questo stato morfodinamico segnala inoltre la presenza di onde persistentemente alte, per cui indica che nella fascia batimetrica, dove si verifica lo "shoaling", la dissipazione dell'energia dell'onda per attrito, che com'è noto non è lineare, perché cresce con il cubo dell'altezza d'onda, procura, nella progressiva riduzione dell'altezza d'onda, maggior attenuazione sulle grandi onde e minore su quelle piccole. Tale effetto viene

appunto segnalato dal parametro Ω , in quanto nella sua determinazione figura l'altezza d'onda al frangimento. Inoltre lo stato morfodinamico totalmente dissipativo segnala la presenza in questa *surfzone* di una predominanza dell'energia di infragravità a larga banda e l'assenza di oscillazioni stazionarie a frequenze subarmoniche.

Unità morfologica litorale Punta Crena–Capo San Donato

Questa unità fisiografica, nell'ambito del litorale finalese, rappresenta l'arco morfologico posto al centro dello sviluppo litoraneo del territorio comunale e contiene i due tratti principali di arenile rappresentati dalla "Spiaggia di Varigotti", lunga circa 1700 m, e dalla "Spiaggia del Porto", che, posizionata a ponente della foce del Rio Lasca, risulta suddivisibile (Fig. 1) in due tratte, la prima, posta ad W, rappresentata da una spiaggia emersa, a ridosso del molo di sottoflutto del porto, sviluppata per una lunghezza di circa 150 m localmente indicata come "Spiaggia del Porto" (Fig. 1 lettera E), e la seconda, sita ad E, rappresentata ormai da una modestissima sottile e discontinua fascia di arenile residuale posta sporadicamente solo in battigia, della lunghezza di 900 m, localmente indicata come "Spiaggia delle Stelle" (Cortemiglia G.C. & Fierro G., 1964). È presente anche una piccola spiaggia a tasca, posta sul promontorio di Punta Crena, conosciuta localmente come "Spiaggia dei Nudisti" o "Spiaggia di Punta Crena" (Fig. 1 lettera C).

Anche queste spiagge dell'unità fisiografica centrale del litorale finalese rappresentano l'evoluzione temporale da deposito al piede di falesie vive in piattaforma costruita di falesie stabilizzate, la cui originaria parete di scalamiento alla base da parte dell'ondazione si trova ora arretrata, rispetto alla linea di battigia, in quanto separata dall'Aurelia e dalle sue strutture di contenimento.

L'indagine su questa unità fisiografica viene pertanto sviluppata, ai fini della conoscenza morfologica, per metterne in evidenza lo stato di equilibrio dinamico raggiunto soprattutto dalla "Spiaggia di Varigotti" e dalla "Spiaggia del Porto".

Analisi Fisiografica

Questa unità fisiografica, il cui arco litoraneo risulta compreso tra i promontori di Punta Crena e di Capo San Donato, presenta morfologicamente, congiungendo gli estremi di questi due aggetti in mare, una secante, la cui saetta, tracciata perpendicolarmente in corrispondenza del punto costiero di battigia più rientrante verso monte, individua sul litorale il punto di vertice del suo settore di traversia.

Tracciando da questo punto di vertice le congiungenti con Punta Crena (azimutale 89°) e con Capo San Donato (azimutale 240°) si definisce un settore di traversia con un angolo di apertura di 151°, che, oltre a risultare un *settore di traversia geografico*, può essere altresì considerato anche come *settore di traversia effettivo*, in quanto non sono presenti estensioni a levante ed a ponente di falde di mare in grado di poter convergere significativi treni d'onda al suo interno.

Il settore di traversia di questa unità fisiografica con l'angolo di apertura di 151° delimitato dalle azimutali di 89° (Punta Crena) e di 240° (Capo San Donato), in base alle caratteristiche geografiche dell'area marina, risulta pertanto costituito da cinque settori parziali, le cui delimitazioni azimutali con le relative dimensioni di *fetch* geografico sono riportate nella Tabella 6.

Tabella 6 – Settore di traversia dell'unità fisiografica centrale del litorale finalese compresa tra le azimutale 89° di Punta Crena e 240° di Capo San Donato.

| S | Settori parziali | Azimutali di delimitazione | Fetch geografici in km | T |
|--|---------------------|---|------------------------|--------------------------|
| 1 | Levante -E | 89° (Punta Crena) – 129° (Punta Baratti) | 160 | B |
| | Scirocco -SE | 129° (Punta Baratti) – 145° (Isola Giraglia) | 200 | |
| | Scirocco-Ostro -SSE | 145° (Isola Giraglia) – 181° (Capo dell'Argentiera) | 240 | |
| | Ostro-Libeccio -SSW | 181° (Capo dell'Argentiera) – 214° (Capo Mele) | 960 | |
| | Libeccio -SW | 214° (Capo Mele) – 240° (Capo San Donato) | 800 | A |
| S = Denominazione dei settori di traversia | | 1 = Settore di traversia geografico | | A = Traversia principale |
| T = Denominazione delle traversie | | 2 = Settore di traversia efficace | | B = Traversia secondaria |

La saetta di azimutale 166° con cui è stato individuato sulla riva il punto di vertice di questo settore di traversia, prolungata verso il mare aperto, interseca, a 4150 m dalla battigia, la batimetrica dei 200 metri, determinando così il punto di altura di questa unità fisiografica, le cui coordinate geografiche di latitudine $\square = 44^{\circ} 8' 36''$ N e di longitudine $\square = 8^{\circ} 23' 54''$ E, possono essere prese come punto georeferenziato per stimarne le caratteristiche anemologiche ed ondametrichie.

Analisi anemologica e mareometrica

La stima dei campi di vento nel punto di altura di questa unità fisiografica, sviluppata sulle mappe isobariche bigiornaliere (ore 12 GMT ed ore 00 GMT) di superficie dell'area mediterranea edite dal Deutscher Wetterdienst e relative all'intervallo temporale dal 1.1.1984 al 31.12.2010, ha fornito le frequenze anemologiche dei venti foranei riportate nella Tabella 7.

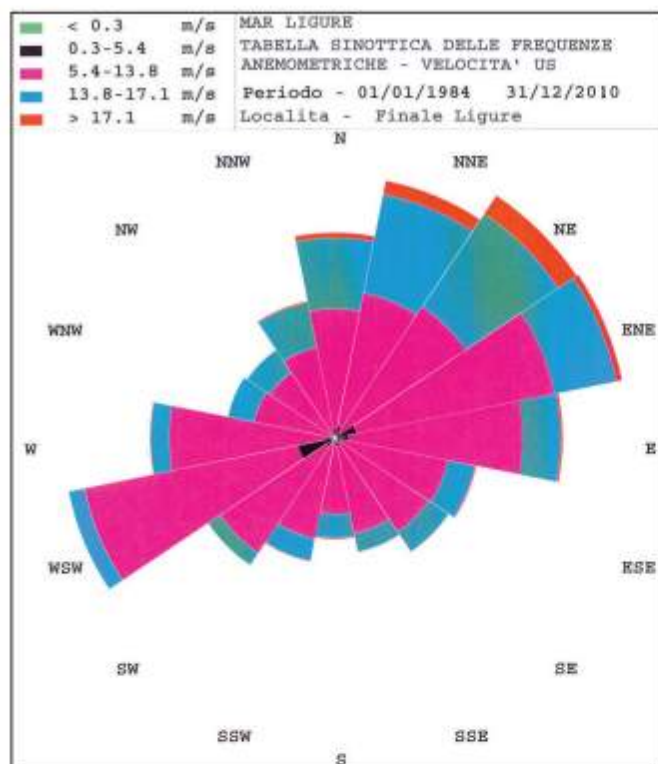
Le frequenze anemologiche con i relativi gradini di velocità dei venti di altura di Tabella 7 distribuite nei rispettivi settori parziali di questa unità fisiografica consentono di individuare i caratteri anemologici associati alla dimensionalità dei *fetch* geografici riportati nella Tabella 8, necessari per la determinazione delle caratteristiche del moto ondoso al frangimento ai fini del calcolo dello stato morfodinamico medio.

Le frequenze dei venti di altura della Tabella 7 consentono di ricavare il diagramma anemologico di Figura 6, mentre la stima dei valori anemologici di Tabella 8 permette di evidenziare che i *venti dominanti*, qualificanti per la maggiore lunghezza del *fetch* le falde dei settori parziali di S (Ostro) e di SSW (Libeccio), rappresentano il 40,15% del totale, mentre i *venti regnanti*, appartenenti ai settori parziali di E (Levante), di SE (Scirocco) e di SSE (Scirocco-Ostro), si caratterizzano, oltre che per la più elevata frequenza annua del 59,85% , come *venti prevalenti*, in quanto raggiungono gradini di velocità > 17,1 m/s con frequenza media annua del 1,32 %.

Queste caratteristiche anemologiche, calcolate con la stima del modello aerodinamico ed associate alla dimensionalità dei *fetch* geografici dei vari settori parziali (Tab. 8) in cui risulta suddiviso il settore di traversia di questa unità fisiografica, consentono, sulla base dell'applicazione della procedura di *hindcasting* descritta da Cortemiglia (2003), di determinare i parametri ondametrichie della *surf zone* necessari per valutare lo stato morfodinamico delle spiagge di questo tratto di litorale.

Tabella 7 – Frequenze anemologiche per l'intervallo temporale dal 1.1.1984 al 31.12.2010 dei venti foranei calcolati, per gradini di velocità e per direzioni azimutali di provenienza, a 10 m sul l.m.m. nel punto di altura di latitudine 44° 8' 36" N e di longitudine 8° 23' 54" E caratterizzante l'unità fisiografica, compresa tra le azimutali 89°-240°, posta al centro del litorale finalese.

| Direzioni di provenienza | Gradini di velocità del vento in m/s | | | | | Frequenza settore |
|--------------------------|--------------------------------------|---------|----------|-----------|--------|-------------------|
| | < 0,3 | 0,3÷5,4 | 5,4÷13,8 | 13,8÷17,1 | > 17,1 | |
| N | 0,29 | 4,13 | 2,42 | 0,19 | 0,13 | 7,15 |
| NNE | 0,41 | 4,63 | 3,43 | 0,48 | 0,56 | 9,52 |
| NE | 0,26 | 5,13 | 3,82 | 0,75 | 0,64 | 10,60 |
| ENE | 0,77 | 6,91 | 2,14 | 0,20 | 0,17 | 10,19 |
| E | 0,47 | 5,96 | 1,29 | 0,08 | 0,06 | 7,86 |
| ESE | 0,19 | 3,75 | 0,94 | 0,05 | 0,03 | 4,96 |
| SE | 0,23 | 3,63 | 0,82 | 0,02 | - | 4,70 |
| SSE | 0,31 | 3,02 | 0,64 | 0,03 | 0,05 | 4,05 |
| S | 0,19 | 2,40 | 0,81 | 0,06 | 0,04 | 3,51 |
| SSW | 0,20 | 3,31 | 0,77 | 0,04 | 0,03 | 4,35 |
| SW | 0,36 | 4,36 | 0,51 | 0,02 | 0,03 | 5,28 |
| WSW | 1,30 | 7,44 | 0,56 | - | - | 9,29 |
| W | 0,31 | 5,36 | 0,64 | 0,03 | - | 6,34 |
| WNW | 0,12 | 2,67 | 0,93 | 0,02 | 0,02 | 3,77 |
| NW | 0,11 | 2,55 | 0,94 | 0,02 | - | 3,63 |
| NNW | 0,14 | 3,01 | 1,56 | 0,06 | 0,04 | 4,81 |
| Totali | 5,66 | 68,26 | 22,22 | 2,05 | 1,80 | 100,00 |



L'elaborazione dei dati anemologici ricava che l'ondazione in arrivo sulla *surf zone* di questa unità fisiografica presenta nel diagramma di variazione (Fig. 8) del parametro $[g H_s / (U_{10})^2]$ dell'altezza d'onda significativa H_s in funzione del parametro $[g t / U_{10}]$ della durata (t) d'azione continua del vento anemometrico (U_{10}) una diretta proporzionalità tra queste due variabili, mentre il diagramma di dispersione tra celerità (C_R) delle onde al frangimento e la relativa lunghezza d'onda (L_R) alla riva (Fig. 8) rivela come le massime lunghezze d'onda alla riva risultino sull'ordine di 85 metri con celerità C_R dei frangenti alla riva sui 12 m/s.

Figura 7 - Diagramma anemologico dei venti foranei nel punto di altura di latitudine $\square = 44^\circ 8' 36''$ N e di longitudine $\square = 8^\circ 23' 54''$ E dell'unità fisiografica centrale del litorale di Finale Ligure compresa tra le azimuthali 89° - 240° di Punta Crena e Capo San Donato.

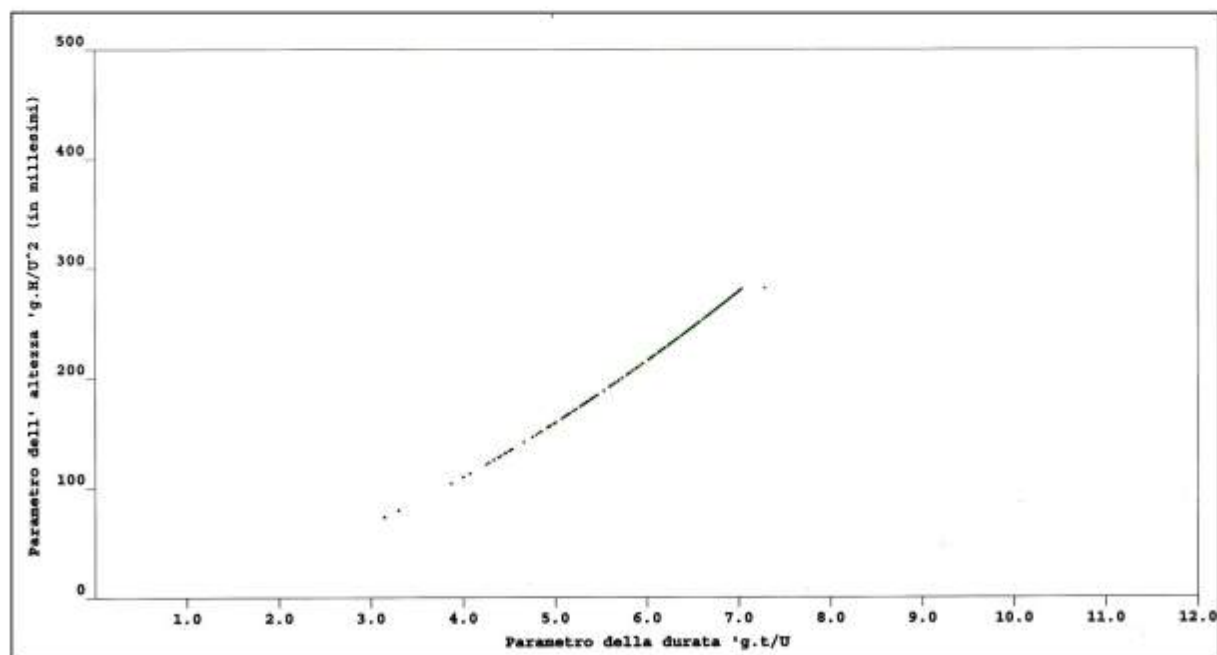


Figura 8 - Curva di variazione del parametro dell'altezza d'onda in funzione della durata dell'azione del vento per il moto ondoso di altura calcolato sulla base delle carte isobariche di superficie dell'area mediterranea del periodo intercorrente dal 1.1.1984 al 31.12.2010 nel punto di altura di latitudine $\square = 44^\circ 8' 36''$ N e di longitudine $\square = 8^\circ 23' 54''$ E.

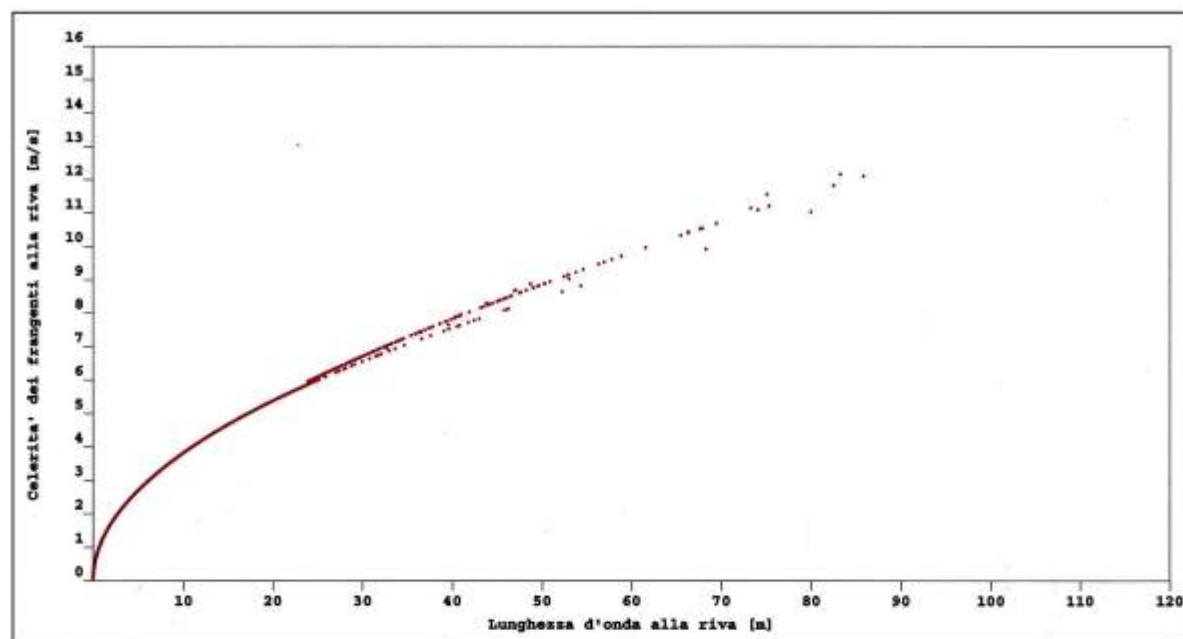


Figura 9 – Diagramma a dispersione tra i parametri della lunghezza d'onda alla riva (L_w) espressa in metri e della celerità dei frangenti alla riva (C_w) calcolati nella *surf zone* della spiaggia di Varigotti e della Spiaggia del Porto per il periodo temporale dal 1.1.1984 al 31.12.2010 sulla base delle caratteristiche anemometriche di Tabella 8.

Tabella 8 – Tabella sinottica delle frequenze anemologiche dei venti foranci calcolati per il settore di traversia effettivo ($89^\circ - 240^\circ$) e per gradini di velocità del vento nel punto di altura di latitudine $\varphi = 44^\circ 8' 36''$ N e di longitudine $\lambda = 8^\circ 23' 54''$ E individuato in base alle caratteristiche morfologiche dell'unità fisiografica, che, posta al centro del litorale finalese, è compresa tra le azimutali $89^\circ - 240^\circ$.

| Direzioni di provenienza | Gradini di velocità del vento in m/s | | | | | Frequenza settore |
|--------------------------|--------------------------------------|---------|----------|-----------|--------|-------------------|
| | < 0,3 | 0,3+5,4 | 5,4+13,8 | 13,8+17,1 | > 17,1 | |
| E | 1,57 | 17,93 | 5,21 | 0,45 | 0,45 | 25,61 |
| SE | 0,62 | 7,45 | 1,91 | 0,13 | 0,14 | 10,25 |
| SSE | 1,25 | 16,56 | 5,09 | 0,36 | 0,73 | 24,00 |
| S | 1,31 | 16,64 | 4,67 | 0,54 | 0,76 | 23,92 |
| SSW | 1,13 | 11,79 | 2,80 | 0,28 | 0,22 | 16,23 |
| Totali | 5,88 | 70,37 | 19,68 | 1,76 | 2,30 | 100,00 |

Analisi morfobatimetrica

Le caratteristiche morfobatimetriche della *surf zone* di questa unità fisiografica sottesa alla spiaggia di Varigotti ed alla spiaggia del Porto, dove l'ondazione in arrivo, procurando le varie combinazioni di dissipazione e di riflessione dell'energia, condiziona il profilo del sedimento di fondo mobile e mette in moto il sistema delle correnti da moto ondoso (*longshore current*, *rip current*, *rip feeder current*), sono state individuate con l'analisi morfobatimetrica di cinque profili batimetrici condotti trasversalmente alla riva in corrispondenza del Molo di Varigotti (Fig. 9 Sezione 5), della foce del torrente Armareo (Fig. 11 Sezione 6), del fondale antistante Ca' dei Mori (Fig. 11 Sezione 7), del Villaggio Olandese (Fig. 11 Sezione 8) e del fondale in località Le Stelle (Fig. 11 Sezione 9).

L'analisi morfobatimetrica condotta su questi profili, che interessano tutto lo sviluppo dell'arco litoraneo dell'unità fisiografica, ha consentito di ricavare i parametri morfologici riportati in Tabella 9, da cui si evince come la pendenza media della *surf zone* risulta più elevata sul fondale della spiaggia di Varigotti rispetto a quello della spiaggia del Porto.

Tabella 9 - Caratteri morfobatimetrici della surfzone della "Spiaggia di Varigotti" e della "Spiaggia del Porto".

| Profili Batimetrici | | Pendenza media In gradi | Geometria del profilo | Distanza in m dalla battigia del punto d'inflexione |
|-----------------------|-----------|----------------------------|-----------------------|--|
| Spiaggia di Varigotti | Sezione 5 | 3,1° | Concavo | 213 |
| | Sezione 6 | 2,0° | Convesso | 283 |
| | Sezione 7 | 2,3° | Convesso | 321 |
| Spiaggia del Porto | Sezione 8 | 1,8° | Lineare | 232 |
| | Sezione 9 | 1,9° | Convesso | 1157 |

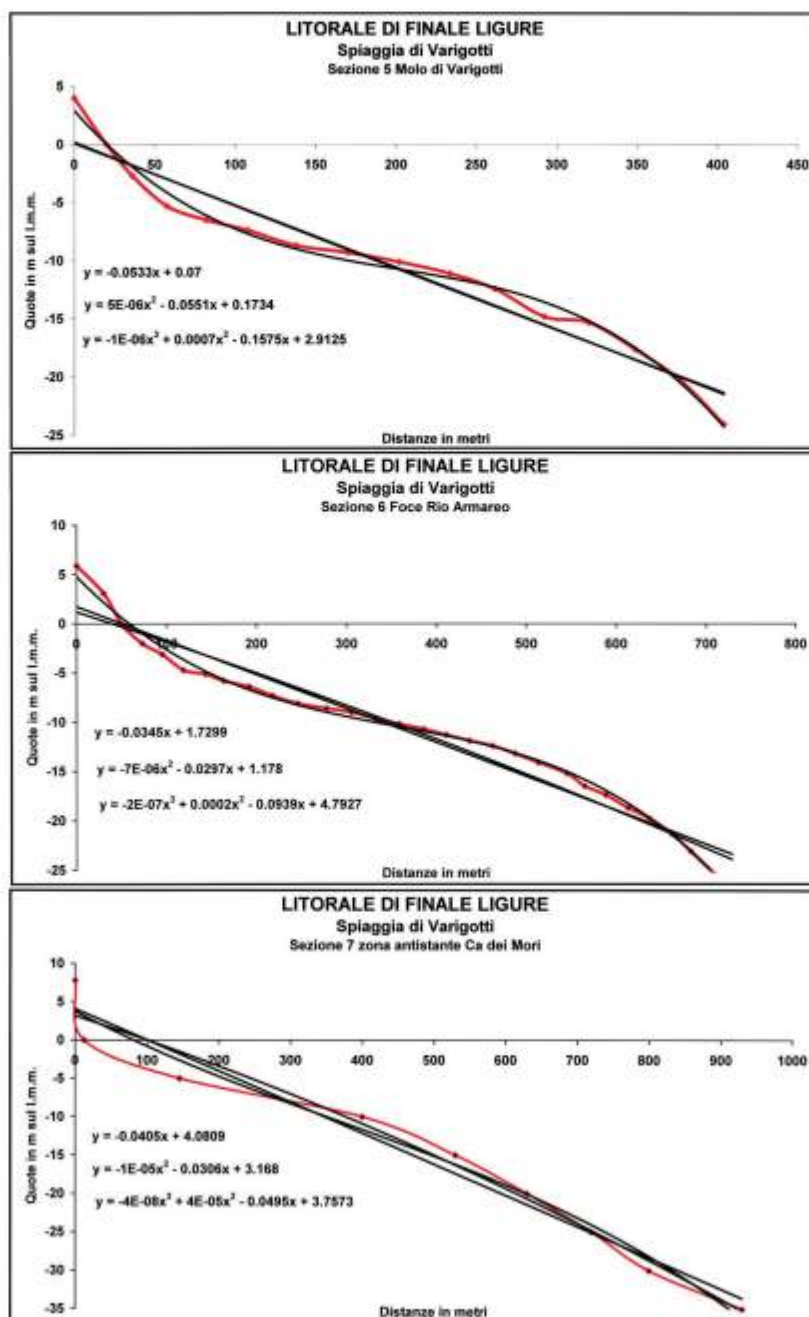


Figura 10 - Profili batimetrici (in rosso) eseguiti sul lato occidentale (sezione 5), centrale (sezione 6) ed orientale (sezione 7) della Spiaggia di Varigotti.

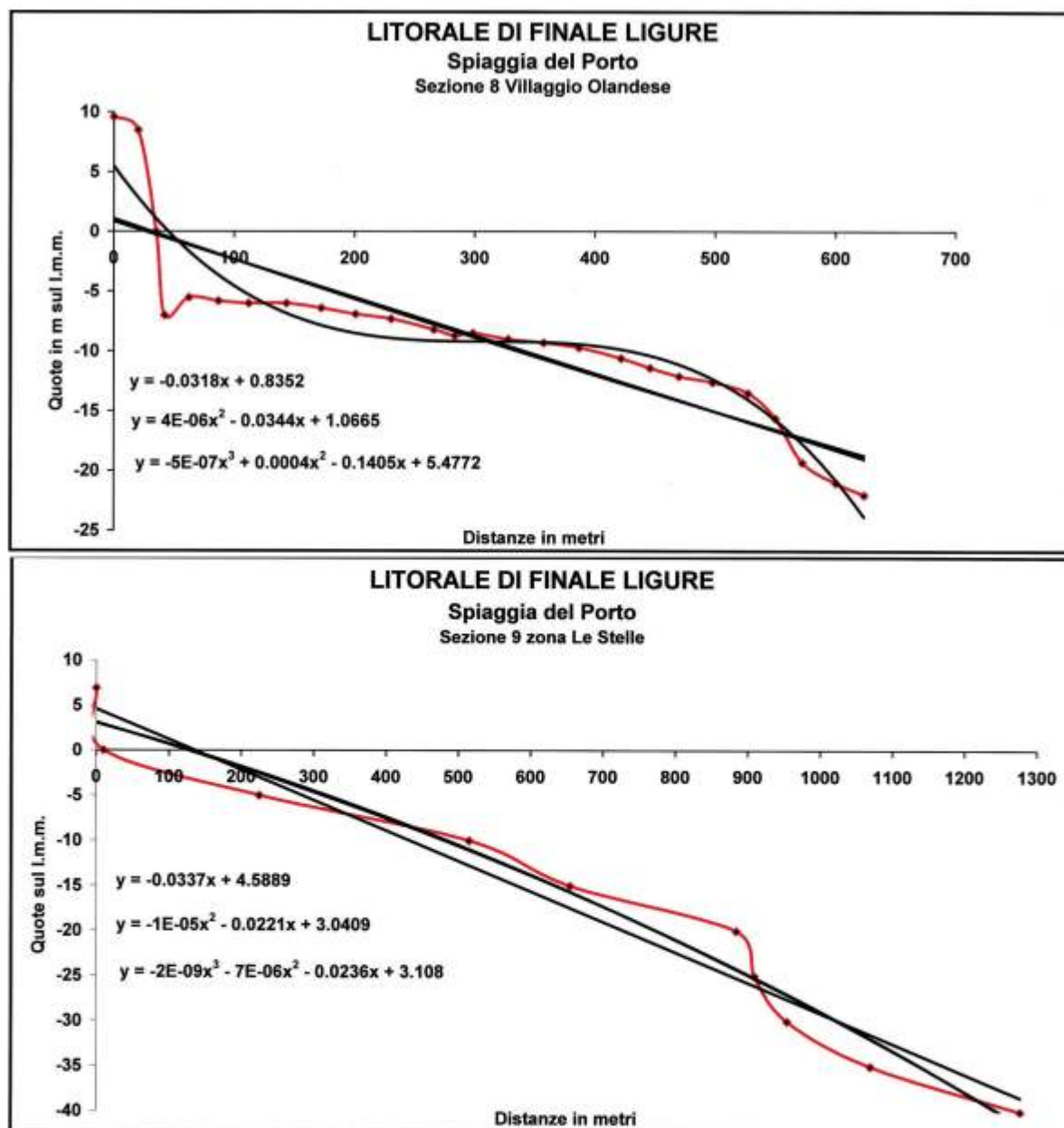


Figura 11 – Profili batimetrici (in rosso) eseguiti sul lato occidentale (sezione 8) ed orientale (sezione 9) della Spiaggia del Porto.

Tale risultanza si accompagna ad una forma del profilo della spiaggia sommersa di Varigotti che da concavo, sul suo lato orientale, passa a convesso, nella sua area centro orientale, mentre la spiaggia sommersa posta ad W della foce del Rio Lasca, che si estende dall'area denominata "Le Stelle" al molo di sottoflutto portuale, presenta una forma del profilo che da lineare, nella suo lato orientale antistante la zona rivolta al Villaggio Olandese, passa a convesso nella zona antistante la spiaggia del Porto.

Le caratteristiche della geometria dei profili batimetrici di questa *surf zone* si accompagna, per tutta l'ampiezza dell'arco litoraneo compreso tra il Molo di Varigotti (Fig. 10 Sezione 5) e la zona del Villaggio Olandese (Fig. 11 Sezione 8), alla esistenza di una distanza media di 262 m dalla linea di battigia del punto di inflessione, che, indicando la profondità di ubicazione della rottura di pendenza più significativa del profilo batimetrico, si allontana dalla riva, nella zona occidentale della *surf zone*, che rappresenta la parte sommersa della

Spiaggia del Porto (Fig. 11 Sezione 9), sino alla distanza massima di 1157 m, segnalando così la presenza, su questa area dell'unità fisiografica, di un'avvenuta mobilitazione del materiale di fondo mobile con il suo allontanamento verso il largo ad opera di correnti da moto ondoso.

L'assenza poi di barre sommitali isolate od in successione ritmica lungo i profili batimetrici delle spiagge sommerse di questa *surfzone* segnala l'attuale presenza di un equilibrio nella dinamica sedimentaria con tendenza allo sviluppo di una generale fase erosiva nella morfodinamica del paraggio.

Analisi sedimentologica

Questa unità fisiografica, compresa tra Punta Crena e Capo San Donato, presenta, nell'entroterra sotteso a questo arco litorale, affioramenti della formazione delle "Dolomie di San Pietro dei Monti" del Trias medio, nella parte a levante della foce del Rio Lasca e retrostante la Spiaggia di Varigotti, ed affioramenti della formazione degli "Scisti di Gorra" del Permocarbonifero, a ponente della foce del Rio Lasca e retrostante la Spiaggia del Porto. Nell'area limitata del Bric Briga la formazione degli "Scisti di Gora" presenta al tetto una copertura, in successione formazionale, di affioramenti della "Formazione di Monte Pianosa" del Verrucano brianzonese, dei "Calcari di Val Tanarello del Malm e della "Formazione di Caprauna" cretaceo-eocenica.

A monte quindi della Spiaggia di Varigotti il materiale di apporto naturale del reticolo idrografico (Rio Fontana, Rio Goella, Rio Armareo, Rio Kien, Rio Lasca) proviene soprattutto dalla degradazione meteorica delle "Dolomie di San Pietro dei Monti", la cui base, al contatto con la piana di Varigotti, presenta inoltre piccoli lembi quarziticci della formazione delle "Quarziti di Ponte di Nava" e lembi carbonatici della formazione dei "Calcari di Val Tanarello", per cui il deposito di spiaggia emersa risulta prevalentemente a litofacies calcareo-dolomitica ed a carattere tessiturale piuttosto grossolano. Infatti i litotipi di queste formazioni geologiche, per il loro grado di fratturazione, risultano alterabili in detriti a clasti spigolosi ed eterometrici.

A monte invece della "Spiaggia del Porto", posta a ponente della foce del Rio Lasca, la presenza dell'affioramento litoraneo degli "Scisti di Gorra", costituito da sequenze di litofacies quarzo-filladiche di scisti sericitico-cloritici, di scisti quarzo-sericitici, di quarziti, di quarzoscisti e di arenarie e micro conglomerati quarzo-feldspatici, fornisce, per la loro elevata alterabilità, una ponderale componente quarzosa fine di facies filladico-scistosa.

L'arenile della "Spiaggia di Varigotti", a prevalente natura calcareo-dolomitica, mostra una spiaggia emersa con presenza, su una pendenza media di 1,7°-1,8°, di due berme, una ordinaria, con linea di cresta generalmente segnata da un cordone di granuli e piccoli ciottoli e l'altra, dovuta alle onde di tempesta, con la cresta segnata da un cordone ciottoloso. Lungo la cresta di berma ordinaria, estesa per tutto il suo sviluppo di circa 1600 m tra la foce del Rio Lasca ed il Molo di Varigotti, sono stati prelevati, con un interasse di circa 180 m, otto campioni, che, sottoposti ad analisi granulometrica per setacciatura, hanno fornito un valore del granulo medio, valutato come *mean size* di McCammon (1962), compreso tra 0,947 mm e 8,472 mm. Il diagramma in coordinate semilogaritmiche delle curve cumulate di questi campioni fornisce il fuso granulometrico (Fig. 11), che indica, con il carattere prevalentemente omometrico della distribuzione, la presenza di una modestissima coda verso le parti diametriche più fini. La rappresentazione in ordinate di probabilità di questi stessi campioni mostra un diagramma (Fig.12) di Visher (1969), che, risultando praticamente privo di significative rotture di pendenza, indica un trasporto a denti di sega per "getto di riva" del materiale di cresta della berma ordinaria.

Questi campioni prelevati lungo la berma ordinaria (Fig. 12), fornendo valori del granulo medio compresi tra 1 e 2 mm, indicano che il complesso della spiaggia emersa di Varigotti si caratterizza come un deposito di "sabbia molto grossa",

L'arenile che, posto a ponente della foce del Rio Lasca, si presenta come spiaggia emersa solo nella zona della "Spiaggia del Porto", comparando invece sul lato denominato Le Stelle unicamente come modestissima sottile e discontinua fascia di battigia, si è preminentemente formato con gli apporti dei reticoli idrografici dei rii Dé, Selva, Prietti e Lasca, impostati prevalentemente sulle formazioni a litofacies quarzo-filladiche. Questo arenile dalla pendenza media di 5° nella sua parte emersa (spiaggia del Porto) presenta pertanto, oltre alla componente calcareo-dolomitica, anche quella più fine quarzo-scistosa, mostrando un granulo medio di 9,059 mm nel suo tratto residuale a ponente dello "Scoglio della Fiorita" ed antistante il "Villaggio Olande-

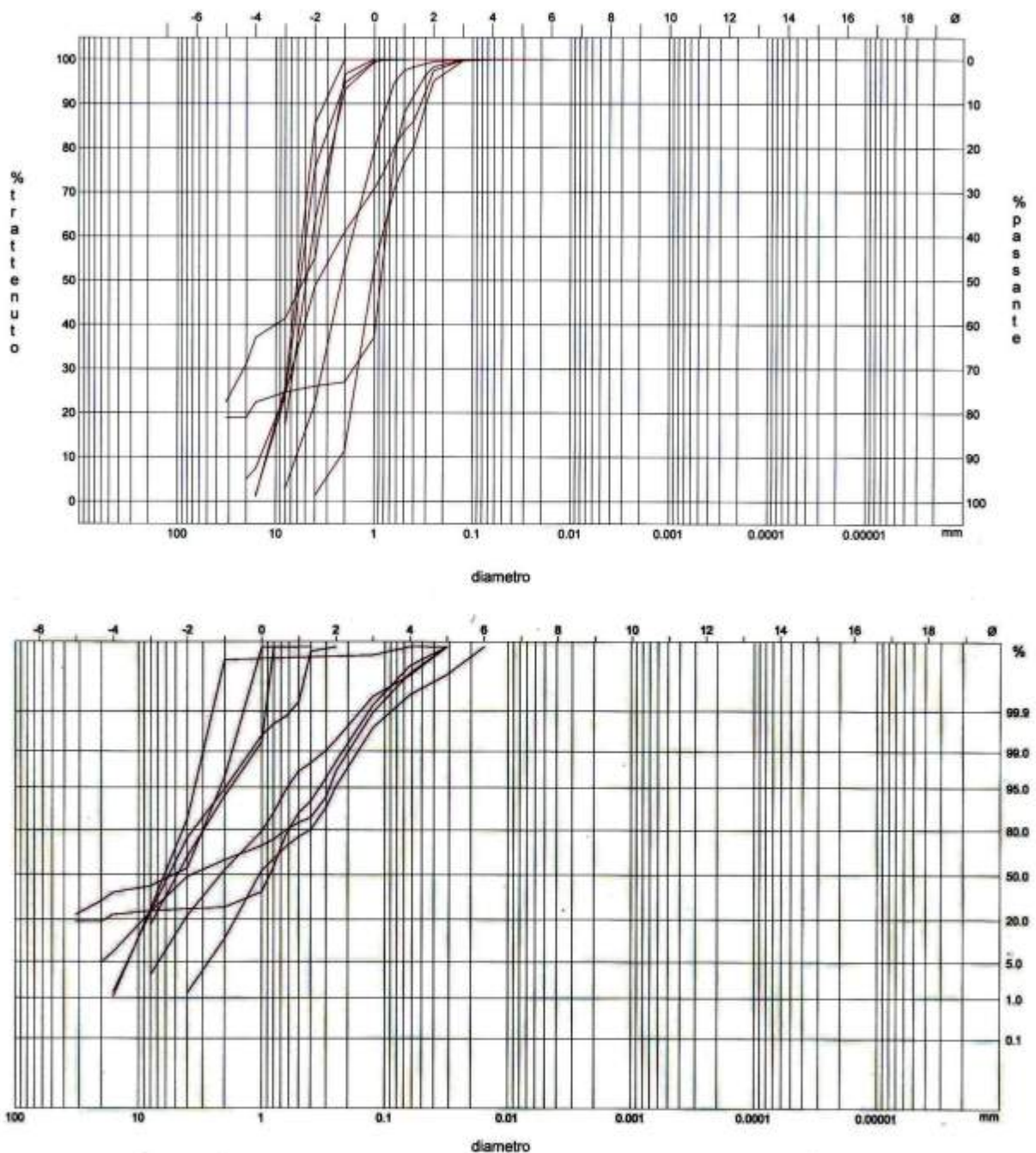


Figura 12 – Fuso granulometrico in alto e diagramma di Visher in basso dei campioni raccolti sulla spiaggia emersa di Variogotti lungo lo sviluppo della cresta di berma ordinaria.

se”, ed un granulo medio compreso tra 0,125 e 0,5 mm sulla Spiaggia del Porto. Questa spiaggia emersa si caratterizza pertanto come un deposito di “sabbia medio-fine”.

L'estensione poi nell'entroterra del massiccio roccioso delle “Dolomie di San Pietro dei Monti”, facilmente carsificabile nella sua componente carbonatica, perché interessato da un sistema pervasivo di fratturazione, ha dato luogo ad un carsismo ipogeo, le cui acque di percolazione, ricche in bicarbonato di calcio, giungendo con i loro punti di scaturigine sulla riva ed in mare, soprattutto nell'area litoranea compresa tra la foce

del Rio Lasca e Capo San Donato, hanno prodotto, per precipitazione chimica, in questo deposito sciolto litoraneo della Spiaggia del Porto e dell'area denominata "le Stelle", la formazione di una panchina (*beach rock*) estesa sulla battigia e sulla spiaggia sommersa sino all'isobata di 3+5 m (Cortemiglia & Fierro, 1965). Nell'ambito di questa unità fisiografica, la *surf zone* della Spiaggia di Varigotti e della Spiaggia del Porto, analizzata con un prelievamento di campioni lungo i transetti delle sezioni 5, 6, 7, 8 e 9 (Fig. 10 e 11), consente di verificare, entro la fascia batimetrica dei 25 m, le caratteristiche della zonazione sedimentaria, che, valutata come distribuzione del granulo medio di McCammon (1962), indica che il sedimento di fondo mobile della spiaggia sommersa di Varigotti è costituito da "sabbia fine" (0,125+0,250 mm) per tutta la fascia batimetrica compresa tra la linea di battigia e l'isobata dei 25 m, mentre nell'area antistante la spiaggia del Porto la prosecuzione di questa fascia batimetrica prossimale alla riva di "sabbia fine" si presenta in forma più ristretta, contenuta tra la linea di battigia e l'isobata dei 10 m.

Il materiale di fondo mobile, al di là di questa fascia (0+10m) di "sabbia fine" (0,125+0,250 mm) e sino all'isobata di 25 m, è costituito da "sabbia media" (0,250-0,500 mm). Sulla fascia batimetrica (0+25 m) di "sabbia fine" della spiaggia sommersa di Varigotti sono inoltre presenti due modeste aree a granulometria più grossolana, una di "sabbia grossa" (0,5+1 mm) all'altezza del "Molo di Varigotti", tra le isobate di 5 e 10 m, e l'altra di "granuli" (2+4 mm) alla foce del Rio Armareo, tra la battigia e l'isobata di 5 metri.

I campioni di fondo mobile della *surf zone*, raccolti lungo le Sezioni 5, 6, 7, 8 e 9 (Fig. 10 e 11), indicano che il granulo medio, determinato come *mean size* di McCammon (1962), della fascia di "sabbia fine" prossimale alla riva risulta compreso tra 0,134 mm e 0,237 mm, mentre quello della "sabbia grossa" presenta un campo di variabilità compreso tra 0,574 mm e 0,890 mm. Il fuso granulometrico (Fig. 13 in alto) in scala semilogaritmica di questi campioni di fondo mobile, raccolti sulla spiaggia sommersa sino all'isobata di 20 m, mostra il prevalente carattere omometrico della distribuzione con code di modesta frequenza percentuale, prevalentemente rivolte verso i diametri fini.

La rappresentazione invece (Fig. 13 in basso) delle distribuzioni granulometriche di questi campioni in scala di ordinate di probabilità (diagramma di Visher, 1969), mettendo in evidenza la presenza di diversi punti di troncatura con i relativi tratti rettilinei, indica che la dinamica litorale di questa unità fisiografica è interessata da subpopolazioni lognormali con modi di trasporto differenziato, in quanto le loro variazioni granulometriche, rispetto ad una distribuzione gaussiana, sono realmente dovute al mescolamento.

Il diagramma di Rivière (1977), che rappresenta la variazione di N (parametro dell'energia) al variare della dimensione media (X media parametro della grossolanità), conferma questa caratteristica della dinamica sedimentaria, segnalando (Fig. 14) inoltre, come carattere prevalente del sedimento di fondo mobile, la sua evoluzione granulometrica anormale in facies di maturazione ultraparabolica, che caratterizza depositi di levigazione ed, in particolare, di trazione con trasporto per rotolamento e saltazione corta, in cui si verifica un'ablazione, più o meno marcata, delle frazioni fini. Il sedimento pertanto di fondo mobile della *surf zone*, presentando un parametro dell'energia $N > 0,8$ ed un parametro della grossolanità $X\text{-Media} > 0,1$ mm, si caratterizza per un deposito in cui le correnti da moto ondoso hanno realizzato un processo di levigazione delle frazioni più fini.

Analisi morfodinamica

I risultati delle analisi dei caratteri ondometrici e morfobatimetrici della *surf zone* di questa unità fisiografica, il cui tratto di litorale contiene la Spiaggia dei Nudisti, la spiaggia di Varigotti e la Spiaggia del Porto, consentono, unitamente alle caratteristiche tessiturali del sedimento di fondo mobile, di metterne in evidenza lo *stato morfodinamico modale* attraverso la successione temporale degli stati morfodinamici giornalieri determinati con il calcolo del parametro di *surf scaling* (\square) e del *parametro ambiente* (Ω).

Il calcolo, all'interno del relativo settore di traversia di Tabella 6, delle altezze d'onda al frangimento consente infatti di stimare i valori giornalieri per il periodo considerato dal 1.1.1984 al 31.12.2010 del parametro di *surf scaling* (\square) e del *parametro ambiente* (Ω), le cui distribuzioni di frequenza, espresse in classi di ampiezza differenziata, sono state riportate nella Tabella 10.

La distribuzione di frequenza del parametro di *surf scaling* (\square), che caratterizza lo stato morfodinamico dell'avanspiaggia (*foreshore*), risulta completamente contenuta (Tabella 10) all'interno dello *stato totalmente dissipativo* con moda nella classe 350+500.

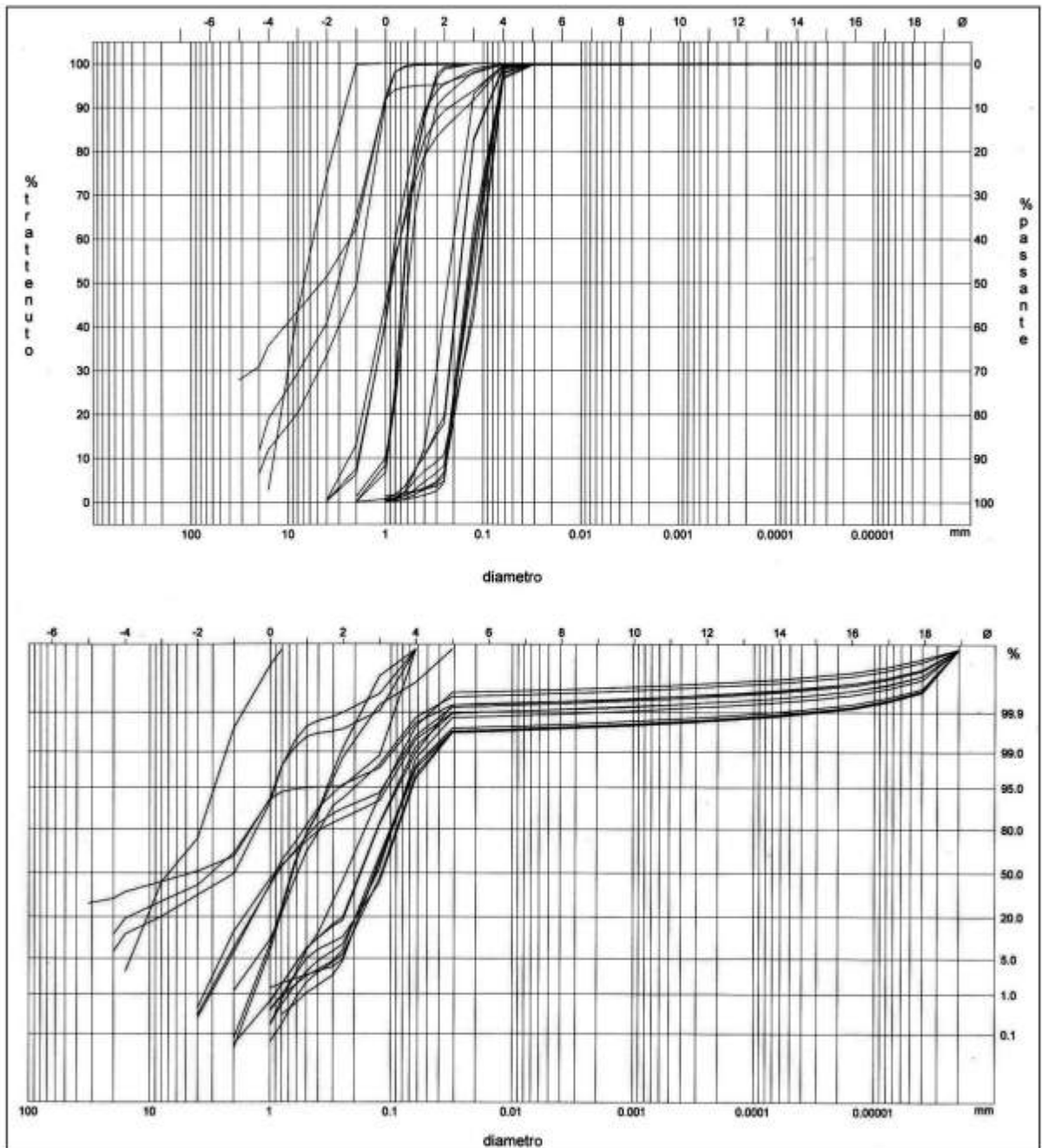


Figura 13 – Fuso granulometrico in alto e diagramma di Visher in basso di campioni di fondo mobile raccolti sulla *surf zone* della spiaggia sommersa di Varigotti nella fascia batimetrica compresa tra la battigia e l'isobata di 20 m.

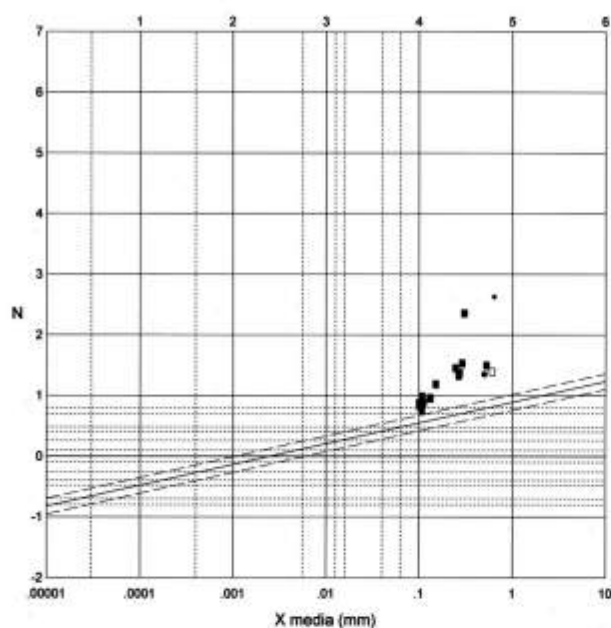


Figura 14 – Diagramma degli indici di evoluzione granulometrica di Riviere dei campioni di fondo mobile raccolti sulla *surf zone* della spiaggia di Varigotti e della spiaggia del Porto.

TABELLA DELLE FACIES SEDIMENTOLOGICHE

| Evoluzione granulometrica | Facies di maturazione | Num. campioni |
|---------------------------|-----------------------------|---------------|
| NORMALE | Facies ultraparaboliche | |
| | Facies paraboliche | |
| | Facies sublogaritmiche | |
| | Facies iperboliche | |
| | Facies infraiperboliche | |
| | TOTALE | |
| ANORMALE | Facies ultraparaboliche | 19 |
| | Facies infraparaboliche | |
| | Facies paraboliche s.l. | |
| | Facies sublogaritmiche s.l. | |
| | Facies iperboliche s.l. | |
| | Facies ultraiperboliche | |
| | Facies infraiperboliche | |
| | TOTALE | 19 |
| | Facies non classificabili | |

Legenda prelievamento campioni

- 1 prelevati sulla battigia
- 0 prelevati tra le isobate 0 m e 1 m
- 1 prelevati tra le isobate 1 m e 3 m
- 2 prelevati tra le isobate 3 m e 5 m
- 15 prelevati tra le isobate 5 m e 40 m
- + 0 prelevati oltre l'isobata 40 m

Tabella 10 – Tabella sinottica dei parametri morfodinamici della spiaggia di Varigotti e della Spiaggia del Porto calcolati giornalmente per il periodo dal 1.1.1984 al 31.12.2010.

| Surf-scaling (\square) | | Ambientale (Ω) | |
|----------------------------|-----------|-------------------------|-----------|
| Classi | Frequenze | Classi | Frequenze |
| 50÷100 | 0,54 | 1÷2 | 0,35 |
| 100÷150 | 1,64 | 2÷3 | 0,47 |
| 150÷200 | 2,58 | 3÷4 | 0,57 |
| 200÷250 | 3,55 | 4÷5 | 1,19 |
| 250÷350 | 14,47 | 5÷6 | 1,69 |
| 350÷500 | 77,22 | 6÷7 | 1,51 |
| Totale | 100,00 | 7÷8 | 1,91 |
| | | 8÷9 | 2,31 |
| | | 9÷10 | 1,54 |
| | | 10÷11 | 2,23 |
| | | 11÷20 | 22,68 |
| | | 20÷30 | 19,58 |
| | | 30÷40 | 17,10 |
| | | 40÷50 | 14,91 |
| | | 50÷60 | 11,96 |
| | | Totale | 100,00 |

Questo stato morfodinamico dissipativo estremo indica che su questa *surf zone* le forti mareggiate sono accompagnate da importanti e significative correnti di risucchio (*rip current*) e l'ondazione produce un accentuato getto di riva, mentre sono praticamente assenti le oscillazioni stazionarie a frequenze subarmoniche. La presenza di questi valori elevati ($\square > 50$) del parametro di *surf-scaling* indica che la dissipazione turbolenta dell'energia delle onde incidenti è elevata, in quanto cresce al crescere di \square , mentre l'ondazione dà luogo a frangenti di espansione (*spilling breakers*), che provocano, per la prevalente presenza di una circolazione a *rip current*, un ampliamento della *surf zone*.

Questa *surf zone* nello stato morfodinamico totalmente dissipativo si caratterizza inoltre per la presenza di un predominio di energia di infragravità a larga banda nella zona corrispondente a 100+200 secondi di periodo (*edge wave*).

La distribuzione di frequenza del *parametro ambientale* (Ω), che mette in evidenza il rapporto intercorrente tra altezza e periodo dell'onda al frangimento con le caratteristiche tessiturali della surf zone, risulta prevalentemente estesa (Tabella 10) a valori del parametro adimensionale $\Omega > 6$ con classe modale nell'intervallo 11+20. Questa distribuzione di frequenza, oltre a mostrare chiaramente come il parametro Ω abbia già ampiamente superato i valori critici dello *stato morfodinamico riflettivo* ($\Omega < 1$) e dello *stato morfodinamico intermedio* ($\Omega > 6$), evidenzia altresì la sua decisa tendenza a crescere ulteriormente per raggiungere valori sempre più elevati sino all'attuale raggiungimento della classe 50+60. Tale predominanza di valori elevati del parametro adimensionale Ω conferma che in questa *surf zone* totalmente dissipativa predomina energia di infragravità a larga banda e mancano le oscillazioni stazionarie a frequenze subarmoniche. Inoltre la tendenza a crescere di questo parametro adimensionale Ω , superando ormai il valore 11 con una frequenza del 86,23 %, segnala che la *surf zone* sta ampliandosi per apporti legati alla circolazione di *rip current* generate da moto ondoso.

Unità morfologica litorale Capo San Donato–Capo di Caprazoppa

Questa unità fisiografica, nell'ambito del litorale finalese, rappresenta l'arco morfologico posto a ponente dello sviluppo litoraneo del territorio comunale e contiene gli arenili della "Spiaggia di San Donato" (Fig. 1 lettera F) lunga circa 420 m, della "Spiaggia di Finalpia" (Fig. 1 lettera G) estesa in lunghezza per circa 410 m e della "Spiaggia di Finalmarina" (Fig. 1 lettera H) sviluppata per una lunghezza di circa 1175 m.

Anche queste spiagge dell'unità fisiografica orientale del litorale finalese rappresentano morfologicamente l'evoluzione temporale, da deposito al piede di falesie vive, in piattaforma costruita di falesie stabilizzate, la cui originaria parete di scalzamento alla base da parte dell'ondazione si trova ora arretrata, rispetto alla linea di battigia, in quanto separata dall'Aurelia e dalle sue strutture di contenimento.

L'indagine su questa unità fisiografica del tratto più a ponente del litorale finalese viene pertanto sviluppata, ai fini della conoscenza morfologica, per metterne soprattutto in evidenza lo stato di equilibrio dinamico raggiunto dalle sue spiagge.

Analisi Fisiografica

Il tratto di litorale finalese compreso tra Capo San Donato e Capo di Caprazoppa presenta uno sviluppo ad arco la cui secante, ottenuta con la linea di congiungimento di questi due promontori naturali, mostra una saetta che, tracciata in corrispondenza al punto costiero litoraneo di battigia più rientrante verso monte rappresentato dalla foce del Pora, indica il punto di vertice del settore di traversia di questa unità fisiografica.

Tracciando pertanto da questo punto sul litorale le congiungenti con Capo San Donato (azimutale 72°) e con Capo di Caprazoppa (azimutale 214°), si configura un *settore di traversia geografico* che, con un angolo di apertura di 172°, risulta costituito, in base alle caratteristiche geografiche dell'area marina, da quattro settori parziali rispettivamente delimitati dalla azimutali e dalle dimensioni di *fetch* indicate nella Tabella 11. Questo *settore di traversia geografico* può essere altresì considerato anche come un *settore di traversia effettivo*, in quanto non sono presenti estensioni di falde di mare a levante ed a ponente in grado di poter convergere significativi treni d'onde al suo interno.

La saetta di azimutale 154°, con cui è stato individuato il punto di vertice del *settore di traversia geografico* di Tabella 11, prolungata verso il mare aperto interseca a 2,5 km dalla battigia l'isobata dei 200 metri, determinando così un punto di altura che, con coordinate geografiche di latitudine $\square = 44^{\circ} 8' 48''$ N e di longitudine $\square = 8^{\circ} 21' 12''$ E, può essere ritenuto come appartenente ad un'area in cui le varie falde di mare presentano onde d'altura per la stima delle caratteristiche ondometriche ed anemologiche di questa unità fisiografica.

Analisi anemologica e mareometrica

La stima dei campi di vento nel punto di altura di questa unità fisiografica è stata sviluppata su carte isobariche bigiornaliere (ore 12 GMT ed ore 00 GMT) di superficie dell'area mediterranea edite dal Deutscher

Wetterdienst per l'intervallo temporale dal 1.1.1984 al 31.12.2010 utilizzando la metodologia descritta da Cortemiglia (2002), che ha fornito le frequenze anemologiche con i relativi gradini di velocità dei venti foranei riportate in Tabella 12 ed il diagramma anemologico di Figura 15.

Distribuendo le frequenze anemologiche con i relativi gradini di velocità dei venti foranei di Tabella 11 nei rispettivi settori parziali componenti il *settore di traversia geografico* di questa unità fisiografica si individuano i caratteri delle frequenze anemologiche di Tabella 13 relazionate alle falde di mare di ciascun settore parziale, in modo che, associate alle dimensionalità dei loro *fetch* geografici, consentono di poter effettuare una stima delle caratteristiche del moto ondoso al frangimento.

Tabella 11 – Settore di traversia dell'unità fisiografica di ponente del litorale finalese compresa tra l'azimutale 72° di Capo San Donato e l'azimutale 214° di Capo Caprazoppa.

| S | Settori parziali | Azimutali di delimitazione | Fetch geografici in km | T |
|--|----------------------|---|--------------------------|---|
| 1 | Levante - E | 72° (Capo San Donato) – 128° (Punta Baratti) | 160 | B |
| | Scirocco - SE | 128° (Punta Baratti) – 146° (Isola Giraglia) | 200 | |
| | Scirocco-Ostro - SSE | 146° (Isola Giraglia) – 183° (Capo dell'Argentiera) | 180 | |
| | Ostro-Libeccio - SSW | 183° (Capo dell'Argentiera) – 214° (Capo di Caprazoppa) | 940 | A |
| S = Denominazione dei settori di traversia | | 1 = Settore di traversia geografico | A = Traversia principale | |
| T = Denominazione delle traversie | | 2 = Settore di traversia efficace | B = Traversia secondaria | |

La stima dei valori di frequenza anemologica della Tabella 13 consente di evidenziare che in questo settore di traversia i *venti dominanti*, cui sono relazionate per la maggior lunghezza del *fetch* le falde di mare del settore parziale di S (Ostro), rappresentano il 23,53 % del totale, mentre i *venti regnanti*, appartenenti ai settori parziali di E (Levante), di SE (Scirocco) e di SSE (Scirocco-Ostro), per la loro più elevata frequenza media annua del 76,47 % e per la frequenza del 1,67 % con cui raggiungono gradini di velocità >17,1 m/s, si caratterizzano anche come *venti prevalenti*.

Tabella 12 – Frequenze anemologiche per l'intervallo temporale dal 1.1.1984 al 31.12.2010 dei venti foranei calcolati, per gradini di velocità e per direzioni azimutali di provenienza, a 10 m sul l.m.m. nel punto di altura di latitudine 44° 8' 48" N e di longitudine 8° 21' 12" E caratterizzante l'unità fisiografica, compresa tra le azimutali 72°-214°, posta a ponente del litorale finalese.

| Direzioni di provenienza | Gradini di velocità del vento in m/s | | | | | Frequenza settore |
|--------------------------|--------------------------------------|---------|----------|-----------|--------|-------------------|
| | < 0,3 | 0,3+5,4 | 5,4+13,8 | 13,8+17,1 | > 17,1 | |
| N | 0,31 | 4,13 | 2,51 | 0,18 | 0,13 | 7,25 |
| NNE | 0,39 | 4,73 | 3,38 | 0,50 | 0,58 | 9,58 |
| NE | 0,24 | 5,04 | 3,82 | 0,75 | 0,63 | 10,47 |
| ENE | 0,76 | 7,07 | 2,13 | 0,20 | 0,18 | 10,33 |
| E | 0,51 | 5,79 | 1,27 | 0,06 | 0,06 | 7,69 |
| ESE | 0,18 | 3,70 | 0,91 | 0,04 | 0,02 | 4,85 |
| SE | 0,22 | 3,70 | 0,81 | - | 0,02 | 4,75 |
| SSE | 0,30 | 3,14 | 0,66 | 0,04 | 0,05 | 4,19 |
| S | 0,21 | 2,32 | 0,85 | 0,06 | 0,04 | 3,47 |
| SSW | 0,15 | 3,41 | 0,77 | 0,03 | 0,03 | 4,40 |
| SW | 0,42 | 4,24 | 0,54 | 0,02 | 0,03 | 5,25 |
| WSW | 1,24 | 7,43 | 0,56 | - | - | 9,23 |
| W | 0,34 | 5,25 | 0,66 | 0,03 | - | 6,28 |
| WNW | 0,10 | 2,68 | 0,94 | 0,02 | 0,02 | 3,77 |
| NW | 0,15 | 2,51 | 0,97 | 0,02 | - | 3,64 |
| NNW | 0,12 | 2,97 | 1,63 | 0,08 | 0,03 | 4,83 |
| Totali | 5,64 | 68,11 | 22,41 | 2,03 | 1,82 | 100,00 |

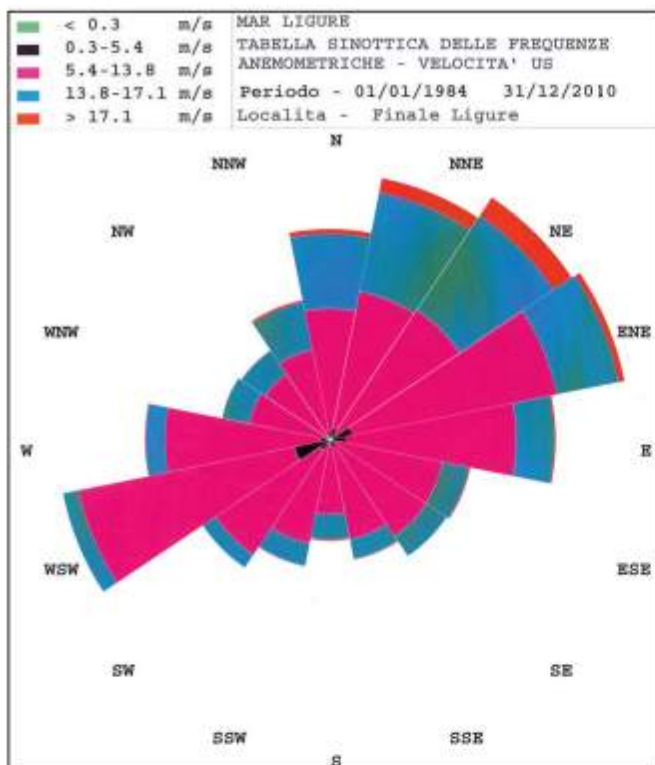


Fig. 15 - Diagramma anemologico dei venti foranei nel punto di altura di latitudine $\square = 44^{\circ} 8' 48''$ N e di longitudine $\square = 8^{\circ} 21' 12''$ E dell'unità fisiografica occidentale del litorale di Finale Ligure compresa tra le azimutali 72° - 214° .

Tabella 13 – Tabella sinottica delle frequenze anemologiche dei venti foranei calcolati per il settore di traversia effettivo (72° – 214°) e per gradini di velocità del vento nel punto di altura di latitudine $\square = 44^{\circ} 8' 48''$ N e di longitudine $\square = 8^{\circ} 21' 12''$ E individuato in base alle caratteristiche morfologiche dell'unità fisiografica, compresa tra le azimutali 72° - 214° , posta a ponente del litorale finalese.

| Direzioni di provenienza | Gradini di velocità del vento in m/s | | | | | Frequenza settore |
|--------------------------|--------------------------------------|---------|----------|-----------|--------|-------------------|
| | < 0,3 | 0,3+5,4 | 5,4+13,8 | 13,8+17,1 | > 17,1 | |
| E | 2,09 | 26,79 | 7,84 | 0,64 | 0,69 | 38,05 |
| SE | 0,68 | 8,81 | 2,20 | 0,16 | 0,19 | 12,04 |
| SSE | 1,45 | 18,14 | 5,58 | 0,42 | 0,79 | 26,38 |
| S | 1,33 | 16,38 | 4,46 | 0,56 | 0,80 | 23,53 |
| Totali | 5,55 | 70,12 | 20,08 | 1,78 | 2,47 | 100,00 |

Le caratteristiche anemologiche della Tabella 13, ottenute con la stima del modello aerodinamico ed associate alle dimensionalità dei fece geografici relativi ai vari settori parziali (Tabella 11) in cui risulta suddiviso il settore di traversia geografico di questa unità fisiografica, consentono, sulla base della procedura di *hindcasting* descritta da Cortemiglia (2003), di determinare i parametri ondamentrici necessari per la valutazione dello stato morfodinamico modale della *surf zone*.

L'elaborazione dei dati anemologici di Tabella 13 indica che l'ondazione in arrivo sulla *surf zone* di questa unità fisiografica presenta una diretta proporzionalità nel diagramma di variazione (fig.16) tra parametro $[g H_s / (U_{10})^2]$ dell'altezza d'onda significativa H_s in funzione del parametro $[g t / U_{10}]$ della durata (t) d'azione continua del vento anemometrico (U_{10}) e mostra lunghezze d'onda massimali alla riva di 95 m nel diagramma a dispersione (Fig. 17) tra celerità (C_r) delle onde al frangimento e relativa lunghezza d'onda (LR) alla riva.

Analisi morfobatimetrica

In questa unità fisiografica le caratteristiche morfobatimetriche della *surf zone* sottesa alle spiagge di San Donato, di Finalpia e di Finalmarina, sono state individuate analizzando 10 profili batimetrici condotti trasversalmente alla riva in corrispondenza degli estremi e del centro della Spiaggia di San Donato (Fig. 18

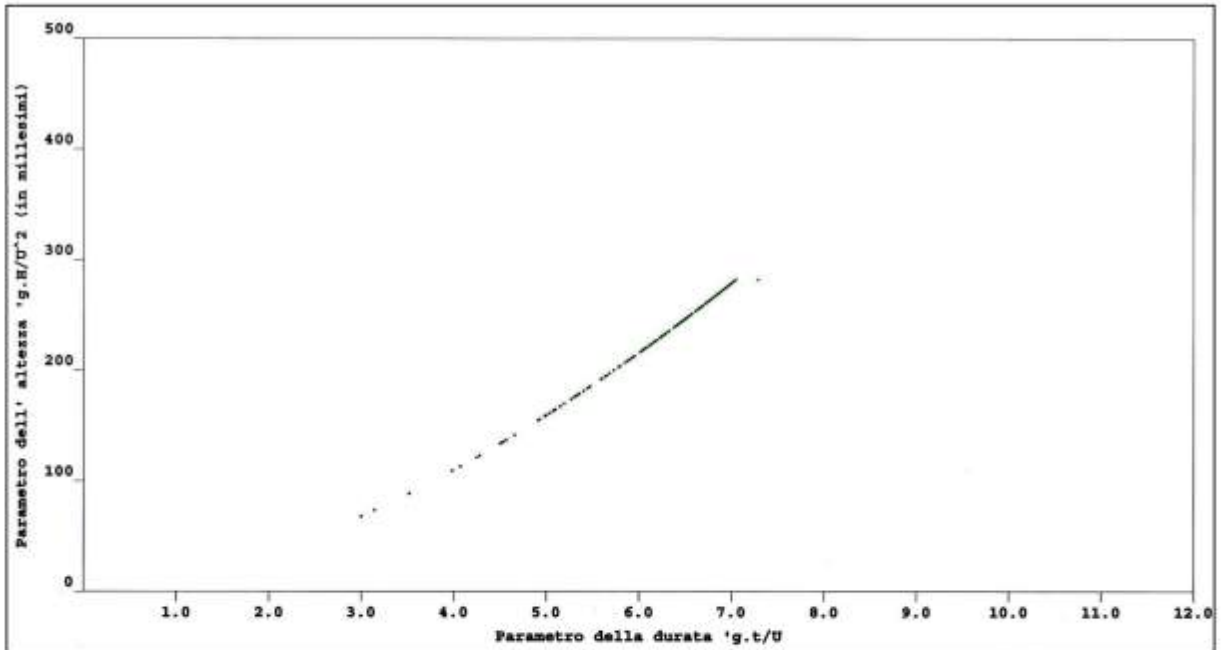


Figura 16 – Curva di variazione del parametro dell'altezza d'onda in funzione della durata dell'azione del vento per il moto ondoso di altura calcolato sulla base delle carte isobariche di superficie dell'area mediterranea del periodo dal 1.1.1984 al 31.12.2000 nel punto di altura di latitudine $\varphi = 44^{\circ} 8' 48''$ N e di longitudine $\lambda = 8^{\circ} 21' 12''$ E.

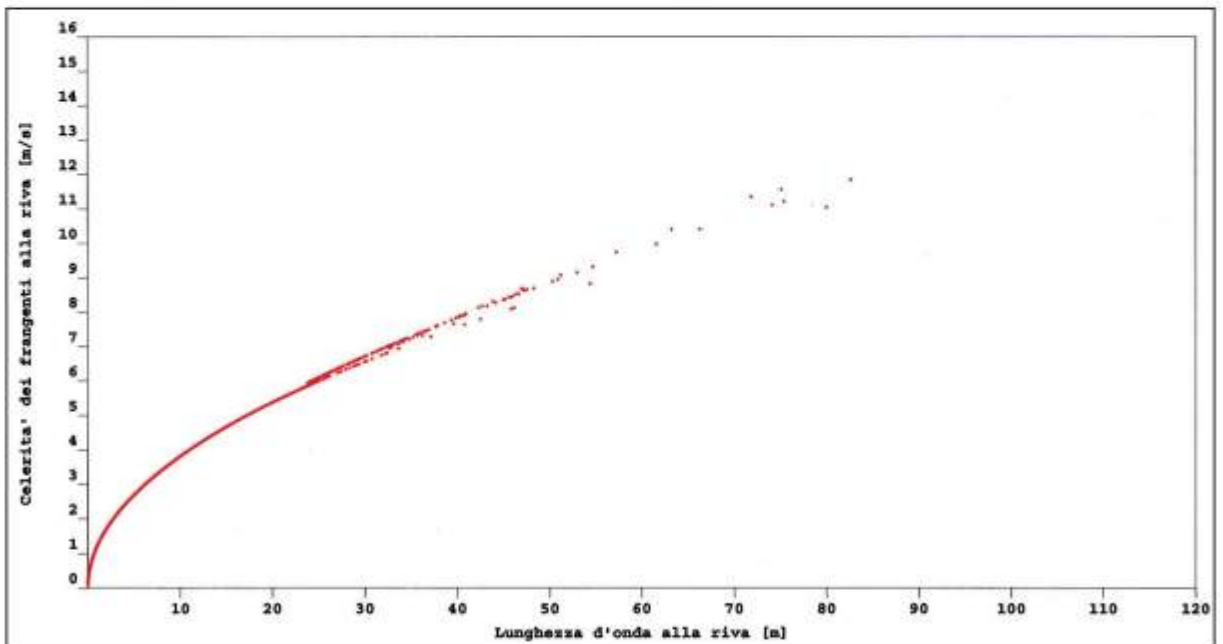


Figura 17 – Diagramma a dispersione tra i parametri della lunghezza d'onda alla riva (L_R) espressa in metri e della celerità dei frangenti alla riva (C_R) calcolati nella *surfzone* della Spiaggia di Capo San Donato, della Spiaggia di Finalpia e della Spiaggia di Finalmarina, per il periodo temporale dal 1.1.1984 al 31.12.2010 sulla base delle caratteristiche anemometriche di Tabella 13.

Sezioni 10, 11 e 12), della Spiaggia di Finalpia (Fig. 19 Sezioni 13, 14 e 15) e della spiaggia di Finalmarina (Fig. 20 Sezioni 16, 17 e 18) ed in corrispondenza del Capo di Caprazoppa (Fig. 20 Sezione 19).

L'analisi morfobatimetrica condotta su questi profili batimetrici utilizzando le equazioni di aggiustamento polinomiale di primo, secondo e terzo ordine, ha permesso di ricavare i parametri morfologici riportati nella

Tabella 14, da cui si evince come la pendenza media di questa *surf zone* risulti più elevata sull'arco di levante in corrispondenza delle spiagge di San Donato e di Finalpia.

Tabella 14 – Caratteri morfobatimetrici della *surf zone* della “Spiaggia di San Donato”, “Spiaggia di Finalpia” e “Spiaggia di Finalmarina”.

| Profili Batimetrici | | Pendenza media In gradi | Geometria del profilo | Distanza in m dalla battigia del punto d'inflessione |
|-------------------------|------------|-------------------------|-----------------------|--|
| Spiaggia di San Donato | Sezione 10 | 3,0° | Convesso | 500 |
| | Sezione 11 | 3,1° | Convesso | 550 |
| | Sezione 12 | 3,1° | Convesso | 1000 |
| Spiaggia di Finalpia | Sezione 13 | 3,2° | Convesso | 166 |
| | Sezione 14 | 3,2° | Convesso | 1667 |
| | Sezione 15 | 3,1° | Convesso | 778 |
| Spiaggia di Finalmarina | Sezione 16 | 2,3° | Convesso | 222 |
| | Sezione 17 | 1,8° | Convesso | 333 |
| | Sezione 18 | 1,7° | Convesso | 375 |
| | Sezione 19 | 2,2° | Concavo | 333 |

La geometria dei profili della *surf zone* per tutta l'ampiezza sottesa allo sviluppo delle spiagge risulta convessa, mentre è solo in corrispondenza del Capo di Caprazoppa che il profilo si presenta concavo, per cui si segnala la presenza, su queste spiagge sommerse, di significativi effetti dovuti ad apporti da *rip current*.

Le caratteristiche geometriche di questi profili si accompagna all'esistenza di una diminuzione della distanza dalla linea di battigia del punto di inflessione sul lato occidentale, in corrispondenza della spiaggia di Finalmarina, ed un suo allontanamento dalla riva invece, in corrispondenza della spiaggia di Finalpia, indicando così, su questa parte della *surf zone*, la presenza di una più efficace azione delle correnti di risucchio (*rip current*) nell'allontanamento del materiale verso il largo.

Analisi sedimentologica

Questa unità fisiografica, compresa tra Capo San Donato e Capo di Caprazoppa, presenta un arco di litoraneo sotteso ad un entroterra costituito, a levante della foce del torrente Pora, dalla prosecuzione dell'affioramento degli “Scisti di Gorra” del Bric Briga, mostranti alla base, in contatto tettonico, una sottile striscia litoranea della formazione delle “Dolomie di San Pietro”. A ponente, invece, della foce del torrente Pora affiora, sul suo versante orografico destro, la formazione delle “Dolomie di San Pietro”, che, al tetto, nella Punta di Caprazoppa, presentano in copertura la formazione dei “Calcarei di Val Tanarello” del Malm. Entrambe queste due formazioni sono ricoperte nella zona di Finalborgo dalla formazione del “Calcario di Finale ligure”, utilizzato come pietra ornamentale, nelle sue varietà più pregiate di color bianco-rosato, col nome di “Pietra di Finale”. Oltre al torrente Pora (bacino idrografico 59 km²) anche il torrente Sciusa, che sfocia all'altezza del Molo di Finalpia, presenta un bacino idrografico (30 km²) che, nella sua parte più distale dal litorale, incide rocce appartenenti alle formazioni dei Porfroidi del Melogno e della pietra di Finale.

Il tratto di litorale a levante della foce del torrente Pora riceve pertanto apporti solidi di bacini idrografici impostati prevalentemente su litofacies calcareo-dolomitiche e quarzoso-filladiche, mentre il tratto posto a ponente della foce del Pora riceve in prevalenza apporti solidi di bacini idrografici provenienti dalla formazione dei “Calcarei di Val Tanarello”.

Le spiagge poste sul litorale di questa unità fisiografica sono pertanto costituite da arenili composti prevalentemente da litofacies calcaree e calcareo-dolomitiche

La presenza nei bacini idrografici del torrente Pora e Sciusa anche di affioramenti della Pietra di Finale, prevalentemente costituita da calcari bioclastici, più o meno vacuolari, di età miocenica, a cemento calcitico talora con presenza più o meno frequente di frazione terrigena (biocalcirudite e biosparudite) e di abbondanti associazioni fossilifere di ambiente marino di acqua bassa (coralli, codiacee, balanidi, briozoi, molluschi, ecc.), oltre a procurare agli apporti solidi del Pora e del Sciusa una detrizione di natura carbonatica di varia pezzatura, hanno dato luogo, per il loro carattere prevalentemente carbonatico, ad una morfologia carsica

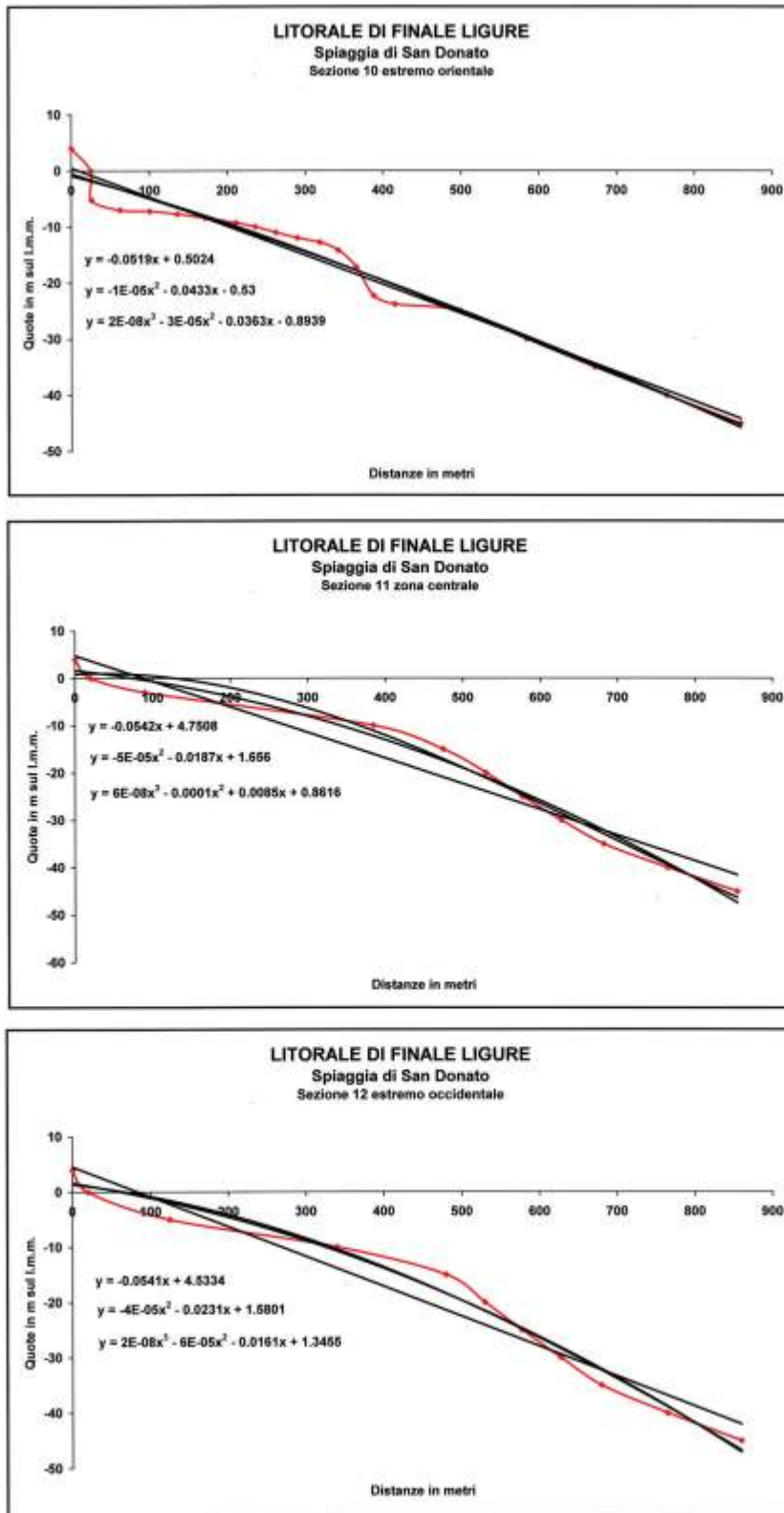


Figura 18 – Andamento del profilo batimetrico (in rosso) e delle curve di aggiustamento polinomiale (in nero) per la determinazione della pendenza, della geometria e della distanza dalla riva del punto di inflessione.

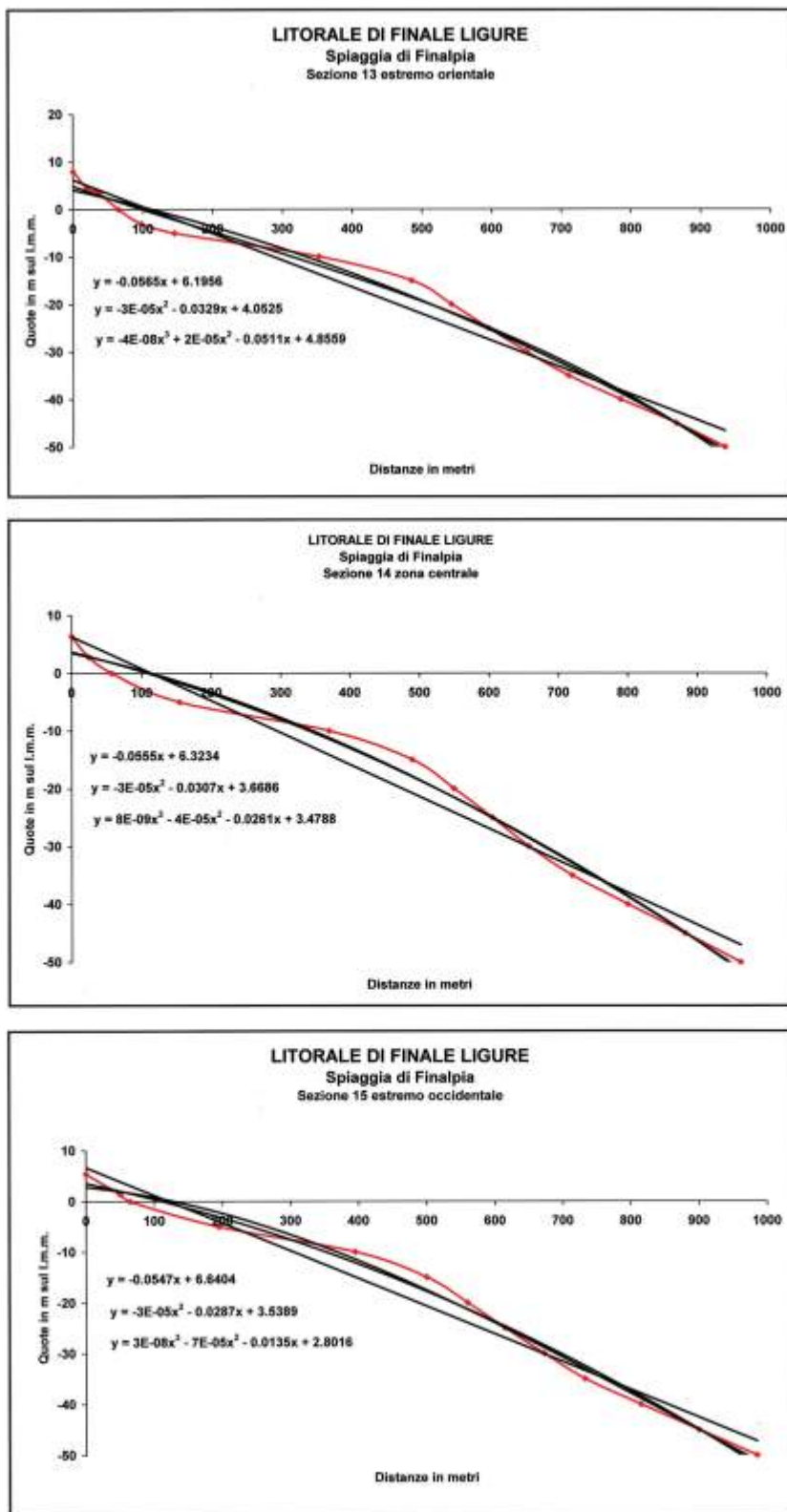


Figura 19 – Andamento del profilo batimetrico (in rosso) e delle curve di aggiustamento polinomiale (in nero) per la determinazione della pendenza, della geometria e della distanza dalla riva del punto di inflessione.

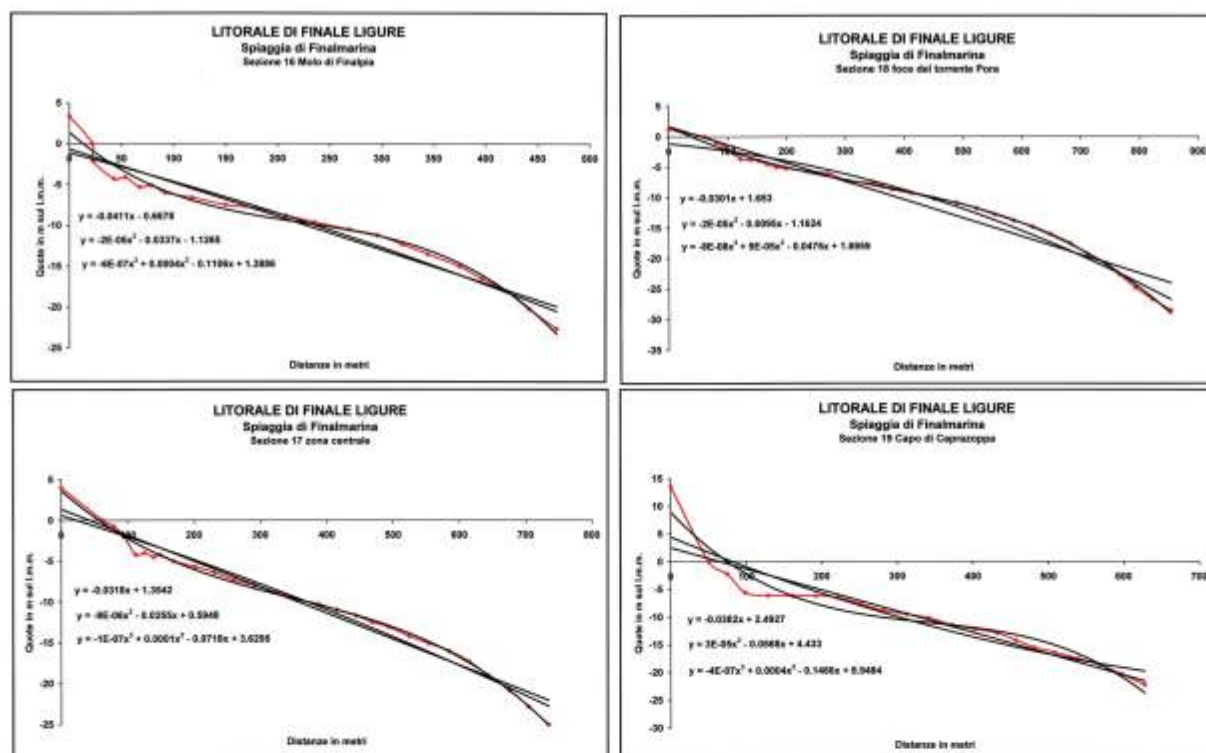


Figura 20 – Andamento del profilo batimetrico (in rosso) e delle curve di aggiustamento polinomiale (in nero) per la determinazione della pendenza, della geometria e della distanza dalla riva del punto di inflessione.

ipogea ed epigea. Le acque di questa circolazione carsica ipogea, pervenute con i loro punti di scaturigine sul litorale, hanno formato, per precipitazione chimica, affioramenti litorali di “panchina” (*beach rock*) soprattutto sulla battigia e sull'avanspiaggia della Spiaggia di San Donato.

Il tratto di litorale compreso tra la foce del torrente Pora ed il Capo San Donato, per la costruzione di due pennelli trasversali, uno, realizzato nel 1933, sito in zona “Il Castelletto” e l'altro, realizzato nel 1851, ma successivamente più volte prolungato, denominato “Molo di Finalpia”, presenta la successione, da levante a ponente, della “Spiaggia di San Donato”, delimitata fra Capo San Donato e “Il Castelletto”, della “Spiaggia di Finalpia”, delimitata tra “Il Castelletto” ed il “Molo di Finalpia”, e della “Spiaggia di Finalmarina”, estesa tra il “Molo di Finalpia” e la foce del torrente Pora.

Spiaggia di San Donato

La spiaggia di San Donato, della lunghezza di circa 420 m, si presenta, con un'inclinazione media di $5,7^\circ$, come una striscia di arenile, a linea di battigia piuttosto rettilinea, dell'ampiezza media di circa 30 m. I campioni raccolti sulla spiaggia emersa presentano curve granulometriche cumulate di tipo eterometrico plurimodale (da 2 a 3 mode) ed un granulo medio oscillante da 1 mm a 1.8 mm, mentre i campioni raccolti lungo la battigia rivelano un granulo medio da 1,7 mm a 2,2 mm con valori della classazione da mediamente classato a ben classato. La spiaggia sommersa, come mostra la Tabella 14, presenta un leggero aumento della pendenza che da $3,0^\circ$ sul lato di levante passa a $3,1^\circ$ su quello di ponente.

I campioni di fondo mobile raccolti a varie profondità lungo sezioni batimetriche trasversali alla riva (Fig. 18, Sezioni 10, 11 e 12), forniscono, all'analisi granulometrica per setacciatura, curve granulometriche cumulate da cui si ricavano parametri della tendenza centrale indicanti una distribuzione del granulo medio, che, calcolato come *mean size* di McCammon (1962), indica la presenza di una fascia batimetrica di “sabbia media” ($0,250+0,500$ mm), estesa, sulla “sezione 10” posta a levante, tra la battigia e l'isobata di 7,2 m, e, sulla sezione 12 posta a ponente, tra la battigia e l'isobata di 4,5 m. Al largo di questa fascia batimetrica, la cui ampiezza diminuisce quindi da levante a ponente, tutta la spiaggia sommersa sino alla

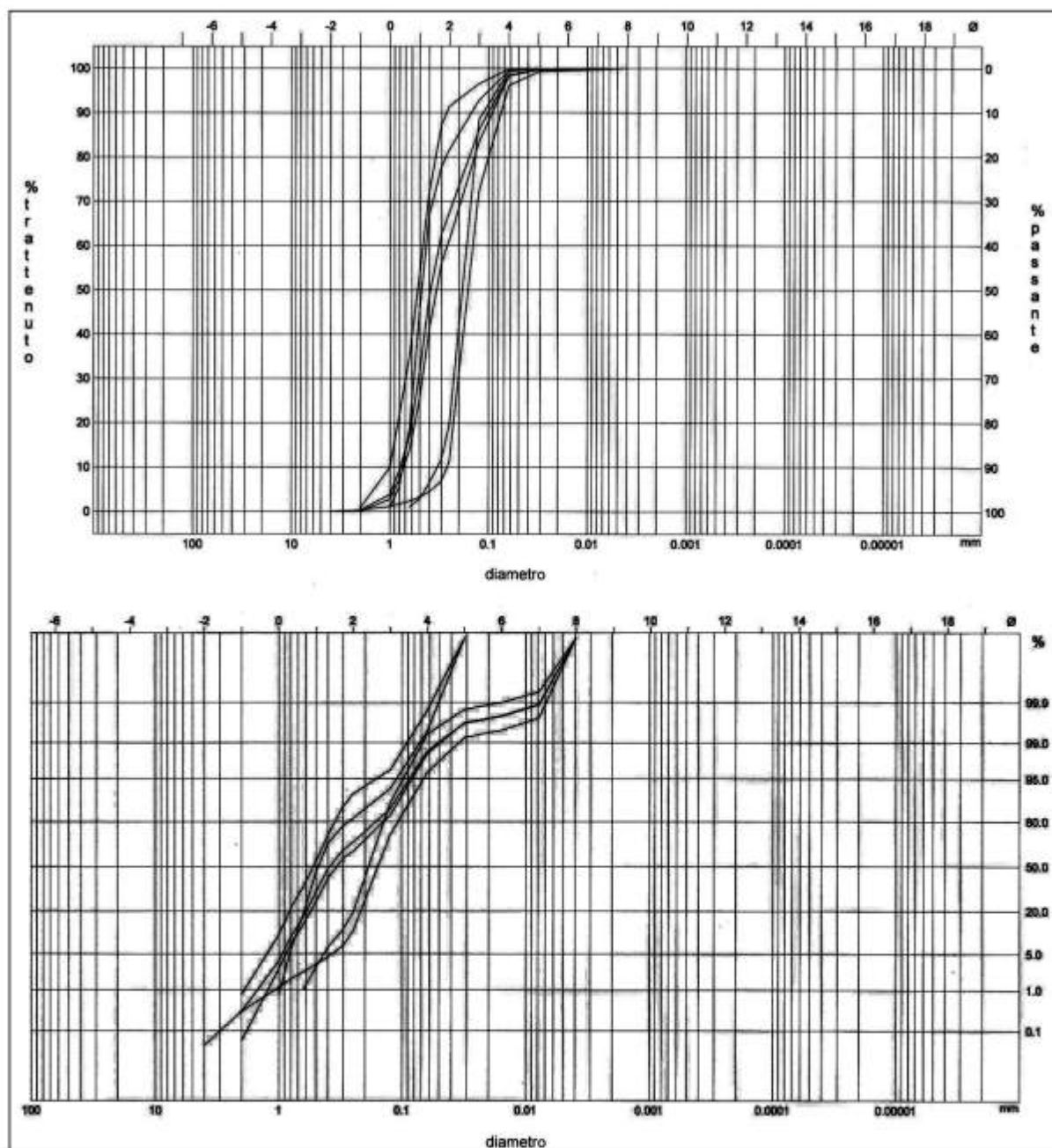


Figura 21 – Fuso granulometrico in alto e diagramma di Visher in basso di campioni di fondo mobile raccolti sulla *surf zone* della spiaggia sommersa di San Donato nella fascia batimetrica compresa tra la battigia e l'isobata di 20 m.

batimetrica di 25 m presenta un fondo mobile costituito da “sabbia molto fine” ($0,063 \div 0,125$ mm). Il fuso granulometrico, realizzato in scala semilogaritmica (Fig. 21 in alto), di questi campioni di fondo mobile raccolti sulla spiaggia sommersa sino all'isobata di 20 m mostra il prevalente carattere omometrico della distribuzione con code di modesta frequenza prevalentemente rivolte verso i diametri fini. La rappresentazione di queste stesse distribuzioni granulometriche realizzate invece in scala di ordinate di probabilità (Fig. 21 in basso) fornisce il diagramma di Visher (1969), che mostra la presenza di diversi punti di troncatura con i relativi tratti rettilinei. Il punto di troncatura, situato verso 0,01 mm, indica l'esistenza di una subpopolazione in sospensione inferiore a 0,1 % del sedimento, mentre gli altri due punti di troncatura

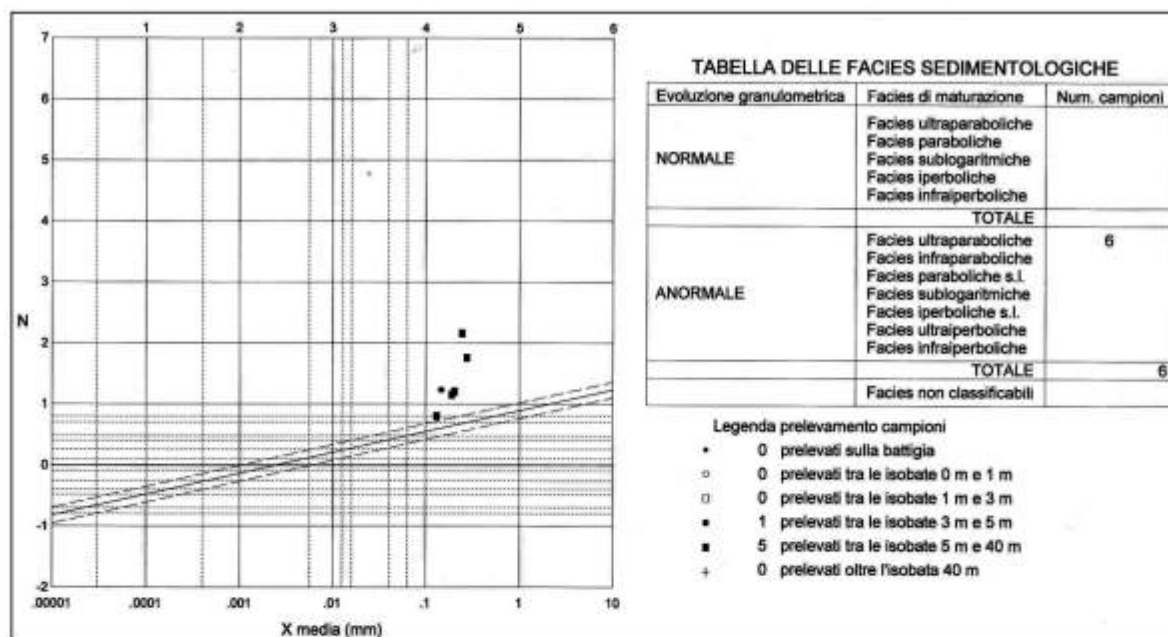


Figura 22 – Diagramma degli indici di evoluzione granulometrica di Riviere dei campioni di fondo mobile raccolti sulla *surf zone* della spiaggia di San Donato.

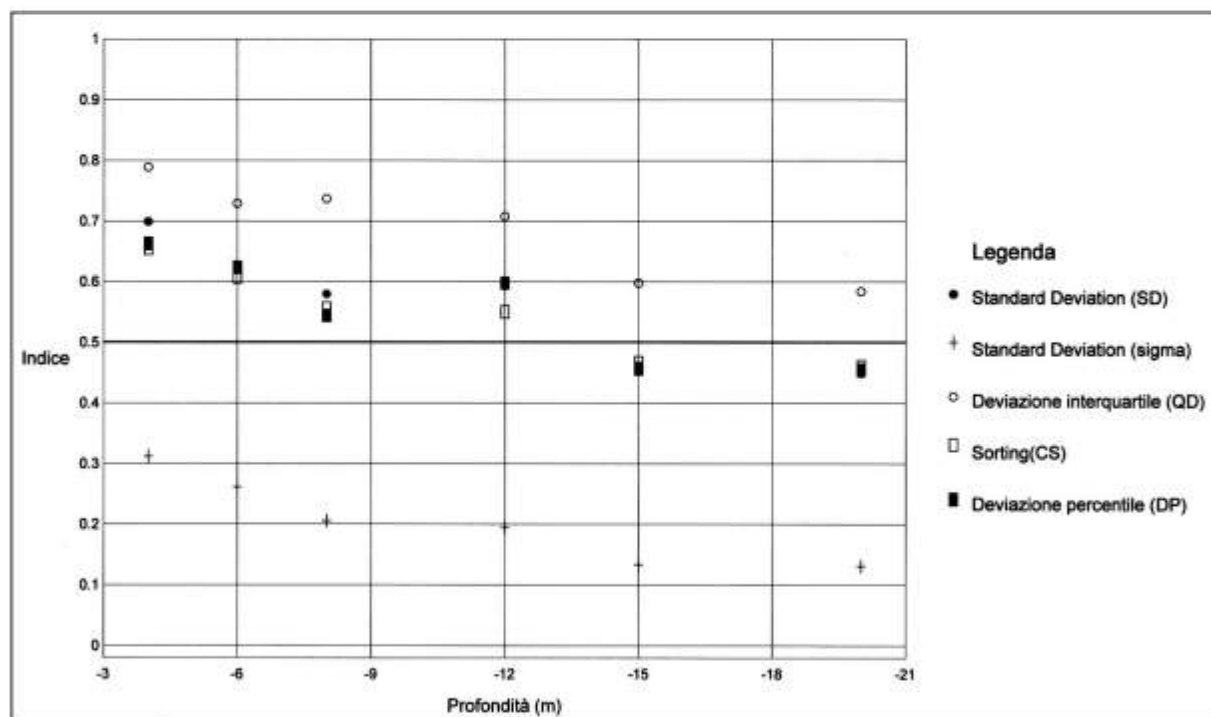


Figura 23 – Andamento con la profondità degli indici di classazione del sedimento di fondo mobile della *surf zone* della Spiaggia di San Donato.

posizionati tra 0,2 e 0,3 mm mostrano come il complesso del sedimento di fondo mobile (oltre il 50%) corrisponda a due subpopolazioni log-normali trasportate per saltazione.

L'analisi dinamica tessiturale, condotta sulle curve cumulative di distribuzione granulometrica di ciascun campione per determinarne le curve equivalente e fittizia, ha consentito inoltre di ricavare i parametri di-

namici del sedimento di fondo mobile necessari per realizzare il diagramma di Rivière (1977), che, rappresentando la variazione di N (parametro dell'energia) al variare della dimensione media (X media parametro della grossolanità), individua la facies di maturazione sedimentaria del deposito di fondo mobile di questa spiaggia sommersa. Questo diagramma (Fig. 22) conferma che la dinamica sedimentaria di questa spiaggia sommersa ha subito un'evoluzione granulometrica anormale in facies di maturazione ultraparabolica, che si caratterizza come un processo ad opera di correnti di levigazione delle parti fini.

Tale mobilizzazione sedimentaria emerge altresì nel grafico (Fig. 23) dell'andamento con la profondità dei vari indici di classazione utilizzati in letteratura, che, espressi tutti in millimetri, rivelano una chiara tendenza alla diminuzione del valore in millimetri degli indici di classazione col crescere delle batimetrie.

Spiaggia di Finalpia

La spiaggia di Finalpia, della lunghezza di circa 410 m, compresa tra il Castelletto ed il molo di Finalpia, presenta una striscia di arenile dell'ampiezza media di 50 m con pendenza media di $5,3^\circ$ e con andamento rettilineo della linea di battigia. I campioni raccolti sulla battigia di questa spiaggia presentano curve granulometriche cumulate di tipo eterometrico plurimodale (da 2 a 3 mode) ed un granulo medio con campo di variabilità da 2,765 mm a 7,004 mm, mentre i valori della classazione (Inclusive Graphic Standard Deviation di Folk & Ward) risultano da "mediocrementemente classati" a "mediamente classati".

I campioni di fondo mobile raccolti a varie profondità sino all'isobata di 20 metri lungo i profili batimetrici delle sezioni 13, 14 e 15 (Fig. 19), mostrano all'analisi granulometrica per setacciatura, curve granulometriche cumulate da cui si ricavano parametri della tendenza centrale che consentono di evidenziare sulla *surf zone* una distribuzione del granulo medio, calcolato come *mean size* di McCammon (1962), mostrante la presenza di una fascia batimetrica di sabbia media ($0,250+0,500$ mm) tra la battigia e l'isobata di 7,5 m, al di là della quale il deposito di fondo mobile risulta costituito, sino all'isobata di 20 m, di "sabbia molto fine" ($0,063+0,125$ mm).

Il fuso granulometrico (Fig. 24) di questi campioni di fondo mobile della spiaggia sommersa di Finalpia realizzato in scala semilogaritmica mostra un carattere prevalentemente omometrico della distribuzione con presenza di modestissima coda verso le parti diametriche più fini.

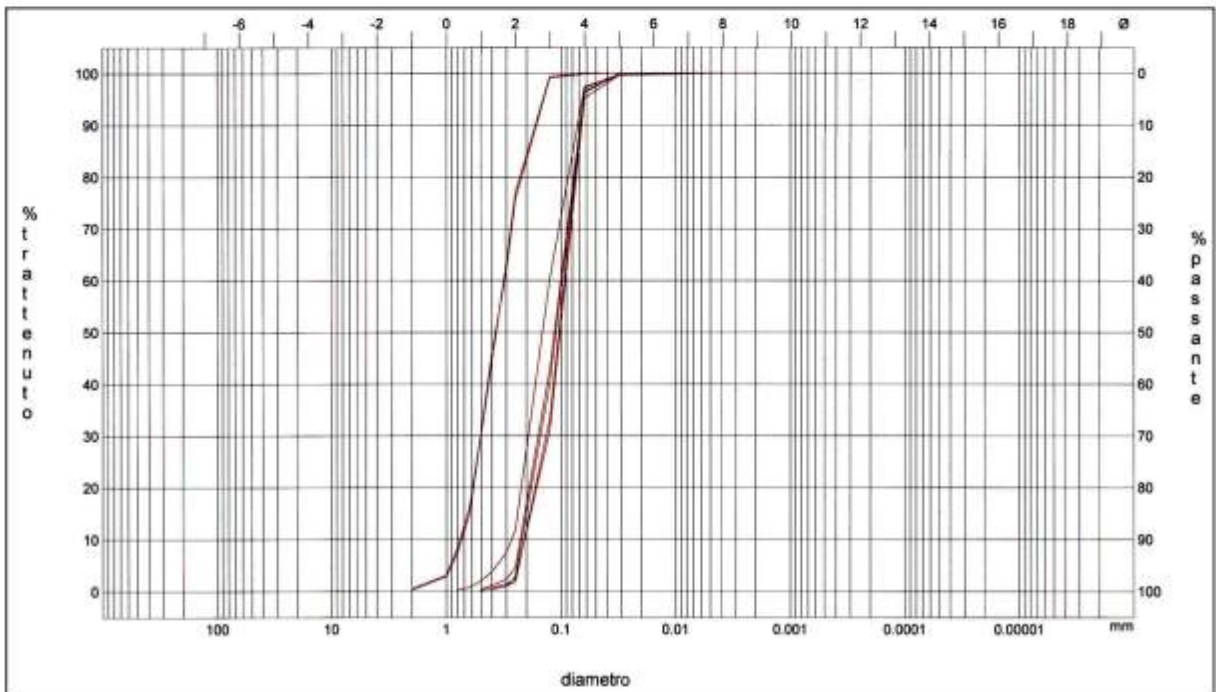


Fig. 24 – Fuso granulometrico in scala semilogaritmica dei campioni di fondo mobile raccolti sulla spiaggia sommersa di Finalpia lungo i profili batimetrici delle sezioni 13, 14 e 15.

Le curve granulometriche cumulative degli stessi campioni (Fig. 24) realizzate in ordinate di probabilità mostrano (Fig.25) il diagramma di Visher (1969), in cui si evidenzia chiaramente la presenza di tre rotture di pendenza che, in corrispondenza rispettivamente del diametro 0,008 mm, del diametro di 0,03 mm e del diametro di 0,120 mm, con i relativi tratti rettilinei segnalano la presenza sulla *surf zone* di una dinamica litorale interessata da subpopolazioni lognormali a trasporto differenziato.

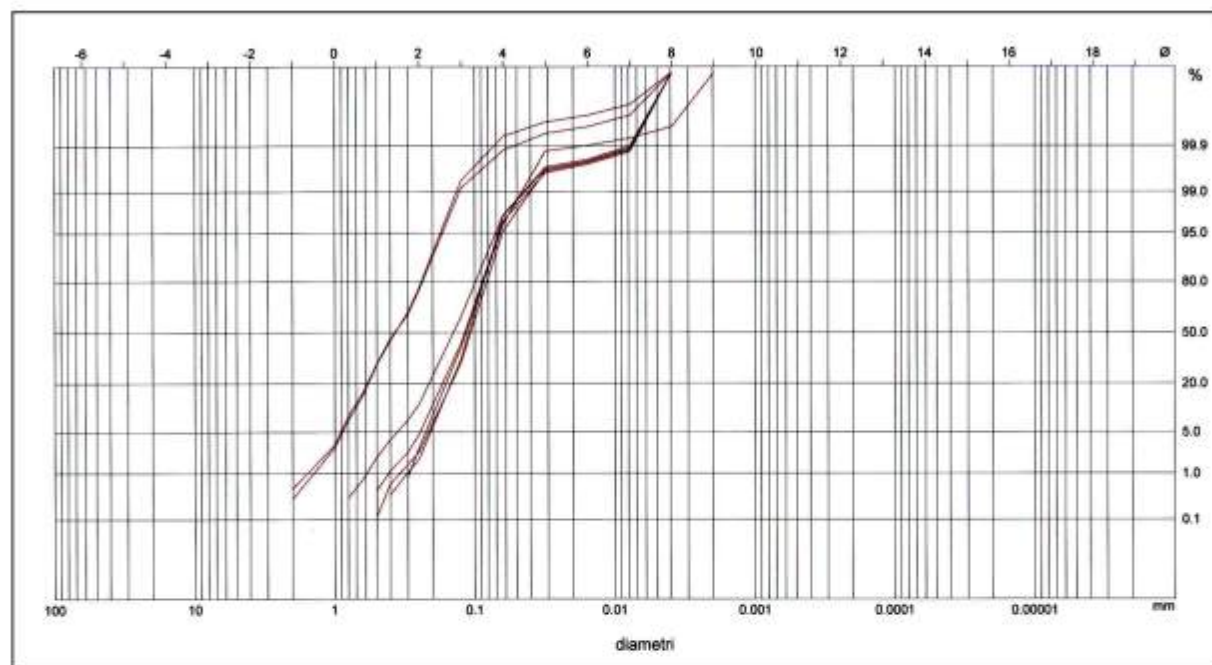


Figura 25 – Diagramma di Visher ottenuto dai campioni di cui alla fig. 23 raccolti sulla spiaggia sommersa di Finalpia lungo i profili batimetrici di cui alle sezioni 13, 14 e 15.

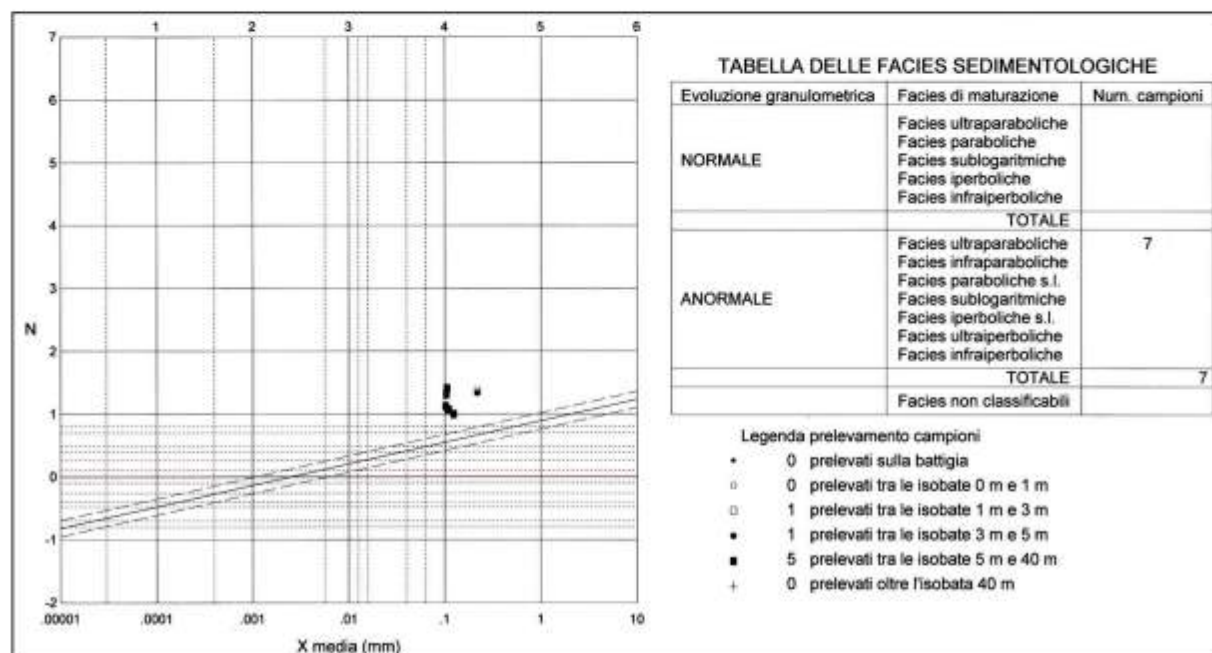


Figura 26 – Diagramma degli indici di evoluzione granulometrica di Rivière dei campioni di fondo mobile raccolti sulla spiaggia sommersa di Finalpia lungo i profili batimetrici delle sezioni 13, 14 e 15 (Fig.19).

Il diagramma di Rivière (1977), che rappresenta la variazione di N (parametro dell'energia) al variare della dimensione media (X media parametro della grossolanità), conferma questa caratteristica della dinamica sedimentaria (Fig. 26), indicando che il sedimento di fondo mobile ha completato la sua evoluzione granulometrica anormale in facies di maturazione ultraparabolica, caratteristica dei depositi di levigazione e di trazione con trasporto per rotolamento e saltazione corta, dove si verifica un'ablazione, più o meno marcata, delle frazioni fini.

Il sedimento di fondo mobile della spiaggia sommersa di Finalpia si caratterizza pertanto come un deposito dove un sistema di correnti da moto ondoso ha provocato un processo di levigazione delle frazioni più fini che vengono distribuite al largo ad opera di *rip current* (correnti di risucchio).

Spiaggia di Finalmarina

La spiaggia di Finalmarina, della lunghezza di circa 1175 m, presenta un andamento rettilineo della linea di battigia ed un'ampiezza media di 80 m sul lato del molo di Finalpia e di 50 m nella zona della foce del Pora. La pendenza media della spiaggia emersa, che al centro del suo sviluppo è di $3,1^\circ$, presenta pendenze, a ridosso del molo di Finalpia, di $3,4^\circ$, ed, alla foce del Pora, di $2,5^\circ$, per cui l'inclinazione della spiaggia va diminuendo da levante a ponente.

I campioni raccolti sulla battigia, ad interesse di 130 m, lungo tutto lo sviluppo di questa spiaggia, rivelano (Fig. 27) una distribuzione del granulo medio, che, calcolato come *mean size* di McCammon (1962), presenta un campo di variabilità da 0,528 mm a 5,460 mm, mentre lo sviluppo del fuso (Fig.27) delle loro curve cumulative presenta un andamento piuttosto verticalizzato, caratteristico delle mescolanze omometriche, solo nei campioni raccolti nella zona di levante ed alla foce del Pora, mentre, per i campioni prelevati nella zona centrale ed orientale della spiaggia, le curve si presentano piuttosto eterometriche ed il materiale risulta mal classato.

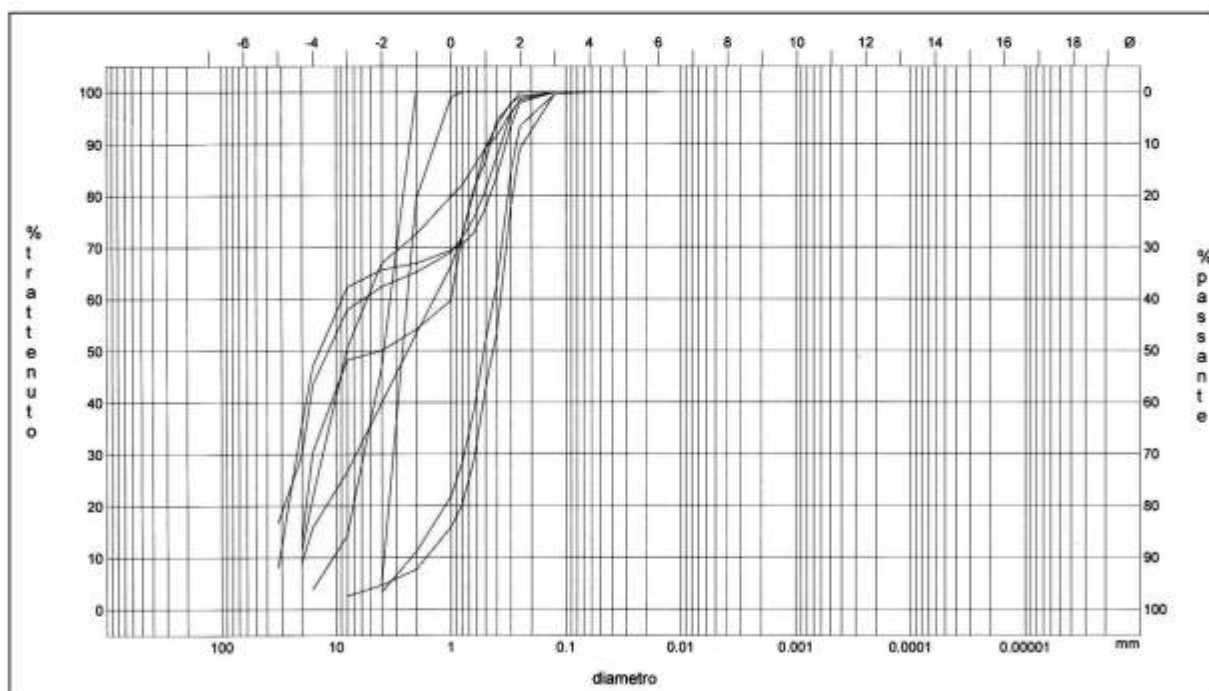


Figura 27 - Fuso granulometrico in scala semilogaritmica dei campioni prelevati sulla spiaggia di Finalmarina ad interesse di 130 m lungo tutto lo sviluppo della battigia.

I campioni di fondo mobile raccolti a varie profondità lungo i profili batimetrici trasversali alla riva delle sezioni 16, 17, 18 e 19 (Fig. 20), forniscono, all'analisi granulometrica per setacciatura, curve cumulative (Fig. 28) i cui parametri della tendenza centrale indicano una distribuzione sulla spiaggia sommersa del granulo medio, che, calcolato come *mean size* di McCammon (1962), evidenzia la presenza di una fascia batimetrica

prossimale alla riva, compresa tra la linea di battigia e l'isobata dei 4 m, di "sabbia grossa" (0,250+0,500 mm), al di là della quale il deposito di fondo mobile risulta prevalentemente costituito sino all'isobata di 25 m da "sabbia molto fine" (0,063+0,125 mm). In particolare la fascia prossimale di "sabbia grossa" rivela un diametro medio variabile da 0,210 mm a 0,348 mm, mentre nella fascia oltre la batimetrica dei 4 m il diametro medio varia da 0,089 mm a 0,167 mm.

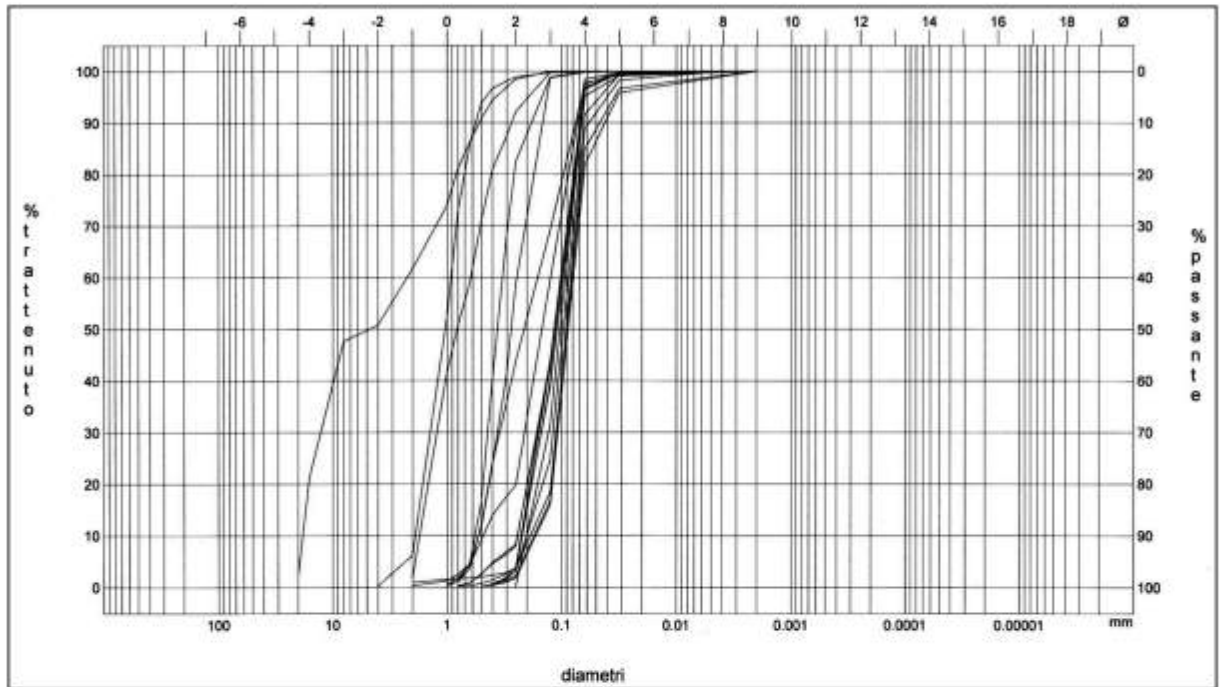


Figura 28 – Fuso granulometrico in scala semilogaritmica di campioni di fondo mobile raccolti lungo i profili batimetrici trasversali delle sezioni 16, 17, 18 e 19 (Fig. 20).

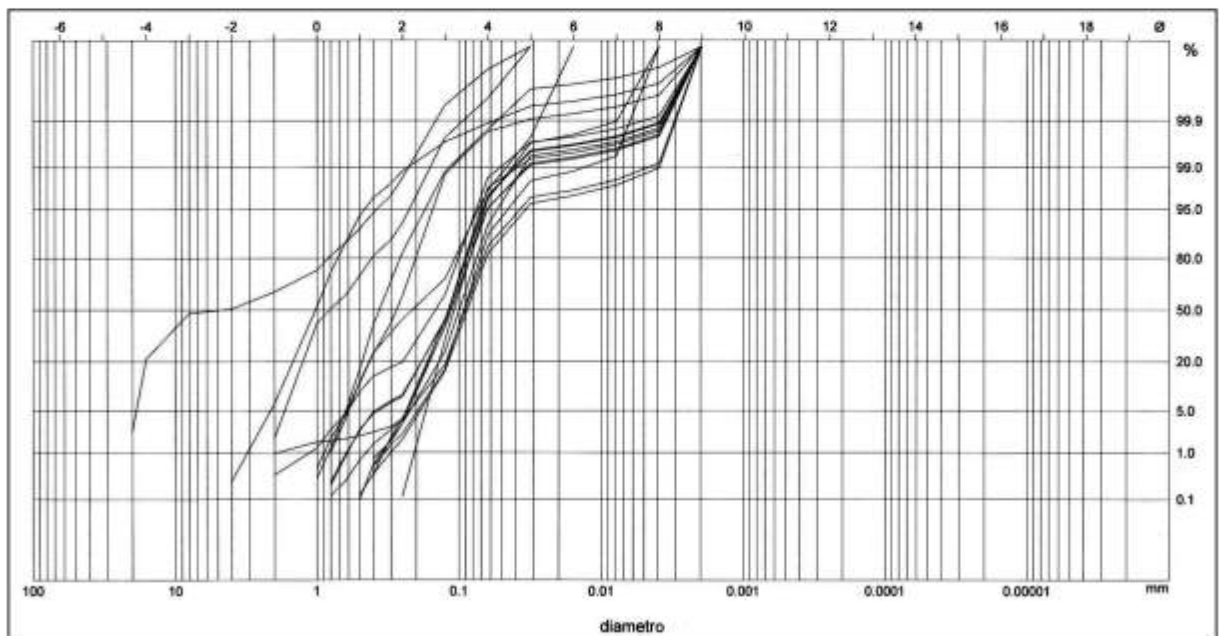


Figura 29 – Diagramma di Visher G.S. (1969) ottenuto dai campioni di fondo mobile della fig. 27 raccolti lungo i profili batimetrici trasversali alla riva delle sezioni 16, 17, 18 e 19 (Fig. 20).

Il fuso granulometrico (Fig. 28) di questi campioni, realizzato in scala semilogaritmica, mostra una prevalente distribuzione omometrica del deposito di fondo mobile con modestissima coda verso le dimensionalità fini, mentre, le stesse curve cumulate, riportate in scala di probabilità (Fig. 29), evidenziano la netta presenza di due troncatore, una compresa tra 0,003 e 0,06 mm e l'altra compresa tra 0,120 e 0,300 mm, i cui tratti rettilinei indicano la presenza di subpopolazioni lognormali interessate da mobilizzazione e trasporto differenziati. Il diagramma di Rivière (1977), che rappresenta (Fig. 30) la variazione di N (parametro dell'energia) al variare della dimensione media (parametro della grossolanità), confermando questa caratteristica della dinamica sedimentaria, indica come l'evoluzione granulometrica di questo sedimento di fondo mobile abbia raggiunto una facies di maturazione ultraparabolica conseguente al processo di levigazione delle parti fini operato dalle correnti da moto ondoso con trasporto per rotolamento e saltazione corta.

I valori di $N > 0,8$ caratterizzano quindi un sedimento di questa *surf zone* soggetto a ripetute azioni di levigazione nel tempo con asporto delle frazioni più fini ad opera di *rip current*.

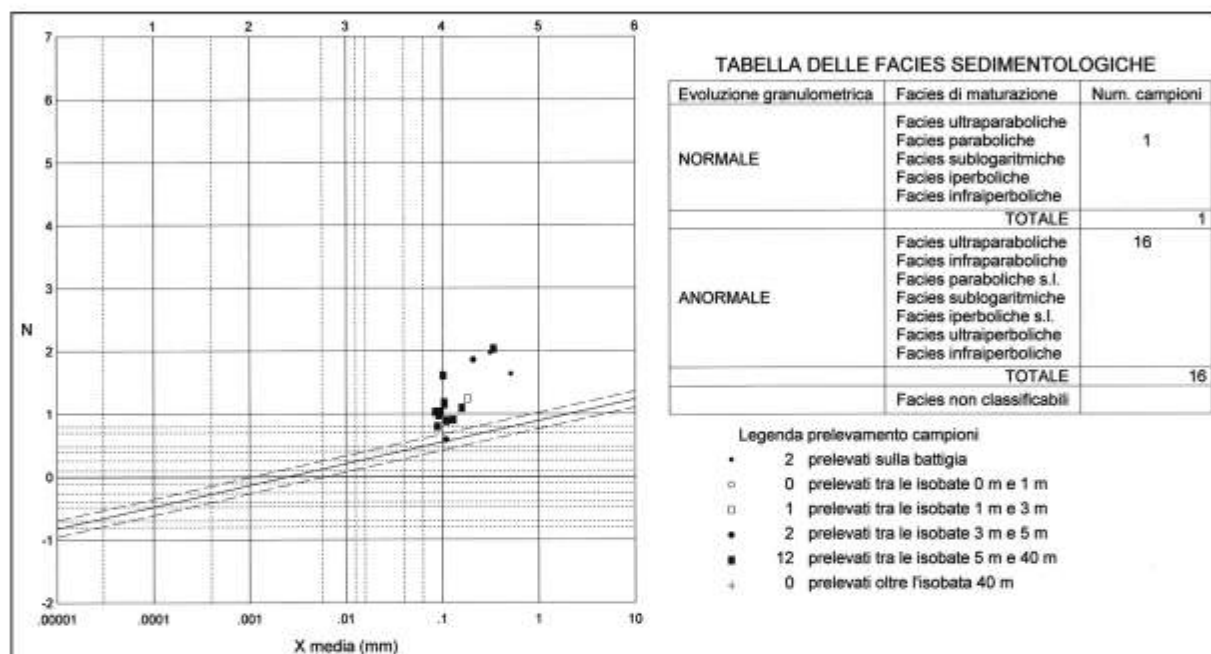


Figura 30 – Diagramma degli indici di evoluzione di Rivière ottenuti con l'analisi dinamica dei campioni di fondo mobile raccolti lungo i profili batimetrici delle sezioni 16, 17, 18 e 19 (Fig. 20).

Analisi morfodinamica

I processi idrodinamici messi in evidenza dai risultati dei caratteri anemologici ed ondometrici di questa unità fisiografica e le caratteristiche sedimentologiche del sedimento di fondo mobile possono essere correlate con gli aspetti morfobatimetrici del fondale attraverso la determinazione dello *stato morfodinamico modale*, che caratterizza questa *surf zone*, determinando, per un lungo intervallo temporale, i parametri giornalieri di *surf scaling* (\square) e di *environment parameter* (Ω), in quanto sono in grado di mettere in evidenza, nel lungo periodo, le varie combinazioni di dissipazione e di riflessione che la *surf zone* procura sull'ondazione in arrivo nel settore di traversia.

Il calcolo all'interno del settore di traversia (Tabella 11) di questa unità fisiografica delle altezze d'onda al frangimento per il periodo dal 1.1.1984 al 31.12.2010 consente di stimare i valori giornalieri del parametro di *surf scaling* (\square) e del *parametro ambiente* (Ω), ricavandone la distribuzione di frequenza, espressa in classi d'ampiezza differenziata, riportata in Tabella 15.

La distribuzione di frequenza del parametro di *surf scaling* (\square) risulta prevalentemente contenuta nell'intervallo dimensionale di valori compresi tra 50 e 250, con moda di frequenza, pari ad 89,52 %, nella classe modale 200+250. Il superamento del valore critico $\square > 30$, che definisce la separazione tra lo *stato morfo-*

dinamico intermedio e quello “dissipativo”, indica che questa *surf zone* si presenta nello *stato morfodinamico modale* “totalmente dissipativo”, in cui le onde producono sulla *surf zone* frangenti di espansione (*spilling breakers*) e presentano un rapporto (\square) pressoché costante tra altezza d’onda al frangimento (H_b) e profondità locale (h). Inoltre la crescita di questo parametro verso valori sempre più elevati e maggiori di 100, segnala la tendenza dell’ampiezza della *surf zone* a crescere ed una dominanza del getto di riva sulla spiaggia emersa.

Tabella 15 – Tabella sinottica dei parametri morfodinamici della “Spiaggia di San Donato”, “Spiaggia di Finalpia” e “Spiaggia di Finalmarina”, calcolati giornalmente per il periodo dal 1.1.1984 al 31.12.2010.

| Surf-scaling (\square) | | Ambientale (Ω) | |
|----------------------------|-----------|-------------------------|-----------|
| Classi | Frequenze | Classi | Frequenze |
| 30÷50 | 0,17 | 0÷1 | 0,14 |
| 50÷100 | 1,24 | 1÷2 | 0,34 |
| 100÷150 | 3,73 | 2÷3 | 0,79 |
| 150÷200 | 5,34 | 3÷4 | 1,33 |
| 200÷250 | 89,52 | 4÷5 | 1,95 |
| Totale | 100,00 | 5÷6 | 2,21 |
| | | 6÷7 | 2,83 |
| | | 7÷8 | 2,15 |
| | | 8÷9 | 2,54 |
| | | 9÷10 | 3,70 |
| | | 10÷11 | 3,28 |
| | | 11÷20 | 27,31 |
| | | 20÷30 | 24,91 |
| | | 30÷40 | 21,01 |
| | | 40÷50 | 5,51 |
| | | Totale | 100,00 |

La distribuzione di frequenza (Tab. 15) del *parametro ambientale* (Ω) presenta, per una frequenza del 93,24 %, valori di $\Omega > 6$ con moda nella classe 11-20, per cui questa *surf zone* risulta nello *stato morfodinamico modale* “totalmente dissipativo” e, considerata la tendenza di questo parametro adimensionale non solo a crescere, occupando le classi superiori sino all’intervallo di classe 40-50, ma anche a rimanere stabilmente confinata in questo stato, dove, al crescere di Ω , corrisponde un’espansione della spiaggia sommersa e predomina energia di infragravità a larga banda, mentre mancano le oscillazioni stazionarie a frequenze subarmoniche.

Caratteri morfologici generali della Spiaggia delle Arene Candide

La spiaggia delle Arene Candide, posta sul tratto di litorale finalese compreso tra il Capo di Caprazoppa e la foce del Rio Fine (Fig. 1), che segna il confine amministrativo tra il comune di Finale ligure e quello di Borgio Verezzi, si presenta contenuta all’interno di un’unità fisiografica, il cui arco di litorale ligure risulta delimitato dal Capo di Caprazoppa a levante e dal Capo Lena a ponente.

Analisi Fisiografica

La linea di congiungimento tra il Capo di Caprazoppa ed il Capo Lena definisce la secante di questo arco naturale, la cui saetta, tracciata perpendicolarmente in corrispondenza del punto costiero litoraneo più rientrante verso terra, rappresentato dalla zona posta a levante del porto di Loano, individua sulla battaglia il punto di vertice del settore di traversia di questa unità fisiografica.

Tracciando quindi da questo punto le congiungenti con Capo di Caprazoppa (azimutale 63°) e con Capo Lena (azimutale 196°) si configura un *settore di traversia geografico*, che, con un angolo di apertura di 130°, non contiene però tutte le falde di mare efficace, per cui è necessario determinare il *settore di traversia effettivo* di questa unità fisiografica, in modo da tener debitamente conto anche dei *fetch* efficaci delle falde di mare provenienti dall’area posta tra il Golfo del Leone e le Isole Baleari.

Il *settore di traversia effettivo* di questa unità fisiografica presenta pertanto un angolo di apertura di 167°, risul-

tando compreso tra l'azimutale di 63° (Capo di Caprazoppa) e l'azimutale di 230° (Isole Hyères), all'interno del quale risulta pertanto contenuto il *settore di traversia geografico* (azimutali 63° – 196°), per cui le falde di mare efficace più significative per il dinamismo litoraneo si ritrovano estese verso ponente. Questo *settore di traversia effettivo*, in base alle caratteristiche geografiche dell'area marina, risulta costituito da sei settori parziali, delimitati dalle azimutali e dalle dimensioni di *fetch* geografico indicate nella Tabella 16.

Tabella 16 – Settore di traversia effettivo dell'unità fisiografica del litorale finalese compreso tra le azimutali 63° di Capo di Caprazoppa e 193° dell'Isola di Gallinara.

| S | Settori parziali | Azimutali di delimitazione | Fetch geografici in km | T |
|--|----------------------|---|--------------------------|---|
| 1 | Levante - ENE | 63° (Capo di Caprazoppa) – 77° (Punta di Portofino) | 70 | B |
| | Scirocco - SE | 77° (Punta Baratti) – 141° (Isola Giraglia) | 230 | |
| | Scirocco-Ostro - SSE | 141° (Isola Giraglia) – 181° (Capo dell'Argentiera) | 320 | |
| | Ostro - S | 181° (Capo dell'Argentiera) – 196° (Capo Lena) | 760 | |
| 2 | Libeccio - SSW | 196° (Capo Lena) – 212° (Isola di Minorca) | 960 | A |
| | Libeccio - SW | 212° (Isola di Minorca) – 230° (Isole Hyères) | 860 | |
| S = Denominazione dei settori di traversia | | 1 = Settore di traversia geografico | A = Traversia principale | |
| T = Denominazione delle traversie | | 2 = Settore di traversia efficace | B = Traversia secondaria | |

Analisi anemologica e mareometrica

La saetta di azimutale 123° con cui si è individuato il punto di vertice del settore di traversia di questa unità fisiografica, prolungata verso il mare aperto, interseca la batimetrica di 200 m a 5 km dalla riva, delimitando un punto di altura, che, con coordinate geografiche di latitudine $\square = 44^\circ 6' 33''$ e di longitudine $\square = 8^\circ 19' 6''$, può ritenersi caratteristico di un'area, in cui le varie falde di mare presentano onde d'altura idonee per stimare le caratteristiche anemologiche ed ondamiche di questa unità fisiografica.

La stima dei campi di vento nel punto d'altura di questa unità fisiografica è stata svolta sviluppando, su mappe isobariche bigiornaliere di superficie (ore 12 GMT e ore 00 GMT) dell'area mediterranea del Deutscher Wetterdienst relative all'intervallo temporale dal 1.1.1984 al 31.12.2010, la procedura metodologica descritta da Cortemiglia (2002 e 2003), che, con l'applicazione del modello dello strato limite aerodinamico, ha consentito di ricavare le frequenze anemologiche del cosiddetto vento anemometrico (U_{10}) riportate in Tabella 17.

Le frequenze anemologiche di Tabella 17, relative ai venti foranei nel punto di altura di questa unità fisiografica, consentono di ricavare il diagramma anemologico (Fig. 31), mentre la loro distribuzione per gradini di velocità all'interno del *settore di traversia effettivo* individua i caratteri anemologici di Tabella 18. La stima dei valori anemologici relativi al *settore di traversia effettivo* di questa unità fisiografica indica che i *venti dominanti*, cui corrispondono i maggiori *fetch* geografici, rappresentano in media il 17,25 % del totale annuo, mentre i *venti regnanti*, che risultano particolarmente intensi, mostrando frequenze nei gradini di velocità $>13,1$ m/s, presentano una frequenza media annua del 82,75 %, prevalentemente relazionata al settore parziale di SE compreso tra le azimutali di 77° e di 141°.

La stima dei valori anemologici di Tabella 18, calcolate con il modello dello strato limite aerodinamico e relazionate alla dimensionalità del *fetch* geografico delle falde di mare di ciascun settore parziale, permettono di determinare le caratteristiche del moto ondosso al frangimento necessarie per sviluppare l'analisi morfodinamica della *surf zone*.

Questa analisi ondometrica consente di ricavare, per la *surf zone* di questa unità fisiografica, il diagramma di variazione (Fig. 32) del parametro $[g H_s / (U_{10})^2]$ dell'altezza d'onda in funzione del parametro $[g t / U_{10}]$ della durata (t) dell'azione continua del vento anemometrico (U_{10}), da cui si evince la loro diretta proporzionalità.

L'analisi ondometrica consente altresì di ricavare per questa *surf zone* il diagramma di dispersione tra celerità (C_R) delle onde al frangimento e la relativa lunghezza d'onda (L_R) alla riva (Fig. 33), da cui si ricava una diretta proporzionalità tra questo due parametri solo per valori di celerità $C_R > 3$ e di lunghezze d'onda alla riva $L_R > 10$ m e la presenza sulla spiaggia sommersa delle Arene Candide di lunghezze d'onda alla riva del valore massimale di circa 100 m.

Tabella 17 – Frequenze anemologiche per l'intervallo temporale dal 1.1.1984 al 31.12.2000 dei venti foranei calcolati, per gradini di velocità e per direzioni azimutali di provenienza, a 10 m sul l.m.m. nel punto di altura di latitudine 44° 6' 33" N e di longitudine 8° 19' 6" E caratterizzante l'unità fisiografica, compresa tra le azimutali 63° di Capo di Caprazoppa e 196° di Capo Lena, posta a ponente del litorale finalese.

| Direzioni di provenienza | Gradini di velocità del vento in m/s | | | | | Frequenza settore |
|--------------------------|--------------------------------------|---------|----------|-----------|--------|-------------------|
| | < 0,3 | 0,3+5,4 | 5,4+13,8 | 13,8+17,1 | > 17,1 | |
| N | 0,07 | 1,41 | 0,22 | 0,02 | - | 1,72 |
| NNE | 0,05 | 5,29 | 0,28 | - | - | 5,62 |
| NE | 0,02 | 11,57 | 0,93 | - | - | 12,52 |
| ENE | 0,04 | 9,75 | 2,30 | - | - | 12,09 |
| E | 0,05 | 15,58 | 2,46 | 0,02 | - | 18,10 |
| ESE | 0,02 | 10,99 | 0,85 | - | - | 11,86 |
| SE | - | 4,65 | 0,32 | - | - | 4,98 |
| SSE | 0,02 | 1,15 | 0,36 | - | - | 1,54 |
| S | 0,05 | 1,30 | 0,38 | - | - | 1,72 |
| SSW | 0,03 | 1,49 | 0,41 | - | - | 1,94 |
| SW | 0,10 | 2,80 | 0,52 | - | 0,02 | 3,43 |
| WSW | 0,17 | 4,79 | 1,38 | 0,19 | 0,11 | 6,64 |
| W | 0,29 | 6,64 | 2,22 | 0,24 | 0,18 | 9,56 |
| WNW | 0,10 | 3,58 | 0,74 | 0,05 | 0,02 | 4,48 |
| NW | 0,09 | 2,02 | 0,44 | 0,02 | - | 2,59 |
| NNW | 0,07 | 0,92 | 0,20 | - | - | 1,19 |
| Totali | 5,64 | 68,11 | 22,41 | 2,03 | 1,82 | 100,00 |

Tabella 18 – Tabella sinottica delle frequenze anemologiche dei venti foranei calcolati per ciascun settore parziale del settore di traversia effettivo (63° - 230°) e per gradini di velocità del vento nel punto di altura di latitudine $\square = 44^{\circ} 6' 33''$ N e di longitudine $\square = 8^{\circ} 19' 6''$ E individuato in base alle caratteristiche morfologiche dell'unità fisiografica che, compresa tra le azimutali 63° di Capo di Caprazoppa e 196° di Capo Lena, si estende a ponente del litorale finalese.

| Direzioni di provenienza | Gradini di velocità del vento in m/s | | | | | Frequenza settore |
|--------------------------|--------------------------------------|---------|----------|-----------|--------|-------------------|
| | < 0,3 | 0,3+5,4 | 5,4+13,8 | 13,8+17,1 | > 17,1 | |
| ENE | 0,02 | 13,61 | 2,02 | 0,02 | - | 15,68 |
| SE | 0,34 | 44,98 | 6,53 | 0,09 | 0,06 | 52,00 |
| SSE | 0,30 | 12,93 | 1,73 | 0,06 | 0,06 | 15,17 |
| S | 0,05 | 3,64 | 0,59 | 0,01 | 0,03 | 4,32 |
| SSW | 0,13 | 5,66 | 0,95 | 0,09 | 0,05 | 6,87 |
| SW | 0,13 | 4,94 | 0,77 | 0,14 | 0,09 | 6,06 |
| Totali | 0,97 | 70,12 | 20,08 | 1,78 | 2,47 | 100,00 |

Analisi morfobatimetrica

Le caratteristiche morfobatimetriche della spiaggia sommersa delle Arene Candide, dove l'ondazione in arrivo procura le diverse combinazioni di dissipazione e di riflessione che caratterizzano la *surf zone* di questa unità fisiografica, sono state individuate con l'analisi di profili batimetrici trasversali alla riva realizzati in corrispondenza della zona antistante "Capra Zoppa" (Fig. 34 Sezione 20), della zona di ingresso delle "Cave Ghigliazza" (Fig. 34 Sezione 21), della zona antistante "Monte Capra Zoppa" (Fig. 34 Sezione 22) e della zona antistante la foce del Rio Fine (Fig. 34 Sezione 23).

L'analisi morfobatimetrica svolta su questi profili condotti sino a raggiungere l'isobata dei 25 metri ha consentito di ricavare i parametri riportati nella Tabella 19, da cui si evince la presenza di una pendenza della spiaggia sommersa in leggera diminuzione da levante a ponente associata ad una forma del profilo di tipo "convesso", cui si relaziona una distanza del punto di inflessione, che indica una profondità di ubicazione della rottura di pendenza più significativa del profilo batimetrico piuttosto stabilizzata su valori medi di 345 metri, quindi piuttosto prossimale alla riva.

L'insieme complessivo delle risultanze emerse dalle caratteristiche ondometriche e morfobatimetriche indica

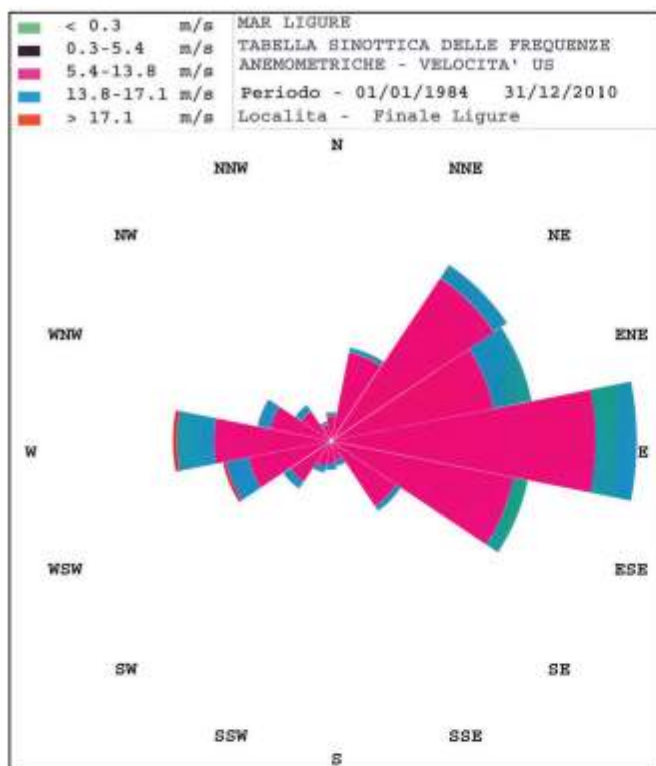


Figura 31 – Diagramma anemologico dei venti foranei nel punto di altitudine $\square = 44^{\circ} 6' 33''$ N e di longitudine $\square = 8^{\circ} 19' 6''$ E dell'unità fisiografica compresa tra le azimutali 63° (Capo di Caprazoppa) e 196° (Capo Lena).

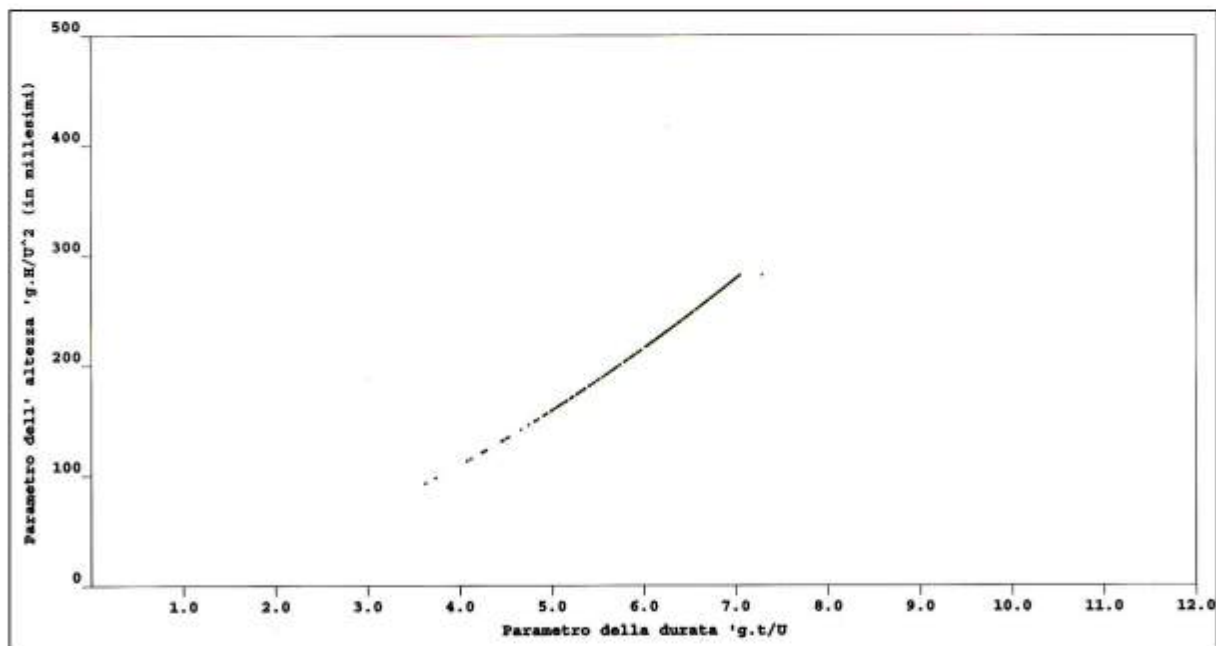


Figura 32 – Curva di variazione del parametro dell'altezza d'onda in funzione della durata dell'azione del vento per il moto ondoso di altura calcolato, sulla base delle carte isobariche di superficie dell'area mediterranea relative al periodo dal 1.1.1984 al 31.12.2010, nel punto di latitudine $\square = 44^{\circ} 6' 33''$ N e di longitudine $\square = 8^{\circ} 19' 6''$ E.

che l'inizio dello "shoaling" sulla *surf zone* di questa unità fisiografica può essere stimato in corrispondenza della fascia batimetrica di 110+120 metri con una prima linea dei frangenti mediamente posizionata all'altezza della fascia batimetrica di 8+10 metri.

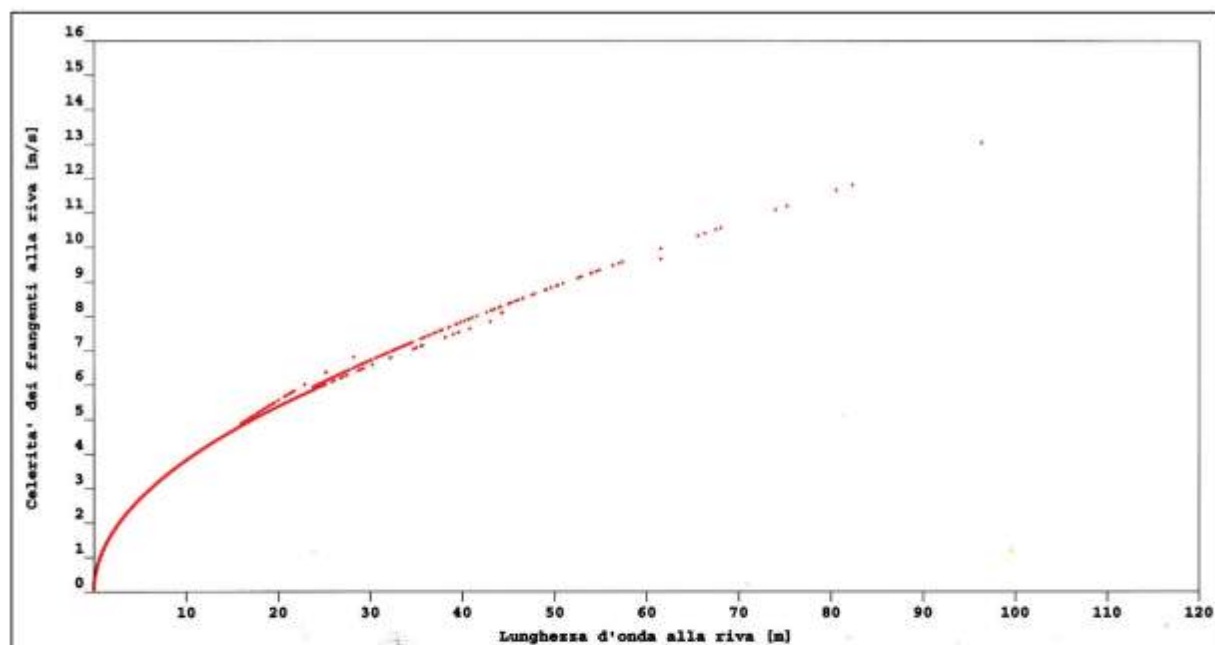


Figura 33 – Diagramma a dispersione tra lunghezza d’onda alla riva (L_n) espressa in metri e celerità dei frangenti alla riva (C_n) espressa in m/s ottenuto dalle caratteristiche ondamiche calcolate con la procedura di hindcasting descritta da Cortemiglia (2003) per il periodo temporale dal 1.1.1984 al 31.12.2010 sulla base delle caratteristiche anemologiche di Tabella 18 per l’unità fisiografica compresa tra le azimutali 63° di Capo di Caprazoppa e 196° di Capo Lena.

Analisi sedimentologica

La spiaggia delle Arene Candide, che ancora nel 1986 si presentava estesa dal Capo di Caprazoppa sino alla foce del Rio Fine per una lunghezza di circa 1000 metri e con un’ampiezza di 25 metri sul lato di levante e di 80 m sul lato di ponente, risulta attualmente solo presente come tratti residuali di battigia di sottile arenile in corrispondenza dell’ingresso della “Cava Ghigliazza”.

Tabella 19 – Caratteri morfobatimetrici della *surfzone* della “Spiaggia delle Arene Candide”.

| Profili Batimetrici | | Pendenza media In gradi | Geometria del profilo | Distanza in m dalla battigia del punto d’inflessione |
|---------------------------------|------------|----------------------------|-----------------------|---|
| Spiaggia Delle Arene Candide | Sezione 20 | 2,4° | Convesso | 333 |
| | Sezione 21 | 2,2° | Convesso | 333 |
| | Sezione 22 | 2,2° | Convesso | 333 |
| | Sezione 23 | 2,0° | Convesso | 375 |

Il materiale eterometrico grossolano di questi tratti di sottile arenile di battigia posizionati a ridosso del muro di difesa della massciata stradale dell’Aurelia proviene dagli apporti solidi del Rio Fine prevalentemente impostato, col suo bacino idrografico, sulla formazione dei Calcarei della Val Tanarello, che costituiscono il complesso roccioso della Caprazoppa, per cui sono prevalentemente costituiti di litofacies calcaree e calcareo-dolomitiche. Al fine di verificare le caratteristiche tessiturali del deposito di fondo mobile di questa spiaggia sommersa sono stati raccolti alcuni campioni lungo il profilo batimetrico della Sezione 23 (Fig.34) posta alla foce del Rio Fine fino alla profondità di 20 metri.

I campioni prelevati sulla battigia e sull’isobata di 2 metri rivelano, all’analisi granulometrica per setacciatura, una distribuzione (Fig. 35) tendenzialmente eterometrica con granulo medio, calcolato come *mean size* di McCammon (1962), rispettivamente di 5,523 mm e di 4,319 mm, mentre i campioni della spiaggia sommersa, raccolti tra le batimetriche di 4 e 20 metri, evidenziano (Fig.35) una distribuzione più

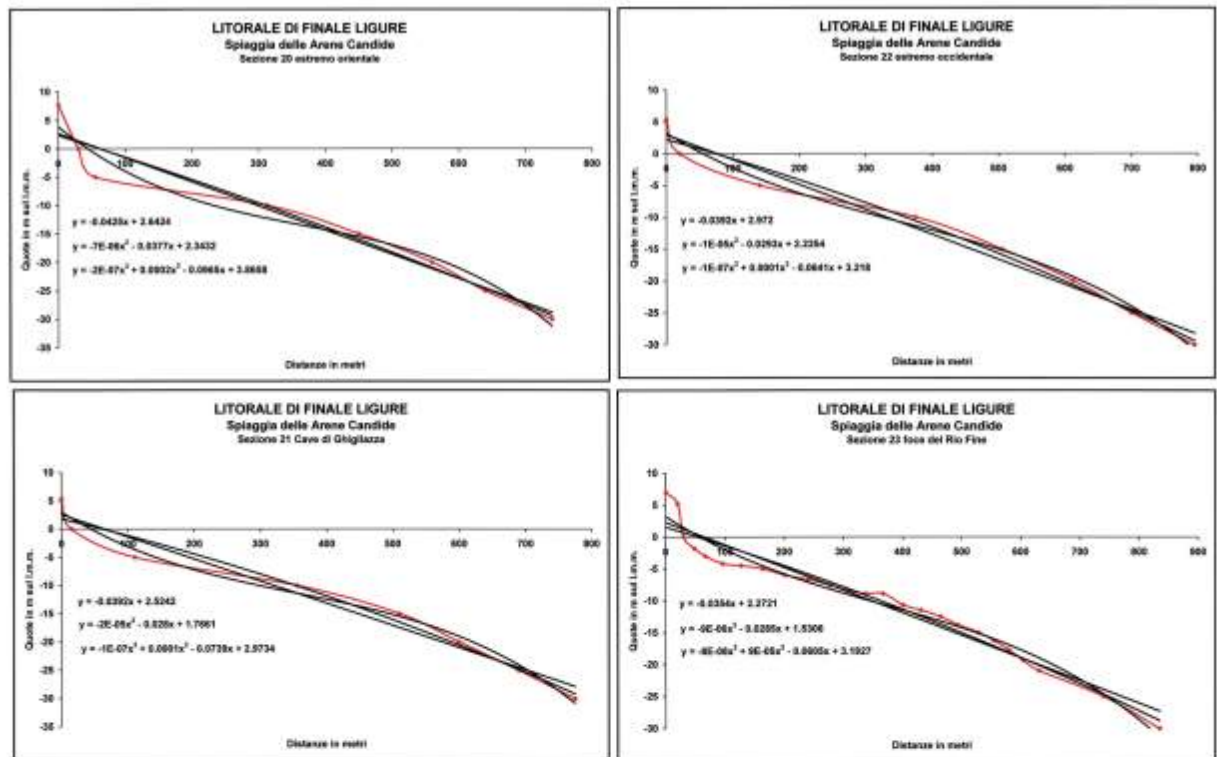


Figura 34 – Andamento del profilo batimetrico (in rosso) e delle curve di aggiustamento polinomiale (in nero).

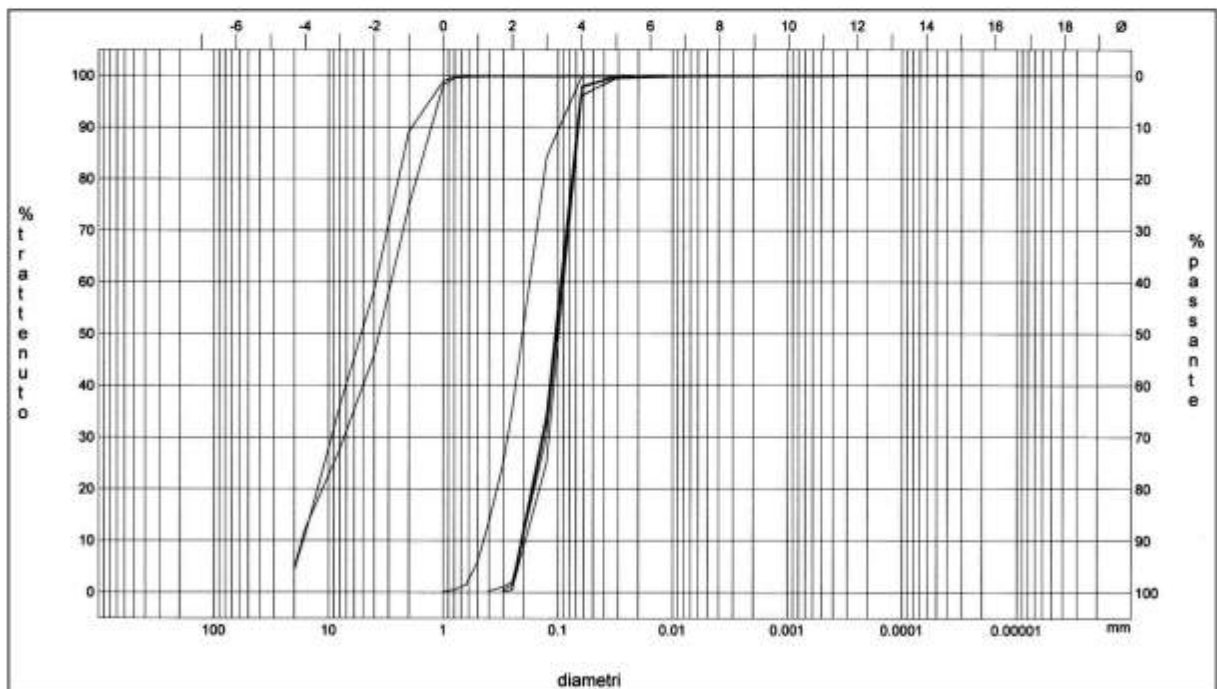


Figura 35 – Fuso granulometrico dei campioni di fondo mobile raccolti sulla spiaggia sottomarina delle Arenas Candide lungo il profilo batimetrico della Sezione 23 in cui si distinguono nettamente i campioni sulla sinistra raccolti nella fascia batimetrica prossimale (0-2 m di profondità) alla riva da quelli sulla destra prelevati nella fascia batimetrica compresa tra le isobate di 4 e 20 metri.

omometrica con granulo medio passante da 0,211 mm (profondità - 4 m) a 0,107 mm (profondità - 20 m), per cui la spiaggia sommersa delle Arene Candide presenta una fascia prossimale alla riva, compresa tra la battigia e 3 metri di profondità, costituita da un deposito grossolano di “granuli” e “ghiaia”, al di là della quale, sino all’isobata di 20 metri, il sedimento di fondo mobile risulta costituito da “sabbia molto fine”.

L’analisi dinamica tessiturale svolta sulle curve cumulate della distribuzione granulometrica di ciascun campione di cui alla Figura 35 ha consentito di ricavare i parametri dinamici necessari per realizzare il diagramma di Rivière (1977) da cui si ricava per il sedimento di fondo mobile un’evoluzione granulometrica anormale in facies di maturazione ultraparabolica (Fig. 36), che indica un avvenuto processo di levigazione delle parti fini ad opera di *rip current*.

Analisi morfodinamica

La diversa modalità di attuazione dei processi idrodinamici che avvengono in questa spiaggia sommersa delle Arene Candide, appartenente alla *surf zone* dell’unità fisiografica compresa tra Capo di Caprazoppa e Capo Lena, possono essere valutate utilizzando i risultati dell’analisi sedimentologica ed ondometrica, relativa al lungo periodo temporale compreso tra il 1.1.1984 ed il 31.12.2010, attraverso la determinazione dello suo *stato morfodinamico modale*, calcolando i parametri giornalieri di *surf scaling* (\square) ed ambientale (Ω).

La determinazione giornaliera del *parametro di surf scaling* (\square) e del *parametro ambientale* (Ω) in funzione delle caratteristiche del moto ondoso per questo lungo periodo (27 anni) ha consentito di ricavarne la distribuzione di frequenza, espressa per le classi di ampiezza variabile, riportate nella Tabella 20.

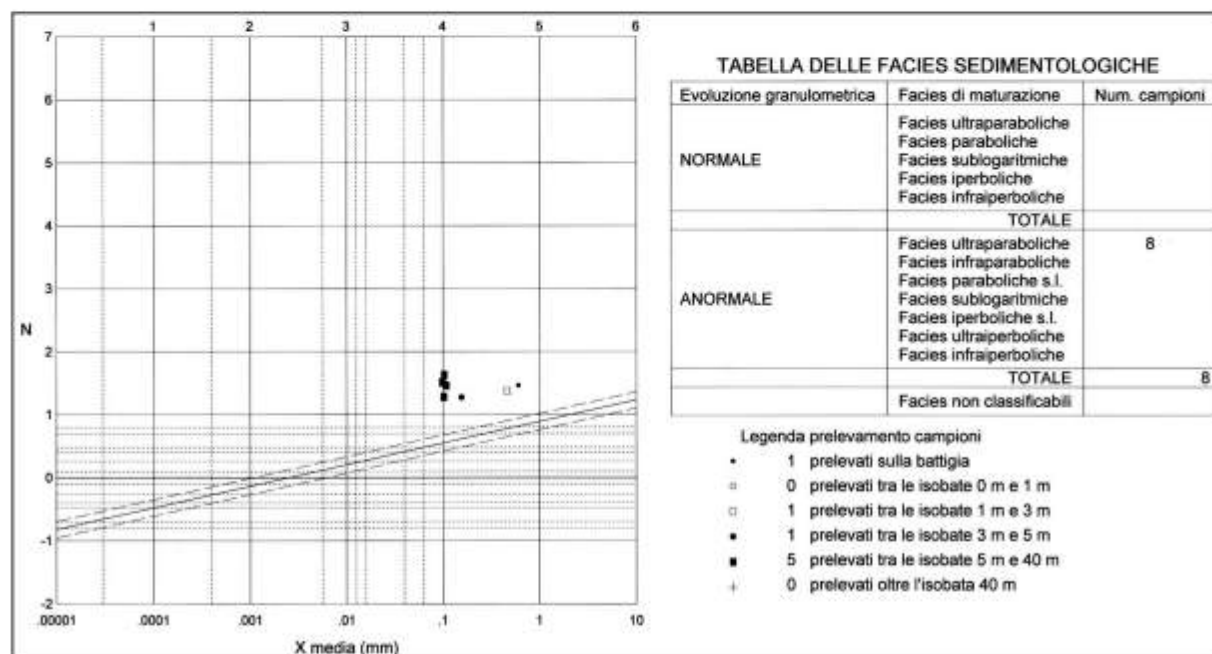


Figura 36 – Diagramma di Rivière A. (1977) ottenuto con l’analisi dinamica dei campioni di fondo mobile della figura 35 mostra una distribuzione che, in questo grafico di variazione tra il parametro dell’energia N e quello della grossolanità (dimensione media), occupa l’area di evoluzione granulometrica anormale in facies di maturazione ultraparabolica.

Tabella 20 – Tabella sinottica dei parametri morfodinamici della spiaggia delle Arene Candide calcolati giornalmente per il periodo dal 1.1.1984 al 31.12.2010.

| Surf-Scaling (\square) | | Ambientale (Ω) | |
|----------------------------|-----------|-------------------------|-----------|
| Classi | Frequenze | Classi | Frequenze |
| 30÷50 | 0,02 | 1÷2 | 0,15 |
| 50÷100 | 0,31 | 2÷3 | 0,11 |
| 100÷150 | 1,09 | 3÷4 | 0,15 |
| 150÷200 | 1,79 | 4÷5 | 0,35 |
| 200÷250 | 3,21 | 5÷6 | 0,24 |
| 250÷350 | 11,98 | 6÷7 | 0,46 |
| 350÷500 | 81,61 | 7÷8 | 0,52 |
| Totale | 100,00 | 8÷9 | 0,59 |
| | | 9÷10 | 0,83 |
| | | 10÷11 | 0,76 |
| | | 11÷20 | 10,54 |
| | | 20÷30 | 16,69 |
| | | 30÷40 | 13,00 |
| | | 40÷50 | 12,26 |
| | | 50÷60 | 43,35 |
| | | Totale | 100,00 |

La distribuzione di frequenza del parametro di *surf scaling* (\square), presentando un complesso di valori superiori al limite critico di separazione tra “*stato morfodinamico intermedio*” e “*stato morfodinamico dissipativo*”, indica che la *surf zone* di questa unità fisiografica smorza progressivamente le onde in arrivo, producendo frangenti di espansione (*spilling breakers*), in cui si verifica un rapporto (\square) costante tra altezza d’onda al frangimento (H_b) e profondità locale (h). La presenza di elevate frequenze per valori di \square con netta tendenza alla crescita sino a dominare (81,61 %) nella classe modale 350÷500, indica che la *surf zone* si trova in uno *stato morfodinamico modale totalmente dissipativo* con tendenza della sua ampiezza a crescere per la presenza di apporti dovuti a *rip current* del sistema litorale delle correnti da moto ondoso.

La distribuzione di frequenza del *parametro ambiente* (Ω), con prevalenti valori (99 %) di $\Omega > 6$ superiori ad 11 con massimo (43,35 %) nella classe modale 50÷60, conferma uno stabile stato di crescita dell’ampiezza di questa *surf zone* e la presenza di onde persistentemente alte, per cui, nella zona di *shoaling*, si verifica maggior attenuazione sulle grandi onde e minore su quelle più piccole. La distribuzione di frequenza del *parametro ambiente* (Ω) di Tabella 20 indica inoltre che su questa *surf zone* totalmente dissipativa predomina energia di infragravità a larga banda, mentre mancano le oscillazioni stazionarie a frequenze subarmoniche.

Conclusioni

La descritta analisi morfodinamica del tratto di falesia stabilizzata con *spiagge a tasca* svolta sul litorale di Finale Ligure compreso tra Capo Noli e la foce del Rio Fine (Fig. 1) nella Liguria occidentale ha messo in evidenza come la ricostruzione dei campi di vento foranei e delle relative caratteristiche mareometriche indichi nei settori di S e di SSW compresi tra le azimutali 181°–214° la traversia dominante interessata dalle più forti mareggiate che posizionano l’inizio dello *shoaling* nella fascia batimetrica tra 110 m e 115 m e la prima linea dei frangenti in quella tra 8 m e 10 m, con arrivo di massime lunghezza d’onda alla battigia comprese tra 85 m e 100 m e con celerità di frangimento sull’ordine di 12 m/s. Inoltre l’ondazione in avvicinamento alla riva si segnala per la presenza di onde persistentemente alte, che generano frangenti di espansione (*spilling breakers*) e predominanza di energia di infragravità a larga banda nella zona corrispondente a 100÷200 secondi di periodo, mentre risultano assenti le oscillazioni stazionarie a frequenze subarmoniche.

Nel complesso la *surf zone* delle unità fisiografiche presenti risulta interessata, da levante a ponente, da profili batimetrici con tendenza, a diminuire la pendenza, a passare da forma generalmente concava a lineare od a

convessa e ad allontanare il punto d'inflessione del profilo dalla battigia. Evidenziano inoltre la presenza di intense *rip current* che trasferiscono il materiale litoraneo verso il largo, procurando così un'espansione verso il largo delle spiagge sommerse.

Il materiale di fondo mobile della *surf zone*, di natura sabbioso grossolana in prossimità della riva e di tessitura sabbioso fine e molto fine oltre la batimetrica di 5-8 m, presenta un'evoluzione granulometrica anormale in facies di maturazione ultraparabolica, per cui si caratterizza sedimentologicamente come un deposito di levigazione per asporto delle particelle più fini operato dalle correnti del moto ondoso.

La *surf zone* di questo tratto di litorale finale, caratterizzandosi quindi per presentare uno *stato morfodinamico modale* totalmente dissipativo, indica che sul sedimento di fondo mobile sono in atto sequenze di progradazione verso il largo conseguenti all'erosione provocata dal trasporto del materiale ad opera del sistema correntizio delle *rip current*.

Bibliografia

- Cicala A., (1985) – *Aspetti di meteorologia applicata nella progettazione di approdi marittimi*. Atti Convegno Roma, ENEA-SIMA, Roma, 41-62.
- Cortemiglia G.C. & Fierro G. (1965) – *Observations sur le rôle de défense joué par la plage submergée de la Spiaggia delle Stelle (Riviera ligure occidentale)*. Cahiers Océanographiques, XVII, 10, 715-726.
- Cortemiglia G.C., (1989) – *Impatto ambientale delle strutture a mare sulla costa ligure*. Mari e coste italiane, UMAR 1, Edit. Pàtron, Padova, 79-89.
- Cortemiglia G.C., (1991a) – *Inquadramento morfogenetico generale della costa ligure e lineamenti morfologici principali del tratto tra Finale Ligure e Spotorno*. Studi e Ricerche di Geogr., XIV, 2, 138-154.
- Cortemiglia G.C., (1991b) – *Ristrutturazione morfologica per ripascimento della Spiaggia dei Ronchi (Litorale apuano) quale tecnica di difesa dagli effetti erosivi*. Centro Culturale R. Consani, 1, 7-58.
- Cortemiglia G.C., (1992) – *Morphodynamic features of the Apuan coastal belt between the mouths of the Magliano and of the river Cinquale (Tuscany, Italy)*. Boll. Oceanol. Teor. Appl., X, 2-3-4, 205-210.
- Cortemiglia G.C., (1994) – *Aspetti generali della morfologia costiera quali basi di riferimento per l'impostazione di una legenda di rilevamento dei relativi morfotipi*. Studi Geogr. In onore D. Ruocco, 1, Geogr. Fis., 93-116.
- Cortemiglia G.C., (1995) – *Proposta di inquadramento morfodescrittivo delle coste rocciose*. Mem. Accad. Lunigianese Sc. G. Capellini, LXIV-LXV (1994-1995), 107-129.
- Cortemiglia G.C., (1996) – *Morfodinamica del litorale di Terracina nell'intervallo temporale 1981-1993*. Atti Ass. Ital. Oceanol. Limnol. (AIOL), 11, 501-522.
- Cortemiglia G.C., (2002) – *Ricostruzione da carte isobariche di superficie dei campi di vento sull'area mediterranea*. Atti Ass. Ital. Oceanologia e Limnologia (AIOL), 15, 133-145.
- Cortemiglia G.C., (2003) – *Determinazione automatica del moto ondoso al largo da carte isobariche per la stima delle condizioni morfodinamiche di un paraggio*. Atti Ass. Ital. Oceanologia e Limnologia (AIOL), 16, 203-225.
- Cortemiglia G.C. & Fierro G., (1964) – *Dati preliminari sulla conservazione di una spiaggia della Liguria occidentale*. Rap. Proc. Verb. Réunions C.I.E.S.M.M., Monaco Principoté, XVIII, f. II, 925-926.
- Cortemiglia G.C. & Torre F., (2007) – *La dinamica litorale nel Golfo di S. Vito lo Capo, Sicilia nord occidentale*. Atti Terzo Forum Nazionale Pianificazione e tutela del territorio costiero. Questioni, metodi, esperienze a confronto, Regione Emilia Romagna, Maggioli Editore, Santarcangelo di Romagna, 229-251.
- Dalrympler R.A. & Thompson W.W., (1977) – *Study of equilibrium beach profiles*. Proc. Int. Conf. Coastal Eng., 15 th, Honolulu, Ch. 75, 1277-1296.
- Dean R.G., (1973) – *Heuristic models of sand transport in the surf zone*. Proc. Its. Austr. Coastal Engr. Conf. Inst. Engrs. Austral., Sydney, 208-214.
- Galvin C.J., (1972) – *Wave breaking in shallow water*. In Meyer R.W. (editor), Waves on Beaches and Resulting Sediment Transport, Academic Press, New York, 413-456.
- Guza R.T. & Imman D.L., (1975) – *Edgewaves and beach cups*. Journal Geophys. Res., 80, 21, 2997-3012.
- McCammon R.B., (1962) – *Efficiencies of percentile measures for describing the mean size and sorting of sedimentary particles*. Journ. Geol., 70, 4, 453-465.

- Rivière A. (1977) – *Méthodes granulométriques*. Techniques et interpretation. Masson Editeur, 1-170.
- Vanossi M. (1991) – *Alpi Liguri 11 Itinerari*. Guide Geol. Regionali, a cura della Soc. Geol. Ital., Edit. Bema, 1-295.
- Visher G.S., (1969) – *Grain size distributions depositional processes*. Journ. Sed. Petr., 39, 3, 1074-1106.
- Wright L.D., Chappel J., Thom B.G., Bradshaw M.P., Cowell P., (1979) – *Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: southeastern Australia*. Mar. Geol., 32, 105-140.
- Wright L.D., Short A.D., Nielsen P., (1982) – *Morphodynamics of high energy beaches and surf zones : a brief synthesis*. Coastal Studies Unit Technical Report n.82/5, 1-64.

Ricevuto il 08/01/2014, accettato il 12/06/2014.

L'impatto delle opere antropiche sull'evoluzione geomorfologica del litorale cilentano tra Sapri e Scario (Campania)

Dèsirée d'Alterio, Filippo Russo, Alessio Valente

Dipartimento di Scienze e Tecnologie dell'Università degli Studi del Sannio, Via dei Mulini 59/A, 82100 Benevento.
Tel. 0824 323659, Fax 0824 323623, dede.pol@hotmail.it; filrusso@unisannio.it; valente@unisannio.it;

Riassunto

A partire dagli anni '70 nell'area di studio oggetto di questa nota, il settore litoraneo tra Scario e Sapri (SA), ha conosciuto una massiccia antropizzazione del territorio che, sebbene abbia contribuito ad un significativo benessere delle genti e dei luoghi, tuttavia ha avviato irreversibilmente una profonda crisi delle dinamiche morfoevolutive degli ambienti naturali e specificamente di quello costiero. La linea di costa, infatti, ha mostrato una serie di instabilità (erosioni e ripascimenti) che hanno richiesto e richiedono un massiccio intervento pubblico di risorse economiche per limitare i danni alle infrastrutture arrecati dalle mareggiate. Con questo studio si fornisce un contributo in tal senso, sia mediante l'illustrazione di un quadro completo della situazione geomorfologica dell'ambiente costiero e della dinamica litoranea, sia attraverso l'illustrazione di matrici di valutazione dell'impatto delle opere realizzate sull'ambiente costiero.

Parole chiave: ambiente costiero, dinamica litoranea, valutazione di impatto ambientale, Cilento, Campania.

Abstract

The impact of the anthropic works on the geomorphological evolution of the Cilento coastal zone between Sapri and Scario towns (Campania).

In this paper the geomorphological study of the coastal zone from Scario to Sapri towns (Campania, Southern Italy) has highlighted a clear conflict between the territorial anthropization and the natural coastal processes and environment. Since the 70's the study area has experienced a massive anthropization that although it has contributed to a significant welfare of people and places, however it has been irreversibly damaged. In fact, the coastline has shown a series of instability (erosion and shoreline reconstruction) who have requested and require a massive public intervention of economic resources to limit the damage to infrastructure caused by storm surges.

This study provides a contribution to this, either by drawing a complete picture of the situation of coastal geomorphological environment and coastal dynamics, both through the illustration of matrices for evaluating the impact of the works on the coastal environment.

Keywords: coastal environment, morphodynamic evolution, environmental impact assessment, Cilento, Southern Italy.

Introduzione

Le coste campane sono interessate da massicci interventi antropici e artificiali realizzati per fini protettivi o per sviluppare il loro potenziale socio-economico: intere spiagge sono state cancellate da scogliere, pennelli, moli, e porti fino a sostituire con un'intensa urbanizzazione lunghi tratti dell'ambiente costiero naturale.

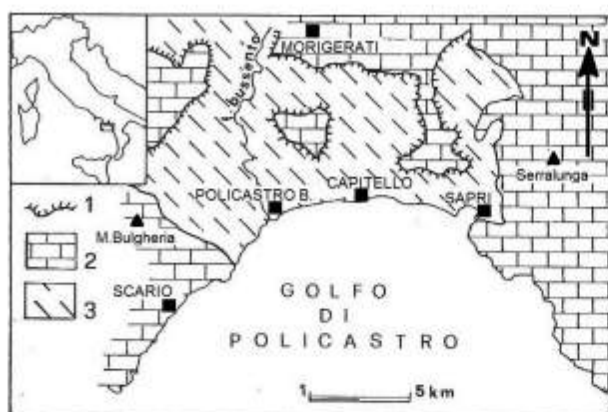


Figura 1 - Ubicazione dell'area studiata e schema geologico dei terreni affioranti. Legenda: 1) sovrascorrimento; 2) unità carbonatiche meso-cenozoiche; 3) unità terrigene meso-cenozoiche del Cilento e Nord-Calabresi.

Scopo del lavoro è quello di analizzare le variazioni morfologiche dell'ambiente costiero occorse nell'area cilentana meridionale e più precisamente nel tratto di costa del Golfo di Policastro (Fig. 1), tra Scario e Sapri (SA).

In questa zona, infatti, nel corso degli ultimi venti anni si è verificata la perdita per erosione di gran parte delle spiagge con fenomeni di arretramento valutabili in decine di metri. Il lavoro è basato sullo studio geomorfologico dell'ambiente di spiaggia e dell'impatto che le opere antropiche hanno avuto sulla morfogenesi costiera. Dal complesso dei dati analizzati e dal rilevamento condotto emerge chiaramente che le opere antropiche (porti, strade, edifici, scogliere, ecc.) hanno avuto un ruolo importante nell'attuale morfogenesi dell'area influenzando positivamente o negativamente il naturale assetto morfologico e il bilancio sedimentario della costa. La

fase conclusiva è stata incentrata sulla valutazione, in termini di efficacia, delle opere costiere realizzate a scopo di difesa e protezione e sugli effetti che queste opere hanno avuto sull'evoluzione costiera nell'area di studio.

Materiali e metodi

Lo studio dei morfotipi costieri e delle caratteristiche morfo-sedimentarie della spiaggia emersa e sommersa dell'area di studio è stato effettuato seguendo criteri e metodi già noti e applicati in ambito costiero (Aminti e Pranzini, 1993; APAT, 2007; Kidson e Manton, 1973; Pranzini, 2004). In particolare, l'analisi e la rappresentazione cartografica sono state effettuate mediante rilevamenti diretti sul campo integrati con i dati esposti nella letteratura esistente e pubblicata (Lupia Palmieri et al., 1983; Cocco et al., 1996; Pennetta, 1996a), nonché con quelli inediti frutto di relazioni tecniche professionali (Cocco e Pugliese Carratelli, 2002; Ortolani, 2009). I risultati emersi sono stati, inoltre, confrontati e integrati con i dati desunti dalla foto interpretazione e dalla cartografia esistente relativa anche a diversi intervalli temporali, ottenendo da ciò la tendenza evolutiva del settore litoraneo esaminato.

Oggetto del rilevamento sono state anche le numerose opere antropiche (urbanizzazione per fini turistici e balneari) e di ingegneria costiera (scogliere, pennelli, setti, porti, ecc.) realizzate nell'area spesso alterando il naturale assetto geomorfologico.

Caratteristiche geologiche e morfodinamiche dell'area di studio

Il disegno costiero della Campania riflette i principali lineamenti geostrutturali acquisiti durante il Pleistocene dal settore tirrenico della Catena Sud-Appenninica. Il Golfo di Policastro, di cui l'area di studio ne costituisce buona parte, si sviluppa per circa 15 km con andamento semicircolare (Fig. 1); esso è limitato a Ovest e a Est dai rilievi di rocce calcaree meso-cenozoiche ascrivibili alle Unità di Piattaforma Interna tettonicamente sottoposte per sovrascorrimento alle Unità tettoniche silico-clastiche terziarie del Cilento e Nord-Calabresi (Bonardi et al., 2009).

Dai dati di letteratura si evince che l'articolata fisiografia del margine continentale del Golfo è controllata da faglie dirette, parallele e perpendicolari alla costa (Pennetta, 1996 b), individuatesi presumibilmente durante il Plio-Pleistocene. Queste faglie sono per gran parte responsabili della marcata surrezione della locale Catena appenninica e dello sprofondamento dell'antistante Bacino tirrenico (Pennetta, 1996 b). L'evoluzione geomorfologica pleistocenica del Golfo di Policastro deve aver interagito non poco con le fluttuazioni glacio-eustatiche quaternarie le cui tracce (solchi di battente e terrazzi marini) localmente si riscontrano a varie quote (in particolare tra 1,5 e 25 m s.l.m.), sia in ambito continentale che sottomarino (Cinque et al., 1994). Al largo del Golfo di Policastro, Pennetta (1996a) riconosce un'estesa ed ampia piattaforma continentale lunga da 1 e 7,5 km con inclinazione di poco più di 1°. Verso il largo, a profondità comprese tra 95 e 200 m, tale piattaforma è delimitata da un'acclive (5°+10°) scarpata solcata dalle testate di numerosi canali sottoma-

rini dai quali si originano frequenti movimenti gravitativi di massa (*slumpings*). Per quanto riguarda la mobilitazione dei sedimenti nella spiaggia sottomarina si deve a Cocco et al. (1996) il merito di aver individuato i principali vettori di transito dei sedimenti ghiaiosi e sabbiosi nell'area di foce del Fiume Bussento: due distinti e opposti vettori diretti verso i lati della foce. Gli stessi autori hanno riconosciuto una deriva verso Est per le sabbie fini ad opera delle correnti lungocosta e una loro deviazione verso il largo operata dal molo di soprafflutto del Porto di Policastro. Inoltre, tra la marina di Policastro Bussentino e Capitello è stata individuata una mobilitazione longitudinale verso Est dei sedimenti sabbiosi e ghiaiosi, entro la profondità di 3 m, mentre le sabbie molto fini sono trasferite, ad opera delle correnti di ritorno (*rip currents*), verso il largo a partire dalla profondità di 4-5 m e talvolta anche dalle zone sottomarine (Capitello).

Come si evince dalla Figura 2, da Scario a Sapri le condizioni della linea di costa sono molto variabili e presentano una diversa morfodinamica. A sud del porto turistico di Scario e fino a Capitello la linea di riva è in forte arretramento, mentre nella zona di Villammare fino a Sapri si registra una generale stabilità della costa con deboli avanzamenti solo in corrispondenza dell'abitato di Sapri.

In base alle caratteristiche geomorfologiche riscontrate sul campo e ai dati di dinamica costiera riportati da Cocco et al. (1996), il settore esaminato è possibile distinguerlo in due subsettori: il primo, occidentale, esteso da Torre dell'Oliva a Capitello (Fig. 3); il secondo, orientale, esteso da Villammare a Punta del Fortino (Fig. 4).

1) Subsettor occidentale

Questo subsettor (Fig. 3) si estende per circa 5 km da Torre dell'Oliva a Capitello ed è dominato dalla foce del Fiume Bussento: un fiume di risorgenza carsica (Iaccarino et al., 1988) che attraversa la serie silico-clastica dell'Unità del Cilento da cui si rifornisce del sedimento con cui alimenta le spiagge ghiaioso-sabbiose, ampie qualche decina di metri, ai due lati della foce. I fondali, fino alla profondità di 12 m, sono caratterizzati da un'estesa piattaforma costiera a debole

Figura 3 - Stralcio della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 210 "Lauria" (Serv. Geol. d'Italia, 1970) in cui sono illustrate le caratteristiche geologiche del Subsettor occidentale dell'area di studio tra Torre dell'Oliva e Marina di Capitello. Legenda: C1) Calcari e dolomie (Cretaceo Sup.); PCC) Arenarie, conglomerati, marne e argilliti del Terziario; A2) alluvioni ghiaioso-sabbiose oloceniche e attuali; SD) sabbie e ghiaie di spiaggia e duna costiera oloceniche e attuali.



Figura 2 - Elementi morfodinamici del settore costiero dell'area di studio (da: Lupia Palmieri et al., 1983).



pendenza (1%), lunga oltre 1 km, connessa con l'apparato di foce del Bussento: i resti di una cuspidi di foce e di antichi percorsi fluviali, ora sommersi, sono stati riscontrati nei tracciati ecografici a profondità fino a 5 m ancorché evidenziati dalla granulometria grossolana (ciottoli e massi) che li contraddistingue. La piattaforma si restringe visibilmente all'altezza di Marina di Capitello dove raggiunge 600 m di ampiezza. Ciottoli e massi si rinvenivano entro la profondità di 0,5 m, seguono verso il largo sabbie medio-fini e molto fini e, infine, fanghi consolidati con *Zoostera*.

Dai dati di letteratura (D'Alessandro et al., 1987) e dal rilevamento fotogeologico e cartografico si evince che durante l'ultimo secolo questo subsettore è stato dominato dalle continue migrazioni della foce del Bussento, specialmente da Est verso Ovest (Fig. 4). Tra il 1871 e il 1908 la foce del Bussento si sposta di oltre 1 km verso Ovest favorendo una notevole progradazione della piana costiera (250/400 m). Tra il 1908 e il 1956 accanto alla migrazione della foce si riscontra un forte arretramento delle ali del delta (fino a 100 m in destra e a 200 m in sinistra). Tra il 1974 e il 1978 gli stessi autori riscontrano una netta tendenza all'arretramento e il sedimento eroso va ad alimentare le spiagge di Policastro Bussentino e di Capitello, favorendone l'accrescimento valutabile in circa 2 m/anno.

A partire dal 1978 con la costruzione del porto di Marina di Policastro si è riscontrato una radicale modi-

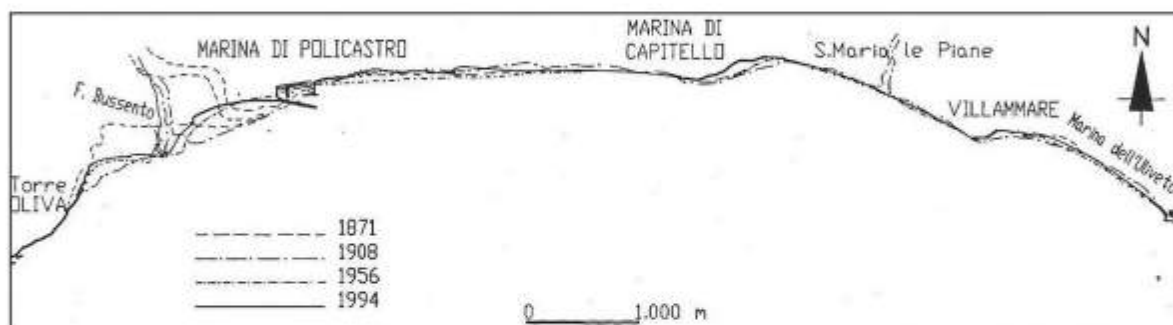


Figura 4 - Rappresentazione schematica delle variazioni della linea di costa e della foce del Fiume Bussento riscontrate nell'area di studio dal 1871 al 1994 (da: Cocco et al., 1996).

ficazione della deriva litoranea, in quanto il nuovo porto con i suoi due moli è diventato intercettatore dei sedimenti di deriva occidentale. Ciò ha provocato una crisi erosiva irreversibile nelle spiagge di sottoflutto che persiste inalterata ai giorni nostri, in special modo nell'area di Marina di Capitello sono stati registrati tra il 1991 e il 1994 arretramenti della linea di costa di oltre 10 m (Cocco et al., 1996).



2) Subsettore orientale

Questo subsettore, che comprende due ampie falcate costiere, si estende per oltre 5 km da Villammare a Punta del Fortino (Fig. 5).

La spiaggia di Villammare, di tipo ghiaioso e subordinatamente sabbioso, ampia molte decine di metri, è alimentata dal Torrente Cacafava che attraversa i terreni silicoclastici dell'Unità del Cilento. La spiaggia di Marina dell'Uliveto, ad ovest di Punta del

Figura 5 - Stralcio della Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000 Foglio 210 "Lauria" (Serv. Geol. d'Italia, 1970) in cui sono illustrate le caratteristiche geologiche del Subsettore orientale dell'area di studio tra Villammare e Marina dell'Uliveto. Legenda: cfr. Fig. 3; DT) Detrito di falda e coni di deiezione (Olocene).

Fortino, è compresa tra due piccoli promontori rocciosi. Essa è di tipo ghiaioso e subordinatamente sabbioso, si estende per circa 2 km in lunghezza e risulta alimentata esclusivamente dagli impluvi, impostati sui suddetti terreni silicoclastici. La parte sottomarina, dalle osservazioni effettuate, si compone di una piattaforma costiera estesa verso il largo per circa 1500 m, con pendenza dell'1,5% nei primi 500 m fino ad una profondità di 8 m; la restante parte, fino ad una profondità di 40 m, presenta una pendenza del 3,5%. Sabbie grossolane e molto grossolane, ghiaie e persino ciottoli caratterizzano i primi due metri di profondità per poi lasciare il posto a sabbie fini e medie fino alla profondità di 6 m: da qui verso il largo sono presenti solo sabbie molto fini.

Per quanto riguarda la dinamica morfoevolutiva delle spiagge di questo subsettore si può dire che dal confronto dei dati delle foto aeree e di quelli cartografici esaminati si riscontra un sostanziale equilibrio risultante da fasi di avanzamento e arretramento caratterizzate da valori estremamente contenuti e quindi trascurabili. Appare rilevante, invece, il fatto che tra il 1908 e il 1956 la foce del T. Cacafava (D'Alessandro et al., 1987) sia migrata verso Est di circa 250 m fino all'attuale posizione. Oggi, la foce di questo torrente, fa registrare una fase progredazionale con valori medi di avanzamento di 1,5 m/anno.

Per la spiaggia di Marina dell'Uliveto si registra, particolarmente nel periodo 1871-1908 (Fig. 4), una morfoevoluzione più articolata: la parte occidentale denuncia un avanzamento medio annuo di 4,2 m; la parte orientale, invece, denuncia un arretramento medio annuo di 2,1 m. Nel periodo 1908-1956 si è registrato un sostanziale avanzamento della spiaggia del valore medio annuo di 1,6 m, che si è tenuto praticamente inalterato fino agli inizi degli anni '90 (Cocco et al., 1996). Oggi le condizioni dell'intero litorale possono definirsi alquanto stazionarie.

Caratteristiche geomorfologiche dell'ambiente costiero

Gli elementi geomorfologici e antropici riconosciuti nell'area di studio durante il rilevamento sono stati riportati in una specifica carta geomorfologica (Fig. 6) tesa a caratterizzare la situazione morfodinamica dell'area in funzione di specifici strumenti di pianificazione e *management* territoriale. La presenza di terreni di riporto e la massiccia urbanizzazione dell'area purtroppo non sempre hanno consentito, durante il rilevamento, l'individuazione degli elementi naturali perché spesso appaiono mascherati da strade, edifici e costruzioni varie realizzate sia per scopi turistici che residenziali.

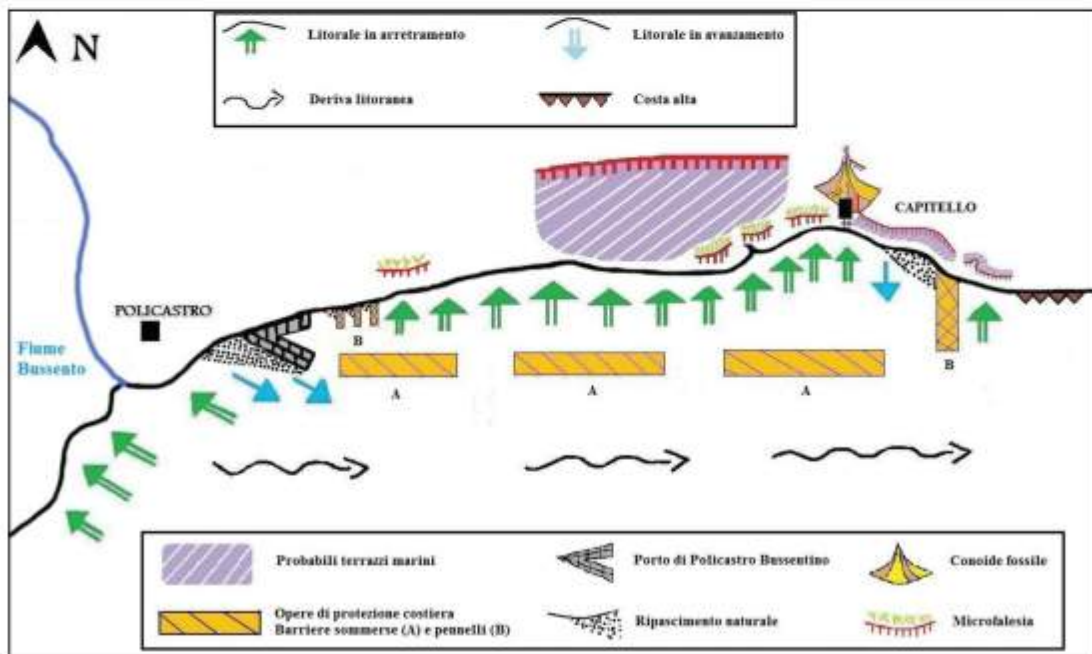


Figura 6 – Schema geomorfologico semplificato e non in scala dell'area compresa tra la foce del Fiume Bussento e Marina di Capitello.

Per quanto riguarda le forme naturali, da Est verso Ovest, di notevole interesse sono i resti rilevabili di un'estesa duna fissa con vegetazione a pineta e macchia mediterranea che sottende, parallelamente alla costa, una ristretta e instabile spiaggia ghiaioso-sabbiosa. I resti della duna, intensamente antropizzata da case e strade che l'attraversano, affiorano occasionalmente e sono interessati, verso mare, da discontinue ripe, alte non più di un metro, frutto dell'erosione da mareggiate recenti. Queste ultime sono state anche la causa dell'intensa erosione (circa 1 m) della superficie topografica della duna più interna che hanno lasciato scoperto gli apparati radicali degli alberi di alto fusto. Ovviamente, questa situazione geomorfologica si giustifica solo con l'erosione totale della spiaggia antistante, che, infatti, si presenta



Figura 7 - Cuspidi ghiaiose sul litorale sabbioso di Marina di Capriello nel 2011.

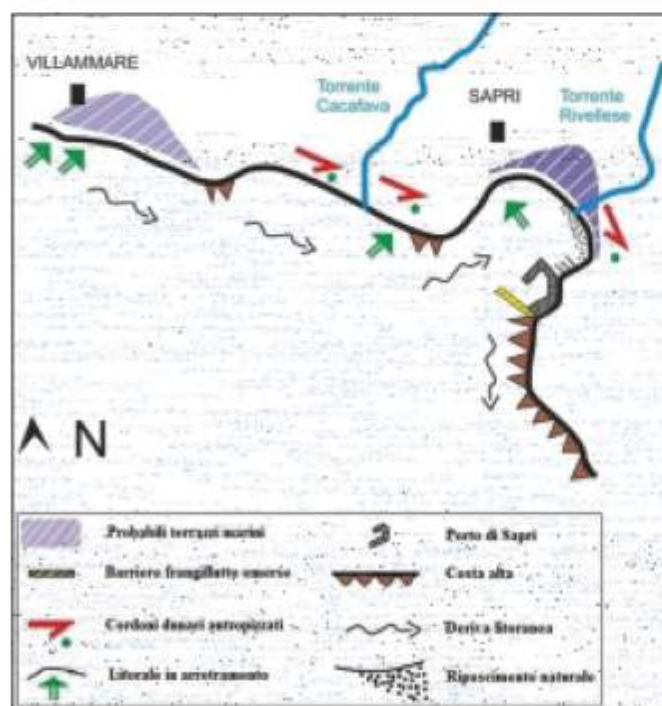


Figura 8 - Schema geomorfologico semplificato e non in scala dell'area compresa tra Villammare e Sapri.

strettissima e con accumuli grossolani che mascherano sia gli elementi geomorfologici che i resti di opere antropiche (strada costiera) distrutti dalle mareggiate.

L'ipotetica continuità della duna è interrotta trasversalmente dalla presenza di impluvi che solcano il breve tratto pedemontano (mediamente largo un chilometro) che separa i rilievi carbonatici dalla linea di riva. Il contenuto ghiaioso grossolano caratterizzante le locali spiagge può essere imputato al breve trasporto solido effimero che caratterizza questi impluvi o alla ri-elaborazione di antichi depositi ghiaiosi detritico-alluvionali accumulatisi al margine della ristretta pianura pedemontana.

Lungo il tratto rilevato, che si estende a valle della SS n.18, sono stati individuati diversi tipi di manufatti abbandonati (ferri arrugginiti, tubi di plastica, resti pavimentali e di muratura, ecc.) in una situazione di elevato degrado ambientale: una presenza inquietante, come quella dei numerosi edifici abbandonati che mette a dura prova l'incolumità dei bagnanti. La spiaggia emersa è a luoghi caratterizzata dalla presenza di cuspidi ghiaiose tra cavi di sabbia (Fig. 7) a testimonianza dell'intensa morfodinamica costiera localmente presente.

In generale, quindi, la spiaggia appare spianata e rimodellata (terrapieni, sbancamenti, ecc.) dagli interventi antropici operati con l'uso di macchinari (ruspe, ecc.). Essa, inoltre, è spesso protetta anche da vistose scogliere radenti realizzate da privati al servizio di lidi marittimi e/o di residenze. In alcuni casi tali scogliere hanno determinato la formazione di piccoli tratti di mare riparati dal moto ondoso con acque torbide semistagnanti e fondale fangoso poco acclive.

Gli impluvi che solcano la spiaggia, in genere, versano in un profondo stato di abbandono: hanno quasi del tutto perduto la loro naturalità essendo in larga parte cementifi-

cati, imbrigliati e con sezioni sagomate e scalate per ridurre la pendenza. I tratti terminali, che appaiono sospesi a causa dell'arretramento della spiaggia, sono per lo più scoperti e talvolta protetti dalle mareggiate da importanti massicciate fatte di gabbioni di ghiaie.

Nella zona di Villammare (Fig. 8) gli impluvi naturali sono del tutto assenti o sono pesantemente adattati alla viabilità locale costituendo tratti di strade e sottopassaggi cementificati che collegano la spiaggia all'abitato. Il loro stato di abbandono o di assenza di manutenzione provoca continui ristagni di acqua con imprevedibili conseguenze igienico-sanitarie.

Per quanto riguarda la zona di battigia e la spiaggia sommersa, nei primi metri, in alcuni tratti, si rilevano frequenti cumuli dissestati di massi squadrati di cemento che probabilmente facevano parte di vecchie opere di protezione della spiaggia e di lidi e stabilimenti balneari o abitazioni private. Nella zona di Villammare, questo tipo di opere e alcuni pennelli comunque non hanno sortito alcun effetto: infatti, le mareggiate del 2008 e del 2009 hanno asportato localmente gran parte della spiaggia e degli stabilimenti balneari ivi realizzati, con gran danno per la debole economia locale.

Dal molo presso il lungomare di Capitello fino al porto di Policastro Bussentino si estende, a circa 100 m dalla battigia, un'importante scogliera parallela sommersa realizzata in blocchi cementizi nel 2008 a protezione del litorale dalle mareggiate. La presenza di questa barriera non è sufficientemente segnalata, con gravi rischi per la navigazione sottocosta. Essendo questo tratto di costa sostanzialmente costituito da un arenile libero senza alcuna struttura balneare, esso versa in uno stato di avanzato degrado ambientale. *Ripple* e *megaripples* caratterizzano il fondo sabbioso antistante la barriera, mentre sul retro il fondale si presenta per lo più fangoso.

Secondo Ortolani (2009) gli interventi di difesa costiera realizzati in quest'area sono stati progettati senza la valutazione di impatto ambientale benché questa fosse obbligatoria.

A Policastro Bussentino domina la struttura portuale realizzata alla fine degli anni '70 (Cocco et al., 1996). Ad est del porto è presente una serie ravvicinata di pennelli e barriere oblique e piattaforme -isola realizzati per proteggere la locale, ridottissima spiaggia dall'erosione. Quest'ultima è stata provocata dalla costruzione del molo portuale avvenuta in sinistra orografica del Fiume Bussento: una posizione non idonea in quanto interrompe la deriva dei sedimenti da ovest verso est destabilizzando irreversibilmente la spiaggia fino a Marina di Capitello. In questo tratto, le opere di difesa costiera hanno protetto i lembi discontinui della duna fissa, precedentemente in erosione come testimoniano le diffuse ripe che la interessano. Queste ultime sono incise, tra l'altro, in depositi limo-argillosi rubefatti, con evidenti accumuli ferro-manganesiferi, testimoni di un pedorelitto a tetto dei depositi sabbiosi dunari, che si estendono per un'altezza di circa 1 m su

un'ampia superficie sub pianeggiante che ricorda vagamente la superficie di un terrazzo. La foce del Bussento è interessata chiaramente da fenomeni erosionali sulle due ali (Cocco et al., 1996). La bocca è parzialmente ostruita da una grande barra ghiaiosa costruita, in opposizione, dal moto ondoso. Dalla foce sabbie e ghiaie sono distribuite lungo costa e fino a profondità di 4-5 m dalle correnti di deriva litoranea; le sabbie molto fini vengono trasferite, ad opera delle correnti di compensazione, verso il largo.

Secondo Cocco et al. (1993), la realizzazione del porto di Policastro ha determinato una radicale modificazione del regime litoraneo del settore. Ad ovest del porto è avvenuto il previsto ripascimento naturale che ha provocato l'ampliamento della spiaggia di circa 10.000 m² di superficie, il profilo misurato è di circa 100 metri: questo tratto è stato



Figura 9 - Particolare della spiaggia di Marina di Capitello, drasticamente ridotta nel 2011 a seguito delle mareggiate. I resti della strada costiera giacciono pericolosamente in balia delle onde frangenti.

sfruttato per le attività turistiche e balneari. Invece, il lato orientale del porto presenta una massiccia erosione della spiaggia per una superficie di circa 15.000 m². Nel contempo si sono verificati notevoli fenomeni di interrimento dell'ambito portuale fino alla quasi completa emersione di parte dei fondali. Ad aggravare la situazione in quest'area di sottoflutto concorre la costruzione di una serie di opere di difesa a diversa tipologia: massicce scogliere aderenti, pennelli trasversali corti, larghi e troppo ravvicinati, barriere longitudinali distaccate di modeste dimensioni. Tali opere ben lungi dall'ottenere l'effetto desiderato, hanno determinato un'ulteriore variazione del regime idrodinamico favorendo una progressiva erosione della spiaggia verso Capitello dove l'arenile è oggi estremamente ridotto, a tal punto da aver lasciato scoperto il substrato costituito da sabbie poco cementate con orizzonti ghiaiosi.

Dalla marina di Capitello a quella di Villammare il litorale sperimenta una severa erosione con elevato pericolo per pedoni e bagnanti. In alcuni punti lo stato di degrado e l'abbandono permettono di individuare pezzi della strada costiera distrutti dalle recenti mareggiate (Fig. 9).

La costruzione di un pennello-molo perpendicolare alla riva nel 2009 non ha risolto i problemi, anzi li ha aggravati ulteriormente causando il ripascimento forzoso sul lato ovest e l'erosione della spiaggia e delle opere antropiche sul lato est, dove la strada costiera (in parte costruita su una barriera radente) ha preso il posto della duna costiera.

Il tratto costiero di località Villammare è compreso tra due promontori caratterizzati, come nel settore di Scario, da coste alte a falesia incise in sedimenti calcarei meso-cenozoici stratificati e intensamente fratturati. Esso si presenta estremamente antropizzato e denso di strutture turistiche e balneari che hanno alterato tutti i caratteri naturali del locale ambiente costiero. Infatti, la spiaggia ghiaioso-sabbiosa si mostra ripianata dall'intervento di ruspe e dall'impianto di lidi turistici. Non sono presenti resti di dune.

L'impatto delle opere antropiche sull'ambiente costiero

Per le finalità di questo studio è stata realizzata una matrice che riflette il rapporto azione progettuale/fattore ambientale (Torretta, 2010) e che costituisce un primo schema in grado di evidenziare gli impatti diretti e indiretti delle opere di difesa costiera nell'area di studio (APAT, 2007).

Nella Tabella 1 sono riassunte le risultanze di una matrice di valutazione tra le componenti e i fattori ambientali con le opere costiere realizzate nell'area in studio (porto di Policastro Bussentino, barriere e pennelli, strade ed edifici, ecc.). Dalla tabella si evince, come documentato dal confronto effettuato tra la situazione topografica del 1954 (Cocco et al., 1993) e quella del 2000, che i due lati del porto (X₁ e X₂) sono interessati rispettivamente da accrescimento e da riduzione della spiaggia.

Questi fenomeni sono anche la causa dell'alterazione del profilo topografico della spiaggia nel periodo esaminato, mentre al solo arretramento va imputata la causa dell'erosione delle dune costiere con la loro copertura vegetale e la variazione della granulometria della spiaggia.



Figura 10 - Terrapieno in cemento armato costruito sul litorale di Capitello (SA) in una foto del 2012. La struttura, a causa della mancanza di manutenzione, sta pericolosamente cominciando a ribaltarsi creando un elevato pericolo per i bagnanti.

Inoltre, il lato sottoflutto, a causa dell'erosione, è quello che ha subito maggiormente l'impatto paesaggistico: la spiaggia e il suo corredo di forme è stata sostituita da opere antropiche (barriere frangiflutto perpendicolari alla riva, scogliere longitudinali emerse e sommerse, ecc.) che hanno abbassato il livello estetico e paesaggistico dell'area (Fig. 10).

Il cambiamento fisico ed estetico dei luoghi soggetti ad erosione può essere anche la causa della riduzione del flusso turistico con gravi ripercussioni negative sull'assetto socio-economico locale (riduzioni delle entrate e calo di presenze nelle strutture turistiche – alberghi, luoghi di ristorazione, lidi e stabilimenti balneari, ecc.). Invece, con riguardo alle opere costiere (trasversali e longitudinali; X₃ e X₄) realizzate a protezione della costa (barriere, pennelli, ecc.) nella medesima tabella si deduce che la presenza di una deriva litoranea dei sedimenti diretta essenzialmente verso ovest ha permesso alle opere trasversali (pennelli, moli, ecc.), agendo come ostacoli, di accrescere la spiaggia solo dal lato sopra-

flutto, mentre il lato sottoflutto ha conosciuto una sensibile riduzione.

Gli esempi più eclatanti di queste fenomenologie sono riscontrabili ad ovest del porto di Policastro e del molo di Capitello (fig. 11). Meglio hanno reagito le opere longitudinali (scogliere radenti e scogliere sommerse) che hanno ridotto l'energia della corrente senza alterare di molto la spiaggia. Inoltre, le barriere sommerse, riducendo l'intensità del moto ondoso, hanno rallentato il fenomeno erosivo e contribuito alla deposizione di sedimenti. La variazione granulometrica, per quanto riguarda le opere trasversali, è avvenuta per la deposizione di sedimento più fine sul lato sopraflutto e per asportazione di questo sul lato sottoflutto. Le opere longitudinali hanno prodotto in alcuni punti della costa sedimentazione fine e fangosa per l'improvvisa perdita di energia del moto ondoso nel tratto di mare protetto dalla barriera.

L'impatto paesaggistico causato sia dalle opere trasversali sia da quelle longitudinali è sempre negativo in quanto il litorale in entrambi i casi ha perso in naturalità, con eccezione di quei tratti protetti dalle barriere sommerse. Inoltre, la perdita di estetica e di naturalità dei luoghi ha inciso negativamente anche sul *trend* turistico e sulle entrate che da questo derivano. La presenza in alcuni casi di scarti di manufatti edili (materiali cementizi con ferri in vista), riscontrati tra i massi che compongono entrambe le opere in questione, denuncia un'evidente pericolosità dei luoghi e una minaccia per la frequentazione della spiaggia, soprattutto sommersa, da parte dei bagnanti.

Infine, con riguardo alle opere di antropizzazione della spiaggia (strade, edifici per abitazioni, lidi e stabilimenti balneari, strutture ricreative, ecc.) nella medesima tabella (X_5 e X_6) si rileva che la massiccia

Tabella 1 - Matrice di valutazione tra le componenti e i fattori ambientali e le varie opere costiere e antropiche realizzate nell'area di studio. Legenda. Punto rosso: cambiamento molto elevato e irreversibile - il fattore considerato si prevede completamente o prossimo alla scomparsa; Punto blu: cambiamento elevato e difficilmente reversibile; Punto verde: cambiamento medio con possibile reversibilità.

| Componenti e fattori ambientali | | | Opere portuali (Porto di Policastro) | | Opere costiere (Barriere, pennelli, ecc.) | | Opere urbane (Strade, edifici, ecc.) | |
|---------------------------------|-----------------|----------------------------------|---|------------------------|--|--------------------------|---|-----------------|
| Y | Componenti | Fattori | X_1 (Sopraflutto) | X_2 (Sottoflutto) | X_3 (Trasversali) | X_4 (Longitudinali) | X_5 (Spiaggia) | X_6 (Duna) |
| Y_1 | Spiaggia | Accrescimento spiaggia | • | | • | • | | |
| Y_2 | " | Riduzione spiaggia | | • | • | | • | • |
| Y_3 | " | Scomparsa dune costiere | | • | | | | • |
| Y_4 | " | Alterazione profilo del litorale | • | • | | | • | • |
| Y_5 | " | Variazione granulometria | | • | • | • | | |
| Y_6 | " | Presenza di scarichi a mare | | | | | • | • |
| Y_7 | " | Uso del suolo | | | | | • | • |
| Y_8 | " | Impatto paesaggistico | | • | • | • | • | • |
| Y_9 | Flora | Riduzione vegetazione dunare | | • | | | | • |
| Y_{10} | Trend turistico | Diminuzione dei turisti | | • | • | • | | |
| Y_{11} | " | Riduzione entrate monetarie | | • | • | • | | |
| Y_{12} | Salute bagnanti | Mancanza di pulizia | | | | | • | • |
| Y_{13} | " | Presenza di manufatti taglienti | | | • | • | | • |

antropizzazione dell'area costiera è la causa sia della riduzione della spiaggia sia delle aree dunari – di queste ultime in alcuni luoghi ne è la causa anche della scomparsa. Infatti, l'edificato urbano ha sottratto e perfino modificato o alterato la superficie all'ambiente naturale sia nell'ambito della spiaggia (strade, case, lidi, stabilimenti balneari, strutture ricreative, ecc.) sia nell'ambito della duna (Macchia et al., 2005).

L'importanza del carico antropico si rileva anche dalla presenza, in entrambi gli ambiti, di scarichi a mare (ma anche di pozzi neri) che hanno alterato notevolmente gli impluvi naturali locali che versano in uno stato di notevole degrado. All'ambiente naturale si è quasi dappertutto sostituito un ambiente antropizzato con un cambio radicale di uso del suolo. Ciò ha determinato una generale alterazione nella percezione estetica dei luoghi, il cui peggioramento si avverte soprattutto dove ancora persiste la convivenza forzata tra ambienti naturali e urbanizzazione. Il degrado degli ambienti naturali, inoltre, si avverte anche nella mancanza di manutenzione e nella presenza di pericolosi scarti di costruzioni (manufatti taglienti con ferri arrugginiti) disseminati sulla spiaggia e spesso inglobati nelle opere di protezione della costa.

In definitiva, dal complesso delle osservazioni effettuate nell'area di studio emerge che l'arretramento della linea di costa conseguente all'erosione delle spiagge è il danno maggiore riscontrato nell'area e ciò è dovuto essenzialmente ad una alterazione di natura antropica della dinamica costiera. Si tratta, quindi, di un caso di studio dove logiche locali di natura socio-economica hanno prevalso sulla naturale vocazione turistico-balneare dei luoghi, impedendo all'area di conservare il suo naturale equilibrio ambientale.

Considerazioni conclusive

Nell'area rilevata è stato riscontrato che l'impatto antropico è la causa dell'elevato degrado e della perdita di naturalità dell'ambiente costiero, con seri problemi di erosione che impegnano ancora molte risorse economiche. Il carico antropico è rappresentato soprattutto dalla crescita degli edifici abitativi pubblici e privati, da strutture ricreative, da lidi e stabilimenti balneari, ecc. nonché dalla realizzazione di infrastrutture (porto, moli, strade, ecc.) e opere di protezione costiera (barriere, pennelli, ecc.). Ciò ha comportato, nel migliore dei casi, un difficile adattamento degli elementi dell'ambiente naturale con ovvie difficoltà ad esplicitare la loro funzione morfodinamica. A ciò si aggiunge un'assenza di manutenzione e di pulizia che comporta una palese

situazione di degrado con conseguenze negative in termini di sviluppo economico.

Un'eventuale, necessaria progettazione di interventi per il risanamento dell'ambiente costiero dell'area dovrebbe, anche secondo Cocco et al. (1993), operare sia a scala di bacino sia a livello locale. A scala di bacino si dovrebbe intervenire negli alvei e sui versanti per ripristinare il normale rifornimento detritico ai corsi d'acqua affinché questi riprendano ad alimentare la distribuzione sedimentaria lungo la costa. Ad esempio, si potrebbero impedire i prelievi negli alvei e gli sbarramenti degli stessi. A scala locale, sarebbe necessario intervenire per correggere il negativo impatto di alcune opere costiere (Porto di Policastro, Molo di Capitello, barriere trasversali, ecc.) sulla normale morfologia della spiaggia. Ad esempio, il porto di Policastro (lo stesso dicasi anche per il molo di Capitello), realizzato in prossimità di altre due opere portuali (Scario e



Figura 11 - Molo presso la strada lungomare di Capitello (SA) nel 2011. La struttura, similmente a quanto è avvenuto per il porto di Capitello, ha intercettato la corrente lungocosta Est – Ovest creando una zona di sedimentazione nel lato sopraflutto (a destra nella foto) e di erosione nel lato sottoflutto (a sinistra nella foto). Per questo motivo anche il radicamento del molo dal medesimo lato è stato rinforzato con blocchi calcarei.

Sapri), si è rivelato un'opera di dubbia utilità e soprattutto dannosa per il delicato equilibrio morfodinamico dell'area di studio. Per ovvi motivi risulta improponibile eliminare queste opere dal contesto ambientale, ma il loro impatto negativo può essere mitigato con ripascimenti artificiali o trasferimenti di sedimenti dal lato sopraflutto, ovvero favorendo lo sviluppo di barriere longitudinali e sommerse. Il tutto andrebbe effettuato nel rispetto della dinamica del movimento di sedimenti lungo la costa e del moto ondoso incidente. Anche la rimozione forzata di alcune di queste opere non più funzionanti per i danni subiti dalle mareggiate migliorerebbe l'aspetto paesaggistico dell'area suscitando nell'utente, generalmente il turista, una migliore percezione estetica.

Dal punto di vista quantitativo il presente lavoro ha permesso di rilevare nell'area fenomeni di arretramento o erosione della spiaggia molti gravi, valutabili, secondo Ortolani (2009), in circa 1.200.000 mc di materiali sabbioso-ghiaioso asportati con un arretramento medio della spiaggia valutato in circa 100 m in 20 anni. Nella maggior parte delle zone esaminate anche l'area dunare appare fortemente erosa (per più di 1 m di altezza), scomparsa o più spesso sostituita da una pesante urbanizzazione. Di conseguenza, anche la rigogliosa macchia mediterranea, che caratterizzava questi luoghi con i famosi "Gigli di mare", è oggi quasi del tutto estinta.

Bibliografia

- Aminti P. e Pranzini E. (1993) – *La difesa dei litorali in Italia*. Edizione delle Autonomie, Roma, pp. 7–326.
- APAT (2007) - *Atlante delle opere di sistemazione costiera*. APAT, Manuali e Linee guida 44/2007, Roma, pp. 169.
- Bonardi G., Ciarcia S., Di Nocera S., Matano F., Sgrossi I. e Torre M. (2009) – *Carta delle principali unità cinematiche dell'Appennino meridionale. Nota illustrativa*. Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), 128 (1): 47–60.
- Cocco E., De Magistris M.A., Bentivoglio C., Iacono Y., Serpico M. (1993) - *Processi erosivi, opere di difesa e riequilibrio dei litorali in Campania*. In: Aminti P. e Pranzini E. (a cura di) *La difesa dei litorali in Italia*, Edizioni delle Autonomie, Roma, pp. 175-194.
- Cocco E., De Magistris M.A., Iacono Y., Marra L., Serpico M. (1996) - *Le spiagge del Golfo di Policastro (Campania): caratteri morfologici, sedimentologici e dinamici; strategie di intervento per il riequilibrio costiero*. Atti XI Congr. Ass. It. Oceanografia e Limnologia. Sorrento. pp. 835-849.
- Cocco E. e Pugliese Caratelli E. (2002) - *Inquadramento geologico dell'unità fisiografica. Convenzione per lo Studio Preliminare del Rischio Marino legato alla realizzazione delle opere contemplate nel programma denominato: Risanamento del tratto di litorale comprendente il Comune di Ispani*. Relazione inedita, Amm. Prov. di Salerno, Salerno, pp. 30.
- Cinque A., Romano P., Roszkopf C., Santangelo N. e Santo A. (1994) - *Morfologie costiere e depositi quaternari tra Agropoli e Ogliastro Marina (Cilento – Italia meridionale)*. Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences, 7(1): 3-16.
- D'Alessandro L., Davoli L., Lupia Palmieri E. (1987) - *Evoluzione storica e recente del litorale tra Capo Palinuro e Capo Bonifati (Campania, Basilicata, Calabria) (Carta)*. Tip. S.G.S., Istituto Pio XI, Roma.
- Kidson C. e Manton M. (1973) - *Assessment of coastal change with the aid of photogrammetric and computer-aided techniques*. Estuarine and Coastal Marine Sciences, 1: 271-283.
- Iaccarino G., Guida D., Basso C. (1988) - *Caratteristiche idrogeologiche della struttura carbonatica di Morignati (Cilento meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 41: 1065-1077.
- Lupia Palmieri E., D'Alessandro L., Davoli L. e Fredi P. (1983) – *Basilicata: Foglio 210 Lauria*. In: Atlante delle spiagge italiane. Dinamismo – Tendenza evolutiva – Opere umane. C.N.R. P. F. "Conservazione del suolo" – M.U.R.S.T., Ed. S.EL.CA, Firenze.
- Macchia U., Pranzini E., Tomei P.E. (2005) - *Le dune costiere in Italia, la natura e il paesaggio*. Felici Editore, Pisa, pp.192.
- Ortolani F. (2009) – *Il Cilento sta perdendo le spiagge. Irreversibilmente. Di chi è colpa? Della natura o Dell'uomo*. Relazione inedita, Cilento notizie, 2009, [PDF] online. <http://www.cilentonotizie.it/download/Ortolani-Cilento-sta%20perdendo-le-spiagge.pdf>. Università di Napoli "Federico II".
- Pennetta M. (1996 a) - *Margine tirrenico orientale: morfologia e sedimentazione tardo-pleistocenica-olocenica del sistema piattaforma-scarpata tra Capo Palinuro e Paola*. Boll. Soc. Geol. It., 115: 339 - 354.
- Pennetta M. (1996 b) - *Evoluzione morfologica quaternaria del margine tirrenico sud-orientale tra Capo Palinuro e Capo Bonifati*. Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences, 9(1): 353 - 358.

- Pranzini E. (2004) - *La forma delle coste. Geomorfologia costiera, impatto antropico e difesa dei litorali*. Zanichelli Ed., Bologna, pp. 256.
- Servizio Geologico d'Italia (1970) - *Carta geologica d'Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 210 Lauria*. Istituto poligrafico dello Stato, Ercolano, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Torretta V. (2010) - *Studi e procedure di valutazione di impatto ambientale. Aspetti normativi, approccio metodologico e prassi operativa*. Dario Flaccovio Editore, Palermo, pp. 253.

Ricevuto il 16/12/2013, accettato il 15/07/2014.

Dinamica sedimentaria della spiaggia di Alassio e valutazione dell' idoneità dei sedimenti di cava per il suo ripascimento artificiale

Marco Ferrari², Serena Ferri¹, Enzo Pranzini¹, Valentina Rosas¹, Chiara F. Schiaffino²

¹Di.S.Ter. - Università degli Studi di Firenze, Borgo Albizi, 28 - 50122 Firenze

²Di.S.T.A.V. - Università degli Studi di Genova, corso Europa 26, 16132 Genova

Riassunto

Alassio è una delle più importanti località turistiche della Liguria, grazie sia alla bellezza del piccolo borgo marinaro sia alla sua spiaggia, caratterizzata da sabbia chiara e fondali a bassa pendenza, caratteristiche rare nel litorale ligure.

Questa spiaggia, a partire dalla seconda metà del secolo scorso, è stata interessata da blandi fenomeni erosivi che nel sommarsi ne hanno ridotto in modo significativo l'ampiezza, andando a minacciare l'attività turistica che su di essa si basa.

Allo scopo di porre freno al fenomeno erosivo, si sono avviate indagini volte alla progettazione di un intervento di recupero.

Le indagini, presentate in questo studio, hanno previsto, oltre alla ricostruzione dell'evoluzione del litorale e delle sue caratteristiche morfodinamiche, anche un'approfondita analisi delle caratteristiche tessiturali e cromatiche dei sedimenti del luogo al fine di effettuare un ripascimento artificiale con sedimenti di cava, che non alteri le caratteristiche paesaggistiche e di fruibilità dell'arenile.

Parole chiave: dinamica litorale, erosione, sedimenti, ripascimento, colorimetria.

Abstract

Alassio is one of the most important tourist resorts of Liguria, thanks to both the beauty of small seafaring village and its beach. The coast in Alassio is characterized by clear sand and a sea bottom with low slope, rare features along the Ligurian coast.

In the second half of the last century, the beach in Alassio was affected by mild erosion. The continuous succession of such erosive events has significantly reduced the amplitude of the beach, with several consequences for the tourist industry on which it is based.

In order to curb the erosion, it was began some investigations for design a recovery action.

The investigations are presented in this study. It was carried out a reconstruction of the coast evolution, an analysis of morphodynamic characteristics and in-depth examination of textural and chromatic characteristics of local sediments.

These investigations are fundamental in order to make an artificial nourishment with quarry sediments which doesn't modify the landscape features and the usability of the beach.

Keywords: coastal dynamics, erosion, sediment, nourishment, colorimetry.

Introduzione

Il presente studio ha come obiettivo l'analisi delle caratteristiche morfologiche e sedimentologiche del litorale di Alassio (Liguria occidentale), al fine di definirne le tendenze evolutive ed acquisire informazioni utili per intraprendere un intervento di recupero della spiaggia.

Alassio ha sempre goduto di intensi flussi turistici grazie alla spiaggia caratterizzata da sabbia quarzosa dal colore chiaro ed alla trasparenza delle acque antistanti. Alla fine del XX secolo, però, l'arenile entrò in una fase di lenta ma progressiva erosione (Fierro et al., 2010) che ha determinato la riduzione della qualità dell'offerta turistica.

La ricostituzione di uno stock sedimentario idoneo, non solo a soddisfare le richieste del settore turistico, ma anche a formare una spiaggia sufficientemente ampia per assorbire gli eventi estremi, diventa quindi un obiettivo prioritario nell'ambito della Gestione Integrata della Zona Costiera del litorale ligure, ed il ripascimento artificiale rappresenta l'azione più efficace per raggiungere tale obiettivo in tempi ragionevoli (Basterretxea et al., 2007; McFarland et al., 1994; Capobianco et al., 2002; Van Leeuwen et al., 2007).

Ampie spiagge apportano benefici per le comunità costiere poiché rappresentano una protezione del centro abitato ed un elemento capace di incrementare il flusso turistico. Proprio per questo motivo, le spiagge sono considerate come "risorsa dinamica naturale" che genera valore economico (Gopalakrishnan et al. 2011) e, dunque, la conservazione della loro ampiezza diventa elemento essenziale.

Aspetti tecnici fondamentali per la corretta progettazione di un intervento di ripascimento sono la conoscenza dell'evoluzione recente del litorale, e delle sue caratteristiche morfologiche e sedimentologiche, nonché la determinazione delle caratteristiche tessiturali e colorimetriche dei sedimenti da impiegare (Pranzini et al., 2008). Quest'ultimo aspetto ha assunto una notevole importanza negli ultimi anni in quanto, pur non influenzando la buona riuscita del ripascimento, determina negli *stakeholders* una percezione innaturale dell'intervento che dequalifica la spiaggia inducendo un deprezzamento del valore economico della stessa (Pranzini, 2008).

In questo studio vengono presentati i risultati relativi alle indagini preliminari realizzate attraverso un'indagine storico-evolutiva e dinamico-sedimentaria della spiaggia di Alassio, nell'ottica di pianificare un intervento di ripascimento per il suo recupero. Sono inoltre presentate le caratteristiche tessiturali e cromatiche dei campioni di sedimenti di cava allo scopo di valutarne l'idoneità per il ripascimento.

Area di studio

La spiaggia di Alassio (Fig. 1), orientata NE - SW, si estende per circa 3 km ed è compresa fra Capo Santa Croce, a Nord, e il tratto di costa rocciosa coincidente con Nostra Signora di Porto Salvo, a Sud, mentre a monte è confinata dal drift litoraneo e dalla passeggiata e da strutture antropiche ad uso turistico ed insediativo.

La spiaggia è alimentata dai corsi d'acqua a carattere torrentizio con bacini idrografici di ridotte dimensioni che si sviluppano su litotipi riferibili ai flysh marnoso-arenacei del ponente ligure caratterizzati da alternanze di calcari, calcari marnosi, marne e silt marnosi. (Vanossi et al., 1984).

La spiaggia è sabbiosa, ha un'ampiezza compresa fra i 10 e i 20 metri e non ospita alcuna opera di difesa rigida, anche se il pontile, lungo circa 150 m, avendo una radice impermeabile lunga pochi metri, può agire come un pennello di dimensioni ridotte (Fig. 2).

La spiaggia sottomarina è caratterizzata da pendenze modeste fino alla profondità di 10 metri (circa 3%) che fanno assumere alla spiaggia un profilo morfodinamico dissipativo; a profondità maggiori di 10 metri si registra una variazione di pendenza (circa 8%).

Il tratto di litorale in analisi presenta il clima meteo-marino tipico della costa ligure occidentale, con la predominanza di agitazioni ondose provenienti dai settori meridionali (Ferrari et al., 2006; Cattaneo Vietti et al., 2010). Dal settore di SW provengono le agitazioni ondose più frequenti e più intense con un fetch di oltre 800 km con onde di altezza (Hs) 4 m e periodo (Ts) di 7.5 s per tempi di ritorno di un anno. Il settore secondario di SE ha un fetch di circa 200 km ed è caratterizzato da onde al largo annuali con altezza (Hs) di 2.8 m e periodo (Ts) di 5.8 s. Valori analoghi sono individuabili anche per le onde provenienti da Sud, nonostante il fetch sia inferiore (circa 180 km). Il litorale di Alassio, in particolare, risulta protetto dalle agitazioni ondose principali grazie al promontorio di capo Mele che, generando

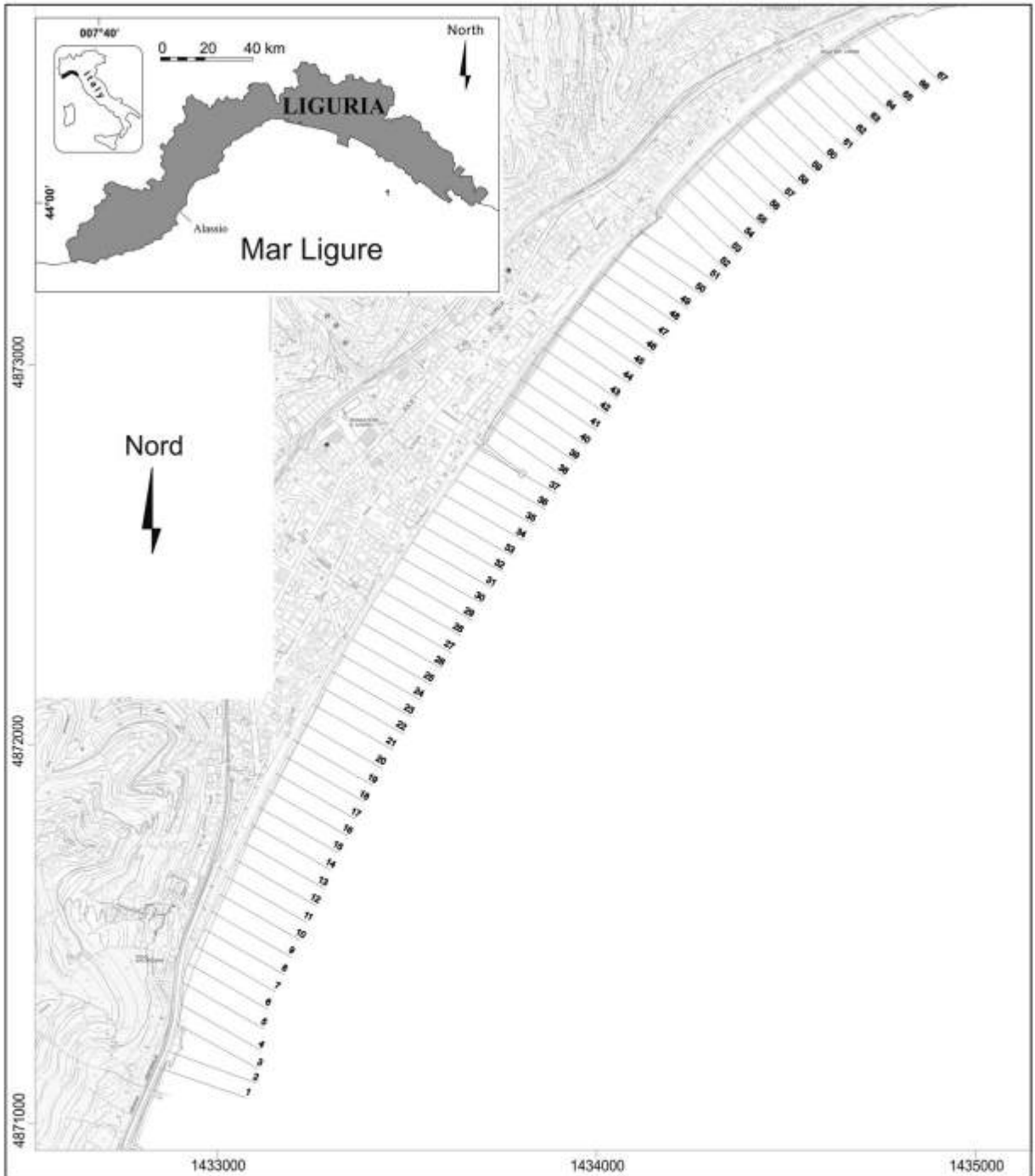


Figura 1 - Posizione della spiaggia di Alassio e settori nei quali è stato suddiviso il litorale per l'analisi dell'evoluzione della linea di riva.

una forte diffrazione, determina una riduzione dell'energia delle onde. Conseguentemente la costa risulta esposta principalmente alle agitazioni ondose di SE che la investono frontalmente. In concomitanza con le mareggiate più intense provenienti da questo settore si registrano gli eventi erosivi più gravi, in quanto l'orientazione della spiaggia fa sì che il movimento dei sedimenti ad opera di queste onde sia prevalentemente perpendicolare alla costa, con un trasferimento del materiale dalla spiaggia emersa a quella sommersa (Fierro et al., 2010), anche se questo può poi ritornare verso riva con onde di tipo costruttivo.

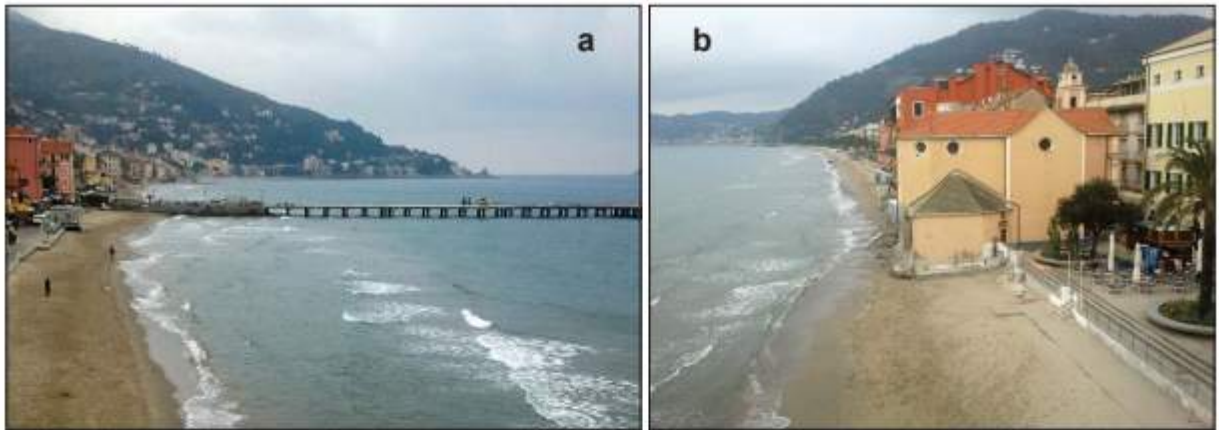


Figura 2 - La spiaggia di Alassio verso nord (a) e verso sud (b).



Tali processi erosivi, seppur eccezionali, si ripetono periodicamente ed in alcuni tratti del litorale causano la scomparsa dell'arenile; in particolare si segnalano quelli avvenuti negli anni 1934 e 1957, quando si sono registrati arretramenti della linea di riva di oltre 20 metri, ed in tempi più recenti, nel 2000 e nel 2011, quando si è assistito alla riesumazione di un substrato ciottoloso che è presente sotto ai depositi sabbiosi (Fig. 3).

Figura 3 - Alassio: la mareggiata di Scirocco ha riesumato il substrato ciottoloso (foto 2011).

Materiali e Metodi

Le indagini di campo, effettuate nel Novembre 2011, hanno previsto l'acquisizione della posizione della linea di riva tramite metodo topografico diretto utilizzando il sistema di radio-posizionamento satellitare differenziale GPS in modalità RTK. Il dato ottenuto è stato riportato sulla cartografia tecnica regionale CTR in scala 1:5000, su cui sono state importate anche le linee di riva degli anni 1944, 1973, 1983, 1993, 2003 digitalizzate da fotografie aeree.

Lungo la spiaggia sono stati tracciati 67 transetti equidistanziati e perpendicolari alla costa, lungo i quali è stata effettuata l'analisi dell'evoluzione della linea di riva (Fig. 1).

In occasione di questo studio è stato eseguito il rilievo topo-batimetrico dal limite della spiaggia emersa fino alla batimetrica dei 20 m; sono anche stati raccolti 88 campioni di sedimento posizionati su 11 profili ortogonali a riva distanti fra loro circa 300 m, a partire dalla quota +1 m e fino a -9 m (Fig. 4).

I campioni sono stati sottoposti ad analisi granulometrica mediante setacciatura meccanica a secco con intervallo di $1/2 \phi$. Sulla base delle percentuali relative a ciascuna classe granulometrica sono stati tracciati gli istogrammi di frequenza e le curve cumulative in scala log-probabilistica. Da queste, si sono ricavati, per interpolazione lineare, i percentili necessari al calcolo dei parametri grafici di Folk e Ward (1957): Media (M_z), Classazione (\square) ed Asimmetria (Sk); si è registrato anche il valore del Primo percentile e la percentuale di Frazione fine, intesa come quella avente dimensioni inferiori a 0.063 mm o 4 ϕ . Sulla base dei risultati

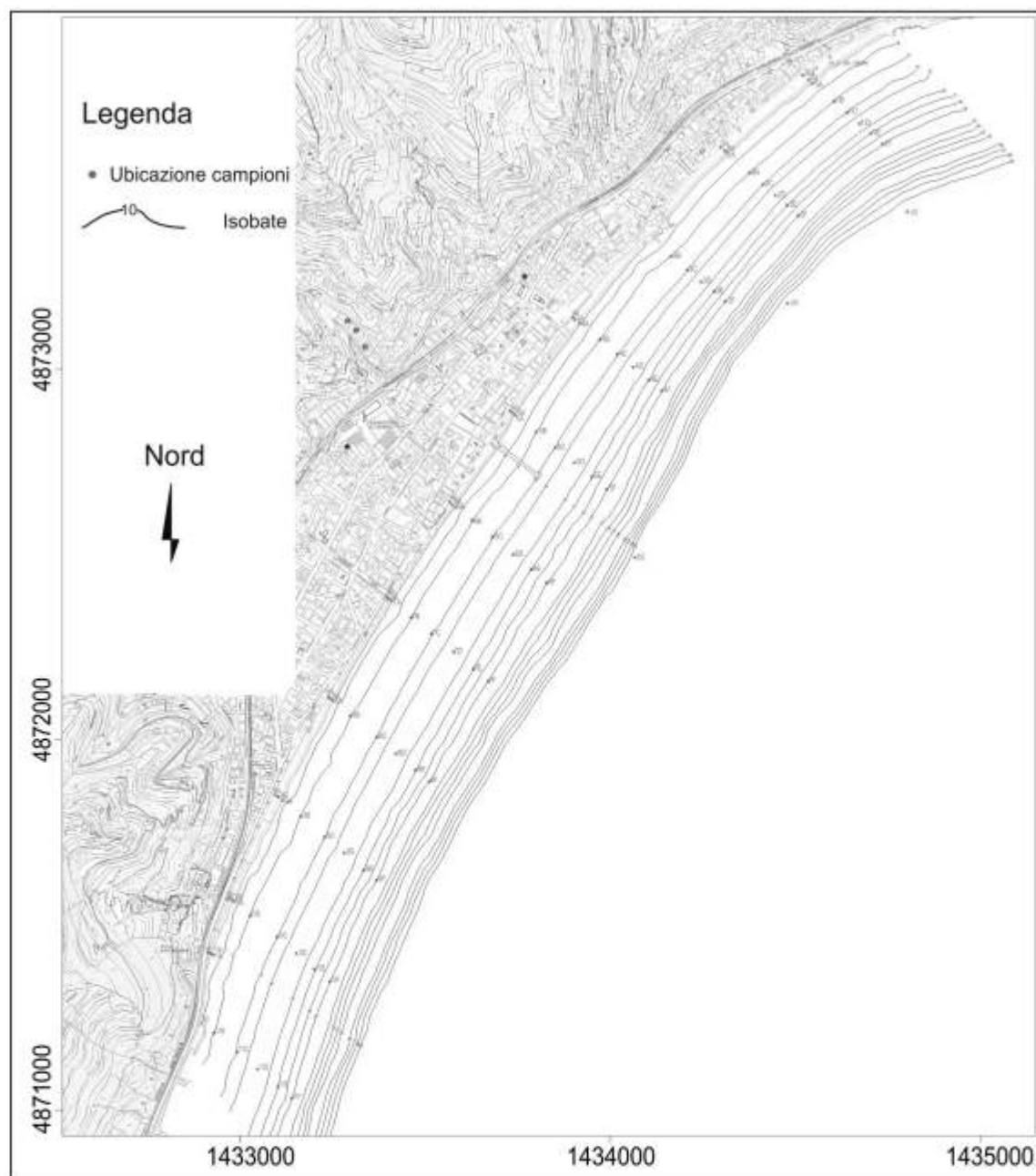


Figura 4 – Il litorale di Alassio: carta batimetrica ed ubicazione campioni.

ottenuti, si sono realizzate le carte in scala 1:10.000 (riprodotte nelle figure successive in scala adattata) degli indici sedimentologici e dei vettori di trasporto utilizzando sia il modello proposto da Gao e Collins (1992), sia quello basato sulla sola riduzione delle dimensioni dei sedimenti nella direzione di trasporto (*downdrift fining*).

E' stata quindi effettuata una indagine sui materiali sabbiosi prodotti in alcuni impianti di vagliatura di sedimenti provenienti da cave fuori alveo ed i campioni raccolti sono stati messi a confronto con i materiali nativi per valutarne la compatibilità tessiturale e colorimetrica.

Per definire i limiti dimensionali dei sedimenti idonei al ripascimento artificiale, si è fatto riferimento ai sedimenti presenti sulla spiaggia emersa (campioni prelevati a 0.0, 0.5 e 1.0 m s.l.m.) costituendo un unico campione composito con i 33 prelevati lungo gli 11 profili, ma eliminando le frazioni granulometriche con

dimensioni superiori a 0 phi che, per la loro bassa frequenza, si ritiene non contribuiscano a determinare il profilo della spiaggia e la sua stabilità. Ottenuta così la distribuzione granulometrica di riferimento, è stata tracciata la curva cumulativa che è stata poi traslata di +/- 1/2 phi per ottenere il fuso granulometrico entro il quale dovrebbe ricadere la curva dei sedimenti idonei al ripascimento. La valutazione di idoneità è stata effettuata anche attraverso il calcolo dell'Indice di stabilità (Pranzini, 1999).

La misurazione del colore dei sedimenti è stata effettuata con un colorimetro Konica Minolta CR-410 e per ogni campione sono state fatte 10 letture poi mediate. Lo spazio colore utilizzato è il CIEL*a*b*, che costituisce un riferimento codificato e certificato dalla Commission Internazionale de l'Éclairage (CIE); l'Illuminante adottato è il D65, che corrisponde allo spettro solare in condizioni di cielo sereno. Sono state quindi calcolate le coordinate del baricentro della nuvola di punti (Valori medi) e la distanza di ciascun campione del campione medio attraverso la formula:

$$\Delta E^*ab = [(\Delta L^*)^2 + (\Delta a^*)^2 + (\Delta b^*)^2]^{1/2}$$

Il campo di idoneità dei sedimenti per il ripascimento è stato definito sulla base della percezione dell'occhio umano delle variazioni cromatiche e sui dati del gradimento degli utilizzatori delle spiagge (Pranzini, 2008). Il colore del campione composito nativo della spiaggia di Alassio è stato poi confrontato con il colore dei 5 campioni di cava, calcolandone la reciproca distanza euclidea e verificando che il campione di sabbia di cava rispettasse i limiti desiderati.

Analisi evolutiva della spiaggia di Alassio in epoca storica

Le prime informazioni relative alla spiaggia di Alassio sono deducibili dalla planimetria di Matteo Vinzoni riferibile al 1773. In questa mappa è osservabile il litorale della cittadina costituito da due falcature. La prima si sviluppa dal saliente roccioso di Nostra signora di Porto Salvo, che separa la spiaggia di Alassio da quella di Laigueglia, fino a giungere ad un promontorio roccioso sul quale sarà realizzato in seguito il "Torrione". La seconda inizia da quest'ultimo e giunge fino alle pendici di Capo S. Croce. La posizione della linea di riva, pur considerando l'approssimazione della planimetria, sembra essere decisamente più arretrata di quella attuale, specialmente nel tratto meridionale dove, in prossimità di Nostra Signora di Porto Salvo, la spiaggia ha un'ampiezza limitata.

Le informazioni storiche successive indicano un periodo di sensibile avanzamento di tutte le spiagge comprese tra Capo Mele e Capo S. Croce, dove è presente una spiaggia continua costituita da sabbie fini (Ascari et al., 1937). Tale avanzamento coincide con una fase erosiva delle spiagge poste sopraflutto, oltre Capo Mele. Fenomeni erosivi, sebbene di ridotta intensità, si manifestano agli inizi del XIX secolo e coincidono con la realizzazione di un molo a Laigueglia. La struttura determina l'interruzione del drift litoraneo e causa sensibili arretramenti nei settori posti sottoflutto, in particolare a Porto Salvo e, in minor misura, ad Alassio. Anche le successive oscillazioni che si registrano sulla spiaggia di Alassio sono riconducibili ad avvenimenti che si verificano nei settori posti sopraflutto. In particolare, negli anni successivi alla II guerra mondiale, si osserva un avanzamento della spiaggia dell'ordine dei 10–20 m nel settore meridionale, che coincide con una fase erosiva del litorale di Laigueglia. La successiva realizzazione di una discarica in prossimità di Capo Mele contribuisce ad alimentare non solo la spiaggia di Laigueglia, ma anche quella di Alassio. L'attuale fase erosiva è cominciata negli anni 1970; inizialmente il fenomeno ha interessato le spiagge sopraflutto e solo in seguito si è esteso ad Alassio. Anche in questo caso, le perdite di sedimento sono imputabili a modifiche dell'assetto costiero nei settori sopraflutto, ed in particolare alla costruzione del porto di Andora, oltre Capo Mele (Fierro et al. 2010). Negli ultimi anni il processo erosivo si è accentuato andando ad interessare tutto il litorale. Il confronto fra la linea di riva rilevata nell'ambito del presente studio (2011) e quella del 2003 fornita dalla Regione Liguria evidenzia un arretramento medio del litorale di 3,75 m, mentre gli arretramenti maggiori sono compresi tra i 5 ed i 10 m (Fig. 5). Un valore consistente se si pensa all'esigua profondità dell'arenile e in considerazione del fatto che il profilo topografico non può arretrare per la presenza continua di strutture rigide.

La scarsa resilienza del sistema spiaggia potrebbe portare ad una completa scomparsa dell'arenile, con un danno incalcolabile per l'economia di questa città, basata essenzialmente sul turismo balneare e ciò ha spinto gli amministratori locali ad effettuare interventi sperimentali volti alla sua protezione. Nel 2003 è stato operativo per un anno, in via sperimentale, un sistema di drenaggio della spiaggia su di un tratto di 200 di

litorale ad ovest del pontile (Bowman et al., 2006; 2007). Nel 2007 è stata realizzata una difesa parallela in geocontenitori riempiti di sabbia ad est del pontile, ma di essa non vi è più traccia come rilevato dalle indagini batimetriche. Interventi che non hanno sortito i risultati auspicati.

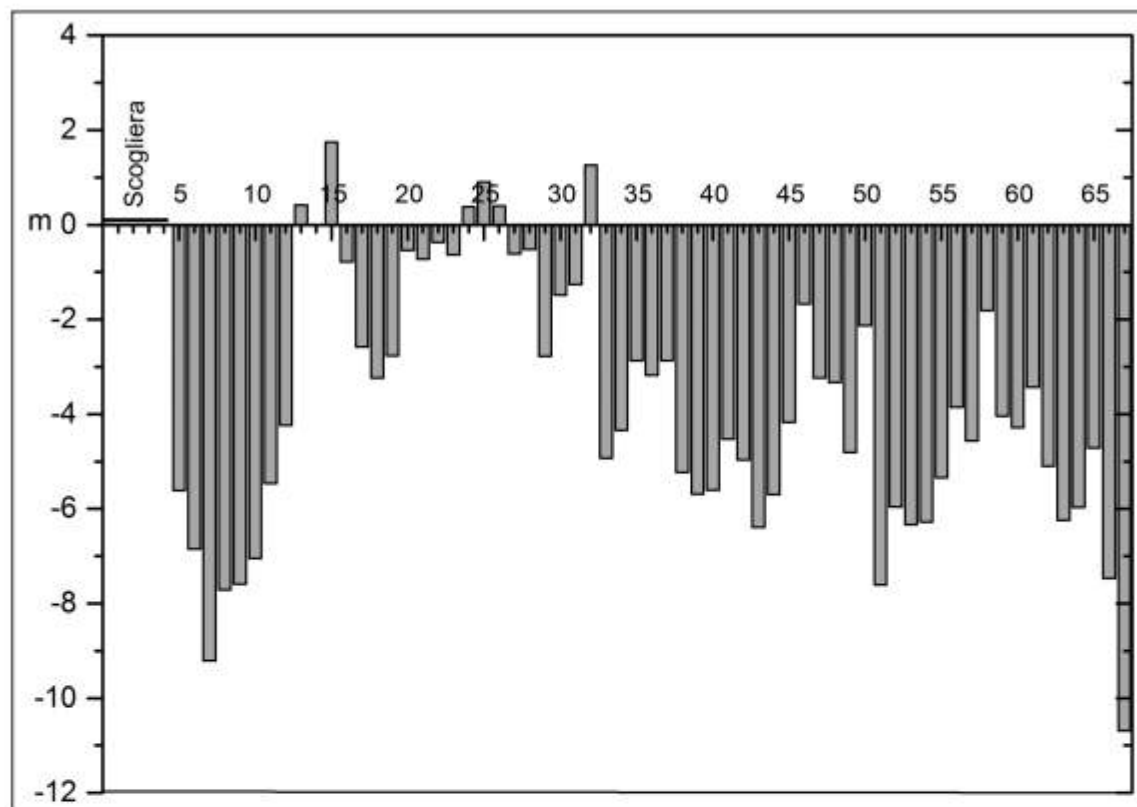


Figura 5 - Variazioni della linea di riva nel periodo 2003 - 2011.

Sedimentologia

I sedimenti della spiaggia di Alassio non presentano una forte variabilità dimensionale, essendo i valori della Media compresi tra 0.36 e 3.13 phi, ricadendo quindi nel range *sabbia grossolana + sabbia molto fine* nella classificazione di Krumbein (1934).

A causa di questa scarsa variabilità, la carta della distribuzione areale della Media è stata disegnata con equidistanza di $\frac{1}{2}$ phi, al fine di mettere in luce eventuali differenze nella distribuzione dei sedimenti (Fig. 6a). In particolare, si nota una naturale diminuzione delle dimensioni verso largo e la localizzazione dei sedimenti più grossolani lungo lo *step*.

Al contrario, i valori della Classazione hanno un range piuttosto esteso, andando da 0.25 (*molto ben classificati* nella scala verbale di Folk e Ward, (1957) a 2.42 phi (*molto poco classificati*). Analogamente a quanto avviene per la Media, la variabilità maggiore si riscontra in corrispondenza della battigia e dello *step* (0.25 - 2.42 phi), mentre i sedimenti di spiaggia sommersa, presentano un range inferiore, da 0.25 a 1.33 phi (da *molto ben classificati* a *poco classificati*), con valori maggiori localizzati fra i 3 e i 7 m di profondità (Fig. 6b).

La dimensione del Primo percentile della distribuzione granulometrica (rappresentativa delle dimensioni dei granuli più grossi presenti in un campione) assume valori compresi tra -4.08, (*ghiaia grossolana*) e 2.05 phi, (*sabbia fine*).

Sull'origine di questi granuli di dimensioni anche centimetriche si può ipotizzare che siano riconducibili ai depositi ghiaiosi-ciottolosi, segnalati precedentemente, che emergono in battigia durante le mareggiate estreme e da queste spinti sul fondale antistante. Dalla distribuzione areale di questo parametro, rappresentata dalla carta in Figura 6c, è interessante notare come questi granuli siano presenti in una fascia pressoché

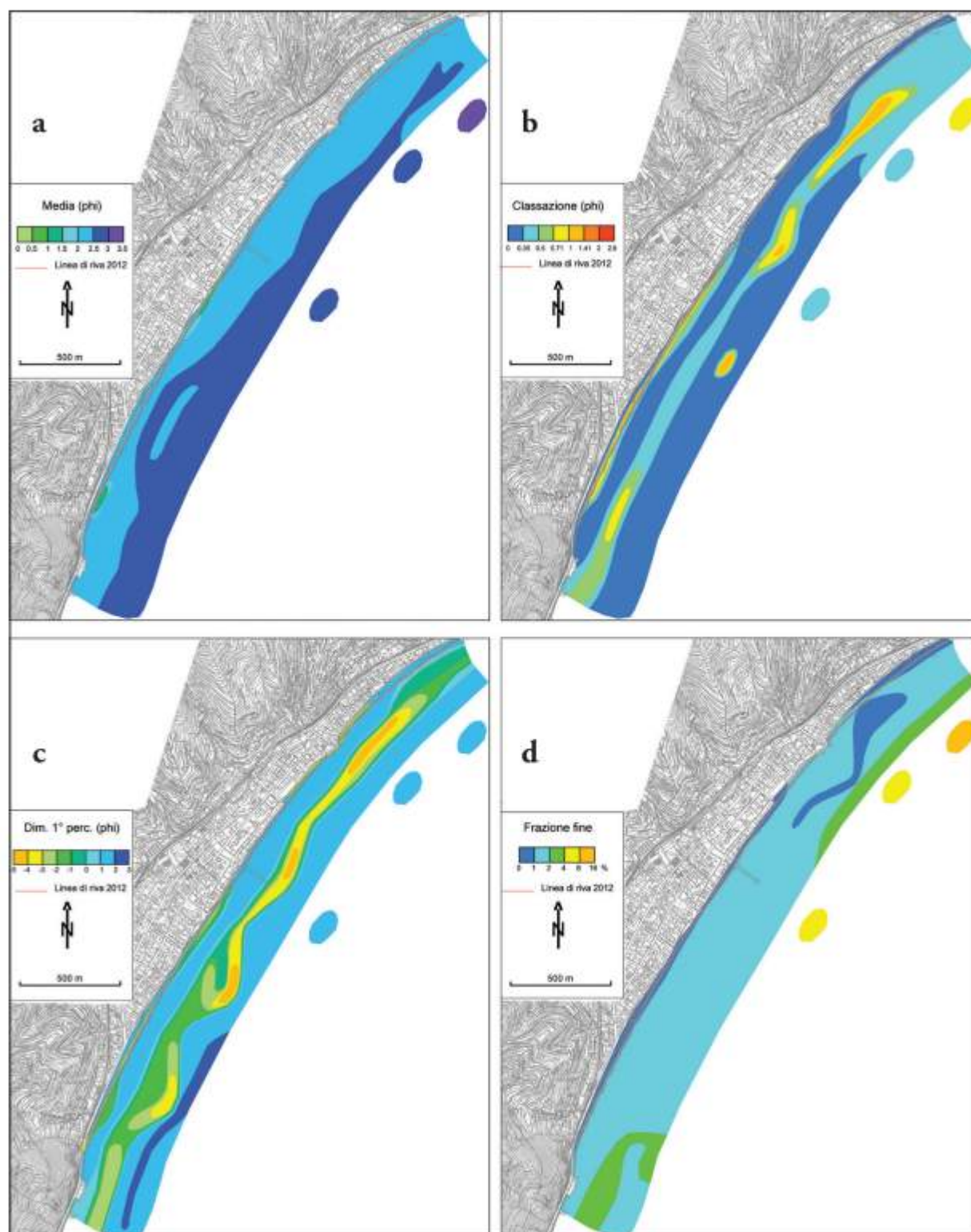


Figura 6 – Spiaggia di Alassio: a) Dimensioni medie (M_z) dei sedimenti; b) Classazione (ϕ) dei sedimenti; c) Dimensioni del Primo percentile dei sedimenti; d) Percentuale di frazione fine nei sedimenti.

continua e disposta fra i fondali compresi fra i 3 ed i 6 metri, aspetto che sembra confermare il controllo del moto ondoso sulla loro dinamica.

Infine la frazione fine, rappresentata dalle particelle con dimensioni inferiori a 0.063 mm (limi e argille), risulta essere scarsamente rappresentata. Tutti i sedimenti hanno una percentuale di frazione fine estremamente modesta e compresa fra lo 0.05% e il 4.84%; solo i campioni più profondi raggiungono valori più elevati. La carta della distribuzione areale della percentuale della frazione fine (Fig. 6d) conferma quanto esposto precedentemente e, dalla distribuzione areale di questo valore, si nota una ancor più forte carenza nella parte centrale del litorale, forse indicativa di un maggiore livello energetico del moto ondoso.

Direzioni del trasporto sedimentario

I vettori di trasporto sedimentario calcolati con il modello proposto da Gao e Collins (1992) (Figura 7a), delineano un *drift* in direzione NE-SO nella parte settentrionale dell'area di studio, tendenza che diviene meno netta avvicinandosi al pontile. Nel tratto meridionale si osserva, infatti, un *drift* in direzione opposta ed i due drift confluiscono proprio in corrispondenza del pontile stesso. Invece, all'estremità settentrionale del paraggio studiato, sembra che i flussi abbiano una decisa componente *cross-shore*.

Anche le direzioni di trasporto calcolate in base al processo di *downdrift fining*, individuano due settori più o meno distinti: uno a Sud con flussi long-shore, nonostante la modesta tendenza della riduzione delle dimensioni verso il largo, ed un flusso cross-shore a Nord che sembra prevalente (Fig. 7b). Nell'insieme, l'analisi dei possibili flussi sedimentari ottenuti mostra una dinamica complessa nonostante la morfologia regolare della costa e dei fondali. Simile complessità era già emersa in studi precedenti e, anche in quel caso, in corrispondenza del pontile era stata evidenziata una zona di convergenza (Bowman et. al., 2007).

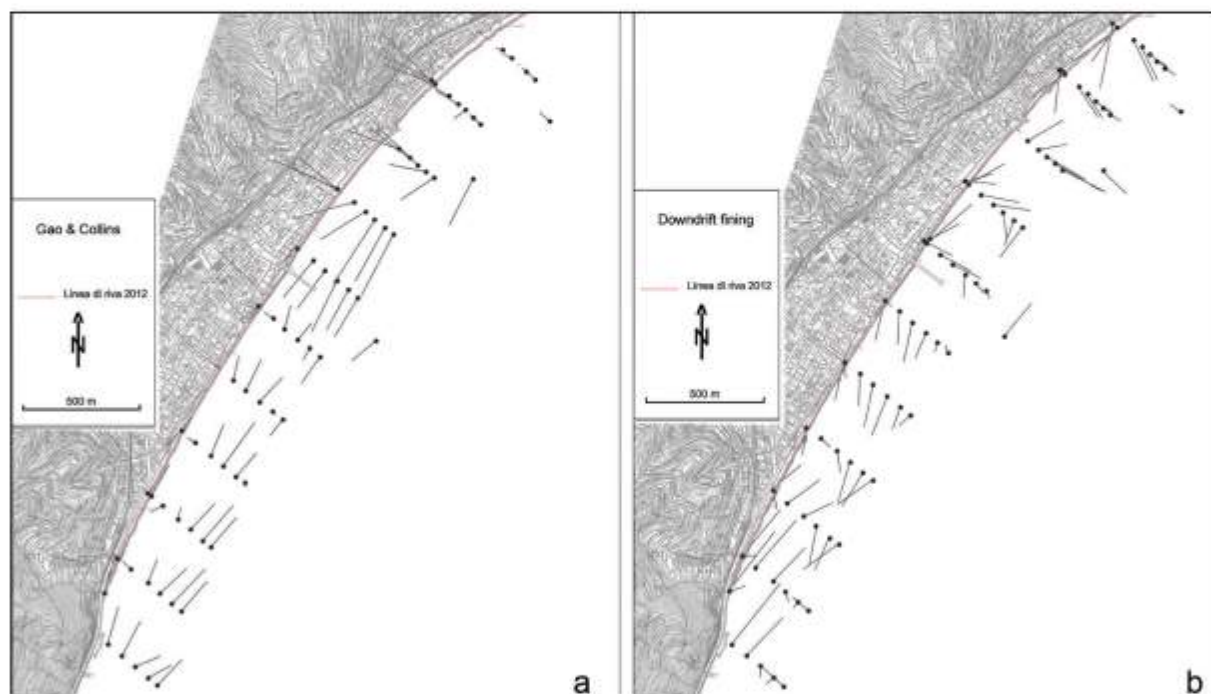


Figura 7 - Carta dei vettori di trasporto dei sedimenti: a) ottenuti col metodo proposto da Gao & Collins (1992); b) ottenuti dal confronto dei valori di Media.

Valutazione della compatibilità dei sedimenti di nearshore ai fini del ripascimento della spiaggia di Alassio

Il campione sedimentario composito di Alassio è stato confrontato con 4 campioni di sedimenti di cava terrestre al fine di valutarne la compatibilità sedimentologica e cromatica.

Definizione del fuso granulometrico:

Per quanto riguarda la compatibilità granulometrica, come si può osservare in Tabella 1, i materiali di cava sono solo leggermente più grossolani di quelli della spiaggia di Alassio, fatta eccezione per il campione n° 656, che ha dimensioni medie di 2 mm maggiori a quelle della spiaggia nativa. La Classazione è peggiore per i campioni 620 e 621-L, mentre la percentuale di frazione fine è inferiore in tutti i casi. Queste differenze sono evidenti nei grafici che mettono a confronto le distribuzioni granulometriche di questi materiali e quella dei sedimenti nativi (Fig. 8).

Tabella 1 - Parametri statistici e Indice di stabilità dei 4 campioni di cava e del composito della spiaggia di Alassio.

| | Composito | Composito tagliato | 620 | 621-L | 656 | Ticino |
|------------|-----------|--------------------|------|-------|-------|--------|
| Mz (phi) | 2,17 | 2,21 | 2,04 | 2,11 | -1,29 | 1,81 |
| Mz (mm) | 0,22 | 0,22 | 0,24 | 0,23 | 2,44 | 0,29 |
| σ_1 | 0,49 | 0,35 | 0,53 | 0,65 | 0,22 | 0,30 |
| % fine | 0,69 | 0,72 | 0,49 | 0,45 | 0,01 | 0,01 |

La curva cumulativa dei sedimenti di ripascimento esce dai limiti imposti dal fuso granulometrico stabilito solo per il campione n° 656, mentre gli altri campioni ricadono all'interno dell'intervallo di accettabilità sedimentologica. Per quanto riguarda l'Indice di stabilità (Is) dei vari campioni, questo è sempre superiore a 0,50, valore che indica una stabilità analoga a quella dei sedimenti nativi. Il solo campione 656 risulta abbondantemente maggiore, ad indicare un'elevata stabilità dovuta alle dimensioni maggiori rispetto al sedimento nativo. Sebbene siano richieste dimensioni leggermente maggiori dei sedimenti di ripascimento per aumentare la stabilità della spiaggia e la sua maggiore espansione per un determinato volume versato (Dean, 2002), il campione 656 non può essere considerato idoneo al ripascimento del litorale di Alassio, dato che modificherebbe la fruibilità turistica e la pendenza della spiaggia.

Colorimetria

Il confronto del colore del materiale di cava con il colore del campione sedimentario composito di spiaggia ha evidenziato che i quattro campioni di cava hanno un colore leggermente diverso da quello della sabbia della spiaggia di Alassio (Tab. 2). In particolare i campioni 620 e 621-L risultano idonei come valori di luminosità (dL*) e componente rosso-verde (da*), ma escono dal range di accettabilità essendo spostati verso il giallo (db*) rispetto al sedimento nativo. Il campione 656 risulta essere il meno idoneo: sia i valori di luminosità (dL*), che di componente giallo-blu (db*) escono fuori dai limiti imposti dal precedente rapporto. Soltanto il campione Ticino, fra quelli analizzati, può essere considerato ottimale per un

Tabella 2 - Confronto fra le coordinate colorimetriche dei vari campioni analizzati e distanza euclidea dalla sabbia di Alassio.

| | Giudizio | L*(D65) | a*(D65) | b*(D65) | $\Delta L^*(D65)$ | $\Delta a^*(D65)$ | $\Delta b^*(D65)$ | $\Delta E^*_{ab}(D65)$ |
|---------|----------|---------|---------|---------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------------|
| Alassio | ----- | 55,53 | 1,48 | 10,75 | | | | |
| 620 | NG | 53,72 | 2,59 | 14,49 | -1,81 | 1,11 | 3,74 | 4,30 |
| 621-L | NG | 54,24 | 2,45 | 15,02 | -1,29 | 0,97 | 4,27 | 4,57 |
| 656 | NG | 49,79 | 1,03 | 7,37 | -5,74 | -0,45 | -3,38 | 6,68 |
| Ticino | OK | 54,06 | 2,39 | 14,25 | -1,47 | 0,91 | 3,50 | 3,90 |

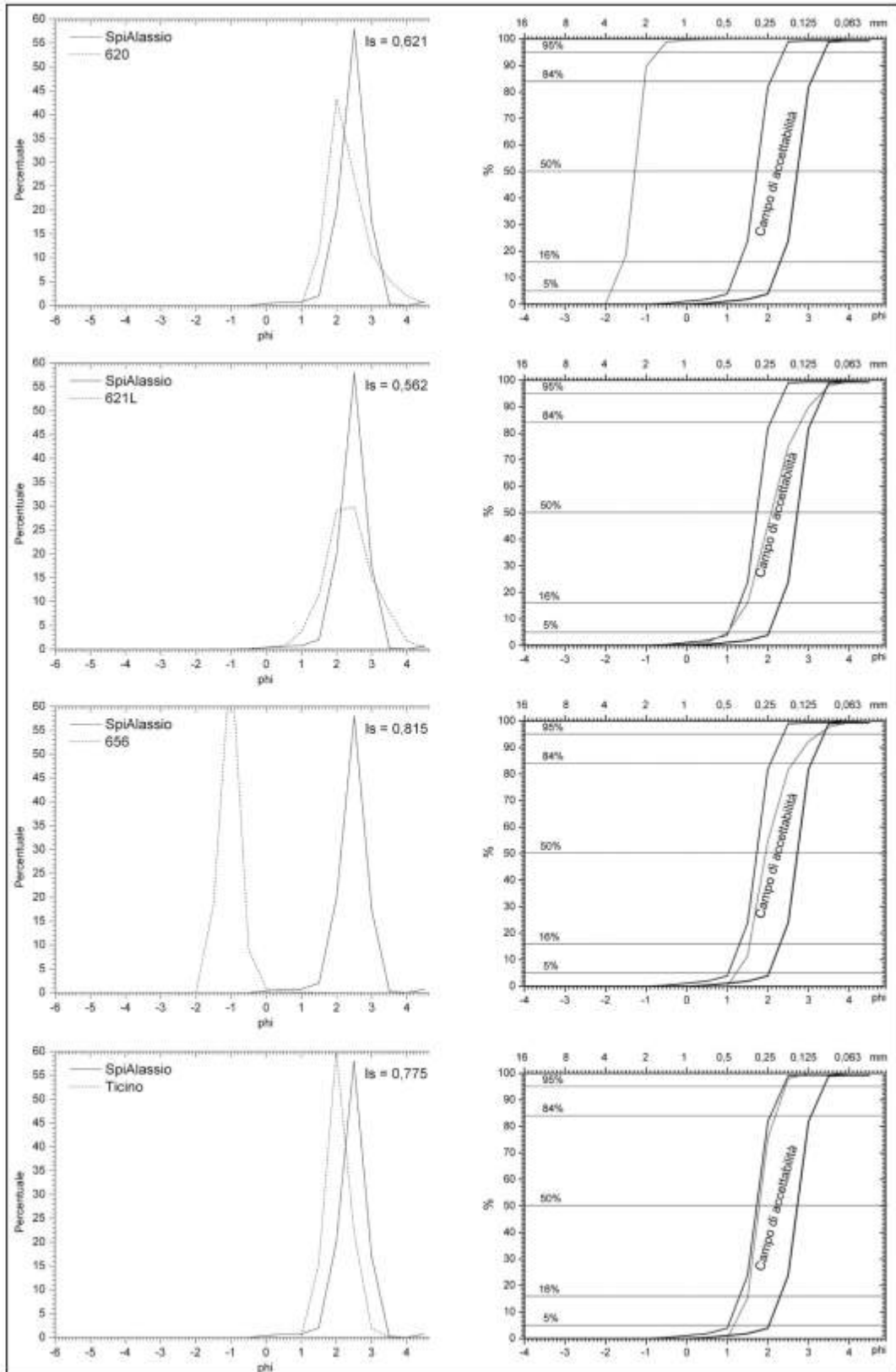


Figura 8 - Confronto fra la distribuzioni granulometrica dei sedimenti nativi e quella dei materiali di ripascimento.

eventuale ripascimento della spiaggia di Alassio per quanto riguarda le sue caratteristiche cromatiche, in quanto tutte le sue componenti, da^* , db^* , dL^* , risultano ricadere all'interno del campo di accettabilità definito, pur risultando leggermente spostate verso giallo rispetto ai sedimenti nativi (Fig. 9).

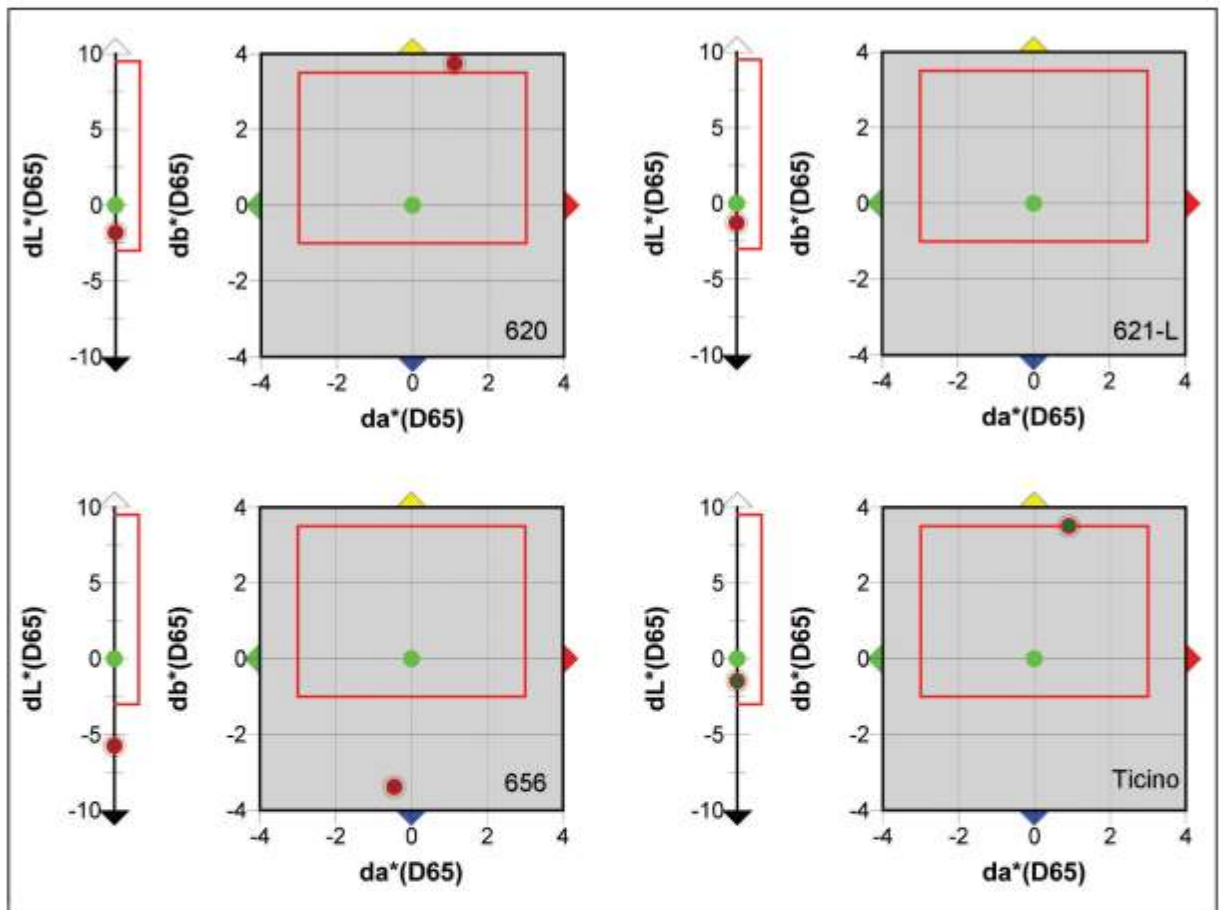


Figura 9 - Posizione dei punti rappresentativi dei vari colori sull'asse della Luminosità (L^*) e sul piano del cromatismo (a^* , b^*) relativamente a quella del campione della spiaggia di Alassio (rappresentato in verde). In verde scuro i campioni cromaticamente compatibili e in rosso quelli incompatibili. I rettangolo rossi indicano i campi di compatibilità.

Conclusioni

La spiaggia di Alassio è sempre stata caratterizzata da un equilibrio instabile caratterizzato da modeste variazioni della linea di riva. In particolare, i fenomeni di avanzamento o arretramento della spiaggia sono sempre stati riconducibili agli avvenimenti che hanno interessato negli anni i settori posti sopraflutto. Infatti, essendo gli apporti diretti dei corsi d'acqua estremamente modesti, una notevole importanza viene assunta dagli apporti sedimentari dovuti al drift litoraneo e costituiti da sabbie. In particolare, l'attuale fenomeno erosivo è riconducibile anche alla realizzazione del porto di Andora, che ha interrotto il drift litoraneo riducendo l'input sedimentario della spiaggia di Alassio.

Le indagini sedimentologiche hanno dimostrato che la spiaggia di Alassio è sottoposta a due differenti dinamiche sedimentarie: la prima, caratterizzata da un flusso sedimentario longshore convergente in coincidenza del centro cittadino, la seconda, posta a Nord, caratterizzata da una dinamica cross-shore. Questa situazione dinamico-sedimentaria favorisce la possibilità di un intervento di recupero del litorale utilizzando il solo ripascimento artificiale.

Per quanto riguarda l'idoneità dei sedimenti di cava, si può osservare che tre dei quattro campioni analizzati, 620, 621-L e Ticino, hanno caratteristiche granulometriche tali da essere considerati sabbie idonee

per il ripascimento dei litorali. Fra tutti, quello più idoneo sembrerebbe il campione "Ticino", che si allontana meno dal fuso granulometrico nella parte delle sabbie più grossolane, quelle che modificherebbero maggiormente la fruibilità della spiaggia. Il suo Indice di stabilità ($I_s = 0,775$) indica che sarebbe maggiormente stabile rispetto ai sedimenti nativi. Anche dal punto di vista cromatico il campione "Ticino" risulta essere quello più idoneo. Infatti si colloca all'interno del campo di accettabilità per tutti e tre i parametri, mentre i campioni 620 e 621-L sono significativamente più gialli e si collocano all'esterno dell'area di accettabilità. Il campione 656 è sensibilmente più lontano dal campione di riferimento con una colorazione tendente al blu.

Bibliografia

- Ascarì M., Baccino L., Sanguineti G. (1937) - *Ricerche sulle variazioni delle spiagge italiane*. Le spiagge della riviera ligure. C.N.R. Ed., Roma. pp. 328.
- Basterretxea G., Orfila A., Jordi A., Fornós J.J., Tintoré T. (2007) - *Evaluation of small volume renourishment strategy on a narrow Mediterranean beach*. *Geomorphology*, 88, 139-151.
- Bowman D., Bresci D., Danese C., Ferri S., Pranzini E. (2006) - *Risposta di una spiaggia all'applicazione di un drenaggio artificiale: il BMS di Alassio*. *Studi costieri* 11, 133 - 144.
- Bowman D., Ferri S., Pranzini E. (2007) - *Efficacy of beach dewatering - Alassio, Italy*. *Coastal Engineering* 54, 791 - 800.
- Capobianco M., Hanson H., Larson M., Steetzel H., Stive M.J.F., Chatelus Y., Aarninkhof S., Karambas T. (2002) - *Nourishment design and evaluation applicability of model concepts*. *Coastal Engineering* 47, 113-135.
- Cattaneo Vietti R., Albertelli G., Aliani S., Bava S., Bavestrello G., Benedetti Cecchi L., Bianchi C. n., Bozzo E., Capello M., Castellano M., Cerrano C., Chiantore C., Corradi N., Cocito S., Cutroneo L., Diviaco G., Fabiano M., Faimali M., Ferrari M., Gasparini G.P., Locritani M., Mangialajo L., Marin V., Moreno M., Morri C., Orsi Relini L., Pane L., Paoli C., Petrillo M., Povero P., Pronzato R., Relini G., Santangelo G., Tucci S., Tunesi L., Vacchi M., Vassallo P., Vezzulli L., Wurtz M. (2010) - *The Ligurian sea: present status, problems and perspectives*. *Chemistry and Ecology* 26, 319- 340.
- Dean, R.G. (2002) - *Beach Nourishment Theory and Practice*. Advanced Series on Ocean Engineering – Volume 18, World Scientific Publishing, River Edge, NJ, 399 pp.
- Ferrari M., Bolens S., Bozzano A., Fierro G., Gentile R. (2006) - *The port of Genoa - Voltri (Liguria Italy): A case of updrift erosion*. *Chemistry and Ecology* 22, 361- 369.
- Fierro G., Berriolo G., Ferrari M. (2010) - *Le spiagge della Liguria occidentale – analisi evolutiva*. Regione Liguria, Genova: pp. 1- 174.
- Folk RL, Ward WC. (1957) - *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 3-26.
- Gao S., Collins M. (1992) - *Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors"*. *Sedimentary Geology*, 81, 47-60.
- Gopalakrishnan S., Smith M.D., Slott J.M., Murray A.B. (2011) - *The value of disappearing beaches: a hedonic pricing model with endogenous beach width*. *Journal of Environmental Economics and Management* 61, 297-310.
- Krumbein W.C. (1934) - *Size Frequency distributions of sediments*. *Journal of sedimentary petrology* 4, 65 - 77
- McFarland, S., Whitcombe, L., Collins, M. (1994) - *Recent shingle beach renourishment schemes in the UK. Some preliminary observations*. *Ocean and Coastal Management* 25, 143-149.
- Pranzini E., Simonetti D., Vitale G. (2008) - *Il colore della sabbia: indagine sul gradimento dei frequentatori di spiagge naturali e di spiagge oggetto di ripascimento artificiale*. *Studi costieri* 15, 109 - 120
- Pranzini E. (2008) - *Il colore della sabbia: percezione, caratterizzazione e compatibilità nel ripascimento artificiale delle spiagge*. *Studi costieri* 15, 89 - 108
- Pranzini E. (1999) - *Indice di stabilità (I_s) per la stima dell'idoneità dei materiali all'alimentazione artificiale delle spiagge*. *Studi costieri* 1, 75 - 83.
- Van Leeuwen S., Dodd N., Calvete D., Falqu a A. (2007) - *Linear evolution of a shoreface nourishment*. *Coastal Engineering* 54, 417-431.

- Vanossi M., Cortesogno L., Galbiati B., Messiga B., Piccardo G.B. Vanucci R. (1984) - *Geologia delle Alpi Liguri: dati, problemi, ipotesi*. Atti del Convegno "Geologia delle Alpi Liguri", -Genova, 11-16 Giugno 1984. 5 - 75.
- Vinzoni M. (1773) - *Il dominio della Serenissima Repubblica di Genova in terraferma (Riviera di Ponente)*. Biblioteca Civica Berio. Genova.

Ricevuto il 05/05/2014, accettato il 15/09/2014.

Caratteri geomorfologici delle falesie di Castelsardo (Golfo dell'Asinara, Sardegna settentrionale)

Sergio Ginesu¹, Alessio Valente²

¹Dipartimento di Scienze della Natura e del Territorio. Università di Sassari. ginesu@uniss.it

²Dipartimento di Scienze e Tecnologie. Università del Sannio. valente@unisannio.it

Riassunto

I frequenti dissesti verificatisi lungo la costa e nell'immediato entroterra del Comune di Castelsardo nella Sardegna settentrionale, localizzato sulla costa del pilastro tettonico dell'Anglona, hanno permesso di evidenziare l'importanza dei fattori geologici e geomorfologici nel controllo dell'evoluzione costiera. La linea di costa è sostanzialmente dominata da una falesia che si diversifica a seconda dell'unità geologica considerata; la sua dinamicità dipende dal processo evolutivo che si è manifestato in ciascun tratto considerato. In tale processo è risultato fondamentale per l'azione del moto ondoso il ruolo giocato dalla piattaforma costiera ristretta e acclive, piuttosto sviluppata al fronte delle falesie, nonché per la degradazione subaerea i livelli più erodibili (tufti terziarie, sabbie eoliche post-tirreniane) diffusi su queste falesie. Entrambi questi ruoli sono in grado di accelerare l'arretramento della falesia. Tuttavia, non sono da trascurare i fenomeni gravitativi a più grande scala a cui sono soggette queste aree e l'azione antropica esercitata con urbanizzazione e opere infrastrutturali senza idonea valutazione delle pericolosità.

Parole chiave: Falesia, evoluzione della costa, erosione, Sardegna, Italia.

Abstract

Frequent landslides occurred along the coast and in the hinterland of the town of Castelsardo in northern Sardinia, located on the coast of the Anglona horst. They revealed the importance of geological and geomorphological factors in the control of coastal evolution. The coastline, largely dominated by a cliff, shows different morphological characters according to the outcropping geological unit. Even its evolution depends on the process that occurred in each coastal tract considered. In this process the role played by the steep and narrow coastal shelf, rather developed in front of the cliffs of this coast, was crucial for the action of the waves as well as the more erodible layers (tuffites tertiary, post-Tyrrhenian eolian sands) diffuse on the same cliffs for weathering. Both of these roles are able to accelerate the retreat of the cliff. However, the gravitational phenomena at larger scale which are subject to these areas and anthropic action exerted by urbanization and infrastructure works without appropriate assessment of dangerousness are not to be neglected.

Keywords: Cliffs, coastal evolution, coastal erosion, Sardinia, Italy.

Introduzione

Il motivo principale per focalizzare l'attenzione sulle condizioni di questo tratto di litorale dell'Anglona in Sardegna settentrionale è stato determinato dai numerosi fenomeni di dissesto, che hanno ripetutamente interessato la fascia costiera e l'immediato entroterra (Fig. 1). L'eccezionale ondata di maltempo verificatasi



Figura 1 - Localizzazione dell'area in studio in Sardegna.

nel periodo autunno-inverno del 2000 e 2001, per le gravi conseguenze che ebbe nel territorio, fu il primo campanello di allarme per verificare come l'uso del territorio costiero debba tenere in considerazione l'assetto morfologico e la particolare storia evolutiva. Questi eventi meteorologici, che sempre più frequentemente e con maggiore intensità, si ripresentano in tutto il Mediterraneo, hanno evidenziato la situazione di estremo disequilibrio in cui si trova questo territorio. Infatti, le condizioni di maltempo possono innescare diffusamente episodi di frane, smottamenti ed esondazioni, che come nel caso del territorio in studio possono coinvolgere le strutture dell'area urbana, nella fattispecie del Comune di Castelsardo, e quelle delle aree limitrofe utilizzate per il turismo. I dissesti hanno continuato a manifestarsi in questi anni, esasperando il fenomeno dell'instabilità del litorale e ripercuotendosi anche nella zona interna, interessata a sua volta da estesi movimenti di versante. Tali movimenti sono altresì aggravati dal rischio derivante da un'inefficace sistema di regimazione dei corsi d'acqua. Al fine di opporsi a questo stato, si sono rese indispensabili opere urgenti quali il consolidamento di costoni rocciosi, che minacciavano l'incolumità cittadina e la viabilità stradale, nonché un accurato studio ambientale, promosso dal comune di Castelsardo, atto ad individuare gli interventi più idonei per il ripristino della fascia costiera e della zona interna. In questo lavoro si vuole offrire un contributo allo studio comunale, attraverso l'analisi delle caratteristiche delle falesie le quali determinano lo sviluppo dei processi erosivi così diffusi sul litorale.

Assetto geologico e geomorfologico

Nel territorio di Castelsardo in Sardegna settentrionale affiorano prevalentemente le formazioni vulcano-sedimentarie del ciclo calc-alcalino oligo-miocenico messe in posto in un intervallo fra 18,5 e 19,7 Ma (Lecca et al., 1997; Sowerbutts, 2000). Esse rappresentano il prodotto dei flussi piroclastici del primo ciclo, ricchi in pomici e ben saldati, che costituiscono plateaux estesi anche nell'area interna di Castelsardo (plateaux di Castelsardo e di Sedini, Fig. 2).

Questa unità ignimbrica di età miocenica inferiore si presenta molto compatta ed estesamente diffusa presso Castelsardo e nell'area dell'intera Anglona. Intercalati in questa unità si trovano depositi di ambiente lacustre con livelli tufaceo-pomici tra loro in eteropia di facies. A sud del promontorio di Castelsardo affiora, quasi ininterrottamente, un deposito marino rappresentato da calcari biohermali riferibili al Burdigaliano superiore (Asunis et al., 1983; Spano & Asunis, 1984; Lecca et al., 1997; Sowerbutts, 2000).

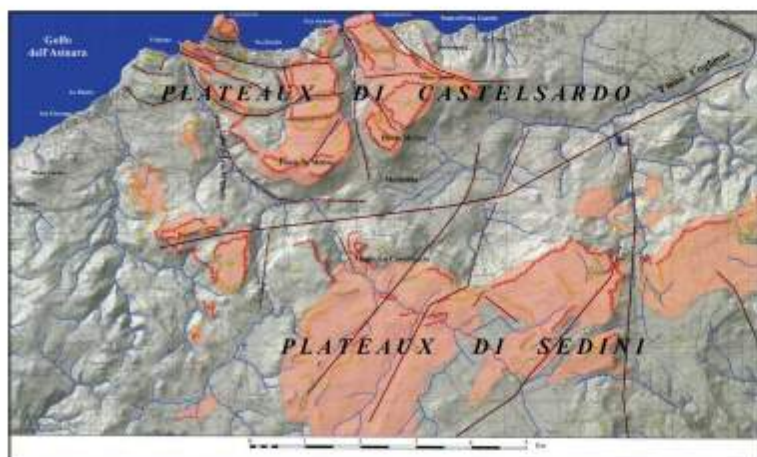


Figura 2 - La diffusione dei plateaux costituiti dall'unità ignimbrica (in rosa) nel contesto dell'area vasta di Castelsardo: nel settore settentrionale vergono verso mare, mentre nell'interno sono generalmente sub-orizzontali.

La successione stratigrafica si chiude con una lunga lacuna stratigrafica marcata da un orizzonte erosionale sul quale poggiano i depositi del Pleistocene rappresentati principalmente da sedimenti marini del tipo panchina, riscontrabili con discreta continuità lungo la fascia costiera del territorio in esame, e i depositi eolici costituiti da dune fossili e sabbie attuali (Fig. 3), che formano un ripiano di raccordo pressoché continuo fra la montagna

e il mare. Questi depositi hanno estesamente ricoperto tutta la porzione costiera continentale durante le varie oscillazioni climatiche del Pleistocene e, durante l'ultima fase temperata, sono state facilmente erose e conservate solo in situazioni di particolare fossilizzazione. Tali situazioni hanno consentito, in alcuni casi, di fornire precise indicazioni stratigrafiche e ricostruirne la ciclicità (Ozer & Thores, 1980; Carboni & Ginesu, 2006). In particolare, sono stati riconosciuti almeno due generazioni di dune interrotte da una stasi climatica che ha determinato la formazione di un orizzonte erosivo sulle sabbie e, localmente, come nell'area di Rumasinu, anche un sottile deposito di versante con elementi di natura effusiva (Carboni & Ginesu, 2006). Questa area ha subito un generale sollevamento definendo il pilastro tettonico dell'Anglona che ha determinato il paesaggio a *mesas* e *plateaux*; a testimonianza di ciò rimangono diffuse morfologie a *flatirons*, la forte inclinazione delle alluvioni antiche del Fiume Coghinas ed i terrazzi del Pleistocene lungo il suo corso (Ozer A. 1972; Ozer, 1976; Ozer, 1978; Ginesu et al., 2000). La tettonica recente ha inoltre indotto la frammentazione delle coperture ignimbriche sommitali che chiudono il ciclo vulcanico calc-alcalino del Terziario; queste superfici conservano nella parte interna una giacitura suborizzontale mentre, verso la costa dell'Anglona orientale, si mostrano basculate prevalentemente con direzioni settentrionali definendo un paesaggio a *cuestas* che si affaccia direttamente sulla costa con un litorale a falesia (Fig. 4).

Il litorale dell'Anglona occidentale e del paese di Castelsardo è, invece, caratterizzato dalla presenza, pressoché continua, di vaste distese sabbiose rappresentate essenzialmente da dune fossili. Tali tratti costieri costituiscono imponenti falesie e, verso l'interno, colmano gli antichi fondovalle generando una morfologia sub-orizzontale, raccordata dolcemente ai versanti. La deposizione e l'erosione dei depositi eolici sono il risultato delle variazioni del livello marino succedutesi durante le varie fasi climatiche del Pleistocene. Esse hanno in parte modellato la costa e fornito maggior energia del rilievo ai movimenti di riequilibrio dei versanti, profondamente fratturati e dislocati. Il paesaggio è, pertanto, dominato dal parallelismo delle scarpate impostate sulle rocce ignimbriche e della rete idrografica, così come dalla diffusione di frane differenti per tipologia e per stadio evolutivo.



Figura 3 – Falesia di San Giuseppe. I grossi blocchi ignimbrici della paleofalesia sepolta dalle colianiti pleistoceniche giacciono sulle tufti terziarie tettonizzate.

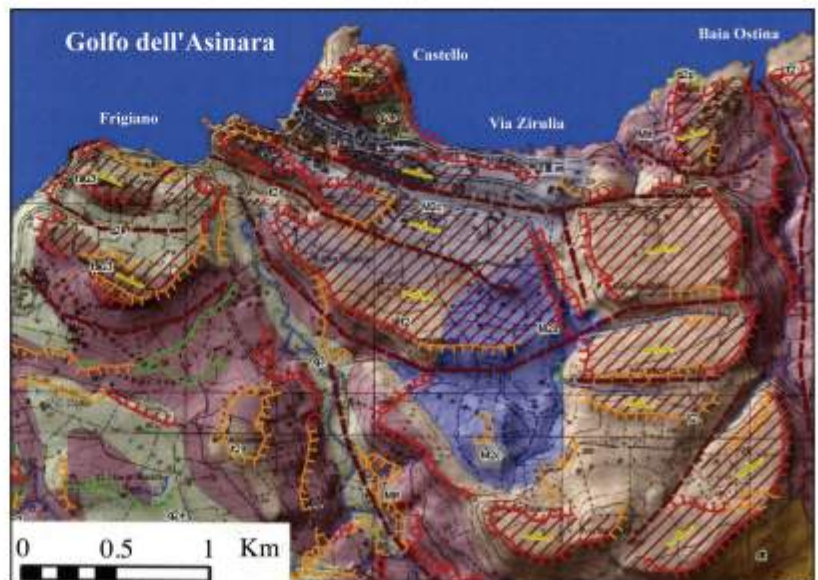


Figura 4 – Schema geomorfologico dell'area di Castelsardo dove si riconoscono i *plateaux* ignimbrici inclinati verso mare (barre inclinate) che determinano il paesaggio a *cuestas* dell'area; si sottolinea nell'area occidentale la diffusione delle coperture sabbiose eoliche post-Tirreniane indicate con q2e, mentre in quella del promontorio del Castello e della costa della zona orientale sono presenti gli affioramenti delle tufti terziarie indicate con Mit.

Tra le morfologie che riconducono all'assetto del paesaggio riferibile tra la fine del Miocene ed il Pliocene, vi sono le testimonianze di una importante valle che seguiva parallelamente la linea di costa lungo l'attuale incisione di Multeddu, dove corre la nuova strada provinciale (Fig. 4). Questa valle proseguiva verso oriente scavalcando l'attuale incisione del Coghinas fino alla costa settentrionale, in cui sono presenti le alluvioni ed i depositi fluviali di questo sistema fluviale, intercalati e documentati da plintiti fortemente rubefatte (Ozer, 1976; Ginesu et al., 2000).

Particolare significato assume la tettonica recente che ha determinato e continua a produrre importanti modificazioni all'equilibrio dei versanti ed ai movimenti gravitativi ad essi associati; un importante cambiamento morfologico associato a questi eventi è la migrazione verso oriente del corso d'acqua del Coghinas con l'abbandono della sua originaria foce un tempo in prossimità del Monte Osoni, meno distante dalla città di Castelsardo (Ginesu et al., 2000). Gli imponenti movimenti di sollevamento, che hanno coinvolto l'intero settore settentrionale dell'isola durante il Pliocene ed il Pleistocene inferiore (Marini & Murru, 1983; Sias, 1997), permettono di datare l'origine della foce del Coghinas durante questa fase tettonica e attribuire anche la sua migrazione verso l'attuale foce. Nel corso di tale attività il fiume nel suo medio corso ha avuto modo altresì di scavare imponenti gole.

Tra i processi morfologici evidenti in questo territorio si rilevano frane di varia tipologia; in particolare, l'instabilità dei versanti è spesso legata alla presenza della formazione lacustre basale che costituisce il litotipo più erodibile rispetto al sovrastante orizzonte ignimbrítico, più tenace. Questa differenza predispone i versanti dei rilievi ad una situazione di notevole instabilità per scalzamento alla base delle bancate ignimbrítiche sovrastanti, provocando, in particolare lungo il perimetro costiero, frane di crollo e di ribaltamento per effetto del movimento ondoso. Ciò è reso ancora più evidente dalla fragile situazione fisico-meccanica delle scarpate in ignimbrite che sovrastano i rilievi, poiché, essendo basculate e spesso profondamente fratturate e argillificate, creano una situazione che facilita il distacco dei blocchi. Un'altra tipologia di frana è rappresen-



Figura 5 – Punta di Prima Guardia all'estremità orientale dell'area in studio. La falesia è impostata sulle colianiti che ricoprono il vasto corpo della deformazione gravitativa di versante proveniente dal Monte Osoni. I grossi blocchi dell'ignimbrite vengono isolati dal moto ondoso sulla piattaforma attuale.

tata dagli scivolamenti che colpiscono le estese coperture sabbiose post-tirreniane diffuse lungo la costa, i cui cumuli tendono facilmente ad essere dispersi dalla dinamica litoranea. Le frane mostrano stadi di evoluzioni differenti in funzione dell'età di distacco e dell'intensità dei processi esogeni che le hanno modificate nel tempo. Le frane più antiche, in rapporto al livello di base del sistema idrografico, sono riconducibili alla fine del Pliocene ed al Pleistocene inferiore (Ozer, 1976; Ginesu et al., 2000); tra queste si possono indicare le deformazioni gravitative profonde di versante dell'area di Punta Sa Menta, nella valle di Muldeddu e l'esteso movimento di Monte Ossoni – Pischinaccia, che costituisce il tratto di costa orientale dell'area in studio (Fig. 5).

Tipi di falesia

Il profilo costiero del territorio in esame si presenta molto articolato, caratterizzato prevalentemente da falesie interrotte sporadicamente da brevi tratti di costa bassa o sabbiosa, tra cui risaltano per la loro vocazione turistica le spiagge di Frigiano e Baia Ostina. Tali spiagge sono da considerare delle spiagge di fondo baia particolarmente protette, il cui monitoraggio negli ultimi 30 anni ha evidenziato la loro stabilità (AA.VV. et al., 2012). Tuttavia, la costa risente del processo di erosione differenziale sulle rocce ascrivibili al vulcanismo terziario costituenti la maggior parte del profilo della costa dell'intera Anglona. Sopra queste rocce giacciono, con giacitura discordante, i depositi quaternari rappresentati dalla serie pleistocenica classica costituita dalla panchina del Tirreniano (OIS 5e), alla base, e dai depositi eolici post-Tirreniani, alla sommità. Questi ultimi depositi poggiano in falesia sui sedimenti del "lacustre" del Terziario, che rispondono in maniera plastica all'azione del moto ondoso, così da facilitare la formazione di un terrazzo di abrasione alla base in alcuni tratti di falesia. In particolare, tale terrazzo si osserva in alcuni tratti occidentali (Lu Bagnu) con la quota della superficie interna riferibile alla posizione del livello del mare raggiunta nell'ultimo interglaciale (OIS 5e) così come, ad oriente presso la costa di Campulandru, dove si riconosce scolpito lungo la superficie strutturale delle ignimbriti inclinate a franapoggio verso mare.

Il litorale, nel suo complesso, può essere suddiviso in tre settori, dove prevalgono forme della costa differenti e dove affiorano litologie dissimili. Il primo settore, quello occidentale, compreso tra la costa di San Giuseppe e il promontorio ad ovest di Frigiano (Fig. 6), è caratterizzato dalla presenza pressoché continua della "panchina" del Tirreniano, sepolta dai depositi eolici del post-Tirreniano (Ozer & Thores, 1980). La costa alta emersa comprensiva del terrazzo di abrasione, data dalla "panchina", si raccorda alla parte sommersa con una piattaforma costiera ampia oltre i 250 m e pendente meno del 3%, almeno fino alla isobata di 10. Questo morfotipo è classificabile come tipo A di Sunamura (1992) e tipo A1 in De Pippo et al. (2007). L'altezza della falesia è compresa tra i 5 ed i 25 m e presenta un profilo composito, con valori di pendenza in genere non eccessivi. Tale variabilità è da mettere in relazione al differente grado di erosione del materiale detritico che ricopre la coltre sabbiosa in falesia o che colma i piccoli talwegs che l'hanno incisa, ma anche al substrato delle sabbie che una volta venuto a giorno può costituire un fattore aggiuntivo. Si evidenzia pertanto una maggiore efficacia dei processi subaerei rispetto a quelli marini resi meno aggressivi dalla presenza del terrazzo, nonché della spiaggia de Lu Bagnu formatasi a ridosso della falesia. Questa spiaggia si trova presso la foce dell'omonimo torrente che fornisce un contributo al ripascimento sia pure modesto, favorito dalla bassa permeabilità del suo bacino idrografico. Un apporto ulteriore alla spiaggia deriverebbe dalla progressiva distruzione da parte del moto ondoso del terrazzo di abrasione del Tirreniano. In questo tratto la falesia arretra soprattutto per raccorciamento (*shortening*).

Poco prima di giungere al promontorio delimitante questo settore la costa si solleva rapidamente presentandosi con una marcata acclività (*plunging cliff*, Sunamura, 1992; De Pippo



Figura 6 - Il settore occidentale Lu Bagnu (in primo piano) – San Giuseppe (sullo sfondo).

et al., 2007). La falesia, che nella sua porzione emersa raggiunge i 20 m, prosegue al di sotto del livello del mare per altri 10 m. Essendo costituita dalle vulcaniti "post-lacustre" è soggetta ad una forte sollecitazione basale da parte del moto ondoso, che erode fortemente i sottostanti sedimenti lacustri. Tuttavia, i blocchi crollati dalla parte emersa per meccanismi di crollo e di ribaltamento (*rock falls; toppling*) non costituiscono una protezione efficace accumulandosi in profondità e quindi la falesia arretra soprattutto modificando la sua inclinazione (*slope decline*).

Il settore centrale interessa l'area urbana della città di Castelsardo, dove il promontorio del Castello (Fig. 7) separa due situazioni di falesia assai dissimili tra loro, ma entrambe soggette a dissesti, tali da costituire un elemento di preoccupazione per le amministrazioni comunali. A ovest del promontorio si sviluppa un tratto di costa rientrante, i cui caratteri originari sono in gran parte stati obliterati dalle strutture del porto turistico e dall'urbanizzazione, comunque a ridosso del promontorio del Castello si conserva ancora la piccola spiaggia di Frigiano, meta di un gran numero di turisti. La pressione antropica ha modificato le caratteristiche della costa non solo in corrispondenza della porzione di costa emersa, ma anche nei fondali antistanti. Infatti, in seguito all'ampliamento del porto e all'allungamento della diga foranea furono prelevati anche dai fondali marini materiali di natura ignibritico-lavica. Solo nell'ultima fase dei lavori sono stati utilizzati scarti provenienti dalle cave della Gallura testimoniati dall'ultimo tratto del molo che mostra una notevole differenza cromatica tra le vulcaniti terziarie e le rocce granitiche del Paleozoico. Le falesie attive conservate sono attribuite ancora al tipo A di Sunamura (1992) per la presenza della piattaforma costiera, anche se per le caratteristiche di quest'ultima sono classificate nel tipo A2 in De Pippo et al. (2007). Tale morfotipo si caratterizza in genere per una piattaforma alquanto ristretta (circa 100 m) ed una pendenza maggiore (>3%) di quella riscontrata nel primo settore, tranne per il tratto antistante la spiaggia di Frigiano, sotto le mura del Castello, dove la piattaforma si estende maggiormente. La stessa falesia emersa, in genere inattiva, si presenta per lo più composta con superfici sfruttate per le abitazioni di Castelsardo e la viabilità urbana. Tuttavia questi caratteri potrebbero essere stati direttamente o indirettamente determinati dall'azione dell'uomo.



Figura 7 - Il promontorio del Castello, sullo sfondo l'area del porto turistico.

Ad esempio, il porto turistico ha privato alcune zone della costa di Castelsardo di una parte delle difese naturali che possedeva, favorendo indirettamente l'azione continua del moto ondoso. L'erosione è presente lungo tutto il tratto di falesia interessato dall'insediamento urbano che si affaccia sui due lati, quello occidentale e quello orientale, del promontorio del Castello che divide in due parti il centro urbano. Le strutture civili lungo la costa, edificate senza una corretta pianificazione, sono state interessate da episodi di dissesto. Tra queste quelle che hanno risentito maggiormente di questo problema sono ubicate a monte della falesia di via Zirulia, ad est del promontorio del Castello (Fig. 8).

Questa falesia, che si mostra come scarpata acclive, ricoperta da una fitta vegetazione, è impostata sulle rocce del Terziario rappresentate dai termini vulcano-clastici e lacustri, e, come già detto, rispondono all'azione del moto ondoso determinando alla base un terrazzo di abrasione alla cui sommità della quale è possibile riscontrare un solco di battente inciso sulla roccia. Queste unità geologiche sono sormontate da potenti coperture di sabbie eoliche parzialmente compatte che poggiano e seppelliscono gli antichi depositi a grossi blocchi e i depositi di paleospiegna del Tirreniano; in particolare, alla base di questa falesia sono diffusi i blocchi di ignimbriti e di lave trachiandesitiche rimaneggiati che sono la testimonianza dell'arretramento della falesia prima del Tirreniano oggi situata a monte del paese e sepolta dalle coltri eoliche e dall'attuale assetto urbano di Castelsardo. Appare evidente che la presenza di questi blocchi costituisce un ulteriore vulnus per l'equilibrio di questa falesia a causa della capacità erosiva di queste tenaci rocce nei confronti dei litotipi che connotano il tratto di costa. Inoltre, il prelievo effettuato in mare per l'utilizzo del materiale nell'allungamento della diga foranea e il carico sulle eolianiti da parte degli edifici costruiti sulla falesia, ha determinato un pericoloso movimento di distacco per il quale è stato necessario un importante intervento di consolidamento della falesia da parte del Dipartimento della Protezione Civile agli inizi degli anni novanta. In quest'area, la gran parte del materiale che deriva dalla demolizione delle falesie, si accumula ai piedi di queste, dove costituisce il deposito di scogliera attuale, derivante sia dall'arretramento della bancata ignimbratica retrostante, sia dalla demolizione dello stesso deposito del successivo episodio trasgressivo del Tirreniano (OIS 5c).



Figura 8 – La falesia di Via Zirulia di Castelsardo mostra l'espansione urbana nel terrazzo (B) sulle eolianiti pleistoceniche (A), alla base della stessa si osservano i blocchi riesumati della paleofalesia che poggiano sulla piattaforma attuale (C).

Appare chiaro in questo settore come in quello successivo che le falesie con piattaforme costiere ristrette e acclivi possano derivare dalla morfoevoluzione di una falesia strutturale. Tali aree costiere dell'Anglona infatti sono state interessate dal sistema di faglie NW-SE che ribassano questo tratto e che avrebbero indebolito fratturandola la roccia affiorante. Le temperature più rigide dell'ultimo glacio-eustatico, avrebbero favorito i fenomeni di dissesto lungo la falesia strutturale e quindi l'accumulo al piede di significativi volumi di blocchi. La successiva risalita del livello del mare avrebbe gradualmente rimosso il *talus* deposizionale e attivato l'arretramento parallelo della falesia. L'enfasi dei processi subaerei, soprattutto quelli recentissimi da mettere in relazione con l'attività antropica, ha consentito quindi lo sviluppo di una falesia decisamente meno acclive (*slope decline*).

Il terzo settore, situato tra l'estremità orientale del centro abitato, poco prima della Punta Viuledda e le località Peschinaccia - La Ciaccia, al margine orientale del pilastro tettonico dell'Anglona costiera, si differenzia essenzialmente per la presenza degli affioramenti ignimbrici e lavici del vulcanismo terziario che si affacciano direttamente a mare dove, localmente, costituiscono importanti falesie (Fig. 9). Esse non risultano diseguali a quelli descritti per l'area contigua per le caratteristiche morfologiche (piattaforma costiera <100 m; pendenza > 3%), anche se alcuni caratteri e l'evoluzione conseguente in questo tratto non risultano influenzate dall'azione antropica. La loro altezza si mantiene con discreta continuità a circa 25 m dal livello del mare ed il loro profilo si presenta in genere composito. Infatti, possono distinguersi alla base il terrazzo di abrasione marina alto all'incirca 4-5 m, la falesia piuttosto inclinata sovrastata a tratti da un orlo superiore in genere meno acclive. Il terrazzo modellato durante l'ultimo sollevamento glacio-eustatico in molti casi è stato ricoperto dai blocchi crollati dalla falesia o anche completamente distrutto per l'azione del moto ondoso. L'evoluzione di questa falesia sarebbe soggetta ad arretramento parallelo (*parallel retreat*), e localmente per *slope decline*, tuttavia i fenomeni gravitativi a più ampia scala a cui è soggetto questo tratto possono aver enfatizzato la velocità di arretramento. Per spiegare tale velocità non si possono altresì tralasciare alcuni interventi antropici realizzati in quest'area.



Figura 9 – Il pianoro ignimbrico di Campulandru (A) nel settore orientale mostra il gradino morfologico della paleofalesia (B) ai cui piedi si trova la superficie erosiva fossile (C) che termina con la scarpata attuale sul mare (D).

La presenza della piccola spiaggia di Baia Ostina interrompe per un breve tratto la continuità della costa alta e rocciosa e rappresenta insieme alla spiaggia di Frigiano, una delle poche aree di fruizione balneare per il flusso turistico. Tale spiaggia è inserita tra due promontori costituiti da bancate ignimbratiche che, nonostante siano interessate da movimenti gravitativi, riescono ancora a conservare alcune forme e depositi originari. All'estremità di questo settore, appena si supera la Punta di Prima Guardia l'estensione e l'acclività della piattaforma costiera varia, così da essere classificabile nel tipo A di Sunamura (2002) e A1 di De Pippo et al. (2007), e davanti alla falesia, comunque presente, si sviluppa la spiaggia de La Ciaccia. Nel suo profilo si ritrovano i depositi di sabbie eoliche dell'ultimo glaciale che ricoprono i depositi di frana.

Discussione

La classificazione tipologica di questo litorale e l'evoluzione morfologica a cui sono soggette le falesie potrebbero spiegare alcuni dei fenomeni gravitativi che si verificano nell'area oggetto del presente studio. Tale evoluzione, tuttavia, potrebbe sovrapporsi a ben più importanti frane, che hanno coinvolto vaste aree dell'Anglona interna, oggetto di studi e ricerche fin dalla fine degli anni ottanta (Federici & Ginesu, 1991; Farinella, 2007/8; Bonannini, 1995; Ibba, 1996/1997; Ginesu et al. 2000). Da questi studi si è potuto osservare quanto le assise carbonatiche del Miocene e le coperture ignimbratiche del Terziario siano state estesamente interessate da processi gravitativi del tipo DGPV; associate a queste convivono e prosperano movimenti di frana indotti dalle continue opere di regimazione idraulica e di infrastrutture che, inevitabilmente, percorrono le zone coinvolte negli stessi movimenti. Queste condizioni si presentano in modo analogo lungo la costa di Castelsardo, dove sono stati segnalati, sommariamente, anche in altri studi dedicati alla fascia costiera (Ozer, 1976; Ginesu, 1992; Ginesu et al., 2000). Oggi si riconoscono tipologie di frane differenti che inficiano l'equilibrio della fascia costiera in modo differente a secondo degli affioramenti litologici che predominano; si possono osservare alcune situazioni particolari dove le condizioni morfologiche ritardano o accelerano la regressione della falesia e, di conseguenza, la velocità di crollo del materiale. Laddove è presente un'ampia



Figura 10 – La spianata d'abrasione si mostra particolarmente estesa nell'area di Lu Bagnu-Castelsardo per la presenza degli episodi cineritico tufacci del Terziario.

piattaforma costiera e/o un terrazzo di abrasione marina il processo di scalzamento alla base della falesia è rallentato, come nel caso delle falesie a ridosso delle spiagge de Lu Bagnu o di Frigiano o de La Ciaccia, ma questo non impedisce all'erosione subaerea di continuare la sua azione specie laddove la scarpata è interessata dalle coltri sabbiose eoliche (Fig. 10).

Non sempre il terrazzo ha un ruolo difensivo poiché, come in precedenza accennato, essa si può facilmente formare sulle rocce siltitico argillose delle tufti marine e del "lacustre" (Francolini & Mazzei, 1991), che affiorano spesso alla base della falesia attiva o, apparentemente, inattiva come nel settore occidentale di Lu Bagnu - San Giuseppe. La facile erodibilità di questa unità geologica si accompagna con la progressiva distruzione del deposito di spiaggia del Tirreniano che è costituito da ghiaie grossolane, verso Lu Bagnu, e da blocchi di caduta nella porzione di San Giuseppe; questo materiale viene slegato dal suo cemento e riutilizzato nella formazione di una nuova spiaggia ciottolosa aumentando in modo esponenziale la capacità erosiva del moto ondoso.

Questa caratteristica può fare risaltare l'assenza di spiagge e di depositi di spiaggia nel settore ad est, verso Campulandru e Punta Viuledda dove la frane di scivolamento hanno determinato un notevole accumulo di blocchi lungo la costa e nell'immediato fondale antistante. Il moto ondoso svolge la sua azione demolitrice enfatizzata da una piattaforma costiera ristretta e ripida e sulla falesia i fenomeni erosivi subaerei non sono impediti. Questo tratto di falesia, infatti, conserva la copertura eolica post tirreniana solo nel versante a mare, a ridosso della via Zirulia, evidenziando che il movimento gravitativo di Punta Viuledda è iniziato nel massimo della regressione precedente al Tirreniano, mentre viene sepolta dall'arrivo delle eolianiti pre-oloceniche (Fig. 11).

Il settore ovest della frana di Viuledda dimostra di essere una ripresa del movimento in periodo attuale, sebbene non si possieda nessun elemento per datarne la sua storicità; tuttavia l'assenza di depositi di sabbie o la costituzione di accumuli di sabbie nel fondale conforta nell'ipotesi di un movimento recente. Il tratto di costa di Pischinaccia - La Ciaccia, invece, appare assai differente, ma ripete in modo analogo la sequenza



Figura 11 - Punta Viuledda nel settore orientale. Il movimento di frana (A) staccatosi dal pianoro ignimbrico (C) è stato ripreso da un successivo movimento (B) in epoca storica.

spazio-temporale e cambia solo la dimensione del movimento di frana che, trattandosi di una deformazione gravitativa profonda di versante, coinvolge un'imponente quantità di materiale e interessa l'intero versante del Monte Ossoni (Fig. 5).

Il deposito di frana è stato in seguito sepolto dalle coperture eoliche del Pleistocene superiore che hanno costituito le superfici erosionali di raccordo con il versante quando il livello del mare si era assestato a quote basse (probabilmente verso i 50-70 m sotto l'attuale livello secondo una ricostruzione effettuata sulla base dell'orizzonte di raccordo, eseguita valutando il grado di pendenza del pianoro ancora presente nell'area più interna). L'avanzata del mare nell'Olocene e l'abrasione verificatasi nel Versiliano (OIS 1) hanno determinato l'arretramento della linea di costa e l'asportazione del materiale fine costituito dalle sabbie eoliche e dal deposito di frana, abbandonando lungo la linea di arretramento una grande quantità di blocchi provenienti dalla caduta degli orizzonti ignimbrici e dall'episodio sedimentario successivo che costituisce ancora la superficie strutturale sommitale.

Di fronte a questa situazione di particolare disequilibrio del territorio, poco è stato fatto per contenere il livello di rischio che domina in vaste aree; gli interventi di una certa importanza sono stati eseguiti all'interno dell'area urbana dove, a seguito di un evento di particolare intensità verificatosi nell'anno 2000, alcune frane di crollo hanno messo a rischio elevato le abitazioni (Fig. 12) e i movimenti di scivolamento gravitativo e di crollo hanno interessato una gran parte dell'area di via Zirulia, dove incoscientemente si era sviluppata una consistente espansione urbana. I piccoli torrenti che interessano l'area hanno avuto un ruolo importante nella modifica parziale di tratti di costa e, laddove presenti, anche nella distruzione dei manufatti situati lungo il loro corso.

I lavori di consolidamento hanno permesso di interrompere il movimento e di intervenire sulle singole situazioni con interventi a tempo; ma considerando i lavori di regimazione di alcuni canali di drenaggio che si trovano, in alcuni casi, sepolti sotto il piano stradale e i più rapidi tempi di ritorno degli eventi eccezionali che stanno affliggendo l'intero territorio nazionale, questa situazione è da considerarsi ad elevato rischio per gran



Figura 12 – Gli eventi estremi dei primi anni 2000 hanno determinato diffusi dissesti nell'area urbana di Castelsardo, coinvolgendo anche i depositi carbonatici del Miocene a monte della Via Zirulia, indicati con M2c nella Fig. 4.

parte del territorio dell'intero comune di Castelsardo senza escludere una parte importante del costruito. Nell'accadimento di questi dissesti, inoltre, non sono da tralasciare le opere di escavo eseguite per la posa della condotta idrica che ha attraversato tutto il litorale dal Fiume Coghinas fino all'area industriale di Porto Torres. Lo scavo interessò, nell'area di Campulandru e Pischinaccia, sia il complesso eolico e detritico ad est della colata ignimbratica, sia lo stesso episodio ignimbratico di Campulandru, all'interno del quale la condotta viaggia in galleria. In entrambe le situazioni, verso la fine degli anni settanta, si ebbero fenomeni di dissesto legati alla ripresa dei movimenti nell'area di Pischinaccia e all'espansione laterale, a causa della presenza di orizzonti bentonitizzati nelle tufiti, alla base della colata ignimbratica di Campulandru. Tali fenomeni sono la risposta morfologica a interventi antropici effettuati in quest'area senza valutare nella giusta considerazione le morfologie ed i depositi presenti sui versanti e lungo la costa che rivelano i continui e ripetuti movimenti di frana e di riequilibrio conseguenti al sollevamento dell'intera Anglona.

Conclusioni

Dallo studio del territorio emerge, con una certa evidenza, che questo tratto di costa con il suo immediato entroterra, mostra una vistosa fragilità nel suo sistema morfologico. Ne deriva che eventi classificati come eccezionali, come quelli conseguenti all'ondata di maltempo registrata nel semestre autunno-inverno 2000-2001, in un territorio fortemente provato da una situazione di generale instabilità, finiscono per rientrare nella perfetta norma annuale e a breve periodo.

In questo contesto di elevata dinamicità e generale disequilibrio ambientale, acquista grande importanza il ruolo svolto dai processi morfo-dinamici fra cui, primi fra tutti, i movimenti gravitativi che generano il continuo arretramento delle bancate ignimbratiche e l'incessante cedimento dei depositi di paleospiegia. Definire l'evoluzione di un'area costiera impostata pressoché totalmente su "ripide falesie" non è certamente cosa facile, poiché rappresenta una tipologia di costa che, tra l'altro, risente gravemente dell'azione modelatrice continua del mare. Si deve riflettere sul fatto che basta un singolo evento meteorico, quale l'eccezionale ondata di maltempo verificatasi nel semestre autunno-inverno 2000/2001, per creare una situazione di emergenza e produrre una rilevante modifica del profilo costiero verticale e planimetrico.

L'arretramento delle falesie è un fenomeno del tutto naturale, insito nella loro stessa natura testimoniata da un profilo in disequilibrio (la stessa verticalità della parete), ma acquista un importante significato stabilire i fattori di propensione che determinano tali fenomeni. Quando l'origine della falesia è legata a movimenti gravitativi profondi di versante, anche se apparentemente fossili, i cui effetti sono evidenti nei depositi di frane locali e nelle forme di scollamento lungo la fascia costiera è particolarmente utile conoscere un indice di arretramento della costa. Alla situazione di particolare fragilità e disequilibrio del sistema morfologico, in cui versa il territorio in esame, si aggiunge l'aggravante dell'urbanizzazione ed il forte sviluppo economico, a ridosso della fascia costiera, che ha un ruolo fondamentale nell'innescare dei processi di erosione costiera accelerata, aggravando anche i problemi verso il territorio interno (Capula, 2001/2002).

Si rende pertanto necessario eseguire un'accurata programmazione del territorio, dettata dall'esigenza di individuare le singole aree a rischio, sia nelle località già segnalate sia in quelle potenzialmente instabili, al fine di elaborare una carta del rischio quale strumento che consenta di limitare la situazione di pericolo su cose e persone.

Bibliografia

- AA.VV. (2012) - *Le pocket beach. Dinamica e gestione delle piccole spiagge*. (a cura di Simeoni U., Corbau C., Pranzini E., Ginesu S.). Franco Angeli, Milano, pp.171.
- Asunis M., Pecorini G. & Spano C. (1983) - *Carta geologica del settore di Castelsardo (Sardegna settentrionale)*. Pubblicazione Dipartimento Scienze della Terra. Università degli Studi di Cagliari.
- Bonannini M. (1995) - *Studio geomorfologico dell'Anglona (Sardegna settentrionale)*. Tesi di Laurea inedita, Università degli Studi di Pisa, pp.150.
- Capula M. (2001/2002) - *Instabilità e conservazione della natura nell'ambiente fisico del territorio di Castelsardo*. Tesi di laurea inedita. Università degli Studi di Sassari. Corso di Laurea in Scienze Naturali, pp.185.
- Carboni D. & Ginesu S. (2006) - *La vocazione geoambientale del territorio del Cannonau come esempio di analisi spaziale di terroirs vitivinicoli sardi: il caso della Romangia*. Atti Convegno Internazionale in memoria del Prof. A. Biancotti (a cura di L.Gregori) "Paesaggi, terroirs e i paesaggi del vino", Perugia 6-9 novembre, pp.103-121.

- De Pippo T., Pennetta M., Terlizzi F. & Valente A. (2007) - *Principali tipi di falesia nella Penisola Sorrentina e nell'Isola di Capri: caratteri e lineamenti morfoevolutivi*. Bollettino della Società Geologica Italiana (It. J. Geosci), 126(2): 181-189.
- Farinella S. (2007/2008) - *Géomorphologie structurale de l'Anglona (Sardaigne) par la photo-interprétation*. Mémoire pour la Licencie en sciences géographiques. Département de Géographie, Université de Liège, pp.172.
- Federici P. & Ginesu S. (1991) - *I fenomeni di instabilità dei versanti con centri abitati della Sardegna centro-settentrionale*. Bollettino della Società Sarda di Scienze Naturali, 28(1990/91):1-8.
- Francolini L. & Mazzei R. (1991) - *Inquadramento bio-cronostratigrafico delle tufiti marine del Miocene inferiore affioranti nell'area di Castelsardo*. Atti Società Toscana di Scienze Naturali. Memorie, Serie A, 98: 327-338.
- Ginesu S. (1992) - *Aspects of erosion on the high coasts of the Murrizta – Prima Guardia tract (Castelsardo, northern Sardinia)*. Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata, 10 (2-3-4): 117-122.
- Ginesu S., Ozer A., Panizza V., Pulina M.A. & Sias S. (2000) - *Geomorphological evolution of the Coghinas plain (northern Sardinia)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 119: 297-305.
- Ibba D. (1996/1997) - *Studio geologico geotecnico di un'area franosa nel paese di Castelsardo (Sardegna settentrionale)*. Tesi di Laurea inedita. Dipartimento di Ingegneria del Territorio. Università degli Studi di Cagliari, pp.126.
- Lecca L., Lonis R., Luxoro S., Melis E., Secchi F. & Brotzu P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. Periodico Mineralogia, 66: 7-61.
- Marini A. & Murru M. (1983) - *Movimenti tettonici in Sardegna fra il Miocene superiore ed il Pleistocene*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 6: 39-42.
- Ozer A. (1972) - *Le Quaternaire recent le long du Golf d'Asinara (Sardaigne septentrionale)*. Rendiconti Seminari Facoltà di Scienze. Università degli Studi di Cagliari, 72: 1-11
- Ozer A. (1976) - *Géomorphologie du versant septentrional de la Sardaigne. Etude des fonds marins, de la morphologie côtière et des terrasses fluviales*. These du Doctorat. Université de Liege. I-II-III, pp.360.
- Ozer A. (1978) - *Les terrasses du Coghinas (Sardaigne septentrionale). Proposition de chronologie*. Studi Sassari, 25, 1-78.
- Ozer A. & Thorez J. (1980) - *Le depots du Pleistocene superieur de San Giuseppe (Sardaigne septentrionale)*. CNRS Université de Paris, I: 255-270.
- Sias S. (1997) - *Modificazioni del reticolo idrografico ed evoluzione del paesaggio indotte dall'attività vulcanica plio-pleistocenica*. Tesi Dottorato, IX Ciclo 1993/96, Università degli Studi di Ancona e Sassari, pp.144.
- Sowerbutts A. (2000) - *Sedimentation and volcanism linked to multiphase rifting in an Oligocene Miocene intra-arc basin Anglona, Sardinia*. Geological Magazine, 137 (4): 395-418.
- Spano C. & Asunis M. (1984) - *Ricerche biostratigrafiche nel settore di Castelsardo (Sardegna settentrionale)*. Bollettino Società Sarda di Scienze Naturali, 23, 45-74.
- Sunamura T. (1992) - *Geomorphology of Rocky Coasts*. John Wiley & Sons, Chichester, pp.302.

Ricevuto il 16/01/2014, accettato il 15/07/2014.

Proposta di valutazione della stabilità delle coste rocciose (SCMR – Sea Cliff Mass Rating): il caso studio delle falesie tra Genova e Camogli (Liguria orientale)

Ada Lucchetti¹, Pierluigi Brandolini², Francesco Faccini², Marco Firpo²

¹ Geologo (Ph.D.), Libero professionista

² Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e della Vita, Università degli Studi di Genova

Riassunto

Le coste rocciose sono forme soggette a un'evoluzione morfologica connessa principalmente a fenomeni di instabilità improvvisi e rapidi, quali crolli, ribaltamenti e scivolamenti. Lo studio delle loro condizioni è fondamentale per determinare la suscettività al dissesto costiera, che dovrà essere valutata tenendo in considerazione, oltre ai cinematismi di rottura attivi, le caratteristiche della roccia costituente le falesie e tutti gli agenti esterni che contribuiscono alla sua evoluzione, con particolare riguardo all'azione ciclica e costante del moto ondoso. In questo lavoro, tenendo conto dei vari aspetti e dei fattori che concorrono alla stabilità delle falesie, si presenta un metodo di studio per elaborare carte di pericolosità e di rischio geomorfologico delle coste rocciose. Si propone quindi in particolare una nuova classificazione, Sea Cliff Mass Rating (SCMR), che modifica l'indice Slope Mass Rating (SMR) di Romana, tenendo in considerazione l'azione del moto ondoso e la presenza di interventi antropici di consolidamento. L'applicazione di questa classificazione (SCMR) ha consentito la realizzazione di specifiche carte di suscettività al dissesto e di rischio geomorfologico nell'area costiera campione compresa tra Genova Nervi e Camogli.

Parole Chiave: coste rocciose, stabilità, pericolosità geomorfologica, Sea Cliff Mass Rating, moto ondoso.

Abstract

Rocky coasts are landforms mainly related to sudden and rapid processes, such as rock falls, topples and slidings. The study of their conditions is crucial to determine the susceptibility to coastal instability, which will be assessed through a deep analysis of the actual displacement mechanisms, the sea cliff rock mass features and of the exogenous agents that contribute to their evolution, with particular regard to the cyclic and permanent sea wave action. A new study method to elaborate geomorphological hazard and risk mapping of rocky coasts is therefore presented also considering the different factors contributing to the stability of sea cliff. The new classification system - Sea Cliff Mass Rating (SCMR) - proposed in this paper is a modification of the Slope Mass Rating index (SMR) by Romana, enforced through the integration of additional parameters such as wave action and rock mass improvement works. The SCMR index application has allowed the implementation of specific maps of susceptibility to coastal instability and of geomorphological risk in the Genova-Nervi and Camogli study area.

Keywords: rocky coast, stability, geomorphological hazard, Sea Cliff Mass Rating, wave action.

Premessa

Le falesie sono una forma costiera in continua evoluzione, la cui stabilità dipende da molteplici fattori: le caratteristiche e la resistenza della roccia che le costituisce, la presenza di discontinuità nell'ammasso roccioso

e le loro caratteristiche, i rapporti geometrici tra giunti e pendio, gli agenti subaerei che concorrono all'alterazione delle pareti rocciose, l'azione del moto ondoso e le modificazioni antropiche subite. Tutti questi elementi devono essere valutati nello studio di una falesia, che può essere considerata come un pendio alla cui base agisce l'azione del moto ondoso.

Le caratteristiche della roccia e dei giunti possono essere valutate attraverso classificazioni geomeccaniche di ampio utilizzo; dopo aver esaminato ed utilizzato la classificazione Rock Mass Rating (RMR) (Bieniawski, 1989), l'indice Slope Mass Rating (SMR) (Romana, 1985, 1993), la classificazione Rock Mass Strength (RMS) (Selby, 1980) e l'indice Geological Strength Index (GSI) (Marinos e Hoek, 2000), si è ritenuto che l'indice SMR sia quello che meglio rappresenta la dinamica delle falesie dal punto di vista statico, in quanto prende in considerazione anche i rapporti geometrici tra discontinuità e pendio.

L'azione del moto ondoso agente alla base delle falesie dipende dall'energia che l'onda scarica sulla parete rocciosa, determinata dalla direzione di provenienza del moto ondoso, dalle caratteristiche delle onde e dalla profondità del fondale (Coastal Engineering Research Center, 2002); a questo occorre aggiungere l'esposizione e l'inclinazione rispetto all'orizzontale della parete rocciosa.

L'arretramento della falesia si verifica quando la forza agente del moto ondoso è superiore alla resistenza della roccia; al contrario, se l'energia del moto ondoso è inferiore alla resistenza della roccia si determina l'alterazione della falesia ad opera degli agenti subaerei, quali pioggia, vento, aerosol salato, aloclastismo e termoclastismo (Sunamura, 1992).

La presenza antropica lungo le falesie costiere è dovuta a edifici, costruzioni e infrastrutture alla sommità delle pareti rocciose e a stabilimenti balneari o altri manufatti alla base.

Tra i fattori che determinano l'evoluzione di una costa rocciosa, le caratteristiche della roccia ed il moto ondoso sono gli aspetti fondamentali da considerare per definire la qualità di una falesia; pertanto è stata studiata una nuova classificazione, Sea Cliff Mass Rating (SCMR), a partire dall'indice SMR di Romana, che permetta di valutare sia gli aspetti statici sia quelli dinamici delle pareti rocciose (Lucchetti et al., 2013): nella classificazione SMR leggermente modificata è stato introdotto un nuovo parametro che tiene conto dell'azione del moto ondoso.

In questo lavoro, tenendo conto dei vari aspetti e dei fattori che concorrono alla stabilità delle falesie, attraverso l'incrocio tra la zonizzazione delle falesie sulla base della classificazione SCMR ed i dati geomorfologici si propone un metodo di studio per elaborare carte di pericolosità e di rischio geomorfologico specifico per le coste rocciose.

Lo studio è stato effettuato nel tratto costiero tra il torrente Nervi e il porticciolo di Camogli (Riviera Ligure di Levante), costituito da falesie intensamente urbanizzate, la cui evoluzione potrebbe mettere a rischio numerose infrastrutture pubbliche e private inserite in un contesto paesaggistico di notevole interesse, come recentemente avvenuto con l'evento geo-idrologico di gennaio 2014.

Inquadramento dell'area di studio

Il settore costiero oggetto di studio interessa i Comuni di Genova, Bogliasco, Pieve Ligure, Sori, Recco e Camogli, nel Golfo Paradiso, ed è costituito quasi interamente da falesie, intervallate da piccole spiagge alla foce dei principali torrenti e da alcune pocket beach (Fig. 1).

Le falesie sono modellate nel Flysch di Monte Antola, costituito da calcari marnosi, marne, calcareniti, arenarie ed argilliti. Questa formazione ha subito numerose deformazioni duttili (Marini, 1981; Corsi et al., 2001) e fragili (Corsi, 2003) che determinano frequenti variazioni di giacitura degli strati lungo la costa: possono essere a reggipoggio, a franapoggio, verticali perpendicolari o paralleli alla linea di costa, orizzontali. Il Flysch di Monte Antola è caratterizzato da numerose discontinuità che, mantenendo gli stessi rapporti geometrici con la stratificazione, presentano un assetto molto vario ed un rapporto geometrico tra giunti e pendio caratteristico, che talvolta determina condizioni sfavorevoli per la stabilità. La tettonica ha influenzato notevolmente le forme costiere: le falesie sono controllate da lineazioni tettoniche spesso orientate come le famiglie di discontinuità che caratterizzano l'ammasso roccioso.

Il tratto costiero in esame è riconosciuto in sollevamento assoluto ed è impostato su una linea di faglia orientata WNW-ESE, analogamente alle dislocazioni neotettoniche rilevate sulla piattaforma antistante la costa (Fig. 1); inoltre i corsi d'acqua principali sono impostati su lineazioni a scala regionale (torrenti Sori, Recco, Sturla, ecc.) orientate grossomodo NNE-SSW (Fanucci et al, 1980; Cortemiglia, 1982).

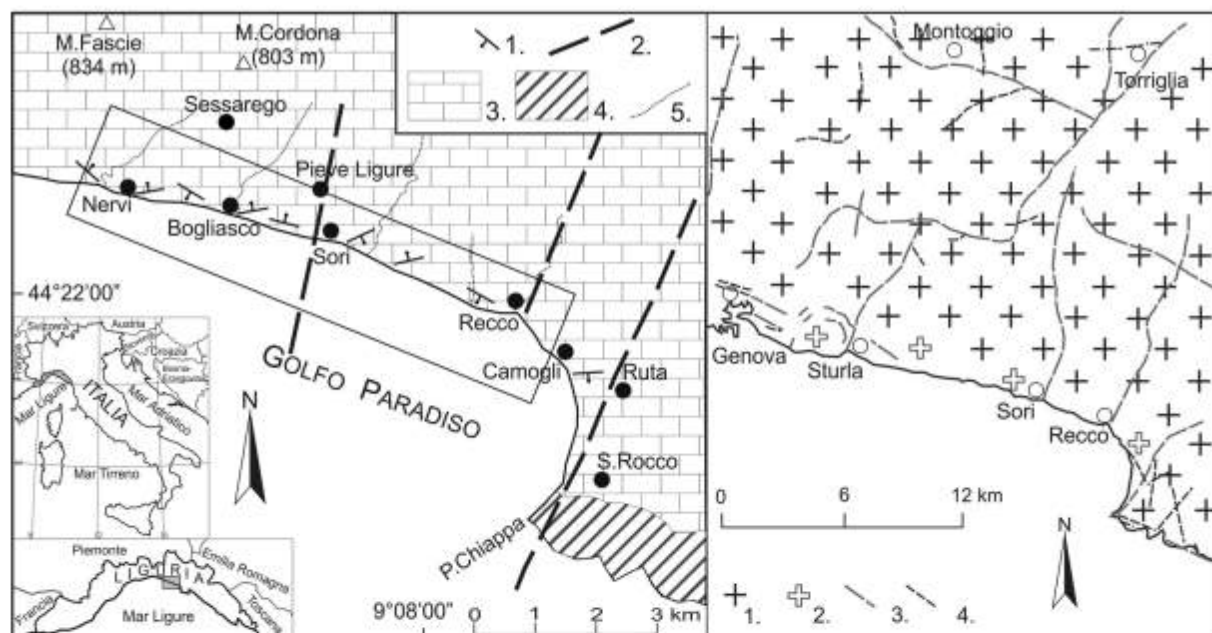


Figura 1 – Localizzazione dell'area di studio e schema geologico: 1. Giacitura di strato; 2. Lineazioni tettoniche; 3. Flysch di Monte Antola; 4. Conglomerato di Portofino; 5. Corsi d'acqua principali; Schema neotettonico (modificato da Fanucci et al, 1980): 1. Zona interessata da sollevamento relativo; 2. Zone interessate da sollevamento assoluto; 3. Faglia; 4. Linea di faglia e di frattura.

Le pareti rocciose hanno un'altezza solitamente compresa tra 10 e 30 m, in alcuni settori superiore a 50 m; sono quasi sempre attive ed hanno pendenze molto elevate, talvolta sono verticali. Il Flysch di Monte Antola è caratterizzato dall'alternanza di livelli più e meno competenti e da numerose discontinuità, che favoriscono un'erosione selettiva da parte del mare: lungo le falesie si osservano pertanto numerose forme caratteristiche, quali solchi di battente, grotte marine e varie forme di corrosione negli strati esposti agli spruzzi. L'orlo di falesia in molti casi coincide con l'orlo di terrazzi marini ed alla sommità delle pareti rocciose i depositi eluvio-colluviali localmente possono raggiungere spessori superiori a 2 m.

La morfologia del fondale antistante le falesie varia leggermente per l'alternarsi di ripe scoscese e baie a pendenza minore; andando verso il largo si riscontra un andamento più omogeneo.

Lungo le falesie si verificano frane rapide dovute principalmente a crolli di blocchi o scivolamenti di porzioni di roccia; in corrispondenza della frazione San Gaetano a Pieve Ligure si rileva una deformazione gravitativa profonda di versante che comprende una grande frana relitta: la porzione superiore del corpo franoso sembra attualmente inattiva, mentre la porzione al piede, che interessa anche la sommità della falesia, è attiva.

Alla base delle pareti rocciose si riscontrano numerosi manufatti posti in opera per difendere la costa dall'azione delle mareggiate: scogliere in massi, muraglioni a volte con archi, contrafforti, reti paramassi e chiodature. L'area costiera in esame è intensamente urbanizzata: oltre ai centri abitati maggiori in corrispondenza dei principali corsi d'acqua, alla sommità delle falesie si osservano numerosi edifici ed abitazioni, complessi condominiali, villette e numerose infrastrutture pubbliche e private, quali strade carrabili e pedonali, la via Aurelia, la linea ferroviaria Genova-La Spezia e parchi. In particolare, la linea ferroviaria si trova frequentemente a strapiombo sul mare sostenuta da muraglioni che superano i 30 m di altezza; in molti tratti, invece, scorre in gallerie, le quali hanno alterato la situazione naturale dei pendii, modificando le tensioni all'interno degli ammassi rocciosi. La Via Aurelia scorre lungo tutto il tratto costiero in esame ed in numerosi punti si trova anch'essa a strapiombo sul mare o poco distante da esso, protetta e sostenuta da muraglioni e pilastri.

Alla base delle pareti rocciose, nelle zone in cui la falesia è conformata in modo da permettere un accesso al mare, sono presenti stabilimenti balneari, mentre nei settori di costa elevati, dove non era possibile l'accesso diretto, alcune strutture di difesa sono state modificate per permettere ai privati di raggiungere la base della scogliera.

Nell'area in esame il settore di traversia è compreso tra 150° e 230°, quindi i venti che interessano la zona e

concorrono a formare il moto ondoso che interessa le falesie sono lo Scirocco da SE (150° - 170°), il mezzogiorno da S (170° - 190°) ed il Libeccio da SW (190° - 230°). Il Libeccio presenta il fetch geografico più lungo e quindi determina le onde più alte e con maggiore energia; lo Scirocco soffia per periodi significativi nel corso dell'anno, per cui si possono avere eventi di mareggiata non trascurabili; il Mezzogiorno risulta il meno influente per la presenza della Corsica.

In generale, infatti, in Liguria, le grandi mareggiate si possono verificare in presenza di tre configurazioni legate ai venti più intensi: Libeccio Lungo, Libeccio Corto e Scirocco-Mezzogiorno (Gallino et al., 2012). La configurazione di Libeccio Lungo presenta la massima estensione del fetch dalle coste dell'Algeria fino al Mar di Corsica settentrionale e il moto ondoso che ne deriva determina uno stato del mare da agitato a grosso. Nel Libeccio Corto si origina il fetch tra il Mar di Corsica e il Mar Ligure, spesso con prevalenza di mare vivo, che può portare ad un moto ondoso di stato da agitato a molto agitato. La configurazione di Scirocco-Mezzogiorno ha il fetch a W dell'asse corso-sardo che si sviluppa dal canale di Sardegna al Mar Ligure, mentre a E di tale asse si estende dal medio-alto Tirreno al Mar Ligure con limitazioni geografiche determinate dall'Isola d'Elba, dal Canale di Piombino e dal restringimento tra Elba e Corsica; per tale ragione il moto ondoso raggiunge al massimo lo stato agitato.

La classificazione SCMR per la valutazione della stabilità della costa rocciosa

Lo studio della costa rocciosa è stato effettuato in diverse fasi, che in seguito sono state raggruppate nella nuova classificazione Sea Cliff Mass Rating (SCMR), che fornisce una metodologia generale per valutare la stabilità della costa rocciosa con parametri semplici e facilmente misurabili.

Dopo aver esaminato e confrontato cartografie, foto aeree e rilievi di diversi periodi a partire dall'Ottocento ad oggi, al fine di determinare l'arretramento delle falesie costiere, in rapporto alla situazione attuale, sono state valutate le condizioni della costa rocciosa attraverso un rilevamento geologico-geomorfologico e geologico-tecnico lungo la costa e da mare, che ha permesso di ricavare i dati necessari per utilizzare le classificazioni geomeccaniche di più ampio utilizzo.

Tali classificazioni sono state applicate in oltre 50 stazioni geomeccaniche lungo il tratto costiero oggetto di studio; per ogni punto stazione è stato ricavato il profilo emerso e sommerso della falesia, al fine di individuare la pendenza della parete rocciosa e la morfologia del fondale (Fig. 2).

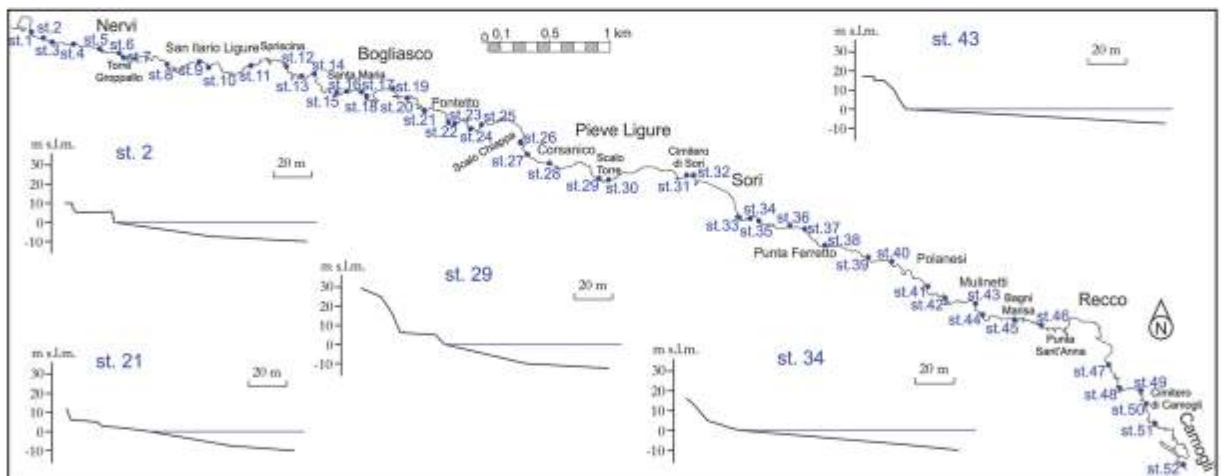


Figura 2 – Ubicazione delle stazioni geomeccaniche e alcuni profili topografici tipo rappresentativi delle caratteristiche morfologiche della costa rocciosa emersa e sommersa.

I dati del rilevamento sono stati integrati con i risultati di prove di laboratorio, eseguite in alcune località del territorio esaminato a supporto di interventi di ingegneria civile o ambientale: Point Load Test, resistenza a compressione monoassiale semplice e con controllo di deformazione, resistenza a trazione, prove triassiali e peso specifico.

Nelle falesie analizzate tramite rilevamento geomeccanico e nelle zone in cui è stato possibile effettuare il ri-

levamento della giacitura delle discontinuità è stata effettuata un'analisi dei potenziali cinematici di rottura lungo le pareti rocciose attraverso l'utilizzo del programma di calcolo DIPS (Rocscience Inc., 2010).

I parametri fondamentali del moto ondoso sono stati valutati esaminando i dati ondometrici della stazione posizionata al largo della Spezia e la situazione dei venti registrata dal sensore anemometrico, posto presso la stazione mareografica di Genova; inoltre è stato possibile ottenere i parametri dell'onda in un punto a sud dell'abitato di Bogliasco, in corrispondenza della batimetria dei -100 m. Trasponendo i dati della Spezia dal sito della boa al sito davanti a Bogliasco e riscaldando i valori delle altezze d'onda con i valori dei fetch efficaci dei due siti si osserva che le differenze relative all'esposizione marittima nei confronti dei mari di Libeccio e di Scirocco sono minime, pertanto sono stati utilizzati i dati provenienti da entrambe le stazioni di misura, ritenendo che quelli di Bogliasco possano essere estesi a tutto il litorale in oggetto (Tab. 1).

Tabella 1 – Fetch geografici, Fetch efficaci di La Spezia e Bogliasco e parametri dell'onda per Libeccio e Scirocco

| Bogliasco | gradi | Fetch geografico (km) | Fetch efficace (km) |
|------------------------|-------|-----------------------|---------------------|
| Scirocco (150°-170°) | 150 | 458 | 291 |
| | 160 | 458 | 354 |
| | 170 | 458 | 415 |
| Mezzogiorno (170°-190) | 180 | 398 | 479 |
| | 190 | 398 | 513 |
| Libeccio (190°-230°) | 200 | 915 | 532 |
| | 210 | 969 | 525 |
| | 220 | 617 | 487 |
| | 230 | 974 | 417 |

| La Spezia | gradi | Fetch geografico (km) | Fetch efficace (km) |
|------------------------|-------|-----------------------|---------------------|
| Scirocco (150°-170°) | 150 | 390 | 213 |
| | 160 | 390 | 265 |
| | 170 | 390 | 325 |
| Mezzogiorno (170°-190) | 180 | 330 | 388 |
| | 190 | 330 | 445 |
| Libeccio (190°-240°) | 200 | 330 | 502 |
| | 210 | 902 | 547 |
| | 220 | 1078 | 569 |
| | 230 | 745 | 554 |
| | 240 | 985 | 502 |

| settore | Libeccio (190°-240°) | | Scirocco (150°-170°) | |
|---------------------------|------------------------------|----------------------|------------------------------|----------------------|
| Altezza d'onda max (m) | 6,20 | | 5,37 | |
| Altezza d'onda media (m) | 2,88 | | 2,93 | |
| Periodo di ritorno (anni) | Altezza d'onda spettrale (m) | Periodo di picco (s) | Altezza d'onda spettrale (m) | Periodo di picco (s) |
| 2 | 4,9 | 10 | 3,3 | 8 |
| 5 | 5,4 | 11 | 4,0 | 9 |
| 10 | 5,9 | 11 | 4,5 | 10 |
| 20 | 6,3 | 11 | 5,0 | 10 |
| 25 | 6,4 | 11 | 5,2 | 10 |
| 50 | 6,9 | 12 | 5,7 | 11 |
| 100 | 7,3 | 12 | 6,2 | 11 |

Fetch geografici (Km)

Legend: La Spezia (red), Bogliasco (blue)

Fetch efficaci

Legend: La Spezia (red), Bogliasco (blue)

L'altezza d'onda significativa, la lunghezza d'onda e il periodo dell'onda al largo, unitamente alla pendenza del fondale hanno permesso di ricavare l'altezza d'onda alla frangenza e l'energia dell'onda per diversi periodi di ritorno, utilizzando le più comuni formulazioni (Sunamura, 1992); dall'altezza d'onda è stato possibile ricavare la profondità di frangenza (Coastal Engineering Research Center, 2002).

Per lo studio delle falesie è stato scelto un tempo di ritorno di 10 anni perché ritenuto il più adeguato in rapporto alla loro evoluzione geomorfologica.

La nuova classificazione Sea Cliff Mass Rating (SCMR) considera la falesia sia dal punto di vista statico sia da quello dinamico ed è rappresentata dalla seguente formulazione:

$$SCMR = R1+R2+R3+R4+R5 + (F1 \cdot F2 \cdot F3) + F4_m - M$$

I parametri R1, R2, R3, R4, R5 sono ripresi dalla classificazione RMR di Bieniawski e si riferiscono rispettivamente alla resistenza a compressione monoassiale, all'RQD, alla spaziatura delle discontinuità, alle caratteristiche delle discontinuità (persistenza, apertura, rugosità, tipo di riempimento e alterazione) ed alle condizioni idrauliche.

F1, F2 e F3 sono i parametri ripresi dall'SMR di Romana: parallelismo fra l'immersione del fronte e quella delle discontinuità (F1), inclinazione dei giunti nell'ipotesi di scivolamento planare (F2), relazioni proposte da Bieniawski per l'inclinazione fra fronte e discontinuità (F3).

Il parametro F4 di Romana, riferito al metodo di scavo, è stato sostituito dal parametro $F4_m$, che prende in considerazione gli eventuali interventi eseguiti sulla falesia, secondo il seguente principio: all'aumentare degli interventi il punteggio diminuisce, in quanto senza tali opere la falesia non sarebbe stabile. Sono stati definiti cinque intervalli: pendio naturale, con punteggio massimo, interventi minimi, interventi di media entità, interventi di grande entità, parete tagliata artificialmente o cava, di punteggio nullo.

Il fattore M, da sottrarre al risultato così ottenuto, introduce l'azione dinamica alla base della falesia, dovuta all'azione del moto ondoso; è dato dalla somma di tre parametri $M = M1+M2+M3$.

M1 prende in considerazione la modalità con cui le onde raggiungono la parete rocciosa (onde frante o frangenti) e l'energia dell'onda (kPa), valutata in base all'altezza d'onda significativa al largo H_s con la relazione $E = (1/8) \cdot \rho \cdot g H_s^2$; si ottengono cinque classi con punteggio crescente: onde frante con $E < 30$, onde frante con $E > 30$, onde frangenti con $E < 15$, onde frangenti con $15 < E < 30$, onde frangenti con $E > 30$. Le onde frangenti e con energia maggiore hanno il punteggio più elevato, in quanto sono quelle che scaricano la pressione maggiore sulla falesia.

M2 è funzione dell'inclinazione α della parete rocciosa rispetto all'orizzontale: se la parete è verticale le onde trasmettono l'energia massima alla falesia, pertanto la pressione esercitata dalle onde è direttamente proporzionale all'angolo α . Anche in questo caso si suddivide l'inclinazione della parete rocciosa in cinque classi a punteggio crescente: 0-30°, 30°-55°, 55°-70°, 70°-90°, 90°.

M3 è definito in base all'angolo β formato tra i raggi d'onda e la linea costa, considerando che quando i raggi giungono perpendicolari alla riva scaricano la pressione maggiore sulla parete rocciosa: l'energia riversata sulla falesia è direttamente proporzionale all'angolo β . Come per gli altri parametri sono state individuate 5 classi a punteggio crescente: 0-25°, 25°-50°, 50°-70°, 70°-90°, 90°.

I valori attribuiti ai vari parametri inseriti nella classificazione sono riportati in Tabella 2.

La classificazione SCMR deve essere applicata a tutte le famiglie di giunti e per tutti i tipi di moto ondoso agenti alla base della falesia; il punteggio minore ottenuto è quello rappresentativo della falesia.

Come risultato si ottiene un intervallo di valori che permette di identificare la classe di appartenenza della falesia; sono state mantenute le cinque classi di qualità della classificazione SMR di Romana (Tab. 3): classe I, molto buona; classe II, buona; classe III, discreta; classe IV, scadente; classe V, molto scadente.

Risultati

Nell'area di studio l'arretramento delle falesie costiere è risultato non costante nel tempo e connesso ai cinematismi di rottura lungo le pareti rocciose; è compreso tra 0.5 m e 5 m in 100 anni, mediamente 2 cm/anno. Tale valutazione unita al confronto temporale di foto e cartografie ha permesso di ipotizzare in alcuni settori il profilo della falesia a inizio secolo, almeno per quanto riguarda l'orlo di falesia (Figg. 3 e 4).

Dal rilevamento geomeccanico di dettaglio è emerso che l'ammasso roccioso risulta generalmente di qualità discreta e caratterizzato da due famiglie di discontinuità principali; i giunti presentano una persistenza compresa tra 3 m e 20 m, sono caratterizzati da superfici lisce o leggermente rugose, da leggermente a molto alterate; la spaziatura è compresa tra 20 cm e 60 cm. I giunti possono essere chiusi o aperti, fino a beanti, con prevalenza di apertura tra 0.1 mm e 5 mm; il riempimento di tali superfici di discontinuità, quando presente, è solitamente inferiore a 5 mm e costituito da calcite o argilla.

Le prove di laboratorio sulla roccia intatta e sui giunti hanno fornito i risultati riassunti in Tabella 4.

La valutazione dei potenziali cinematismi di rottura in roccia ha evidenziato la possibilità di scivolamenti planari e a cuneo e, secondariamente, ribaltamenti. Da quanto osservato negli ultimi anni e da ricerche storiche (Provincia Genova, 2004; Gallino et al., 2012; Lucchetti, 2013) è emerso che i principali cinematismi di rottura si verificano a seguito di violente mareggiate. In particolare la mareggiata del 30 ottobre 2008 provocò lo scivolamento di un cuneo roccioso di grosse dimensioni e il crollo di vari frammenti di roccia nella falesia sottostante il cimitero di Camogli; a Sori lungo la parete rocciosa del fronte a mare del Condominio "La Scogliera" si verificò il distacco di una porzione della falesia, causando la distruzione dei sovrastanti percorsi pedonali e delle sistemazioni che garantivano l'accessibilità al mare e la fruibilità della scogliera. Durante la mareggiata del 26 febbraio 1989 una grande porzione di roccia sottostante Corso Mazzini, a Camogli, franò in mare per scivolamento compromettendo le fondamenta del ristorante soprastante; per tale ragione fu eseguito un intervento di chiodatura nella porzione di parete restante, ancora esistente.

Tabella 2 – Classificazione Sea Cliff Mass Rating (SCMR)

| PARAMETRI | INTERVALLI VALORI | | | | |
|---|--------------------------|-------------------------------|---------------------------------|----------------------------------|------------------------------------|
| resist. compress. R1: valori parametro | > 250 MPa 15 | 100-250 MPa 12 | 50-100 MPa 7 | 25-50 MPa 4 | 5-25 MPa 2 |
| R.Q.D. (%) R2: valori parametro | 90-100 20 | 75-90 17 | 50-75 13 | 25-50 8 | <25 3 |
| spaziatura discontinuità R3: valori parametro | > 2 m 20 | 0,6-2,0 m 15 | 0,2-0,6 m 10 | 0,06-0,2 m 8 | < 0,06 m 5 |
| persistenza/continuità R4: valori parametro | < 1 m 6 | 1-3 m 4 | 3-10 m 2 | 10-20 m 1 | >20 m 0 |
| apertura delle discontinuità R4: valori parametro | nessuna 6 | <0,1 mm 5 | 0,1-1,0 mm 4 | 1-5 mm 1 | > 5 mm 0 |
| rugosità del giunto R4: valori parametro | molto rugoso 6 | rugoso 5 | leggerm.rugoso 3 | liscio 1 | levigato 0 |
| tipo di riempimento R4: valori parametro | nessuno 6 | duro < 5 mm 4 | duro > 5 mm 2 | mollo < 5 mm 2 | mollo > 5 mm 0 |
| alterazione del giunto R4: valori parametro | non alterato 6 | legger. alterato 5 | moderat.alterato 3 | molto alterato 1 | degradato 0 |
| condizioni idrauliche R5: valori parametro | asciutto 15 | umido 10 | bagnato 7 | stillicidio 4 | venute d'acqua 0 |
| FATTORI PER GIUNTI | INTERVALLI VALORI | | | | |
| rottura planare/cuneo ($\square j - \square f$) ribaltamento ($\square j - \square f - 180$) F1 | > 30° 0,15 | 30° - 20° 0,4 | 20° - 10° 0,7 | 10° - 5° 0,85 | < 5° 1 |
| rottura planare/cuneo (\square) F2 piano/cuneo F2 ribaltamento | < 20° 0,15 | 20° - 30° 0,4 | 30° - 35° 0,7 1 | 35° - 45° 0,85 | > 45° 1 |
| rottura planare/cuneo ($\square j - \square f$) ribaltamento ($\square j + \square f$) F3 | > 10° < 110° 0 | 10° - 0° 110° - 120° -6 | 0° > 120° -25 | 0° - (-10°) # -50 | < -10° # -60 |
| condizioni falesia F4 = | pendio naturale 15 | interventi minimi 10 | interventi di media entità 8 | interventi di grande entità 5 | tagliato artificialmente/cave 0 |
| energia dell'onda (M1) punteggio | onde frante E<30 1 | onde frante E>30 2 | onde frangenti E<15 4 | onde frangenti 15<E<30 6 | onde frangenti E>30 8 |
| \square parete (M2) punteggio | 0-30 0 | 30-55 1 | 55-70 3 | 70-90 5 | 90 7 |
| \square moto ondoso (M3) punteggio | 0-25 0 | 25-50 3 | 50-70 5 | 70-90 8 | 90 10 |
| Totale (M) | 1 | 6 | 12 | 19 | 25 |

Tabella 3 – Classi di qualità delle falesie in base alla classificazione SCMR

| SCMR | 100 - 81 | 80 - 61 | 60 - 41 | 40 - 21 | 20 - 0 |
|-----------------|---------------------|-------------------|-------------------------|-------------------------------|-------------------------------------|
| classe | I | II | III | IV | V |
| descrizione | molto buona | buona | discreta | scadente | molto scadente |
| stabilità | sicuramente stabile | stabile | parzialmente stabile | instabile | sicuramente instabile |
| modo di rottura | assente | possibili blocchi | lungo piani o per cunei | lungo piani o su grandi cunei | su grandi piani o rototraslazionale |
| stabilizzazione | nessuna | occasionale | sistematica | estesa | riprofilare la scarpata |

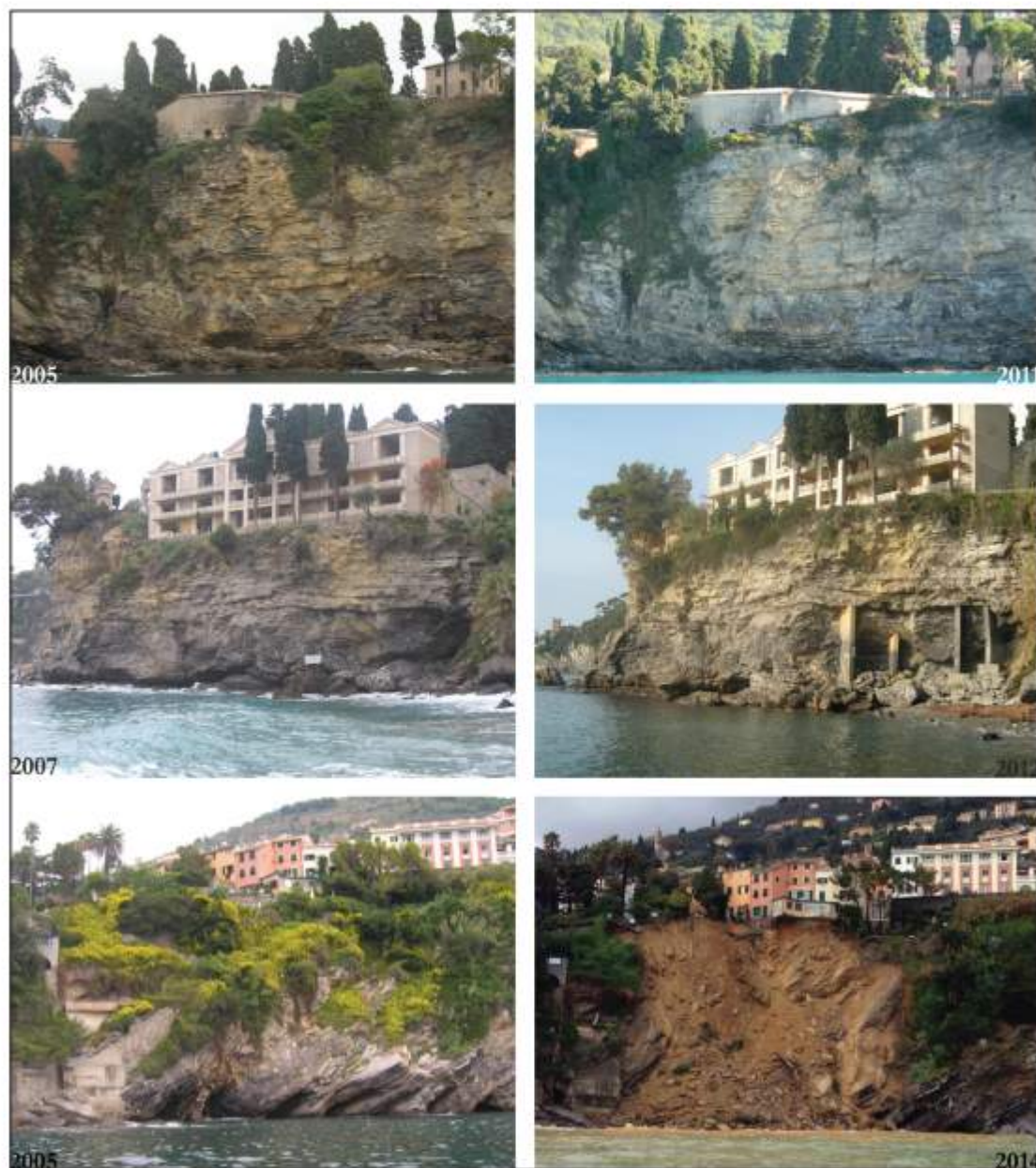


Figura 3 – Confronto temporale relativo all'evoluzione della costa tra Genova Nervi e Camogli: in alto falesia sottostante il cimitero di Camogli; al centro falesia sottostante il cimitero di Sori; in basso falesia in Località Spriscina a Genova Nervi.

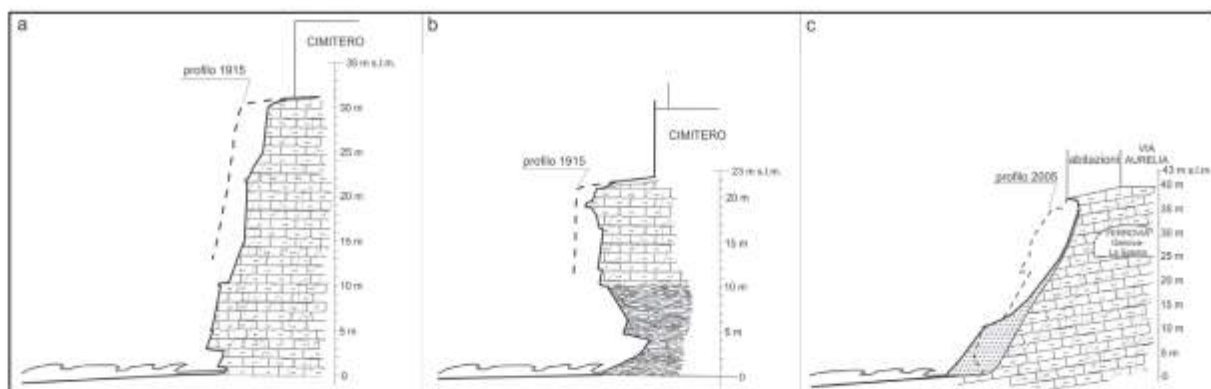


Figura 4 – Sezioni delle falesie nei pressi del cimitero di Camogli (a), del cimitero di Sori (b) e di Spriscina (c).

Tabella 4 – Principali parametri fisico-meccanici del Flysch di Monte Antola

| Parametri | Ammasso Roccioso | | |
|---|----------------------------|---------------------------|----------------------|
| | condizioni più sfavorevoli | condizioni più favorevoli | prevalente |
| Spaziatura (m) | 0.06 - 0.2 | 0.6 - 2 | 0.2 - 0.6 |
| Persistenza (m) | 20 | 3 | maggiore 20 |
| Apertura (mm) | maggiore 5 | nessuna | 0.1 - 5 |
| Rugosità (superfici) | lisce | rugose | leggermente rugose |
| Riempimento | minore 5 mm | assente | assente |
| Alterazione | molto alterato | leggermente alterato | leggermente alterato |
| RQD (%) | 25-50 | 75-90 | 25-50 |
| Condizioni idrauliche | umido | asciutto | asciutto |
| | Roccia intatta | | |
| | minimo | massimo | medio |
| Resistenza a compressione monoassiale (MPa) | 25 | 70 | 40 |
| Resistenza a trazione (MPa) | 3 | 8 | 5 |
| Peso specifico (kN/m ³) | 25 | 27 | 26 |
| Angolo di attrito efficace (°) | 28 | 46 | 30 |
| Coesione efficace (kPa) | 50 | 275 | 190 |
| | Giunti | | |
| | minimo | massimo | medio |
| Angolo di attrito di base (°) | 27 | 35 | 30 |
| Angolo di attrito di picco (°) | 38 | 45 | 39 |
| Angolo di attrito residuo (°) | 22 | 30 | 27 |
| Coesione (kPa) | 100 | 300 | 175 |
| Coesione di picco (kPa) | 110 | 310 | 220 |
| Coesione residua (kPa) | 75 | 210 | 100 |

L'analisi di dettaglio del moto ondoso ha permesso di evidenziare che nella costa da Nervi alla spiaggia di Recco i tratti orientati circa E-W sono interessati sia da moto ondoso di Libeccio sia da onde di Scirocco, mentre i promontori sono raggiunti da onde di Libeccio sul lato W e da onde di Scirocco sulla parete E. Il tratto costiero compreso tra la spiaggia di Recco e il porticciolo di Camogli è interessato principalmente da moto ondoso di Libeccio, in quanto è orientato NW-SE. Considerando che la pendenza del fondale è risultata compresa tra 1°, solitamente nelle falesie in corrispondenza delle baie, e 13°, per tempo di ritorno di 10 anni le onde giungono quasi sempre frante alla parete rocciosa; solo nella frazione Corsanico a Pieve Ligure e nella zona di Punta Ferretto a Sori, le onde frangono contro la scarpata rocciosa.

Confrontando i risultati delle classificazioni geomeccaniche applicate, si evidenzia che l'indice RMS fornisce in tutti i punti stazione valori confrontabili: ammasso roccioso di resistenza moderata. Considerando la gia-

citura delle discontinuità in rapporto all'orientazione del pendio si ottengono delle differenziazioni lungo la costa rocciosa; secondo l'RMR, di tutte le stazioni esaminate 10 risultano con ammasso roccioso di qualità pessima e 17 di qualità scadente; in base all'indice SMR le falesie esaminate sono risultate per la maggior parte in condizioni discrete, 11 in condizioni buone, 4 in condizioni scadenti e 2 in condizioni molto scadenti. I risultati della classificazione RMR e dell'indice SMR non sono pienamente confrontabili, ma è opportuno sottolineare che i valori del parametro R6 della classificazione di Bieniawski sono molto penalizzanti, tanto che alcuni autori ritengono che nel caso dei versanti il parametro R6 non sia applicabile e rimandano direttamente alla classificazione di Romana.

La classificazione SMR di Romana è risultata, pertanto, la più adatta per rappresentare le caratteristiche delle falesie costiere in condizioni statiche, in quanto prende in considerazione la geometria tra giunti e pendio, utilizzando parametri adeguati; inoltre fornisce indicazioni sul possibile cinematicismo di rottura che potrebbe verificarsi lungo la parete rocciosa e le eventuali opere di sistemazione. Per questo è stata utilizzata come base per la nuova classificazione Sea Cliff Mass Rating.

Inserendo tutti i dati ottenuti dallo studio delle pareti rocciose nella formulazione dell'indice SCMR si ottengono 14 falesie di qualità discreta, 13 di qualità scadente, 10 di qualità da scadente a discreta, 6 di qualità da discreta a scadente, 4 di qualità molto scadente, 3 di qualità da discreta a buona e 2 di qualità da molto scadente a scadente (Fig. 5).

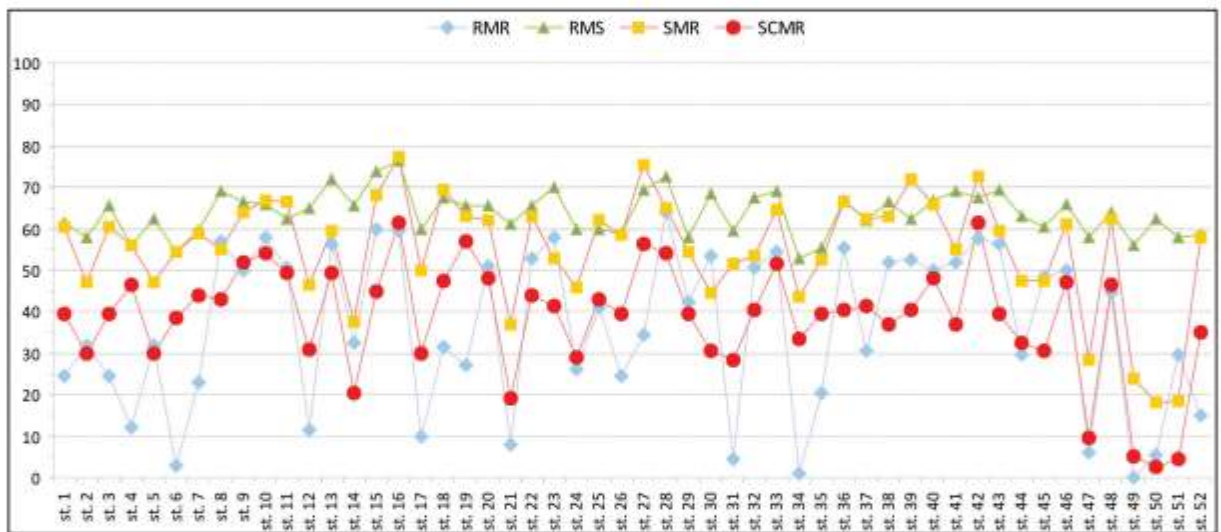


Figura 5 – Comparazione dei valori medi delle classificazioni RMR, RMS, SMR ed SCMR.

Discussioni e conclusioni

I risultati ottenuti con la classificazione SCMR permettono una maggiore differenziazione delle falesie costiere anche rispetto all'indice SMR di Romana e sono coerenti con quanto osservato sul terreno; pertanto l'azione del moto ondoso è fondamentale per la dinamica delle falesie e va analizzata per effettuare uno studio completo delle coste rocciose.

Tali risultati, data la corrispondenza con la realtà, sono stati utilizzati per elaborare una carta di pericolosità geomorfologica costiera (Fig. 6), in cui le classi di suscettività al dissesto costiera ricalcano le classi della classificazione SCMR:

- a) Pg 4: suscettività molto elevata, comprende le frane attive e le falesie con valore di SCMR = 0-20;
- b) Pg 3: suscettività elevata, comprende le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante e le falesie con valore di SCMR = 21-40;
- c) Pg 2: suscettività media, comprende le falesie con valore di SCMR = 41-60;
- d) Pg 1: suscettività bassa, comprendente le falesie con valore di SCMR = 61-80;
- e) Pg 0: suscettività molto bassa, comprendente le spiagge e le falesie con valore di SCMR = 81-100.

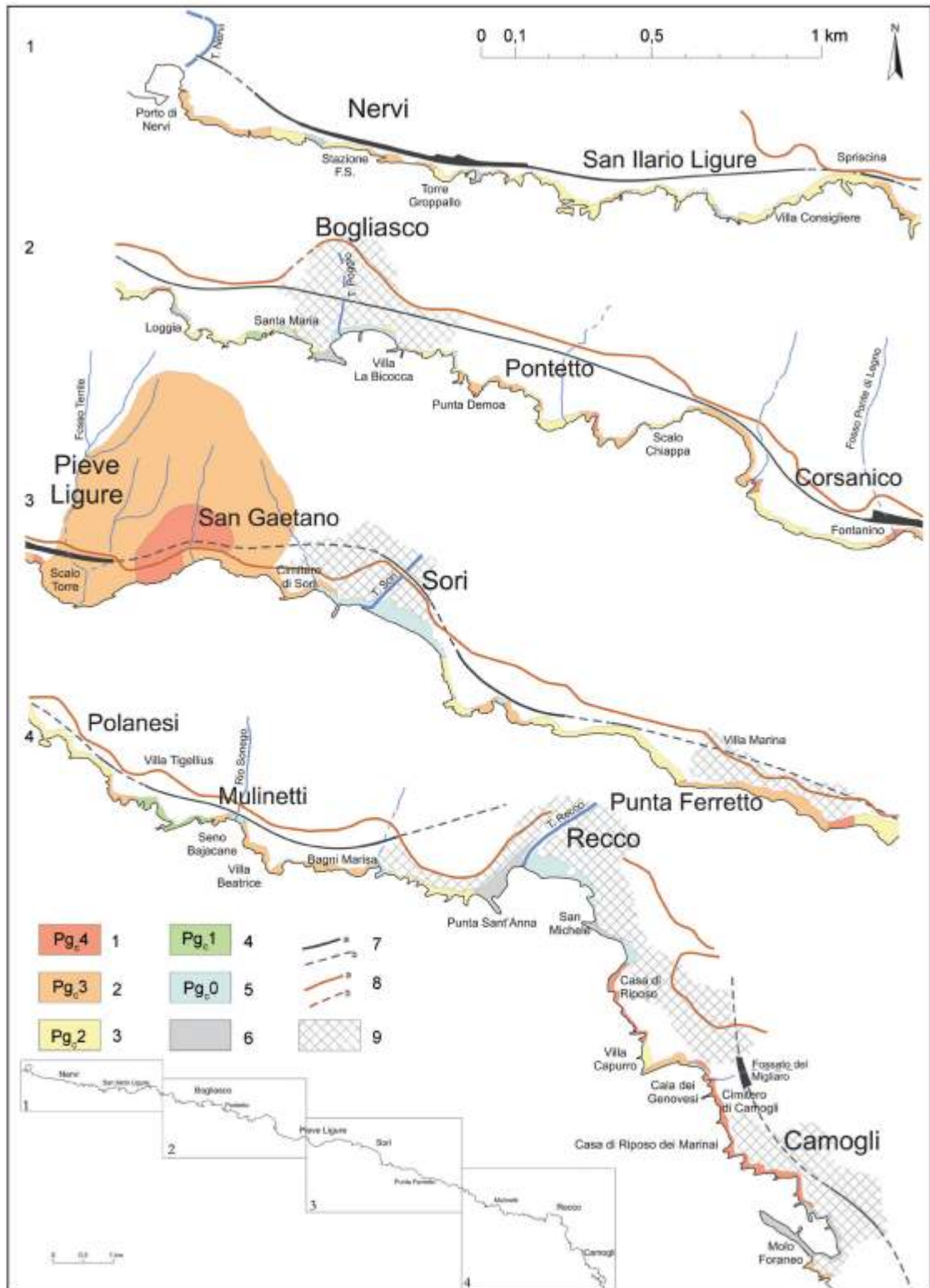


Figura 6 – Carta di pericolosità geomorfologica costiera (suscettività al dissesto costiera). Legenda: 1.Pg 4, suscettività al dissesto molto elevata; 2. Pg 3, suscettività al dissesto elevata; 3. Pg 2, suscettività al dissesto media; 4. Pg 1, suscettività al dissesto bassa; 5. Pg 0, suscettività al dissesto molto bassa; 6. costa armata o artificiale; 7. linea ferroviaria (a) con tratti in galleria (b); 8. via Aurelia (a) con tratti in galleria (b); 9. aree con elevata urbanizzazione.

E' stata inserita la sesta classe "costa armata o artificiale", per rappresentare le opere portuali e marittime e le opere di origine antropica che hanno completamente obliterato la falesia.

Quando l'intervallo di valori dell'indice SCMR rappresentante la falesia è compreso all'interno di due classi contigue di suscettività si è eseguita la media matematica tra i due estremi dell'intervallo e si è assegnata la classe corrispondente al valore medio.

In generale prevalgono le aree a suscettività media ed elevata; le aree a pericolosità molto elevata corrispondono principalmente con le zone in cui si sono riscontrate frane attive; risultano solo due falesie a suscettività bassa.

Dalla carta di pericolosità geomorfologica è stata derivata una carta di rischio costiero, considerando gli elementi a rischio presenti in una fascia di 30 m a partire dall'orlo della scarpata della falesia. Gli elementi a rischio sono stati definiti in base a 4 classi: E0, ossia aree disabitate o improduttive; E1, in cui sono compresi edifici isolati e zone agricole; E2, comprendente nuclei urbani, insediamenti industriali e commerciali minori; E3, costituita da centri urbani, grandi insediamenti industriali e commerciali, principali infrastrutture e servizi. Nella fascia costiera considerata sono presenti principalmente elementi a rischio di classe E2 ed E3.

Incrociando in una matrice le classi di suscettività con quelle degli elementi a rischio, si sono individuate cinque classi di rischio costiero: Rc4 molto elevato, Rc3 elevato, Rc2 medio, Rc1 basso e Rc0 molto basso.

Le zone a rischio molto elevato coincidono principalmente con le aree a suscettività molto elevata e con le falesie a pericolosità geomorfologica elevata alla cui sommità sono presenti la strada provinciale Aurelia e/o la linea ferroviaria Genova-La Spezia. Le aree a rischio molto basso corrispondono alle spiagge o ad aree antropizzate a livello del mare, prive di falesia.

Le fasi di studio adottate sono risultate efficaci per differenziare le problematiche delle falesie del tratto costiero esaminato e tenuto conto che la classificazione proposta prende in considerazione parametri del moto ondoso di facile reperibilità ed applicazione, potrebbero essere adottate come indirizzo generale per la pianificazione territoriale in ambito costiero, attualmente affrontata in modo parziale nei Piani di Bacino vigenti in Liguria.

Il metodo e la classificazione proposti sono comunque suscettibili di approfondimenti ed eventuali modifiche e sarà indispensabile testare tale approccio in altri territori costieri, liguri e nazionali, al fine di tarare la classificazione SCMR alle falesie modellate in altri ammassi rocciosi, interessate da moto ondoso in differenti condizioni meteomarine e caratterizzate da interventi antropici diversi.

Bibliografia

- Bieniawski Z.T. (1989) - *Engineering Rock Mass Classifications*. Wiley Ed., New York. 257 pp.
- Coastal Engineering Research Center (2002) - *Coastal Engineering Manual*. EM 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Internet Publishing Group.
- Corsi B., Elter F.M., Giammarino S. (2001) - *Structural fabric of the Antola Unit (Riviera di Levante, Italy) and implications for its alpine versus apennine origin*. *Ofoliti*, 26 (1): 1-8.
- Corsi B. (2003) - *Eventi tettonico-sedimentari del settore tra Chiavari e Genova Nervi nel quadro dell'evoluzione geodinamica del sistema Ligure Balearico e Tirrenico*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, Università degli Studi di Genova.
- Cortemiglia G.C. (1982) - *Indizi Geomorfologici significativi quale contributo alla stesura di una carta neotettonica della Liguria* - Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, pubblicazione n. 513 del Progetto Finalizzato Geodinamica. CNR Roma: 397-404.
- Fanucci F., Pintus S., Tedeschi D. & Vignolo A. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 83-94 Rapallo, Chiavari* - Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, pubblicazione n. 356 del Progetto Finalizzato Geodinamica. CNR Roma, 1305-1327.
- Gallino S., Benedetti A., Onorato L. (2012) - *Wave Watching. Lo spettacolo delle mareggiate in Liguria*. Ulrico Hoepli Editore S.p.A., Milano, 224 pp.
- Lucchetti A. (2013) - *Evoluzione recente e rischio geomorfologico delle coste alte rocciose tra Genova Nervi e Camogli (Liguria orientale)*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, Università degli Studi di Genova, 127 pp.
- Lucchetti A., Brandolini P., Robbiano A., Firpo M. e Faccini F. (2013) - *The Sea Cliff Mass Rating geomechanical classification for the rocky coastal management plan*. 12th European Geoparks Conference National

- Park of Cilento, Vallo di Diano and Alburni Geopark- Italy, 4th-6th September 2013, 158-161.
- Marini M. (1981) - *Analisi geologico-strutturale ed interpretazione paleogeografica e tettonogenetica dei Calcari del M. Antola (Appennino Ligure)*. *Ofioliti*, 6: 119-150
- Marinos P., Hoek E. (2000) - *GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation*, Proc. Geo-Eng2000 Int. Conf. on Geotech. and Geol. Engineering. Melbourne, Technomic publishers, Lancaster. pp. 1422-1446
- Provincia di Genova (2004) - *Studio dell'Ambito Costiero tratto tra Punta Vagno ed il Golfo Paradiso*. Area 06 Difesa del Suolo, Opere Ambientali e Piani di Bacino. 256 pp.
- Rocscience Inc., 2010. *DIPS 5.0 software*
- Romana M. (1985) - *New adjustment ratings for application of Bieniawski classification to slopes*. Proc. ISRM Int. Symp. on the Role of Rock Mech., Zacatecas. pp. 49-53.
- Romana M. (1993) - *A geomechanics classification for slopes: Slope Mass Rating*. Hudson, J. Ed., *Comprehensive Rock Engineering*, Pergamon 3: 575-600.
- Selby M.J. (1980) - *A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand*. *Z. Geomorph. N.F.*, 24-1: 31-51.
- Sunamura T. (1992) - *Geomorphology of Rocky Coasts*. J. Wiley & Sons Ed., Chichester, U.K. 302 pp.

Ricevuto il 21/02/2014, accettato il 07/07/2014.

Torre Fiumicelli (Otranto) e l'evoluzione storica del litorale adriatico salentino

Giuseppe Mastronuzzi¹, Paolo Sansò²

¹Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi "Aldo Moro",
Campus Universitario, 70125 Bari

²Di.S.Te.B.A., Università del Salento, Ecotekne, 73100 Lecce

Riassunto

Il perimetro costiero della penisola salentina (Puglia meridionale) è costellato da numerose torri costiere di avvistamento realizzate nella seconda metà del XVI secolo. Torre Fiumicelli, una delle torri poste lungo il litorale di Otranto, mostra il piede al di sotto del livello medio del mare e risulta parzialmente sepolta da un rilevato cordone dunare. Forse per questo la torre era scomparsa dalla cartografia del XIX secolo e data per distrutta nei cataloghi delle torri costiere sin qui realizzati.

L'analisi geomorfologica del litorale ha permesso di giustificare la singolare posizione geografica della torre. La torre fu costruita alla fine del XVI secolo con un livello locale del mare posto alcuni decimetri più in basso rispetto alla posizione attuale cosicché l'ampia piattaforma costiera presente nei fondali antistanti la torre, oggi estesa tra 0 e 1 m sotto il livello del mare, veniva a costituire una punta rocciosa capace di proteggere la torre dalle mareggiate. La posizione avanzata della torre permetteva nel contempo di trarre in considerazione le torri più vicine.

L'innalzamento del livello del mare è stato accompagnato negli ultimi due secoli da un'abbondante ripascimento del litorale adriatico della Penisola Salentina da parte del Fiume Ofanto. Lo sviluppo di una estesa spiaggia emersa e di un cordone dunare molto rilevato ha quindi determinato il parziale seppellimento di Torre Fiumicelli.

Parole chiave: dinamica costiera, variazioni del livello del mare, Torre Fiumicelli, Puglia, Italia.

Abstract

The coast of Salento Peninsula (southern Apulia) is studded by numerous towers built in the second half of XVI century. Fiumicelli Tower is one of the towers placed along the Otranto coastline. It shows the base below mean sea level and is partly covered by a high dune belt. For this reason it disappeared from the XIX century maps and considered completely disrupted in catalogues on coastal towers realized so far.

The geomorphological analysis stresses the peculiar geographical position of Fiumicelli tower. It was built at the end of XVI century when local sea level was some decimeters lower than present position so that the wide submerged shore platform stretching at the tower's foot, between 0 and 1 m below mean sea level, was a rocky head. So, Torre Fiumicelli was sheltered from storm waves and, in the same time, it could be seen by nearby towers.

During the last two centuries, sea level rise has been accompanied by a strong nourishment of the Adriatic coast of Salento peninsula due to the Ofanto river load. The development of a wide beach and a high dune belt produced the burying of Torre Fiumicelli.

Key Words: coastal dynamics, sea level change, Torre Fiumicelli, Puglia, Italy.

Introduzione

Nella seconda metà del XVI secolo fu realizzato a più riprese lungo le coste dell'Italia meridionale un complesso sistema di fortificazioni nell'intento di contrastare le incursioni piratesche. La difesa degli insediamenti costieri costituiva un problema di urgente attualità soprattutto nella penisola salentina (Fig. 1), l'area più meridionale della Puglia, teatro dei tragici eventi legati all'assedio e presa di Otranto nel 1480, alla distruzione di Castro e Marittima nel 1537, all'incursione dal lido di Morciano sino al paese di Presicce nel 1544, al saccheggio di S. Pancrazio e allo sbarco di 22 galee nella Marina di Ugento nel 1547 (Cazzato, 1992). A questo deve aggiungersi la totale distruzione di Taranto avvenuta nel 927 ad opera della flotta saracena guidata dall'ammiraglio di origine slava Sabir e l'occupazione dell'Isola di San Pietro a Taranto nel 1554, nonché le successive incursioni del 1594 (Marzo et al., 1997). Questi fatti già nel 1564 portarono all'ipotesi di fortificare tutta l'Isola come bastione a difesa della rada pur essendosi già compiuta nel 1492 la costruzione del Castello Aragonese.



Figura 1 – Ubicazione di Torre Fiumicelli e delle principali località citate nel testo. Il riquadro indica l'area rappresentata in figura 6.

Torre Matrella, Torre dell'Orso, Torre Santo Stefano o in prossimità dell'orlo di ripidi versanti costieri come nel caso di tutte le piccole torri tronco-coniche presenti sulla costa tra Otranto e Leuca (per es. Torre Sant'Emiliano, Torre Minervino, Torre Capo Lupo, Torre Sasso) e dell'imponente Torre S. Maria dell'Alto sulla costa ionica della penisola. Molte altre torri sono poste al centro di piccole punte costituite da piattaforme costiere poco elevate, ad una distanza dalla linea di riva variabile da 50 a 130 m. In alcuni casi la posizione della torre è condizionata dalla presenza di un alto morfologico, generalmente la sommità di un cordone dunare fossile come nel caso di Torre Sabea, Torre Mozza e Torre Teste di Gallico.

La costruzione della maggior parte delle torri si concluse nel 1569 (Cazzato, 1992). In Terra d'Otranto, però, nel 1592 non erano ancora terminate le torri appaltate una decina di anni prima. Nel 1594 si dovette ricorrere quindi ad una nuova tassazione per reperire i fondi necessari per il loro completamento che si concluse nel 1608.

Nel 1748 si contavano nel Regno di Napoli 379 torri costiere delle quali 131 in Puglia così distribuite: 25 in Capitanata (attuale Provincia di Foggia), 16 in Terra di Bari (attuali Province di Bari e Barletta-Andria-Trani) e 80 in Terra d'Otranto (attuali Province di Brindisi, Taranto, Lecce).

Una torre posta sul litorale adriatico salentino, Torre Fiumicelli (comune di Otranto, Provincia di Lecce), ha suscitato un particolare interesse per la sua inusuale posizione che suggerisce una configurazione della fascia costiera in epoca storica alquanto diversa da quella attuale.

Allo scopo di contrastare il pericolo proveniente dal mare, il Vicerè don Pedro de Toledo emanò nel 1532 una ordinanza con la quale si obbligava i privati ad erigere torri per infittire la rete di quelle già esistenti, alcune delle quali erette negli stessi luoghi di più antiche torri romane, bizantine e angioine (Troccoli Verardi, 1974). Tuttavia l'ordine non fu eseguito per la mancanza di risorse economiche.

Un nuovo impulso per la realizzazione della rete di torri costiere d'avvistamento venne dall'editto emesso nel 1563 dal vicerè don Pedro Afan o Parafan de Ribera, duca di Alcalá. I luoghi dove costruire le nuove torri furono stabiliti dagli ingegneri regi in modo da garantire che ciascuna torre fosse visibile alle due più vicine (Fig. 2). Per questo le torri si trovano spesso posizionate in posizione dominante, sul ciglio di falesie come

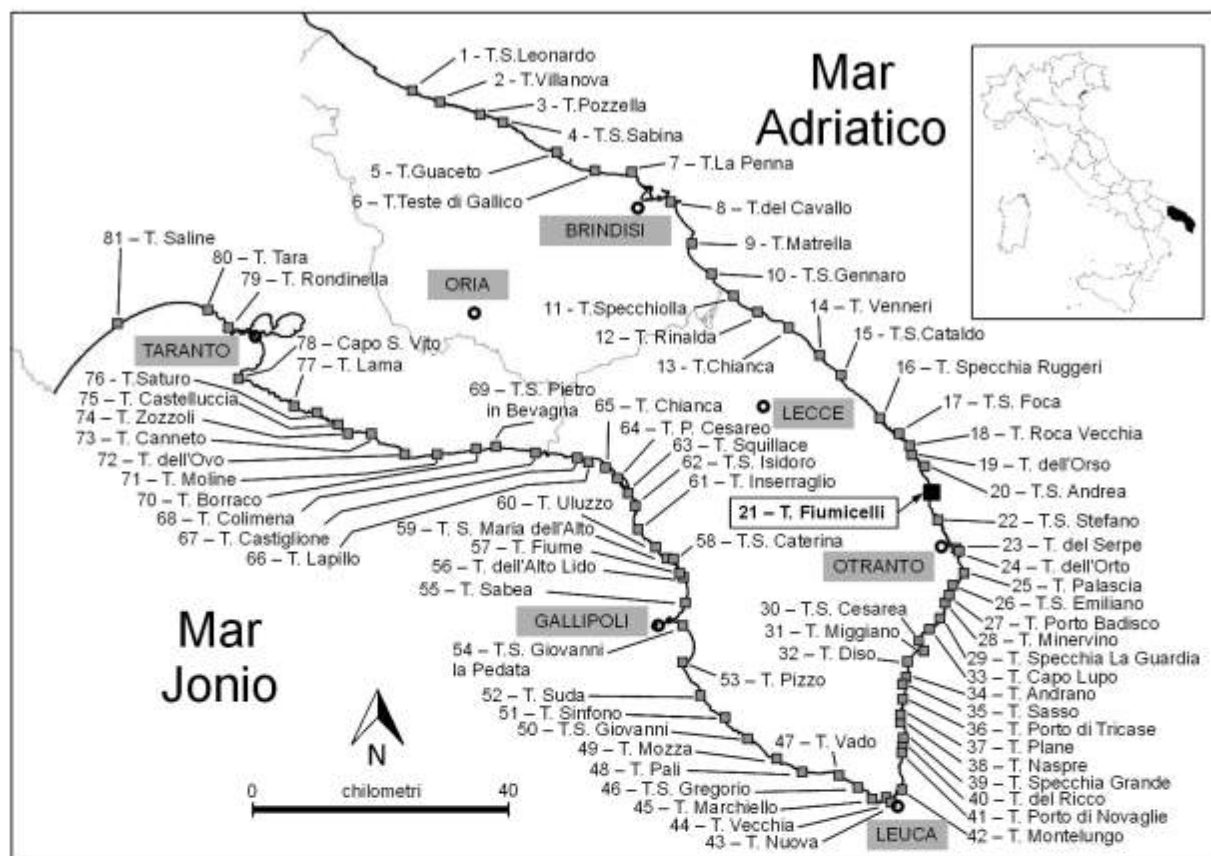


Figura 2 - Ubicazione delle torri di avvistamento e difesa costruite lungo il perimetro costiero della penisola salentina. I nomi delle torri sono tratti da Così (1992).

Torre Fiumicelli

Torre Fiumicelli insiste lungo la costa adriatica della Puglia meridionale, pochi chilometri a nord di Otranto, in località Laghi Alimini. Lungo questo tratto costiero, alte falesie lasciano il posto ad una spiaggia sabbiosa lunga più di 6 km, bordata verso l'interno da un cordone dunare rilevato sino a 13 metri. Alle spalle del cordone erano presenti ampie aree paludose bonificate nei primi decenni del secolo scorso.

Torre Fiumicelli appare costruita in un punto singolare del locale paesaggio, cioè nel punto di massima curvatura del litorale, qui convesso verso mare, in cui esso cambia direzione generale da NNO-SSE a NNE-SSO. Le coordinate geografiche (WGS 84) della torre sono: 18.46433° E, 40.22492° N.

L'analisi della cartografia storica (per es. quella prodotta dal De Rossi nel 1714, Fig. 3) permette di comprendere la ragione del nome della torre (Torre del Fiumicello, Torre dei Fiumicelli, Torre Fiumicelli). Nella cartografia, infatti, è riportata la presenza a ridosso della fascia costiera di un'ampia palude connessa con la linea di riva per il tramite di un breve corso d'acqua.



Figura 3 - Nella carta del De Rossi (1714), Torre Fiumicelli è posta nelle vicinanze di un piccolo effluente ("il fiumicello") che metteva in connessione un'ampia area paludosa presente poco all'interno con la linea di riva.

a – La torre perduta

L'analisi della cartografia storica evidenzia come la posizione della torre sia indicata nella carta di Cartaro (1613), nella carta del De Rossi (1714), nella carta del De Bargas Machuco (1743), nell'Atlante Marittimo del Rizzi-Zannoni (1785), nell'Atlante Sallentino di Pacelli (1807), nell'Atlante Geografico del Rizzi-Zannoni (1808), nella Carta delle Province Continentali dell'ex Regno di Napoli (1822), nella carta di cabotaggio (1834), nella carta topografica dell'ITMI (1877). È interessante notare come già in una carta anonima realizzata nel 1785 la torre venga indicata come diruta. La non facile identificazione della torre sul terreno è testimoniata dalla sua assenza nelle carte del Magini (1620), del Blaew (1631-1635), del Bulifon (1734), del Marzolla (1851) nonostante siano costantemente riportate le torri limitrofe (Torre dell'Orso e Torre Sant'Andrea a nord-ovest, Torre Santo Stefano a sud-est, tutte ubicate in prossimità del ciglio di falesia). Da notare infine che Torre Fiumicelli non compare nelle tavolette IGM in scala 1:25000 del 1948, né nella cartografia IGM in scala 1:50000 del 1987.

Torre Fiumicelli viene data per distrutta dagli studiosi che hanno sin qui realizzato cataloghi delle torri costiere costruite lungo le coste della penisola salentina (per es. Faglia et al., 1978; Così, 1992). Faglia et al. (1978) nel fondamentale catalogo delle torri di difesa costiera di Terra d'Otranto ne confermano la distruzione e ne desumono la presenza solo sulla base dei dati storici. Il Così (1992) riporta una serie di documenti inediti che rivelano come la costruzione della torre fosse stata appaltata per la prima volta nel 1567 e poi nuovamente nel 1582; nel 1596 la torre risulta ancora in costruzione. Anche questo autore non individua la posizione della torre sul terreno riportando una sua probabile posizione geografica in coordinate metriche e a 5 metri di quota.

b - Caratteristiche costruttive di Torre Fiumicelli

Torre Fiumicelli rientra nel gruppo delle torri troncopiramidali a base quadrata (Caprara, 1984). L'altezza di queste torri si aggira intorno a 12 metri con la misura del lato di base esternamente di 10 o 12 metri. Il piano terra ospitava una cisterna alimentata dalle acque di pioggia convogliate dal terrazzo mediante una canalizzazione ricavata nello spessore della muratura. La volta a botte della cisterna sosteneva il vano abitabile della torre con ingresso sopraelevato da 3 a 5 metri circa, cui si accedeva per mezzo di una scala a pioli retraibile. Al terrazzo si accedeva per mezzo di una gradinata ricavata nello spessore della muratura, preferibilmente sul lato a monte, meno esposto alle offese provenienti dal mare. Un buon esempio di questo tipo di torre è rappresentato da Torre S. Foca (Fig. 4).

In particolare, Torre Fiumicelli è costruita con conci (dimensioni 29x29x45 cm) ricavati dalle tenere calcareniti plioceniche affioranti diffusamente nell'area (Fig. 5). La torre ha base quadrangolare di 10,5 m di lato; gli spigoli della torre risultano orientati grossomodo N-S ed E-O. La torre conserva soltanto il piano terra, occupato da un ambiente voltato a botte, probabilmente una cisterna come suggerisce una canalizzazione presente lungo lo spesso muro perimetrale. Il punto più alto della torre è posto a 8 metri sul livello medio del mare.

Torre Fiumicelli è posta in corrispondenza della linea di riva e presenta il piede al di sotto del livello del mare; il muro perimetrale esposto a NE risulta attivamente eroso dal moto ondoso che ha prodotto in questi ultimi anni un'ampia nicchia erosiva. La torre è parzialmente ricoperta da un potente cordone dunare oggi in forte erosione.



Figura 4 – Torre S. Foca mostra la stessa tipologia costruttiva di Torre Fiumicelli. Essa appartiene infatti al gruppo delle torri troncopiramidali a base quadrata con tre caditoie per lato realizzate a filo di scarpa. Anche il litotipo utilizzato per la costruzione è lo stesso, cioè conci di tenere calcareniti del Pliocene superiore, affioranti diffusamente nell'area.



Figura 5 – Torre Fiumicelli conserva oggi solo il piano terra che ospita una cisterna voltata a botte. La torre si presenta ubicata in corrispondenza della battigia e con il piede sommerso dai sedimenti di spiaggia. Il moto ondoso ha raggiunto solo da qualche anno lo spigolo NE della torre a causa degli intensi fenomeni erosivi che stanno interessando il litorale. Una profonda nicchia erosiva minaccia oggi la stabilità della torre.

Le caratteristiche geologiche e geomorfologiche del litorale

Il rilevamento geomorfologico dell'area costiera lungo la quale insiste Torre Fiumicelli ha permesso di evidenziare i limiti dell'area paludosa presente a ridosso del litorale riportata nella cartografia storica. Quest'area depressa è oggi bordata verso mare da un cordone dunare rilevato sino a 13 m (Fig. 6).

Al piede del cordone dunare è presente una stretta spiaggia sabbiosa (ampiezza variabile tra 5 e 20 m) in forte erosione. Il rilevamento topografico di dettaglio del primo fondale eseguito mediante GPS differenziale ha inoltre rivelato la presenza ai piedi della torre di una piattaforma sommersa, ampia circa 60 m, estesa tra la linea di riva e circa 1 m sotto il livello del mare.

La recente ed intensa erosione della spiaggia che separava la torre dalla linea di riva ha esposto la superficie della piattaforma all'azione erosiva del moto ondoso. Per questo una berma di tempesta ciottolosa è presente a ridosso del profondo gradino di erosione che segna costantemente il piede del cordone dunare.

Lo sviluppo dell'ampia piattaforma costiera sommersa è strettamente dovuto alle caratteristiche stratigrafiche

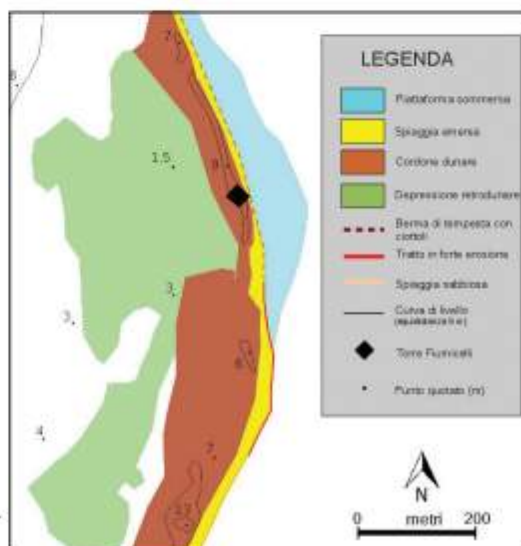


Figura 6 – Schema geomorfologico della fascia costiera di Torre Fiumicelli.



Figura 7 – I livelli basali delle sabbie affioranti lungo il litorale di Torre Fiumicelli si presentano cementati e costantemente caratterizzati da peculiari strutture sedimentarie.



Figura 8 – Le sabbie affioranti lungo il litorale di Torre Fiumicelli hanno sviluppato un profondo profilo di alterazione. In superficie le sabbie si presentano argillose, di color rosso mattone e con numerosi piccoli noduli di ossidi di manganese. Questi depositi sono segnalati in questo lavoro per la prima volta in letteratura.

dell'area. Il substrato geologico è infatti localmente rappresentato da calcareniti del Pliocene superiore riferibili alla Formazione di Uggiano La Chiesa (Bossio et al., 1985), ricoperto da un deposito prevalentemente sabbioso potente sino a 4 metri circa, segnalato in questo lavoro per la prima volta in letteratura; il contatto è a luoghi segnato da depositi continentali con travertino e/o un sottile livello di conglomerato. I livelli più bassi di questo deposito mostrano livelli cementati marcati da peculiari strutture sedimentarie (Fig. 7), messe in evidenza dall'erosione selettiva, che sfumano rapidamente in sabbie biancastre, con laminazione piano-parallela e ondulata e prive di macrofossili.

Un profondo profilo di alterazione interessa le sabbie (Fig. 8) che nei livelli più alti si presentano di colore rosso scuro (7.5 YR 4/4 della Scala Munsell), argillose e marcate dalla diffusa presenza di piccoli noduli di ossidi di manganese delle dimensioni inferiori al centimetro.

L'ampia piattaforma sommersa ai piedi della torre è modellata nei livelli cementati basali delle sabbie. Al piede della duna, invece, l'azione delle mareggiate espone le sabbie profondamente alterate marcate dai noduli di manganese.

La profonda erosione della spiaggia è evidente dall'analisi di una foto della torre ripresa negli anni '70 del secolo scorso (Fig. 9).

Essa mostra la torre quasi del tutto nascosta dal cordone dunare e risulta visibile solo parte del lato rivolto a SE. Inoltre la superficie della spiaggia emersa si attesta ad una quota decisamente superiore all'attuale. La torre non era quindi visibile dalle foto aeree né è raggiungibile in auto e questo forse spiega la sua scomparsa nella cartografia più recente e nei cataloghi delle torri costiere sinora realizzati.

Attualmente il litorale appare fortemente segnato da vistosi fenomeni erosivi. Sia la posizione della linea di riva che il piede del cordone dunare sono fortemente arretrati; la diminuzione della quota media della

spiaggia emersa ha determinato la risumazione della base della torre che ormai presenta quasi costantemente lo spigolo orientale in acqua.

Il differente grado di degradazione delle superfici della torre evidenzia la parte rimasta per lungo periodo esposta agli agenti atmosferici (conci fortemente degradati) dalle superfici esposte soltanto da un tempo relativamente breve ai processi erosivi in atto (conci non degradati). Attualmente la superficie della spiaggia emersa è posta ad una quota massima di 35 cm sul livello medio del mare (dati maggio 2013) mentre nel passato doveva essere posizionata stabilmente una sessantina di centimetri più in alto.

L'erosione prodotta dal moto ondoso ha esposto in sezione la struttura dei depositi che si appoggiano sui lati verso terra della torre (Fig. 10).

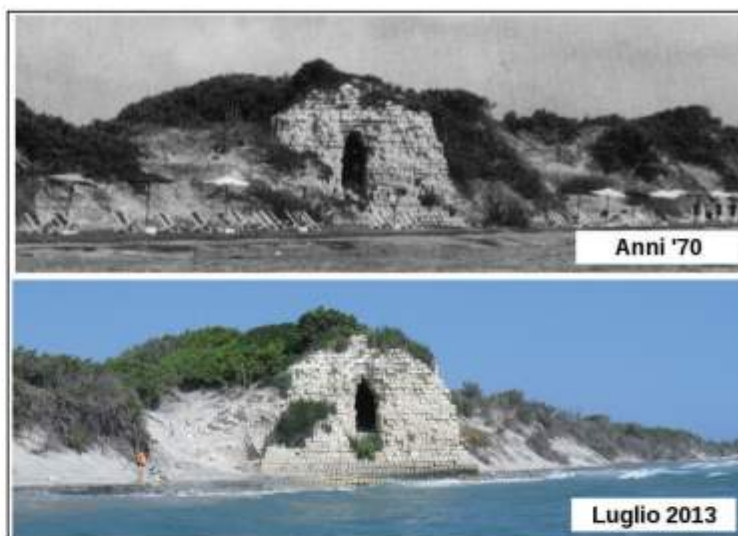


Figura 9 – Il confronto tra Torre Fiumicelli ripresa negli anni '70 del secolo scorso e la situazione attuale evidenzia la forte erosione del litorale avvenuta negli ultimi 50 anni. Torre Fiumicelli era quasi del tutto sepolta dal cordone dunare e per questo probabilmente non è riportata nelle cartografie dell'IGM del secolo scorso e considerata distrutta nei cataloghi delle torri costiere sin qui realizzati.



Figura 10 – L'azione delle onde di mareggiata ha posto in evidenza la struttura dei depositi che si appoggiano sui lati verso terra di Torre Fiumicelli. E' ben visibile il corpo di frana, probabilmente prodotto dal terremoto del 20 febbraio 1743. In primo piano sul bordo interno della spiaggia emersa è visibile una concentrazione meccanica di minerali vulcanici di colore scuro provenienti dall'erosione dell'edificio vulcanico del Monte Vulture.

Alla base, sino a circa 50 cm sul livello del mare attuale, sono presenti sabbie argillose rossastre provenienti dal rimaneggiamento del locale substrato. Segue un sottile livello di sabbie marroncino chiaro miste a pomici e quindi un pacco di sabbie continentali di colore grigiastro, debolmente concrezionate e leggermente inclinate verso terra, contenente numerosi resti di *Helix* sp., piccoli clasti e ciottoli calcarenitici, pomici e laterizi. Questo livello copre i lati verso terra della torre sino ad una altezza di circa 3 metri rispetto alla posizione attuale del livello del mare; la superficie del muro perimetrale su cui esso si appoggia è perfettamente conservata. Segue verso l'alto un intervallo costituito da conci calcarenitici crollati dalla parte sommitale della torre e disposti in strati grossolani fortemente inclinati verso terra. Il corpo crollato ha in sezione forma di triangolo rettangolo con altezza di 2,5 m e base di circa 10 m, con superficie inclinata di circa 20°. Chiude la successione un deposito di sabbie eoliche grigiastre che risale sin sulla sommità del rudere, posta a quota 8 m circa.

Discussione

L'analisi geomorfologica dell'area di litorale su cui insiste Torre Fiumicelli permette di formulare alcune considerazioni sull'evoluzione recente del litorale adriatico della Puglia meridionale.

L'inusuale posizione della torre, posta oggi in corrispondenza della linea di riva e con il piede al di sotto del livello medio del mare, può essere spiegata assumendo un livello del mare alcuni decimetri al di sotto della posizione attuale all'epoca della costruzione della torre (fine XVI secolo). In tal caso l'ampia piattaforma costiera che si stende ai piedi della torre, oggi sommersa, avrebbe costituito una piccola punta rocciosa e la torre sarebbe stata in una posizione sufficientemente arretrata da non essere raggiunta dalle onde durante le mareggiate. Secondo Mastronuzzi & Sansò (2014) il locale innalzamento del livello del mare di alcuni decimetri negli ultimi 500 anni non può essere imputato al solo fattore eustatico ma sarebbe da attribuire ad una concomitante subsidenza tettonica della fascia costiera salentina. I dati sperimentali (Pagliarulo et al., 2012) ed i modelli glacio-idro-isostatici (Lambeck et al., 2010) disponibili per la costa adriatica

della Puglia centro-meridionale, infatti, indicano nel XVI secolo il livello del mare posizionato a circa 25.8 – 28.5 cm sotto il livello medio attuale. I dati disponibili indicano, inoltre, che il continuo e rilevato cordone dunare che ricopre parte della torre si è sviluppato dopo il crollo parziale della parte più alta della torre e quindi in tempi relativamente recenti.

Basandosi sui dati provenienti dal rilevamento geomorfologico è possibile definire l'evoluzione del paesaggio costiero di Torre Fiumicelli dal momento della costruzione della torre, cioè dalla fine del XVI secolo, ad oggi (Fig. 11).

Torre Fiumicelli fu costruita su di una bassa piattaforma costiera, poco rilevata sul livello del mare in corrispondenza di una punta rocciosa. Nel 1596 la torre risulta ancora in costruzione; non si hanno documenti o testimonianze che attestino il suo completamento. Verso l'interno era presente un'area paludosa in connessione con la linea di riva mediante un piccolo effluente ("il fiumicello") che giustifica il nome della torre. Da questa posizione avanzata era possibile comunicare visivamente con le torri limitrofe presenti lungo il litorale, cioè Torre Sant'Andrea (distrutta e sostituita dall'omonimo faro) verso NNO e T.S. Stefano (oggi distrutta) a SSO.

A causa del graduale innalzamento del livello del mare la base della torre venne raggiunta dall'onda montante delle mareggiate più intense con la deposizione del livello basale a pomici. Seguì lo sviluppo di un basso accumulo di prevalente origine eolica frammisto a materiale proveniente

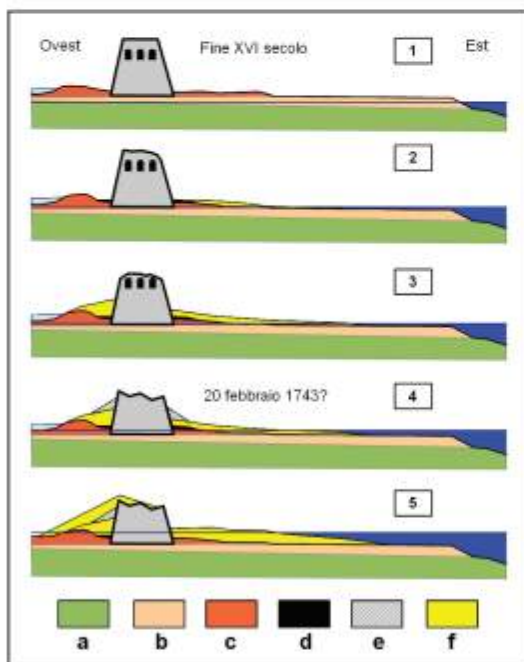


Figura 11 – Schema della evoluzione di Torre Fiumicelli negli ultimi 5 secoli. Legenda: a – calcarenite (Pliocene sup.); b – livelli cementati con peculiari strutture sedimentarie; c – sabbie argillose fortemente arrossate con piccoli noduli di ossidi di manganese; d – livello a pomici; e – conci crollati dalla sommità della torre; f – sabbie eoliche.

dalla degradazione della torre che ne coprì la base sino a circa 3 metri rispetto al livello del mare attuale. L'accumulo è ricoperto da conci crollati dalla parte superiore della torre. Non esistono dati che permettano di datare l'evento di crollo; ciò nonostante è possibile ipotizzare che esso sia stato prodotto dal forte terremoto del 20 febbraio 1743 con epicentro a soli 50 km a SE di Otranto. Il terremoto produsse estesi danni in numerosi centri storici del Salento meridionale e fu particolarmente disastroso nei centri urbani di Nardò e Francavilla Fontana dove raggiunse il IX grado MCS (Mastronuzzi & Sansò, 2007). In tempi successivi, la torre si venne a trovare sul bordo interno di un'ampia spiaggia emersa e fu parzialmente sepolta dai depositi eolici. La caratteristica saliente dei sedimenti di duna è l'abbondante presenza di minerali vulcanici del Monte Vulture, un edificio vulcanico relitto situato nell'area di Melfi (Basilicata), attivo principalmente tra 780 e 480 mila anni fa. Il vulcano ricade interamente nel bacino idrografico del Fiume Ofanto (Ciccacci et al., 1999) la cui foce è ubicata lungo il litorale adriatico pugliese, poco a nord di Barletta. Da qui i sedimenti vengono trasportati lungo costa dalla deriva litorale prevalente, da NW a SE (Caldara et al., 1998).

Lo studio di Torre Fiumicelli sembra quindi indicare che il locale innalzamento del livello medio del mare verificatosi negli ultimi 500 anni è stato accompagnato da una recente abbondante disponibilità di sedimenti legati al trasporto solido del Fiume Ofanto. Le cause di questo significativo aumento della quantità di sedimenti immessi dal Fiume Ofanto nel sistema costiero adriatico della Puglia meridionale sono attualmente oggetto di ulteriori indagini. La presenza di una notevole quantità di sedimenti sabbiosi sotto costa è testimoniata anche dall'analisi di foto storiche del litorale adriatico salentino riprese nei primi decenni del secolo scorso che mostrano la presenza di estese spiagge al piede di basse falesie (Fig. 12) e di ben rilevati cordoni dunari.

Probabilmente proprio il sollevamento recente del livello del mare accompagnato da una abbondante disponibilità di sedimenti lungo costa determinò l'ampliamento nel corso del XIX secolo delle estese paludi costiere presenti sulla costa adriatica della Penisola Salentina ed il conseguente abbandono delle fascia costiera. L'analisi storica e geografica, infatti, evidenzia infatti come solo dall'inizio del 1800 le paludi, sino a quel momento fonte di reddito per le popolazioni locali, diventino un elemento di criticità per lo sviluppo del territorio, forse anche per il diffondersi della malaria (Mainardi, 1988). Tale situazione fu sanata grazie alle numerose opere di bonifica realizzate lungo il litorale salentino. I primissimi interventi in Terra d'Otranto



Figura 12 – Una foto del litorale di Roca, località posta pochi chilometri a nord di Torre Fiumicelli, ripresa all'inizio del secolo scorso. L'abbondante alimentazione del litorale determina l'abbandono di piccole falesie a causa della formazione di spiagge al loro piede.

risalgono al 1860 (De Giorgi, 1922) e si susseguirono per buona parte del XIX secolo ad opera di privati ma non sempre ebbero esito positivo sia per la carenza degli investimenti sia per la tecnologia che li caratterizzava, spesso arcaica e superata. Nel 1882 venne promulgata la legge 869, tesa a dettare le prime norme in tema di bonifiche; essa fu poco efficace in quanto prevedeva l'intervento finanziario di più soggetti (Stato, Province, Comuni, Consorzi di proprietari) cosicché gli episodi di bonifica continuarono isolati e poco incisivi fino ai primi anni del Novecento.

La situazione cambiò radicalmente solo a partire dal 1917, anno in cui si ebbe il primo intervento risanatore compiuto dall'Opera Nazionale Combattenti (O.N.C.), cui seguì una serie di azioni coordinate dallo Stato, in particolar modo negli anni compresi tra le due guerre mondiali, promosse dall'approvazione della legge 3267/1923, la cosiddetta "Bonifica Integrale". Nello stesso periodo, si affiancarono gli interventi di bonifica intrapresi dall'appena costituito Ente di Irrigazione e Trasformazione di Puglia e Lucania. L'ultima e definitiva attività di bonifica trasse impulso dalla decisione di estendere al territorio pugliese i benefici della "Legge Sila" con la "Legge-stralcio" dell'ottobre del 1950.

La situazione appare notevolmente cambiata nel corso degli ultimi decenni. Il litorale salentino appare oggi interessato da intensi fenomeni di erosione. Lungo il litorale di Torre Fiumicelli essa determina la rimozione dei sedimenti di spiaggia e di duna. Quest'ultima appare intagliata costantemente verso mare da una ripida ed instabile falesia, probabilmente unica fonte attuale di ripascimento naturale della spiaggia (Fig. 13). In alcuni tratti del litorale l'erosione ha determinato la completa erosione della spiaggia emersa e l'esposizione del substrato roccioso. Torre Fiumicelli viene oggi raggiunta costantemente dal moto ondoso durante le ma-



Figura 13 – L'attuale profonda erosione del litorale ha prodotto la completa rimozione dei sedimenti di spiaggia emersa, la riesumazione del substrato roccioso ed il modellamento di profondi gradini di erosione al piede del cordone dunare. La stratificazione incrociata ad alto angolo è evidenziata da sottili lamine scure per la presenza di minerali vulcanici. Il cordone dunare è l'unico testimone rimasto di una fase di abbondante alimentazione del litorale verificatasi negli ultimi due secoli.

reggiate; i fenomeni erosivi hanno prodotto il modellamento di una profonda nicchia sul lato NE della torre che ne minaccia ormai inesorabilmente la stabilità.

Conclusioni

L'analisi geomorfologica del litorale su cui insiste Torre Fiumicelli ha permesso di delineare l'evoluzione recente della fascia costiera del Salento orientale. I fattori che più degli altri sembrano influenzare la dinamica costiera negli ultimi 500 anni sono il locale innalzamento del livello del mare e l'abbondante flusso di sedimenti lungo costa.

Torre Fiumicelli, infatti, mostra attualmente il piede sotto il livello del mare, costantemente mascherato dai sedimenti di spiaggia emersa. E' probabile, quindi, che al momento della costruzione della torre il locale livello del mare fosse alcuni decimetri più basso dell'attuale cosicché una vasta porzione dell'ampia piattaforma rocciosa, oggi estesa tra 0 e 1 metro di profondità, risultava emersa a costituire un bassa punta rocciosa da cui era possibile traguardare Torre Sant'Andea verso nord e Torre Santo Stefano verso sud. Torre Fiumicelli era abbastanza distante dalla linea di riva da non essere raggiunta dalle onde di mareggiata (Fig. 14).

Ad una fase di abbondante alimentazione di sedimenti proveniente dal tributo solido del Fiume Ofanto verificatesi probabilmente negli ultimi due secoli è poi da imputare la formazione di ampie spiagge e di rilevati cordoni dunari lungo la costa adriatica della penisola salentina. Torre Fiumicelli fu così inglobata nel sistema spiaggia-duna, scomparendo così dalle carte topografiche del secolo scorso, data per distrutta nei cataloghi delle torri costiere di Terra d'Otranto ma risparmiata fino a tempi recenti dall'erosione del moto ondoso.



Figura 14 – Ricostruzione del paesaggio costiero del litorale di Torre Fiumicelli nella seconda metà del XVI secolo.

Ringraziamenti

I risultati proposti sono parte del Progetto di Ricerca COFIN MIUR 2010-2011 “Dinamica dei sistemi morfoclimatici in risposta ai cambiamenti globali e rischi geomorfologici indotti” (National Coordinator: Prof. Carlo Baroni, Università degli Studi di Pisa). Esso è un contributo all'IGCP project n.588 - International Geological Correlation Programme “Preparing for coastal change. A detailed response process framework for coastal change at different times” by UNESCO-IUGS (project Leaders: A.D. Switzer, Earth Observatory of Singapore (EOS), Nanyang Technological University; C. Sloss, School of Natural resources Sciences, Queensland Univ. of Technology, Australia; B. Horton, Dept. of Earth and Environmental Sciences, University of Pennsylvania; Dr. Y. Zong, Dept. of Earth Sciences, University of Hong Kong).

Bibliografia

- Bossio A., Landini W., Mazzei R., Salavatorini G., Varola A. (1985) - *Studi sul Neogene e sulla Quaternario della Penisola salentina: 1 – la sequenza pliocenica di S. Andrea (Lecce) ed il suo contenuto in Pesci, Ostracodi, Foraminiferi e Nannofossili*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. s. A., 92: 35-93.
- Caldara M., Centenaro E., Mastronuzzi G., Sansò P., Sergio A. (1998) - *Features and Present Evolution of Apulian Coast*. Journal of Coastal Research, SI(26): 55-64.
- Caprara R. (1984) - *Le torri di avvistamento anticorsare nel paesaggio costiero*. In: Fonseca C.D. (ed.), *La Puglia e il mare*, Electa Editrice, Bari, pp. 227-266.
- Cazzato M. (1992) - *Il pericolo viene dal mare*. In: Cosi G., 1992. *Torri marittime di Terra d'Otranto*. Congedo ed., Galatina, pp. 152.
- Ciccacci S., Del Gaudio V., La Volpe L., Sansò P. (1999) - *Geomorphological features of Monte Vulture Pleistocene Volcano (Basilicata, Southern Italy)*. Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Suppl.-Bd. 114: 29-48.
- Cosi G. (1992) - *Torri marittime di Terra d'Otranto*. Congedo ed., Lecce, pp. 152.
- De Giorgi C. (1922) - *Descrizione geologica e idrografica della Provincia di Lecce*, R. Tipografia Ed. Salentina, Flli Spaccante, Lecce.
- Faglia V., Bruno F., Losso G., Manuele A. (1978) - *Censimento delle Torri Costiere nella Provincia di Terra d'Otranto. Indagine per il recupero nel territorio*. Castella, Roma.
- Lambeck, K., Woodroffe, C.D., Antonioli, F., Anzidei, M., Gehrels, W.R., Laborel, J., Wright, A.J. (2010) - *Paleoenvironmental Records, Geophysical modeling, and reconstruction of sea-level trends and variability on centennial and Longer Timescales*. In: Woodworth, Philip L., Aarup, Thorkild, Wilson, W. Stanley (Eds.), *Understanding Sea Level Rise and Variability*, Blackwell Publishing: pp. 61-121.
- Mainardi M. (1988) - *L'acqua marcia*, Ed. Ghetonia, Calimera (Le).
- Marzo P., Mastronuzzi G., Palmentola G., Sansò P. (1997) - *Le Isole Chéradi*. Rivista Marittima, 35: 99-118.
- Mastronuzzi G., Pignatelli C., Sansò P., Selleri G. (2007) - *Boulder accumulations produced by the 20th February 1743 tsunami along the coast of southeastern Salento (Apulia region, Italy)*. Marine Geology, 242: 191-205.
- Mastronuzzi G., Sansò P. (2014) - *Coastal towers and historical sea level change along the coast of Salento peninsula (southern Apulia, Italy)*. Quaternary International, 332: 61-72.
- Pagliarulo, R., Antonioli, F., Anzidei, M. (2012) - *Sea level changes since the Middle Ages along the coast of the Adriatic Sea: The case of St. Nicholas Basilica, Bari, Southern Italy*. Quatern. Int., 288: 139-145.
- Trocchi Verardi M.L. (1974) - *Le torri costiere*. In: De Vita, R. (ed.), *Castelli, torri ed opere fortificate di Puglia*, Adda Editore, Bari, pp. 223.

Ricevuto il 10/02/2014, accettato il 21/05/2014.

L'evoluzione recente delle coste antartiche Il caso del *Drygalski Ice Tongue (DIT)*, Terra Vittoria settentrionale

Claudio Smiraglia, Umberto Minora, Guglielmina Diolaiuti

Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio", Università degli Studi di Milano
Via Mangiagalli 34 20133 Milano

Riassunto

Le coste dell'Antartide sono quasi completamente ricoperte dal ghiaccio che fluisce dalla calotta e che può arrivare al mare, formando piattaforme e lingue galleggianti. Lungo le coste della Terra Vittoria Settentrionale si affaccia la grande lingua galleggiante del Drygalski (Drygalski Ice Tongue, DIT), alimentata dal Ghiacciaio David. Sull'evoluzione della DIT si hanno informazioni sin dall'inizio del XX secolo ad opera dei primi esploratori che hanno descritto e cartografato la regione. Dalla metà del secolo foto aeree e successivamente immagini satellitari, nonché tecniche avanzate di tipo geofisico e topografico, hanno permesso di raccogliere dati su variazioni di lunghezza e superficie, area, velocità, spessore. Per quanto riguarda la lunghezza della lingua, il confronto fra le varie fonti ha evidenziato un'avanzata fino alla metà del XX secolo, seguita da un regresso negli anni '60, dovuto ad un imponente evento di calving. Segue un'altra avanzata sino all'inizio del XXI secolo che porta la lunghezza fino a circa 97 km, con una riduzione successiva dovuta sia a calving diretto della lingua sia all'impatto con iceberg di grandi dimensioni.

Parole chiave: coste antartiche, lingue glaciali galleggianti, variazioni morfologiche, calving, Drygalski Ice Tongue.

Abstract

Antarctic coasts are almost entirely covered by ice, which flows down the ice sheet, and which possibly reaches the sea, giving shape to ice shelves and floating ice tongues. Along the Northern Victoria Land coasts, the great Drygalski Ice Tongue (DIT) stretches far onto the sea, fed by the David Glacier. Data on the DIT evolution are available since the beginning of the XX century, when the first explorers described the region for the first time and produced the first maps. From the middle of the century, aerial photographs, satellite images, as well as advanced geophysics and topographic techniques, allowed the reconstruction of the changes in length, surface, velocity, and thickness. As for the length of the ice tongue, the comparison of the various sources stressed an advance since the middle of the XX century, followed by a retreat in the 60s, caused by a massive calving event. Later on, another advance is seen at the beginning of the XXI century, increasing the length up to 97 km, with a consequent reduction due to both to direct calving of the ice tongue and the impact with large size icebergs.

Keywords: Antarctic coasts, ice floating tongues, morphological evolution, calving, Drygalski Ice Tongue (DIT).

L'Antartide, i suoi ghiacciai e le sue coste

L'Antartide copre una superficie di 13,9 milioni di km², circa una volta e mezza l'Europa, il 9% delle terre emerse (Manzoni, 2001). Di questa, la quasi totalità (98%) è ricoperta da una gigantesca calotta glaciale che forma la maggiore concentrazione di ghiaccio del nostro Pianeta con uno spessore medio di 2200

m e con punte di 4700 m all'interno del continente. Questa massa di ghiaccio è un elemento essenziale nell'equilibrio ambientale del nostro Pianeta, poiché interagisce con l'atmosfera (quindi con il clima), con l'idrosfera e con la litosfera. In particolare l'Antartide regola il bilancio termico della Terra, esercitando un'azione di raffreddamento nel complesso sistema di scambi energetici e di massa che la caratterizzano. Di fatto ogni mutamento delle condizioni della calotta antartica provoca effetti a livello globale sulla circolazione atmosferica ed oceanica e sul livello del mare (Baroni, 2001).

Apparentemente uniforme, la calotta antartica è formata da un sistema complesso di ghiacciai con morfologia e dinamica anche molto diversificate. La quasi totalità del ghiaccio è accumulato nella calotta vera e propria, o meglio nelle due calotte coalescenti che la costituiscono: la calotta orientale (East Ice Sheet), che può essere definita continentale (saldamente appoggiata su un substrato roccioso quasi completamente al di sopra del livello del mare) e la calotta occidentale (West Ice Sheet) che si appoggia su fondali marini ed è ancorata ad isole e arcipelaghi. Il ghiaccio delle calotte si muove dal centro verso la periferia con velocità sempre crescente, da pochi metri al centro del continente, dove il movimento è dovuto solo alla deformazione interna, a centinaia di metri all'anno nella parte più esterna, dove il movimento è dovuto anche allo scivolamento basale. Sono i ghiacciai galleggianti, dove il ghiaccio, divenuto più sottile, si estende sull'oceano, formando estese piattaforme (Ice Shelves), che fiancheggiano quasi la metà delle coste antartiche, coprendo una superficie pari al 7% di quella delle calotte e contribuendo all'ablazione dell'intera Antartide (attraverso il calving) per più dell'80%. Le più estese occupano i mari di Ross e di Weddell e i maggiori golfi; da esse si staccano iceberg anche giganteschi che vanno alla deriva nei mari circumantartici. La loro alimentazione è prevalentemente dovuta a correnti di ghiaccio (ice streams), veri e propri "fiumi di ghiaccio" che con elevata velocità (100-1000 m all'anno, sono annoverati in letteratura tra i fast glaciers, i ghiacciai veloci del nostro pianeta; si vedano Budd, 1975 e Clarke, 1987) drenano le calotte e ne concentrano il deflusso verso l'oceano bilanciando parzialmente le perdite dovute al calving (Budd, 1966; Swithinbank, 1969; 1988). La piattaforma di Ross sul mare omonimo e quella di Filchner-Ronne sul Mare di Weddell sono alimentate da numerose correnti di ghiaccio coalescenti che drenano vastissimi settori della calotta orientale e di quella occidentale. Numerose sono anche le correnti di ghiaccio che non entrano in coalescenza e mantenendo la propria individualità arrivano alla costa, dove formano lingue galleggianti che si estendono nell'oceano anche per decine di chilometri. La maggiore espressione di queste correnti di ghiaccio è sicuramente rappresentata dal Ghiacciaio Lambert che scorre per circa 400 km sul continente e per altri 300 in mare, formando la piattaforma di Amery. Un altro esempio è quello del Ghiacciaio David nella Terra Vittoria Settentrionale, che riversa nel Mare di Ross circa 8 km³ di ghiaccio all'anno (Baroni, 2001). La piattaforma di Ross, quella di Filchner-Ronne e la Amery insieme drenano un'area complessiva pari a 62% del continente antartico e si muovono ad una velocità di 0.8-2.6 km all'anno (Budd, 1966). I margini delle piattaforme costituenti la linea di costa antartica sono caratterizzati da falesie di ghiaccio alte fino a 30 m rispetto al livello del mare, il che spiega la definizione di Great Barrier data alla porzione più esterna della piattaforma di Ross dai primi esploratori che la visitarono (Swithinbank e Zumberge, 1965). Lo spessore medio delle piattaforme nella loro porzione verso il mare è in genere di 200 m, spessore minimo per consentire il creep altrimenti impossibile in sistemi dinamici di tipo unconstrained. Verso il continente invece le piattaforme (che divengono qui di tipo *constrained*) si inspessiscono e locali aumenti di spessore si hanno anche nei punti di convergenza con ice streams (Swithinbank, 1988).

Le coste antartiche offrono un paesaggio molto diverso rispetto alla comune concezione che definisce la costa come il limite netto fra mare e terra. In questo continente le coste sono infatti quasi completamente coperte e occultate dal ghiaccio terrestre e da quello marino. Il 45% dello sviluppo costiero in Antartide è occupato dalle fronti delle piattaforme galleggianti, il 13% dai ghiacciai terrestri, un'altra percentuale notevole (37%) è isolata dal mare da ghiaccio marino più o meno spesso ed esteso che si salda alle rocce. Solo una minima percentuale è priva durante l'estate dal ghiaccio (5%) ed è formata da rocce e in piccola parte spiagge che si aprono sul mare libero (Manzoni, 2001).

Lungo le coste della Terra Vittoria e della Terra di Giorgio V si affacciano con lingue galleggianti i grandi ghiacciai di sbocco come il David (che alimenta la lingua galleggiante Drygalski, alla cui evoluzione recente è dedicata questa nota), il Priestly, il Campbell, il Rennick, il Ninnis e il Mertz.

Il Ghiacciaio David e la Drygalski Ice Tongue (DIT)

Il Ghiacciaio David è il più importante ghiacciaio di sbocco della Terra Vittoria Settentrionale, drena una superficie della calotta antartica orientale di circa 224.000 km² (Swithinbank, 1988; Frezzotti, 1994) ed entra nella Baia Terra Nova con una lingua galleggiante denominata Drygalski (Drygalski Ice Tongue, DIT) (Fig. 1).



Figura 1 - La lingua galleggiante Drygalski nella Terra Vittoria Settentrionale (foto M. Manzoni).

Quest'ultimo toponimo, attribuito da R. F. Scott nel 1902, ricorda il geografo ed esploratore tedesco Erich von Drygalski che nel 1902-1903 guidò una spedizione lungo le coste antartiche affacciate sull'Oceano Indiano (Baroni, 2001). L'alimentazione del Ghiacciaio David deriva da due flussi principali, uno settentrionale proveniente dal Talos Dome e uno meridionale proveniente dal Dome Circe. Il flusso meridionale più grande e veloce ha una velocità di circa 550 m/a, quello settentrionale, di minori dimensioni, ha una velocità di circa 150 m/a (Frezzotti, 1992). La minore velocità del flusso proveniente da Talos Dome favorisce la formazione dei rift che caratterizzano il bordo settentrionale della lingua. Analisi di immagini da satellite e misure GPS hanno confermato la minore velocità della corrente settentrionale (70-50 m/a rispetto ai 510-560 m/a per la corrente meridionale) (Frezzotti et al., 1998). La convergenza fra i diversi flussi avviene a valle di una gigantesca seraccata denominata David Cauldron (Frezzotti, 1992; 1994), dove il ghiacciaio entra in una profonda e allungata depressione foggata a fiordo; qui è possibile ipotizzare la presenza della grounding line (linea di ancoraggio), che segna il limite fra il ghiaccio ancorato sul continente e il ghiaccio galleggiante (Frezzotti, 1993; Frezzotti et al., 2000). In questa zona il flusso meridionale ha una larghezza di circa 10 km, uno spessore di circa 2500 m e una velocità di 480 m/a (Switinbank, 1988; Frezzotti, 1992). Dalla grounding line verso il mare lo spessore diminuisce riducendosi a meno di 200 m (Tabacco et al., 2000). Recenti ricerche, basate su DEM derivanti da radar altimetria, hanno calcolato 3400 m di spessore nella zona centrale della grounding line (Rignot, 2002) e hanno valutato come lievemente positivo il bilancio del ghiacciaio (Stearns, 2011).

Lungo il settore settentrionale della lingua si accumulano vaste superfici di ghiaccio marino che spesso restano per anni a contatto con la DIT, cosicché la lingua di ghiaccio presenta una superficie apparentemente più

ampia anche di molti chilometri quadrati. La DIT gioca un ruolo fondamentale nello sviluppo della polynya di Baia Terra Nova; si ritiene infatti che lo sviluppo e la persistenza di questa zona di mare libero circondata da ghiaccio marino, siano dovuti all'effetto combinato dei forti venti catabatici che non permettono la formazione del ghiaccio marino all'interno della baia e all'effetto di blocco della DIT, che non permette al ghiaccio marino di entrare nella baia (Frezzotti e Mabin, 1994; Fea et al., 2013).

L'evoluzione delle conoscenze

Le prime descrizioni del Ghiacciaio David e della Lingua Drygalski risalgono alle relazioni e alle carte della prima spedizione britannica guidata da R. F. Scott (1901-1904). Alla successiva spedizione guidata da E. H. Shackleton del 1907-1909 partecipano David e Priestley che nella loro relazione scientifica (1914) riportano descrizioni, carte e schizzi del Ghiacciaio David e della DIT. Un notevole progresso nella conoscenza della DIT e della sua evoluzione avviene verso la metà del XX secolo, quando diventano disponibili le prime foto aeree della Terra Vittoria. Si tratta di materiale raccolto dalla U.S. Navy con sistema Trimetrogon (TMA) durante le missioni Deep Freeze Range fra il 1956 e il 1965. Sulla base di queste foto aeree fra il 1965 e il 1973 lo U.S. Geological Survey realizzò le prime carte alla scala 1:250.000 dell'intera Terra Vittoria, strumento essenziale per lo studio dell'evoluzione dei ghiacciai costieri di questa zona dell'Antartide. Un secondo importante passo fu la disponibilità delle immagini da satellite. Le prime in questa zona furono registrate dal satellite Landsat 1 MSS fra il 1972 e il 1973; sono immagini con una risoluzione spaziale a terra di 80 x 80 m e quattro bande spettrali, due nell'infrarosso vicino e due nel visibile. Durante gli anni 1988-1992 nell'ambito dello SCAR (Scientific Committee Antarctic Research) i satelliti Landsat TM 4 e 5 raccolsero immagini dell'intera Terra Vittoria con risoluzione a terra di 30 x 30 m e sette bande spettrali (tre nel visibile, tre nell'infrarosso vicino e una nell'infrarosso termico). Queste immagini sono le più corrette dal punto di vista geometrico e hanno la maggiore risoluzione a terra, per cui sono state utilizzate come immagini di riferimento (Frezzotti, 1995). Dal 1988 sono state disponibili anche le immagini Spot. Lo straordinario sviluppo avvenuto negli ultimi decenni nelle tecniche e metodologie di raccolta e di elaborazione dei dati nella regione antartica (Rignot, 2002; Quincey e Luckman, 2009; Joughin et al., 2010) ha permesso di ottenere una grande quantità di informazioni di elevata affidabilità nell'area del David-Drygalski, ad esempio sulla morfologia della base della lingua galleggiante, sul campo superficiale di velocità della lingua, sulle forzanti di marea, sul bilancio di massa (Tabacco et al., 2000; Bianchi et al., 2001; Casula et al., 2007; Lugli e Vittuari, 2010; Stearns, 2011).

Le variazioni recenti della DIT

L'obiettivo della presente nota è quello di sintetizzare le conoscenze precedenti sulle variazioni della lingua del Drygalski e di aggiornarle attraverso l'analisi di immagini satellitari. Il confronto fra documentazione storica, carte e foto aeree e immagini da satellite ha messo in evidenza un'avanzata della DIT fra l'inizio e la metà del XX secolo e una riduzione di area e di lunghezza fino all'inizio degli anni '60. L'episodio più importante di questa fase di regresso è avvenuto nel dicembre 1957, probabilmente in relazione ad una violenta tempesta che aveva interessato il Mare di Ross nel giugno 1957. L'evento di calving ha portato alla formazione di un iceberg di 675 km² e alla riduzione di lunghezza di circa 40 km; si tratta del maggiore evento identificato nel XX secolo per il Drygalski. Successivamente si registra una nuova espansione, pur non continua, fino all'inizio degli anni '90 (si vedano i lavori di Frezzotti, 1993, 1994, 1997; Frezzotti e Mabin, 1994; Holdsworth, 1985).

Fra il 1997 e il 2000 viene segnalato un incremento areale della lingua di 45 km² e una sua avanzata di circa 2 km (Wuite et al., 2009).

Per aggiornare il complesso dei dati riguardanti le variazioni longitudinali della DIT si è realizzata un'analisi multitemporale di immagini satellitari. In particolare si sono utilizzate le immagini Landsat del 1973 (MSS), 1988 (TM), 1999, 2002 (ETM+) e 2013 (OLI). Le lunghezze sono state calcolate tracciando una linea retta lungo il flusso centrale della lingua (in tutti i casi si è tenuto conto di un comune punto di partenza, la congiungente i nunatak di Mount Neumayer e di Hughes Bluff, già utilizzata nei precedenti confronti).

Per quanto riguarda l'accuratezza del calcolo, si tenga conto che le immagini Landsat hanno una risoluzione di circa 30 m, tranne quella del 1973 che è di 80 m.

I risultati dell'elaborazione sono mostrati nella Figura 2 e, insieme ai dati dei lavori precedenti, nella Figura 3.

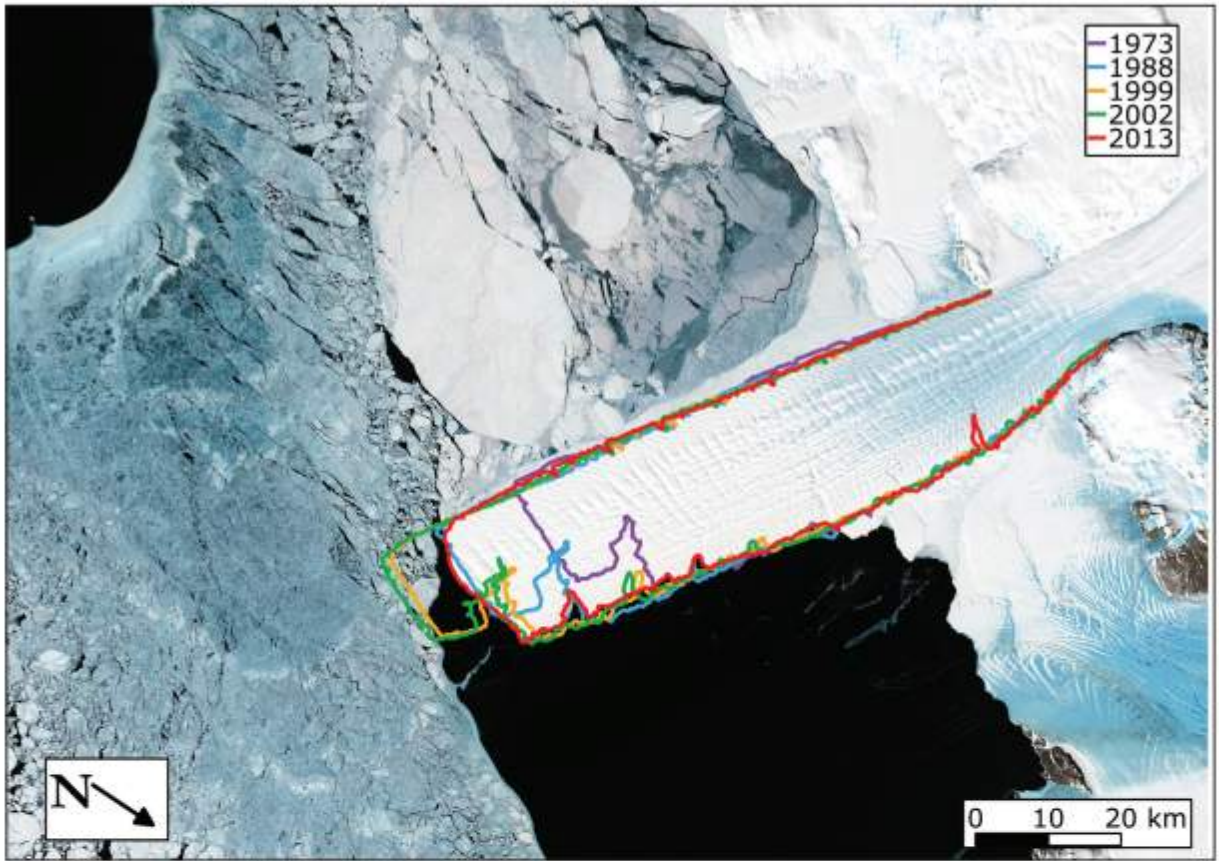


Figura 2 - L'evoluzione della lingua Drygalski dal 1973 al 2013; le linee colorate rappresentano la posizione della fronte nei diversi periodi (base foto Landsat 8 OLI del 2013, gentile concessione dell' U.S. Geological Survey).

Come si osserva dalle figure 2 e 3, dall'inizio degli anni '90 all'inizio del 2000 la lunghezza della lingua del Drygalski tende a crescere lievemente fino ad arrivare ad un massimo di quasi 100 km nel 2002. Il dato del 2013 segnala una riduzione areale e longitudinale (la lunghezza si riduce a 90 km).

La riduzione di lunghezza e di area fra il 2002 e il 2013 può essere attribuita alla collisione con iceberg derivanti dal calving della Piattaforma di Ross avvenuto nel marzo 2000 (Young, 2001). Nell'occasione si produsse un iceberg gigantesco (11.655 km², spessore 200-350 m) che si divise in frammenti di minori dimensioni. Il maggiore di questi (iceberg B-15A, 115 km di lunghezza e 2500 km² di superficie, superiore quindi alla superficie della lingua Drygalski, calcolata nel 2000 in circa 1900 km²) collise nell'aprile 2005 con il settore più avanzato della lingua galleggiante, provocando la formazione di un iceberg di circa 60 km² di superficie (Fig. 4).

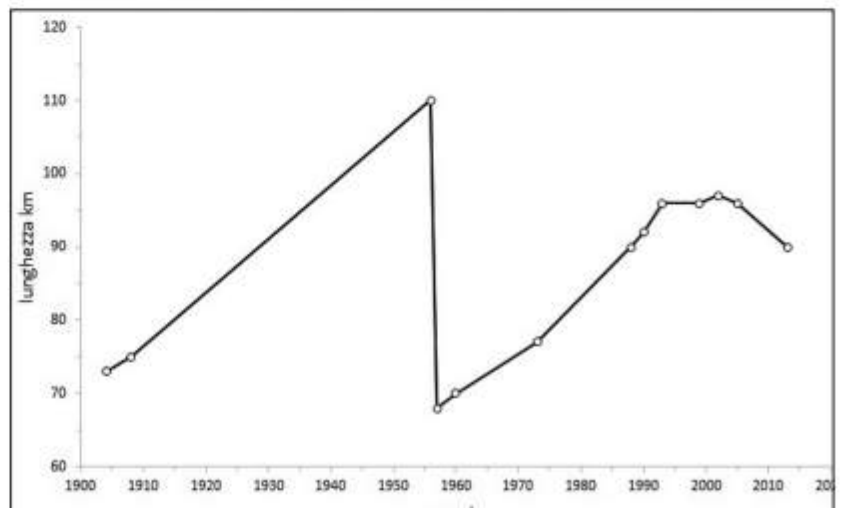


Figura 3 - Variazioni di lunghezza della lingua Drygalski.

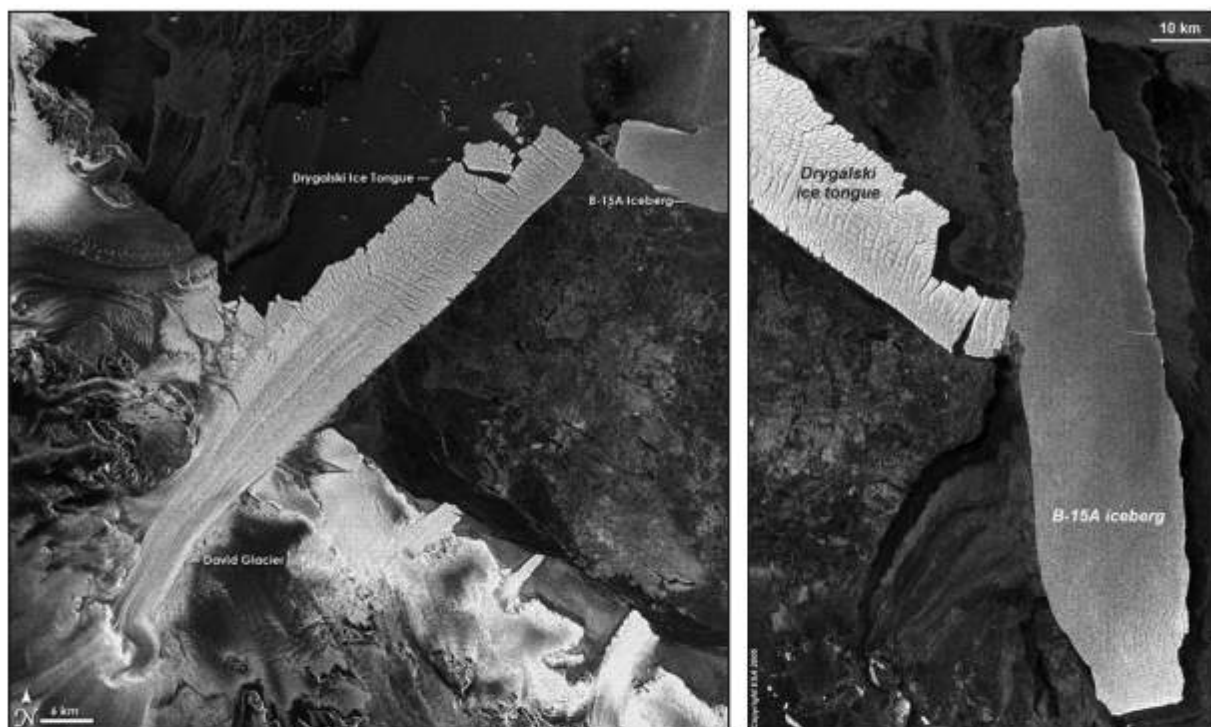
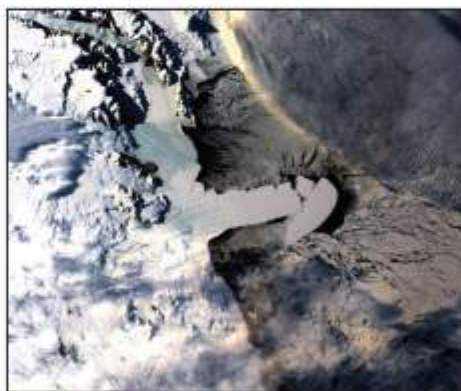


Figura 4 - Foto a sinistra: 22 Febbraio 2005, nell'immagine Envisat ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) l'iceberg B-15A (in alto a destra) si sta avvicinando alla lingua del Drygalski; è visibile anche l'iceberg già staccatosi nel settore nord-occidentale della lingua. Foto a destra: 15 Aprile 2005, nell'immagine Envisat ASAR la collisione con il gigantesco B-15A è avvenuta e un frammento della DIT sta per essere asportato generando un iceberg di circa 60 km² di superficie (gentile concessione ESA).

In realtà già nel febbraio 2005 si era staccato autonomamente un iceberg di dimensioni comparabili nella parte più esterna del bordo settentrionale del Drygalski, in corrispondenza di una delle numerose fratture che caratterizzano questo settore (Parmiggiani e Fragiaco, 2005).

Un frammento del B-15 ma di minori dimensioni (iceberg C-16) ebbe un altro impatto con la lingua del Drygalski nel marzo del 2006; la collisione asportò quanto restava della sezione trasversale del Drygalski (MacAyeal et al., 2008) generando un ulteriore più piccolo iceberg (C-25) (Fig. 5).

Figura 5 - Marzo 2006: collisione fra l'iceberg C-16 e la lingua del Drygalski (foto NASA per gentile concessione, da satellite Aqua con sensore MODIS del 30 Marzo 2006).



Conclusioni

Come appare dalle note precedenti, le coste antartiche, dove sono presenti ghiacciai di sbocco e lingue galleggianti, sono caratterizzate da rapide trasformazioni morfologiche derivanti da modifiche dell'equilibrio fra fattori continentali (fra l'altro alimentazione dalle calotte, velocità di flusso degli ice stream, caratteristiche termiche del ghiaccio) e fattori marini (fra l'altro maree, correnti, distribuzione del ghiaccio marino, regime dei venti, morfologia dei fondali, variazioni termiche nel mare e fenomeni di accrezione di ghiaccio marino al fondo con conseguente ispessimento delle piattaforme, variazioni del livello marino, impatto con iceberg). Per quanto riguarda la regione del Drygalski nell'arco di un secolo alla "normale" dinamica basata sull'equilibrio fra alimentazione ed ablazione si sono sovrapposti almeno due eventi (metà anni '50 del XX secolo e primi anni del XXI secolo) che hanno profondamente mutato l'articolazione della costa, con effetti

ancora compiutamente da valutare sull'ambiente oceanico e su quello glaciale e anche sull'ecologia costiera (Mac Ayeal et al., 2008). L'evoluzione dell'Antartide, in particolare la quantificazione del bilancio di massa dell'intera calotta (Frezzotti et al., 2012), gioca un ruolo essenziale nelle ricerche attuali sulle trasformazioni in corso di tutto l'ambiente terrestre (Vaughan et al., 2013). Poiché oltre il 74% del flusso di ghiaccio proveniente dalla calotta è drenato dalle piattaforme e dalle lingue galleggianti (Bindschadler et al., 2011), la conoscenza della loro dinamica diventa essenziale, in particolare in riferimento alla loro funzione di contenimento e di sostegno esercitata sulla stabilità della calotta stessa (Rignot et al., 2004). Anche la lingua del Drygalski si conferma quindi, come già sosteneva Holdsworth (1984), una SGT (Super Glacier Tongue) per gli studi futuri, sia per la sua funzione strategica nell'ambito delle coste della Terra Vittoria, sia per la grande quantità di dati già disponibili sulla sua evoluzione.

Bibliografia

- Baroni C. (2001) - (a cura di) *Antartide. Terra di scienza e riserva naturale*. Terra Antartica Publication. pp. 282.
- Bianchi C., Chiappino M., Tabacco I. E., Zirizzotti A., Zuccheretti E. (2001) - *Quasi-parabolic reflecting bottom surfaces of the Drygalski Antarctic floating ice tongue*. Annali di Geofisica, 44: 619-626.
- Budd WF. (1966) - *The dynamics of the Amery Ice Shelf*. Journal of Glaciology, 6: 335-358.
- Budd WF. (1975) - *A first simple model of periodically self surging glaciers*. Journal of Glaciology, 14:3-21.
- Casula G., Danesi S., Dubbini M., Vittuari L. (2007) - *Tidal forcing on David Glacier and Drygalski Ice Tongue*. U.S. Geological Survey and The National Academies; USGS OF-2007-1047, Extended Abstract 009.
- Bindschadler R. et al. (2011) - *Getting around Antarctica: new high-resolution mappings of the grounded and freely floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year*. Cryosphere, 5: 569-588.
- Clarke G.K.C. (1987) - *Fast glacier flow, ice streams, surging and tidewater glaciers*. Journal of Geophysical Research, 92: 8835-8841.
- Fea M., Minora U., Pesaresi C., Smiraglia C. (2013) - *Remote sensing and interdisciplinary approach for studying glaciers*. J-Reading, 2:115-142.
- Frezzotti M. (1992) - *Analisi delle piattaforme e delle lingue di ghiaccio galleggianti della Terra Vittoria (Antartide) tramite immagini da satellite e fotografie aeree*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 15: 107-109.
- Frezzotti M. (1993) - *Glaciological study in Terra Nova Bay, Antarctica, inferred from remote sensing analysis*. Annals of Glaciology, 17: 63-71.
- Frezzotti M. (1994) - *La dinamica del ghiacciaio di sbocco David e della sua lingua galleggiante Drygalsky (Terra Vittoria, Antartide)*. In: Orombelli G., Smiraglia C., Terranova R. (a cura di): "Verso una nuova geografia delle terre polari", Memorie della Società Geografica Italiana, LI: 247-259.
- Frezzotti M. (1995) - *Fluttuazioni delle fronti dei ghiacciai galleggianti durante il XX secolo in Antartide: evidenze di cambiamenti ambientali*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 18: 271-275.
- Frezzotti M. (1997) - *Ice front fluctuation, iceberg calving flux and mass balance of Victoria Land glaciers*. Antarctic Science, 9: 61-73.
- Frezzotti M., Capra A., Vittuari L. (1998) - *Comparison between glacier ice velocities inferred from GPS and sequential satellite images*. Annals of Glaciology, 27: 54-60.
- Frezzotti M., Mabin C.G. (1994) - *20th century behaviour of Drygalski Ice Tongue, Ross Sea, Antarctica*. Annals of Glaciology, 20: 397-400.
- Frezzotti M., Tabacco I. E., Zirizzotti A. (2000) - *Ice discharge of eastern Dome C drainage area, Antarctica, determined from airborne radar survey and satellite image analysis*. Journal of Glaciology, 46: 253-264.
- Frezzotti M., Scarchilli C., Becagli S., Proposito M., Urbini S. (2012) - *A synthesis of the Antarctic Surface Mass Balance during the last eight centuries*. The Cryosphere, 7: 303-319.
- Holdsworth, G. (1985) - *Some effects of ocean currents and wave motion on the dynamics of floating glacier tongues*. Antarct. Res. Ser., 43: 253-271.
- Joughin I., Smith B. E., Abdalati W. (2010) - *Glaciological advances made with interferometric synthetic aperture radar*. Journal of Glaciology, 56: 1026-1042.
- Lugli A., Vittuari L. (2010) - *Test di coregistrazione di immagini radar per la stima del campo di velocità superficiali del ghiacciaio David-Drygalski (Antartide)*. Atti 14a Conferenza Nazionale ASITA - Brescia 9-12 novembre 2010: 1191-1196.

- Macayeal D. R., Okal M. H., Thom J. E., Brunt K. M., Kim Y. J., Bliss A. K. (2008) - *Tabular iceberg collisions within the coastal regime*. *Journal of Glaciology*, 54: 371-386.
- Manzoni M. (2001) - *La natura dell'Antartide*. Springer Verlag, pp. 346.
- Parmiggiani F., Fragiaco C. (2005) - *The calving event of the Drygalski Ice Tongue of February 2005*. *International journal of remote sensing*, 26: 4633 – 4638.
- Quincey D.J., Luckman A. (2009) - *Progress in satellite remote sensing of ice sheets*. *Progress in Physical Geography*, 33: 547-567.
- Rignot E. (2002) - *Mass balance of East Antarctic glaciers and ice shelves from satellite data*. *Annals of Glaciology*, 34: 217-227.
- Rignot, E., G. Casassa, P. Gogineni, W. Krabill, A. Rivera, and R. Thomas (2004) - *Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf*. *Geophysical Research Letters*, 31: L18401.
- Stearns L. A. (2011) - *Dynamics and mass balance of four large East Antarctic outlet glaciers*. *Annals of Glaciology*, 52: 116-126.
- Swithinbank C. (1969) - *Giant icebergs in the Weddel Sea. 1967-68*. *Polar Record*, 14: 477-478.
- Swithinbank C. (1988) - *Antarctica*. In: *Satellite image atlas of glaciers of the world..* U.S. Geological Survey, Professional Paper 1386-B, pp. 138.
- Swithinbank C., Zumbege J.H. (1965) - *The ice shelves*. In Hatherton T. (ed.), *Antarctica*, Methuen, London.
- Tabacco I.E., Bianchi C., Chiappino M., Zirizzotti A., Zuccheretti E. (2000) - *Analysis of bottom morphology of the David Glacier-Drygalski Ice Tongue, East Antarctica*. *Annals of Glaciology*, 30: 47-51.
- Vaughan D.G., Comiso J.C., Allison I., Carrasco J., Kaser G., Kwok R., Mote P., Murray T., Paul F., Ren J., Rignot E., Solomina O., Steffen K., Zhang T. (2013) - *Observations: Cryosphere*. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y, Bex V., Midgley P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Wuite J., Jezec K. C., Wu X., Farness K., Carande R. (2009) - *The velocity field and flow regime of David Glacier and Drygalski Ice Tongue, Antarctica*. *Polar Geography*, 32: 111-127.
- Young N. (2001) - *An iceberg the size of Jamaica*. *Australian Antarctic Magazine*, 1, 24-25.

Ricevuto il 13/02/2014, accettato il 20/06/2014.

Geoindicatori della morfodinamica costiera della Campania e criteri di progettazione ambientale

Carlo Donadio¹, Micla Pennetta¹, Renata Valente²

¹Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse (DiSTAR) - Università degli Studi di Napoli Federico II, Largo San Marcellino, 10 - 80138 Napoli. Tel. +39 0812538382-3, +39 0812538122, Fax:+39 0812538338, E-mail: carlo.donadio@unina.it; pennetta@unina.it

²Dipartimento di Ingegneria Civile, Design, Edilizia, Ambiente (DIcDEA) - Scuola Politecnica e delle Scienze di Base della Seconda Università di Napoli (SUN), Via Roma, 29 - 81031 Aversa (CE). Tel.: +39 0815010391, E-mail: renata.valente@unina2.it

Riassunto

I recenti studi dell'ambiente costiero della Campania fino a -30 m di profondità, completi di cartografia batimetrica, geomorfologica e geologica, hanno permesso sia una nuova lettura, sia di raccordare la fascia prossimale ai contigui settori continentali e a quelli sottomarini profondi, aggiornando il quadro geomorfologico e sedimentario d'insieme. La suddivisione in principali ambienti (spiaggia emersa e sommersa, piattaforma interna ed esterna, falesia, piede di falesia) ha consentito di raggruppare aree con processi erosivo-depositivi simili, attivi o meno, e correlare le forme alle zone emerse. Il riconoscimento e l'interpretazione di elementi tettonici, litostratigrafici e geomorfologici, antichi o recenti, nonché di strutture geoarcheologiche, rappresentano utili geoindicatori per la ricostruzione dell'evoluzione del paesaggio nei diversi morfotipi costieri, di cui si analizzano alcuni casi studio. Al fine di mitigare erosione e dissesti idrogeologici anche nei lungomare densamente urbanizzati, questi geoindicatori si possono usare per guidare i criteri di progettazione in tali ambienti di transizione in relazione ai vari tempi di ritorno dei fenomeni. La scelta ed integrazione di specifiche tecniche d'ingegneria naturalistica e di sistemi di gestione del prisma litoraneo sono connesse ai locali aspetti ambientali. Le metodologie adattive e le soluzioni non impositive contribuiscono a ridurre gli impatti antropici ed i rischi ambientali in una regione caratterizzata da alte pericolosità naturali, migliorando sicurezza e stabilità delle coste.

Parole chiave: geomorfologia costiera, geoindicatori, morfoevoluzione, pericolosità, progettazione ambientale, ecodesign, Campania, Italia meridionale

Abstract

The recent geological mapping of the Campania Region from the coastline down to -30 m depth, provided to a new reading of the coastal environment as well as to connect the geological aspects of continental and deep sea-bottom zones to those of this proximal sector. In this way, the surveys updated the whole geomorphologic and sedimentologic outline. The main environments (cliff, cliff base, emerged and submerged beach, proximal and distal platform) have been recognized, with the aim to grouping sea-bottom and coastal areas with the same erosive-depositional processes, active or not, and the correlated shapes. The recognition and interpretation of tectonic, lithostratigraphic and geomorphic elements, ancient or recent, and geoarchaeological structures too, represent useful geoindicators to reconstruct the coastal dynamics. Some case studies with different morphologic, geostructural and anthropogenic

features are shown. In order to mitigate erosion processes and hydrogeological damages along densely urbanized waterfronts, these geoindicators could be taken into account to drive the main waterscape design criteria, considering the different return times. The specific selection and integration of naturalistic technologies and littoral management systems is strictly related to the local environmental characteristics. The adaptive methodologies and the choice of non-prescriptive solutions will contribute to reduce anthropogenic impacts and environmental risks in a region characterized by high natural hazards, improving safety and stability of the coastland.

Keywords: *costal geomorphology, geoindicators, morphoevolution, hazard, landscape architecture, ecodesign, Campania, southern Italy.*

Introduzione

Gli ambienti di transizione risultano estremamente sensibili alle perturbazioni esterne, pur essendo al contempo conservativi in quanto mostrano il timbro dei processi prevalenti avvenuti in passato. La loro evoluzione è strettamente connessa alla mutua interazione di fenomeni fisici, biotici ed antropici ed è governata da una fisica non lineare: ad un'alta variabilità morfologica della costa corrisponde una maggiore complessità della sua dinamica evolutiva. L'azione antropica, specialmente negli ultimi 200 anni, ha contribuito a modificare i paesaggi costieri, specie quelli urbani, mediante una serie di interventi alla scala di bacino idrografico e golfo, concentrandosi tuttavia in tempi brevi e spazi circoscritti. In tal senso, l'uomo opera come un agente esogeno, irrigidendo il territorio, rallentando o inibendo l'azione livellante degli altri agenti naturali. Gli interventi sulle coste sono attuati per ragioni insediative, anche turistiche, o di protezione dai fenomeni meteo-climatici, secondo criteri tradizionali fondati su logiche di rigida opposizione alla forza degli elementi naturali e di sfruttamento intensivo di luoghi di pregio dall'alto valore di mercato. Nella maggior parte dei casi lo sguardo è ristretto al sito d'intervento, mentre invece gli ambiti di transizione sono proprio quelli che ci insegnano a considerare il dinamismo dei fenomeni naturali con la velocità delle trasformazioni che sono loro proprie e pertanto va inquadrata l'intera zona in cui agiscono i fenomeni connessi. Questi sono anche i luoghi dove è più facile imparare l'interdipendenza dei fenomeni stessi e quindi la necessità di uno sguardo allenato alla complessità. La progettazione ambientale si rifà a questi principi, secondo riferimenti storici della letteratura scientifica di settore, a partire da quelli fondativi quali sono i lavori di Ian L. McHarg: *«L'assunto basilare è che ogni luogo è la somma di processi storici, fisici e biologici, che questi sono dinamici, che costituiscono valori sociali, [...] È importante riconoscere il dinamismo dei processi fisici e biologici e, più importante, riconoscere che questi coinvolgono l'uomo e sono coinvolti dal suo intervento.»* (McHarg, 1969).

Riferimento filosofico è l'approccio di tipo olistico per la comprensione, la soluzione dei problemi e lo studio delle criticità, con l'obiettivo di risolvere più aspetti e considerarne le concatenazioni. Questo tipo di metodo come conseguenza di una disposizione all'ascolto ed allo studio del contesto ambientale è il preludio per un atteggiamento adattivo proprio dei progetti sostenibili sulle coste, ovvero quelli in cui la soluzione permette mutevoli configurazioni ogni volta idonee ad affrontare il fenomeno naturale nelle sue forme diverse nel tempo, piuttosto che bloccare le trasformazioni con interventi impositivi. Affinché si possano realizzare tali progetti occorre che l'analisi ambientale prodromica sia condotta in maniera interdisciplinare considerando tutti gli aspetti fisici, meteo-climatici, sociali, insediativi, vocazionali. Inoltre, tale insieme complesso di dati deve essere letto nelle sue mutue intrinseche relazioni per comprendere le tendenze evolutive e ad esse riferirsi.

Sugli scenari così studiati è possibile scegliere in seguito il tipo di atteggiamento progettuale da proporre, che può essere *impositivo*, ovvero con struttura serrata e rigida, con direttrice generalmente parallela alla costa, indifferente alla topografia del luogo; *di infiltrazione*, caratterizzato da sistemi più "soft", flessibili e riciclabili, in legno, gomme riciclate, con l'uso della vegetazione per controllare l'erosione o recuperare sistemi di dune, ed infine *ibrido*, a metà tra gli archetipi classici e le soluzioni tipiche di intorni non-urbani (Dern, 1992). Nei vari casi le configurazioni alternative comprendono colmate, strutture trasversali, scavi verso l'interno del territorio, irrigidimenti della linea di riva con litorali concretizzati. Diverse possono essere anche le scelte tecniche per la realizzazione di tali insiemi di strutture, a partire da elementi in calcestruzzo armato o acciaio, oppure opere di difesa costituite da elementi componibili, fino a moduli flottanti, barriere soffolte, tubi e pozzetti drenanti, ripascimenti di litorali, consolidamenti con tecniche d'ingegneria naturalistica. È per scegliere opportunamente tra queste differenti opzioni che la lettura degli aspetti geomorfologici è tra quelle di maggiore importanza per le successive strategie di progettazione ambientale

lungo la riva; di seguito si illustrano le definizioni per l'inquadramento dei tratti di costa, attraverso il caso studio della regione Campania.

È noto come l'alternarsi di brevi crisi climatiche caldo-aride e freddo-umide connesse a cause astronomiche, con ciclicità di 150-200 e 10-40 anni (Ortolani e Pagliuca, 1994; Mazzarella, 2007), l'innalzamento globale del livello marino, i movimenti verticali del suolo a scala regionale e locale, contribuiscono pure all'arretramento della linea di riva e all'incremento del rischio costiero. Questo fenomeno è intenso in molte piane costiere densamente urbanizzate, dove si registrano gli effetti della subsidenza accelerata. Tipici esempi delle retroazioni indotte dagli interventi antropici sono le opere di difesa costiera che, realizzate per rimediare alle conseguenze connesse a variazioni ambientali, naturali o indotte, spesso hanno amplificato il fenomeno o acceso nuovi *focus* erosivi. Pertanto, queste strutture sono definibili senz'altro resistenti, ma non resilienti, a differenza dei sistemi naturali e delle loro stesse retroazioni. Negli attuali paesaggi costieri campani (Monti et al., 2003) sono riconoscibili sia differenti stili tettonici sia geoindicatori tipici di sistemi morfoclimatici non più attivi. A partire dal riconoscimento di tali aspetti, questo lavoro sviluppa una metodologia per lo studio degli ambienti costieri per proporre strategie di progettazione ambientale di tipo adattivo, in cui le soluzioni dispongono il paesaggio all'evoluzione in armonia con le trasformazioni naturali, senza danneggiare ed anzi potenziando l'attività antropica ivi destinata. Tale approccio parte quindi dalla lettura delle caratteristiche fisiche dei luoghi e dello studio dei principali fenomeni in essi attivi.

Sistemi geografico-fisici costieri

Le zone costiere sono caratterizzate da un'associazione di tratti distinti, detti *unità fisiografiche costiere* (UFC); in base agli aspetti morfologici una UFC è identificata come un settore di costa più o meno ampio (chilometri), che delimita ai margini, con ostacoli topografici (promontori) o con opere antropiche (strutture portuali), il transito dei sedimenti lungo la spiaggia emersa e sommersa. I sedimenti del litorale hanno movimenti confinati all'interno dell'unità stessa e scambi con l'esterno trascurabili; questi in genere non sono influenzati direttamente da quanto avviene nei settori costieri adiacenti. Dal punto di vista ingegneristico, invece, gli effetti di un'opera costruita sul litorale non si estendono, almeno nel breve termine, al di fuori dell'UFC in cui ricade, ad eccezione di alcuni casi rappresentati da sub-UFC contigue in cui il limite coincide con una struttura portuale. I limiti dell'area possono non risultare fissi nel tempo a seguito di vari eventi, naturali o artificiali, che, modificando la fisiografia della costa, ne alterano la dinamica litoranea: tra questi, ad esempio, gli intensi fenomeni erosivi, la costruzione di moli portuali o di una serie di difese costiere. L'UFC rappresenta l'area in cui ha significato estendere i rilievi per la definizione dei movimenti sedimentari (per azione eolica, delle onde, delle correnti e antropica) oppure degli effetti prodotti (fenomeni di erosione e deposizione). Inoltre, si basa sull'individuazione degli agenti dinamici prevalenti, con l'indicazione se questi sono influenzati dall'evoluzione del litorale e viceversa; gli apporti fluviali e la sottrazione di materiali fini verso il largo possono essere influenzati dalla dinamica evolutiva.

L'UFC è costituita pertanto dal tratto di spiaggia emersa e sommersa compreso fra due sezioni, con estensione tale da contenere i movimenti trasversali, entro cui il trasporto longitudinale netto è nullo. Le foci fluviali non interrompono l'UFC, anche nel caso in cui il verso di deriva litoranea sia differente lungo le due ali del sistema di foce, in quanto modifiche seppure piccole su un'ala inducono una diversa ripartizione degli apporti fluviali, esercitando una certa influenza pure sull'ala opposta. Ai fini dello studio del comportamento idraulico di un litorale possono considerarsi UFC anche quelle individuabili nell'arco di brevi intervalli di tempo, quali ad esempio una mareggiata o una stagione; tuttavia, l'uso corrente del termine in ambito progettuale si riferisce ad intervalli di tempo comparabili con la vita delle opere, mentre in ambito geomorfologico si riferisce ad intervalli molto più lunghi. Al crescere dell'intervallo temporale di osservazione, UFC distinte possono congiungersi, per esempio a seguito di intensi processi erosivi prolungati nel tempo oppure di un evento meteomarinico eccezionale che determina consistenti movimenti di sedimento in precedenza non attuati. Infine, i limiti di UFC di vasta scala sono determinati dai moti di deriva o dai trasporti netti quando questi appaiono significativi, in quanto i moti alterni hanno effetti solo ad una scala inferiore. L'identificazione dell'UFC può avvenire in base a vari elementi fisici: la fisiografia della linea di riva, la composizione petrografica e tessiturale dei sedimenti, il regime meteomarinico e la presenza di opere antropiche. Sulla base di quanto esposto, lungo la costa campana s'individuano cinque principali UFC, da nordovest a sudest (Tab. 1).

Tabella 1 - Unità Fisiografiche Costiere della Campania e loro estensione. L'indice di strutturazione I indica il rapporto tra lunghezza totale delle opere di difesa e sviluppo della costa, in chilometri (in corsivo il valore medio).

| n° | Unità Fisiografica Costiera | km | I |
|----|--|------|-------------|
| 1 | Golfo di Gaeta (foce F. Garigliano-Monte di Procida) | 58 | 0.21 |
| 2 | Golfo di Napoli (Monte di Procida - P. Campanella) | 305 | 0.38 |
| 3 | Golfo di Salerno (P. Campanella - P. Licosa) | 84.5 | 0.16 |
| 4 | Costiera Cilentana (P. Licosa - C. Palinuro) | 112 | 0.13 |
| 5 | Golfo di Policastro (P. degli Infreschi - Sapri) | 34.5 | 0.11 |
| | | 594 | <i>0.20</i> |

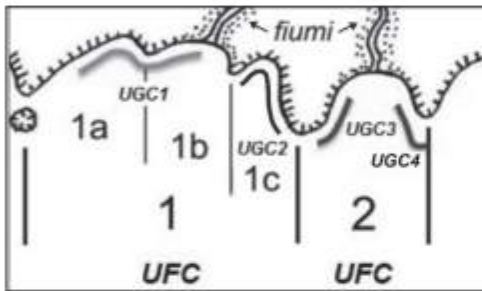


Figura 1 - Schema di un settore costiero con due contigue Unità Fisiografiche Costiere (UFC 1 e 2) delimitate da capi, tre sub-UFC (1a, 1b, 1c) e tre Unità Geomorfiche Costiere (UGC): l'UGC1 è a cavallo di due sub-UFC (1a e 1b), l'UGC2 coincide con la sub-UFC 1c (*pocket beach*), le restanti UGC (3 e 4) ricadono all'interno dell'UFC 2.

Queste, secondo i criteri in precedenza descritti, possono essere suddivise in sub-UFC costiere di minore estensione, quale ad esempio il Golfo di Pozzuoli ubicato all'interno del Golfo di Napoli, a cui sono state aggiunte ulteriori sub-unità identificate. Le unità geomorfiche costiere (UGC) rappresentano invece segmenti di costa con caratteristiche morfotipologiche e processi geomorfici omogenei (De Pippo et al., 2008a). Pertanto, a causa dell'alta variabilità morfologica e geodiversità della costa campana, l'UGC non coincide con un'ampia UFC, a volte corrisponde ad una sub-UFC, come nel caso delle *pocket beaches*, o spesso è a cavallo di due UFC o sub-UFC contigue, valicando i loro limiti topografici (Fig. 1). Esempi di UGC sono la spiaggia di Miliscola tra Monte di Procida e Capo Miseno, la costa vesuviana, Positano ed Agropoli, rispettivamente nelle ampie UFC dei golfi di Gaeta, Napoli e Salerno.

Geomorfotipi costieri

La costa della Campania si estende per 480 km, di cui 256 km (60%) sono coste alte rocciose e 224 km (40%) coste basse clastiche (Monti et al., 2003). Tra queste ultime, 95 km (42.4%) di litorali sono in erosione (Aucelli et al., 2006), mentre i tratti stabili o in avanzamento sono minimi, in genere solo alcuni segmenti meridionali

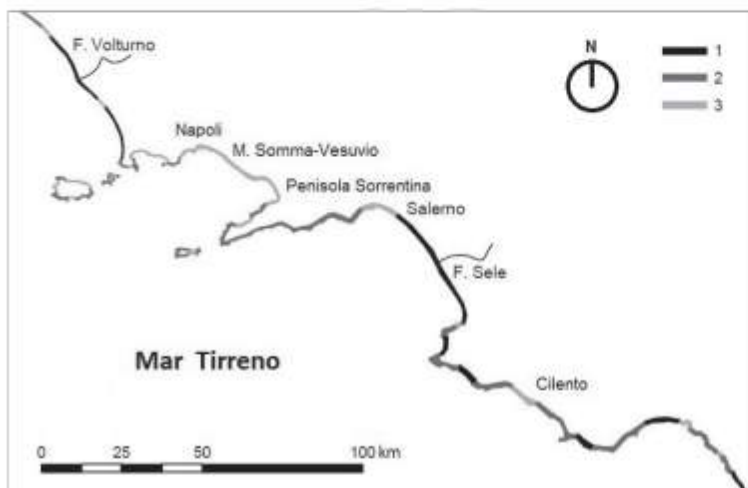


Figura 2 - Carta delle Unità Geomorfiche Costiere della Campania: 1, spiaggia; 2, falesia; 3, tecnocosta.

delle UFC in cui si registrano significativi arretramenti nelle zone settentrionali (D'Acunzi et al., 2008; De Pippo et al., 2008b; Pennetta, 2009). Pur considerando la grande varietà di ambienti costieri (Valente, 1999; Brondi et al., 2003; Ferretti et al., 2003), dal punto di vista morfotipologico si possono distinguere tre principali UGC (Fig. 1), intese come settori caratterizzati da omogeneità litostratigrafica e da processi erosivo-deposizionali simili, ricadenti o meno all'interno della medesima UFC: la spiaggia, la falesia e la tecnocosta (Fig. 2). Numerose e di varia tipologia sono le opere marittime: il rapporto tra le lunghezze della costa e delle difese fornisce l'indice di strutturazione I (Tab. 1).

Spiaggia

Tratti costieri consistenti in accumuli in prevalenza sabbiosi e/o ciottolosi (Fig. 3), con una buona continuità laterale; nella fascia costiera campana questi sono meglio sviluppati quando è presente nell'entroterra una piana alluvionale e un sistema di foce (fiumi Garigliano, Volturno, Sarno, Irno, Sele, Alento, Lambro, Mingardo, Bussento). Le spiagge in molti casi sono ancora delimitate da cordoni dunari, ma molto spesso da loro forme relitte, al cui retro, almeno fino a qualche decennio fa, si sviluppavano condizioni idonee per l'instaurazione di zone umide; infatti, i diversi interventi di bonifica operati nelle piane dei fiumi Garigliano, Volturno, Sarno e Sele, hanno preservato solo alcuni ambienti lagunari (Patria, Fusàro e Lucrino) e aree palustri (i Variconi).



Figura 3 - La spiaggia sabbiosa con gradino d'erosione lungo il litorale falerno-domitio, incluso nell'area SIC in sinistra della foce fluviale del Garigliano (2012).

La linea di riva mostra un andamento debolmente concavo o subrettilineo e una debole convessità presso i sistemi di foce dei fiumi Volturno e Sele, un tempo a delta pronunciato. Gli altri sbocchi di corsi d'acqua minori o di canali artificiali sono impercettibili. Il rifornimento alle spiagge da parte dei fiumi è diminuito nel tempo a causa del prelievo d'inerti e della costruzione di sbarramenti lungo i fiumi Garigliano (Suio), Volturno (Riba Spaccata, Ponte Annibale), Sele (Persano) e Alento, cui ha corrisposto un significativo arretramento della riva soprattutto negli ultimi decenni. La spiaggia emersa in genere è caratterizzata da ampiezza e profondità variabili, con valori massimi vicino al centinaio di metri e pendenza <1.5%. Ai minimi valori di ampiezza e a quelli massimi di pendenza si associa un aumento della dimensione granulometrica. Nella spiaggia sommersa, con gradiente medio intorno all'1%, non si riscontrano significative anomalie nella diminuzione del granulo medio verso il largo, ad eccezione di aree da cui sono stati prelevati sedimenti

per il ripascimento delle spiagge emerse. La continuità del profilo sommerso è interrotta da barre sabbiose e truogoli a morfologia irregolare. L'alterazione di tali aspetti naturali, a causa di strutture antropiche spinte fin sulla riva, non permette di ascrivere alcuni tratti di litorale a questa UGC (per esempio, le esigue e frammentarie spiagge antistanti la Piana del Sarno).

Falesia

Tratti di costa rocciosa con gradiente rilevante (di solito >30%, spesso verticali) e promontori a strapiombo sul mare (Fig. 4). Alla base spesso sono presenti spiagge ciottolose o coni detritici, dovuti all'erosione dei litotipi affioranti non solo per l'azione del moto ondoso, ma anche per fenomeni di degradazione meteorica. Nell'area in studio si distinguono falesie in rocce carbonatiche stratificate, affioranti in Penisola Sorrentina e M. Bulgheria (promontorio del Cilento); quelle costituite da depositi terrigeni (*flysch*), formate da alternanze di arenarie e conglomerati con peliti o argilliti e calcareniti, molto deformate, affioranti soprattutto in Cilento; infine, quelle costituite da rocce vulcaniche diffuse nei Campi Flegrei, Ischia e Procida, M. Somma-Vesuvio. L'alterazione superficiale delle vulcaniti, il grado di fratturazione dei carbonati e del *flysch* rende queste litologie relativamente più tenere. Ciò determina una maggiore attitudine all'erosione che non si limita alla sola falesia prossima al mare, ma riguarda anche il versante sovrastante, spesso soggetto a movimenti franosi. Il profilo delle falesie risulta più irregolare in rocce laviche e/o piroclastiche, laddove non si raggiungono rilevanti altezze dei versanti, a differenza di quelle in roccia carbonatica e *flysch*oide, in cui oltre alla frequente segmentazione dell'intero versante si osservano pendii più alti e con maggiore omogeneità; falesie con spiagge ciottolose o con conetti detritici al piede sono diffuse nel distretto vulcanico flegreo, nelle isole, in Penisola Sorrentina e nel Cilento.



Figura 4 - La ripida falesia a sud dell'Isola di Capri, caratterizzata da faglie, solco di battente e cavità (2013).

Tecnocosta

Questo termine indica la costa artificializzata (ovvero *engineered coast* oppure *technocoast* in De Pippo et al., 2008b). Spesso si sovrappone a spiagge degradate, dove la costruzione di opere o l'intensa urbanizzazione ha reso irriconoscibile il precedente ambiente naturale (Fig. 5), come è visibile nelle aree di Napoli, Pozzuoli e Salerno, dove è rappresentata dal lungomare (*waterfront*). Ciò scaturisce soprattutto dall'elevata densità di popolazione lungo questi tratti costieri (indice di litoralizzazione), nonché dalla difficoltà di proteggere la costa e le strutture antropiche con le attività annesse in modo razionale e programmato. Le opere realizzate si distinguono non solo per tipologia e posizione, ma anche per dimensione. In particolare, nei tratti di costa bassa e sabbiosa sono state realizzate opere di difesa rigide ed emergenti, perlopiù a sviluppo longitudinale e subordinatamente trasversale, talora soffolte (foce del F. Volturno e litorale di Castellammare di Stabia; Pennetta 2009).



Figura 5 - La costa artificializzata (tecnocosta) del Golfo di Castellammare di Stabia: in primo piano l'omonimo abitato, sullo sfondo l'edificio vulcanico del M. Somma-Vesuvio (2012).

Insieme a queste, ma non solo, a protezione delle infrastrutture litoranee (quali ad esempio la linea ferroviaria della direttrice meridionale tirrenica in partenza da Napoli), sono state costruite opere aderenti longitudinali nelle zone dove un tempo si sviluppava un esteso cordone dunare. Alcune delle opere trasversali sono state realizzate a difesa degli sbocchi a mare di canali naturali e artificiali. Sulle coste alte e rocciose si distinguono interventi diretti, al fine di contenere fenomeni di crollo e ribaltamento, o indiretti, con lo scopo di ridurre lo scalzamento al piede operato dal moto ondoso. I primi consistono in semplici rivestimenti con l'apposizione di tiranti e reti oppure in muri paramassi, per i secondi le opere sono simili a quelle longitudinali di protezione delle spiagge. Nelle tecnocoste possono determinare criticità i seguenti fattori e

fenomeni, nell'ordine: erosione costiera, esondazioni fluviali e/o torrentizie in aree costiere, eventi meteomari significativi, fenomeni franosi, sismicità e vulcanismo, attività ed opere antropiche. Questi ultimi non hanno una distribuzione uniforme e assumono per ogni UGC un peso differente.

Geoindicatori

La metodologia applicativa per l'identificazione delle aree di criticità, intesa come propensione di un settore territoriale all'insorgenza di fenomeni distruttivi (susceptività), si basa sull'utilizzo di geoindicatori (Hammond et al., 1995; Elliott, 1996). Questi, secondo la IUGS (*International Union of Geological Sciences*), sono descritti come «...*misure di processi o fenomeni geologici che avvengono sulla superficie terrestre o vicino ad essa, che variano significativamente in periodi di tempo inferiori ai 100 anni e forniscono significative informazioni per la valutazione dell'ambiente*». Nell'ambito della Commissione per la Pianificazione Ambientale (*Commission on Geological Sciences for Environmental Planning – Cogeoenvironment*) della IUGS, un gruppo di lavoro multidisciplinare (*Geoindicators Working Group*) ha redatto una lista di 27 geoindicatori a valenza globale (Berger e Iams, 1996). Questi rappresentano uno strumento di supporto per la valutazione integrata degli ambienti naturali e degli ecosistemi e hanno un'ampia varietà di applicazioni gestionali, nella valutazione del rischio costiero e in particolare dei danni (Bush et al., 1999). Tra di essi, sono stati selezionati quelli ritenuti più significativi, a scala sia regionale sia locale, per la valutazione generale dello stato degli ambienti costieri. Questo approccio metodologico consente di identificare un numero minimo di parametri sufficiente a descrivere dinamiche ambientali a breve termine quali quelle costiere (Berger, 1997); inoltre, fornisce una buona interpretazione di quei parametri da cui dipendono i principali processi evolutivi. Bush et al. (1999) hanno applicato tale metodo utilizzando i geoindicatori per la valutazione delle condizioni di sistemi di isole barriera e coste alte in materiale non consolidato, interessati da erosione ed impatto da parte di tempeste e uragani.

Va detto che l'utilizzo di geoindicatori rappresenta un metodo indicativo, valido a fini gestionali, rispetto a tecniche più sofisticate e rigorose che però richiedono tempi di analisi più lunghi e spesso costi elevati. Sebbene l'impiego di geoindicatori fornisca informazioni meno accurate, esse si ottengono in tempi brevi con l'osservazione diretta o il confronto semiquantitativo di immagini e cartografie costiere. Queste ultime, ad esempio, consentono di identificare zone soggette ad intensa erosione attraverso il riconoscimento di semplici elementi morfologici e ambientali (Brandolini et al., 1994 e 2007), quali la presenza di cumuli di frana al piede e il grado di fratturazione della roccia, le scarpate incise nelle dune, la distruzione della copertura vegetale, l'ampiezza e la profondità ridotte e l'elevata acclività della spiaggia emersa, i gradini d'erosione e i solchi di battente.

Nel caso delle coste campane sono stati scelti alcuni tra i geoindicatori globali elencati da Berger e Iams (1996), ritenuti più significativi in relazione ai diversi e specifici caratteri geoambientali, morfodinamici e antropici di quest'ambito costiero mediterraneo. I potenziali fenomeni di criticità nella fascia costiera, e di conseguenza il relativo rischio, risultanti dall'esame degli aspetti geomorfologici e della dinamica litoranea regionale, integrata dalle analisi di immagini ortofotogrammetriche, carte topografiche e batimetriche, sono in sostanza riconducibili a sei principali geoindicatori (Tab. 2).

Tabella 2 - Elenco delle principali categorie di geoindicatori utili per la valutazione della criticità costiera degli ambienti mediterranei.

| n° | categoria di geoindicatore |
|----|---|
| 1 | erosione costiera |
| 2 | alluvionamento / esondazione fluviale o torrentizia in area costiera |
| 3 | evento meteomarinario significativo / tsunami |
| 4 | fenomeno franoso |
| 5 | sismicità / vulcanismo / bradisismo / movimento verticale da carico e/o compattazione |
| 6 | attività ed opere antropiche |

I valori stabiliti per ogni geoindicatore possono essere attribuiti a tratti di costa caratterizzati da omogeneità degli elementi fisici (coste alte, basse e artificializzate) e dei processi morfodinamici, in atto o potenziali. Tali valori devono essere tra di loro relativi e per quanto possibile non qualitativi ed oggettivi: in questo modo l'attribuzione del valore numerico, ricadente in un intervallo delimitato da un minimo e un massimo (ad

esempio, compreso fra 0 e 4), ad ogni fenomeno agente su un determinato segmento di costa, deriva dalla somma dei differenti fenomeni attivi in quel segmento, espressa da un punteggio.

Il risultato finale, in termini quantitativi, è indipendente dalle modalità, dirette e/o indirette, di acquisizione del dato, la cui fonte può essere plurima, a scale e tematismi diversi (ad esempio immagini satellitari, aerofotogrammetrie, cartografia, rilievi morfologici, dati batimetrici). Il grado di criticità costiera, dipendente da ogni singolo geoindicatore localmente significativo, deve essere poi tradotto in un valore complessivo, risultante dalla sommatoria dei valori di tutti gli indicatori ritenuti importanti alla grande scala.

Le mutue influenze tra geoindicatori si analizzano con una matrice d'interazione (causa/effetto) in cui si distinguono fattori che influenzano il sistema (causa) e ne sono influenzati (effetto). Tale matrice (Fig. 6) consente di quantificare la criticità complessiva mediante l'indicizzazione dell'intensità e ricorrenza dei vari fattori agenti in ogni UGC (De Pippo et al., 2008b e 2009).

a

| | | | | | |
|--|---|--|---|--|---|
| EROSIONE COSTIERA | NO INTERAZIONE 1.2 | Una fallesia con piattaforma stretta e inclinata è più esposta alle onde di tempesta. Le onde di tempesta erodono la spiaggia interna e il piede della fallesia. 1.3 | Una fallesia in roccia tenera o con calcare dolomitico su substrato duro è erodibile. 1.4 | Una frana da crollo in fallesia può causare un sisma o uno tsunami. 1.5 | L'erosione colpisce ampi tratti di costa densamente urbanizzata. 1.6 |
| Le onde di piena possono erodere sistemi di foce fluviale. 2.1 | ALLUVIONI | La concomitanza di grandi onde e alluvioni lungo la medesima costa aumenta l'instabilità. 2.3 | Rote ed overwash connessi ad alluvioni causano frane. 2.4 | NO INTERAZIONE 2.5 | Le alluvioni aumentano gli effetti della copertura di superfici dovuta all'urbanizzazione. 2.6 |
| Un ampio fitto o un'istessa costa esposta ai venti prevalenti è una causa di alti tassi di erosione. 3.1 | La concomitanza di alluvioni e grandi onde lungo la stessa costa aumenta l'instabilità. 3.2 | MAREGGIATE | Le onde aggravidano le falisie erodendole alla base (sochi di battente, scalzamento al piede) e spazzando la sabbidino lungo il pendio. 3.4 | NO INTERAZIONE 3.5 | Le onde di tempesta raggiungono facilmente le strutture ed infrastrutture poste in prossimità della riva senza idonee protezioni. 3.6 |
| La rapida rimozione del detrito di frana dal piede può accelerare il tasso di recessione della fallesia. 4.1 | Le frane possono interrompere o deviare il flusso di un fiume. 4.2 | NO INTERAZIONE 4.3 | FRANE | NO INTERAZIONE 4.5 | Le frane avvengono lungo la costa urbanizzata senza una regolare pianificazione o interventi per la stabilità e sicurezza del pendio. 4.6 |
| Un sisma, un'eruzione oppure uno tsunami possono innescare frane da crollo in fallesia. Uno tsunami erode la spiaggia. 5.1 | NO INTERAZIONE 5.2 | Sismi e rapida caduta di detrito sul fondo marino per frane o eruzioni vulcaniche possono innescare movimenti anomali del mare (tsunami). 5.3 | Le acque sismiche possono innescare frane. 5.4 | SISMICITA' E VULCANISMO | L'influenza di terremoti ed eruzioni vulcaniche nelle coste è cruciale in relazione al numero di abitanti e lavoranti. 5.6 |
| Le aree urbanizzate prossime alla costa causano una rapida perdita delle sue caratteristiche naturali. Opere d'ingegneria inappropriate innescano l'erosione nelle coste non protette. 6.1 | L'impermeabilizzazione dei suoli urbanizzati, il paving e la tombatura di coste d'acqua naturali aumentano l'erosione da alluvione. 6.2 | Opere d'ingegneria inappropriate rendono meno efficaci le naturali difese costiere. 6.3 | Le costruzioni sismiche e l'urbanizzazione caotica destabilizzano l'equilibrio costiero naturale. 6.4 | Opere d'ingegneria lungo la costa possono indirizzare inappropriatamente le coste laviche. 6.5 | STRUTTURE ANTROPICHE |

b

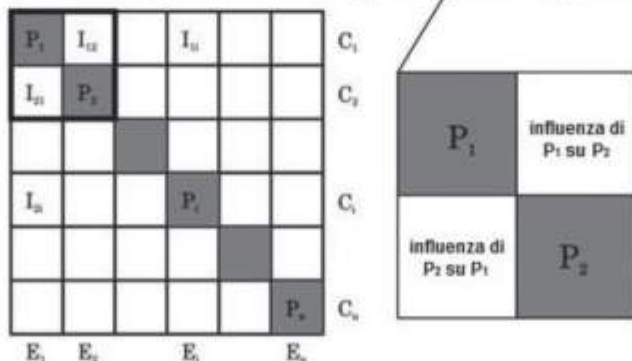


Figura 6 - Matrice descrittiva delle interazioni di pericolosità. Lungo la diagonale vi sono i sei principali geoindicatori: erosione costiera, alluvioni, mareggiate, frane, sismicità e vulcanismo, strutture antropiche. La matrice indica l'influenza dei parametri sul sistema (causa del fenomeno) o del sistema su ogni parametro (effetto del fenomeno) [schema a]. Il diagramma di causa-effetto per N parametri [schema b] mostra come funziona la matrice d'interazione: la casella I_{12} rappresenta l'influenza di P_1 su P_2 (causa); al contrario, la casella I_{21} mostra l'influenza di P_2 su P_1 (effetto). Il meccanismo si ripete per ogni parametro della diagonale della matrice (da De Pippo et al., 2009 mod.).

Per quantificare la differente importanza delle interazioni si utilizza una codificazione semiquantitativa che definisce la percentuale d'incidenza del singolo parametro. In sintesi, per ogni UGC si considerano i differenti livelli dei fattori di criticità (I_k , da 0 a 4), a loro volta da moltiplicare singolarmente per il coefficiente risultante dall'applicazione della matrice (Xk , da 1 a 6), ovvero la percentuale d'incidenza che ciascun fattore ha sull'UGC considerata. La sommatoria ponderale risultante consente così di calcolare il grado effettivo di criticità complessiva (K) con la seguente espressione:

$$K_i = \sum_{n(1-Q)} I_{k_n} \cdot Xk_n \quad [1]$$

Il risultato della sommatoria ponderale [1] corrisponde al grado di criticità complessiva di quel particolare segmento costiero variabile da basso ad estremo, espresso da un tema cartografico (Fig. 7).

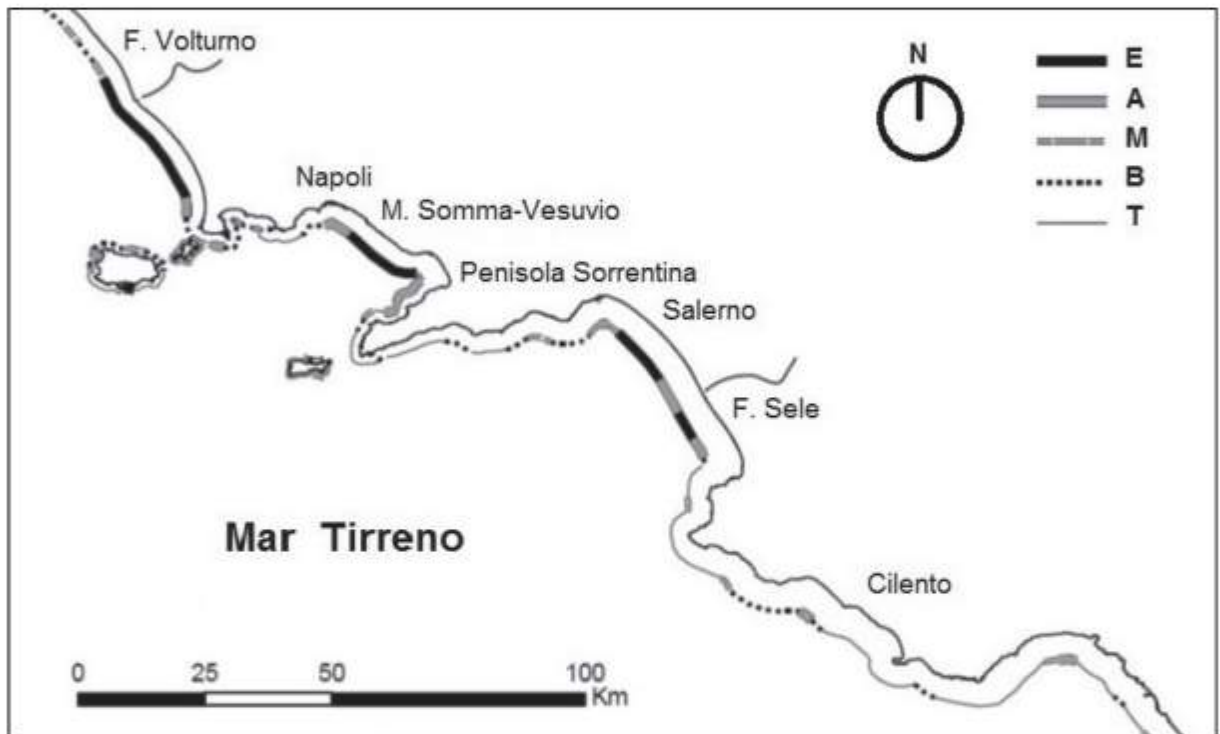


Figura 7 - Carta della Pericolosità Complessiva nelle coste della Campania: E, estrema; A, alta; M, media; B, bassa; T, trascurabile. I valori più alti si registrano soprattutto nelle UGC di tecnocosta e spiaggia (cfr. Fig. 2).

Il passaggio dalla nozione di *criticità*, intesa come propensione di un settore territoriale all'insorgenza di fenomeni distruttivi, a quella di *pericolosità*, intesa invece come probabilità che uno o una serie di eventi naturali si manifesti in futuro in una certa zona, è dettato dalla stima del tempo di ritorno (t) di quegli eventi, anche di genesi antropica, riconosciuti come possibili fattori di rischio. In proposito, tenuto conto dei piani d'intervento e di gestione territoriale degli enti preposti (De Pippo et al. 2008a), è opportuno considerare tempi di ritorno brevi, espressi in anni e suddivisi in almeno quattro classi (Tab. 3).

Si rammenta che nello studio dei fenomeni naturali, nonché dell'impatto antropico sugli stessi e viceversa, non esiste una sola scala del tempo, con un'unica unità di misura; infatti, si va dall'istante o dal minuto (reazioni bio-geochemiche, scosse sismiche, eruzioni esplosive, frane) fino alle centinaia di migliaia di anni (tettonica) attraverso ben sedici ordini di grandezza, da 10^{-7} a 10^9 anni (Ricci Lucchi, 2000). Pertanto, non esiste un tempo geologico standard, poiché ad ogni scala corrispondono differenti processi, sia fisici (endogeni ed esogeni) sia biotici a cui si aggiungono negli ultimi secoli quelli di genesi antropica, di diversa intensità e mutuamente interagenti nello spazio e nel tempo.

La quarta classe (D) si riferisce a tutti quegli eventi naturali i cui tempi di ritorno non sono ben definibili (ad esempio i sismi, le eruzioni vulcaniche, gli *tsunami*) o risultano lunghi rispetto alla tempistica media della pianificazione territoriale, quali ad esempio i fenomeni bradisismici (Parascandola, 1947; Guerra et al., 1973; Cinque et al., 1985; Dvorak e Mastrolorenzo, 1991; Pappalardo e Russo, 2000) ed i sismi degli ultimi 30.000-10.000 anni (Serva, 2000).

Ad ogni classe si attribuisce un valore decrescente compreso fra 4 (A) e 1 (D). Il grado di pericolosità risulta dal prodotto tra i valori di criticità espressi dall'applicazione della matrice d'interazione (cfr. Fig. 6) e quelli dei tempi di ritorno (cfr. Tab. 3): la pericolosità complessiva, ovvero geomorfologica (cfr. Fig. 7), si ottiene dall'integrazione fra le diverse pericolosità relative ad ogni evento significativo, con valori crescenti in funzione della criticità e del tempo di ritorno (De Pippo et al., 2008b e 2009). Questo metodo basato sui tre tipi di UGC è più semplice ed efficace di quelli proposti da Gornitz et al. (1994 e 1997) o di altri da validare (Nicholls e de la Vega-Leinert, 2000; Benassai et al., 2009), in cui manca tale specifica distinzione morfotopologica e pertanto sono applicabili solo ai litorali.

Tabella 3 - Classi del tempo di ritorno (t_r) nel breve periodo (anni) di eventi naturali e/o di genesi antropica riconosciuti come potenziali fattori di criticità costiera e relativo valore numerico attribuito. Il cronogramma mostra la possibile sovrapposizione dei tempi di ritorno assegnati ai sei geoindicatori (Tab. 2) in ciascuna UGC.

| classe | tempo di ritorno t_r (anni) | valore | Cronogramma |
|--------|----------------------------------|--------|-------------|
| A | 0 - 2 | 4 | |
| B | 2,1 - 5 | 3 | |
| C | 5,1 - 10 | 2 | |
| D | > 10 | 1 | |

Sulla base delle precedenti considerazioni metodologiche, lo studio delle UGC campane evidenzia specifiche criticità e pericolosità, come di seguito illustrato per ambiti geografico-fisici simili.

Isole d'Ischia e Procida

L'ambiente marino costiero ischitano e procidano è formato da lave e piroclastiti autoctone e flegree, con età non oltre 100 ka BP (Vezzoli, 1988; Aiello et al., 2007; Sbrana et al., 2011). Vi sono paleosolchi di battente fra -1 e -8 m, terrazzi marini fra -3 e -24 m, vaste coltri sedimentarie con fanerogame marine che mitigano l'erosione dei litorali più antropizzati (De Pippo et al., 2002a); alcuni ruderi romani sono a -4.5 m di profondità (Cartaromana ad Ischia) e d'età micenea a -9.5 m (Vivara a Procida). Ad Ischia la pericolosità alta si registra nelle tecnocoste a nord e ovest (Ischia Porto, Forio d'Ischia), quella estrema a sud (Lido dei Maronti; De Pippo et al., 2000b) per l'esposizione alle onde del II-III quadrante, nonostante i recenti ripascimenti; è bassa o trascurabile nei restanti segmenti. A Procida la pericolosità è alta ovunque per scalzamento al piede della falesia tufacea, per erosione della spiaggia (Ciraccio) esposta alle mareggiate del IV quadrante e nei brevi tratti di tecnocosta (Marina Grande, Chiaiolella, Coricella).

Isola di Capri e Penisola Sorrentina

Il paesaggio sommerso caprese e peninsulare sorrentino ricalca quello emerso: le ripide falesie carbonatiche mostrano forme legate all'intensa tettonica e alle frane (Pennetta, 2004; De Pippo et al., 2004, 2007; Pennetta e Lo Russo, 2011, 2013). Molte cavità costiere tettono-carsiche e marine si aprono lungo le falesie, specie in quelle sorrentine nell'Ignimbrite Campana (De Vivo et al., 2001). Due frane da crollo sono avvenute in età storica a Capri: nel 1808 a sud (Unghia Marina) e nel 1974 a nord (Marina di Caterola); i terrazzi sono fra -3 e -32 m, i paleosolchi fra -2 e -15 m (Pennetta, 2004; D'Argenio et al., 2012; de Alteriis e Donadio, 2012). Al largo della costa caprese vi è un rudere romano a -4.5 m (Bagni di Tiberio); la sua posizione, incompatibile con le variazioni eustatiche in epoca post-romana, è imputabile a recenti eventi sismotettonici o franosi. A Capri la pericolosità alta si registra nel tratto nord-orientale per scalzamento al piede in presenza di una piattaforma d'abrasione marina poco profonda, antistante falesie con litotipi morfoerodibili alla base

dei calcari (Pennetta e Lo Russo, 2011); quella medio-alta si registra nella tecnocosta a nord (Marina di Caterola) e nelle falesie a sud (Marina Piccola) a causa delle frane; nei restanti tratti è bassa. In Penisola Sorrentina la pericolosità è alta ed estrema nelle tecnocoste e falesie del versante settentrionale per le mareggiate soprattutto del IV quadrante, lo scalzamento al piede e le frane (Pennetta, 2004), mentre è bassa in quello meridionale.

Costa flegrea e napoletana

Il settore costiero flegreo-partenopeo, fra Torregaveta (NO) e Portici (SE), è formato da detriti al piede di falesie vulcanoclastiche, a luoghi da lave o strati di entrambi i prodotti vulcanici, mentre al largo affiorano peliti. Il paesaggio sommerso ricalca la morfologia vulcanica del settore emerso: l'intensa attività eruttiva e le fasi tettoniche hanno più volte ridisegnato il territorio (De Pippo et al., 2002b). Molte morfologie sono ereditate e riconducibili a edifici vulcanici, bradisismo, eventi catastrofici quali collassi vulcano-tettonici e colate detritiche. Le evidenze geomorfologiche rivelano un'evoluzione complessa dopo la messa in posto dell'Ignimbrite Campana (De Vivo et al., 2001), la formazione della caldera di Tufo Giallo Napoletano (Deino et al., 2004) e la strutturazione delle falesie. Paleofalesie tufacee, modellate in ambiente subaereo e poi sommerse fra -10 e -25 m sono tra Capo Posillipo e Mergellina (Donadio e Valente, 1995) e nell'area orientale napoletana (Donadio, 1998). Nell'area flegrea e occidentale napoletana, fra Torregaveta e il Castel dell'Ovo, ruderi romani sommersi fino a -12 m indicano variazioni della costa negli ultimi 2500 anni per cause bradisismiche. A Pietrarsa (Portici) una paleolinea di riva sommersa pre-romana rilevata a -20 m è riconducibile a fenomeni vulcano-tettonici del M. Somma-Vesuvio (De Pippo et al., 1996). Molte cavità semisommerse, di fattura antropica ed età greco-romana, si aprono lungo le falesie tufacee. I terrazzi sono intagliati nei tufi e talora nelle lave fino a -50 m, mentre i paleosolchi sono incisi solo nel tufo fra -1.8 e -3.7 m (Baia, Posillipo). Da nordovest verso sudest si registra un aumento di terrazzi, fino a cinque ordini, per la presenza di affioramenti rocciosi più estesi. La pericolosità è alta nelle tecnocoste (opere marittime e lungomare urbani) e media nelle falesie piroclastiche esposte alle mareggiate del II-III quadrante, per scalzamento al piede e crolli.

Costa Vesuviana

Il settore costiero nel piedimonte del M. Somma-Vesuvio, tra Portici e Torre Annunziata, è densamente antropizzato. Nelle zone del Granatello (Portici), Santa Maria La Bruna, Torre Scassata e Scogli di Prota fino a Villa Filangieri (Torre Annunziata) le lave preistoriche, medievali e del 1631 si protendono in mare fino a -5 m con scarpate alte 3-4 m e sono terrazzate con marmitte d'evorsione. Depositi grossolani colmano le *pocket beaches* (Pennetta, 2004) tra le basse falesie laviche e piroclastiche, fino alla tecnocosta estesa fra Torre Annunziata e Castellammare di Stabia, nell'intorno della foce del F. Sarno. Sulla parte sommersa delle lave del 1631 sono modellati due ordini di terrazzi (-5 e -12 m) ed il solco attuale. Alcuni ruderi romani a -4.5 m indicano variazioni dell'assetto costiero per fenomeni vulcano-tettonici post-79 d.C. (De Pippo et al., 1996). La pericolosità varia da estrema nelle tecnocoste ad alta nei tratti di spiaggia e falesia, per l'esposizione alle mareggiate del II-III quadrante e le frane da crollo.

Litorali falerno-domitio e del Sele

I sistemi duna-spiaggia dei fiumi Garigliano, Volturno (litorale falerno-domitio) e Sele mostrano gli stessi aspetti morfosedimentari. In entrambi, presso gli abitati di Castel Volturno e Salerno, la duna è antropizzata, mentre negli altri tratti è scomparsa per erosione o appare in forme relitte mammellonari. I porti, le difese litoranee e l'urbanizzazione spinta fino a riva hanno intensificato l'erosione già in atto dagli anni '50 (D'Acunzi et al., 2008; Pennetta et al., 2011a, b, c; Valente et al., 2013). Le tecnocoste e le spiagge contigue sono caratterizzate da una pericolosità da alta ad estrema, anche per le frequenti alluvioni. Le cause sono riconducibili all'intrappolamento di sedimenti negli invasi artificiali e al prelievo d'inerti in alveo che hanno ridotto l'apporto sedimentario in mare tramite le foci fluviali.

Cilento e Golfo di Policastro

Questo settore è caratterizzato da falesie carbonatiche alte e ripide e terrigene basse, alternate a *pocket beaches* ciottoloso-sabbiose. Le falesie, interessate da una rete di cavità tettono-carsiche, raggiungono profondità di

oltre -20 m con detrito al piede. I terrazzi si rinvennero fra -3 e -24 m, le tracce di paleosolchi fra -2 e -15 m (Antonioli et al., 1994). Negli ultimi anni l'arretramento della riva è accelerato, specie alla foce del F. Alento sbarrato da una diga, a Marina di Ascea a seguito della costruzione del porto di Casalvelino, alle foci fluviali del Mingardo e Bussento ed infine a sud del porto di Marina di Policastro. La pericolosità alta si registra nelle tecnocoste e spiagge adiacenti.

Tra i vari geoindicatori da considerare nella dinamica morfoevolutiva recente della costa alta campana, vanno senz'altro monitorati lungo le falesie i solchi di battente attuali, la loro morfologia e il grado di approfondimento, insieme ai parametri geostrutturali e litostratigrafici, altezza e pendenza del versante, morfologia del fondo marino prospiciente e presenza di cumuli di frana al piede. Per i prismi litoranei, invece, oltre agli aspetti cartografici storici, va attentamente considerata la presenza di persistenti gradini d'erosione, di berma di tempesta e scalzamento al piede dunare, nonché le relazioni tra riduzione della profondità, aumento della pendenza e diametro di soglia del litorale (LCD o *littoral cutoff diameter*, Limber et al., 2008), di solito per le spiagge campane intorno a 0.125 m. Inoltre, vanno valutati lo stato di conservazione e di naturalità dell'intero sistema dunare e della sua seriazione vegetale, gli aspetti morfosedimentari della fascia di barre sommerse e del fondo marino entro -10 m di profondità. In entrambi i morfotipi costieri la presenza di strutture o ruderi sommersi, la loro profondità e datazione contribuisce a migliorare il quadro conoscitivo sulla morfoevoluzione e sull'entità dei moti verticali (subsidenza accelerata, bradisismo) in coste antropizzate.

Criteri di progetto

Le considerazioni sinora esposte spiegano l'importanza dell'attenta valutazione della componente temporale nella definizione dei vari gradi di criticità dei tratti di costa. Le differenze fisiche e dei tempi di ritorno degli eventi in precedenza classificati consentono di impostare una metodologia che si basi sulle dinamiche del luogo, sulla ricorrenza dei fenomeni, sulla loro intensità prevista, per individuare strategie di progetto appropriate.

Una prima analisi può essere fatta sulle conseguenze normalmente indotte dalla tipologia di modelli insediativi sulle coste alte rocciose o basse clastiche, come già illustrato con grafico da Valente (1999), analizzando la corrispondenza in ogni situazione della modifica del luogo a medio termine, con descrizione in pianta e sezione. Si constata così come sia quasi impossibile non registrare trasformazioni nell'aspetto dei luoghi e come spesso i paesaggi costieri e le opere di difesa subiscano danni legati a questi relativamente rapidi cambiamenti. A tali alterazioni fisiche naturali ed artificiali vanno poi a sovrapporsi ogni volta gli effetti dei geoindicatori presentati, che si compongono con le forze normalmente in atto. Inoltre, è fondamentale considerare ulteriori aspetti quali il grado di urbanizzazione dei luoghi in esame, oltre alla qualità dell'insediamento presente e gli usi del suolo, per valutare la pericolosità dei siti in quanto prodotto delle criticità per il valore complessivo del luogo, in termini culturali, sociali, insediativi ed anche naturalistici. Riflettendo sulle relazioni tra pericolosità e densità, si osserva come in realtà extraeuropee con minori concentrazioni insediative possano essere considerati anche approcci di eventuale abbandono di aree interessate da forti fenomeni naturali catastrofici come esondazioni o mareggiate. Al contrario, in Europa mediterranea ed in Italia meridionale nella fattispecie, la concentrazione di popolazione lungo le coste è tipica per le speciali condizioni di favore climatico e di paesaggio. In queste circostanze è maggiore la frequenza di siti definiti pericolosi e la difficoltà di coniugare sicurezza ed insediamento, presidio ed uso. Così in molti casi la maggiore ricorsività degli eventi è paradossalmente da considerarsi indice di sicurezza, poiché la distanza temporale tra i fenomeni tende a dare false rassicurazioni sulle modalità di fruizione di taluni luoghi. Tuttavia si vuole sottolineare come l'interesse delle informazioni geomorfologiche espressive dei *trend* evolutivi in atto sia notevole per le questioni di progettazione ambientale anche al di là dello studio delle condizioni di criticità e piuttosto in relazione ad ogni possibile classe di mutamenti fisici che possano verificarsi.

L'approccio metodologico che si propone è infatti quello di considerare come materia da trattare soprattutto il processo evolutivo del sito, per porsi in sintonia completa con esso e scongiurare così quegli eventi distruttivi nei quali l'elemento naturale riprende il sopravvento sulle opere di cristallizzazione del paesaggio realizzate dalla mano dell'uomo. L'atteggiamento che proponiamo permette anche di conservare la memoria dei fenomeni naturali nell'inconscio collettivo degli abitanti e dei visitatori del luogo, che vengono messi

in condizione di fruire, in maniera cosciente e quindi più responsabile, di un'educazione ambientale attiva. Quest'approccio permette di aumentare notevolmente la sicurezza dei luoghi quando la popolazione ne sia in grado di riconoscere gli stessi geoindicatori o almeno i principali segnali di trasformazione, regolando le attività antropiche in sintonia con le dinamiche naturali ed in funzione di esse. Semplici esempi dell'atteggiamento progettuale qui proposto sono quelle soluzioni nelle quali l'innalzamento del livello delle acque o le variazioni delle quote del suolo per bradisismo o alluvioni sono affrontati mediante l'uso di strutture galleggianti, permettendo il formarsi di configurazioni transitorie di linee di costa in relazione ai diversi livelli dell'acqua.

Nello sforzo di sistematizzare in maniera scientifica le possibili alternative di progetto nelle differenti condizioni, attraverso l'osservazione della carta delle criticità della costa campana (Fig. 7) e riferendosi a precedenti lavori scientifici degli Autori, sono state estrapolate alcune UGC esemplificative per le quali indicare le tipologie d'intervento appropriate. Per ciascuna UGC sono state qui costruite le tabelle degli esempi di interventi in relazione ai sei geoindicatori ed ai relativi tempi di ritorno (Tabelle 4, 5, 6 e 7), riferendosi ai valori semiquantitativi già indicati da De Pippo et al. (2008b).

L'iterazione di tale processo ha consentito così di ottenere un quadro sinottico della tipologia di interventi sostenibili per le UGC campane, distinta per le caratteristiche fisiche generali di costa alta e bassa e per i geoindicatori presenti (Tab. 8). La stessa tabella mostra sulla parte superiore la freccia indicante la maggiore frequenza dei fenomeni. A tal proposito si osserva come all'estremo opposto della freccia, dove si indica la minore ricorrenza degli eventi, sono classificati i casi nei quali può ridursi il numero degli interventi ma non il grado di allerta delle autorità preposte al controllo della sicurezza.

Osservando nello specifico i risultati ottenuti si rileva che alcuni fenomeni non preoccupano per coste alte, mentre altri per quelle basse. Esempi sono nella UGC 2 le frane o la sismicità, gli alluvionamenti o gli *tsunami* nei casi di coste alte, o ancora le frane nelle coste basse. Mentre in generale l'allontanamento dalla linea di riva degli insediamenti si rivela un denominatore comune, nel dettaglio si riscontra come alcuni particolari interventi, quali ad esempio le strutture galleggianti, si rivelino appropriati in presenza di diverse condizioni quali alluvionamenti, mareggiate o bradisismi con tempi di ritorno brevi, inferiori a 5 anni.

È in questi casi che tra le strategie indicate c'è anche quella di utilizzare la spettacolarizzazione di alcuni dei fenomeni naturali previsti per aumentare il valore turistico di taluni luoghi alla maniera in cui William Wenk ha trattato nel 1985 il George Wallace Park di Denver (USA), dove negli spazi di svago durante i momenti di allagamento le strutture in cemento diventano sia ostacoli per l'esondazione, sia scenografiche ed attrattive cascate.

Tabella 4 – Interventi appropriati per l'UGC foce Volturmo – Cuma (E, pericolosità elevata)

| | geoindicatore | tempo di ritorno t_r (anni) | tipo di intervento |
|--------------------------------|---|-------------------------------|---|
| UGC 2: foce Volturmo - Cuma, E | erosione costiera/accrescimento | 0-2 | arretramento insediamento, RSA, usi transitori, strutture smontabili, recupero dei sistemi dunari |
| | alluvionamento/esondazione fluviale o torrentizia in area costiera | >10 | arretramento insediamento, strutture sollevate, strutture galleggianti |
| | evento meteomarinario significativo | 0-2 | arretramento, strutture galleggianti, sistema di <i>alert</i> |
| | fenomeno franoso | — | — |
| | sismicità/vulcanismo/bradisismo/movimento verticale da carico e/o compattazione | — | — |
| | attività ed opere antropiche | 0-2 | protezione litoranea soffolta, destrutturazione dei margini sull'acqua, ingegneria naturalistica, rispetto della vincolistica |

Tabella 5 – Interventi appropriati per l'UGC Miliscola (da Capo Miseno a Monte di Procida) (H, pericolosità alta).

| | geoindicatore | tempo di ritorno t_r (anni) | tipo di intervento |
|---------------------|---|---|---|
| UGC 5: Miliscola, H | erosione costiera/accrescimento | 5,1-10 | arretramento insediamento |
| | alluvionamento/esondazione fluviale o torrentizia in area costiera | >10 | arretramento, strutture sollevate, strutture galleggianti |
| | evento meteomarinario significativo | 2,1-5 | arretramento, strutture galleggianti, sistema di <i>alert</i> |
| | fenomeno franoso | >10 | disgaggio, boiaccia, ingegneria naturalistica |
| | sismicità/vulcanismo/bradismo/movimento verticale da carico e/o compattazione | >10 | strutture antisismiche, sistema di <i>alert</i> |
| | attività ed opere antropiche | 0-2 | protezione litoranea soffolta, destrutturazione dei margini sull'acqua, ingegneria naturalistica, rispetto della vincolistica |

Tabella 6 – Interventi appropriati per l'UGC golfo di Pozzuoli (M, pericolosità media).

| | geoindicatore | tempo di ritorno t_r (anni) | tipo di intervento |
|-----------------------------|---|---|--|
| UGC 6: Golfo di Pozzuoli, M | erosione costiera/accrescimento | >10 | arretramento insediamento |
| | alluvionamento / esondazione fluviale o torrentizia in area costiera | >10 | arretramento insediamento, strutture sollevate |
| | evento meteomarinario significativo | 0-2 | arretramento insediamento, strutture galleggianti, sistema di <i>alert</i> |
| | fenomeno franoso | 5,1-10 | disgaggio, boiaccia, ingegneria naturalistica |
| | sismicità / vulcanismo / bradismo / movimento verticale da carico e/o compattazione | 5,1-10 | strutture elastiche antisismiche, strutture galleggianti, sistema di <i>alert</i> |
| | attività ed opere antropiche | >10 | protezione soffolta, destrutturazione dei margini sull'acqua, ingegneria naturalistica |

Tabella 7 – Interventi appropriati per l'UGC Torre Annunziata – Castellammare di Stabia (H, pericolosità alta).

| | geoindicatore | tempo di ritorno t_r (anni) | tipo di intervento |
|--------------------------------|---|---|--|
| UGC 9: Torre A.-Castel. St., H | erosione costiera/accrescimento | 2,1-5 | arretramento insediamento, RSA, strutture smontabili |
| | alluvionamento/esondazione fluviale o torrentizia in area costiera | 0-2 | arretramento insediamento, strutture sollevate, strutture galleggianti, usi transitori, spettacolarizzazione |
| | evento meteomarinario significativo | 2,1-5 | arretramento insediamento |
| | fenomeno franoso | >10 | disgaggio, boiaccia, ingegneria naturalistica |
| | sismicità/vulcanismo/bradismo/movimento verticale da carico e/o compattazione | >10 | strutture antisismiche, sistema di <i>alert</i> |
| | attività ed opere antropiche | 0-2 | protezione soffolta, destrutturazione dei margini sull'acqua, ingegneria naturalistica |

Tabella 8 - Quadro sinottico della tipologia di interventi appropriati per le UGC della costa campana.

| Indicazione di interventi appropriati per coste alte e basse | tempo di ritorno tr (anni) | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | frequenza dei fenomeni | | | | | | | | |
| | A = 0 - 2 anni | | B = 2,1 - 5 anni | | C = 5,1 - 10 anni | | D = > 10 anni | | |
| | coste alte | coste basse | coste alte | coste basse | coste alte | coste basse | coste alte | coste basse | |
| categoria di geoindicatore | Erosione costiera | Ricostituzione della spiaggia al piede della falesia Protezione con barriere soffolte | Arretramento dell'insediamento RSA Usi transitori Strutture smontabili e riposizionabili Protezione e consolidamento delle dune con vegetazione | Ricostituzione della spiaggia al piede della falesia | Arretramento dell'insediamento RSA Strutture smontabili e riposizionabili Protezione e consolidamento delle dune con vegetazione | Ricostituzione della spiaggia al piede della falesia | Arretramento dell'insediamento Strutture smontabili e riposizionabili Protezione e consolidamento delle dune con vegetazione | - | Arretramento dell'insediamento Protezione e consolidamento delle dune con vegetazione |
| | Alluvionamento/Esondazione fluviale o torrentizia in area costiera | - | Arretramento dell'insediamento Usi transitori Strutture galleggianti Sistema di alert Spettacolarizzazione | - | Arretramento dell'insediamento Usi transitori Strutture sollevate Strutture galleggianti Sistema di alert | - | Arretramento dell'insediamento Strutture sollevate Strutture galleggianti Sistema di alert | - | Arretramento dell'insediamento Strutture sollevate Sistema di alery |
| | Evento meteorologico significativo/Tsunami (D) | - | Arretramento dell'insediamento Usi transitori Strutture galleggianti Predisposizione vie di fuga Sistema di alert | - | Arretramento dell'insediamento Strutture galleggianti Predisposizione vie di fuga Sistema di alert | - | Arretramento dell'insediamento Predisposizione vie di fuga Sistema di alert | - | Arretramento dell'insediamento Sistema di alert |
| | Fenomeno franoso | Prevenzione dall'uso Disgaggio Boiaccia con rocce locali | - | Disgaggio Boiaccia con rocce locali Ingegneria naturalistica | - | Disgaggio Boiaccia con rocce locali Ingegneria naturalistica | - | Disgaggio Boiaccia con rocce locali Ingegneria naturalistica | - |
| | sismicità/vulcanismo/bradisismo/moti verticali da carico | Strutture antisismiche | Strutture antisismiche Strutture galleggianti | Strutture antisismiche | Strutture antisismiche Strutture galleggianti | Strutture antisismiche | Strutture antisismiche Strutture galleggianti | Strutture antisismiche | Strutture antisismiche |
| attività ed opere antropiche | Vincolistica ambientale | Protezione soffolta Ammorbidente difesa Ingegneria naturalistica | Protezione soffolta Ammorbidente difesa Ingegneria naturalistica | Protezione soffolta Ammorbidente difesa Ingegneria naturalistica | Protezione soffolta Ammorbidente difesa Ingegneria naturalistica | Protezione soffolta Ammorbidente difesa Ingegneria naturalistica | Protezione soffolta Ammorbidente difesa Ingegneria naturalistica | Protezione soffolta Ammorbidente difesa Ingegneria naturalistica | |

In presenza di spiagge interessate da fenomeni erosivi, sono indicate anche tecniche quali il RSA (Recupero e Stabilizzazione degli Arenili attraverso il drenaggio delle spiagge o *dewatering*), la scelta di destinazioni di uso transitorie e delocalizzabili, l'opzione di strutture smontabili e riposizionabili e, in presenza di cordoni dunari retrostanti, la protezione e consolidamento delle dune con tecniche d'ingegneria naturalistica. Tuttavia in relazione al confronto con i tempi di ritorno, queste ultime possono risultare meno appropriate quando sono necessari risultati immediati per le frequenze alte. In questi interventi va tenuto conto delle caratteristiche che contribuiscono alla buona qualità di una spiaggia (Blakemore e Williams, 2008), quali preferibilmente presenza di sabbie fini e chiare, bassa pendenza e profondità non superiore a 50 m. Va precisato che è necessario anche lo sguardo alla scala vasta del bacino fluviale di riferimento prevedendo interventi in presenza di dighe (*desilting, bypassing e hydroflushing*) e l'incremento della connettività con il recupero delle sponde e il modellamento in alveo di rapide.

In presenza di falesie in frana, oltre a ripristinare le preesistenti spiagge sabbiose e/o ciottolose al piede, piuttosto che interventi di consolidamento massiccio, quali chiodature o tecniche similari, dopo le opportune operazioni di disaggancio è utile apporre boiaccia a gravità, formata da una miscela di cemento e sabbia di roccia locale, nelle fratture per suturarle ed evitare l'infiltrazione meteorica e l'azione disgregante delle radici di alcune specie vegetali. Inoltre, in funzione dell'acclività del versante, è sempre utile considerare i vantaggi offerti dall'uso della vegetazione in applicazione delle tecniche d'ingegneria naturalistica.

In caso di zone interessate da fenomeni alluvionali, oltre alla previsione di usi transitori nelle aree esondabili, è opportuno utilizzare strutture che possano essere sopraelevate per quota o galleggiamento.

I tratti definiti di tecnocosta, dove nel tempo è stata prevalente l'antropizzazione, invece, pongono il problema di una rigidità che offre resistenza ma non resilienza agli atmosferici. Al fine di dissipare l'energia dei fenomeni sono da prevedersi preferibilmente le barriere soffici e laddove possibile la destrutturazione dei margini sull'acqua, permettendone discontinuità e diverse configurazioni.

In molti casi la Tabella 8 presenta indicazione della progettazione di idoneo sistema di *alert* per eventi massimi finalizzato ad avvisare la popolazione presente lungo la costa. Si ritiene infatti che anche i sistemi di *design* dei servizi, che progettano sistemi di comunicazione e informazione, debbano entrare in larga misura tra gli strumenti aggiornati dell'*environmental design*. Sostituendo le strutture di difesa rigide ed impositive con elementi immateriali quali *network* e *software* che gestiscano la tempistica dell'affluenza delle persone (ad esempio in caso di zone esondabili), è possibile prefigurare il ritorno alla naturale dinamica trasformativa di tanti paesaggi le cui dinamiche evolutive sono state fino ad oggi fossilizzate dall'intervento antropico, ma che possono tornare ad essere mutevoli ed in sintonia con i processi naturali.

Conclusioni

Grazie alle informazioni fornite su ricorrenze e ricorsività dei principali fenomeni evolutivi dei territori costieri, i geoindicatori si offrono come indispensabili strumenti di progetto per definire le strategie più appropriate di progettazione ambientale. Gli interventi non impositivi sono i più adattivi lungo la linea di costa e vanno opportunamente calibrati in relazione ai tempi di ritorno dell'insieme dei fenomeni attivi nei siti. Gli schemi presentati risultanti dall'osservazione della casistica campana sono utili per la scelta delle tecniche da adottare con uno sguardo lungimirante verso la durata delle opere, le energie da approfondire per la relativa manutenzione, oltre alle possibili nuove modalità di uso sostenibile dei luoghi. Tali spunti concorrono alla costruzione di strategie innovative di riqualificazione e sviluppo delle quali la Campania continua ad avere profondamente bisogno.

Ringraziamenti

Si ringrazia il Prof. Michele Di Natale della Seconda Università di Napoli per i suoi preziosi suggerimenti. Si è inoltre molto grati ad entrambi i referees, Prof. Gian Camillo Cortemiglia e Dott. Marco Ferrari, per i loro proficui commenti che hanno contribuito a migliorare il nostro manoscritto, nonché alla famiglia del Prof. Remo Terranova che ne ha consentito la pubblicazione in questo volume in sua memoria. Il lavoro è frutto della collaborazione tra gli autori; in particolare, i paragrafi "Introduzione" e "Criteri di Progetto" sono stati scritti da Renata Valente, gli altri paragrafi sono a cura di tutti gli autori.

Bibliografia

- Aiello G., Barra D., De Pippo T., Donadio C., Petrosino C. (2007) - *Morphological evolution of volcanic islands near Naples, southern Italy*. Zeit. Geomorph. N. F., 51(2): 165-190.
- Antonioli F., Donadio C., Ferranti L. (1994) - (a cura di) *Guide to the excursion*. Int. Meet. on Underwater Geology Geosub '94, June 8-10 1994, Palinuro (Italy), ENEA - Roma, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli Federico II, De Frede Ed., Napoli. pp. 58.
- Aucelli P.P.C., Aminti P.L., Amore C., Artom C., Bellotti P., Bozzano A., Caputo C., Castellitti G., Cipriani L.E., Cocco E., Corradi N., D'Alessandro L., Damiani L., Davoli L., De Pippo T., Devoti S., Di Gregorio F., Evangelista S., Ferrari M., Ferri S., Fierro G., Fontolan G., Ginesu S., Giuffrida E., Iannantuono E., Iuliano S., La Monica G.B., Landini B., Mascioli F., Nesci O., Palmentola G., Pranzini E., Pugliese F., Randazzo G., Raffi R., Roskopf C.M., Salvatore M.C., Silenzi S., Simeoni U., Veltri P. (2006) - *Lo stato dei litorali italiani*. Gruppo Nazionale per la Ricerca sull'Ambiente Costiero, Studi costieri, 10, pp. 174.
- Benassai G., Chirico F., Corsini S. (2009) - *Una metodologia per la definizione del rischio da inondazione costiera*. Studi costieri, 16: 51-72.
- Berger A.R. (1997) - *Assessing rapid environmental change using geoindicators*. Env. Geol., 321: 36-44.
- Berger A.R., Iams W.J. (1996) - (Eds.) *Geoindicators: assessing rapid environmental change in earth systems*. A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands. pp.466.
- Blakemore F., Williams A. (2008) - *British tourists' valuation of a Turkish beach using contingent valuation and travel cost methods*. J. of Coastal Res., 24(6): 1469-1480.
- Brandolini P., Faccini F., Robbiano A., Terranova R. (2007) - *Geomorphological hazard and monitoring activity in the western rocky coast of the Portofino Promontory (Italy)*. Quat. Int., 171-172: 131-142
- Brandolini P., Fierro G., Firpo M., Piccazzo M., Terranova R. (1994) - *Esempi di interazione tra fattori naturali ed interventi antropici nell'evoluzione recente della fascia costiera ligure*. In: Citarella F. (a cura di), Studi Geografici in onore di Domenico Ruocco, Napoli. pp. 41-55.
- Brondi A., Cicero A.M., Magaletti E., Giovanardi F., Scarpato A., Silvestri C., Spada E., Casazza G. (2003) - *Italian coastal typology for the European water framework directive*. Proc. of the Sixth Int. Conf. on the Mediterranean Coastal Env. MEDCOAST '03, Özhan E. Ed. 7-11 October 2003, Ravenna, Italy. Vol. II, pp. 1179-1188.
- Bush D.M., Neal W.J., Young R.S., Pilkey O.H. (1999) - *Utilization of geoindicators for rapid assessment of coastal-hazard risk and mitigation*. Ocean and Coastal Management, 42: 647-670.
- Cinque A., Rolandi G., Zamparelli V. (1985) - *L'estensione dei depositi marini olocenici nei Campi Flegrei in relazione alla vulcano-tettonica*. Boll. Soc. Geol. It., 104: 327-348.
- D'Acunzi G., De Pippo T., Donadio C., Peduto F., Santoro U., Sessa F., Terlizzi F., Turturiello M.D. (2008) - *L'uso della cartografia numerica nell'analisi dell'evoluzione della linea di costa nella Piana del Sele*. Studi costieri, 14: 55-67.
- D'Argenio B., Barattolo F., Budillon F., Cesarano M., Donadio C., Pappone G., Pugliese A., Putignano M.L., Aucelli P.P.C., Russo Ermolli E., Sgrosso A., Terlizzi F., Ferrari G., Lamagna R. (2012) - (a cura di) *Carta Geologica della Regione Campania, Note Illustrative della Carta Geologica alla scala 1:10.000, Foglio 484 Isola di Capri*. Regione Campania, Assessorato Difesa del Suolo, SystemCart, Roma. pp. 106.
- de Alteriis G., Donadio C. (2012) - *La geologia marina e subacquea del Golfo di Napoli e della Penisola Sorrentina*. In: Pepe C. e Senatore F. Ed., Piano di Sorrento. Una storia di terra e di mare - Atti del I, II e III ciclo di conferenze (2010-2011) sulla storia del territorio di Piano di Sorrento e della Penisola Sorrentina. Scienze e Lettere Ed., Roma. pp. 29-57.
- De Pippo T., Donadio C., Pennetta M., Terlizzi F., Valente A. (2009) - *Application of a method to assess coastal hazard: the cliffs of Sorrento Peninsula and Capri (southern Italy)*. In: Violante C. Ed., Geohazards in rocky coastal areas, Geological Society of London, Spec. Publ., 322: 189-204.
- De Pippo T., Donadio C., Pennetta M. (2002a) - *Variazioni ambientali di genesi antropica ed incremento del rischio costiero nell'Isola d'Ischia (Italia)*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. XII, vol. III: 495-508.
- De Pippo T., Donadio C., Pennetta M., Petrosino C., Terlizzi F., Valente A. (2008b) - *Coastal hazard assessment and mapping in Northern Campania, Italy*. Geomorphology, 97: 451-466.
- De Pippo T., Donadio C., Pennetta M., Terlizzi F., Vecchione C., Vegliante M. (2002b) - *Seabed morphology and pollution along the Bagnoli coast (Naples, Italy): a hypothesis of environmental restoration*. Marine Eco-

logy, 23: 154-168

- De Pippo T., Donadio C., Russo F., Sgambati D. (1996) - *Caratterizzazione geomorfologica del litorale vesuviano: evidenze per la ricostruzione della linea di costa di epoca romana*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., "Atti del Convegno Geosub 94", 52: 207-224.
- De Pippo T., Donadio C., Terlizzi F. (2008a) - *Analisi critica della letteratura geomorfologica sulla dinamica evolutiva delle coste campane*. In: "Le criticità delle aree costiere della Campania. Verso un progetto di monitoraggio integrato" Conv. Naz. ARPAC, CoNISMa, 1 dicembre 2008, Napoli. Pubblicato negli atti su supporto CD-Rom.
- De Pippo T., Donadio C., Mazzarella A., Paolillo G., Pennetta M. (2004) - *Fractal geometry applied to coastal and submarine features*. Zeit. Geom. N. F., 48: 185-199.
- De Pippo T., Monti L., Pennetta M., Terlizzi F. & Vecchione C. (2000a) - *Morfologia della spiaggia sommersa ed individuazione delle modificazioni indotte dagli interventi antropici nel litorale compreso tra Punta del Soccorso e Punta Caruso nel Comune di Forio (isola d'Ischia, Napoli)*. Geologia Tecnica, 2: 13-20.
- De Pippo T., Pennetta M., Terlizzi F., Valente A. (2007) - *Principali tipi di falesia nella Penisola Sorrentina e nell'Isola di Capri: caratteri e lineamenti morfoevolutivi*. Boll. Soc. Geol. It., 126: 181-189.
- De Pippo T., Pennetta M., Terlizzi F., Vecchione C. (2000b) - *Ipotesi di intervento di ripascimento protetto lungo la spiaggia dei Maronti (Comune di Barano- isola d'Ischia- Napoli)*. Geologia Tecnica, 3: 33-43.
- De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohrsen W.A., Spera F.J., Belkin H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy)*. Mineral. Petrol., 73: 47-65.
- Deino A.L., Orsi G., Piochi M., de Vita S. (2004) - *The age of Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera - Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 133: 157-170.
- Dern J.Q. (1992) - *Mar Tierra Paisaje de frontera*, Quaderns d'Arquitectura y Urbanisme. Actar Ed., Barcelona, Spain, 196: 32-41.
- Donadio C. (1998) - *Caratteristiche geomorfologiche ed ambientali dell'area orientale napoletana*. In: Lebro M., Lebro D. (a cura di), *Le frontiere della città. L'area orientale di Napoli*, Univ. degli Studi di Napoli Federico II, Regione Campania, Ord. Arch. Prov. di Napoli. pp.120.
- Donadio C., Valente R. (1995) - *Coast renaturalization at west periphery of Naples: morphologic features and landscape design*. Proc. II Int. Conf. Medit. Coastal Env., MEDCOAST 95, 24-27 october 1995, Özhan E. Ed., 1: 423-437.
- Dvorak J.J., Mastrolorenzo G. (1991) - *History of vertical movement in Pozzuoli Bay, southern Italy: the result of regional extension related to evolution of the Tyrrhenian Sea and of local volcanic activity*. Geol. Soc. Am., Special Pap., 263, pp.47.
- Elliott D.E. (1996) - *A conceptual framework for geoenvironmental indicators*. In: Berger A.R., Iams W.J. Eds., *Geoindicators: assessing rapid environmental change in earth systems*, A.A. Balkema Ed., Rotterdam, Netherlands. pp. 337-350.
- Ferretti O., Barsanti M., Delbono I., Furia S. (2003) - *Tipi morfo-sedimentologici dei litorali italiani. Elementi di gestione costiera*. Parte I. ENEA, RT/2003/42/CLIM. pp. 43.
- Gornitz V.M., Beaty T.W., Daniels R.C. (1997) - *A coastal hazard data base for the U.S. West Coast*. ORNL/CDIAC-81, NDP-043C, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, USA. pp. 162.
- Gornitz V.M., Daniels R.C., White T.M., Birdwell K.R. (1994) - *The development of a coastal risk database for the U.S. Southeast: erosion and inundation from sea level rise*. In: Finkle C.W. Jr Ed., *Coastal hazards: perception, susceptibility and mitigation*. J. Coastal Res., Special Issue, 12: 327-338.
- Guerra I., Lo Bascio A., Luongo G., Nazzaro A., Talarico G. (1973) - *Bradisismo flegreo*. Oss. Vesuv. Rapp. n.5, Napoli.
- Hammond A., Adriaanse A., Rodenburg E., Bryant D., Woodward R. (1995) - *Environmental indicators: a systematic approach to measuring and reporting on environmental policy performance in the context of sustainable development*. Washington, D.C., World Resources Institute. pp. 43.
- Limber P.W., Patsch K.B., Griggs G.B. (2008) - *Coastal sediment budgets and the littoral cutoff diameter: a grain size threshold for quantifying active sediment inputs*. J. of Coastal Res., 22(2B): 122-133.
- Mazzarella A. (2007) - *The 60-year solar modulation of global air temperature: the Earth's rotation and atmospheric circulation connection*. Theor. Appl. Climatol. 88, 193-199.

- McHarg I.L. (1969) - *Design with Nature*. Garden City, New York, American Museum of Natural History, by the Natural History. Press. pp. 197.
- Monti L., Donadio C., Putignano M.L., Toccaceli R.M. (2003) - (a cura di) *Geologia subacquea delle aree marine costiere. Linee guida al rilevamento geologico subacqueo, scala 1:10.000. Progetto CARG Regione Campania*. Regione Campania, Lab. Graf. Legatoria Duminuco Ed., Sapri (SA). pp. 93.
- Nicholls R.J., de la Vega-Leinert A.C (2000) - *Synthesis and upscaling of sea-level rise vulnerability assessment studies (SURVAS): SURVAS methodology*. Flood Hazard Research Centre, Middlesex University.
- Ortolani F., Pagliuca S. (1994) - *Variazioni climatiche e crisi dell'ambiente antropizzato*. Il Quaternario, 7(1): 351-356.
- Pappalardo U., Russo F. (2001) - *Il bradisismo dei Campi Flegrei (Campania): dati geomorfologici ed evidenze archeologiche*. In: Gianfrotta P.A., Maniscalco F. (a cura di), *Forma Maris, Forum internazionale di archeologia subacquea*, 22-24 settembre 1998, Pozzuoli, Massa Ed., pp. 107-119.
- Parascandola A. (1947) - *I fenomeni bradisismici del Senapeo di Pozzuoli*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 56. pp.115.
- Pennetta M. (2004) - (Responsabile Scientifico) *Studio dei fattori di pericolosità per la valutazione del rischio costiero lungo il litorale compreso tra Punta Campanella e Napoli - S.Giovanni a Teduccio* - Progetto di Ricerca commissionato dall'Autorità di Bacino del Sarno della Regione Campania al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Napoli Federico II nell'ambito delle attività finalizzate al Piano Stralcio per l'Erosione Costiera adottato nel settembre 2012, B.U.RC. n.68 del 29.10.12.
- Pennetta M. (2009) - *Arretramento della linea di riva nel Golfo di Castellammare di Stabia (NA) in risposta all'intercettazione dei sedimenti di deriva litoranea*. Studi costieri, 16: 33-50.
- Pennetta M., Corbelli V., Esposito P., Gattullo V., Nappi R. (2011c) - *Environmental impact of coastal dunes in the area located to the left of the Garigliano river mouth (Campany, Italy)*. J. Coastal Res., SI, 61: 421-427.
- Pennetta M., Corbelli V., Gattullo V., Nappi R. (2011b) - *Contributo degli studi morfosedimentari alla pianificazione delle attività turistico balneari ed alla mitigazione degli impatti: indice di vulnerabilità del sistema dunare e carrying capacity della spiaggia emersa nell'area SIC in sinistra foce del Fiume Garigliano*. Rend. Online Soc. Geol. It., 17: 145-151.
- Pennetta M., Lo Russo E. (2011) - *Hazard factors in high rocky coasts of Capri island (Gulf of Naples, Italy)*. J. Coastal Res., SI, 61: 428-434.
- Pennetta M., Lo Russo E. (2013) - *Landslides in sea cliff area along the Capri coast (Gulf of Naples, Italy)*. In: Margottini C. et al. Ed., *The Second World Landslides Forum, Landslides Science and Practice*, 5: 119-127.
- Pennetta M., Sica M., Abbundo R. (2011a) - *Canali da Rip Currents nella spiaggia sommersa presso la foce del Fiume Sele (Golfo di Salerno, Italia)*. Rend. Online Soc. Geol. It., 17: 139-144.
- Ricci Lucchi F. (2000) - *Memorie della Terra: il concetto del tempo*. Geoitalia, FIST, 6: 35-37.
- Sbrana A., Toccaceli R.M., Biagio G., Cubellis E., Faccenna C., Fedi M., Florio G., Fulignati P., Giordano F., Giudetti G., Grimaldi M., Italiano F., Luperini W., Marianelli P., Buia M.C., Donadio C., Gambi M.C., Putignano M.L., Aiello G., Budillon F., Conforti A., D'Argenio B. (2011) - (a cura di) *Carta Geologica della Regione Campania, Note Illustrative della Carta Geologica alla scala 1:10.000, Foglio 464 Isola di Ischia*. Regione Campania, Assessorato Difesa del Suolo, Litografia Artistica Cartografica, Firenze. pp. 216.
- Serva L. (2000) - *Il concetto del tempo nei rischi geologici: la Paleosismicità*. Geoitalia, FIST, 6: 37-39.
- Valente A., Pennetta M., Sica M. (2013) - *Rip channel patterns on the beach near the mouth of Sele River (Southern Italy)*. Abstr. Vol. 8th Int. Conf. (AIG) on Geomorphology, "Geomorphology and Sustainability", Paris - 2013, 27-31 august, Paris. p. 916.
- Valente R. (1999) - *Frontiere tra Mare e Terra. La progettazione ambientale lungo la linea di costa*. Liguori Ed., Napoli. pp. 208.
- Vezzoli L. (1988) - (Ed.) *Island of Ischia*. C.N.R., Quad. de «La Ricerca Scientifica», Prog. Fin. Geodin., Monogr. fin., 114(10). pp.122.

Ricevuto il 04/02/2014, accettato il 09/06/2014.

Rapporti tra evoluzione costiera e sviluppo urbanistico: il caso di Pegli e Sestri Ponente (Genova, Italia)

Marco Ferrari¹, Giuliano Fierro¹, Giorgio Berriolo², Chiara Francesca Schiaffino¹, Nicola Corradi¹,
Corinna Artom³

¹Di.S.T.A.V. - Università degli Studi di Genova corso Europa 26, 16132 Genova

²Via Aurelia 153, 17028 Spotorno (SV)

³Settore Pianificazione Territoriale e Demanio Marittimo – Regione Liguria

Riassunto

In questo lavoro sono presentati i risultati relativi all'indagine storica di un tratto di costa della città di Genova. Lo scopo del lavoro è quello di mostrare i rapporti intercorrenti tra l'evoluzione costiera e lo sviluppo urbanistico nelle due delegazioni genovesi di Pegli e Sestri Ponente. La ricostruzione è stata effettuata utilizzando la cartografia storica ed i testi riportanti informazioni dall'epoca romana ad oggi, dei due nuclei abitativi. Lo studio ha mostrato la differente evoluzione della morfologia costiera nelle due località ed il conseguente adattamento dell'urbanizzazione ai nuovi scenari che si sono succeduti nel tempo. A Pegli, dove il litorale si è mantenuto pressoché invariato dal 1700 ad oggi, l'urbanizzazione si sviluppa verso monte, mentre a Sestri Ponente, l'abitato progredisce verso mare in accordo con l'imponente avanzamento della spiaggia. Il differente assetto costiero ha condizionato anche le scelte urbanistiche più recenti trasformando Sestri Ponente in un centro industriale con tipici caratteri metropolitani, mentre Pegli conserva ancora i caratteri propri del borgo marinaro ligure.

Parole chiave: evoluzione costiera, cartografia storica, spiaggia, urbanizzazione, assetto territoriale.

Abstract

This study discloses the results of a historical analysis concerning a coastal area of Genova. This analysis aims at showing the close connection between coastal evolution and urban development in Pegli and Sestri Ponente districts (both belonging to the Genova city area). Historic cartography and texts containing information dating back to the Roman age were compared, allowing to reconstruct the different coastal morphology evolution of the two districts, and the resulting adjustment of urban development to the different contexts developing in time. Pegli littoral is almost unchanged if compared to its 1700 data, and urbanisation developed mainly towards the surrounding mountains. Sestri Ponente's build up area, on the contrary, advanced mostly towards the sea, as a consequence of major beach widening. The different coastal structure influenced more recent city planning as well, changing Sestri Ponente into an industrial town with standard metropolitan attributes, while Pegli remains more similar to typical Ligurian seaside hamlets.

Keywords: coastal evolution, historic cartography, beach, urbanisation, territory structure.

Introduzione

Il settore urbano limitato dalle strutture portuali di Genova Voltri, a ponente, e dall'aeroporto di Genova, a levante, mostra un costa completamente urbanizzata (Brandolini et al., 1992; Cavallo e Ivaldi, 2000). Gli

oltre 4,5 km di spiaggia ininterrotta che caratterizzavano questo tratto di costa sono attualmente ridotti a circa 1 km ed inglobati all'interno delle due imponenti strutture marittime (Regione Liguria, 1999).

I numerosi interventi marittimi che si sono succeduti nel tempo e l'elevato grado di urbanizzazione dell'area, hanno alterato il fronte mare cittadino obliterando l'originario assetto geomorfologico della costa (Brandolini et al. 1992). Si osserva tuttavia un differente sviluppo urbanistico delle due delegazioni che si affacciano su questo tratto di litorale: Pegli e Sestri Ponente. Pegli conserva la struttura urbanistica tipica dei borghi marinari della riviera ligure; il waterfront presenta una spiaggia bordata da una passeggiata, la principale via di comunicazione si sviluppa lungo costa, il centro storico si affaccia sul mare e l'urbanizzazione più recente si sviluppa verso monte (Graffigna & Maggio, 2005). Sestri Ponente, invece, ha i connotati tipici del centro urbano genovese; il waterfront è occupato da strutture marittime ed industriali, le vie di comunicazione si sviluppano verso monte ed il centro storico è collocato in corrispondenza della zona collinare presente e, pertanto, lontano dal mare (Marcenaro, 1968).

L'obiettivo che si pone questo studio è quello di mostrare come l'assetto geologico, geomorfologico, dinamico-sedimentario e la conseguente evoluzione costiera abbiano condizionato la pianificazione territoriale di questo tratto di litorale favorendo e/o inibendo lo sviluppo urbanistico marittimo, industriale e residenziale dell'area. Lo studio è stato effettuato attraverso una ricerca storica della documentazione bibliografica inerente l'evoluzione del paesaggio e l'evoluzione urbanistica dei due abitati, allo scopo di porre in relazione l'assetto territoriale con lo sviluppo antropico. In particolare, sono state consultate le tavole del Vinzoni (seconda metà del XVIII secolo), e carte I.G.M. (primi anni del XX secolo). Le informazioni così acquisite sono state integrate dalla consultazione di altri testi storici riportanti notizie relative ai due nuclei abitativi.

L'area di studio

L'area di studio indagata è il tratto di costa compreso tra Genova Pegli e Genova Sestri Ponente. L'area originariamente coincideva con l'unità fisiografica limitata dalla P.ta di Pegli a ponente, e da Capo S. Andrea a levante (fig. 1), promontori rocciosi che separavano il tratto di litorale dalle adiacenti spiagge di Prà - Voltri e Cornigliano - Sampierdarena.

L'esposizione marittima è caratterizzata da ondate provenienti dai settori meridionali. Le agitazioni ondose provenienti da SW, con fetch geografico di circa 800 km, sono le più intense e frequenti e possono raggiungere altezze d'onda al largo superiori ai 5 metri. Le traversie secondarie di SE e S, hanno rispettivamente un fetch geografico di 200 km e 180 km e presentano altezze d'onda massime comprese tra 3 e 4.5 metri (Gaillard et al. 2004; Ferrari et al. 2006; Cattaneo et al. 2010). La dinamica sedimentaria dell'area risulta condizionata dalle agitazioni di SW che determinano un flusso detritico principale rivolto verso E, mentre alla traversia di SE è imputabile una deriva sedimentaria secondaria con verso opposto (Piccazzo et al., 1990). Le escursioni di marea sono inferiori a 30 cm (Papa 1974, Papa 1978), pertanto non condizionano la dinamica sedimentaria costiera.

Il settore in esame è sede della linea tettonica Sestri-Voltaggio, zona interessata da faglie e sovrascorrimenti (Cortesogno e Haccard, 1984). I litotipi presenti a ponente sono di origine oceanica con alto grado di metamorfismo (Metagabbri, serpetinoscisti, ecc.) così come la relativa copertura sedimentaria (calcescisti), mentre a levante si osservano litotipi oceanici con basso o nullo grado di metamorfismo (basalti e serpentiniti), e litotipi di origine sedimentaria (calcarei, calcari marnosi, arenarie ecc.); da segnalare la presenza della dolomia primaria in coincidenza del Monte Gazzo a Sestri Ponente (Cortesogno & Haccard, 1984).

L'assetto geologico strutturale dell'area si traduce in una prevalenza di strutture E-W, su cui è impostata la costa, e strutture N-S, su cui sono impostati i corsi d'acqua. Quest'ultimi sono a carattere torrentizio, di ridotte dimensioni e presentano un'area di bacino complessiva di circa 45 km². I più importanti sono il Torrente Varena (22 km²) che sfocia a levante dell'abitato di Pegli, ed il Torrente Chiaravagna (11 km²) che sfocia a Sestri Ponente. I restanti corsi d'acqua sono i rii Rexello, Lupo ed Archetti che terminano a Pegli ed hanno un'area di bacino di circa 4 km² ed i rii Rostan, Molinassi e Cantarena, che si riversano a Sestri Ponente ed hanno una superficie di bacino di poco inferiore ad 8 km².

In questa zona, la piattaforma continentale ha il ciglio ubicato ad una profondità di circa 150-200 metri (Corradi et al., 1980) e nella fascia prossima alla costa ha bassi fondali specie se confrontati con quelli della restante piattaforma ligure, assetto che ha favorito lo sviluppo delle grandi opere a mare (Otonelli G., 1975).

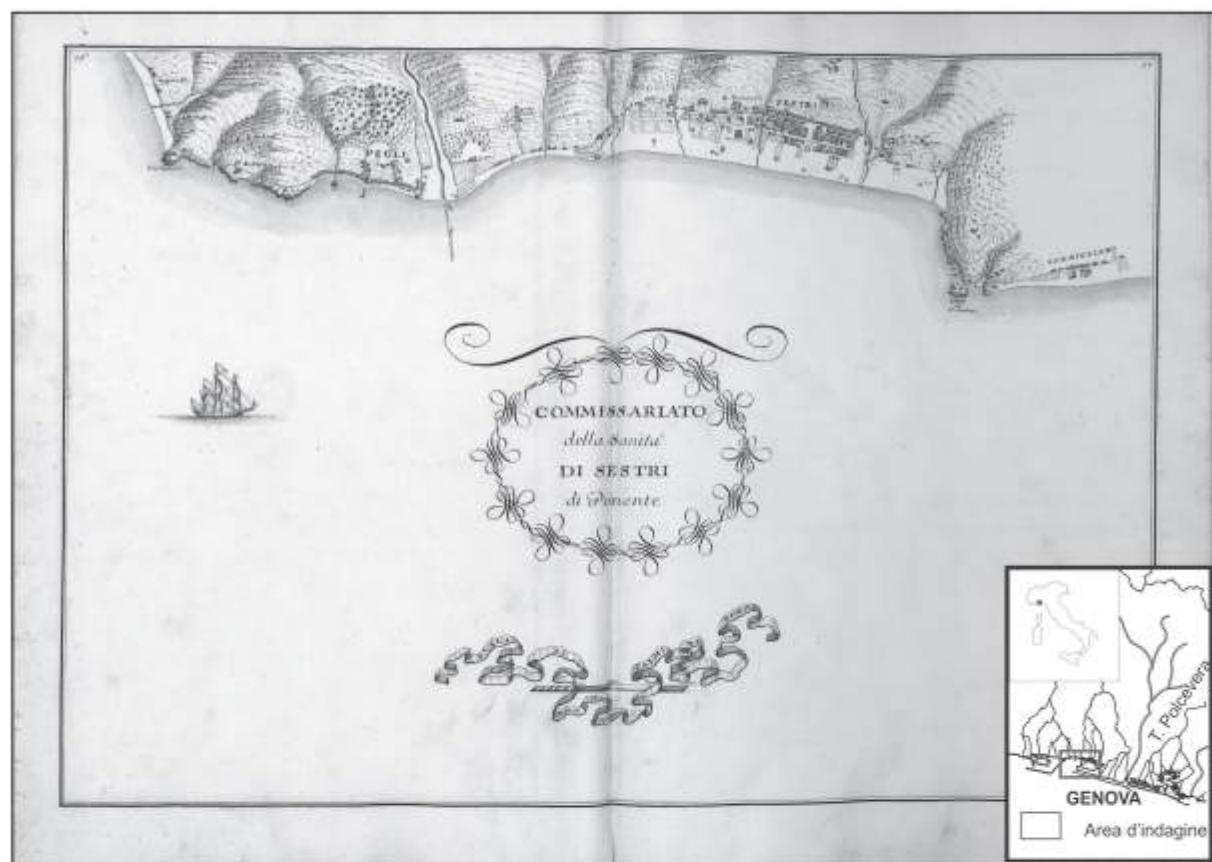


Figura 1 – L'area d'indagine in una rappresentazione cartografica del XVIII secolo di Matteo Vinzoni [per gentile concessione della Biblioteca Civica Berio di Genova].

L'evoluzione del litorale di Pegli

Le prime informazioni sul litorale pegliese risalgono al XVIII secolo, grazie ad un tavola del Vinzoni. In questa rappresentazione cartografica (fig. 2), si osserva come il litorale di Pegli fosse già allora strutturato su tre falcate separate da strutture antropiche: la falcata di ponente, posta tra la Punta di Pegli ed il molo Lomellini (fig. 3), la seconda posta tra il molo Lomellini ed il pennello Torre (vedi fig. 3), infine la terza falcata situata alla foce del T. Varenna.

L'abitato di ridotte dimensioni si sviluppava parallelamente alla spiaggia ed alcuni edifici erano stati costruiti anche nelle piane alluvionali formate dai rii Rexello, Archetti e del Torrente Varenna.

I primi fenomeni erosivi registrati si manifestarono a seguito della realizzazione della via litoranea Napoleonica (inizio del XIX secolo) e, conseguentemente, la spiaggia si assestò su posizioni più arretrate. In questo periodo il settore orientale era quello maggiormente penalizzato ed il potenziamento del molo di levante, avvenuto nel periodo 1851–1855, non determinò effetti positivi (Ascari et al., 1937).

A seguito della vocazione turistica della cittadina (Graffigna e Maggio, 2005), nella seconda metà del XIX secolo, il centro abitato iniziò ad ampliarsi verso monte. Nello stesso periodo si iniziò la costruzione della linea ferroviaria che, contrariamente alle altre città costiere, non si sviluppò a ridosso della spiaggia, ma a monte del centro abitato. Una carta topografica riferibile al 1930 circa (fig. 3) mostra questa espansione edilizia, ma soprattutto permette di osservare come il litorale si mantenga sostanzialmente strutturato come nella mappa del Vinzoni precedentemente descritta.

La struttura della cittadina non subì modifiche negli anni successivi, nonostante i cambiamenti che interessarono il waterfront dei settori soprafflutto a seguito della costruzione del porto di Voltri (1970–1990). Questo intervento si realizzò con versamenti a mare e da tali lavori ne risultò un avanzamento delle spiagge sot-

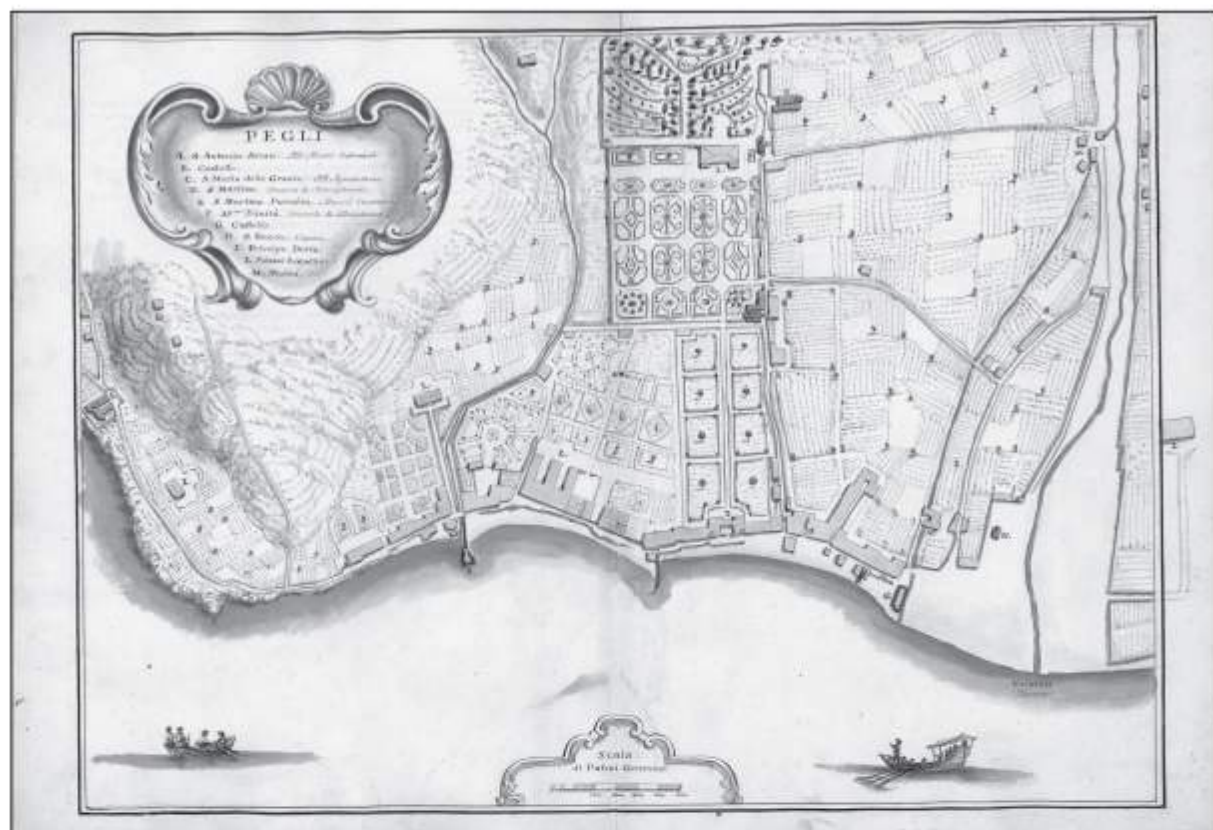


Figura 2 - Il litorale di Pegli in una rappresentazione cartografica del XVIII secolo di Matteo Vinzoni [per gentile concessione della Biblioteca Civica Berio di Genova].



Figura 3 - Il litorale di Pegli in una carta topografica del 1930 circa (<http://www.pegli.com/index.php>).

natura presente nell'attuale piana alluvionale del torrente Chiaravagna a Sestri Ponente. Il golfo, utilizzato come porto naturale dai romani, era limitato da due capi rocciosi. Il primo, costituito dall'attuale collina di S. Giovanni Battista, dove sorgeva l'antica Sestri Ponente, il secondo, coincidente con la collina degli Erzelli. A protezione del golfo, sorgevano su entrambi i lati dell'imboccatura due fortificazioni militari che furono

toflutto prima che fossero inglobate nelle strutture. Al contrario, la spiaggia di Pegli non presentò benefici a seguito di questo incremento del budget sedimentario, ma continuò a mantenersi sulle medesime posizioni sebbene nel frattempo fosse stata realizzata la passeggiata a mare.

La situazione attuale mostra una spiaggia di ridotte dimensioni ed in equilibrio precario nonostante le opere di difesa realizzate a partire dagli anni 1970.

L'evoluzione del litorale di Sestri Ponente

Le prime notizie di questo tratto di costa risalgono al primo secolo dopo Cristo. Lo scrittore latino Plinio il vecchio, nell'opera "Naturalis Historia", segnalò la presenza del Golfo del Priano (rinominato in epoca cristiana Golfo di S. Lorenzo), ampia inse-

attive fino all'inizio del secondo millennio e solo successivamente furono sostituite da edifici religiosi ad oggi ancora presenti (Marcenaro G., 1968). E' proprio in questo periodo che si può fare risalire l'insabbiamento dell'antico golfo e l'inizio della nascita della spiaggia di Sestri Ponente. L'antico nucleo dell'abitato di Sestri Ponente, situato sulla collina, venne affiancato da nuove abitazioni che si svilupparono sulla nascente spiaggia. Questa situazione è ben rappresentata da una stampa mostrante il "primitivo" paese di Sestri Ponente nell'anno 1238 (fig. 4).

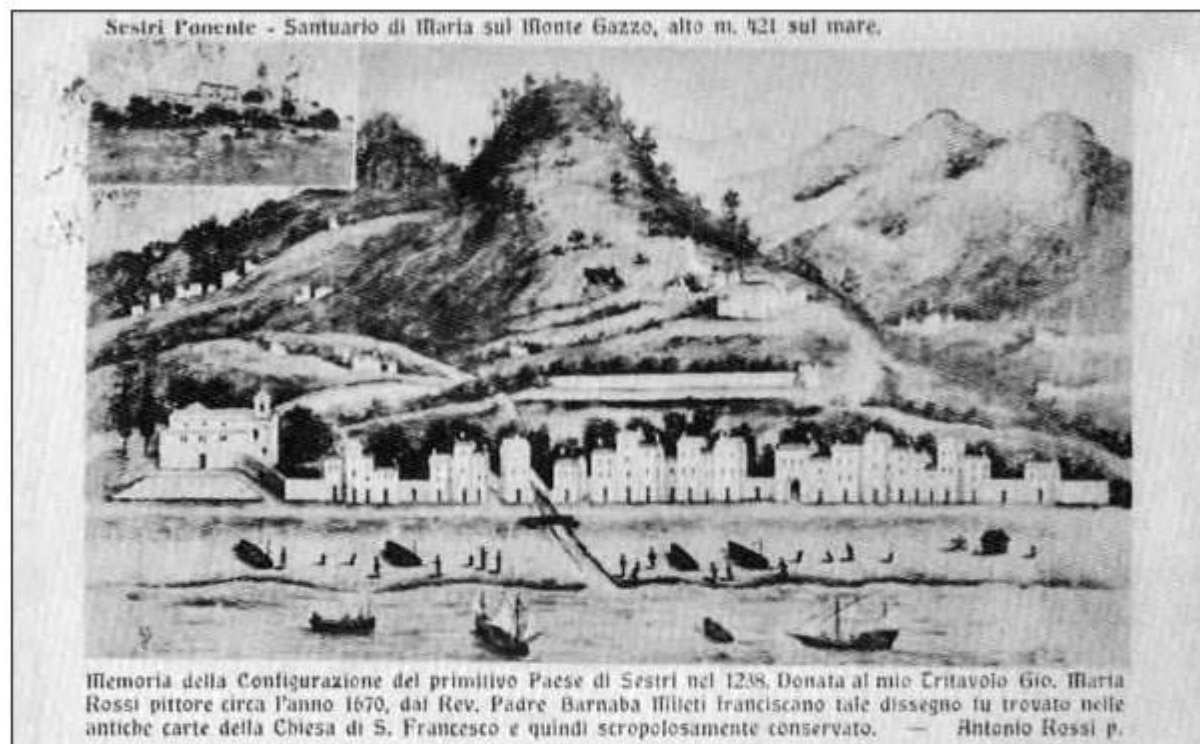


Figura 4 – Sestri Ponente in un dipinto databile al XIII secolo (<http://utenti.multimania.it/ilcorriereestresc/Page/sestri1200.htm>).

I successivi ampliamenti della città si registrarono fino all'inizio del XX secolo e vennero realizzati sempre più verso il mare grazie al progressivo ampliamento della spiaggia. Parallelamente alla costa, tra il XIV ed il XV secolo, venne costruita una prima fila di edifici. Emblematica di questo periodo fu la costruzione della chiesa parrocchiale che, essendo ubicata vicina alla spiaggia, per essere protetta dalle mareggiate più intense, presenta l'ingresso rivolto verso nord al contrario della maggior parte degli edifici religiosi di Genova (Marcenaro G., 1968). Nonostante la regimazione dei corsi d'acqua iniziata nel XVIII secolo e che determinò una riduzione degli apporti di sedimento alle spiagge (Ascari et al., 1937), la spiaggia stessa così come l'espansione urbanistica continuarono ad avanzare (fig. 5). Nel XIX secolo, si realizzarono i palazzi dell'attuale via principale ed infine le case popolari. La spiaggia, a partire dai primi anni del 1800, iniziò ad essere in parte occupata dai Cantieri navali, mentre, verso la fine del secolo, Sestri Ponente diventò una delle località balneari più ricercate (Corti S., 1891). Iniziarono quindi a sorgere gli stabilimenti balneari e parte del litorale fu adibito a questa nuova attività. Con l'inizio del XX secolo, accanto ai cantieri navali ed agli stabilimenti balneari sorsero le nuove fabbriche in quanto, in un territorio povero di spazi come quello ligure, l'ampia spiaggia di Sestri costituì l'area ideale per l'insediamento dell'industria pesante che si era sviluppata a Genova (Otonelli G., 1975).

La scomparsa della spiaggia di Sestri Ponente è riconducibile agli anni 1950 e la causa non è da ricondursi a fenomeni erosivi, ma alle grandi trasformazioni urbanistiche che interessarono la cittadina. Infatti, con la fine del conflitto bellico, iniziarono i lavori per la costruzione, a mare, dello scalo aeroportua-

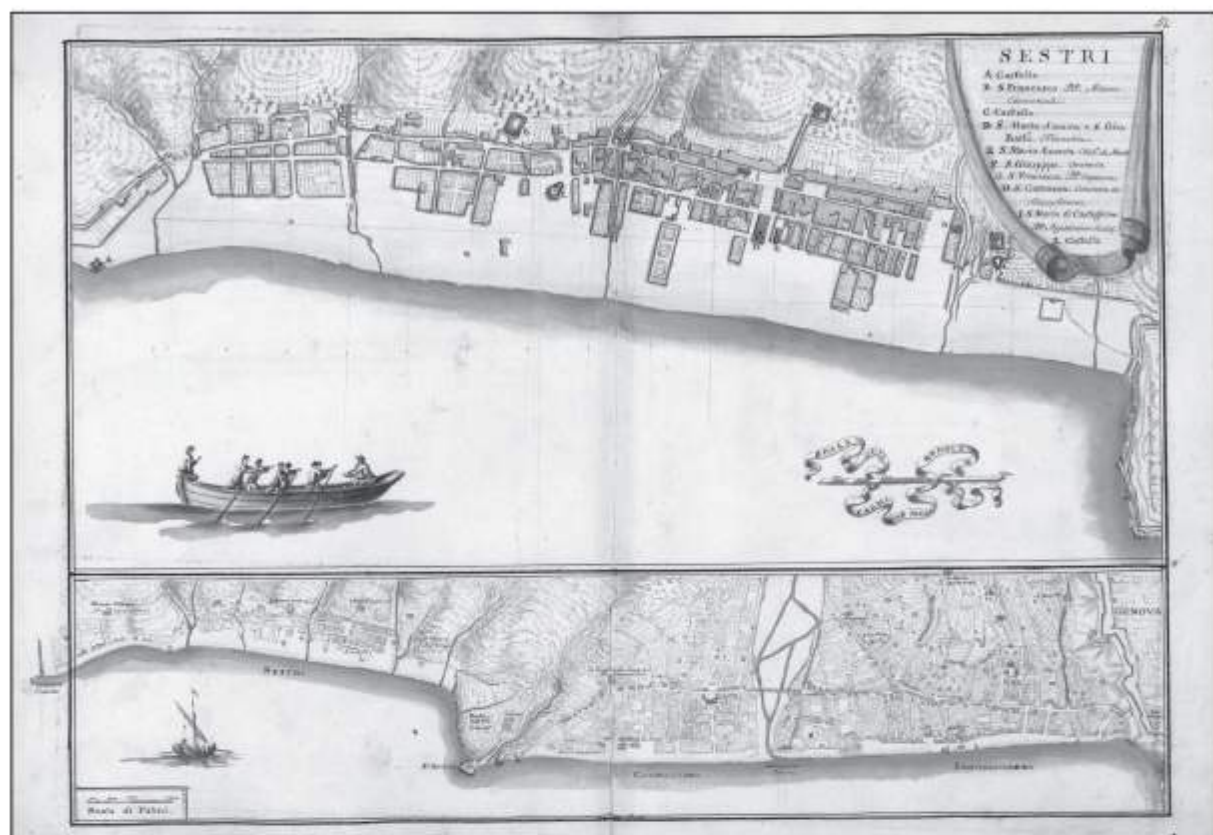


Figura 5 - Il litorale di Sestri Ponente in una rappresentazione cartografica del XVIII secolo di Matteo Vinzoni [per gentile concessione della biblioteca civica Berio di Genova].

le. La scelta progettuale di ubicare l'aeroporto in questo tratto di costa fu dettata dal fatto che la zona era caratterizzata da bassi fondali in quanto, a seguito degli avanzamenti della spiaggia di Sestri Ponente, si era generato un innalzamento della spiaggia sottomarina a tal punto che la batimetrica dei 10 metri risultava ad oltre 400 metri dalla costa (Ascari, 1937). L'intervento fu di dimensioni tali che allontanò definitivamente l'abitato dal mare.

A protezione dei nuovi manufatti si realizzò una diga foranea in continuità con le strutture dell'adiacente porto, creando un'unica struttura senza soluzione di continuità. Negli anni successivi scomparirono i rimanenti tratti di costa naturale a causa dell'ampliamento dei cantieri navali e la realizzazione del Porto Petroli. Conseguentemente a questa nuova situazione ebbe inizio l'urbanizzazione residenziale che, non si sviluppò più verso mare, ma, analogamente a Pegli, verso monte.

Discussione

L'indagine storica mostra come lo sviluppo urbano delle due cittadine sia stato condizionato dalle mutazioni della costa, mentre risulta più complesso comprendere i meccanismi che hanno portato ad una evoluzione così differente dei due tratti di litorale.

Il litorale di Pegli, rappresenta il settore sopraflutto dell'originaria unità fisiografica P.ta di Pegli-Capo S. Andrea e, vista l'efficienza nell'interrompere il drift litoraneo da parte della P.ta di Pegli, è presumibile che non abbia mai beneficiato di apporti provenienti dalle spiagge poste a ponente. Si è in presenza di un litorale che è sempre stato fondato su modesti contributi sedimentari provenienti da corsi d'acqua locali. Tuttavia, grazie all'orientazione che questo tratto di costa presenta, le agitazioni ondose principali incidono frontalmente alla costa. Ne consegue una deriva litoranea limitata e la prevalenza di movimenti trasversali. Gli interventi, già presenti nel XVIII secolo, hanno ulteriormente ridotto le perdite laterali permettendo alla spiaggia di mantenere un assetto precario ma stabile.



Figura 6 – Evoluzione della linea di riva a Sestri Ponente (base cartografica I.G.M. inizio XX secolo).

ravagna) che presentano un alveo sopraelevato rispetto alle aree adiacenti. La regimazione dei corsi d'acqua, causò la deposizione di sedimenti all'interno dell'alveo determinandone un innalzamento; fenomeno già osservato all'inizio del XIX secolo (Ascari et al. 1937) e reso ancor più evidente a causa della subsidenza che in passato interessava la piana costiera.

I fattori antropici che condizionarono l'evoluzione della costa hanno origine antichissima. Infatti le rocce dolomitiche presenti nei pressi del M. Gazzo erano fin dall'epoca romana, come riporta Plinio il vecchio nel già citato *historia Naturalis*, utilizzate per estrarre la calce. Lo stesso primitivo toponimo del golfo (Priano), deriva presumibilmente dal genovese *pria* cioè pietra e stava appunto ad indicare la presenza di popolazioni dedite alla lavorazione della pietra (Marcenaro, 1968). Queste attività comportarono un notevole disfacimento del substrato roccioso ed un aumento del materiale disponibile per il trasporto meteorico.

Inoltre l'estrazione della calce veniva effettuata mediante calcinazione con dei forni la cui legna da ardere era fornita dai boschi limitrofi. Anche questa pratica contribuì ad aumentare la superficie erosiva dell'area contribuendo ad implementare il carico solido dei corsi d'acqua.

A conferma di quest'ultima ipotesi si può osservare nello sfondo del dipinto del XIII secolo il monte Gazzo, già all'epoca ormai semi privo di vegetazione. Se riteniamo valida l'ipotesi sostenuta da alcuni autori circa l'origine del toponimo che è riferito al termine longobardo *gagium* ossia bosco, possiamo ben comprendere l'impatto umano sull'evoluzione dell'area.

Conseguentemente alla situazione descritta lo sviluppo urbanistico delle due cittadine si è adeguato ai differenti passaggi evolutivi dei due tratti costieri (fig. 7).

Pegli, in assenza di una significativa trasformazione dell'assetto costiero, ha sempre mantenuto il suo apparato urbanistico originario e non è stata coinvolta nelle importanti modificazioni che hanno trasformato il waterfront genovese a partire dal 1800. Sestri Ponente invece a causa delle imponenti cambiamenti che offrivano continuamente nuove superfici disponibili, in un territorio avaro di spazi, è stata sempre oggetto di nuovi insediamenti: inizialmente residenziali, successivamente cantieristici ed industriali ed infine logistici.

Conclusioni

Questa ricerca ha permesso di ricostruire le trasformazioni geografiche ed urbanistiche del tratto di costa coincidente con gli abitati di Pegli e Sestri Ponente (Genova), evidenziando come l'urbanizzazione dell'area sia stata fortemente condizionata dall'evoluzione morfologica del litorale. Nonostante il carattere locale

Più complessi, sono i motivi che hanno portato alla profonda modifica dell'assetto costiero di Sestri Ponente (fig. 7), la più imponente progradazione di tutto l'arco ligure (Ascari et al., 1937).

L'avanzamento registrato è imputabile ad una concausa di fattori, naturali ed antropici.

I fattori naturali sono riconducibili alla posizione di questo tratto di costa, situato nel settore sottoflutto dell'unità fisiografica. Capo di S. Andrea costituiva infatti un limite invalicabile per i sedimenti trasportati dalla deriva litoranea e, quindi, il litorale beneficiava non solo degli apporti dei rii locali, ma anche di quelli provenienti dai settori sopraflutto. Rii locali che erano in grado di garantire comunque un cospicuo input sedimentario nonostante le ridotte dimensioni dei bacini. Aspetto quest'ultimo dovuto non solo all'elevata erodibilità dei litotipi come suggerito da Ascari (1936), ma anche all'assetto geologico strutturale della zona. Infatti la già citata linea Sestri - Voltaggio costituisce un'ampia fascia di terreni cataclastici ad elevato grado di fratturazione, aspetto che facilitò i fenomeni erosivi ad opera degli agenti meteorici (Capponi e Crispini, 2008). Questa ipotesi evolutiva è confermata anche dall'assetto dei corsi d'acqua (Molinassi, Cantarena Chia-



Figura 7 – La situazione attuale del tratto di costa indagato [concesso da Google Earth™].

dell'indagine, questo studio permette di trarre alcune considerazioni di carattere generale. In primo luogo è indiscutibile come le condizioni territoriali abbiano costituito e costituiscano l'aspetto prioritario per qualsiasi sviluppo urbano, specie in un contesto come quello ligure dove le esigenze insediative devono tener conto di notevoli vincoli geomorfologici. Il secondo aspetto che emerge è legato ai differenti approcci verso l'ambiente naturale che si sono succeduti nei periodi storici. In passato l'uomo si adeguava alle condizioni ambientali nell'utilizzo del territorio, successivamente, a partire dal XIX secolo, si assiste ad una inversione di tendenza ed è il territorio che è adattato alle esigenze dell'uomo e la destinazione d'uso è dettata dalle esigenze economiche del momento. L'assenza di una pianificazione territoriale, in grado di valutare le caratteristiche fisiche dei luoghi e gestirne al meglio le potenzialità, unitamente alle modalità d'intervento hanno determinato delle modificazioni all'assetto territoriale ormai irreversibili. Emerge chiaramente che una corretta gestione di un ambiente così complesso come quello costiero non può prescindere da un approccio multidisciplinare che porti ad una effettiva Gestione Integrata della Fascia Costiera.

Ringraziamenti

Si ringrazia la dott.ssa Laura Malfatto, Dirigente dei Musei e delle Biblioteche del comune di Genova, e la dott.ssa Emanuela Ferro, Dirigente della Sezione conservazione della biblioteca Civica Berio di Genova, per aver messo a disposizione e concesso l'autorizzazione alla pubblicazione delle tavole del cartografo Matteo Vinzoni.

Bibliografia

- Ascarì M., Baccino L. & Sanguineti G. (1937) - *Ricerche sulle variazioni delle spiagge italiane. Le spiagge dell' Riviera ligure*. C.N.R. Ed., Roma. 328 pp.
- Brandolini P., Ramella A., Terranova R. (1996) - *Evoluzione geomorfologico-ambientale della fascia costiera tra Genova e Voltri a seguito degli interventi antropici*. Atti XXVI Congr. Geogr. Ital., Genova 4-9 maggio 1992, Istituto Enciclopedia Italiana, Roma, vol. I, pp. 658-673.
- Capponi G. (1991) - *Megastructure of the South – Eastern part of the Voltri group (Ligurian Alps): a tentative interpretation*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 110: 391 – 403.

- Capponi G., Crispini L. (2008) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia scala 1:50.000, Foglio 213 - 230 Genova*. Progetto CARG Regione Liguria Ed., Selca Firenze 139 pp.
- Cattaneo Vietti R., Albertelli G., Aliani S., Bava S., Bavestrello G., Benedetti Cecchi, L., Bianchi C.N., Bozzo E., Capello M., Castellano M., Cerrano C., Chiantore M., Corradi N., Cocito S., Cutroneo L., Diviaco G., Fabiano M., Faimali M., Ferrari M., Gasparini G.P., Locritani M., Mangialajo L., Marin V., Moreno M., Morri C., Orsi Relini L., Pane L., Paoli C., Petrillo M., Povero P., Pronzato R., Relini G., Santangelo G., Tucci S., Tunesi L., Vacchi M., Vassallo P., Vezzulli L., Wurtz, M. (2010) - *The Ligurian Sea: present status, problems and perspectives*. *Chemistry and Ecology*, 26: 319-340.
- Cavallo C., Ivaldi R. (2000) - *L'evoluzione storica del litorale di Genova attraverso due esempi caratteristici: Voltri e Albaro*. *Atti Associazione Italiana Oceanologia Limnologia*, 13: 279-288.
- Corradi N., Fanucci F., Gallo G. & Piccazzo M. (1980) - *La sedimentazione olocenica della piattaforma continentale ligure (Portofino - Capo Mortola)*. Istituto Idrografico della Marina, Genova, F.C. 1097: 14 pp.
- Cortesogno L. & Haccard G. (1984) - *Note illustrative alla carta geologica della zona Sestri - Voltaggio*. *Memorie Società Geologica Italiana*, 28: 115 - 150.
- Corti S. (1891) - *Le province d'Italia studiate sotto l'aspetto Geografico e storico*. G.B. Paravia e Comp. Ed., Torino. 108 pp.
- Ferrari M., Bolens S., Bozzano A., Fierro G., Gentile R. (2006) - *The port of Genoa-Voltri (Liguria, Italy): a case of updrift erosion*. *Chemistry and Ecology*, 22: 361- 69.
- Gaillard P., Ravazzola P., Kontolios C. Arrivet, L. Athanassoulis G.A., Stefanakos C.N., Gerostathis P., Cavaleri L., Bertotti L., Sclavo M., Ramieri E., Dentone L., Noel C., Viala C., Lefevre J.M. (2004) - *Wind and Wave Atlas of the Mediterranean Sea*.
- Graffigna G.B., Maggio G. (2005) - *Pegli nel tempo e nei tempi*. Ateneo Ed., Genova. 276 pp.
- Marcenaro G. (1968) - *Le cronache di Sestri Ponente*. Renzo Tolozzi Ed., Genova. 179 pp.
- Otonelli G. (1975) - *La storia di Sestri Ponente*. Umberto Valenti Ed., Genova. 154 pp.
- Papa L. (1974) - *Analisi delle maree e costanti armoniche di Genova*. Istituto Idrografico della Marina, F.C. 1058: 16 pp.
- Papa L. (1978) - *A statistical investigation of low-frequency sea level variations at Genoa*. Istituto Idrografico della Marina, F.C. 1087: 13 pp.
- Piccazzo M., Corradi N., Cortemiglia G.C., Fanucci F., Firpo M. & Tucci S. (1990) - *Atlante delle Spiagge Italiane: Foglio 82 - Genova*. C.N.R. Ed., Roma.
- Regione Liguria Dipartimento Pianificazione Territoriale e Paesistica (1999) - *PTC DELLA COSTA*, fascicolo 2.2.1 "Difesa costiera e ripascimento delle spiagge", 73 pp.
- Vinzi M. (1758) - *Pianta delle due Riviere della Serenissima Repubblica di Genova divisa ne Commissariati di Sanità*. Biblioteca Civica Berio. Genova.
- Vinzi M. (1773) - *Il dominio della Serenissima Repubblica di Genova in terraferma (Riviera di Ponente)*. Biblioteca Civica Berio. Genova.

Ricevuto il 26/11/2013, accettato il 07/07/2014.

Storia dell'ambiente costiero del Mar Ligure sulla base di analisi biostratigrafiche

Carlo Montanari¹, Cristina Bellini², Maria Angela Guido¹, Marta Mariotti Lippi²

¹DISTAV – Polo Botanico, Università di Genova, C.so Dogali, 1m, I-16136 Genova, Italia

²Dipartimento di Biologia, Università di Firenze, Via G. La Pira 4, I-50121 Firenze, Italia

Riassunto

L'ambiente costiero del Mar Ligure tra il Pleistocene superiore e l'Olocene viene delineato sulla base di analisi biostratigrafiche di carotaggi di aree costiere, effettuati tra Albenga e Pisa. I sedimenti del Bacino di Massaciuccoli forniscono informazioni paleoambientali sui paesaggi costieri del Mar Ligure a partire da più di 130.000 anni fa. I sedimenti pleistocenici, in parte marini, registrano la presenza lungo la costa di boschi di conifere (*Pinus*, *Abies*), di latifoglie (*Fagus*, *Alnus*, *Quercus* decidue) e di sempreverdi mediterranee (*Quercus ilex*). Le altre sequenze esaminate dagli autori o note in letteratura mostrano le variazioni ambientali nel corso del postglaciale, con particolare riguardo alla Liguria orientale e Toscana settentrionale. Nella prima metà dell'Olocene (ca. 10000-7000 cal. BP) elevate percentuali di polline di *Abies* suggeriscono la presenza locale di boschi di abete bianco con latifoglie quali tiglio, olmo, ecc. Successivamente, l'abete scompare dai diagrammi pollinici costieri, lasciando spazio allo sviluppo di paesaggi a mosaico costituiti da boschi meso-termofili con querce decidue, nocciolo, ontano e da macchia mediterranea con erica arborea dominante. Seppur con una certa discontinuità nella registrazione, è documentata la antica presenza di aree palustri retrodunali, con apporti continentali. A partire da ca.6000 cal. BP, solo le ampie pianure toscane rimasero paludose, mentre quelle meno estese della Liguria furono in gran parte interrate. Tuttavia, questi sedimenti sepolti o "zone umide fossili" rappresentano tracce di ecosistemi costieri che hanno costituito risorse locali per millenni ed elementi di paesaggi culturali oggi del tutto scomparsi e permettono anche di seguire le caratteristiche della sedimentazione continentale e costiera.

Parole chiave: paleoambiente costiero, palinologia, storia vegetazionale, Mar Ligure, zone umide fossili, pianure alluvionali.

Abstract

*History of the Ligurian Sea coastal environment by means of biostratigraphic analysis. The palaeoenvironment of the Ligurian Sea coasts since the Pleistocene and throughout the Holocene is outlined, by means of biostratigraphical analysis of corings in the coastal plains, from Albenga to Pisa. The sediments analyzed from the Massaciuccoli wetlands allow taking a glance at the late Pleistocene (ca. 130.000 BP) coastal environment: the marine bottom layers show a variable landscape, with conifers (*Pinus*, *Abies*), broadleaves (*Fagus*, *Alnus*, *Quercus* deciduous, *Corylus*, etc.) and also Mediterranean trees (*Quercus ilex*) and herbs. In the first half of the Holocene (ca. 10000–7000 cal. BP) all seven investigated sites show elevated percentages of *Abies* pollen which suggest the local presence of fir woods (with *Ulmus*, *Tilia*, etc.). In the second half of the Holocene (from 7000 cal. yr BP), *Abies* becomes locally extinct along the coasts leaving space for the development of mosaic landscapes formed by open meso-thermophilous woods (with deciduous *Quercus*, *Alnus*, *Corylus*) and Mediterranean maquis (with *Erica* cf. *arborea*). These data represent a significant contribution to the reconstruction of the landscape history of the NW Italian coasts and to the palaeo-biogeographic knowledge of silver fir (*Abies*) in Italy. Concerning the local ecology, pollen records show*

that initially the coastal areas were characterized by freshwater wetlands; after c. 6000 cal. BP only the larger plains in N Tuscany remained extensively damp while the smaller plains in E Liguria were buried and/or drained. Nonetheless these buried deposits of 'fossil' coastal wetlands represent unique traces of ecosystems that provided important local economic resources for millennia and formed elements of the coastal cultural landscapes which have almost totally disappeared today and allow describing the features of the terrestrial and coastal sedimentation.

Keywords: coastal palaeo-landscape, palynology, vegetation history, Ligurian Sea, fossil wetlands, coastal plains, Pleistocene/Holocene

Introduzione

Gli studi biostratigrafici permettono di affiancare alle informazioni di tipo geologico e sedimentario quelle ricavabili da una serie di resti di organismi di dimensioni da microscopiche a macroscopiche che consentono di delineare le caratteristiche principali dell'ambiente del luogo di campionamento e dei suoi dintorni in termini di paesaggi vegetali, caratteristiche ecologiche di suoli o di corpi d'acqua, presenza di popolamenti umani ed altro ancora.

Su queste basi sono stati svolti innumerevoli studi in tutto il mondo che coinvolgono specialmente l'analisi di polline, spore di felci, diatomee, particelle di carbone e molte altre tracce biologiche. Per ciò che riguarda l'alto Tirreno, le ricerche palinologiche risalgono alla prima metà del XX secolo (Chiarugi, 1950; Tongiorgi, 1936). Queste ultime si riferiscono alla pianura costiera della Toscana settentrionale e mostrano per prime la discesa di foreste di conifere a livello del mare in corrispondenza dell'ultimo acme glaciale (ca. 18000 BP). Successivamente, molti altri studi paleoambientali sono stati svolti in quest'area, ma quasi tutti sono relativi ad aree interne, in quanto i bacini sedimentari utili si trovano



Figura 1 - Localizzazione dei siti campionati per gli studi biostratigrafici.

Tabella 1 - Quadro complessivo delle datazioni disponibili per le serie stratigrafiche presentate. Le datazioni radiocarboniche sono state calibrate con Calib 7.0.2 (Reimer et al. 2013).

| Sito | Carotaggio | Profondità (m) | Sedimento | Materiale | Datazione ¹⁴ C uncal (yr BP) | Datazione ¹⁴ C cal (2σ) (yr BP) |
|----------------|------------|----------------|-------------------------|-----------------------------|---|--|
| Pisa | PSR4 | 5,7 | argilla | <i>Cerastoderma glaucum</i> | 5800 ± 80 | 6757-6413 |
| Massaciuccoli | ENE A | 1 | Argilla e torba | Materia organica | 2206 ± 52 | 2343-2108 |
| | | 2,1 | Silt argilloso | Materia organica | 2716 ± 37 | 2877-2754 |
| | | 2,6 | Silt argilloso | legno | 3827 ± 40 | 4359 - 4144 |
| | | 7,5 | Silt sabbioso | Conchiglia marina | 5471 ± 41 | 6322-6188 |
| | | 29,5 | Silt sabbioso | Legno | 8419 ± 48 | 9528-9395 |
| | | 32,1 | Silt sabbioso-argilloso | <i>Cerastoderma glaucum</i> | 8970 ± 50 | 10233-10114 |
| | | 34 | Silt sabbioso-argilloso | <i>Cerastoderma glaucum</i> | 9590 ± 60 | 11163-10737 |
| Sestri Levante | S3 | 14,2 | Silt sabbioso e torba | Legno | 5894 ± 45 | 6803-6631 |
| | | 18 | Torba | Legno | 5161 ± 60 | 6021-5741 |
| | S4 | 24,9 | Silt sabbioso | Legno | 7213 ± 65 | 8171-7938 |
| Rapallo | RES | 9,1 | Silt argilloso | Carbone | 4563 ± 50 | 5326-5045 |
| | | 16,6 | Silt sabbioso | Carbone | 7175 ± 45 | 8060-7930 |
| Albisola | S2 | 16,42 | Torba | Legno | 7190 ± 60 | 8164-7931 |
| Albenga | | 4 | Argilla | | 2495 ± 60 | 2741-2420 |
| | | 3,6 | | | 970 ± 40 | 940-791 |
| Chiavari | | 11,32 | | | 5810 ± 50 | 6733-6493 |
| | | 12,5 | Argilla | Legno | 5770 ± 70 | 6720-6412 |

prevalentemente nella fascia montana, anche quando sono a poca distanza dalla costa (Braggio Morucchio et al., 1989, 1991; Lowe and Watson, 1993; Bertolani Marchetti et al., 1994; Lowe et al., 1994; Mori Secci, 1996; Watson, 1996; Branch, 2004; Guido et al., 2004b; Menozzi et al., 2007; Guido et al., 2013). Inoltre, la gran parte di questi permette di ricostruire sequenze più o meno continue specialmente dell'Olocene e solo di recente sono stati trovati sedimenti precedenti all'LGM (Guido et al., 2009). Negli ultimi decenni, tuttavia, si sono potuti esaminare campioni di sedimenti ricavati da carotaggi eseguiti con strumentazioni professionali in aree costiere a livello del mare, cosicché ha iniziato a delinearsi la storia dell'ambiente litoraneo sulla base dei diagrammi palinologici ricavati (Cornara et al., 1996; Montanari et al., 1998; Arobba et al., 2001a, 2001b; Menozzi et al., 2003; Guido et al., 2004a; Mariotti Lippi et al., 2007 a, 2007b; Piccazzo et al., 1994; Mariotti Lippi e Mori Secci 2007; Bellini et al., 2009a). La documentazione risulta evidentermente

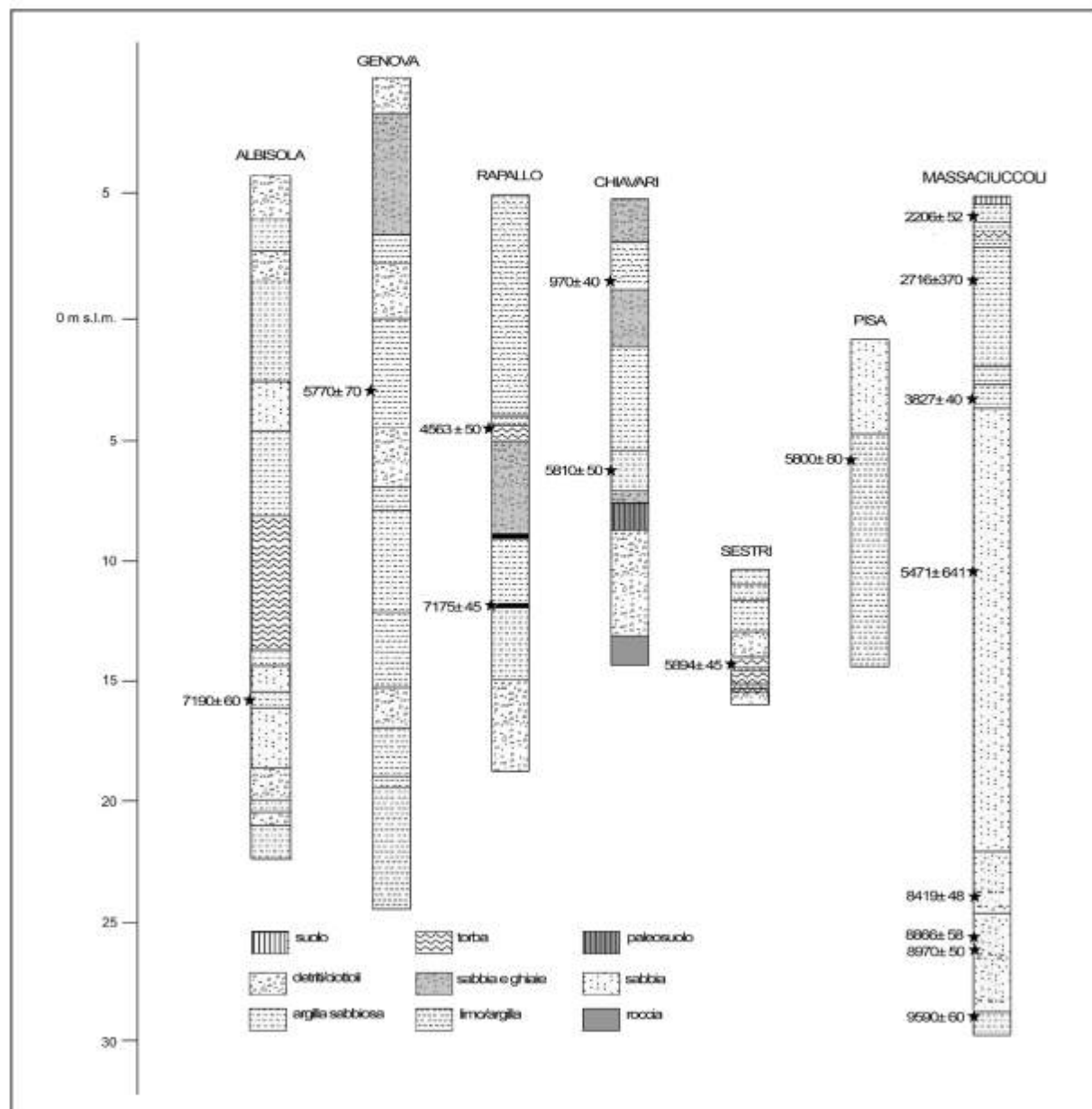


Figura 2 - Stratigrafie dei siti descritti. La serie di Albenga è stata omessa, in quanto di ambiente sottomarino e quindi con quote troppo discordanti rispetto alle altre.

te lacunosa a partire dal carattere opportunistico dei campionamenti, sia per la discontinuità dei depositi, dovuta principalmente alle caratteristiche geologiche e geomorfologiche dell'arco costiero ligure, sia per la scarsa disponibilità di resti biologici conservati e quindi utili come tracce paleoambientali. Tipicamente, i sedimenti sfruttabili allo scopo si depositano in corrispondenza delle poche pianure alluvionali (cfr. Fanucci et al., 1987; Carobene e Firpo, 2004) e registrano quindi la situazione non solo strettamente litoranea, ma anche quella di buona parte dell'ambiente costiero che, nell'arco ligure settentrionale, comprende anche la fascia montana che si trova spesso a pochi chilometri dalla costa. Tuttavia, come si vedrà, la componente locale del record palinologico è abbastanza facilmente distinguibile, sia in base all'ecologia tipica delle specie, sia valutando la tipologia dei sedimenti (ad esempio torbosi, di origine locale).

I dati su cui ci basiamo provengono da 8 aree costiere principali, ma sono integrabili con quelli sopra citati e altri che, per i motivi sopra accennati, sono utili anche se relativi ad aree più interne. In particolare, i carotaggi di sedimenti costieri, di origine prevalentemente continentale, procedendo da Ovest ad Est, sono localizzati nelle seguenti aree (fig. 1): 1) piana di Albenga e mare prospiciente; 2) area urbana di Albisola (SV); 3) zona di foce dei Torrenti Polcevera e Bisagno (GE); 4) Rapallo; 5) Chiavari; 6) Sestri Levante; 7) pianura costiera presso Pisa; 8) area palustre di Massaciucoli. Si descriveranno brevemente le caratteristiche stratigrafiche e paleoambientali di questi siti (fig. 2), cercando di ricavarne un quadro complessivo per la storia ambientale delle coste del Mar Ligure.

Area di Albenga

Le informazioni biostratigrafiche per le aree costiere della Liguria occidentale sono molto scarse, a parte quelle molto particolari relative ad ambienti di grotta; mancano del tutto tra il confine francese e la zona di Albenga e ne abbiamo poi solo per Albisola, fino a Genova. Per la zona della foce del Torrente Centa abbiamo l'unico caso noto in Liguria di carotaggio marino studiato palinologicamente e alcuni altri nella pianura alluvionale (Piccazzo et al., 1994; Arobba et al., 2001b, 2001c, 2004). Nel 1988, ad un miglio dalla costa, una carota di 4,42 metri (denominata K2: 44°00.07'N, 08°11.74'E) è stata estratta dal fondale antistante la foce del torrente alla profondità di 54 m e radio-datata (AMS) alla base a 2495 ± 60 uncal. BP (2741-2420 cal. BP), permettendo di seguire, sulla base di un diagramma pollinico, la storia ambientale del bacino Arroscia-Centa a partire dal VI secolo BC. Nei sedimenti più antichi, dell'Età del Ferro, ci sono tracce di specie palustri che indicano la presenza di aree paludose all'interno del sistema deltizio; non si osservano invece indizi di attività umane. Con l'Età Romana compare invece polline di specie coltivate (noce, castagno) e l'ambiente è ormai sotto il controllo antropico. Risulta evidente il progressivo regresso dell'abete bianco che scompare poi del tutto nel Medioevo, accompagnato da diminuzione anche delle querce decidue. Si diffondono, soprattutto in quest'ultimo periodo, le specie sempreverdi mediterranee (es. leccio, fillirea, erica, mirto) e quelle coltivate (castagno, olivo, vite). Le fasi più recenti registrano una forte diminuzione delle colture e un nettissimo aumento del pino, come conseguenza dei rimboschimenti recenti e della diffusione del pino marittimo nell'ambito delle aree collinari abbandonate. Per ciò che riguarda la linea di costa, il massimo protendimento viene raggiunto nel 1844, al quale segue un arretramento iniziato alla fine del XIX sec. e tutt'ora in atto.

Area di Albisola

Nel 1996 un carotaggio profondo nel centro abitato di Albisola (Savona) ha fornito un'interessante sequenza sedimentaria, risultata parzialmente utile per indagini paleoambientali (Arobba et al., 2001a). Si tratta di un pacco di sedimenti di 23 metri, costituito da sabbia, ghiaia, torba, argilla (fig. 2); la loro analisi ha permesso di ricostruire movimenti della linea di costa e in particolare la progressiva progradazione, dovuta ai depositi del torrente Sansobbia, contrastante la risalita marina postglaciale. La porzione che è risultata utile all'analisi palinologica è compresa tra 16,5 e 10 metri di profondità, con una datazione di 7190±60 uncal. BP (8164-7931 cal. BP) a 16,42 m. Sono state individuate tre fasi paleo-ambientali successive che, in sintesi, vedono, intorno a questa data, la presenza di boschi mesofili di caducifoglie (specialmente querce) e vegetazione mediterranea (leccio, erica e altre specie della macchia); specie igro-idrofile segnalano anche ambienti palustri nei quali inizia a depositarsi torba. Nella seconda fase dominano ancora boschi mesofili di querce e di ontani, su terreno in parte allagato e popolato da molte specie palustri; non si rilevano tracce di presenza umana. Ci sono tracce di abete bianco e di faggio che vegetavano probabilmente più a monte; è interessante la presenza della vite, specie che aveva il suo habitat naturale in boschi mesofili ripari. La terza fase di cui si hanno tracce

polliniche (ma anche macroresti), corrisponde a sedimento sabbioso-ciottoloso; sono ancora presenti caducifoglie (querce, ontano, tiglio, carpino, nocciolo), ma in quantità ridotta; ci sono possibili indicatori indiretti di modesta attività umana, ma non piante coltivate. La mancanza di altre datazioni impedisce inquadramenti cronologici più precisi, ma ci troviamo in un periodo riferibile al Neolitico, paragonabile a quello messo in luce a Genova-Piazza della Vittoria.

Area di Genova

Nell'area urbana di Genova sono state eseguite analisi polliniche in ambiti archeologici e anche su carotaggi profondi, in corrispondenza delle zone di foce del Torrente Polcevera, ad Ovest, e del T. Bisagno, ad Est. Il contenuto pollinico è risultato purtroppo molto discontinuo a causa delle caratteristiche dei sedimenti che hanno permesso raramente la conservazione del polline e di altri micro-resti (Cornara et al., 1996; Brandolini et al., 2002; Montanari et al., 1998). Inoltre, solo poche datazioni sono disponibili per questi campionamenti. Nell'area di foce del T. Bisagno solo una delle numerose perforazioni ha fornito materiale con contenuto pollinico utile, per quanto discontinuo. La presenza di polline di piante erbacee palustri (*Nymphaea*, *Nuphar*, *Potamogeton*, *Typha* spp., *Alisma*, *Juncus*, *Butomus*) indica anche qui acque stagnanti, tipiche di ambienti di margine fluviale o retrodunali; sono presenti anche ontani e salici, ma questi vivono ovunque, lungo le sponde dei torrenti. La "finestra paleoambientale" disponibile riguarda il Neolitico (ca. 7000-6000 uncal. BP, tra 18,7 e 13,2 metri di profondità, nell'area dell'attuale Piazza della Vittoria); di epoca poco più recente sono un frammento di quercia decidua datato 5770±70 uncal. BP (6720-6412 cal. BP) e ceramica preistorica (cultura dei vasi a bocca quadrata) che potrebbero attestare un insediamento palafitticolo (Maggi, 1996). Abbonda il polline di specie non arboree che segnala ambienti aperti, non forestali; è comunque sempre presente l'abete bianco che raggiunge percentuali elevate (60%) e, nella porzione più antica, le querce decidue (>35%); compaiono anche pini, leccio, nocciolo, tigli, olmi, ecc.; tra le erbacee molte graminacee, ciperacee e felci. Dobbiamo considerare tale immagine, peraltro molto "sfocata", come relativa all'intero bacino imbrifero del torrente. Comunque, se forse non nella pianura costiera, certamente i boschi di abete bianco erano ancora diffusi in quell'epoca sulle colline genovesi, costituendo un paesaggio che oggi possiamo osservare solo sulle Alpi Liguri o nell'Appennino toscano, ma con origine ampiamente artificiale.

Area di Rapallo

Le trivellazioni sono state eseguite nel 2004, anche in questo caso a scopi edilizi, nel centro cittadino (carotaggio RES, 44°21'N, 9°13'E). La registrazione pollinica reperita nei sedimenti di Rapallo, così come quella di Sestri Levante, è attiva solo nelle fasi in cui devono essere esistite aree paludose, attribuibili ad ambienti retrodunali che hanno favorito il deposito di sedimenti capaci di conservare granuli identificabili; i 9 metri più superficiali sono costituiti da silt sabbiosi che per lo più sono privi di polline, così come gli strati sabbioso-ciottolosi tra 17,5 e 20 m. Di conseguenza, dati utili derivano soltanto da depositi sabbioso-argillosi e torbosi depositi tra 8000 e 5300 cal. BP. E' evidente lungo tutta la sequenza l'importanza del polline di nocciolo che suggerisce la presenza di boscaglie di questa specie nella pianura costiera di Rapallo, nell'Olocene antico e medio. Nell'Olocene inferiore, intorno a 8000 cal. BP, erano diffusi anche boschi di abete bianco e di caducifoglie (olmo, tiglio, querce decidue, ecc.). Le tracce sia macro- che microscopiche di abete possono derivare anche da trasporto per fluitazione ma, tenendo conto del breve corso dei torrenti, si tratterebbe comunque di pochi chilometri di distanza dall'origine (cfr. fig. 1). Ciò sembra confermato dal fatto che il polline di abete si trova spesso in ottimo stato di conservazione, con granuli agglomerati tra loro e insieme a numerosi frammenti di legno della stessa specie. Alla curva discendente del polline di abete si contrappone quella ascendente dei micro-carboni; una coincidenza simile è stata osservata nello studio dei sedimenti del Lago di Massaciuccoli da Colombaroli et al. (2007) che la interpretano come una possibile correlazione tra il regresso dei boschi a dominanza di abete bianco e l'aumento degli incendi, sia naturali che causati dall'uomo, verificatosi nel medio Olocene. Nella porzione media-superiore del carotaggio, databile approssimativamente a 7000 cal. BP, l'abete inizia a diminuire e al tetto (5300 cal. BP) si osserva un'espansione di boschi chiari meso-termofili di querce, nocciolo e ontano. Contemporaneamente, anche l'aumento di piante mediterranee come leccio, erica arborea ed erbacee porta ad ipotizzare un'aumentata influenza degli incendi sul paesaggio vegetale.

Area di Chiavari

Nella città di Chiavari, in un'area adiacente alla necropoli protostorica di Corso Millo (Maggi e D'Ambrosio, 1987), a cura della Soprintendenza Archeologica Regionale è stato svolto un sondaggio di circa 17 metri in depositi ora sabbiosi ora limosi (Ottomano, 2004) che permette di seguire una complessa storia tra sedimentazione di spiaggia, di palude costiera e di suolo agrario attraverso Neolitico, Età del Bronzo, Medioevo, fino all'età moderna. Le variazioni della linea di costa in età storica sono state studiate da Del Soldato (1987). Spettri pollinici sono stati ricavati in una porzione di circa 3,80 m, tra 11,30 m (5810 ± 50 uncal. BP; 6733-6493 cal. BP) e 7,50 m. Un livello più superficiale, a 3,6 metri, è datato 970 ± 40 uncal. BP (940-791 cal. BP) (Guido et al., 2004a). Questa "finestra paleoambientale" si caratterizza per la assoluta prevalenza di piante non arboree, soprattutto erica (30-65%), composite (10-35%) e felci. Le arboree erano probabilmente sui rilievi circostanti (pini, abeti, querce decidue, noccioli, olmi), mentre salici, ontani ed erbe palustri crescevano nelle depressioni allagate, probabilmente alimentate dalla confluenza dei due torrenti locali. Questo quadro floristico porta a supporre la presenza di una fitta copertura di macchia alta ad erica arborea, insediata su suoli asciutti sopraelevati e in aree palustri interdunali. La situazione sembra stabile per tutto il periodo esaminato (diverse migliaia di anni), con una forte flessione della curva dell'erica solo in corrispondenza del Bronzo finale, periodo per il quale è documentata archeologicamente l'occupazione del sito.

Area di Sestri Levante

Per la pianura costiera sulla quale sorge oggi la cittadina di Sestri Levante si sono potuti esaminare 6 carotaggi, eseguiti per scopi non scientifici: si riportano qui solo i dati dei due più interni che riguardano i sedimenti del Torrente Gromolo (S3 e S4, $44^{\circ}16'N, 9^{\circ}24'E$), distanti tra loro circa 700 m; in entrambi, poi, solo dai livelli siltosi e torbosi depositi tra ca. 8000 e 6000 cal. BP si sono ricavati spettri pollinici significativi.

La sequenza S3 mostra un dominio quasi totale di erica arborea che non scende mai al di sotto del 20%. Sono degne di nota anche le querce caducifoglie che oscillano per lo più in alternanza con l'erica. A 8,8 metri sono stati osservati piccoli frammenti di legno e carbone di abete, pino, ontano, nocciolo e querce decidue. Inoltre, una stratigrafia attigua ha messo in luce frutti e semi prevalentemente carbonizzati di nocciolo, rovi e vite a 13-20 metri (ca. 6000 cal. BP, Campana et al., 2008). Nella breve sequenza S4 l'ontano è abbondantissimo, con significato probabilmente locale. Il campione più profondo della serie sedimentaria (ca. 8000 cal. BP) è particolare in quanto vi sono documentate piante per lo più indicatrici di attività umane quali olivo, cereali (specialmente tipo orzo), ortiche e graminacee selvatiche, ginepro, erica. A parte questo spettro più antico, la base della sequenza mostra alta presenza di abete mentre al tetto questo diminuisce e dominano le querce decidue e il nocciolo. I risultati delle analisi polliniche indicano quindi che nell'Olocene inferiore e medio la piana costiera di Sestri e i rilievi adiacenti erano caratterizzati da un paesaggio a mosaico, con ambienti asciutti colonizzati da boschi mesofili in cui era presente abete, forse limitatamente ai primi contrafforti appenninici. Questa notevole biodiversità ambientale è confermata dal ritrovamento di resti macroscopici che, di solito, forniscono indicazioni più localizzate, specialmente rispetto al polline di specie anemogame. Questo paesaggio frammentato è ascrivibile alla presenza di depressioni create da un sistema di barre di sabbia longitudinali e probabilmente anche alla confluenza di due corsi d'acqua (T. Gromolo e T. Petronio). Un tipo analogo di paesaggio si può ancora oggi osservare lungo la costa pisana della Versilia. Nell'area era probabilmente presente vegetazione mediterranea dominata da erica arborea e i dati concordanti della vicina piana costiera di Chiavari dimostrano che questo tipo di macchia-foresta era diffuso nella Liguria orientale nell'Olocene inferiore e medio (Guido et al., 2004a). I dati disponibili non permettono per il momento di formulare ipotesi sull'origine e la storia di questa formazione vegetale e su quali fattori abbiano controllato la sua diffusione, come è stato fatto per la Corsica, dove è stata considerata di origine naturale (Reille, 1992; Reille et al., 1997). Le attività di sussistenza del Neolitico in quest'area, specialmente il disboscamento con il fuoco e il pascolo (Maggi, 2004; De Pascale et al., 2006), potrebbero aver favorito l'espansione della boscaglia ad erica che in precedenza potrebbe essere stata limitata alle zone più aride della costa. A partire dall'Eneolitico, l'Età del Rame italiana, attività estrattive ben documentate nell'area di Sestri Levante (Maggi and Pearce, 2005) probabilmente favorirono la persistenza della macchia ad erica, in modo analogo a quanto è emerso da studi di archeobotanica per le coste toscane nel periodo etrusco (VI sec. BC, Mariotti Lippi et al., 2002).

Costa versiliese, area di Massaciuccoli

Nell'area palustre del Lago di Massaciuccoli sono state svolte diverse ricerche biostratigrafiche in anni recenti (Menozzi et al., 2003; Mariotti Lippi et al. 2007b; Colombaroli et al., 2007). La prima citata (ENEA, 43°48'N, 10°19'E) fornisce un quadro paleoambientale discontinuo che spazia da circa 130.000 BP fino all'epoca romana. Il sondaggio ENEA, eseguito nel bacino lacustre di Massaciuccoli nella pianura versiliese, ha rivelato la sequenza sedimentaria più lunga tra quelle qui considerate, permettendo così di raccogliere informazioni su paesaggi pleistocenici precedenti l'ultima acme glaciale; la disponibilità di numerose datazioni radiocarboniche ha fatto sì che la storia vegetazionale della costa versiliese sia quella con la cronologia più dettagliata. Intorno a 100.000 BP i sedimenti pleistocenici sono in parte marini e di transizione (ingressione marina eutirreniana, Federici, 1993; Antonioli et al., 2000), e registrano la presenza in prossimità della costa di boschi di conifere (pino, abete), di latifoglie (faggio, ontano, querce decidue, nocciolo, tiglio) e di sempreverdi mediterranee (leccio) (Menozzi et al., 2003). Nell'Olocene antico (10200–9500 cal. BP) erano diffusi nella piana e nei suoi dintorni boschi di abete bianco con querce decidue, ontani e noccioli; numerose fluttuazioni del rapporto specie legnose/specie erbacee terrestri sembrano indicare cicli di ritiro e di espansione di questi boschi di pianura (Mariotti Lippi et al., 2007b). Le variazioni della vegetazione forestale indicano instabilità ambientale, con oscillazioni della falda freatica e, probabilmente, infiltrazioni di acqua marina. Analisi stratigrafiche e sedimentarie svolte su questo carotaggio mostrano che la Trasgressione Versiliana si manifestò con un andamento medio di 7 mm/anno tra 10400 e 6600 cal. BP (Antonioli et al., 2000; Lambeck et al., 2004). Di conseguenza, i sedimenti di questa porzione, riferibili in massima parte ad ambienti francamente marini, sono per lo più inadatti alla conservazione del polline e determinano un'interruzione della sequenza pollinica tra circa 9500 e 6300 cal. BP. La registrazione pollinica nel carotaggio ENEA riprende infatti attorno a 6300 cal. BP con valori ancora elevati di abete (c. 20%), accompagnati da percentuali analoghe di querce decidue. Nocciolo, ontano e altre legnose riparie prevalgono dopo il declino dell'abete; nella pianura della Versilia e nel suo entroterra si diffusero allora boschi mesofili di querce decidue con abete bianco ancora abbondante. Nell'Olocene medio e superiore, tra 4300 e 2800 cal. BP, i complessi pollinici mostrano l'arretramento dell'abete e l'espansione di ontani, noccioli e salici sui quali si arrampicavano la vite selvatica e l'edera. Al tetto della sequenza, attorno a 2300 cal. BP, si osservano alti valori di querce decidue, leccio e erica; l'espansione dell'erica arborea potrebbe essere conseguenza di opere di canalizzazione e bonifica in periodo romano. In effetti, le Fossae Papirianae citate nella medievale Tabula Peutingeriana che rappresenta una geografia di epoca probabilmente imperiale, evocano la presenza di canali navigabili di comunicazione tra il bacino palustre di Massaciuccoli ed il mare (Mazzanti e Pasquinucci, 1983).

Pianura costiera di Pisa

Alcuni anni fa sono state effettuate trivellazioni nel sito archeologico delle navi romane di Pisa-S.Rossore, allo scopo di ottenere dati geo-stratigrafici sulla pianura alluvionale del basso corso dell'Arno (Benvenuti et al., 2006).

Le analisi palinologiche sono state svolte su due carotaggi (PSR4 e PSR5, 43°43'N, 10°23'E), distanti 20 metri uno dall'altro: per PSR5 non sono disponibili datazioni 14C, ma una correlazione stratigrafica con PSR4 permette un'inquadramento cronologico di massima.

La base della sequenza PSR4 (14-6 m) è caratterizzata da percentuali elevate di polline di abete e da una significativa presenza di pino (attribuibile per la maggior parte a *Pinus sylvestris/mugo*). Attorno a 6700 cal. BP la presenza di abete si riduce di molto, mentre dominano le querce decidue e il leccio. I primi metri più superficiali della sequenza pollinica sono stati attribuiti su base stratigrafica e geoarcheologica ad un arco di tempo che va dal preromano al romano e post-romano (Benvenuti et al., 2006), ma i risultati delle analisi polliniche sono molto frammentari a causa della presenza di livelli sabbiosi; comunque, è interessante notare la comparsa di alte percentuali di polline di faggio (*Fagus* 25-27%) nei livelli più recenti della sequenza. Tracce della presenza del faggio nella pianura costiera sono state rilevate anche dalle analisi polliniche svolte in corrispondenza di brevi sequenze sedimentarie all'interno dello stesso sito (Mariotti Lippi et al., 2007a) e confermate dalla abbondanza di resti macroscopici di questa specie (Bertacchi et al., 2008). In generale, nel periodo pre-romano e romano nella pianura pisana ci fu una certa instabilità ambientale con frequenti inondazioni dovute al fiume Arno (Caporali et al., 2005; Aguzzi et al., 2007) che determinò un'alternanza di vegetazione arborea durante le fasi di maggiore stabilità climatica e pedologica e vegetazione igrofila prevalentemente erbacea durante le fasi di diradamento e impaludamento. Questa instabilità ambientale durante

l'Olocene medio e superiore è da mettere in relazione con variazioni di tipo climatico (aumento della temperatura e delle precipitazioni) e con l'abbassamento del livello marino tra 6400 e 2000 cal. BP (Benvenuti et al., 2006).

La parte più antica della serie sedimentaria PSR5 registra, come quella adiacente, alte percentuali di abete bianco con presenza di specie decidue; al tetto l'abete bianco declina, mentre aumentano le latifoglie decidue (querce, ontano e nocciolo) e il leccio.

Per la Toscana settentrionale, le analisi polliniche mostrano dunque che nell'Olocene inferiore l'area di Pisa era densamente coperta da boschi di abete bianco con pini e querce decidue. Lungo la costa erano presenti praterie umide e salmastre. Successivamente, l'abete perse terreno e circa 6400 cal. BP questa specie scomparve dalla vegetazione costiera e forse anche dall'entroterra; nell'Olocene medio e superiore divennero dominanti boschi radi di querce decidue e sempreverdi (leccio e/o sughera).

Sintesi della storia dei paesaggi costieri del Mar Ligure

La suddivisione cronologica tentata nella tabella 2 che sintetizza la storia del paesaggio costiero del Mar Ligure va considerata solo come una base di riferimento di massima, in quanto il numero limitato di datazioni radiocarboniche dei campionamenti non permette di stabilire precise e sicure corrispondenze stratigrafico-cronologiche intra-sito e, quindi, ancor meno inter-sito.

In termini generali, nell'Olocene inferiore il paesaggio costiero del Mar Ligure era prevalentemente forestale, a differenza di quello dell'Olocene medio e superiore quando dominavano paesaggi più aperti e a mosaico. Nelle parti più antiche delle sequenze sedimentarie è da sottolineare la grande diffusione dell'abete bianco. Altro fenomeno rilevato in tutte le sequenze è il declino e la estinzione dell'abete nelle fasi più recenti e, quindi, la scomparsa locale delle abetine da queste pianure costiere e dai rilievi adiacenti, che si verificò nel corso dell'Olocene medio e superiore. Anche altre specie arboree quali pini, noccioli, ontani, olmi, tigli e querce decidue erano diffuse lungo le coste dell'Italia nord-occidentale. Questi dati mostrano anche che nello stesso periodo gli elementi mediterranei sempreverdi erano piuttosto rari: solo le querce sempreverdi (leccio, sughera) e l'erica arborea risultano significativamente presenti in tutte le serie polliniche. Probabilmente, le specie mediterranee erano limitate agli ambienti sabbiosi o rocciosi più asciutti delle coste, ma dove non vi è registrazione pollinica. Un'eccezione a questo schema generale sembra rappresentato dalla situazione di Sestri Levante e Chiavari che mostrano una consistente macchia mediterranea ad erica in un paesaggio a mosaico, a partire dall'Olocene inferiore e perdurante fino al Bronzo e oltre. E' possibile che sia fattori naturali, come ad esempio una minore estensione delle paludi costiere, sia antropici, quali attività di taglio, incendio, estrazione e lavoro

Tabella 2 - Sintesi dei risultati delle indagini paleoambientali, basata principalmente su analisi e interpretazione di complessi pollinici. La cronologia rappresenta un'approssimazione utile unicamente ai fini di questa visione d'insieme. Per le datazioni di ciascun sito si veda la Tabella 1.

| CRONOLOGIA | LOCALITÀ | SEDIMENTO | POLLINE DI PIANTE INDICATRICI | VEGETAZIONE |
|-------------|---------------|--------------------------|--|---|
| 1000 - 0 | Albenga | pelite ± sabbiosa | castagno, noce, olivo, vite, pino | coltivazioni arboree, pinete |
| 2500 - 1000 | Albenga | pelite ± sabbiosa | abete, faggio, querce decidue e sempreverdi, ericacee, erbacee idro-igrofile | boschi di abete e faggio, macchia mediterranea, paludi costiere |
| | Massaciuccoli | silt sabbioso | Castagno, noce, olivo, vite, chenopodiacee | coltivazioni legnose, suoli arricchiti o salati |
| 4000 - 2000 | Massaciuccoli | torba | leccio, querce decidue, erica, vite | boschi di caducifoglie e sempreverdi, macchia mediterranea |
| 5000 - 4000 | Massaciuccoli | torba | ontano, salice, vite | boscaglie paludose |
| | Chiavari | argilla sabbiosa | erica, composite, erbacee idro-igrofile, felci | macchia mediterranea a erica, paludi costiere |
| 6000 - 5000 | Albisola | argilla siltosa | querce decidue, abete, pino, erica | boschi mesofili con abete, macchia mediterranea |
| | Rapallo | argilla sabbiosa e torba | nocciolo, ontano, querce decidue, leccio | boschi meso-termofili, paludi costiere |
| | Sestri L. | silt sabbioso, torba | querce decidue, erica, leccio | macchia mediterranea a erica |
| | Massaciuccoli | silt sabbioso | querce decidue, abete, ontano, nocciolo, felci | boschi di caducifoglie e di abete |
| 7000 - 6000 | Pisa | argilla | querce decidue, leccio, nocciolo | querzetti decidui e nocciolati |
| | Albisola | torba | querce decidue, ontano, erbacee idro-igrofile | boschi meso-termofili, paludi costiere |
| | Rapallo | argilla sabbiosa | nocciolo, abete, querce decidue | boschi di caducifoglie e di abete |
| | Genova | argilla, sabbia, ghiaia | abete, pino, querce decidue, erbacee idro-igrofile, felci | boschi di abete e di caducifoglie, paludi costiere |
| | Sestri L. | argilla sabbiosa e torba | abete, querce decidue, erica, nocciolo, ontano | boschi di abete, boscaglie paludose, macchia mediterranea |
| | Pisa | argilla | querce decidue, leccio | boschi decidui e sempreverdi |
| 8000 - 7000 | Albisola | argilla siltosa | querce decidue, nocciolo, pino | boschi meso-termofili |
| | Rapallo | silt sabbioso | abete, nocciolo, olmo, tiglio | boschi di abete e di caducifoglie mesofile |
| | Sestri L. | argilla sabbiosa e torba | abete, nocciolo, ontano, querce decidue, erica | boschi mesofili con abete, macchia mediterranea a erica |
| | Pisa | argilla | abete, pino, querce decidue, chenopodiacee | boschi di abete, praterie su suoli salati |
| 10000-9500 | Massaciuccoli | silt sabbioso-argilloso | abete, querce decidue, ontano, nocciolo, graminaceae | boschi di abete e di caducifoglie, praterie umide |
| 130000 | Massaciuccoli | silt sabbioso-argilloso | abete, faggio, pini, olmo, querce decid. e semp., ontano | boschi mesofili di aghifoglie e latifoglie |

razione dei metalli, siano stati responsabili di queste caratteristiche locali (cfr. Grove and Rackham, 2001). Riguardo alla cronologia delle dinamiche vegetazionali dei paesaggi forestali costieri dell'Italia nord-occidentale, i dati più antichi provenienti da Massaciuccoli ci informano che l'abete era già dominante a partire da 10000 cal. BP ed era presente da almeno 130.000 BP (Menozzi et al., 2003). I dati dei siti costieri tra la pianura pisana e la riviera ligure di ponente mostrano che boschi di abete erano ancora diffusi tra 8000 e 7000 cal. BP (Tab. II). Il regresso delle abetine si verifica tra 7000 e 6000 cal. BP a Pisa, Sestri L. e Rapallo, mentre a Massaciuccoli esse permangono anche dopo 6000 cal. BP. Dopo 5000 cal. BP l'abete scompare anche dalla pianura della Versilia e dai rilievi circostanti e si diffondono boschi chiari meso-termofili (Tab. II). Perciò, sembra chiaro che estese abetine abbiano caratterizzato le coste dell'Italia nord-occidentale nelle prime fasi dell'Olocene; tuttavia, questa affermazione richiede la sicurezza che il polline accumulato nei sedimenti costieri rifletta la vegetazione locale e non sia dovuto esclusivamente a trasporto fluviale da zone molto più a monte. Allo scopo di riconoscere il polline fluitato da quello derivante dalla vegetazione locale, Brown et al. (2007) suggeriscono di valutare lo stato di conservazione generale dei granuli; nei campioni da noi esaminati le percentuali medie di granuli palesemente rimaneggiati non supera il 2%. Ciò suggerisce una conservazione complessivamente ottima del polline e sembra escludere il trasporto a distanza. Un altro elemento a favore della provenienza locale del polline di abete in questi carotaggi costieri deriva dalla natura dei sedimenti: infatti, alte percentuali di polline di abete sono state registrate non solo in livelli siltosi o argillosi, ma anche in quelli torbosi che forniscono un'attestazione più affidabile del carattere locale di questi complessi pollinici. Chiari segnali della presenza di boschi di abete a bassa quota nella prima parte dell'Olocene provengono anche da altre aree costiere del mar Ligure, per esempio dalle pianure alluvionali di Genova (Montanari et al., 1998) e di Albenga (Piccazzo et al., 1994; Arobba et al., 2001a, 2001b, 2001c, 2004), nella Liguria occidentale e centrale e anche dalle coste mediterranee della Francia (Nicol-Pichard and Dubar, 1998). Riguardo a queste ultime, tuttavia, Muller et al. (2007) sono dell'opinione che il polline di abete bianco dei carotaggi costieri francesi non vada interpretato come presenza locale della specie, ma come rimaneggiamento o trasporto a distanza. La presenza a basse altitudini dell'abete bianco nell'Olocene inferiore è segnalata anche al lago dell'Accesa (Toscana centrale, Drescher-Schneider et al., 2007), anche se studi successivi mettono in discussione questa ipotesi (Colombaroli et al., 2008).

È interessante notare che analisi polliniche condotte alla foce del Fiume Ombrone, nella Toscana meridionale, mostrano che l'abete non fece mai parte della vegetazione della pianura grossetana per tutto l'Olocene (Biserni and van Geel, 2005); ciò suggerisce che il limite meridionale della diffusione costiera dell'abete nell'Italia nord-occidentale si potrebbe porre tra le colline livornesi e le Colline Metallifere, nella Toscana centro-settentrionale.

Nell'Appennino settentrionale, numerose ricerche attestano il dominio dell'abete nei boschi montani dell'Olocene antico (ad es. Watson, 1996; Branch, 2004; Guido et al., 2004b; Terhürne-Berson et al., 2004; Menozzi et al., 2007; Guido et al., 2013). In particolare, nell'Appennino Ligure l'abete compare, insieme a querce decidue e olmo, a partire da 10600 uncal. BP e diventa la specie dominante nella fascia montana tra 9000 e 7000 uncal. BP (Branch, 2004). Infine, sulle Alpi l'espansione post-glaciale dell'abete bianco ha avuto luogo tra 9000 e 5000 cal. BP, in connessione con l'evoluzione dei suoli (van der Knaap et al., 2005). Pertanto, tutti i dati nel loro insieme avvalorano l'ipotesi che tra l'Olocene inferiore e medio l'abete bianco fosse ampiamente diffuso nelle pianure e sui rilievi costieri della Liguria e della Toscana settentrionale. Per quanto riguarda il Pleistocene, i dati ricavati dai carotaggi di Massaciuccoli (Menozzi et al., 2003) indicano la presenza di abete e fanno supporre che quest'area possa aver rappresentato un luogo di rifugio glaciale per questa specie. Del resto, l'area palustre di Massaciuccoli è attualmente ben nota per la presenza di specie relitte subtropicali, atlantiche e glaciali, cosa che ne denota un carattere fortemente conservativo (Menozzi et al., 2003). Abbondanza di polline di abete è stata documentata anche sui rilievi costieri a ridosso di Sestri Levante già 40000 BP (Molinari et al., 2008) e uno studio pollinico nella pianura costiera dell'Arno presso Tirrenia mostra un'espansione dell'abete durante una fase tarda dell'ultimo interglaciale (Ricci Lucchi, 2008), suggerendo anche in questo caso, la presenza di rifugi glaciali lungo le coste della Toscana settentrionale (Tomei, 1994, 1995). Oggi l'abete bianco è diffuso nelle Alpi Liguri, nelle foreste appenniniche e nelle Alpi Apuane che ospitano le popolazioni attualmente più vicine alle coste del Mar Ligure (Rovelli, 1995). Un importante contributo a questo dibattito potrebbe certamente derivare dallo studio dei macrofossili di abete bianco (carboni, legni, conifoglie, ecc.) in combinazione con DNA antico e recente, come è stato fatto per il

faggio (Magri et al., 2006) e per l'abete bianco in Svizzera (Burga e Hüssendörfer, 2001) e altrove in Europa (Liepelt et al., 2009). Poiché non ci sono analoghi attuali di boschi naturali a dominanza di abete lungo le coste, questo contributo conferma che la diffusione attuale di questa specie è fortemente ridotta rispetto al passato. Tale riduzione è stata documentata in tutta l'area del Mediterraneo nord-occidentale da numerose testimonianze e studi che l'hanno attribuita prevalentemente all'impatto umano ed al disboscamento con l'uso del fuoco (Maggi, 2000; Branch, 2004; Carcaillet and Muller, 2005; de Beaulieu et al., 2005; Colombaroli et al., 2007; Drescher-Schneider et al., 2007; Menozzi et al., 2007), anche se non mancano chiare tracce di fitopatologie (Montanari e Guido, 2011). Il conteggio dei micro-carboni svolto nel corso della ricerca si è rivelato particolarmente utile a Rapallo, in quanto ha messo in luce una possibile correlazione tra il regresso dell'abetina e l'aumento del regime degli incendi a scala regionale. Nelle Alpi meridionali, il declino dell'abete nel medio Olocene è stato correlato con certezza ad incendi boschivi, ma non sono da trascurare anche altri tipi di intervento da parte dell'uomo, cambiamenti climatici e una bassa variabilità genetica di quelle popolazioni (Wick and Möhl, 2006).

Secondo i dati qui esposti, il regresso delle abetine nell'Italia nord-occidentale incominciò dapprima lungo le pianure e i rilievi costieri nell'Olocene medio e solo in un secondo tempo interessò i monti dell'entroterra. In effetti, nell'Appennino settentrionale la registrazione pollinica indica il declino dell'abete nell'Olocene superiore, quando il faggio divenne dominante nei boschi montani di latifoglie e aghifoglie (abieti-faggeti, Lowe et al., 1994; Mori Secci, 1996; Branch, 2004; Menozzi et al., 2007). Benché ad oggi i dati disponibili non siano sufficienti per escludere del tutto la possibilità di rimaneggiamento e/o trasporto a lunga distanza di polline (specialmente per trasporto fluviale), un elemento in favore della presenza locale di abete deriva dall'andamento delle sue percentuali polliniche e dalla cronologia nell'ambito delle sequenze studiate. Se il polline di abete in questi sedimenti costieri derivasse interamente da trasporto fluviale da aree montuose

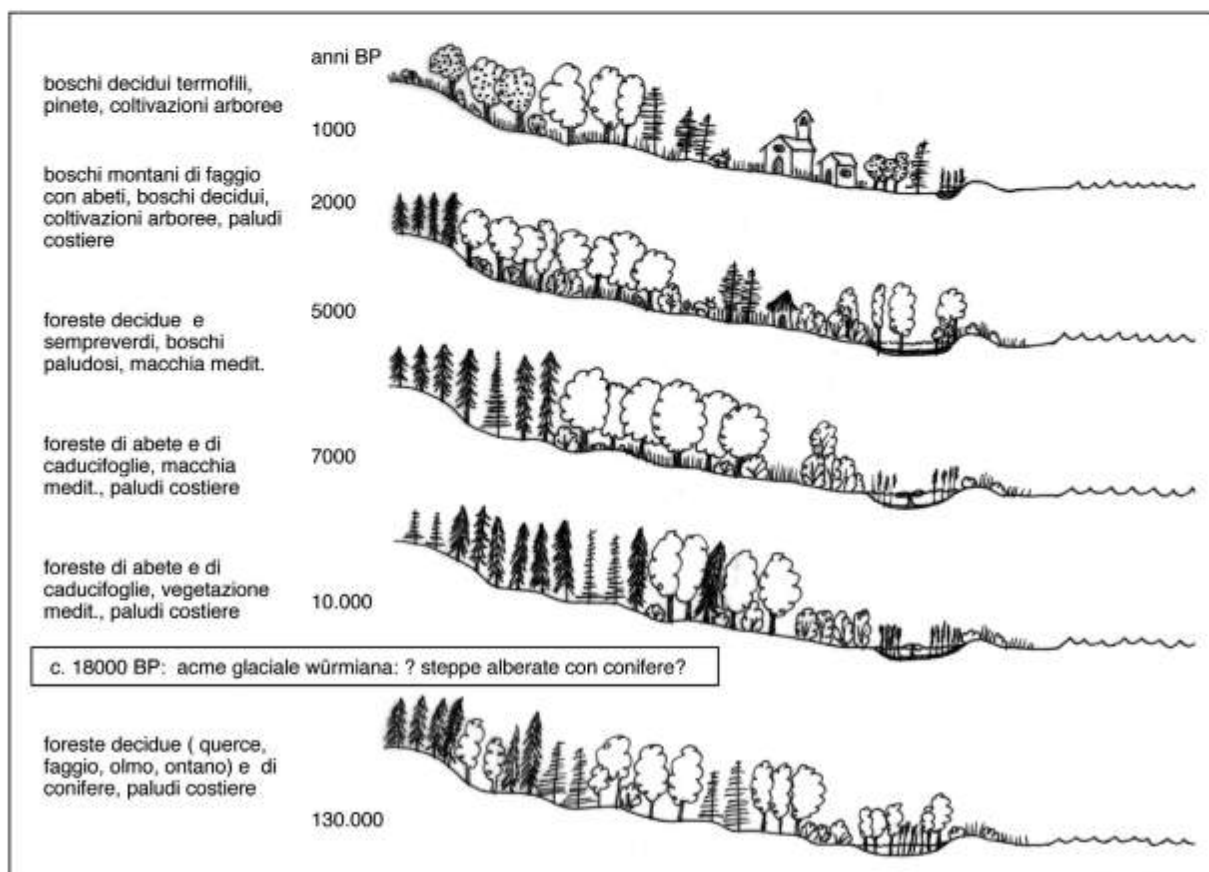


Figura 3 - Rappresentazione schematica delle principali fasi paleoambientali che hanno caratterizzato i paesaggi costieri del Mar Ligure.

dell'entroterra, le percentuali lungo le coste dovrebbero essere in accordo con quelle risultanti dai numerosi studi palinologici riguardanti le montagne appenniniche di Liguria e Toscana che mostrano la prevalenza continua dell'abete fino almeno al periodo romano o anche fino al Medioevo, cioè molto più tardi del declino nelle aree costiere che si colloca attorno a 6000 cal. BP. Nelle pianure minori della Liguria orientale, i sedimenti depositi nell'Olocene superiore (dopo ca. 6000 cal. BP) sono costituiti da livelli sabbiosi, generalmente poco idonei alla conservazione del polline, correlabili ad ambienti di estuario fluviale a forte dinamismo. Episodi alluvionali ciclici, insieme ad aumento di instabilità ambientale e pressione antropica, hanno causato il drenaggio e il definitivo interrimento delle zone umide costiere (tra le ultime, nei secoli scorsi, quelle della Piana di Albenga, di Vado Ligure, gli Stagnoni della Spezia).

Conclusioni

I risultati delle analisi palinologiche, valutate nei diversi contesti stratigrafici e geomorfologici di deposizione dei sedimenti, permettono di delineare per la prima volta una panoramica paleo-ambientale per ciò che riguarda i paesaggi soprattutto olocenici lungo le coste del Mar Ligure. In particolare, integrano le conoscenze ormai consolidate circa la storia vegetazionale dei rilievi costieri dell'Appennino nord-occidentale, confermando in maniera evidente grandi cambiamenti ambientali, sia di origine climatica, sia antropica. Uno degli eventi di maggior rilievo consiste nel ritiro dei boschi di conifere dalle pianure costiere dove si erano rifugiati durante l'acme glaciale riguadagnando poi le quote montane che abbandoneranno definitivamente soltanto tra il periodo romano e il Medioevo, probabilmente anche in relazione alla crescente pressione umana. L'avvicendamento conifere/latifoglie potrebbe essere legato alla naturale evoluzione dei suoli alla fine della colonizzazione forestale post-glaciale; sembra tuttavia che esistessero estesi fenomeni erosivi - che sarebbero confermati dalla progradazione delle pianure costiere - come conseguenza dei disboscamenti che iniziarono almeno dal Neolitico. A questo proposito, gli studi archeobotanici (per una sintesi in Toscana vedi Bellini et al., 2008) mostrano come le attività umane durante il Neolitico, in particolare la deforestazione per pratiche agricole e pascolo, rappresentarono un fattore importante di accelerazione dell'erosione dei suoli e di conseguente dilavamento del materiale fine verso il mare. Lungo le coste basse si rilevano anche tracce di instabilità legata a fluttuazioni del livello marino. A partire dall'Età del Bronzo, le attività di estrazione mineraria intensificarono ulteriormente l'erosione ed il trasporto solido e la progradazione delle linee di costa causò l'interrimento definitivo di molte paludi litoranee e l'instaurarsi di un paesaggio variegato costituito da boschi chiari di latifoglie decidue e vegetazione mediterranea sempreverde. Dal punto di vista degli ambienti di sedimentazione e della tipologia dei sedimenti stessi, risulta un evidente predominio del trasporto continentale ad opera dei corsi d'acqua sia principali che minori. Si tratta per lo più di materiali da sabbiosi ad argillosi, solo raramente torbosi di origine locale o marini. È interessante notare che proprio in ambiente di delta sommerso (foce del T.Centa) si sono conservati sedimenti recenti (ultimi 2000 anni), mentre negli altri casi studiati i depositi costieri più superficiali sono risultati poco utili per i drastici mutamenti nell'ecologia locale o rimaneggiamenti. La tipologia dei depositi aiuta e conferma l'interpretazione dei complessi pollinici, indicando, di volta in volta, la presenza di aree paludose retrodunali, erosione dei solchi vallivi e/o apporto di materiali inorganici e organici di origine marina.

Nel complesso, queste ricerche contribuiscono significativamente alla storia olocenica dell'abete bianco in Italia e sottolineano l'importanza delle "zone umide fossili" come archivi biostratigrafici per la storia ambientale (Bellini et al., 2009b). Inoltre, benché la registrazione risulti spesso lacunosa e discontinua, in relazione soprattutto alla tipologia dei sedimenti, queste sequenze stratigrafiche si rivelano essenziali e costituiscono spesso l'unica testimonianza di ecosistemi, oggi divenuti rarissimi lungo le nostre coste, che rappresentarono per millenni importanti risorse locali.

Sarebbe auspicabile, tuttavia, una maggiore integrazione delle informazioni presenti nelle stratigrafie messe in luce da ricerche disciplinari diverse, come è abitudine più diffusa in campo archeologico.

Ringraziamenti

Questa ricerca è dedicata alla memoria del Prof. Remo Terranova, maestro e collega di due degli autori (M.A.G. e C.M.), profondo conoscitore ed entusiasta divulgatore della geologia e della geografia delle coste della Liguria. Si ringraziano per la collaborazione R. Maggi, N. Campana, A. e P. Destefanis, M.G. Mariotti, F. Garbari, P. Brandolini, A. Bonadonna, B.I. Menozzi, G.C. Cortemiglia.

Bibliografia

- Aguzzi M., Amorosi A., Colalongo M.C., Ricci Lucchi M., Rossi, V., Sarti G. and Vaiani S.C. (2007) - *Late Quaternary climatic evolution of the Arno coastal plain (western Tuscany, Italy) from subsurface data*. *Sedimentary Geology*, 202: 211–229.
- Antonioli F., Girotti O., Improta S., Nisi M.F., Puglisi C. and Verrubbi V. (2000) - *Nuovi dati sulla trasgressione marina olocenica nella pianura versiliese*. In Marchesi, P., Angelelli, A. and Forni, S. (Eds.), *Le Pianure - Conoscenza e salvaguardia. Il contributo delle scienze della terra – Atti del convegno “Le Pianure - Conoscenza e salvaguardia”*, Ferrara 8–11 Novembre 1999. Regione Emilia-Romagna, pp. 214–218.
- Arobba D., Caramiello R., Firpo M., Piccazzo M., Bulgarelli F. (2001a) - *Geoarchaeology and palaeobotanical investigation from coastal area of Albisola (Liguria, Northern Italy)*. 3rd International Congress on “*Science and Technology for the Safeguard of Cultural Heritage in the Mediterranean Basin*”, Proceedings vol. I, Alcalá de Henares, 9-14 July 2001, pp. 348-356.
- Arobba D., Caramiello R., Firpo M., Ivaldi R., Piccazzo M., Poggi F. (2001b) *La pianura costiera di Albenga (Liguria occidentale): archivio naturale della storia evolutiva recente*. *Rivista Ingauna e Intemelia*, Istituto Internazionale di Studi Liguri, Bordighera, LII-LIII: 103-109.
- Arobba, D., Caramiello, R. and Firpo, M. (2001c) - *Studio paleobotanico e sedimentologico di un sondaggio alla foce del Fiume Centa (Albenga, Liguria occidentale)*. *Allionia*, 38: 147–158.
- Arobba D., Caramiello R., Firpo M., (2004) - *Contributi paleobotanici alla storia dell'evoluzione di una pianura costiera: il caso di Albenga*. In: de Marinis R.C. e Spadea G. (a cura di) *I Liguri. Un antico popolo europeo tra Alpi e Mediterraneo*. Catalogo della mostra, Skira, pp. 76-78.
- Bellini C., Mariotti Lippi M., Mori Secci M., Aranguren B. and Perazzi P. (2008) - *Plant gathering and cultivation in prehistoric Tuscany (Italy)*. *Vegetation History Archaeobotany*, 17(6): 103-112.
- Bellini, C., Mariotti Lippi, M., Montanari, C. (2009a) - *The Holocene landscape history of the NW Italian coasts*. *The Holocene* 19, 1161–1172.
- Bellini, C., Mariotti Lippi, M., Montanari, C. (2009b) - “Fossil wetlands” by the Mar Ligure Sea: pollen sources for landscape history studies. http://storia.dafist.unige.it/zum/poster/Bellini_costeZUMdef%20riv%203.pdf
- Benvenuti M., Mariotti Lippi M., Pallecchi P. and Sagri, M. (2006) - *Late Holocene floods in the terminal Arno river (Pisa, Central Italy): hydro-climatic catastrophic events and short-term sea level changes from the history of the Roman riverine harbour*. *The Holocene*, 16: 863–876.
- Bertacchi A., Lombardi T., Sani A. and Tomei P.E. (2008) - *Plant macroremains from the Roman harbour of Pisa (Italy)*. *Environmental Archaeology*, 13: 181–188.
- Bertolani Marchetti D., Dallai D., Mori Secci M. and Trevisan Grandi G. (1994) - *Palynological evidence and forest events in the upper Tuscan/Emilian Apennines in the context of the whole Apennines Holocene history*. *Fitosociologia*. 26: 145–164.
- Biserni G. and van Geel B. (2005) - *Reconstruction of Holocene palaeoenvironment and sedimentation history of the Ombrone alluvial plain (South Tuscany, Italy)*. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 136: 16–28.
- Braggio Morucchio G., Guido M.A. and Montanari C. (1989) - *Profilo palinologico e storia della vegetazione*. In Gentile S., Guido M.A., Montanari C., Paola G., Braggio Morucchio G. and Petrillo M., *Ricerche geobotaniche e saggi di cartografia della vegetazione del piccolo bacino di Lago Riane (Liguria)*. *Braun-Blanquetia*. 3: 17–20.
- Braggio Morucchio G., Guido M.A. and Montanari C. (1991) - *Palaeovegetational evidence in the upper Nure Valley (Ligurian-Apennines, Northern Italy)*. *Webbia*, 46: 173–185.
- Branch N. (2004) - *Late Würm Lateglacial and Holocene environmental history of the Ligurian Apennines, Italy*. In Balzaretto, R., Pearce, M. and Watkins, S. (Eds.), *Ligurian landscapes: studies in archaeology, geography and history in memory of Edoardo Grendi*. *Accordia specialist studies on Italy 10*, Accordia Research Institute, University of London. pp- 7–69.
- Brandolini P., Calderoni G., Montanari C., Nicchia P., Ramella A., Terranova R. (2002) - *Emergencias geomorfológico-paleoambientales de los depositos cuaternarios en la llanura fluvial costera del torrente Polcevera. Liguria, norte de Italia*. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente*, 17: 29-38.
- Brown A.G. Carpenter R.G. and Walling, D.E. (2007) - *Monitoring fluvial pollen transport, its relationship to catchment vegetation and implications for palaeoenvironmental studies*. *Review of Palaeobotany and*

Palynology, 147: 60–76.

- Burga C.A. and Hussendörfer E. (2001): *Vegetation history of Abies alba Mill. (silver fir) in Switzerland – pollen analytical and genetic surveys related to aspects of vegetation history of Picea abies (L.) H. Karsten (Norway spruce)*. Vegetation History Archaeobotany, 10: 151–159.
- Campana N., De Stefanis A., De Stefanis P.G., Girod A., Guido M.A., Menozzi B.I., Montanari C. and Ottomano C. (2008) - *Area ex FIT (Sestri Levante)*. In: Del Lucchese A. and Gambaro, G. (a cura di.), *Archeologia in Liguria*. Vol. 1, 2004–2005. De Ferrari, pp.328–331.
- Caporali E., Rinaldi M. and Casagli, N. (2005) - *The Arno River floods*. Giornale di Geologia Applicata, 1: 177–192
- Carcaillet C. and Muller S. D. (2005) - *Holocene tree-limit and distribution of Abies alba in the inner French Alps: Anthropological or climatic changes?* Boreas, 34: 1-9.
- Carobene L. e Firpo M. (2004) *Cause della variazione della linea di riva in Liguria durante l'Olocene*. In de Marinis, R.C. and Spadea, G. (a cura di) *I Liguri*. Skira. pp. 75–76.
- Chiarugi A. (1950) – *Le epoche glaciali dal punto di vista botanico*. Acc. Naz. Lincei, Quad.,16: 55-110.
- Colombaroli D., Marchetto, A. and Tinner, W. (2007) - *Long-term interactions between Mediterranean climate, vegetation and fire regime at Lago di Massaciuccoli (Tuscany, Italy)*. Journal of Ecology, 95: 755–770.
- Colombaroli D., Vannière B., Emmanuel C., Magny M. and Tinner W. (2008) - *Fire–vegetation interactions during the Mesolithic–Neolithic transition at Lago dell'Accesa, Tuscany, Italy*. The Holocene, 18: 679–692.
- Cornara L., Guido M.A., Montanari C., Placereani S. (1996) - *Analisi polliniche*. In Melli P. (a cura di) *La città ritrovata – archeologia urbana a Genova 1984-1994*. Tormena Ed., Genova. pp. 393-374
- de Beaulieu J.L., Miras Y., Andrieu-Ponel V. and Guiter F. (2005) - *Vegetation dynamics in north-western Mediterranean regions: instability of the Mediterranean bioclimate*. Plant Biosystems, 139: 114–126.
- Del Soldato M. (1987) – Chiavari. Evoluzione della pianura alluvionale del Torrente Rupinaro: dalla frequentazione della necropoli di Chiavari al periodo napoleonico. In Melli P. e Del Lucchese A (a cura di) “Archeologia in Liguria III. 1, Scavi e Scoperte 1982-86 Preistoria e Protostoria”, Soprintendenza Archeologica della Liguria, Genova. Pp. 54-56,
- De Pascale A., Maggi R., Montanari C. and Moreno D. (2006) - *Pollen, herds, jasper and copper mines: economic and environmental changes during the 4th and 3rd millennia BC in Liguria (NW Italy)*. Environmental Archaeology, 11: 115–124.
- Drescher-Schneider R., de Beaulieu J.-L., Magny M., Walter-Simonnet A.V., Bossuet G., Millet L., Brugiapaglia E. and Drescher A. (2007) - *Vegetation history, climate and human impact over the last 15,000 years at Lago dell'Accesa (Tuscany, Central Italy)*. Vegetation History and Archaeobotany, 16: 279–99.
- Fanucci F., Firpo M. and Ramella A. (1987) - *Genesi ed evoluzione di piane costiere del Mediterraneo: esempi di piccole piane della Liguria*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 10: 193–203.
- Federici P.R. (1993) - *The Versilian transgression of the Versilian area in the light of drillings and radiometric data*. Memorie della Società Geologica Italiana, 49: 217–225.
- Grove A.T. and Rackham O. (2001) - *The nature of Mediterranean Europe: an ecological history*. Yale University Press.
- Guido M.A., Mariotti Lippi M., Menozzi B.I., Placerani S. e Montanari C. (2004a) - *Ambienti costieri nella riviera ligure di Levante tra le età del Bronzo e del Ferro: aree di Rapallo e di Chiavari*. In de Marinis, R.C. e Spadea, G., (a cura di), *I Liguri*. Skira: 78–81.
- Guido M.A., Mariotti Lippi M., Menozzi B.I., Placerani S. e Montanari C. (2004b) - *Il paesaggio vegetale montano della Liguria centrooccidentale nell'età del Ferro: area del monte Beigua (Savona)*. In de Marinis R.C. e Spadea G., (a cura di), *I Liguri*. Skira: 91–95.
- Guido M.A., Molinari C, Montanari C (2009) - *Primi dati palinologici per la storia ambientale tardo-pleistocenica della Liguria orientale*. In: Di Marzio P, Fortini P. e Scippa G.S. (a cura di) - *Le scienze botaniche nella cultura e sviluppo economico del territorio*. 104° Congresso Nazionale della Società Botanica Italiana, Campobasso, 16-19 settembre 2009, p. 272.
- Guido M.A., Menozzi B.I., Bellini C., Placereani S. and Montanari C. (2013) - *A palynological contribution to the environmental archaeology of a Mediterranean mountain wetland (North West Apennines, Italy)*. The Holocene, 23(11): 1517-1527.

- Lambeck K., Antonioli F., Purcell A. and Silenzi S. (2004) - *Sealevel change along the Italian coast for the past 10,000 yr*. Quaternary Science Reviews, 23: 1567–1598.
- Liepelt S., Cheddaddi R., de Beaulieu J-L, Fady B., Gömöry D., Hussendörfer E., Konnerth M., Litt T., Longauer R., Terhürne-Berson R. and Ziegenhagen B. (2009) - *Postglacial range expansion and its genetic imprints in *Abies alba* (Mill.) – a synthesis from palaeobotanic and genetic data*. Review of Palaeobotany and Palynology, 153: 139–149.
- Lowe J.J. and Watson C. (1993) - *Late-glacial and early Holocene pollen stratigraphy of the Northern Apennines, Italy*. Quaternary Science Reviews, 12: 727–738.
- Lowe J.J., Davite C., Moreno D. and Maggi R. (1994) - *Holocene pollen stratigraphy and human interference on the woodlands of the northern Apennines, Italy*. The Holocene, 4: 153–164.
- Maggi R. (1996) - *Una palafitta neolitica in Val Bisagno?* In Melli P. (a cura di), *La Città ritrovata-Archeologia urbana a Genova 1984-1994*, Tormena Editore, Genova. p. 376.
- Maggi R. (2000) - *Aspetti di archeologia del territorio in Liguria: la formazione del paesaggio dal Neolitico all'Età del Bronzo*. Annali Istituto 'Alcide Cervi, 19:143-162.
- Maggi R. (2004) - *I monti sun eggì: the making of the Ligurian landscape in prehistory*. In Balzaretto R., Pearce M. and Watkins C. (Eds.), *Ligurian landscapes, studies in archaeology, geography and history in memory of Edoardo Grendi*. Accordia specialist studies on Italy 10, Accordia Research Institute, University of London. pp. 71–82.
- Maggi R. and Pearce M. (2005) - *Mid fourth-millennium copper mining in Liguria, north-west Italy: the earliest known copper mines in Western Europe*. Antiquity, 79: 66–77.
- Maggi R. e D'Ambrosio B. (1987) - *Chiavari*, in Melli P. e Del Lucchese A. (a cura di), *Archeologia in Liguria*, III, 1. *Scavi e scoperte 1982-86*, Genova, pp. 45-50.
- Magri D., Vendramin G., Comps B., Dupanloup I., Geburek T., Gömöry D., Latalowa M., Litt T., Paule L., Roure J.M., Tantau I., van der Knaap W.O., Petit R.J. and de Beaulieu J-L. (2006) - *A new scenario for the Quaternary history of European beech populations: palaeobotanical evidence and genetic consequences*. New Phytologist, 171: 199–221.
- Mariotti Lippi M. e Mori Secci M. (2007) *Ricerche archeobotaniche nella Toscana preistorica*. Informatore Botanico Italiano, 39: 259–270.
- Mariotti Lippi M., Di Tommaso P.L., Giachi G., Mori Secci M. and Paci S. (2002) - *Archaeo-botanical investigations into an Etruscan farmhouse at Pian d'Alma (Grosseto, Italy)*. Atti della Società Toscana Scienze Naturali, Memorie, Serie B, 109:159–165.
- Mariotti Lippi M., Bellini C., Trinci C., Benvenuti M., Pallecchi P. and Sagri M. (2007a) - *Pollen analysis of the ship site of Pisa San Rossore (Tuscany, Italy): the implication for catastrophic hydrological events and climatic change during the late Holocene*. Vegetation History Archaeobotany, 16: 453–465.
- Mariotti Lippi M., Guido M.A., Menozzi B., Bellini C. and Montanari C. (2007b) - *The Massaciuccoli Holocene pollen sequence and the vegetation history of the coastal plains by the Mar Ligure (Tuscany and Liguria, Italy)*. Vegetation History Archaeobotany, 16: 267–277.
- Mazzanti R. and Pasquinucci M. (1983): *L'evoluzione del litorale lunense-pisano fino alla metà del XIX secolo*. Bollettino della Società Geografica Italiana, Serie 10: 605–28.
- Menozzi B.I., Fichera A., Guido M.A., Mariotti Lippi M., Montanari C., Zanchetta G., Bonadonna F.P. and Garbari F. (2003) - *Lineamenti paleoambientali del bacino del Lago di Massaciuccoli (Toscana Nord-occidentale, Italia)*. Atti Società Toscana Scienze Naturali, Serie B (2002) 109: 177–187.
- Menozzi B.I., Bellini C., Cevasco A., Cevasco R., De Pascale A., Guido M.A., Maggi R., Moe D., Montanari C. and Moreno D. (2007) - *The archaeology of a peat bog in context: contribution to the study of biodiversification processes in historical times (Ligurian Apennines, NW Italy)*. <http://medieval-europe-paris-2007.univ-paris1.fr/B.I.Menozzi%20et%20al.pdf>
- Molinari C., Parola C. and Guido M.A. (2008) - *Palynological reconstruction of long-term vegetation changes in the Ligurian Apennines, northern Italy*. In: *Terra Nostra – Schriften der 12th International Palynological Congress - 8th International organization of Palaeobotany Conference*. August 30-september 5, 2008 in Bonn, Germany. Berlin, 30 August - september 2008, BERLIN: GeoUnion Alfred Wegener-Stiftung, vol. 2, p. 195 .
- Montanari C., Guido M.A., Cornara L. e Placereani S. (1998) - *Tracce polliniche di boschi neolitici di abete*

- bianco in Val Bisagno (area urbana di Genova). *Biogeographia*, 19: 133–143.
- Montanari C., Guido M.A., 2011 - *Who has wiped out the silver fir (Abies alba Mill.)? Clues of pathogens in the Ligurian Apennines*. *Boll. Mus. Ist. Biol. Univ. Genova*, 73: 213.
- Mori Secci, M. (1996) - *Vicende oloceniche dell'Appennino tosco-emiliano attraverso le analisi palinologiche*. *Webbia*, 51: 83–120.
- Muller S.D., Nakagawa T., de Beaulieu J-L., Court-Picon M., Carcaillet C., Miramont C., Roiron P., Bouterin C., Ali A.A. and Bruneton H. (2007) - *Post-glacial migration of silver fir (Abies alba Mill.) in the south-western Alps*. *Journal of Biogeography*, 34: 876–899.
- Nicol-Pichard S. and Dubar M. (1998) - *Reconstruction of Lateglacial and Holocene environments in southeast France based on the study of a 66-m long core from Biot, Alpes Maritimes*. *Vegetation History Archaeobotany*, 7: 11–15.
- Ottomano C. (2004) - *L'evoluzione paleoambientale del territorio di Chiavari attraverso l'analisi e l'interpretazione di sondaggi geognostici*. In de Marinis R.C. and Spadea G (a cura di), *I Liguri*. Skira, pp. 81–84.
- Picazzo M., Firpo M., Ivaldi R., Arobba D. (1994) - *Il delta del Fiume Centa (Liguria occidentale): un esempio di modificazione recente del clima e del paesaggio*. *Il Quaternario*, 7 (1): 293–298.
- Reille M. (1992) - *New pollen-analytical researches in Corsica: the problem of Quercus ilex L. and Erica arborea L., the origin of Pinus halepensis Miller forests*. *New Phytologist*, 122: 359–378.
- Reille M., Gamisans J., de Beaulieu J-L. and Andrieu V. (1997) - *The Late-Glacial at Lac de Creno (Corsica, France): a key site in the Western Mediterranean basin*. *New Phytologist*, 135, 547–59.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haffidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M. & van der Plicht, J. (2013) *IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50*. *Radiocarbon*, 55(4): 1869–1887.
- Ricci Lucchi M. (2008) - *Vegetation dynamics during the last interglacial–glacial cycle in the Arno coastal plain (Tuscany, western Italy): location of a new tree refuge*. *Quaternary Science Reviews*, 27: 2456–2466.
- Rovelli E. (1995) - *La distribuzione dell'abete (Abies alba Mill.) sull'Appennino*. *Monti e Boschi*, 6: 5–13.
- Terhürne-Berson, R., Litt, T. and Cheddadi, R. (2004) - *The spread of Abies throughout Europe since the last glacial period: combined macrofossil and pollen data*. *Vegetation History Archaeobotany*, 13: 257–68.
- Tomei P.E. e Zocco Pisana L. (1994) - *Cenni sul popolamento floristico e il paesaggio vegetale*. In Mazzanti R., editor, *La pianura pisana e i rilievi contermini. La natura e la storia*. Società Geografica Italiana, 50: 133–49.
- Tomei P.E., Guazzi E. e Barsanti A. (1995) - *Contributo alla conoscenza floristica delle paludi e del Lago di Massaciucoli*. In Tomei P.E. e Riva S. (a cura di.), *Il Bacino del Massaciucoli*. Collana di indagini tecniche e scientifiche per una migliore conoscenza del Lago di Massaciucoli e del suo territorio. Pacini. pp. 43–78.
- Tongiorgi E. (1936) - *Le variazioni climatiche testimoniate dallo studio paleobotanico della serie Fiandriana nella pianura della Bassa Versilia presso il Lago di Massaciucoli*. *Nuovo Giorn. Bot. Italiano*, XLIII: 826.
- van der Knaap W.O., van Leeuwen J.F.N., Finsinger W., Gobet E., Pini R., Schweizer A., Valsecchi V. and Ammann B. (2005) - *Migration and population expansion of Abies, Fagus, Picea, and Quercus since 15000 years in and across the Alps, based on pollen-percentage threshold values*. *Quaternary Science Reviews*, 24: 645–680.
- Watson C.S. (1996) - *The vegetational history of the northern Apennines, Italy: information from three new sequences and a review of regional vegetational change*. *Journal of Biogeography*, 23: 805–841.
- Wick L. and Möhl A. 2006: *The mid-Holocene extinction of silver fir (Abies alba) in the Southern Alps: a consequence of forest fires? Palaeobotanical records and forest simulations*. *Vegetation History Archaeobotany*, 15: 435–444.

Ricevuto il 04/02/2014, accettato il 04/06/2014.

Proposta di metodologia per la valutazione della propensione al dissesto delle falesie (CISA - Cliff Instability Susceptibility Assessment): il caso del centro storico di Polignano a Mare (Bari, Italia)

Vito Pellegrini¹, Gioacchino Francesco Andriani², Giuseppe Mastronuzzi²

¹Geologo Libero Professionista. Via Chiantera, 41 – 70044 Polignano a Mare (BA).

Email: geo.pellegrini@libero.it

²Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi di Bari Aldo Moro.

Via Orabona, 4 – 70125 Bari.

Email: gioacchinofrancesco.andriani@uniba.it, giuseppeantonio.mastronuzzi@uniba.it

Riassunto

Il centro storico di Polignano a Mare sorge su di un piccolo promontorio limitato da una falesia di altezza compresa tra 13 e 22 m. Essa è modellata sul Calcare di Bari alla base e sulla Calcarenite di Gravina in sommità. La parete della falesia è verticale o localmente aggettante e prosegue al di sotto del livello marino per circa 2-5 m. Il tratto esaminato è caratterizzato dalla presenza di 5 grotte di dimensioni maggiori, con sviluppo in pianta mediamente di 30-120 m², oltre ad una serie di piccole cavità dalle forme diversificate, poste a varie quote sulla parete o ubicate al di sotto del livello marino. Per la valutazione qualitativa della propensione al dissesto del tratto costiero in questione è stato proposto un nuovo metodo multidirezionale (CISA, Cliff Instability Susceptibility Assessment), che ad analisi morfologiche e morfoevolutive affianca lo studio geomeccanico degli ammassi rocciosi e la determinazione dell'altezza critica della falesia attraverso il teorema del limite inferiore. Si tratta di una rivisitazione con implementazione di un classico approccio basato sul principio della "valutazione esperta". Sono stati, pertanto, individuati 8 settori costieri, suddivisi su base morfologica, e scelti 23 parametri di incidenza. Gli stessi parametri sono stati suddivisi per tipologia in: geomeccanici (12), morfologici (5), ondametrici (5) e antropici (1). Per ogni parametro sono state individuate 5 classi di valutazione della propensione al dissesto associate ad un coefficiente numerico; il punteggio finale, dato dalla somma dei coefficienti numerici per ciascun parametro considerato, consente di classificare i settori esaminati.

Parole Chiave: dinamica costiera, falesia, instabilità, Polignano a Mare, Puglia

Abstract

The downtown of Polignano a Mare lies on a small promontory characterized by a carbonate cliff ranging between 13 and 22 m height constituted by Calcare di Bari at the base and by Calcarenite di Gravina at the top. The cliff is vertical or locally overhanging and continues 2-5 m below sea level. The coastal stretch studied is characterised by five wide caves and a series of smaller cavities, different in shape and height along the cliff face, even below sea level. At place, the cliff is prone to instability phenomena due to a complex geostructural setting and sea wave action. In this study, we present a new multidirectional method for assessing cliff instability susceptibility at a given scale (CISA, Cliff Instability Susceptibility Assessment). The method is based on the "expert evaluation" approaches and is completed by morphological analysis, morphoevolutive models, geomechanical surveys and by the estimate of the critical heights for vertical cliffs using the lower bound theorem of limit analysis.

The coastal stretch was divided in 8 sectors based on morphological affinity and then 23 incidence parameters were considered and determined. These parameters were divided in four categories: geomechanical (12), morphological (5), sea-wave (5) and anthropogenic (1). For each parameter 5 classes of rating were proposed; the cliff classification, in terms of instability susceptibility, was obtained from the total rating which represents the summation of the single rating of the individual parameter.

Keywords: coastal dynamics, cliff, instability, Polignano a Mare, Puglia

Introduzione

Nel corso dei secoli, la estesa urbanizzazione della fascia costiera pugliese non ha risparmiato le coste rocciose che in passato hanno rappresentato il luogo ideale per la realizzazione di opere di controllo e di difesa dagli assalti e dai saccheggi corsari. I centri urbani costieri sono così passati da luoghi invidiabili per la conduzione di una vita sociale in sicurezza a siti che, se rispettati dall'antropizzazione speculativa, costituiscono un patrimonio storico-culturale da tutelare e promuovere. È evidente altresì che centri storici costieri di importante valenza sono esposti a dinamiche naturali parossistiche che minano la stabilità della linea di costa e la difesa del suo patrimonio. Ne conseguono situazioni di rischio, in stretta connessione con le caratteristiche intrinseche dei corpi rocciosi affioranti, con le dinamiche morfoevolutive del territorio, dettate dai caratteri morfostutturali e meteomarini, e con l'attività antropica, spesso inconsapevole della propria capacità di alterare equilibri precari.



Figura 1 – Localizzazione dell'area di studio.

La falesia e il centro storico di Polignano a Mare (Fig. 1) sono senza dubbio fra i siti che meglio rappresentano la Puglia. Esse ricadono in un'area che per i suoi valori storici, architettonici, naturalistici e culturali impone particolari attenzioni nei confronti della loro salvaguardia. A tal proposito, solo attente valutazioni delle dinamiche potenziali e delle relazioni esistenti fra azioni e fattori che contribuiscono a definirne il grado di esposizione al rischio possono risultare efficaci e di utilizzo pratico.

La valutazione della suscettività al dissesto di un tratto costiero a falesia non è così semplice, come non lo è l'elaborazione di un metodo qualitativo o semi-quantitativo

utile allo scopo. Questo è dovuto alla complessità dei fenomeni di arretramento ed alla concomitanza dei fattori predisponenti e scatenanti in gioco. Al classico metodo proposto da Amadesi et al. (1977) e da Amadesi e Vianello (1978), di recente Lucchetti et al. (2013) hanno proposto un nuovo metodo (SCMR) per la classificazione geomeccanica delle falesie finalizzato alla pianificazione integrata delle aree costiere.

In questo studio viene proposto un metodo qualitativo multidirezionale per la valutazione della propensione al dissesto di falesie carbonatiche (CISA - Cliff Instability Susceptibility Assessment), attraverso un caso di studio relativo alla falesia del centro storico di Polignano a Mare.

La falesia di Polignano a Mare

Il centro storico di Polignano a Mare (Fig. 2) sorge in corrispondenza di un piccolo promontorio caratterizzato da una falesia con altezza compresa tra 13 e 22 m. Nella sua parte più bassa affiorano strati del Calcarea di Bari di età mesozoica cui seguono verso l'alto, con contatto trasgressivo e discordanza angolare, le calcareniti biolitoclastiche della Calcarenite di Gravina di età plio-pleistocenica, in banchi e strati suborizzontali appena accennati. Da N a S il Calcarea di Bari tende ad abbassarsi di quota, lasciando il posto ai depositi calcarenitici che di contro diventano più potenti. I calcari presentano spessori in affioramento variabili da 2 m, in corrispondenza di Largo Ardito, a 20 m circa, lungo il Bastione di S. Stefano, laddove i depositi calcarenitici mostrano spessori rispettivamente di 10-12 e di 2-3 m (Fig. 5).



Figura 2 – Tratto costiero tra Lama Monachile e Largo Ardito: settori S (sinistra) e N (destra).

La successione stratigrafica affiorante del Calcarea di Bari è costituita da calcari micritici, in strati di spessore decimetrico e metrico. Le inclinazioni degli strati variano mediamente da pochi gradi fino a circa 15° con immersione verso mare. L'assetto tettonico del Calcarea di Bari è condizionato, infatti, dalla presenza di un'ampia e blanda anticlinale con asse orientato NE-SO, lungo l'allineamento Lama Monachile - S. Angelo, variazioni locali della giacitura dei calcari cretacei sono imputabili alla presenza di pieghe e di faglie transpressive ad estensione limitata che ne hanno determinato un'intensa fratturazione (Festa, 2003). La Calcarene di Gravina è rappresentata da depositi caotici grossolani, al contatto con i sottostanti calcari cretacei ed in corrispondenza di superfici di abrasione segnate da marcata bioerosione, e da depositi a grana medio-fine che sfumano verso l'alto a calcareniti a grana media con tessitura packstone (Andriani e Walsh, 2007a). Nel complesso si tratta di facies a cementazione molto variabile ed elevata porosità (Andriani e Walsh, 2002; 2010). Il contatto trasgressivo tra le due formazioni, a luoghi marcato da brecce intraformazionali e terre rosse residuali, è sempre ben evidente per il contrasto litologico legato ai differenti caratteri tessiturali e al diverso grado di cementazione (Tropeano e Sabato, 2000).

Dal punto di vista morfologico la costa è estremamente differenziata con forme risultanti dall'azione combinata degli agenti meteomarinari e del carsismo su morfostrutture di origine tettonica; si pensi, ad esempio, all'intero tratto in falesia che sembrerebbe impostato lungo un piano di faglia. Il modellamento costiero è strettamente condizionato dalla composizione carbonatica delle rocce che, attraverso il carsismo, ha determinato la formazione di condotti, grotte, marmitte e varie altre forme e microforme distruttive o costruttive (Fig. 3). Non sono trascurabili inoltre le profonde modifiche paesaggistiche dovute all'uomo e frutto della volontà secolare di assoggettare il litorale all'uso e al bisogno della popolazione residente.

Nel complesso la parete della falesia è verticale o localmente aggettante e prosegue al di sotto del livello marino per 2-5 m, coronata dalla presenza di una spiaggia sommersa; al suo piede non è difficile ritrovare depositi da crollo, rappresentati da blocchi calcarenitici e subordinatamente calcarei, di dimensioni medie di qualche dm^3 fino ad un massimo poco inferiore a 10 m^3 . Lungo il litorale da Lama Monachile a Largo Ardito sono presenti 5 grotte di dimensioni maggiori (PU 1063 Grotta Piana; PU 1064 Grotta sotto il bastione di S.Stefano; PU 67 Grotta dell'Arcivescovado; PU 66 Grotta Palazzese; PU 63 Grotta Ardito del Catasto Grotte della Regione Puglia: www.catasto.fspuglia.it) e una serie di piccole cavità poste a varie quote sulla parete o ubicate al di sotto del livello marino. Si tratta di grotte d'interstrato nella formazione mesozoica (Grotta Piana, Grotta sotto il bastione di S.Stefano) e di grotte impostatesi al contatto calcarea-calcareniti (Grotta dell'Arcivescovado, Grotta Palazzese e Grotta Ardito); nelle cavità al livello del mare è evidente l'azione demolitrice esercitata dal moto ondoso. Le piccole cavità hanno in prevalenza uno sviluppo orizzontale, a testimonianza di un modellamento indotto dal carsismo e dal deflusso delle acque sotterranee.

Al piede della parete e per tutto il tratto litoraneo esaminato, a luoghi è possibile osservare piccole superfici di taglio d'onda (wave cut platform sensu Sunamura, 1992), poste tra il livello di bassa e quello di alta marea, limitate a pochi metri sia in larghezza sia in lunghezza. Ne sono esempi i tratti a ridosso di Grotta Palazzese e, in particolare, quello tra la stessa grotta ed il Bastione di S. Stefano.

Solchi di abrasione si ritrovano in vicinanza della linea di riva, lungo i tratti in cui la spiaggia sommersa è

prossima al livello del mare e dove c'è disponibilità di materiale ciottoloso-sabbioso, ossia nelle pocket beach (e.g. Lama Monachile).

Descrizione del metodo CISA e risultati ottenuti

La metodologia CISA (Cliff Instability Susceptibility Assessment) prevede, in primo luogo, la suddivisione del tratto esaminato in settori costieri elementari (Fig. 3), sulla base delle loro caratteristiche morfologiche principali (promontori, insenature etc.). Congiuntamente, è stata scelta una serie di parametri ritenuti fondamentali ai fini della valutazione della propensione al dissesto di una falesia. Ai parametri proposti nel metodo di Amadesi et al. (1977) e Amadesi e Vianello (1978), con un approccio basato sul principio della "valutazione esperta", ne sono stati aggiunti altri, per un totale di 23 parametri (Tab. 1), suddivisi per tipologia

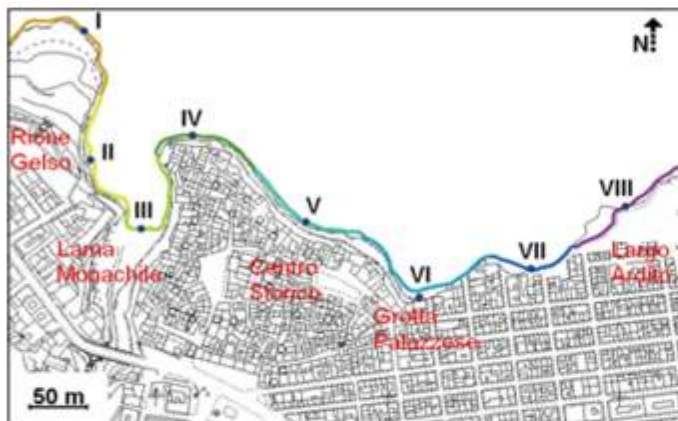


Figura 3 – Suddivisione del litorale del centro storico di Polignano a Mare in settori costieri elementari.

in geomeccanici (12), morfologici (5), ondometrici (5) e infine antropici (1). Per ciascun parametro considerato, sono state individuate 5 classi di valutazione, contraddistinte da un coefficiente numerico variabile da 1 a 5; ai valori più bassi competono le condizioni più critiche. I settori costieri individuati sono stati, quindi, classificati in base al rating complessivo ottenuto dalla somma dei pesi di ogni singolo parametro. L'elaborazione dei dati è stata effettuata in ambiente GIS per mezzo del software Quantum GIS 1.6.0 Copiapò. La base topografica è costituita dalle "Carte Tecniche Regionali" in scala 1:5.000 (www.sit.puglia.it) georeferenziate secondo il sistema "WGS84-UTM zone 33N".

La descrizione quantitativa delle discontinuità degli ammassi rocciosi è stata eseguita in riferimento agli standard ISRM (1978). La criticità dei giunti è stata valutata in rapporto all'angolo tra inclinazione degli stessi e quella del versante, sulla base del potenziale cinematico del movimento di versante. Relativamente al parallelismo dei giunti, la condizione più critica ipotizzata nel metodo è quella determinata dalla presenza di fratture da rilasci tensionali, ossia di soluzioni di continuità tendenzialmente parallele alla direzione della ripa costiera. La valutazione dell'indice RQD (Rock Quality Designation) (Deere, 1964) è stata effettuata seguendo il metodo di Palmström (2005) e confrontando i valori ottenuti con quelli determinati direttamente da Andriani e Walsh (2007a). Sia per i calcari sia per le calcareniti, i parametri di resistenza utilizzati sono stati ricavati da dati di test di laboratorio eseguiti da Andriani e Walsh (2007a) su provini cilindrici, secondo gli standard ISRM (1978, 1979) (Tab. 2). Ulteriori test in situ con il Martello di Schmidt hanno consentito valutazioni dell'indice di resistenza sclerometrica (I_r) degli ammassi rocciosi mesozoici. È stato invece impossibile eseguire misurazioni con il Martello di Schmidt sulle Calcareniti di Gravina a causa della bassa resistenza l.s. degli ammassi affioranti. Pertanto, per le calcareniti è stato assegnato un valore uniforme dell'indice di resistenza pari a zero. L' I_r complessivo per ciascun settore è stato, pertanto, ricavato dalla media pesata in rapporto agli spessori delle due unità litotecniche valutati sulla parete rocciosa. Per ciascun settore è stata calcolata l'altezza critica della falesia assumendo come criterio di rottura quello di Mohr-Coulomb e adottando il teorema statico, applicabile ad uno schema di pendio di altezza limitata. I valori di coesione non drenata in situ sono stati ricavati correggendo i valori determinati in laboratorio con la relazione di Manev e Avramova-Tacheva (1970). Un approccio cautelativo ha suggerito di assegnare alla coesione non drenata il valore minimo per ciascuna unità litotecnica. Anche per la determinazione dell'altezza critica, definita come altezza massima oltre la quale la falesia, intesa a tutti gli effetti come un versante, non è più in grado di auto sostenersi, per ciascun settore è stata effettuata la media ponderata dei pesi di volume e della coesione non drenata, in rapporto agli spessori delle due unità litotecniche affioranti sulla falesia. Per la porzione di falesia sommersa è stato considerato il valore medio del peso di volume immerso. Successivamente è stato determinato l'Indice di Stabilità (I_s) (Mastronuzzi et al., 1992) dato dal

Tabella 1 – Classi di valutazione e parametri considerati nel metodo CISA per l'analisi qualitativa di stabilità di una falesia costiera carbonatica.

| Parametri | Molto sfavorevole | Sfavorevole | Mediamente favorevole | Favorevole | Molto favorevole |
|------------------------------|--|--|----------------------------------|--|--|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Goemeccanici | GIUNTI | | | | |
| Spaziatura | < 0.06 m | 0.06 - 0.2 m | 0.2 - 0.6 m | 0.6 - 2.0 m | > 2.0 m |
| Apertura | > 1 m | 0.01 - 1 m | 0.002 - 0.01 m | 0.0005-0.002 m | < 0.0005 m o chiusa |
| Rugosità | Levigata | Liscia | Leggermente rugosa | Rugosa | Molto rugosa |
| Alterazioni | Estremamente alterate | Molto alterate | Mediamente alterate | Leggermente alterate | Non alterate |
| Riempimenti | Soffice/radici | Soffice | Compatto | Duro | Assente |
| Condizioni idrauliche | Forti venute | Deboli venute | Bagnata | Umida | Asciutta |
| Parallelismo giunti-versante | 0° - 20° | 20° - 40° | 40° - 60° | 60° - 80° | 80° - 90° |
| Inclinazione giunti-versante | Molto sfavorevole | Sfavorevole | Mediocre | Favorevole | Molto favorevole |
| | Geologia Tecnica AMMASSI ROCCIOSI | | | | |
| RQD | < 10 | 10 - 40 | 40 - 70 | 70 - 90 | > 90 |
| Indice rimbalzo | 0 - 10 | 10 - 45 | 45 - 65 | 65 - 80 | > 80 |
| Altezza critica | < di almeno 5 m rispetto all'h della falesia | tra 0 e 5 m < rispetto all'h della falesia | Uguale all'h falesia | tra 0 e 5 m > rispetto all'h della falesia | > di almeno 5 m rispetto all'h della falesia |
| Dissesti | Diffusamente presenti | Presenti al livello del mare | Presenti non al livello del mare | Scarsamente presenti | Assenti |
| Morfologici | PECULIARITA' della falesia | | | | |
| Altezza della falesia | > 20 m | 20 - 15 m | 15 - 10 m | 10 - 5 m | < = 5 m |
| Profilo costiero | Aggettante | Localmente aggettante | Verticale | Digradante Convesso | Digradante Piano |
| Grotte e cavità | Diffusamente presenti | Presenti al livello del mare | Presenti non al livello del mare | Scarsamente presenti | Assenti |
| Frangiflutti naturali | Assenti | Molto limitati | Limitati | Diffusi | Molto diffusi |
| Ampiezza traversia | > 160 ° | 160° - 120 ° | 120° - 80 ° | 80° - 40 ° | < 20 ° |
| Ondametrici | PECULIARITA' del MOTO ONDOSO | | | | |
| Fetch efficace | > 250 km | 250 - 200 km | 200 - 150 km | 150 - 100 km | < 100 km |
| Profondità di rottura | < 6.0 m | 6.0 - 6.5 m | 6.5 - 7.0 m | 7.0 - 7.5 m | > 7.5 m |
| Altezza di rottura | > 6.5 m | 6.5 - 6.0 m | 6.0 - 5.5 m | 5.5 - 5.0 m | < 5.0 m |
| Altezza di frangenza | > 3.0 m | 3.0 - 2.25 m | 2.25 - 1.5 m | 1.5 - 0.75 m | < 0.75 m |
| Tipologia frangenza | Plunging | Collapsing | Surging | Spilling | Assente |
| Antropici | Tecniche di rinforzo dei terreni | | | | |
| Interventi di consolidamento | Assenti | Localizzati | Mediamente diffusi | Molto diffusi | Versante consolidato |

rapporto tra l'altezza effettiva e quella critica della falesia (Tab. 3). Laddove per inaccessibilità dei luoghi non è stato possibile ottenere dati diretti, sono state effettuate misurazioni dell'assetto strutturale e valutazioni del cinematismo possibile con traguardi da imbarcazioni a mare; altre informazioni sono state derivate dal confronto di immagini storiche e recenti.

Tabella 2 – Principali parametri fisico-meccanici della Calcarenite di Gravina e del Calcare di Bari affioranti lungo il litorale di Polignano a Mare (da Andriani e Walsh, 2007a, modif.).

| Parametri fisico-meccanici | Calcarenite di Gravina | | | Calcare di Bari | | |
|---|------------------------|-------|-------|-----------------|-------|-------|
| | min | max | medio | min | max | medio |
| Gravità Specifica, G_s | | | 2.70 | | | 2.70 |
| Peso volume secco, γ_d (kN/m ³) | 13.34 | 15.10 | 14.05 | 21.09 | 25.30 | 23.41 |
| Peso volume saturo, γ_{sat} (kN/m ³) | 18.20 | 19.32 | 18.66 | 21.11 | 25.32 | 23.42 |
| Porosità, n (%) | 42.96 | 49.63 | 46.93 | 4.44 | 20.37 | 11.59 |
| Contenuto di acqua a saturazione, w_a (%) | 27.90 | 36.49 | 32.84 | 1.64 | 9.90 | 4.87 |
| Grado di saturazione massimo, S_r (%) | | | 100 | 0.32 | 3.22 | 1.28 |
| Tensione di rottura monoassiale (secco), σ_u (MPa) | 1.72 | 3.45 | 2.49 | 18.15 | 24.03 | 21.33 |

Tabella 3 – Altezza critica (teorema statico) e Indice di Stabilità della falesia costiera del centro storico di Polignano a Mare.

| Settori costieri | Altezza falesia sommersa (m) | Altezza falesia emersa (m) | Altezza critica (m) | Indice di Stabilità |
|------------------|------------------------------|----------------------------|---------------------|---------------------|
| 1 | 3.5 | 6.0 | 20.7 | 0.45 |
| 2 | 3.0 | 16.0 | 17.5 | 1.09 |
| 3 | 0.0 | 20.0 | 15,9 | 1.26 |
| 4 | 4.5 | 22.0 | 18,0 | 1.48 |
| 5 | 5.5 | 20.0 | 17.7 | 1.44 |
| 6 | 5.0 | 18.0 | 15.5 | 1.49 |
| 7 | 3.5 | 18.0 | 14.7 | 1.47 |
| 8 | 3.5 | 16.0 | 13.0 | 1.50 |

Tabella 4 – Ampiezze delle traversie, lunghezze dei Fetch geografici e dei Fetch efficaci per gli otto settori costieri individuati.

| Settori e traversie | Long. E | Lat. N | Traversia °N | F.geogr. max km; °N | F. eff. km |
|---------------------|-------------|-------------|--------------|---------------------|------------|
| I Maestrale | 2706538.627 | 4540926.684 | 315-000 | 620/325 | 277 |
| I Tramontana | 2706538.627 | 4540926.684 | 315-045 | 620/325 | 124 |
| I Grecale | 2706538.627 | 4540926.684 | 000-090 | 215/020 | 193 |
| II Tramontana | 2706543.886 | 4540811.484 | 015-045 | 195/015 | 191 |
| II Grecale | 2706543.886 | 4540811.484 | 015-075 | 210/020 | 192 |
| III Tramontana | 2706587.530 | 4540749.658 | 350-010 | 215/000 | 196 |
| IV Maestrale | 2706631.779 | 4540833.307 | 320-000 | 615/325 | 296 |
| IV Tramontana | 2706631.779 | 4540833.307 | 320-045 | 615/325 | 238 |
| IV Grecale | 2706631.779 | 4540833.307 | 000-075 | 215/020 | 194 |
| V Maestrale | 2706730.582 | 4540756.326 | 320-000 | 615/325 | 320 |
| V Tramontana | 2706730.582 | 4540756.326 | 320-045 | 615/325 | 244 |
| V Grecale | 2706730.582 | 4540756.326 | 000-080 | 215/020 | 194 |
| VI Maestrale | 2706827.567 | 4540689.042 | 325-000 | 615/325 | 320 |
| VI Tramontana | 2706827.567 | 4540689.042 | 325-045 | 615/325 | 243 |
| VI Grecale | 2706827.567 | 4540689.042 | 000-055 | 210/000 | 192 |
| VII Maestrale | 2706923.946 | 4540713.895 | 315-000 | 615/325 | 276 |
| VII Tramontana | 2706923.946 | 4540713.895 | 315-045 | 615/325 | 233 |
| VII Grecale | 2706923.946 | 4540713.895 | 000-050 | 210/000 | 193 |
| VIII Maestrale | 2707005.170 | 4540769.661 | 315-000 | 615/325 | 293 |
| VIII Tramontana | 2707005.170 | 4540769.661 | 315-045 | 615/325 | 233 |
| VIII Grecale | 2707005.170 | 4540769.661 | 000-050 | 210/000 | 193 |

L'analisi dei fattori legati all'ampiezza della traversia e alla lunghezza del Fetch efficace dei punti in corrispondenza di promontori o di insenature (Tab. 4) è stata completata in ambiente GIS. La fascia costiera è stata suddivisa individuando di ogni punto le traversie di Maestrale, di Tramontana e di Grecale, venti a cui è esposto il litorale. Per questi venti la traversia si sviluppa al massimo per 90°, ovvero considerando un settore di traversia di ampiezza di 45° rispetto alla loro direzione di provenienza (315°N per il Maestrale, 0°N per la Tramontana e 45°N per il Grecale). Il Fetch efficace è stato ottenuto applicando l'algoritmo proposto dal Coastal Engineering Research Center degli Stati Uniti (1975), il cui impiego è riservato a bacini poco estesi come è stato considerato il Mar Adriatico. Dall'elaborazione in ambiente GIS dei dati delle Carte Nautiche dell'Istituto Idrografico della Marina e dei dati dei rilievi batimetrici con interferometro e Side Scan Sonar eseguiti per l'area di Polignano a Mare nel 2006 dalla Sub Technical Edil Service s.n.c. (comm. pers.), è stato possibile estrapolare i valori di profondità e di pendenza dei fondali, per ognuno dei punti considerati e per le direzioni dei venti su citati.

Dati batimetrici e ondometrici massimi, rilevati nel periodo da Luglio 1989 ad Aprile 2008 dalla boa della Rete Ondometrica Nazionale, ubicata al largo di Monopoli (Bari) alle coordinate WGS84 Long. 17°22'36" e Lat. 40°58'30", sono stati utilizzati per l'analisi del moto ondoso e della sua frangenza attraverso le relazioni empiriche sviluppate da Goda (1970), Sunamura e Horikawa (1974), e Sunamura (1984; 1992) (Tabb. 5-6).

Tabella 5 – Parametri ondometrici massimi registrati dalla boa al largo di Monopoli (BA).

| Direzione del moto ondoso | Hs media m | Tp medio s |
|---------------------------|------------|------------|
| Maestrale | 04.50 | 09.10 |
| Tramontana | 04.80 | 09.50 |
| Grecale | 05.20 | 10.00 |

Tabella 6 – Parametri determinati per ciascun settore costiero per i 3 venti principali: h, profondità del piede della falesia; $\tan \square$, pendenza del fondale; Ho, altezza dell'onda al largo; Lo, lunghezza d'onda al largo; hb, profondità di rottura (Goda, 1970); Hb, altezza di rottura (Goda, 1970); H, altezza d'onda frangente. Per i settori costieri: m = Maestrale; t = Tramontana; g = Grecale.

| Settori e traversie | h (m) | $\tan \square$ | Ho (m) | Ho/Lo | hb/Ho | hb (m) | h/hb | Hb (m) | H/Hb | H (m) |
|---------------------|-------|----------------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|
| I Maestrale | 2.500 | 0.080 | 4.500 | 0.035 | 1.230 | 5.530 | 0.452 | 5.670 | 0.460 | 2.600 |
| I Tramontana | 2.500 | 0.083 | 4.800 | 0.034 | 1.230 | 5.900 | 0.423 | 6.050 | 0.440 | 2.660 |
| I Grecale | 2.500 | 0.117 | 5.200 | 0.033 | 1.230 | 6.390 | 0.391 | 6.550 | 0.490 | 3.210 |
| II Tramontana | 2.500 | 0.026 | 4.800 | 0.034 | 1.520 | 7.290 | 0.343 | 5.230 | 0.230 | 1.200 |
| II Grecale | 2.500 | 0.029 | 5.200 | 0.033 | 1.490 | 7.750 | 0.323 | 5.980 | 0.240 | 1.430 |
| III Tramontana | 0.000 | 0.024 | 4.800 | 0.034 | 1.520 | 7.290 | 0.000 | 5.230 | 0.050 | 0.260 |
| IV Maestrale | 3.000 | 0.035 | 4.500 | 0.035 | 1.490 | 6.700 | 0.447 | 5.170 | 0.320 | 1.650 |
| IV Tramontana | 3.000 | 0.061 | 4.800 | 0.034 | 1.440 | 6.910 | 0.434 | 5.760 | 0.360 | 2.070 |
| IV Grecale | 3.000 | 0.043 | 5.200 | 0.033 | 1.440 | 7.490 | 0.401 | 6.240 | 0.310 | 1.930 |
| V Maestrale | 3.500 | 0.052 | 4.500 | 0.035 | 1.440 | 6.490 | 0.540 | 5.400 | 0.440 | 2.370 |
| V Tramontana | 3.500 | 0.061 | 4.800 | 0.034 | 1.440 | 6.910 | 0.506 | 5.760 | 0.450 | 2.590 |
| V Grecale | 3.500 | 0.078 | 5.200 | 0.033 | 1.230 | 6.390 | 0.548 | 6.550 | 0.530 | 3.470 |
| VI Maestrale | 3.500 | 0.087 | 4.500 | 0.035 | 1.230 | 5.530 | 0.632 | 5.670 | 0.620 | 3.510 |
| VI Tramontana | 3.500 | 0.084 | 4.800 | 0.034 | 1.230 | 5.900 | 0.593 | 6.040 | 0.580 | 3.500 |
| VI Grecale | 3.500 | 0.078 | 5.200 | 0.033 | 1.230 | 6.390 | 0.547 | 6.550 | 0.530 | 3.470 |
| VII Maestrale | 3.500 | 0.078 | 4.500 | 0.035 | 1.230 | 5.530 | 0.632 | 5.670 | 0.600 | 3.400 |
| VII Tramontana | 3.500 | 0.069 | 4.800 | 0.034 | 1.440 | 6.910 | 0.506 | 5.760 | 0.470 | 2.700 |
| VII Grecale | 3.500 | 0.105 | 5.200 | 0.033 | 1.230 | 6.390 | 0.547 | 6.550 | 0.600 | 3.930 |
| VIII Maestrale | 2.500 | 0.158 | 4.500 | 0.035 | 1.230 | 5.530 | 0.452 | 5.670 | 0.550 | 3.120 |
| VIII Tramontana | 2.500 | 0.167 | 4.800 | 0.034 | 1.230 | 5.900 | 0.423 | 6.040 | 0.550 | 3.320 |
| VIII Grecale | 2.500 | 0.069 | 5.200 | 0.033 | 1.440 | 7.490 | 0.391 | 6.240 | 0.350 | 2.290 |

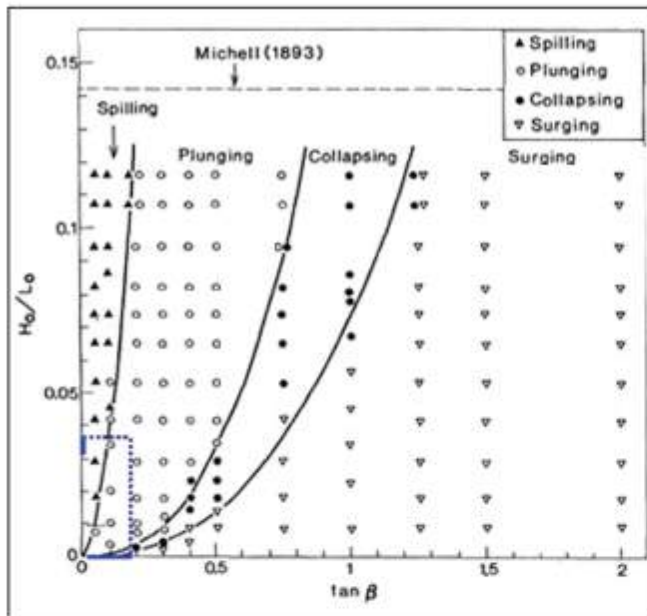


Figura 4 – Tipologia di frangenza del moto ondoso desunta dal diagramma di Okazaki e Sunamura (1991). Il punteggiato in blue evidenzia gli intervalli di interesse per il litorale oggetto di studio.

Sono state prese in considerazione le registrazioni dell'altezza spettrale del moto ondoso al largo (H_s) e del periodo di picco del moto ondoso al largo (T_p); da quest'ultimo è stata calcolata la lunghezza dell'onda al largo (L_0) applicando la teoria lineare di Airy (1845). I valori dei parametri ondometrici considerati per le mareggiate provenienti da NO, N e NE sono quelli massimi registrati con provenienza appunto dalle traversie di Maestrale ($315^\circ\text{N} - 0^\circ\text{N}$), di Tramontana ($315^\circ\text{N} - 45^\circ\text{N}$) e infine di Grecale ($0^\circ\text{N} - 45^\circ\text{N}$). È stato quindi ottenuto il valore della profondità di rottura dei treni d'onda incidenti (h_b) e l'altezza di rottura delle onde (H_b) applicando le relazioni empiriche proposte da Goda (1970).



Figura 5 – (a) *Lama Monachile* in prossimità dello sbocco, caratteristico per la presenza di una pocket beach sabbioso-ciottolosa, sulla sinistra della foto il centro storico di Polignano a Mare e sulla destra il rione Gelse; (b) *Grotta Ardito*, sulla volta si osserva il passaggio tra il Calcarea di Bari e la Calcarenite di Gravina, in primo piano i blocchi calcarenitici distaccatisi il 7 Gennaio 1777; (c) *Grotta dell'Arcivescovado* con pareti costituite da strati calcarei e la volta quasi interamente da banchi calcarenitici, al contatto delle due Formazioni si osservano piccoli cunicoli di forma circolare la cui genesi è imputabile al deflusso idrico sotterraneo; (d) *Bastione di S. Stefano* con cavità intrastratali a sviluppo orizzontale di origine carsica e cavità verticali da frattura; a luoghi si osserva la presenza di limitate superfici di abrasione.

L'altezza H dell'onda alla frangenza è stata, in seguito, determinata dalle curve di decadimento dell'altezza d'onda sviluppate da Sunamura (1984). Infine, i dati ottenuti sono stati riportati sul diagramma di Okazaki e Sunamura (1991) per definire la tipologia di frangenza del moto ondoso sul tratto costiero (Fig. 4).

Tabella 7 – Rating parziale e complessivo ottenuti dall'applicazione del metodo CISA (Cliff Instability Susceptibility Assessment) per i settori costieri considerati.

| Settori Costieri | | | | | | | | |
|------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Parametri geomeccanici | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII |
| Spaziatura | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 |
| Apertura | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 4 | 4 | 4 |
| Rugosità | 4 | 4 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| Alterazioni | 4 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 2 | 2 |
| Riempimenti | 2 | 3 | 2 | 2 | 1 | 3 | 2 | 2 |
| Condizioni idrauliche | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| Parallelismo giunti-versante | 2 | 3 | 3 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Inclinazione giunti-versante | 3 | 3 | 3 | 2 | 2 | 3 | 2 | 2 |
| RQD | 4 | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| Indice rimbalzo | 5 | 4 | 4 | 4 | 4 | 3 | 3 | 3 |
| Altezza critica | 5 | 3 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Dissesti | 5 | 4 | 3 | 2 | 1 | 1 | 2 | 1 |
| TOTALE PARZIALE | 41 | 37 | 31 | 28 | 25 | 29 | 26 | 25 |
| Parametri geomorfologici | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII |
| Altezza della falesia | 4 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 |
| Profilo costiero | 5 | 3 | 3 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| Grotte e cavità | 5 | 2 | 3 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Frangiflutti naturali | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| Ampiezza traversia | 2 | 4 | 4 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 |
| TOTALE PARZIALE | 17 | 12 | 13 | 7 | 10 | 12 | 12 | 12 |
| Parametri ondametrici | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII |
| Fetch efficace | 2 | 3 | 3 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 |
| Profondità di rottura | 1 | 4 | 4 | 4 | 3 | 2 | 3 | 2 |
| Altezza di rottura | 3 | 3 | 3 | 3 | 2 | 2 | 2 | 3 |
| Altezza di frangenza | 2 | 4 | 5 | 3 | 2 | 1 | 1 | 2 |
| Tipologia frangenza | 1 | 4 | 3 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 |
| TOTALE PARZIALE | 9 | 18 | 18 | 12 | 9 | 8 | 9 | 10 |
| Parametri antropici | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII |
| Interventi di consolidamento | 1 | 5 | 3 | 1 | 1 | 3 | 1 | 1 |
| TOTALE PARZIALE | 1 | 5 | 3 | 1 | 1 | 3 | 1 | 1 |
| CISA RATING | 68 | 72 | 65 | 48 | 45 | 52 | 48 | 48 |

Tabella 8 – Classi di valutazione della propensione al dissesto per una falesia costiera carbonatica (CISA - Cliff Instability Susceptibility Assessment).

| Indice CISA | < 30 | 30-60 | 60-80 | 80-100 | 100 - 115 |
|---------------------|----------------|----------|----------|--------|-------------|
| Classi di stabilità | I | II | III | IV | V |
| Descrizione | Molto scadente | Scadente | Mediocre | Buona | Molto Buona |

Discussione

L'analisi percentuale dei risultati dell'indagine effettuata consente di valutare distintamente l'incidenza di ciascun parametro considerato per i settori costieri individuati.

Per quanto concerne i fattori geomeccanici, l'intero tratto costiero studiato può essere suddiviso in due macrosettori: il primo, classificato come mediamente favorevole, comprende il versante sinistro di Lama Monachile e la lama stessa; il secondo, classificato come sfavorevole, si estende dal Bastione di S. Stefano a Largo Ardito. In questo macrosettore, l'unica eccezione è rappresentata dal tratto costiero in corrispondenza della Grotta Palazzese (Settore VI), classificato come mediamente favorevole, a causa delle migliori condizioni dello stato di alterazione delle fratture e del suo riempimento, nonché di una giacitura favorevole delle discontinuità rispetto all'orientazione del versante. Nel complesso, i parametri geomeccanici che in percentuale risultano maggiormente destabilizzanti per la falesia sono quelli che determinano il volume minimo e massimo dei blocchi potenzialmente instabili, in rapporto all'orientazione della linea di costa ed ai potenziali cinematismi del dissesto. A questi seguono: ì - la spaziatura delle discontinuità, decisamente ridotta e mediamente inferiore a 0.5 m; ïì - l'apertura ed i riempimenti delle fratture, costituiti da terre rosse residuali e/o da terre vegetali o, nei casi peggiori, da radici di arbusti. L'incidenza legata ai parametri litotecnici si rispecchia nella distribuzione dei valori dell'altezza critica che risulta decisamente più elevata laddove la falesia è costituita prevalentemente dai calcari cretacei.

Relativamente ai fattori morfologici, la loro incidenza sulle condizioni di instabilità aumenta procedendo da N a S. In dettaglio, per il tratto costiero I, l'incidenza dei fattori morfologici è classificata come favorevole alla stabilità, mentre per i tratti II e III come mediamente favorevole e per i tratti da IV a VIII come sfavorevole. Tali conclusioni rispecchiano la suddivisione morfologica del litorale: ì - costa dal profilo convesso digradante, priva di grotte o di cavità e con movimenti di massa praticamente assenti (Settore I); ïì - versanti di lama privi di grotte rilevanti ma con diffuse piccole cavità carsiche; ïïï - profilo verticale o subverticale (comunque non aggettante), con una ampiezza di traversia di soli 20° (Settori II e III); ïv - falesia con grotte di dimensioni maggiori, numerose grotte minori e cavità carsiche, con diffusa presenza di pareti aggettanti e condizioni sfavorevoli relativamente ai fattori connessi con l'esposizione (ampiezza di traversia e fetch efficace) (Settori da IV a VIII).

L'incidenza dei parametri ondometrici risulta sostanzialmente suddivisibile in tre differenti classi: ì - favorevole per i settori costieri II e III; ïì - mediamente favorevole per il settore IV; ïïï - sfavorevole per i settori I e per quelli da IV a VIII. Nel primo caso, per i settori II e III, pendenza e profondità basse del fondale antistante la pocket beach ed esposizione al solo moto ondoso da Tramontana con traversia di 20°, fanno in modo che per questi settori i parametri ondometrici abbiano una scarsa influenza sulla stabilità della linea di costa; per i restanti settori, pur essendo la tipologia di frangenza delle onde sostanzialmente identica, la pendenza e la profondità combinate in modo differente, rendono più o meno efficaci l'impatto delle onde (Tabb. 7-8). Per quanto concerne i fattori antropici bisogna solo menzionare la presenza di interventi di consolidamento che interessano il settore II e parzialmente il settore III, così come interventi localizzati di miglioramento e di rinforzo dei terreni, opere datate che hanno perso ormai gran parte della loro efficacia (Settore VI).

L'analisi globale dei parametri considerati porta ad una suddivisione della costa in due macrosettori a differente propensione al dissesto, in stretta relazione con i caratteri stratigrafici e litotecnici della falesia. In sostanza, il macrosettore settentrionale caratterizzato da una falesia intagliata interamente o quasi nei calcari mesozoici è quello che mostra meno propensione al dissesto. Quello meridionale invece, costituito prevalentemente dai depositi calcarenitici, suscettibili al deterioramento per fenomeni chimico-meccanici (Andriani & Walsh, 2007b; Ciantia et alii, 2013a,b), presenta caratteri che individuano una maggiore propensione al dissesto.

Conclusioni

È evidente che ciascuna operazione di protezione e di rivalutazione dei valori esistenti, per qualsivoglia categoria culturale, non possa non derivare dalla conoscenza approfondita delle relazioni fra azioni e fattori del paesaggio, della sua dinamica e dell'attività antropica.

L'insieme dei dati raccolti e le relazioni fra essi, così come presentato nelle pagine precedenti, ha permesso di raggiungere due risultati che appaiono necessari alla base di ogni processo decisionale.

Il primo, metodologico, riguarda la messa a punto di un metodo di valutazione della propensione al dissesto delle falesie che prende in considerazione i caratteri geologico-tecnici del corpo roccioso, quelli antropici, nonché quelli geomorfologici e meteomarinari del paraggio.

Il secondo, applicativo, consiste nell'aver individuato le aree che, per le relazioni esistenti fra azioni e fattori condizionanti, appaiono essere quelle più esposte a rischio di evoluzione parossistica.

Il passo successivo che deriva da queste pagine, ossia la quantificazione dei rapporti esistenti fra azioni, fattori e parametri individuati, rappresenta l'obiettivo cui la conoscenza deve mirare.

Ringraziamenti

Si ringrazia la Sub Technical Edil Service s.n.c. per i dati forniti e inerenti ai rilievi batimetrici con interferometria e Side Scan Sonar eseguiti per l'area di Polignano a Mare nel 2006.

Un particolare ringraziamento a Domenico Aringoli e Francesco Faccini i cui suggerimenti hanno permesso di migliorare significativamente il manoscritto originale.

Il lavoro proposto è stato realizzato grazie a finanziamenti di Ateneo 2010 del progetto "Modelli geologico-tecnici, idrogeologici e geofisici per la tutela e la valorizzazione delle risorse naturali, ambientali e culturali" (Resp.: G.F. Andriani, Università degli Studi di Bari Aldo Moro) ed a quelli del progetto COFIN MIUR 2010-2011 "Response of morphoclimatic system dynamics to global changes and related geomorphological hazard" (National Coordinator: Carlo Baroni, Università degli Studi di Pisa; Resp. ULR UNIBALE: Prof. G. Mastronuzzi).

Questo lavoro è un contributo italiano all'IGCP 588 - International Geological Correlation Programme "Preparing for coastal change. A detailed response process framework for coastal change at different times" di UNESCO - IUGS (project Leaders: Dr. A.D. Switzer, Earth Observatory of Singapore (EOS), Nanyang Technological University, Dr. C. Sloss, School of Natural Resources Sciences, Queensland Univ. of Technology, Australia, Dr. B. Horton, Dep. of Earth and Environmental Sciences, Univ. of Pennsylvania, Dr. Y. Zong, Dep. of Earth Sciences, Univ. of Hong Kong, China).

Bibliografia

- Amadesi E., Vianello G., Bonfatti G., Pignone R., e Preti D. (1977) - *Guida alla realizzazione di una carta della stabilità dei versanti*. Pitagora Editrice, Bologna. pp. 72.
- Amadesi E. e Vianello G. (1978) - *Nuova guida alla realizzazione di una carta di stabilità dei versanti*. Mem. Soc. Geol. Ital., 19: 53-60.
- Andriani G.F. e Walsh N. (2002) - *Physical properties and textural parameters of calcarenitic rocks: qualitative and quantitative evaluations*. Eng. Geol., 67: 5-15.
- Andriani G.F. e Walsh N. (2007a.) - *Rocky coast geomorphology and erosional process: A case study along the Murgia coastline South of Bari, Apulia - SE Italy*. Geomorphology, 87: 224-238.
- Andriani G.F. e Walsh N. (2007b) - *The effects of wetting and drying, and marine salt crystallization on calcarenite rocks used as building material in historic monuments*. Geological Society, London, Special Publications, 271: 179-188.
- Andriani G.F. e Walsh N. (2010) - *Petrophysical and mechanical properties of soft and porous building rocks used in Apulian monuments (south Italy)*. Geological society, London, Special Publications, 333: 129-141.
- Ciantia M.O. e Hueckel T. (2013a) - *Weathering of submerged stressed calcarenites: chemo-mechanical coupling mechanisms*. Geotechnique, 63: 1-18.
- Ciantia M.O., Castellanza R., Di Prisco C. e Hueckel T. (2013b) - *Experimental Methodology for Chemo-mechanical Weathering of Calcarenites*. Multiphysical Testing of Soils and Shales, Springer Ed., 331-336.
- Coastal Engineering Research Center (U.S.) (1975) - *Shore protection manual*. U.S. Army Coastal Engineering Research Center Ed., Washington. pp. 528.
- Deere D.U. (1964) - *Technical description of rock cores for engineering purpose*. Rock Mech. Eng. Geol., 1: 16-22.

- Festa V. (2003) - *Cretaceous structural features of the Murge area (Apulian Foreland, Southern Italy)*. *Eclogae Geol. Helv.*, 96: 11-22.
- Goda Y. (1970) - *A synthesis of breaker indices*. *Trans. Jap. Soc. Civil Eng.*, 2 (2), 227-230.
- ISRM (1978) - *Suggested Methods for the Quantitative Description of Discontinuities in Rock Masses*. *Int. J. of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 15: 319-368.
- ISRM (1979) - *Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake-durability index properties*. *Int. J. of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 16 (2): 141-156.
- Lucchetti A., Brandolini P., Robbiano A., Firpo M. e Faccini F. (2013) - *The Sea Cliff Mass Rating geomechanical classification for the rocky coastal management plan*. 12th European Geoparks Conference National Park of Cilento, Vallo di Diano and Alburni Geopark- Italy, 4th-6th September 2013, 158-161.
- Manev G. e Avramova-Tacheva E. (1970) - *On the valuation of strength and resistance condition of the Rock in Natural Rock Massif*. *Proceedings of the Second Congress of the International Society for Rock Mechanics*. Beograd, 21-26 September 1970, 59-64.
- Mastronuzzi G., Palmentola G. e Sansò P. (1992) - *Some theoretic aspect of rocky coast dynamics*. *Boll. di Oceanologia Teorica ed Applicata*, 10: 109-115.
- Okazaki S. e Sunamura T. (1991) - *Re-examination of breaker type classification on uniformly inclined laboratory beaches*. *Jour. Coastal Res.*, 7: 559-564.
- Palmstrom A. (2005) - *Measurements of and correlations between block size and rock quality designation (RQD)*. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 4: 362-377.
- Sunamura T., Horikawa K. (1974) - *Two-dimensional beach transformation due to wave*. *Proc. 14th. Coast. Eng. Conf., Am. Soc. Civil Eng.*, 920-938.
- Sunamura T. (1984) - *Onshore-Offshore sediment transport rate in the swash zone of laboratory beaches*. *Coastal Eng. Japan*, 27: 205-212;
- Sunamura T. (1992) - *Geomorphology of rocky coasts*. John Wiley & Sons Ed., Chichester. pp. 302.
- Tropeano M. e Sabato L. (2000) - *Response of Plio-Pleistocene mixed bioclastic-lithoclastic temperate-water carbonate systems to forced regressions: the Calcarene di Gravina Formation, Puglia SE Italy*. In: Hunt D. & Gawthorpe R.L. (eds.). "Sedimentary Responses to Forced Regressions", Geological Society, London, *Spec. Publ.*, 172: 217 -243.

Ricevuto il 29/01/2014, accettato il 09/06/2014.

23 - 25 SETTEMBRE, FERRARAFIERE

coast Esonda 2015

Tutela della Costa, Dissesto Idrogeologico e Prevenzione dei Rischi - 6ª edizione



A **CoastEsonda Expo**, l'evento sulla gestione e tutela della costa e del mare, il dissesto idrogeologico e la manutenzione del territorio a rischio, partecipano le **imprese più competitive**, le università, il mondo della ricerca, le associazioni e le principali istituzioni del settore, tra le quali le Autorità Portuali, i Distretti Idrografici, i Consorzi di Bonifica, le Regioni e le ARPA.

I temi del ricco e diversificato **programma congressuale** di questa Sezione speciale di RemTech Expo, l'appuntamento sulle bonifiche dei siti contaminati e la riqualificazione del territorio, vanno dalla valorizzazione delle coste, opere, porti, monitoraggio, Marine Strategy e Offshore alla Direttiva Alluvioni – filo conduttore tra Coast ed Esonda –, dissesto idrogeologico e rischio idraulico, alla luce dell'aumentata frequenza e intensità degli eventi meteorologici calamitosi.

A coronare la manifestazione, la partecipazione di **delegazioni straniere**, composte da buyer e interlocutori chiave, interessati ad avviare rapporti di business con gli espositori mediante incontri bilaterali esclusivi, e l'assegnazione dei **Premi di Laurea Magistrale e di Dottorato**.

ORGANIZZATO DA



SPONSOR 2014



PARTNER



SEZIONE SPECIALE DI



www.coastexpo.com | info@coastexpo.com

www.esondaexpo.com | info@esondaexpo.com

RemTech Expo - Giornata Giovani GNRAC

Care Lettrici e cari Lettori di Studi costieri,

arrivato al quarto anno consecutivo il G3 e il "*Premio G3 – Miglior Presentazione di Studi Costieri*" e ormai diventato l'evento Italiano di riferimento nel campo specifico degli Studi Costieri. Circa 50 relatori si sono alternati nel corso delle passate edizioni e circa 300 persone hanno seguito i lavori. Queste cifre portano in seno l'evidenza del successo dell'iniziativa e siamo onorati come GNRAC di aver creato un forum nazionale che contribuisce a diffondere la cultura delle tematiche multidisciplinari che caratterizzano l'ambiente costiero.

In questo numero vi presentiamo la raccolta degli contributi scritti dai partecipanti alla quarta edizione tenutasi il 20 Settembre 2013. Tutti i lavori sono pubblicati nella forma di brevi articoli di due pagine ad eccezione di quello del vincitore del Premio G3 quest'anno assegnato a Alessandro Antonini che presenta in 8 pagine la memoria dal titolo "Modellazione fisica di un dispositivo galleggiante per l'ossigenazione degli strati marini profondi azionato da energia ondosa".

Il Comitato di Organizzazione di questa edizione è stato partecipato dai soci GNRAC Alessio Acciarri, Maurizio Brocchini, Gabriella Gaeta, Alessandro Lai, Luca Parlagreco, Valentina Vannucchi, Giovanni Vitale a tutti loro va un sincero ringraziamento. Come per le precedenti edizioni anche questo quarto appuntamento del G3 si è tenuto nell'ambito del convegno Coast Expo 2013 rafforzando la sinergia ormai avviata e consolidata da anni con il gruppo di Ferrara Fiere al quale rinnoviamo il nostro entusiasmo per poter affermare che siamo un'ottima squadra.

Rinnoviamo l'invito a tutti, soci e non soci GNRAC, di iscriversi alla "Lista Costa GNRAC" e a frequentare la pagina FaceBook dell'associazione. Tutte le modalità di collegamento sono illustrate nel nostro sito web www.gnrac.unifi.it.

Per il GNRAC
Lorenzo Cappietti

Modellazione fisica di un dispositivo galleggiante per l'ossigenazione degli strati marini profondi azionato da energia ondosa

Alessandro Antonini

DICAM, Università di Bologna, Via Risorgimento 2, Bologna, 40136, Italy.
Tel.: 0512093755 - Email: alessandro.antonini2@unibo.it

Riassunto

Nessun'altra variabile ambientale di questa importanza è cambiata tanto velocemente come l'ossigeno disciolto nelle acque costiere. Alcuni recenti studi hanno messo in luce come il 78 % delle coste degli Stati Uniti e il 65 % delle coste europee che si affacciano sull'Atlantico siano colpite da fenomeni di eutrofizzazione, ipossia e anossia. Per quanto riguarda l'Europa, la stima del 65 % non tiene conto di mari interni come il Mar Adriatico e il Mar Baltico che invece sono comunemente colpiti da fenomeni di eutrofizzazione e conseguente anossia. In questo studio si presenta un semplice dispositivo per indurre il rimescolamento della colonna d'acqua ed allo stesso tempo l'ossigenazione degli strati marini profondi tramite il pompaggio di acqua di superficie, maggiormente ossigenata, verso il fondo. I primi risultati della velocità dell'acqua pompata verso il fondo e degli spostamenti a cui è sottoposto il dispositivo sono stati misurati durante le prove fatte in canale sotto l'azione di quattro diverse onde regolari caratterizzanti il clima ondoso del Nord Adriatico.

Parole chiave: *anossia, ossigenazione, modelli fisici, energia ondosa.*

Introduzione

Il termine eutrofizzazione si riferisce ad un eccessivo contenuto di nutrienti (azoto e fosforo) nell'acqua e ai loro effetti sull'ambiente marino (European Environmental Agency, 1994). Questo fenomeno può influenzare notevolmente gli ecosistemi marini causando morie di pesci, perdita di biodiversità, apparsa di mucillagini e fenomeni di avvelenamento che possono generare problemi anche agli esseri umani, (e.g. Smayda 1990; Viviani 1992; Vollenweider et al. 1992; Cattani and Vitali 1995; Degobbis et al. 1995).

Il Nord Adriatico è caratterizzato da bassi fondali e un grosso apporto di acqua dolce proveniente dai vari fiumi, italiani e non solo, che vi sfociano. La circolazione termoalina in combinazione con l'accelerazione di Coriolis genera una circolazione lungo la costa principalmente in senso anti orario, che confina tutti i nutrienti provenienti dai vari fiumi sulla costa italiana a sud della foce del Po, (Zavatarelli et al. 1998).

Le diretta conseguenza di un accumulo di nutrienti consiste in un'abnorme produzione primaria in superficie, che lentamente raggiunge il fondo per poi essere decomposta in presenza di ossigeno,

In questi casi, a determinare la carenza, se non l'assenza, di ossigeno è la grossa attività di ossidazione che avviene al fondo. Questo si ha in particolar modo nei periodi estivi, quando l'agitazione ondosa è pressoché nulla e la stratificazione dovuta al gradiente di densità è molto pronunciata, (Giordani et al. 1992). (Degobbis 1989; Zavatarelli et al. 1998).

Questo lavoro si propone di studiare un dispositivo, semplice ed economico, per indurre il rimescolamento della colonna d'acqua stratificata e l'ossigenazione degli strati marini profondi attraverso il pompaggio di acqua superficiale verso il fondo sfruttando la sola energia ondosa disponibile nei periodi estivi.

Obiettivi

I principali obiettivi di questo lavoro sono:

- Identificare i principali processi fisici che governano il funzionamento del dispositivo;
- La misurazione degli spostamenti a cui è sottoposto il dispositivo sotto l'azione di onde di calma (condizioni di esercizio) e onde estreme;
- La misurazione delle velocità dell'acqua all'interno del condotto che unisce il galleggiante al fondo.

Il funzionamento del dispositivo

Il principio su cui si basa il dispositivo è quello di pompare acqua di superficie, quindi maggiormente ossigenata, ad una profondità comparabile con il picnoclino. Il galleggiante raccoglierà i volumi di acqua trascinata generando così il carico necessario a spingere la colonna d'acqua al suo interno verso il basso.

Il dispositivo in scala di prototipo sarà lungo circa 10 m, congiungendo così la superficie con il fondo dove l'ossigeno è richiesto per l'ossidazione della materia organica. Un tubo così lungo induce sul flusso di acqua al suo interno delle perdite di energia dovute, sia alla scabrezza che all'imbocco e allo sbocco della vena fluida. Una seconda componente da considerare, oltre alle classiche perdite, è l'energia necessaria a vincere il gradiente di densità che si instaura all'esterno del dispositivo in condizioni di colonna d'acqua stratificata.

Il dispositivo è studiato per operare fuori dalla linea dei frangenti anche se, sia la distanza che la profondità di installazione sono strettamente legate alle condizioni di sviluppo dell'anossia.

Il Nord Adriatico riceve grandi volumi di acqua dolce da tutti i fiumi che vi portano le loro acque, questo genera un accumulo di acqua meno salata in superficie, che congiuntamente al gradiente di temperatura porta a una stratificazione piuttosto marcata come messo in evidenza dalla Fig. 1.

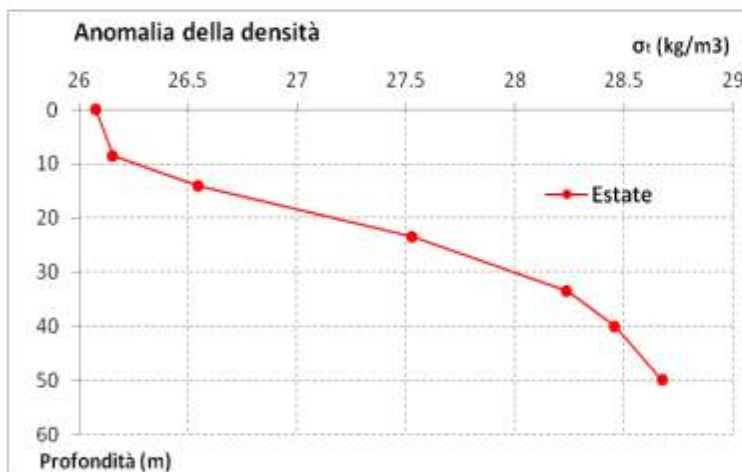


Figura 1 - Profilo di densità caratteristico dei periodi estivi per il Nord Adriatico.

Per il calcolo dei profili di densità sono stati utilizzati profili di salinità e temperatura (Artegiani et al. 1996) come dati di input alla formula proposta dall'UNESCO per la caratterizzazione delle masse di acqua marina (Fofonoff et al. 1983).

Il carico necessario a pompare acqua verso il fondo è stato calcolato attraverso l'integrazione della densità lungo la colonna verticale, ipotizzando il condotto completamente pieno di acqua di superficie Eq. (1):

$$\Delta h_v = g \cdot \int \rho_z \cdot dz \quad (1)$$

I risultati ottenuti mostrano come anche un basso livello energetico possa essere sufficiente ad innescare il meccanismo di pompaggio. Ipotizzando un tubo lungo 50 m e un diametro di 0.8 m, il carico necessario



Figura 2 - Sistemazione del modello all'interno del canale di prova.

affinché il dispositivo pompi acqua verso il fondo è di 0.068 m; mentre per un condotto di 15 m, fondale tipico delle zone colpite da anossia nel Nord Adriatico, il carico necessario è di soli 0.02 m.

Set-up del laboratorio

Il modello fisico e il canale di prova

Gli esperimenti sono stati condotti nel canale per la simulazione ondosa dell'Università di Bologna, caratterizzato dalle seguenti dimensioni: 15 m lungo, 0.5 m largo e 0.7 m profondo. La generazione ondosa è affidata a un generatore a pistone verticale, mentre all'altro estremo del canale l'assorbimento passivo è garantito da un dispositivo assorbente.

Tre parti principali vanno a comporre il modello del dispositivo; un galleggiante a forma tronco-conica posizionato in sommità, un disco stabilizzante posizionato al fondo e un condotto che collega i due.

Sono stati costruiti due tipi diversi di modelli in scala 1:16, il primo con il condotto flessibile (F), Fig. 3 sinistra ed il secondo con il condotto rigido (R), Fig. 3 destra. In entrambi i modelli il condotto è lungo 0.30 m e presenta un diametro di 0.05. L'influenza dell'ancoraggio è stata investigata tramite l'utilizzo di due diversi sistemi, il primo è stato realizzato tramite 4 catene (CH) mentre il secondo è stato realizzato tramite due cavi in nylon pretesi (CA), l'effetto della sommergenza del galleggiante è stato analizzato facendo variare l'emersione del coronamento, i livelli provati sono 0.005 m (F_1) e 0.008 m (F_2).

La misura della velocità dell'acqua all'interno del condotto è fatta tramite un sensore DOP (Doppler profile) installato all'interno del condotto solidamente al galleggiante; mentre una prima stima del flusso discendente è fatta tramite l'immissione di colorante all'interno del dispositivo. La dinamica del dispositivo nel suo complesso è stata monitorata attraverso un processo di analisi dell'immagine derivante dai video ottenuti dalle prove. I video sono stati registrati con una frequenza di 30 fps.

La procedura di analisi immagine è completamente sviluppata in Matlab, e basa il proprio funzionamento sull'individuazione degli estremi del galleggiante e della superficie libera come mostrato nella Fig. 4. I risultati che scaturiscono da questa analisi sono una serie di punti nel dominio del tempo e dello spazio.

Da questi è stato possibile determinare la traiettoria ellittica del galleggiante attraverso l'interpolazione della nuvola di punti.

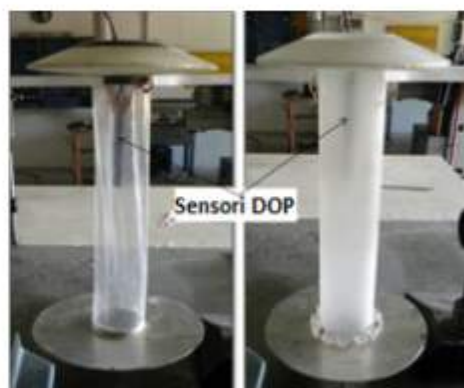


Figura 3 - I modelli del dispositivo, sistemazione del sensore per la misura della velocità dell'acqua (DOP).

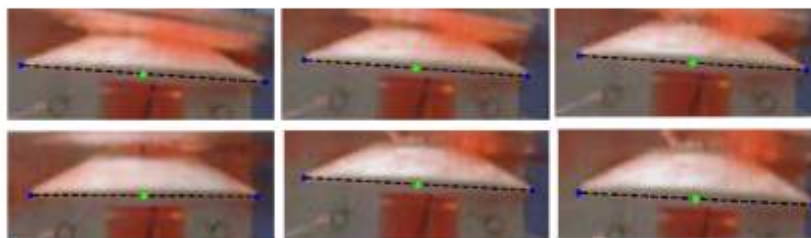


Figura 4 - Esempio di funzionamento della procedura per l'analisi dell'immagine.

Condizioni ondose provate

Sono state provate quattro onde regolari caratterizzanti il clima ondoso del Nord Adriatico. Le caratteristiche degli stati ondosi sono state scalate in accordo con la legge di Froude tenendo conto di un rapporto pari a 1:16.

Il clima ondoso è stato estratto dai dati forniti dalla boa Nausicaa, posizionata al largo delle coste di Cesenatico ad una profondità di 10 m. Le quattro diverse condizioni ondose sono state identificate basandosi sulla direzione dei venti generanti, calma (C_c), onde generate da venti provenienti da terra (T_c), onde estreme

(Te) e onde ordinarie generate da venti provenienti sud-est (Sc), Tabella 1.

Il monitoraggio dell'altezza d'onda è stato fatto sia attraverso l'acquisizione tramite tre sonde piezoresistive, che attraverso la procedura di analisi dell'immagine.

| Tabella 1 - Condizioni ondose. | | | | |
|--------------------------------|---------------------|--------------------|---------------------|--------------------|
| | $H_{\text{m}} (cm)$ | $T_{\text{m}} (s)$ | $H_{\text{t}} (cm)$ | $T_{\text{t}} (s)$ |
| Cc | 1.00 | 0.72 | 1.08 | 0.7 |
| Tc | 3.00 | 0.68 | 1.82 | 0.7 |
| Te | 10.00 | 1.15 | 10.20 | 1.1 |
| Sc | 5.00 | 1.06 | 5.66 | 1.0 |

Le condizioni ondose provate in scala di modello, per quanto riguarda l'altezza d'onda (H_{t}), variano tra 1 e 10 cm, il periodo medio (T_{m}) tra 0.68 e 1.15 sec. Le condizioni ondose generate sono ritenute valide anche se rispetto ai valori target ($H_{\text{t}}, T_{\text{m}}, T_{\text{t}}$) presentano alcune deviazioni.

Il fondale imposto per le prove in asse al modello è di 40 cm.

In totale sono stati provati: due differenti modelli, due differenti sistemi di ancoraggio, due differenti livelli di emersione del galleggiante e quattro differenti casi ondosi costituendo così un insieme di 32 prove.

Risultati

Analisi della dinamica del dispositivo

Le figure 5 e 6 mostrano gli spostamenti a cui sono sottoposti i dispositivi. Sulla sinistra sono riportate le serie temporali degli spostamenti verticali, mentre sulla destra sono riportate le traiettorie ellittiche medie per i singoli stati ondosi provati.

L'analisi degli spostamenti dei dispositivi è stata condotta con l'obiettivo di determinare la percentuale di sommersione del galleggiante durante il ciclo ondoso e la sua influenza sul meccanismo di pompaggio.

Come ci si poteva aspettare, la risposta di entrambi i dispositivi (F e R) per i casi ondosi Cc, Tc, e Te presenta la stessa frequenza dell'onda incidente. Viene però osservata, per entrambi i dispositivi, un'eccezione per il caso ondoso Sc. Come è mostrato in Fig. 7, dall'analisi spettrale effettuata sulle serie temporali degli spostamenti, l'andamento degli spostamenti verticali del dispositivo presenta una seconda componente. E' possibile identificare due picchi principali: uno corrispondente alla frequenza dell'onda incidente (6.28 rad/sec, i.e. $T_{\text{m}}=1$ sec) e un secondo correlato all'eccitazione della frequenza naturale del dispositivo (3.14 rad/sec, i.e. $T_{\text{m}}=2$ sec). La combinazione della frequenza propria e della frequenza del dispositivo è la ragione per cui non è stato possibile identificare una traiettoria ellittica media.

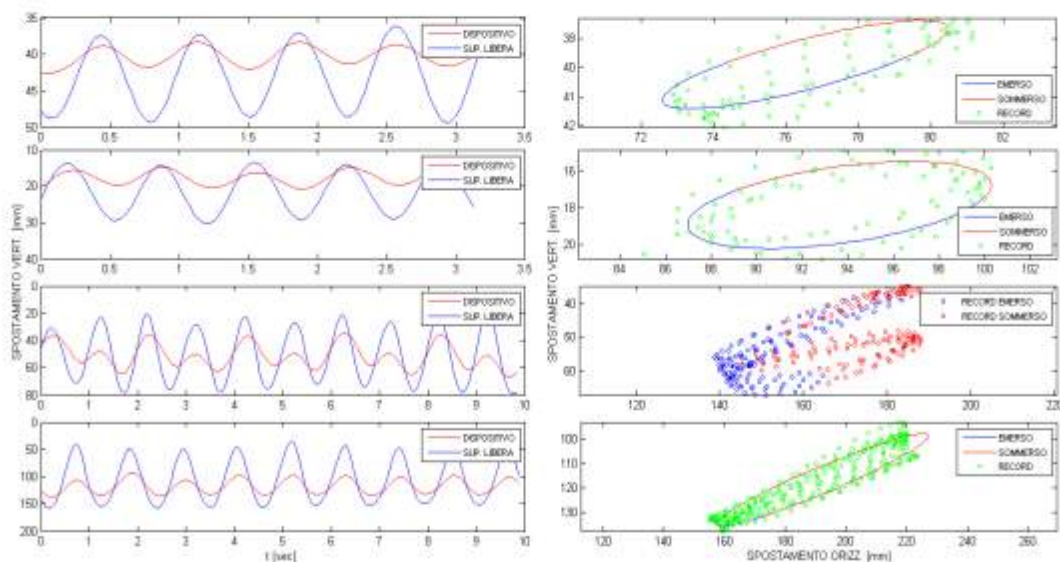


Figura 5 - Risultati delle prove effettuate sul dispositivo rigido: serie temporale degli spostamenti verticali (sinistra), traiettoria ellittica (destra).

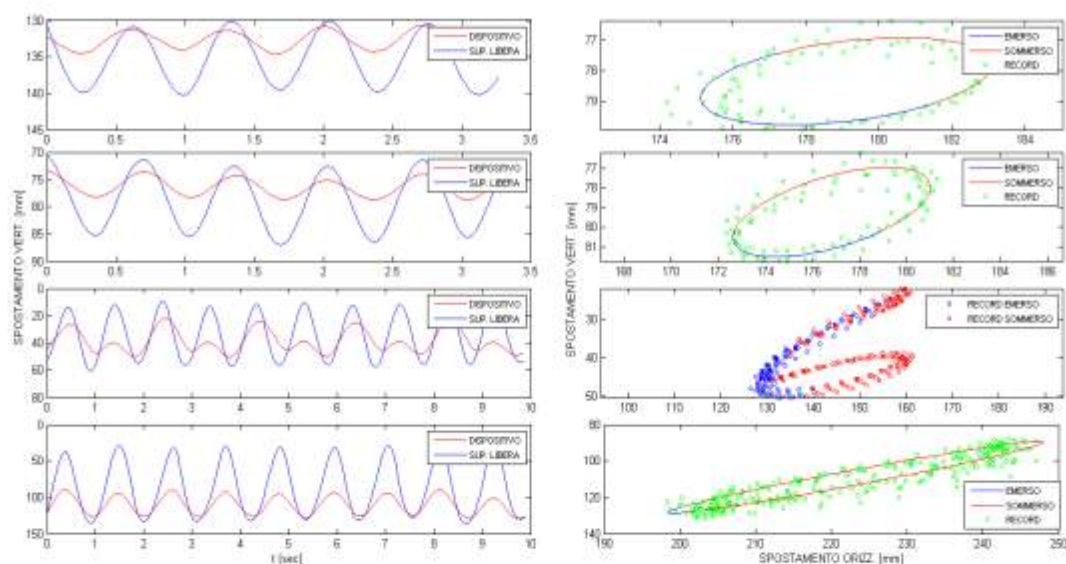


Figura 6 - Risultati delle prove effettuate sul dispositivo flessibile: serie temporale degli spostamenti verticali (sinistra), traiettoria ellittica (destra).

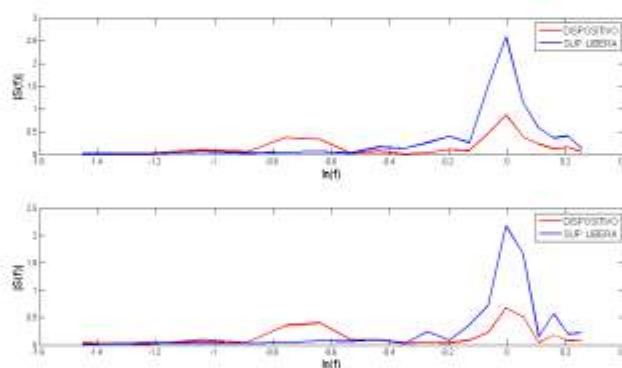


Figura 7 - Analisi spettrale delle serie temporali di spostamento verticale e onda incidente per il caso ondoso Sc, in alto dispositivo rigido, in basso dispositivo flessibile.

Analisi delle velocità dell'acqua all'interno del condotto

Il sensore DOP installato all'interno del dispositivo è stato posizionato ad una distanza di ca. 15 cm dal coronamento del galleggiante. Da questo livello le misure del profilo di velocità sono state fatte fino ad una distanza di 7.5 cm dalla superficie finale del sensore utilizzando una discretizzazione spaziale di 0.75 cm ed una frequenza di campionamento pari a 52.77 Hz. Le misure così discretizzate hanno permesso il calcolo della velocità media in ogni singolo punto del profilo.

Per gli obiettivi di questo studio si è considerato sufficiente mediare i valori di velocità in un singolo punto di campionamento, quindi i valori mostrati nelle figure 8 e 9 sono la media di 2500 valori campionati ad una distanza dal sensore di 7 cm. L'utilizzo delle celle di misura più distanti dal DOP si è reso necessario per escludere ogni possibile effetto della scia generata dal sensore stesso all'interno del condotto e gli effetti dovuti alla turbolenza generati dalla tracimazione.

Il sensore essendo connesso rigidamente con il galleggiante permette di trascurare la velocità relativa tra la colonna d'acqua e il corpo del galleggiante stesso.

I risultati mostrano diversi comportamenti al variare del tipo di dispositivo e di altezza di coronamento. Le

prove fatte con il caso ondoso Cc, (il meno energetico), mostrano un comportamento altamente sensibile alle condizioni di emersione del galleggiante. Infatti è stato osservato come la prova effettuata con il livello di coronamento più alto non genera alcun volume di tracimazione. Il dispositivo rigido non mostra significative variazioni di velocità al variare dell'emersione del galleggiante, in virtù della sua maggiore massa.

Fig. 8 mostra la relazione tra le velocità dell'acqua e la percentuale di sommersione del galleggiante, rilevando che la condizione ottimale si instaura per un periodo di sommersione pari circa al 25% del ciclo ondoso. Per i valori più alti di sommersione (> del 40 %), corrispondenti ai livelli di agitazione ondosa (Sc e Te) l'acqua non viene più pompata dal basso verso l'alto ma si trova ad essere risucchiata dal basso verso l'alto (velocità negativa) in virtù della depressione che si genera sulla bocca di tracimazione in seguito al passaggio della cresta dell'onda oltre il galleggiante stesso, questo fenomeno non viene mai osservato per i casi ondosi meno intensi.

Nella Fig. 9 si può notare come le velocità più alte che si sono misurate sono relative alle prove fatte con il dispositivo ancorato tramite i cavi. I risultati mettono anche in evidenza come gli spostamenti del galleggiante

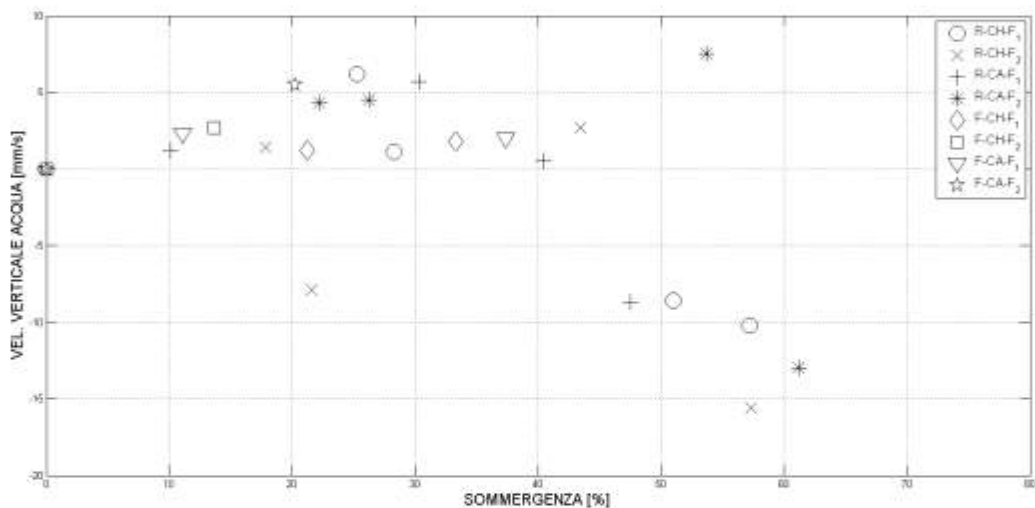


Figura 8 - Velocità media all'interno del dispositivo su percentuale di sommersione.

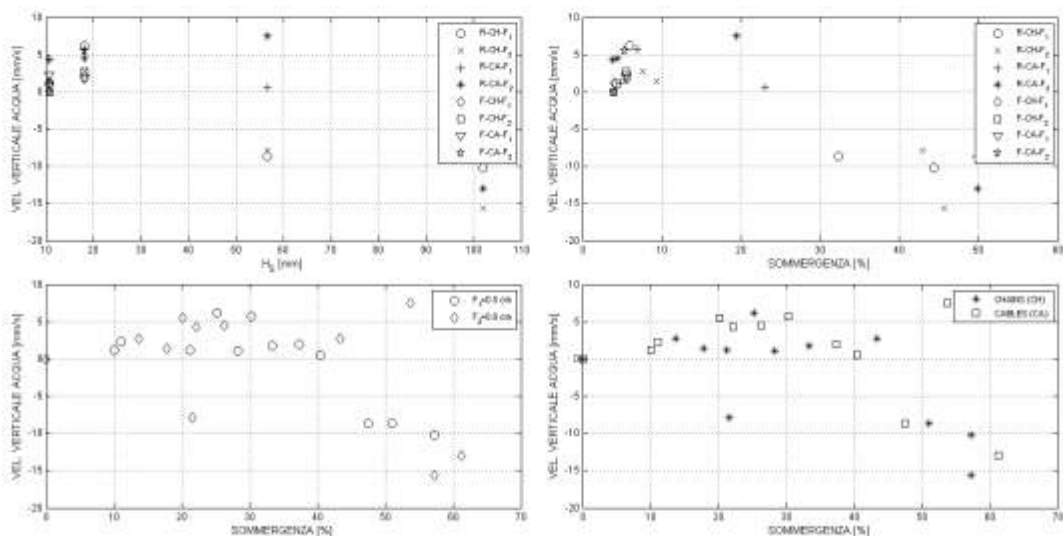


Figura 9 - Velocità media all'interno del dispositivo al variare di vari parametri: altezza d'onda (a), Spostamento verticale (b), livello di emersione del galleggiante (c) e sistema di ancoraggio (d).

siano importanti per il funzionamento del dispositivo, infatti come evidenziato in Fig. 9.b per spostamenti maggiori di 2 cm si hanno solamente velocità negative.

Conclusioni

Sono state fatte un totale di 32 prove presso il Laboratorio di Idraulica dell'Università di Bologna con l'obiettivo di studiare un dispositivo per l'ossigenazione degli strati marini profondi alimentato da energia ondosa. Sono stati provati vari fattori che possono influenzare il funzionamento del dispositivo, materiale di costruzione del condotto, emersione del galleggiante e tipi di ancoraggi.

I risultati delle velocità dell'acqua all'interno del condotto evidenziano la capacità dei dispositivi di pompare acqua dalla superficie, ricca di ossigeno, al fondo dove solitamente l'ossigeno è richiesto per l'ossidazione della materia organica.

Le analisi fatte sulle velocità dell'acqua che si instaurano all'interno del condotto mostrano come i dispositivi funzionino in modi diversi al variare del grado di sommergenza e conseguentemente al variare dell'altezza d'onda incidente.

Per bassi valori di sommergenza il dispositivo si comporta come un classico dispositivo a tracimazione, cioè, la cresta dell'onda percorre la rampa del galleggiante e ricade all'interno del tubo dove viene accumulata fino a che l'accumulo non è sufficiente a spostare l'intera colonna d'acqua. All'aumentare della sommergenza e quindi dell'altezza d'onda il dispositivo non funziona più per tracimazione, ma in virtù dello sfasamento che si instaura tra la superficie libera e il moto del galleggiante. In questo caso il galleggiante non ha più la funzione di far tracimare l'onda ma quella di catturare quanta più acqua possibile nel momento della fuoruscita della bocca tracimante dal corpo dell'onda, in modo da generare un battente sufficiente a spingere verso il basso la colonna d'acqua.

Con l'ulteriore crescere dell'altezza d'onda il dispositivo non pompa più acqua verso il basso ma aspira dal fondo in seguito alla depressione che si genera sulla bocca tracimante dovuta alla curvatura della cresta dell'onda che oltrepassa il galleggiante.

In merito agli spostamenti si può osservare che il dispositivo è fortemente dipendente dal tipo di ancoraggi installati, valori più grandi di spostamenti verticali sono osservati in concomitanza dei cavi pretesi mentre valori più rilevanti di spostamenti orizzontali sono osservati durante le prove effettuate con i dispositivi ancorati con le catene. Si può inoltre asserire che gli spostamenti, nella loro forma più completa (verticali più orizzontali), influenzano negativamente la capacità di pompare acqua verso il fondo come già osservato in Margheritini 2011.

I due tipi di modelli provati presentano un comportamento diverso al variare della quota di coronamento, il modello flessibile è fortemente influenzato dal livello di emersione, come si nota nelle prove fatte sotto l'azione ondosa Cc; mentre il modello rigido è pressoché insensibile alle variazioni di quota di coronamento provate nel presente studio.

Bibliografia

- Artegiani, A., Bregant, D., Paschini, E., Pinardi, N., Raicich, F., Russo, F. 1996. The Adriatic Sea General Circulation. Part I: Air-Sea Interactions and Water Mass Structure, *Journal of Physical Oceanography*, 27, pp. 1492-1514.
- Artegiani, A., Bregant, D., Paschini, E., Pinardi, N., Raicich, F., Russo, F. 1996. The Adriatic Sea General Circulation. Part II: Baroclinic Circulation Structure, *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1515-1532.
- Cattani, O., Vitali, G., 1995. Effetti degli adattamenti biochimici alla carenza di ossigeno degli organismi marini sulle comunità bentoniche di aree eutrofizzate. Il caso dell'Adriatico nord-occidentale. In: Regione Emilia Romagna (Ed.), *Proceedings of the Conference on "Evoluzione dello stato trofico in Adriatico: analisi degli interventi attuati e future linee di intervento"*. Regione Emilia Romagna, Bologna, pp. 101-112
- Degobbi, D. 1989. Increased eutrophication of the Northern Adriatic Sea. Second Act. *Marine Pollution Bulletin*, 20, pp. 452-457.
- Degobbi, D., Fonda-Umani, S., Franco, P., Malej, A., Precali, R., Smodlaka, N., 1995. Changes in the Northern Adriatic ecosystem and appearance of hypertrophic gelatinous aggregates. *The Science of the Total Environment* 165, pp. 43-58.
- Diaz, R., Solow, A., 1999. Ecological and economic consequences of hypoxia. Topic2 Report for the inte-

- grated assessment on hypoxia in the Gulf of Mexico, *US department of commerce, national oceanic and atmospheric administration*.
- Diaz, R. 2001. Overview of Hypoxia around the World. *Journal of Environmental Quality*, 30, pp.275-281.
- European Environmental Agency, 1994. European rivers and lakes. *Environmental Monographs 1*, Copenhagen.
- Fofonof, N. P., and R. C. Millard, 1983. Algorithms for computations of fundamental properties of seawater. *Unesco Technical Papers in Marine Science* No. 44,53pp
- Giordani, P., Hammond, D.E., Berelson, W.M., Montanari, G., Poletti, R., Milandri, A., Frignani, M., Langone, L., Ravaioli, M., Rovatti, G., Rabbi, E., 1992. Benthic fluxes and nutrient budget for sediments in the Northern Adriatic Sea: burial and recycling efficiencies. In: Vollenweider, R.A., Marchetti, R., Viviani, R. (Eds.), *Marine Coastal Eutrophication*. Elsevier, Amsterdam, pp. 25-275.
- Margheritini, L., Claeson, L., 2011. An innovative way of utilizing wave energy to counteract eutrophication and hypoxia. *Proceedings of the 9th European Wave and Tidal Conference, Southampton, EWTEC 2011*.
- Smayda, T., 1990. Novel and nuisance phytoplankton blooms in the sea: evidence for a global epidemic. In: Graneli, E., Sunström, B., Edler, L., Anderson, D.A. (Eds.), *Toxic Marine Phytoplankton*. Elsevier, New York, pp. 29-40.
- Viviani, R., 1992. Eutrophication, marine biotoxins, human health. In: Vollenweider, R.A., Marchetti, R., Viviani, R. (Eds.), *Marine Coastal Eutrophication*. Elsevier, Amsterdam, pp. 631-662.
- Vollenweider, R.A., Rinaldi, A., Montanari, G., 1992. Eutrophication, structure and dynamics of a marine coastal system: results of a ten years monitoring along the Emilia-Romagna coast (Northwest Adriatic Sea). In: Vollenweider, R.A., Marchetti, R., Viviani, R. (Eds.), *Marine Coastal Eutrophication*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63-106.
- Zavatarelli, M., Raicich, F., Bregant, D., Russo, A., Artegiani, A. 1998. Climatological biogeochemical characteristics of the Adriatic Sea. *Journal of Marine Systems*, 18, pp. 227-263.

Modellazione di un dispositivo *Point Absorber* per la conversione dell'energia in mari italiani

Adrià Moreno Miquel

Università di Bologna, CIRI E-C.

La generazione di elettricità da fonti di energia sostenibili è oggi una priorità per tanti paesi industrializzati per sopperire alla sempre crescente domanda di energia e per venire incontro alle direttive imposte dalla comunità europea sulla riduzione di emissioni di CO₂. Tra le più promettenti risorse si può sicuramente individuare quella dovuta alle onde marine [1]. In questo articolo, si investiga la fattibilità della produzione di energia da onda nei mari Italiani, tramite il dispositivo Seabased WEC. Questa analisi preliminare si propone di aprire una nuova strada per il design di un WEC di tipo Point Absorber specificamente progettato per i climi ondosi italiani.

Il comportamento del dispositivo è descritto attraverso l'equazione del moto di un sistema a singolo corpo oscillante nella sola direzione verticale (heave), essendo questo il modo predominante [2]. Le forze idrodinamiche, includendo la forza di eccitazione, l'impedenza dovuta alla radiazione e la forza idrostatica sono state calcolate attraverso la teoria delle onde lineari. Il generatore è stato modellato basandosi sul modello analitico presentato da Thornburn et al. [3]. Si è determinata la dinamica del corpo galleggiante risolvendo la seguente equazione del moto, in cui si combinano le forze idrodinamiche $F_H(t)$ e le forze resistenti $F_R(t)$ dovute al PTO:

$$F_R(t) = -F_M(t) - F_K(t) \quad (1)$$

Dove m è la massa totale del sistema e $\ddot{z}(t)$ rappresenta l'accelerazione verticale del sistema. Le forze idrodinamiche della boa sono state calcolate tramite:

$$F_H(t) = -m_a \ddot{z}(t) - R_D \dot{z}(t) - \frac{1}{2} \rho A C_D (\dot{z}(t) - \dot{\eta}(t)) | \dot{z}(t) - \dot{\eta}(t) | - \rho g A z(t) + F_e \frac{H}{2} \cos(\omega t + \alpha) \quad (2)$$

Dove si considerano i termini di massa aggiunta, smorzamento dovuto alla radiazione, smorzamento viscoso, forza di galleggiamento e forza di eccitazione rispettivamente elencati da sinistra verso destra nell'eq. 2. Le forze resistenti dovute al PTO sono state modellate della seguente forma:

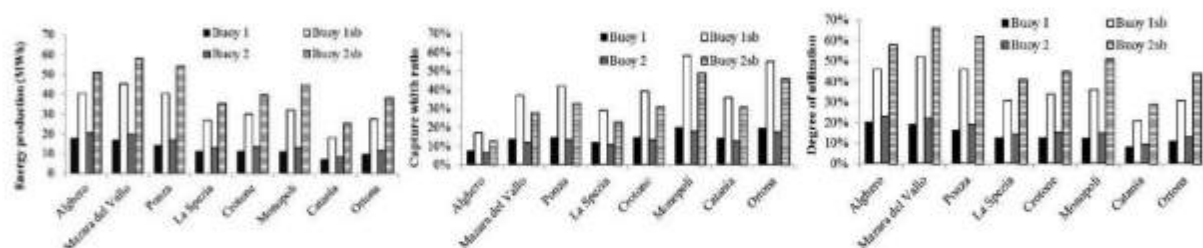
$$m \cdot \ddot{z}(t) = F_H(t) + F_R(t) \quad (3)$$

Dove $F_K(t)$ rappresenta l'effetto di una molla attaccata al traslatore del generatore che funge da serbatoio di energia potenziale, mentre $F_M(t)$ è la forza elettromagnetica dovuta al generatore elettrico lineare ricavata in base alle leggi di Maxwell.

Diverse tipologie di boe cilindriche, differenti in massa e diametro, sono state simulate con l'obiettivo di investigare l'effetto della variazione della geometria dei corpi galleggianti sulla produzione di energia e sulle loro prestazioni. I risultati indicano che il diametro della boa è il parametro predominante nel processo di assorbimento di energia ondosa, in accordo con Waters et al. [4]. Per questo motivo, si presentano solo i

risultati delle sole due geometrie aventi diametro 3 m (Buoy 1) e 5 m (Buoy 2). Al fine di massimizzare la potenza assorbita, ciascuna boa è stata dimensionata in modo da far coincidere la frequenza di risonanza del sistema con la frequenza d'onda predominante nei siti di studio (Buoy 1sb e Buoy 2sb).

Per aumentare il periodo naturale del sistema è stato collegato il corpo galleggiante con un corpo sommerso a galleggiamento neutro [5]. L'inerzia addizionale, dovuta alla massa del corpo sommerso e alla sua massa aggiunta, fa diminuire la frequenza di risonanza del sistema. In tali condizioni, se il secondo corpo è posizionato a sufficiente profondità, si annullano sia gli effetti indesiderati legati allo smorzamento per radiazione, che la forza di eccitazione agente su di esso. Per determinare tale profondità è stata condotta una analisi di sensitività, da cui è risultato che la profondità minima a cui deve essere collocato il corpo sommerso è pari a 25 m.



Il comportamento dei suddetti dispositivi è stato simulato per 874 stati di mare, così da ottenere la matrice di potenza utile a determinare le loro prestazioni negli otto siti di studio indagati. Per valutare il comportamento dei dispositivi, si è calcolata la capture width ratio per ogni configurazione e stato di mare.

La figura mostra come l'aggiunta del corpo sommerso nei dispositivi è in grado di produrre un aumento della produzione di energia elettrica media annua variabile tra il 100% e il 150%. Analogamente, per quanto riguarda la capture width ratio, si raggiungono valori pari al 50% fino ad un massimo del 60% in alcuni siti. Il Degree of utilisation conferma che i dispositivi sono dimensionati adeguatamente, in quanto i risultati derivanti dal modello attestano che i dispositivi in media operano dal 40% al 70% della loro capacità massima. Nonostante il presente sia uno studio preliminare, i risultati ottenuti possono essere considerati comunque significativi in quanto allo stato attuale lo sviluppo di tali tecnologie è ancora in fase di ottimizzazione.

Bibliografia

1. Leijon, M.; Bernhoff, H.; Berg, M.; Agren, O. *Economical considerations of renewable electric energy production especially development of wave energy*. *Renew. Energy* 2003, 28, 1201-1209.
2. Lockett, F.P. *Mathematical Modelling of Wave Energy Systems*. In Proceedings of 4th World Renewable Energy Congress (WREC), Denver, CO, USA, 15-21 June 1996.
3. Thorburn, K.; Leijon, M. *Farm size comparison with analytical model of linear generator wave energy converters*. *Ocean Eng.* 2006, 34, 908-916.
4. Waters, R.; Rahm, M.; Eriksson, M.; Svensson, O.; Strömstedt, E.; Boström, C.; Sundberg, J.; Leijon, M. *Ocean wave energy absorption in response to wave period and amplitude - Offshore experiments on a wave energy converter*. *IET Renew. Power Gener.* 2011, 5, 465-469.
5. Ferdinande, V.; Vantorre, M. *Hydrodynamics of Ocean Wave-Energy Utilization*. In International Union of Theoretical and Applied Mechanics Symposium; Springer: Berlin, Germany, 1985; pp. 217-226.

Il ripristino degli ambienti costieri della Riserva Naturale Regionale Sentina: una buona pratica da diffondere

Stefano Chelli

Comune di San Benedetto del Tronto, Viale De Gasperi, 124 (AP); stefano.chelli@gmail.com

La costa italiana si è mantenuta in buono stato di conservazione fino al diciannovesimo secolo (Garbari, 1984), ma nel ventesimo secolo e in particolare dagli anni '60, la fascia costiera ha subito un evidente processo di antropizzazione, con una significativa riduzione degli ecosistemi naturali. Ciò è particolarmente evidente lungo l'Adriatico centro-settentrionale.

L'area della Sentina, localizzata nel sud della Regione Marche alla foce del Fiume Tronto (Comune di San Benedetto del Tronto), ha da sempre risentito di una condizione idraulica favorevole alla presenza di ambienti umidi costieri estesi e articolati, che nel corso dei secoli hanno subito molteplici tentativi di bonifica idraulica. Tra gli anni '70 e '80 inoltre, il sito è stato oggetto di discarica abusiva di notevoli quantità di rifiuti inerti del settore edile. Ciò ha portato alla cancellazione pressoché definitiva di una serie di stagni ed ambienti umidi che sino ad allora risultavano estesi su una superficie complessiva di circa 6 + 7 Ha e con battenti d'acqua differenziati che raggiungevano profondità massime di circa 2 m.

Per quanto profondamente alterata dall'azione antropica e parzialmente degradata, l'area della Sentina presenta tuttavia condizioni ecologiche relittuali, ormai scomparse lungo il litorale marchigiano (Conti et al, 2011). Nell'ampio tratto di costa di oltre 400 Km compreso tra le Valli di Comacchio e le lagune di Lesina e Varano, il sito costituisce l'unica area umida residuale, rappresentando così un elemento strategico per la rete ecologica anche di area vasta (Gustin e Marini, 2011).

La Riserva Naturale Regionale Sentina è stata istituita nel 2004 su un territorio di circa 178 Ha (Figura 1), a protezione dei caratteri floristici unici e dell'avifauna migratoria. Nel 2009 il Comune di San Benedetto del Tronto, Ente gestore dell'area protetta, ha partecipato alla Call for proposals del programma Life+ (Commissione Europea - DG Ambiente - Programma Life) con un progetto denominato Re.S.C.We. (Restoration of Sentina Coastal Wetland). Il progetto è stato ammesso a finanziamento per un importo complessivo di € 1.119.018,00 ed è stato avviato nel mese di Settembre 2010 per il raggiungimento dei seguenti obiettivi:

- recupero di biodiversità animale e vegetale;
- incremento del potenziale naturalistico della Riserva anche ai fini della fruizione turistico-naturalistica dell'area e dell'educazione ambientale;
- miglioramento della qualità delle acque;
- mitigazione dei meccanismi di intrusione salina;
- controllo dei meccanismi di invasione marina;
- recupero di resilienza della fascia costiera in relazione ai possibili meccanismi legati al rischio di risalita del livello del mare.

Sulla base di un precedente studio di fattibilità per il ripristino degli ambienti umidi costieri realizzato da ISPRA, sono stati effettuati i necessari rilievi idrogeologici e topografici propedeutici alla progettazione esecutiva.

Nei 30 mesi di durata del progetto Re.S.C.We. è stato ripristinato un complesso ed eterogeneo sistema di zone umide retrodunali per una superficie complessiva di circa 3 Ha, sono stati effettuati interventi di con-

solidamento dunale con tecniche di ingegneria naturalistica ed è stato realizzato un sistema sostenibile per la fruizione turistica dell'area.

Gli interventi di restauro ambientale hanno poi permesso la reintroduzione della Tartaruga Palustre Europea (*Emys orbicularis*) e di 4 specie vegetali precedentemente estinte dall'area (e dall'intero territorio della Regione Marche), ossia *Artemisia caerulescens*, *Plantago cornuti*, *Erianthus ravennae* e *Limonium narbonense*. Nello specifico, sono state realizzate due zone umide con caratteristiche idrauliche ed ecologiche diverse: la prima caratterizzata da acqua dolce, con profondità di circa 1 metro e con livello idrico stabile grazie al fondo impermeabilizzato con argilla; la seconda caratterizzata da acqua salmastra, con livello idrico variabile sulla base delle condizioni stagionali, con profondità massima di circa 0,30 metri.

Tale eterogeneità ambientale ha permesso un sorprendente recupero di biodiversità già nei mesi successivi al termine dei lavori, evidenziando una notevole resilienza di tali ecosistemi costieri retrodunali.

Il progetto Life+ Re.S.C.We., ha perciò dimostrato come anche zone costiere fortemente compromesse dal punto di vista ambientale, possano essere oggetto di interventi mirati al ripristino delle funzionalità ecosistemiche. Ciò risulta perfettamente in linea con la Direttiva 2000/60/CE (Direttiva quadro per l'azione comunitaria in materia di acque) e con le raccomandazioni derivanti dalla "Gestione integrata delle zone costiere" (Comunicazione della Commissione al Consiglio ed al Parlamento Europeo - COM/00/547 del 27 settembre 2000).



Figura 1. Localizzazione della Riserva Naturale Regionale Sentina

Ringraziamenti

Ringrazio il project manager del progetto Life+ Re.S.C.We., Dr. Sergio Trevisani e la Commissione Europea - DG Ambiente – Life Programme, per aver finanziato il progetto.

Bibliografia

- Conti F., Bracchetti L. e Gubellini L., 2011. *Flora vascolare della Riserva Naturale Regionale Sentina (Marche)*. Delfino 49, 89-110.
- Garbari F., 1984. *Aspetti della vegetazione e della flora delle nostre coste marine*. Agricoltura Ambiente 23: 45-48.
- Gustin M. e Marini G., 2011. *L'avifauna della Riserva Naturale Regionale Sentina*. Riserva Naturale Regionale Sentina, pp: 1-256.

Dimensionamento di una *Very Large Floating Structure* equipaggiata con sistemi *Wave Energy Converter* del tipo *Oscillating Water Column*: Prime considerazioni e progetto di modellistica fisica

Ilaria Crema

Università degli Studi di Firenze, Facoltà di Ingegneria. E-mail: ilaria.crema@dicea.unifi.it

La crescente densità di popolazione e la corrispondente espansione industriale comporteranno in futuro una sempre più limitata disponibilità di terreno che, in aggiunta alla scarsa disponibilità di combustibili fossili, renderà inevitabile lo sviluppo di infrastrutture marine a basso impatto ambientale e possibilmente alimentate da energie rinnovabili. In questo contesto le piattaforme galleggianti del tipo “Very Large” (Very Large Floating Structures, VLFS) rappresentano una delle soluzioni più all'avanguardia, soprattutto in termini di sostenibilità ambientale. Questo studio si propone di sviluppare, dimensionare e fornire l'ottimizzazione preliminare del prototipo di una piattaforma galleggiante del tipo Very Large, dotata di dispositivi integrati per la conversione dell'energia del moto ondoso in due siti specifici del Mediterraneo.

L'attività sperimentale condotta su modello fisico ha l'obiettivo primario di ottimizzare l'efficienza idraulica dei convertitori di energia integrati alla piattaforma e migliorare la stabilità e la sicurezza dell'intero sistema. Una piattaforma galleggiante è definita “Very Large” quando la sua lunghezza complessiva è maggiore sia della lunghezza d'onda caratteristica del sito in cui è installata sia di un parametro caratteristico λ_c , funzione della resistenza alla flessione della struttura (1996, Suzuki & Yoshida). Inoltre, a seconda della geometria le VLFS si classificano in due tipologie principali: semisommerse e a pontone (2004, Watanabe et al.).

Poiché le VLFS di tipo a pontone presentano processi di fabbricazione, trasporto ed espansione più semplici, unitamente ad un minore impatto sull'ecosistema marino, sono la geometria di piattaforma scelta per lo sviluppo del prototipo oggetto dello studio. Tuttavia, non può essere sottovalutato un rilevante aspetto critico relativo alla stabilità della struttura, ovvero il comportamento idro-elastico a cui la tipologia a pontone è soggetta in risposta all'azione del moto ondoso incidente.

Tra i molteplici dispositivi in grado di generare energia elettrica sfruttando il moto ondoso (Wave Energy Converters, WEC), quello individuato come più appropriato per essere integrato al prototipo di piattaforma è il dispositivo a colonna d'acqua oscillante (Oscillating Water Column, OWC). Tale dispositivo inoltre è annoverato in letteratura tra le tecnologie in grado di attenuare la risposta idro-elastica delle VLFS (2010, Wang et al.).

Con lo scopo di garantire una semplice realizzazione, manutenzione ed espansione del prototipo di piattaforma, il metodo di fabbricazione proposto è quello di tipo modulare. In particolare, la piattaforma è concepita come risultante dell'assemblaggio di 12 unità a cassoni in cls prefabbricati. Oltre a ciò, per ripartire i costi di costruzione, estrarre energia dalle onde e ridurre la risposta idro-elastica, la piattaforma è dotata di 44 OWC anch'essi realizzati con cassoni in cls prefabbricati disposti intorno al suo perimetro, così da rendere l'intero sistema indipendente dalla direzione del moto ondoso incidente (Fig. 1).

Ancoraggi di tipo lasco mantengono tutto il sistema alla profondità caratteristica del sito di installazione permettendogli di seguire il gradiente di marea locale.

La campagna di test e misure condotte su modello fisico, in scala ridotta, è organizzata in tre passaggi principali:

- nel 1° Step le simulazioni sono effettuate alla scala del dispositivo OWC, mantenendo il modello in una condizione fissa rispetto al fondo;
- nel 2° Step è verificato l'intero sistema, simulando prima la sola piattaforma (VLFS) e successivamente la piattaforma con i dispositivi integrati (VLFS-OWC). In questa fase sperimentale il modello è mantenuto in sito per mezzo di ancoraggi lassi che gli permettono di oscillare su due gradi di libertà.
- nel 3° Step, partendo dai dati acquisiti sperimentalmente, è effettuata una stima preliminare della produttività del sistema nello specifico sito individuato per la sua installazione.

L'ottimizzazione preliminare dell'efficienza idraulica dell'OWC è effettuata tramite uno studio parametrico che prevede di:

- lasciare invariati i parametri progettuali scelti sulla base della revisione dello stato dell'arte e di applicazioni esistenti (posizione della turbina, freeboard F_c , ampiezza della camera W , inclinazione del muro frontale β e spessore del muro frontale b);
- rilevare l'effetto di quei parametri ritenuti rilevanti per la loro influenza sulla frequenza di risonanza del dispositivo (1978, Evans), sul volume d'aria (2010, Lovas) ed il periodo d'onda interno alla camera (2005, Carbon Trust), (2012, Sheng). In particolare le variabili parametriche sono: la lunghezza della camera L_d , il pescaggio D e l'effetto della presenza della turbina T_d , simulato con orifici di differente diametro sulla sommità di ciascun dispositivo sull'efficienza di conversione dell'energia.

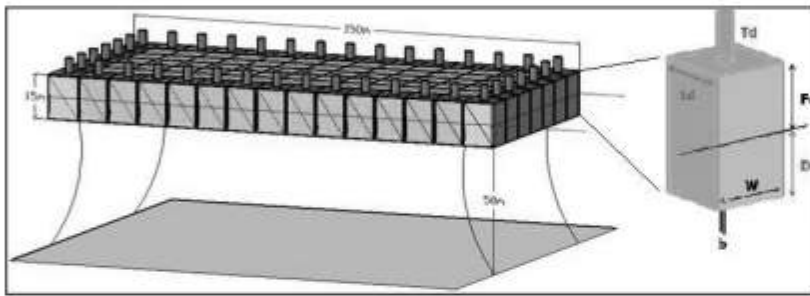


Figura 1 - Rappresentazione del prototipo di piattaforma galleggiante VLFS equipaggiata con dispositivi OWC.

Un altro parametro che è stato scelto di variare è la lunghezza dell'intero sistema, con lo scopo di valutarne l'ottimizzazione e l'efficienza in caso di futuri ampliamenti.

Il modello fisico è costruito applicando il criterio di similitudine di Froude ed è realizzato in plexiglas, regolandone accuratamente il peso per una corretta rappresentazione del momento di inerzia.

Particolare attenzione è rivolta alla

corretta riproduzione della rigidità delle connessioni tra le singole unità che compongono la piattaforma, al fine di simulare opportunamente il comportamento idro-elastico che la struttura presenterebbe nella situazione reale. Infine, per questa attività sperimentale la sezione di misura è dotata di:

- sonde di livello per l'acquisizione dei livelli idrici alla generazione, davanti al modello, all'interno del dispositivo e a tergo del modello;
- celle di carico per misurare la tensione sviluppata in ciascuna linea di ancoraggio;
- trasduttori di pressione per quantificare l'oscillazione della pressione all'interno della camera d'aria;
- anemometro a filo caldo per misurare la velocità del flusso d'aria attraverso l'orifizio;
- trasduttori di posizione per la valutazione dell'ampiezza di oscillazione dell'intero sistema.

Bibliografia

- Carbon Trust M. E. (2005) - *Oscillating water column wave energy converter evaluation report*. ARUP e-on.
- Evans D. (1978) - *The oscillating water column wave-energy device*. J. Inst. Maths Applies, 423-433.
- Lovas S. (2010) - *Theoretical modeling of two wave-power devices*. Master Thesis, Department of Civil and Environmental Engineering MIT.
- Sheng W., Lewis T., Alcorn R. (2012) - *On wave energy extraction of oscillating water column device*. ICOE 2012. Dublin.
- Suzuki H. e Yoshida K. (1996) - *Design flow and strategy for safety of very large floating structure*. Proceedings of Int Workshop on Very Large Floating Structures, VLFS'96, Hayama, Japan, 21-27, 1996.

Sull'uso di materiali leggeri nei modelli fisici costieri a fondo mobile a scala ridotta

Valentina Petruzzelli

Centro Interdipartimentale per la Ricerca Industriale (CIRI), Laboratorio di Ingegneria Idraulica (LIDR),
Università di Bologna, Via del Lazzaretto 15/5 - 40131- Bologna. E-mail: valentin.petruzzelli@unibo.it

Nella pratica sperimentale per ricostruire la morfodinamica di spiaggia mediante modelli fisici a fondo mobile vengono usualmente impiegati sedimenti naturali. Tuttavia, se in modello si utilizzano acqua dolce e sedimenti della stessa natura del prototipo, solo alcuni processi e grandezze, selezionati in base alla loro rilevanza nell'ambito del fenomeno, possono essere ridotti rigorosamente in scala, con il conseguente innesco di effetti scala. Pertanto, nonostante le inevitabili incertezze introdotte nell'interpretazione dei risultati, alcuni autori hanno riconosciuto nell'utilizzo di materiali leggeri una tecnica perseguibile al fine di minimizzare gli effetti scala relativi alla modellazione del trasporto dei sedimenti nella surf-zone.

In quest'ambito, noti i limiti della modellistica fisica legati alle dimensioni ridotte delle strutture sperimentali, congiuntamente alla necessità pratica di realizzare modelli a scale ridotte, lo scopo della presente sperimentazione è stato valutare la possibilità di utilizzare in maniera efficiente materiali leggeri per realizzare modelli fisici a scale più piccole rispetto a quelle considerate fino ad ora affidabili, ossia inferiori ad 1:14 (Hughes and Fowler, 1990; Ranieri, 1994).

Dopo aver effettuato una caratterizzazione geotecnica di differenti materiali granulari di densità compresa tra 1150 kg/m^3 e 2650 kg/m^3 e diametri variabili tra 0.07 mm e 1.5 mm, gli stessi sono stati selezionati per riprodurre una configurazione degli esperimenti effettuati a partire dal 1986 presso il GWK di Hannover (Germania), ossia un modello in scala prototipo su profilo di spiaggia a pendenza costante (1:4) soggetto ad attacchi ondosi irregolari (Uliczka e Dette, 1987). Nel corso della sperimentazione si è quindi valutata la risposta morfologica di tali materiali granulari in modelli fisici 2-d a piccola scala. Nella fattispecie, gli esperimenti sono stati effettuati in due fasi: la prima presso il Politecnico di Bari (Italia) a scala 1:100, mentre la seconda è stata effettuata presso l'Università Politecnica della Catalogna (Spagna), a scale comprese tra 1:15 e 1:50. Le condizioni idrodinamiche e le geometrie sono state ridotte in scala indistorta in analogia di Froude. La risposta morfologica dei materiali è stata valutata confrontando i profili finali di spiaggia e analizzando l'evoluzione temporale dei volumi mobilitati, della posizione della linea di riva e della pendenza del profilo di spiaggia nella zona sommersa. Inoltre, si sono analizzati gli andamenti degli scostamenti della posizione della linea di riva e del grado di mobilità dei sedimenti, entrambi in funzione del fattore di scala.

Alla luce dell'analisi dei dati, si è potuto osservare che:

- I materiali leggeri di forma sferica o pseudo-sferica, ossia caratterizzati da bassi valori dell'angolo di riposo e d'attrito, esibiscono mobilità molto elevate durante i test a piccola scala, pertanto tali tipologie di materiali non possono essere considerati adatti allo scopo.
- I materiali di granulometria troppo fine non vengono sufficientemente mobilitati nei modelli in scala ridotta, verosimilmente a causa dell'innesco di coesione apparente tra le particelle costituenti la spiaggia emersa, causata dalla elevata risalita capillare di tali materiali.
- I materiali tendenti ad elettrificarsi per attrito o semplicemente per contatto, o che interagiscono con

l'acqua (ad esempio a causa della tensione superficiale), vanno anch'essi considerati non adatti, in quanto la loro risposta morfologica è chiaramente influenzata dal fatto che presentano una verosimile tendenza alla mutua attrazione e/o al galleggiamento di aggregati di particelle.

- I materiali porosi vanno invece esclusi per due principali motivi: il primo, appunto, è la loro porosità, in quanto essa comporta un'elevata risalita capillare che genera il medesimo fenomeno già menzionato per i materiali di granulometria fine; d'altra parte, data la loro friabilità, questa tipologia di materiali provoca torbidità dell'acqua nel corso degli attacchi ondosi, generando difficoltà nei rilievi del profilo di spiaggia.
- La velocità di caduta delle particelle non è il solo parametro rilevante ai fini della valutazione dell'efficiente utilizzo di un materiale leggero per la riproduzione del trasporto solido nella surf-zone. Infatti, nella maggior parte dei casi sperimentati la mobilitazione dei materiali leggeri in modello non è risultato essere coerente col valore della velocità di caduta.
- I materiali plastici non vanno esclusi a priori, in quanto, nel caso in cui non presentano una tendenza ad elettrizzarsi, in specifiche condizioni hanno dimostrato una risposta morfologica verosimile a piccola scala, seppur ristretta in una specifica regione del profilo di spiaggia (berma).
- Sono emersi alcuni dubbi sulla effettiva possibilità di utilizzare efficientemente materiali leggeri per riprodurre il trasporto di fondo, in quanto essi non sembrano essere adatti a ricostruire la pendenza e la morfologia della spiaggia nella zona sommersa.
- Nessuno dei materiali leggeri sperimentati ha esibito dinamiche in grado di migliorare il comportamento della sabbia nei modelli fisici a scala ridotta (Hughes and Fowler, 1990; Ranieri, 1994), se non in specifiche condizioni e in zone ristrette del profilo di spiaggia, oppure in termini di mobilità globale.

Alla luce della presente sperimentazione è stato pertanto possibile confermare che le conoscenze sull'uso di materiali leggeri nei modelli fisici a scala ridotta non sono ancora esaustive. Infatti, vi è una evidente necessità di approfondire i problemi associati al loro utilizzo, al fine primario di valutare il loro possibile ed efficiente impiego in quest'ambito o, eventualmente, concludere che tali materiali non sono affatto adatti allo scopo. Infatti, nonostante il suo approccio qualitativo, il presente studio ha messo in luce l'influenza non trascurabile sulla risposta morfologica dei materiali leggeri di caratteristiche intrinseche differenti dalla velocità di caduta (quali, ad esempio, la risalita capillare, la forma e la dimensione delle particelle, l'angolo di riposo e di attrito, la porosità, la friabilità e la capacità di elettrizzarsi). Ragion per cui, sarebbe utile focalizzarsi ed approfondire gli aspetti relativi alla correlazione tra le caratteristiche intrinseche delle particelle e l'interazione tra fluido e sedimenti, specie nella surf-zone, nella auspicabile prospettiva di derivare specifiche leggi di scala per la ricostruzione del trasporto in sospensione dei sedimenti mediante l'utilizzo di materiali leggeri, che tengano conto delle caratteristiche geotecniche dei materiali, piuttosto che considerare la sola velocità di caduta.

Bibliografia

- Hughes S.A. e Fowler J.E. (1990) - *Midscale physical model validation for scour at coastal structures*. Technical Report CERC, US Army Engineer Waterways Experiment Station Vicksburg, Mississippi, USA.
- Ranieri G. (1994) - *Experimental study of erosive beach profiles*. Proceedings of the International Symposium: Waves, Physical and Numerical Modeling, Vancouver, Canada.
- Uliczka K. e Dette H.H. (1987) - *Prototype investigation on time-dependent dune recession and beach erosion*. Proceedings of Coastal Sediments '87, ASCE, Vol. 2, pp. 1430-1444.

Modello di *hindcast* del moto ondoso negli ultimi 10 anni: studio statistico, probabilistico e stocastico applicato al Mar Ligure

Ludovica Sartini

DICCA: Dipartimento di Ingegneria Chimica, Civile ed Ambientale, Università di Genova
Email: ludovica.sartini@dicca.unige.it

All'interno del progetto di Ricerca "Studio e implementazione di modellistica operativa previsionale del moto ondoso nel Mar Ligure" è stato realizzato un database di *wave hindcasting* ottenuto attraverso 10 anni di simulazione del moto ondoso (2000-2010) riprodotto mediante una catena modellistica implementata e ottimizzata presso il DICCA, composta dal modello di generazione del moto ondoso dai dati di vento WaveWatchIII (WWIII) forzato dal modello meteorologico Weather Research and Forecasting (WRF).

Il modello è integrato su una griglia estesa sul Mediterraneo a risoluzione 10 km consentendo la simulazione del moto ondoso su 30 "punti boa virtuali" dislocati su tutto il Mar Ligure in maniera tale da consentire la valutazione del moto ondoso nell'area in esame sia in funzione della tipologia di forzanti meteorologiche che insistono sulla zona, sia tenendo conto dell'effetto della conformazione morfologica della costa.

Il lavoro proposto si propone l'obiettivo di I) fornire un rapido strumento per l'analisi statistica del moto ondoso sia su scala temporale che spaziale; II) effettuare un'analisi stagionale e climatologica dei principali parametri del moto ondoso per i diversi punti in esame; III) produrre un'analisi degli eventi estremi completa e rappresentativa dell'area.

In particolare, si è valutato di focalizzare l'attenzione sulla variabilità dei principali parametri del moto ondoso in funzione della *stagione tipo*, ottenuta raggruppando le quattro stagioni principali nel corso dell'intera serie temporale, in previsione di un'analisi climatologica più completa ed esaustiva previa estensione della serie temporale a 40 anni.

Per ogni punto in esame è stata infatti valutata la funzione di densità di probabilità stagionale relativa ai parametri del moto ondoso quali altezza d'onda significativa, periodo medio, periodo di picco e dispersione direzionale in funzione della direzione media e della direzione di picco; tali distribuzioni consentono di avere una panoramica generale della frequenza e direzione di provenienza degli eventi maggiori sia in funzione della direzione media degli eventi sia fornendo un quadro immediato dell'assetto energetico del moto ondoso.

Tenendo conto dell'irregolarità del moto ondoso, è stata applicata la statistica di Rayleigh ai periodi d'onda medi ed alle altezze d'onda significative (Longuet-Higgins, 1990); l'analisi delle funzioni di densità di probabilità di Rayleigh e delle corrispettive funzioni di ripartizione consente infatti la valutazione statistica delle classi in relazione all'intera distribuzione.

La distribuzione congiunta tra le altezze d'onda significative e i periodi di picco è stata valutata analizzando le distribuzioni dei quantili dei parametri, e valutandone inoltre il grado di discostamento congiunto rispetto ai quantili teorici di una distribuzione normale.

Il quadro ottenuto ha consentito di sviluppare un'analisi degli eventi estremi per tutti i punti simulati sviluppando un metodo per i mari direzionali, definiti individuando tre direzioni di attacco del moto ondoso, implementato *ad hoc* sulla base dei risultati ottenuti durante l'analisi dei mari omnidirezionali.

Il metodo Peak-Over-Threshold (P.O.T.) proposto da Goda (Goda, 1988) è stato ritenuto il più indicato in funzione della tipologia dei dati a disposizione.

Particolare attenzione è stata spesa nella scelta del campione nella popolazione di altezze d'onda significative ottimale, in grado di garantire i criteri di omogeneità ed indipendenza stocastica necessari all'individuazione della *parent distribution* ed alla definizione dei corretti parametri per la stima dell'onda di progetto in funzione dei tempi di ritorno, con livello di confidenza del 95% (Goda and Onozawa, 1990; Petruaskas and Aagaard, 1971).

Per ogni settore direzionale considerato è stato inoltre ricavato il periodo di picco dell'onda attesa mediante regressione lineare per la legge di potenza.

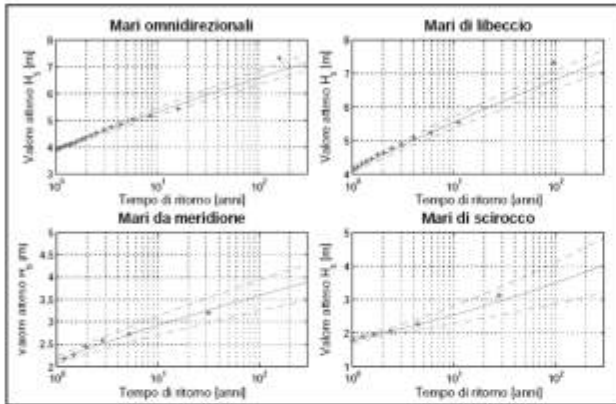


Figura 1 - Analisi degli eventi estremi per i mari omnidirezionali e direzionali (Goda, 1988): applicazione al “punto boa virtuale” La Spezia. In ascissa: tempo di ritorno (anni); in ordinata: altezza d’onda attesa (m).

Una sintesi della statistica degli eventi estremi per il punto boa virtuale “La Spezia”, di particolare interesse ingegneristico, è riportata in figura 1.

Analisi più dettagliate di carattere stagionale e climatologico sono oggetto di pubblicazione.

Il presente lavoro è da considerare parte integrante di un contesto più ampio, avente come oggetto l’ottimizzazione della modellistica numerica per la simulazione del moto ondoso; in questo contesto l’analisi statistica dei dati di *wave hindcasting* assume un ruolo di fondamentale importanza in quanto oltre a fornire un’immediata visione dell’importanza della ricostruzione del clima meteo-marino per fini climatologici ed ingegneristici evidenzia l’importanza di possedere dati prodotti da un modello validato (Mentaschi et al., 2013) tali da consentire un’esauritiva e rigorosa caratterizzazione del moto ondoso.

Bibliografia

- Y. Goda. Random Seas and Design of Maritime Structures. World Scientific, 1988.
- Y. Goda and M. Onozawa, 1990. Characteristics of the fisher-tippett type II distribution and their confidence intervals. Proc. Japan Soc. Civil Engng, 417(II-13): 289–292.
- M.S. Longuet-Higgins, 1980. On the distribution of the heights of sea waves: Some effects of nonlinearity and finite band width. Journal of Geophysical Research: Oceans, 85(C3): 1519–1523.
- Mentaschi L., Besio G., Cassola F. & Mazzino A., 2013. Developing and validating a forecast/hindcast system for the Mediterranean Sea. Journal of Coastal Research, 1551-1556.
- C. Petruaskas and P.M. Aagaard, 1971. Extrapolation of historical storm data for estimating design wave heights. J. Soc. Petroleum Engng., 11: 23–27.
- G.Ph. Van Vledder and L.H. Holthuijsen, 1993. The directional response of ocean waves to turning winds. Journal of Physical Oceanography, 24(2): 177–192.

Prove sperimentali su canale per onde per opere radenti realizzate in sacchi di geotessile

Maila Sartini

Dipartimento Ingegneria Civile Edile e Architettura, Università Politecnica delle Marche
Via Breccie Bianche 12, 60131 Ancona, Italia, E-mail: maila.sartini@libero.it

Le strutture radenti vengono utilizzate, nella maggior parte dei casi, in situazioni di emergenza (gravi erosioni) a protezione di infrastrutture civili e/o turistiche o apparati dunali. La possibilità di utilizzare sacchi di geotessuto *Stopwave* riempiti con materiale reperibile in loco permette di realizzare strutture in assenza di massi naturali o comunque strutture che presentino un minore impatto (Aminti, 2008).

La chiusura di cave di prestito e il trasporto del materiale nel caso della costruzione di opere radenti in massi naturali comportano un elevato costo di realizzazione ed un notevole impatto ambientale (inquinamento, sfruttamento eccessivo delle risorse naturali), per questi motivi il mondo della ricerca è volto a trovare valide alternative quali *strutture innovative in sacchi di geotessile (GSCs)* che però a causa della ridotta conoscenza della tecnologia hanno una scarsa diffusione tra i committenti di opere di difesa costiera e risulta quindi importante caratterizzarne il comportamento.

Uno dei principali effetti negativi della struttura radente è legato alla riflessione del moto ondoso che produce scalzamenti al piede e spostamento dell'erosione sottoflutto quindi l'obiettivo di questa ricerca è quello di indagare l'idrodinamica della riflessione attraverso un'indagine sperimentale (condotta presso il laboratorio di Costruzioni Marittime dell'Università Politecnica delle Marche) e promuove un'analisi di stabilità dell'intera struttura e del singolo sacchetto in relazione alle opere convenzionali. Viene calcolato il coefficiente di riflessione K_r , che esprime il rapporto tra l'altezza dell'onda riflessa H_r e l'altezza dell'onda incidente H_i , al variare della pendenza della struttura e delle condizioni ondose attraverso un metodo di separazione delle altezze (incidente e riflessa) operante nel dominio delle frequenze proposto da Mansard e Funke (1980) e Isaacson (1991).

Il metodo prevede la misurazione simultanea delle η in corrispondenza di tre punti nei quali sono posizionate tre sonde di livello, da cui il nome del "metodo delle tre sonde". Il segnale registrato dalle sonde restituisce 5 grandezze misurate, A_1 A_2 A_3 (ampiezze d'onda nelle rispettive sonde), ϕ_2 ϕ_3 (sfasamenti del profilo ondoso tra la sonda1 e la sonda2 e tra la sonda1 e sonda3), dalle quali si ricavano H_i , K_r e ϕ , i tre parametri che descrivono il fenomeno della riflessione (Isaacson, 1991).

Il modello sperimentale si estende lungo l'asse del canale per circa 2 m, la sua larghezza è 1 m ed è posto ad una distanza dal generatore del moto ondoso tale da consentire una adeguata regolarizzazione delle onde generate. La scala geometrica del modello adottata è di 1:10 alla quale corrisponde una struttura di supporto per i sacchetti, realizzata in pietrame, con pendenza 1:1 avente base maggiore 2 m, base minore 0.5 m e altezza 0.8 m. Le dimensioni dei GSCs ($L=25$ cm, $W=20$ cm e $D=5.5$ cm) sono state calcolate per resistere a scivolamento e ribaltamento di un attacco ondoso medio utilizzando le formule di Recio (2009) per poi essere testati nel canale con condizioni ondose anche più gravose (onde regolari con $H=5\div 20$ cm e $T=1.5\div 3.5$ s) per determinarne il limite di applicazione. Il riempimento per circa l'80% è stato effettuato con sabbia avente $D_{50}=0.2$ mm e $\rho_s=1800$ Kg/m³ in grado di essere trattenuta dal geotessuto Geotess 100 g/m² scelto nel rispetto della capacità del sacchetto di simulare la filtrazione dovuta all'impatto ondoso. È stato

studiato il comportamento di tre tipologie diverse di strutture in sacchi (2 pile e 1 pila) con le pendenze 1:1, 1:1.5 e 1:2 e due livelli di profondità dell'acqua di 40 e 61 cm (Figura 1), oltre alla sola struttura di supporto. Oltre delle sonde di livello (7 in totale) usate per lo studio della riflessione, le prove sono state riprese per documentare il comportamento delle configurazioni da confrontare poi con gli studi teorici.

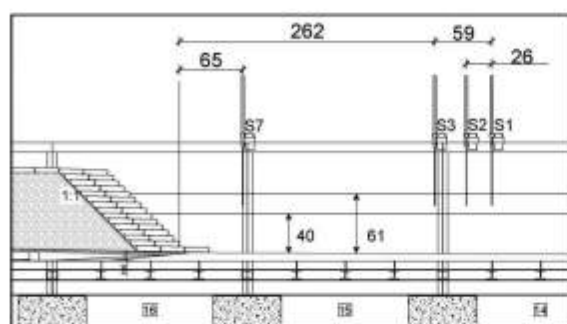


Figura 1 - Schema della struttura radente in sacchi di geotessile con pendenza 1:1 e due pile di sacchi, profondità dell'acqua per i tests a 40 e 61 cm, posizionamento delle tre sonde per il test a 40 cm con onde di periodo $T=1.5s$.

legati all'insufficiente ricopri-mento reciproco dei singoli sacchi. In generale l'andamento di K_r è simile alle strutture in massi naturali, diminuisce all'aumentare della ripidità mostrando una maggiore dipendenza dal periodo delle onde testate rispetto alle altezze d'onda.

Per quanto riguarda la stabilità il comportamento osservato in laboratorio verifica lo studio teorico condotto sulla base di ricerche effettuate da Oumeraci (2003) e Recio (2009). In una parte delle prove effettuate, quelle con altezze minori (da 5 cm a 10cm), la struttura con pendenza 1:1 è stabile mentre per le onde maggiori i sacchi subiscono dapprima lievi deformazioni e aumentando il periodo (da 2 a 3.5 s) la struttura evidenzia una instabilità globale. Nella sperimentazione effettuata con pendenza del paramento 1:2 pur riducendosi il coefficiente di riflessione rispetto al caso precedente, l'instabilità dei singoli sacchi si manifesta prima dello scivolamento globale per la mancanza del ricoprimento del sacco della fila superiore in grado di contrastare le sottopressioni idrauliche che fanno oscillare gli elementi posti circa a metà della profondità sino a produrre l'estrazione dalla struttura (pull out effect).

La struttura nel suo complesso è comunque permeabile come risulta dall'analisi di laboratorio.

Uno degli svantaggi che hanno le strutture radenti in sacchi di geotessuto è la difficoltà di riparare l'opera in caso di dislocamenti notevoli delle singole unità, si dovrebbe studiare quindi il funzionamento della struttura deformata in modo da conoscerne il comportamento.

Ringraziamenti

Si ringrazia la ditta Tessilbrenta (produttrice dei sacchi di geotessuto *Stopwave*) per aver finanziato la ricerca.

Bibliografia

- Aminti P. L., Mori E. (2008) - *Opere di difesa della costa costruite con contenitori in geotessuto riempiti di sabbia*. Convegno di Maratea.
- Isaacson M. (1991) - *Measurement of regular wave reflection*. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering 117, 553 - 569.
- Mansard E.P.D., Funke E.R. (1980) - *The measurement of Incident and Reflected Spectra Using a Least Squares Method*. Proceedings of 17th Coastal Engineering Conference, Vol.1, 154-172.
- Oumeraci H., Hinz M., Bleck M., Kortenhuis A. (2003) - *Sand-filled Geotextile Containers for Shore Protection*. Proceedings 'Coastal Structures 2003', Portland, Oregon, USA.
- Recio J., Oumeraci H. (2009) - *Processes based stability formulae for coastal structures made of geotextile sand containers*. Coastal Engineering 56 (2009), 632 - 658

Prove sperimentali su canale per onde per opere foranee sommerse realizzate in sacchi in geotessile

Maria Cristina Tondi

Dipartimento Ingegneria Civile Edile e Architettura, Università Politecnica delle Marche
Via Breccie Bianche 1, 60131 Ancona, Italia, E-mail: cristinatondi@libero.it

Le scogliere sommerse o a debole sommergezza sono quasi sempre realizzate in massi naturali. Nei primi anni '80 si sperimentarono nuovi materiali e tipologie di opere in alternativa ai massi. Ad esempio in Emilia Romagna e nelle Marche vennero impiegati sacchi di polietilene riempiti di sabbia per formare delle "celle chiuse" di contenimento del ripascimento, costruendo setti sommersi (pennelli) chiusi al largo con barriere sommerse ad elevata sommergezza. Il materiale utilizzato per la realizzazione dei sacchi era molto diverso da quello che si usa attualmente sia in termini di resistenza sia in termini di rugosità superficiale (Pilarczyk, 2000). A causa della rottura dei sacchi stessi e della conseguente breve durata delle opere, questa tipologia di difesa non convenzionale è stata poco impiegata. I sacchi inoltre erano poco resistenti al moto ondoso per via delle dimensioni contenute e del peso limitato di ciascun elemento. Recentemente, grazie all'introduzione di materiali innovativi e grazie a nuove tecnologie che consentono di costruire contenitori di maggiori dimensioni ed elevatissima resistenza, le difficoltà del passato sono state superate. I "nuovi" contenitori in materiale geosintetico possono essere impiegati come geotubi o sacchi (Aminti, 2008). In questa sperimentazione sono stati utilizzati sacchi Stopwave realizzati dalla ditta Tessilbrenta. I contenitori attuali permettono di arrivare a pesi fino a 4-5 t riempiti con materiale reperibile in loco.

Ad oggi mancano linee guida vere e proprie che delineino come progettare frangiflutti con geotextile sand containers (GSCs). I primi obiettivi della ricerca sono quelli di testare l'efficacia di queste barriere innovative, ossia si vuole verificare che GSCs che possono raggiungere le dimensioni di $2.5 \times 2 \times 0.55 \text{ m}^3$ e un peso di 5 t siano appropriati a tale campo di applicazione per fornire poi indicazioni utili per la progettazione. Ciò è possibile caratterizzando i parametri idrodinamici che entrano in gioco ed il comportamento dei geo-containers, quindi la loro stabilità. Si analizza l'efficacia dissipativa della barriera valutando il grado di abbattimento dell'energia del moto ondoso incidente attraverso il calcolo del coefficiente di trasmissione K_t (dato dal rapporto tra l'altezza d'onda trasmessa e quella incidente) in funzione della sommergezza della struttura e viene misurato il *piling-up*. L'indagine sperimentale è stata condotta nel Laboratorio di Idraulica e Costruzioni Marittime dell'Università Politecnica delle Marche. La scala del modello è 1:10 e le due strutture sommerse esaminate sono state posate alla profondità di 0.42 m in modo da rappresentare delle opere foranee utilizzate a difesa dei litorali Adriatici, in cui le scogliere sommerse sono posizionate alla profondità di 3-4 m. Le condizioni ondose testate prevedono sia onde regolari con altezze d'onda che variano tra i 5 e i 20 cm e periodi tra i 2 e i 3 s sia onde random con H_s di circa 20 cm e T_p di circa 3 s, ottenute utilizzando uno spettro JONSWAP (fattore di picco $\gamma = 3.3$). Le barriere sono state realizzate in due diverse configurazioni in cui varia la sommergezza. La prima configurazione è composta da 7 file di sacchi per una sommergezza di 3.2 cm, mentre la seconda è composta da 6 file di sacchi sovrapposti di sommergezza 8.7 cm. Scelta la pendenza lato mare, 1:2, quella lato terra è conseguenza diretta della prima: la pendenza 1:2.5, inusuale nella realtà, dipende dalla geometria del sacco o meglio dalla sovrapposizione dei sacchi stessi. Le misure di elevazione superficiale sono state eseguite con sonde di livello

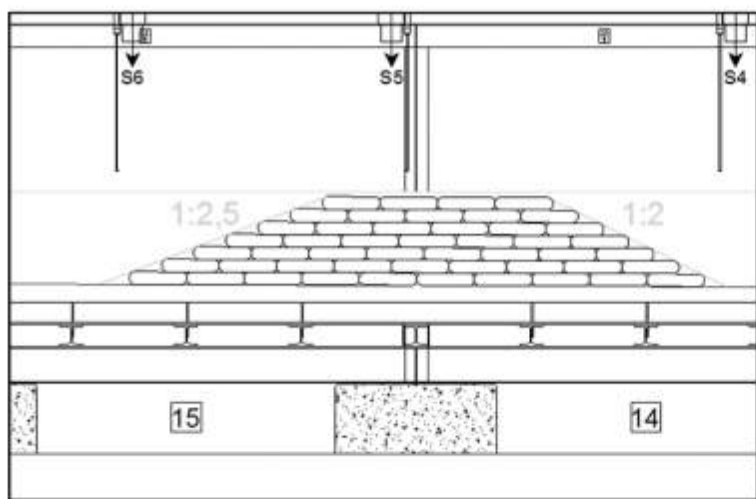


Figura 1 - Prospetto longitudinale della configurazione con 7 file di sacchi (sommergenza pari a 3.2 cm) con profondità dell'acqua pari a 42 cm.

elettroresistive posizionate lungo tutto il canale e, in particolare, in funzione dello scopo di questo studio, ai piedi della struttura e sulla sommità (Figura 1).

I dati concernenti l'abbattimento dell'altezza d'onda incidente rappresentano il tipico andamento delle scogliere sommerse. Si ha un abbattimento maggiore per la struttura con 7 file di sacchi e minore sommergenza. Il coefficiente di trasmissione K_t viene calcolato come il rapporto tra il valore dell'altezza d'onda alla sonda 6 (H6) e quello alla sonda 4 (H4), collocate rispettivamente al piede della struttura lato spiaggia e lato mare. I risultati ottenuti dai tests di laboratorio sono stati messi a confronto con quelli di altri modelli idrodinamici

rializzati da Van der Meer nel 1992, in funzione della sommergenza R_c adimensionalizzata con l'altezza d'onda incidente. Il confronto evidenzia un buon accordo tra i dati registrati durante questa indagine e i dati di letteratura. In presenza di barriera sommersa si ha un innalzamento significativo del livello medio mare tra la barriera e la riva, con la conseguente generazione di correnti di ritorno (*rip currents*) tra i varchi dannose per la sicurezza dei bagnanti e per il trasporto di sabbia verso il largo. Contemporaneamente all'analisi dell'altezza d'onda è stata determinata quindi anche l'elevazione del livello medio della superficie libera. Dai risultati si evince che il *piling-up* aumenta all'aumentare dell'altezza d'onda incidente e del numero di file di sacchi sovrapposti. Il sovrizzo dipende dalle portate di tracimazione e dalle resistenze associate ai percorsi di ritorno, quindi tra i varchi, sopra e attraverso la struttura; ha un andamento linearmente decrescente in funzione della portata di ricircolo (Ruol et al., 2005). In questo caso è stata analizzata la condizione più gravosa per il sovrizzo, in assenza di ricircolo che simula le *rip currents*.

Per la stabilità non sono stati riscontrati problemi evidenti, neppure per i sacchi posti sulla sommità in cui manca l'azione stabilizzante della copertura sovrastante (Recio, 2009). I GSCs sembrano quindi idonei per la realizzazione di barriere soffolte. Tuttavia vanno tenute in considerazione le particolari condizioni di posa in opera e riempimento dei sacchi in situ, che in laboratorio sono stati effettuati con una cura difficile da riprodurre nel prototipo.

Ringraziamenti

Si ringrazia la ditta Tessilbrenta per aver finanziato le prove sperimentali.

Bibliografia

- Aminti P.L., Mori E. (2008) - *Opere di difesa della costa costruite con contenitori in geotessuto riempiti di sabbia* - Convegno di Maratea.
- Pilarczyk K.W. (2000) - *Geosynthetics and Geosystems in Hydraulic and Coastal Engineering*.
- Recio J., Oumeraci H. (2009) - *Processes based stability formulae for coastal structures made of geotextile sand containers* - Coastal Engineering 56, 632 - 658.
- Ruol P., Martinelli L., Zanuttigh B., Cappiotti L., Vicinanza D., Faedo A. (2005) - *Sui fenomeni di tracimazione, filtrazione e sovrizzo per opere di difesa longitudinale a cresta bassa* - Studi Costieri 9, 51-74.
- Van der Meer J. W. (1992) - *Conceptual design of rubble mound breakwaters* - Proceedings of the Short Course on Design and Reliability of Coastal Structures, ICCE Venezia.

Modellistica analitica e numerica di dispositivi del tipo *Oscillating Water Column*, stato dell'arte e prime applicazioni

Irene Simonetti

Università degli Studi di Firenze, Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale (DICEA)
Via di Santa Marta 3 - 50139, Firenze. E-mail: irene.simonetti@dicea.unifi.it

Introduzione

Il dispositivo tipo Oscillating Water Column (OWC) è un convertitore di moto ondoso costituito essenzialmente da una camera cava, aperta sul fondo all'azione del moto ondoso, il quale alternativamente comprime e decomprime una sovrastante colonna d'aria. Il flusso così generato alimenta una turbina ad aria. Fra i numerosi concetti proposti per l'estrazione dell'energia da onda, l'OWC è uno dei soli ad aver raggiunto il livello di prototipo a scala reale. L'ottimizzazione dell'efficienza idraulico-meccanica del dispositivo è, tuttavia, uno degli aspetti fondamentali per la diffusione su ampia scala. La modellistica fisica e i test su campo sono economicamente dispendiosi, e, nell'ottica dell'ottimizzazione, consentono di valutare un numero limitato di alternative progettuali. In quest'ambito, la modellistica numerica appare uno strumento fondamentale, sia nelle fasi preliminari di predimensionamento del prototipo, sia nelle successive fasi di ottimizzazione.

Teoria potenziale e formulazione idrodinamica del problema

Classicamente, il problema dell'interazione fra OWC e moto ondoso è stato affrontato, nell'ambito della teoria lineare del moto ondoso, con approcci di tipo analitico basati sulla risoluzione del campo di potenziale di velocità ϕ . Il problema dell'interazione fra l'onda e il dispositivo OWC può essere espresso come sovrapposizione del problema della riflessione e del quello scattering. Per l'ipotesi di incompressibilità del fluido, il potenziale ϕ soddisfa l'equazione di Laplace. Introducendo condizioni al contorno al fondo e di superficie libera in modo coerente con la geometria in esame il problema risulta completamente definito. Gli approcci analitici alla modellazione dell'OWC sono principalmente: il modello del pistone rigido (Evans, 1978) e il modello della distribuzione uniforme di pressione (Falcao e Justino, 1999). Nel modello a pistone rigido (Fig. 1, a), la superficie libera interna all'OWC è schematizzata come un piatto rigido galleggiante oscillante, dotato dei propri coefficienti idrodinamici (massa aggiunta e smorzamento radiativo).

Le forze agenti sul piatto rigido sono: (i) forze dovute all'onda incidente e diffratta; (ii) forze idrodinamiche dovute all'onda radiata indotta dal moto del piatto, (descritte in termini di massa aggiunta e smorzamento radiativo); (iii) forze idrostatiche; (iv) forze dovute alla presenza della turbina, schematizzate da uno smorzamento aggiuntivo. Dal bilancio di forze sul piatto rigido si ricava l'equazione del moto. Ignorando le

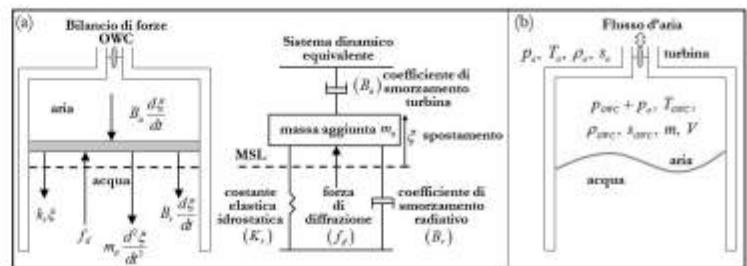


Figura 1 - schematizzazione del modello a pistone rigido (a) e di distribuzione uniforme di pressione (b) per un OWC

deformazioni della superficie libera, il modello predice distribuzioni di pressione irrealistiche. Il modello di distribuzione uniforme di pressione (Fig. 1, b) consente deformazioni della superficie interna dell'OWC. Considerando condizioni termodinamiche uniformi nella camera, la portata d'aria determinata dal movimento della colonna d'acqua può essere scomposta in un contributo radiativo e un contributo dovuto alle forze eccitanti. Applicando alla camera d'aria il principio di conservazione della massa e assumendo processi di compressione e decompressione dell'aria isoentropici (Falcao e Justino, 1999), nota la curva flusso d'aria-sovrapressione nella camera della turbina, è possibile ricavare la portata d'aria attraverso la turbina. In ciascuna delle due schematizzazioni viste, i coefficienti idrodinamici del sistema devono essere noti in funzione della frequenza. Questi possono essere determinati risolvendo il problema al contorno dell'interazione onda-OWC per via analitica (Evans e Porter, 1995), numerica (Brito-Melo, 2001) o sperimentale.

Metodi degli elementi al contorno

La tecnica numerica più diffusa per la risoluzione del problema al contorno dell'interazione onda-OWC (e ricavare quindi i coefficienti idrodinamici) è il metodo degli elementi al contorno. Il metodo si basa sulla trasformazione del problema al contorno in un problema intergale tramite funzioni di Green. WAMIT, AQWA e AQUADYN sono fra i codici commerciali applicabili a questo problema (Brito-Melo et al, 2001; Delauré e Lewis, 2003). Per l'applicazione ad OWC, il metodo è soggetto a problematiche specifiche: modellando domini di forma chiusa come quello di un dispositivo OWC, si possono originare difficoltà di discretizzazione che inducono errori numerici.

Modelli Computational Fluid Dynamics

Alcune aspetti intrinseci di dispositivi OWC (quali e.g. la formazioni di vortici e flussi turbolenti in prossimità della parete frontale, la possibilità sospensione di nel flusso d'aria verso la turbina) rendono consigliabile, per una modellazione accurata del sistema, l'implementazione una soluzione completamente viscosa basata sulle equazioni di Navier Stokes. Questo implica l'utilizzo di codici di calcolo Computational Fluid Dynamics (CFD), in grado di trattare sistemi bifase. La tecnica di modellazione CFD è un'applicazione consolidata limitatamente alle componenti meccaniche del sistema, quindi la turbina ad aria. Applicazioni alla componente idrodinamica e aerodinamica della camera sono invece tutt'oggi limitate (Marjani et al., 2008).

Applicazioni di modelli analitici semplificati

L'applicazione di modelli analitici semplificati può essere utile, nella fase preliminare di progetto di un dispositivo OWC, per: (i) individuazione dei parametri fondamentali per l'efficienza; (ii) indagine preliminare del range di variazione dei parametri fondamentali da sottoporre a successiva ottimizzazione con modellistica più avanzata; (iii) individuazione del range di misura degli strumenti per modellistica fisica. A titolo di esempio, nell'ambito del dimensionamento preliminare di un dispositivo OWC da testare nel Laboratorio di Idraulica dell'Università degli Studi di Firenze, l'applicazione di un modello a pistone rigido semplificato ha permesso di identificare, con riferimento al regime ondoso di un sito selezionato nel Mediterraneo, il valore del pescaggio del dispositivo necessario per la risonanza della colonna d'acqua con l'onda associata al maggior contenuto energetico annuo.

Bibliografia

- Brito-Melo A., Hoffman T., et al. (2001) *Numerical modelling of OWC-shoreline devices including the effect of surrounding coastline and non-flat bottom* - International Journal of Offshore and Polar Engineering, 11: 147-154.
- Delauré Y., Lewis A. (2003) - *3D hydrodynamic modelling of a fixed oscillating water column wave power plant by a boundary element methods*, Ocean Engineering, 30: 309-330.
- Evans D. (1978) - *The Oscillating water Column Wave Energy Device*, Journal of Fluid Mechanics, 22: 423-433.
- Evans D., Porter R. (1995) - *Hydrodynamic characteristics of an oscillating water column device*, Applied Ocean Research, 17: 155-164.
- Falcao A., Justino P. (1999) - *OWC Wave energy devices with air-flow control*. Ocean Engineering, 26: 1275-1295.
- Marjani A., Ruiz F., Rodriguez M., Santos M. (2008) - *Numerical modelling in wave Energy conversion systems*, Energy, 33: 1246-1253.

Idrodinamica di marea presso le isole Cercina (Tunisia)

Maria Fruzzetti, Emanuele Terrile

D'Appolonia S.p.A , Via San Nazaro, 19 16145 Genova

Nel Mediterraneo le variazioni del livello marino sono dominate prevalentemente dalle oscillazioni legate a fenomeni meteorologici. Nel Canale di Sicilia l'effetto della marea è importante e particolarmente complesso per la presenza di nodi anfidromici e fenomeni di amplificazione. In particolare, nel Golfo di Gabes in Tunisia, il contributo della marea è fondamentale: nell'area si verificano fenomeni di risonanza caratterizzati da ampiezze che arrivano a 1.5-2.0 m durante le maree di sizige (Sammari et al., 2006).

Sia l'idrodinamica che le variazioni di livello marino sono strettamente legate alla marea in quanto in entrambi i casi è possibile distinguere il contributo deterministico, periodico, da una componente stocastica, legata, ad esempio, alla deriva indotta dal vento o dalla pressione atmosferica.

Allo scopo di definire le condizioni meteomarine nell'area tra le isole di Cercina e la costa tunisina, nella parte Nord del Golfo di Gabes, è stata applicata modellistica numerica allo stato dell'arte per definire in dettaglio le caratteristiche e gli effetti della marea nell'area di studio. Questa è caratterizzata da acque molto basse, solitamente inferiori a 5 m, e dalla presenza di ampi fondali sabbiosi. Per ricostruire le variazioni di livello e le correnti di marea è stato utilizzato il modello idrodinamico barotropico 2D, HYDRO.

Oggetto della simulazione è stata un'area di 141 per 250 km, con lo schema ruotato di 12° rispetto al Nord geografico in modo da avere un unico contorno aperto a cui sono state associate come condizioni al contorno le componenti ricavate dalle Tavole di Marea dell'Admiralty (2012) relative alle stazioni di El Abassia, Houmt Souk e Zarzis. Le stazioni di Gabes e Sfax, posizionate all'interno del dominio di calcolo sono state usate come calibrazione e verifica del modello. La simulazione effettuata ha coperto una durata di un mese, che corrisponde a circa due cicli di marea completi. I dati di ampiezza e fase delle componenti M2, S2, K1 e O1 di queste stazioni confermano la natura semidiurna della marea nell'area di studio e i valori più elevati di ampiezza di marea si trovano a Gabes. Oltre alle principali componenti diurne e semidiurne, precedenti simulazioni modellistiche (Molines, 1991) hanno evidenziato la presenza nel Golfo di Gabes della componente M4, generata nella propagazione della M2 da termini avvertivi non lineari, e M6, generata dall'attrito sul fondo. Sia la M4 che la M6 sono costituenti tipiche delle acque basse e vengono chiamate "overtides". La M4 è la componente quarto diurna caratterizzata da un periodo di 6.21 ore e la M6 è la sesto diurna caratterizzata da un periodo di 4.14 ore. Le ampiezze di queste componenti sono molto ridotte (dell'ordine dei cm per la M4 e dei mm per la M6) e sono state trascurate nella simulazione effettuata dato che le condizioni al contorno sono posizionate all'esterno del Golfo. È stato possibile validare la bontà della modellazione confrontando (Fig. 1) la marea ricostruita dal modello (linea nera continua) rispetto all'andamento ricostruito dalle componenti estratte dalle tavole di marea (linea tratteggiata grigia). Il grafico presentato mostra il confronto effettuato in corrispondenza di Sfax, che si trova all'interno del dominio di calcolo. Come si osserva trascurando le prime 48 ore della simulazione, periodo di "riscaldamento" del modello, la serie temporale di livello simulata ben ricostruisce i dati previsti dalle Tavole di Marea dell'Admiralty (Fig. 1).

Dall'estrazione della serie temporale di corrente di marea in un punto all'interno del dominio di calcolo, è poi emersa, come previsto, anche la componente M4. La presenza di questa componente può essere considerata un'ulteriore verifica della calibrazione e bontà della modellazione.

Riguardo all'idrodinamica, è interessante notare il particolare andamento della corrente di marea nel tratto di mare tra le isole di Cercina e la costa tunisina. Durante le fasi di flusso, la corrente lungo l'intero canale propaga verso Nord Est, con intensità variabili (minime durante la quadratura, massime durante la sizige). Durante le fasi di riflusso, nell'area si incontrano due masse d'acqua, una proveniente da Nord Est e l'altra da Sud Ovest, e sebbene con intensità ridotte si forma un flusso di corrente che propaga verso Sud Est. Questo andamento si verifica anche durante la quadratura: in questa fase l'area dove si scontrano le due masse d'acqua è spostata più a Nord, ed è caratterizzata da intensità più ridotte.

Per concludere, la ricostruzione della serie di livello e corrente di marea ha permesso una buona caratterizzazione della fenomenologia tipica del Golfo di Gabès in generale e dell'area di studio in particolare. Un esempio della distribuzione del livello di marea e delle correnti indotte, in corrispondenza della sizige, è riportato nei pannelli inferiori della Figura 1.

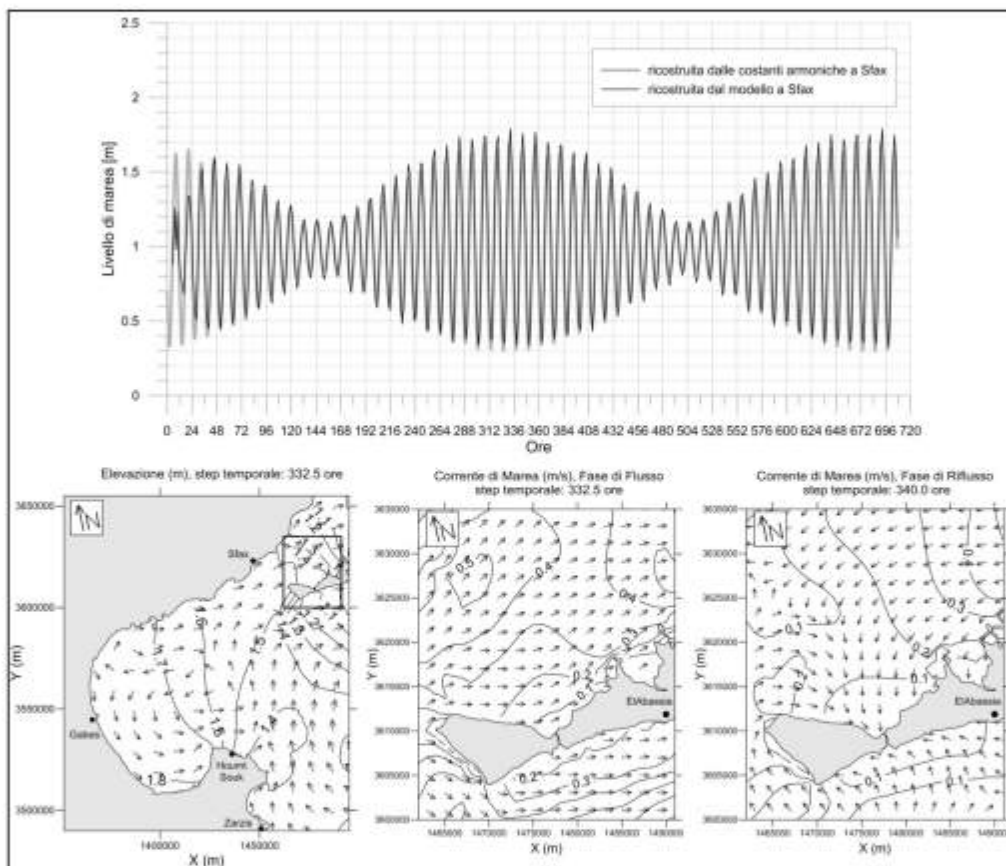


Figura 1 - Confronto tra marea ricostruita dal modello e dalle componenti armoniche (sopra) e esempio di elevazione del livello e circolazione (in fase di flusso e riflusso) nell'area di studio (sotto).

Bibliografia

Admiralty Tide Tables (2012) - *Mediterranean Sea and Atlantic Ocean*, Vol. 2.

Molines J.M (1991) - *Modelling the barotropic tides in the Strait of Sicily and Tunisian Shelf*. *Oceanologica Acta*, 14, 3, 241-252.

Sammari C., Koutitonsky V. G. e Moussa M. (2006) - *Sea Level Variability and Tidal Resonance in the Gulf of Gabès*. *Continental Shelf Research* 26, 338-250.

Torri e fortezze della Toscana tirrenica. Storia e beni culturali

di Anna Guarducci, Marco Piccardi e Leonardo Rombai

Debatte Editore, Livorno. Novembre 2014. Pp. 256.

Con il volume *Torri e fortezze della Toscana tirrenica. Storia e beni culturali*, Anna Guarducci, Marco Piccardi e Leonardo Rombai proseguono il lavoro avviato nell'Atlante della Toscana tirrenica. Cartografia, storia, paesaggi, architetture (Livorno 2012) ove l'ampia raccolta iconografica si accompagna alla ricostruzione della vicenda storico territorialista di litorale e arcipelago toscano.

Il volume dedicato ai presidi militari che si affacciano sul mare si avvia con un ampio saggio introduttivo che guarda all'organizzazione militare della Toscana granducale e particolarmente ai secoli del periodo moderno, quando Toscana costiera e insulare testimoniano di una rilevante frammentazione politico-amministrativa.

Tra XVI e XIX secolo ad un litorale regionale spartito tra la famiglia Estense, la Repubblica di Lucca, il Granducato, il Principato di Piombino, lo Stato dei Presidi e i possedi privati di Casa Medici fanno da contrappunto l'Isola d'Elba divisa tra gli Appiani, la corona di Spagna (Portolongone, oggi Porto Azzurro), i Medici (Portoferraio) e Capraia, che solo nel terzo decennio del XX secolo passerà da Liguria a Toscana.

Simile frammentazione palesa lo sforzo ricostruttivo degli autori che all'ampia bibliografia affianca fonti descrittive e iconografiche molte delle quali inedite o poco conosciute e comunque disperse in archivi regionali, nazionali e esteri. Il recupero di queste fonti, come dichiarato dai tre autori nella nota introduttiva, è frutto di un'ampia indagine condotta nell'ambito del progetto europeo transfrontaliero PERLA, mirata al recupero e alla valorizzazione delle cartografia storica Toscana.

In *Torri e fortezze della Toscana Tirrenica* l'apparato storico iconografico, in gran parte riconducibile ai secoli XVI-XIX, è arricchito dalle immagini dei giorni nostri realizzate in una specifica campagna fotografica da Niccolò Orsi Battaglini.

Il Catalogo introdotto da due carte di riferimento che individuano sulle attuali superfici la posizione di oltre 160 strutture fortificate, organizza geograficamente le schede dedicate a torri, forti, fortezze e meno articolati presidi militari. Il litorale è così suddiviso in sette aree che dal litorale apuano scendono attraverso il litorale versiliese, il pisano-livornese, il piombinese-follonichese e le maremme fino a Orbetello e



all'Argentario. Alle sette isole maggiori dell'Arcipelago si aggiungono gli isolotti di Palmaiola e Cerboli. Le schede guardano alla storia delle singole fortificazioni a partire dalla fondazione e sono spesso completate da memoriali o rendiconti scritti di matrice territorialistica e letteraria. L'analisi storica si arricchisce con la presentazione di cartografie, disegni, foto d'epoca capaci di richiamare sia le strutture originarie conservatisi, sia quelle scomparse, dirute o profondamente trasformate perché recuperate ad usi diversi da quello militare e della sorveglianza sanitaria (una funzione complementare assunta dalle stesse fortificazioni contro il diffondersi di quelli che furono i ricorrenti contagi epidemici)

Gli autori, nel sottolineare il valore culturale di questo patrimonio talvolta sacrificato dai progetti per il recupero a funzione civile, concludono auspicando una maggiore attenzione nella pianificazione del territorio e nelle politiche del paesaggio verso "la valorizzazione e lo sviluppo sostenibile dell'intero sistema".

Norme per gli Autori

Studi costieri pubblica articoli scientifici originali in lingua italiana su argomenti relativi alla dinamica e difesa dei litorali ed alla gestione integrata della fascia costiera. Gli articoli scientifici sono sottoposti a revisione da parte di due esperti indicati dal Comitato scientifico.

Studi costieri pubblica anche Note tecniche e Riassunti di tesi di Laurea e di Dottorato di ricerca inerenti gli stessi temi. **Studi costieri** ospita inoltre rapporti sull'attività svolta da Amministrazioni pubbliche in materia di gestione integrata della fascia costiera. Questi ultimi due tipi di contributi sono soggetti solo ad una revisione di tipo redazionale.

Gli Autori degli articoli sono pregati di rispettare le seguenti norme. Gli articoli non redatti in piena conformità con esse non potranno essere presi in considerazione per la pubblicazione.

I manoscritti devono essere inviati per posta elettronica con allegate figure e tabelle. Dopo l'accettazione deve essere inviata la copia definitiva su CD o per posta elettronica secondo le istruzioni riportate in seguito.

Titolo - Massimo 150 caratteri inclusa la spaziatura fra le parole.

Titolo corrente - Massimo 80 caratteri inclusa la spaziatura fra le parole.

Autore/i - Nome e Cognome per esteso, seguito da un numero in apice per indicare l'eventuale Istituto di appartenenza ed il relativo indirizzo.

Riassunto - Non più di 2.000 caratteri inclusa la spaziatura fra le parole.

Parole chiave - Inserire 5+8 parole chiave, possibilmente non già comprese nel titolo.

Abstract - Riassunto, anche esteso, in lingua inglese di non più di 5.000 caratteri.

Keywords - In questo caso le parole chiave possono anche essere la traduzione di termini compresi nel titolo.

Stile - Adeguarsi allo stile dei lavori pubblicati su questo numero. Tutti i testi, compreso il titolo generale e quello dei paragrafi, devono essere scritti in Maiuscolo e minuscolo, carattere Garamond. Non inserire caratteri strani, di formato diverso o sottolineati. Il neretto è utilizzato solo per il titolo dei paragrafi. Eventuali sottoparagrafi possono portare un titolo in corsivo neretto. Non inserire righe bianche nel testo se non alla fine dei paragrafi e dei sottoparagrafi.

Evitare il più possibile i rientri e, comunque, farne di un solo ordine. Gli elenchi puntati sono identificati da -, 1) oppure a); ogni elemento dell'elenco è chiuso con ; salvo l'ultimo che chiude con un punto.

Formule - Se possibile utilizzare il formato testo; in alternativa l'editore di formule di Word impostando il carattere Garamond corpo 11 chiaro (corpo 9 nero se le formule sono incluse in una didascalia di figure o di tabella). Utilizzare caratteri in neretto e corsivo solo se imposto dalla nomenclatura internazionale.

Tabelle - I caratteri alfabetici/numerici per le tabelle sono in stile Garamond corpo 10. Le Tabelle sono identificate con Tabella n, oppure (Tab. n) se fra parentesi. Devono essere precedute da una didascalia. Non inserire tabelle in forma di immagini.

Figure (fotografie, schemi, diagrammi) - Salvo accordi specifici con la Redazione, vengono pubblicate solo figure in bianco e nero. Le Figure sono identificate con Figura n, oppure (Fig. n) se fra parentesi. Tutte

le figure devono avere una didascalia. La larghezza massima a stampa delle figure è 16 cm. Ad eccezione delle figure stampate a giustezza piena, tutte le altre non potranno avere una base superiore a 10 cm. La Redazione è a disposizione per discutere aspetti tecnici relativi a questo punto.

Note a piè di pagina - Sono da evitare il più possibile e, se lunghe o numerose, verranno riportate in corpo minore in fondo all'ultima pagina dell'articolo con richiami numerici nel testo. Indicazioni di Progetti e Finanziamenti verranno inserite prima della Bibliografia con gli eventuali Ringraziamenti.

Riferimenti bibliografici - Nell'articolo le citazioni sono racchiuse fra () con il seguente formato: (Verdi, 1990) o (Rossi e Verdi, 1989); (Verdi et al., 1987) qualora il numero degli Autori sia maggiore di due. Se citato nell'ambito di una frase il nome di un Autore (1995) è seguito dall'anno della pubblicazione a cui si fa riferimento.

Bibliografia - Tutti e solo i lavori citati nel testo devono comparire in Bibliografia. La Bibliografia deve essere in ordine alfabetico per cognome; es.:

Bianchi A., Rossi V., Verdi T., 1999. *Nuovi metodi di difesa dei litorali*. Studi costieri, 19: 153-157 (19 è il numero del fascicolo, 153-157 le pagine).

Neri A., Rossi C., 1978. *Elementi di geomorfologia costiera*. Nessuno Ed., Roma. 324 pp.

Violi K. (1998) - *Il ripascimento dei litorali in Italia*. Atti XXI Congr. Soc. Ital. Geomorfologia. Bari. pp. 34-76.

Evitare di usare AA.VV., anche se il numero degli Autori è elevato.

Versione definitiva - Il file contenente la versione definitiva dell'articolo, in Word per Windows, deve essere inviato dopo la comunicazione di accettazione del manoscritto. Il testo non deve essere giustificato e, fatta eccezione per le formule scritte con l'editore specifico, può essere scritto con qualsiasi carattere.

Le didascalie delle figure (grafici e foto) dovranno essere inserite nel testo nel punto più opportuno.

Le figure dovranno essere inviate in file separati (.tif o .jpg a 300 DPI alla dimensione di stampa) e salvate con il nome del primo Autore seguito da Fig n (es. Rossi Fig 1.tif). Figure costituite da più parti devono essere montate dagli Autori in un file unico.

Per evitare errori di importazione, è preferibile ricevere le formule, singolarmente e numerate, in formato immagine .tif o .jpg a 300 DPI.

Altre informazioni - Nella preparazione degli articoli si tenga conto del fatto che una buona impaginazione necessita di un elevato rapporto testo/figure. Anche se gli Autori non devono procedere all'impaginazione dell'articolo, è bene che operino in modo tale da facilitare l'inserimento di ciascuna Figura dopo il rispettivo richiamo. Analogo discorso vale per le Tabelle.

Diritti d'autore - Nella lettera di accompagnamento del manoscritto gli autori, o anche uno solo di essi, devono dichiarare che quanto contenuto nell'articolo è di loro proprietà e che autorizzano l'Editore a pubblicare tutto il materiale da loro inviato. Nel caso di utilizzazione di figure tratte da altra pubblicazione gli Autori dovranno inviare l'autorizzazione alla stampa dell'Editore proprietario dei diritti. Analogamente deve essere fatto per riprese aeree e per la cartografia.

Il Direttore della collana si ritiene autorizzato ad utilizzare gli articoli per eventuali ristampe o per l'edizione di volumi tematici. Di ciò verrà comunque data notizia agli Autori.

Estratti - Agli Autori è richiesto un contributo di € 27,00 (Iva incl.) per pagina pubblicata in bianco e nero sulla Rivista. Gli Autori sono pregati di inviare, insieme alle bozze corrette, le indicazioni necessarie per l'intestazione della nota di debito.

I manoscritti devono essere inviati alla **Redazione di Studi costieri**
c/o Dipartimento di Scienze della Terra
Borgo Albizi, 28 - 50122 Firenze
Tel. 055 2479241 - Fax 055 2001618
E-mail: chiaraloi@gmail.com