# ATTI

DELLA

# ASSOCIAZIONE ITALIANA DI OCEANOLOGIA E LIMNOLOGIA

***Proceedings of the Italian Association of Oceanology and Limnology***

Volume 17

Genova 2004

## Responsabile della Pubblicazione / *Editor in Chief*

Mauro PICCAZZO — Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova

## Vice-Responsabile della Pubblicazione / *Associate Editor*

Carlo Nike BIANCHI — Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova

## Comitato di Redazione / *Editorial Board*

Giancarlo ALBERTELLI — Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova
Riccardo DE BERNARDI — Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Verbania Pallanza
Roberto FRACHE — Dipartimento di Chimica e Chimica Industriale, Università di Genova
Vincenzo SAGGIOMO — Stazione Zoologia "A. Dohrn", Napoli
Giancarlo SPEZIE — Istituto di Meteorologia e Oceanografia, Università di Napoli Parthenope

## Consulenti Editoriali / *Editorial Assistants*

Antonio ARTEGIANI, Ancona
Roberto BERTONI, Pallanza
Giorgio BUDILLON, Napoli
Cristiana CALLIERI, Pallanza
Jordi CATALAN, Barcelona
Riccardo CATTANEO-VIETTI, Genova
Paul R. DANDO, Bangor
Roberto DANOVARO, Ancona
Manos DASSENAKIS, Athens
Marco FIRPO, Genova
Joern GEISTER, Bern
Josep-Maria GILI, Barcelona
Karl-J. HESSE, Kiel
Lucien LAUBIER, Marseille
Cristophe LEBOULANGER, Thonon les Bains
Fiorenza MARGARITORA, Roma
Giuseppe MORABITO, Pallanza
Carla MORRI, Genova
Jean-François PAVILLON, Paris
Joandomènec ROS, Barcelona
Alan J. SOUTHWARD, Plimouth
Sergio TUCCI, Genova
Leonardo TUNESI, Roma
Adolf WEBER, Hamburg
Karl WITTMAN, Wien
Adriana ZINGONE, Napoli


---

L'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (AIOL) è un'associazione scientifica indipendente formata da ricercatori interessati allo studio di tutti gli ambienti acquatici, sia marini sia continentali, ed ha lo scopo di facilitare lo scambio culturale sia tra i membri sia nei confronti del resto della comunità scientifica. Gli *Atti dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia* pubblicano contributi originali in tutti campi di ricerca pertinenti lo studio degli ambienti acquatici (biologia, chimica, fisica, geologia); i risultati di studi interdisciplinari sono particolarmente apprezzati. La pubblicazione è aperta sia ai membri sia ai non-membri dell'AIOL. I contributi possono o no essere stati presentati ad un Congresso AIOL o ad un altro convegno scientifico, ma non devono essere stati pubblicati, né presentati per la pubblicazione, altrove. I manoscritti inviati saranno rivisti da almeno due lettori indipendenti; la decisione finale in merito alla pubblicazione spetta al Responsabile della Pubblicazione.

The Italian Association for Oceanology and Limnology (AIOL) is an independent association made of scientists involved in the study of all aquatic environments, both marine and continental, and is aimed at facilitating cultural exchange both among members and towards the rest of the scientific community. The *Proceedings of the Italian Association for Oceanology and Limnology* publish original contributions in all the research fields related to the study of aquatic environments (biology, chemistry, geology, physics); results of interdisciplinary studies are particularly welcome. Publication is open to both members and non-members of AIOL. Papers may or may not have previously been communicated at an AIOL or other scientific meeting, but should not have been published nor submitted for publication elsewhere. Submitted manuscripts are reviewed by at least two independent peer referees; the final decision about acceptation will be taken by the Editor in Chief.

## INDICE

**BARTOLINI P., CAPELLO M., MARTINI A.** - Considerazioni sedimentologiche sul materiale sospeso nelle acque costiere pugliesi (Interreg II "Italia-Grecia"). Pag. 1

**CERCHIERINI M., LANGONE L., RAVAIOLI M.** - Sediment trap particle fluxes in the northwestern Ross Sea, Antarctica. Pag. 13

**CASTELLI S., GIANI M., BERTO D., BALDAN C.** - Analisi delle performances di un sistema di ultrafiltrazione. Pag. 25

**de MAGISTRIS M.A., IULIANO S., MUSELLA F., ROSSI L.** - Caratteri storici, geoambientali ed evolutivi dell'area costiera dei Regi Lagni (Campania). Pag. 35

**DECEMBRINI F., AZZARO F., GALLETTA M., GANGEMI E., GIACOBBE M.** - Variabilità a breve termine della biomassa fitoplanctonica durante una fioritura a dinoflagellati in una baia delle Isole Eolie. Pag. 47

**GIORDANO P., SPAGNOLI F., MARCACCIO M., MARINI M., FRASCARI F., MODICA A., RIVAS G.** - Il Mar Piccolo di Taranto: osservazioni preliminari sul ciclo dei nutrienti all'interfaccia acqua-sedimento. Pag. 59

**MARCHINI A., OCCHIPINTI AMBROGI A.** - La comunità macrobentonica della Sacca di Goro (Adriatico settentrionale) analizzata tramite un modello a logica fuzzy. Pag. 71

**GUGLIELMO R., GIACCONE G.** - Indagini sulle comunità zoobentoniche associate a *Caulerpa taxifolia* nello Stretto di Messina. Pag. 81

**ANZALONE E.** - Approccio integrato allo studio dei travertini. L'esempio di Pontecagnano. Pag. 91

**BRANDOLINI P., MUSSO M., PICCAZZO M., RANDAZZO E.** - Pericolosità geomorfologica in aree a valenza turistica: il tratto di costa tra Punta Monesteroli e Punta Persico (Liguria orientale). Pag. 101

**CORRADI N., GIORDANO F., GIORDANO R.** - The application of a very high resolution hardware and software (D-Seismic) system for the acquisition of seismic data on Ross Sea sediments. Pag. 115

**DE PIPPO T., DONADIO C., PENNETTA M., TERLIZZI F., VALENTE A., VECCHIONE C.** - Il ruolo dei *canyons* sottomarini nella cattura dei sedimenti marini costieri nel Golfo di Taranto. Pag. 125

**COLIZZA E., FINOCCHIARO F., IVALDI R., TOLOTTI R.** - Sedimentazione fine nella Wood Bay (Mare di Ross occidentale - Antartide). Pag. 137

**CORTEMIGLIA G.C., PICCAZZO M., RELLINI I.** - Zonazione costiera del tratto tra Punta dell'Aspera e Punta della Mola (Liguria occidentale) per una cartografia tematica della vulnerabilità per erosione. Pag. 149

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 1-12 luglio 2004*

# CONSIDERAZIONI SEDIMENTOLOGICHE SUL MATERIALE SOSPESO NELLE ACQUE COSTIERE PUGLIESI (INTERREG II "ITALIA-GRECIA")

Paola BARTOLINI, Marco CAPELLO, Alessandra MARTINI

Dipartimento per lo studio del territorio e delle sue risorse
Corso Europa, 26 - 16132 Genova

## ABSTRACT

***Sedimentological comments about the suspended matter in the apulian coastal waters (Interreg II "Italia-Grecia")***

Study on the suspended particulate matter in the water mass can be carried out defining the concentration of total particulate matter, inorganic particulate matter and organic particulate matter. A valid aid for the further evaluations is supplied by the particulate matter dimensional analysis through the definition of both quantitative and granulometric characteristics. These data give an idea about the diffusion of the sediments settling down through the water column. A study of the suspended matter characteristics was carried out along the Apulian coasts, during three oceanographic cruises within the INTERREG II "Italy-Greece" Project. The parameters taken into consideration have allowed to evaluate the particulate matter characteristics, to define sources of input and sediments spreading within the water column and, finally, to determine a typical situation for each survey field based on sedimentological characteristics. The areas of the Ionian Sea and Otranto Channel are influenced by the offshore primary inputs, whereas the coastal ones appear to be important only in the area of Brindisi.

## RIASSUNTO

Lo studio del materiale particellato sospeso nella massa d'acqua può essere effettuato definendo la concentrazione del particellato totale, la componente inorganica ed organica. Un valido aiuto per le successive valutazioni viene fornito dall'analisi dimensionale del sospeso, mediante la determinazione delle sue componenti quantitative e granulometriche; questi dati offrono un quadro della diffusione del sedimento durante la sua discesa lungo la colonna d'acqua. Nell'ambito del Progetto CoNISMa "INTERREG II Italia-Grecia", durante 3 campagne oceanografiche, è stato effettuato uno studio per la valutazione della caratteristiche del materiale sospeso, lungo le coste pugliesi. I parametri presi in considerazione hanno permesso di valutare le caratteristiche del materiale in sospensione e di definire sorgenti di apporto e diffusione dei sedimenti nella massa d'acqua offrendo un quadro tipico per ogni settore di indagine

e definendo aree diverse per caratteristiche sedimentologiche. L'area indagata è risultata sensibile agli apporti primari provenienti dal largo specie nel settore Mar Ionio e nel Canale d'Otranto mentre gli apporti costieri sono rilevanti nella sola area di Brindisi.

## 1. INTRODUZIONE

Per raggiungere gli obiettivi proposti si sono valutate sia la concentrazione del materiale totale (TPM) presente nelle acque della fascia costiera, differenziandolo in componente organica (OPM) ed inorganica (IPM), sia le caratteristiche delle particelle, mediante la misura sia del numero (NP) sia delle dimensioni (classi granulometriche).

Studi sistematici sul materiale sospeso nelle acque costiere non sono frequenti nel Basso Adriatico e nel Mar Ionio, contrariamente all'Alto Adriatico (Maggiore *et al.*, 1998; Miserocchi *et al.,* 1999), e fino ad oggi in molti lavori sono presenti solo dati di trasparenza delle acque. I dati relativi a questo parametro derivano in massima parte dalle attività condotte dall'Istituto di Biologia del Mare e dall'Istituto Talassografico di Trieste che in vari momenti si sono occupati di distribuzione del materiale sospeso nel Basso Adriatico e nel Mar Ionio (Boldrin & Rabitti, 1992; Civitarese *et al.*, 1998; Boldrin *et al.*, 2002).

I dati riguardanti il sospeso vengono utilizzati per la definizione delle masse d'acqua in base al carico solido in esse contenuto e vengono a costituire un bagaglio di informazioni che, integrate con misure fisiche (Poulain, 1999; Budillon *et al.*, 2000), possono contribuire allo studio delle dinamiche che regolano la dispersione del materiale sospeso durante il suo processo di sedimentazione (Piccazzo & Tucci, 1983) e all'individuazione di aree sottoposte a diversi apporti ed influenze.

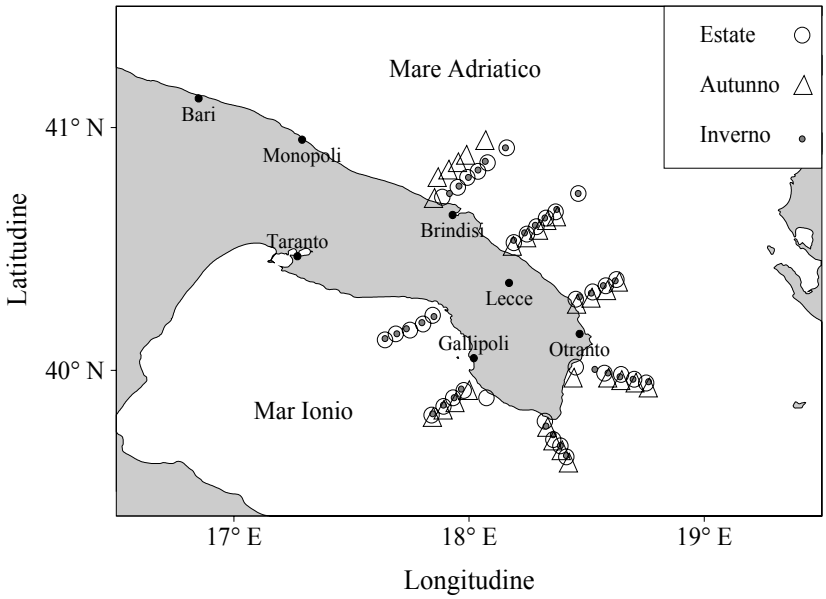



Fig. 1 - Localizzazione delle stazioni di campionamento.

## 2. METODOLOGIA

Nel periodo giugno e dicembre 2000, sono state condotte 3 campagne oceanografiche effettuando una serie di campionamenti su sette transetti perpendicolari alla costa (Fig. 1).

I campionamenti sono stati effettuati mantenendo, se possibile, costanti le quote di prelievo in ogni campagna (superficie, clear waters (Biscaye &. Eittreim, 1977), fondo) fino al ciglio della piattaforma, in accordo con quanto evidenziato dai profili CTD.

La determinazione del TPM e la successiva differenziazione delle due componenti OPM e IPM, sono state effettuate secondo le metodologie di laboratorio indicate da Strickland & Parson (1968), Pierce *et al.* (1981) e Tucci *et al.* (2001). Successivamente, per mezzo del Coulter® Counter Multisizer II, si sono determinate le dimensioni ed il numero per litro delle particelle presenti nella massa d'acqua (Krank & Milligan, 1978). Al fine di ottenere uno spettro dimensionale compreso nel range 3 – 100 µm, per le analisi si è utilizzato il capillare con orifizio da 140 µm (Coulter® El. Ltd, 1988).

## 3. DISCUSSIONE DEI RISULTATI

Le caratteristiche dimensionali del materiale sospeso analizzato sono ben rappresentate dalle curve granulometriche tipiche di ciascun periodo. In particolare, per quanto riguarda giugno, si sono ottenute caratteristiche curve dimensionali unimodali (Fig. 2) definite dalla netta predominanza della frazione fine, evidenziata dalla moda sui 3 µm. La presenza di particelle di piccole dimensioni e di alti valori in NP (un fattore 10 in più rispetto ai campioni prelevati nelle successive campagne) è caratteristica solo di questo periodo di campionamento.

Per il periodo settembre-ottobre, le curve di frequenza evidenziano una sostanziale plurimodalità con moda principale tra 20 e 40 µm (Fig. 3); solo per alcuni campioni si sono ottenute curve unimodali con moda principale tra 30 e 80 µm. Tutto questo denota un generale incremento delle dimensioni del sospeso.

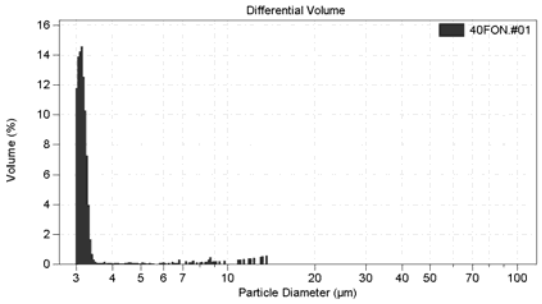



Fig. 2 - Curva dimensionale campagna giugno 2000.

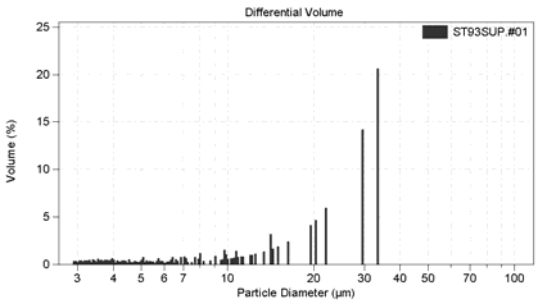



Fig. 3 - Curva dimensionale campagna settembre-ottobre 2000.

Le curve di frequenza riguardanti dicembre, invece, sono principalmente unimodali (Fig. 4), con moda tra 40 e 90 µm; le curve plurimodali sono presenti in

minor numero con moda principale intorno ai 30 μm, denotando ancora un leggero incremento delle dimensioni rispetto al campionamento precedente.

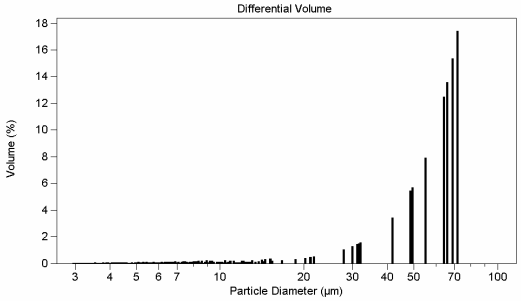



Fig. 4 - Curva dimensionale campagna dicembre 2000.

Per quanto riguarda le concentrazioni, in giugno si sono ottenuti valori di TPM variabili tra un minimo di 0.08 $mg \cdot l^{-1}$ ed un massimo di 5.76 $mg \cdot l^{-1}$; tali concentra-zioni massime appaiono elevate se confrontate con quelle riportate in letteratura per la stessa area di indagine sia in estate, sia in inverno (Boldrin *et al*., 2002: TPM max 1.04 $mg \cdot l^{-1}$).

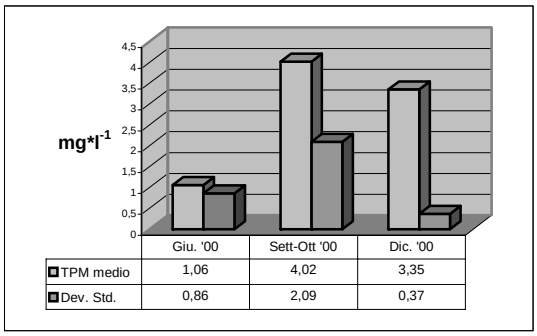
La componente organica del materiale (OPM) presenta valori compresi tra 0.03 e 5.22 $mg \cdot l^{-1}$ con valori medi percentuali elevati (70% del TPM). L'analisi dimensionale ha indicato che il numero di particelle su litro varia da 14 a $50 \cdot 10^6$ con una dimensione media delle particelle compresa tra 3 e 41 μm e moda 3 μm. Il numero di particelle misurato è paragonabile a quello riscontrato da De Lazzari *et al*. (1999) durante la stagione invernale ($20 \cdot 10^6$ $part \cdot l^{-1}$) nelle Adriatic Surface Waters (ASW) in uscita dal bacino Adriatico mentre risulta molto alto se confrontato con i valori trovati dagli stessi autori in estate ($< 5 \cdot 10^6$ $part \cdot l^{-1}$).

All'inizio dell'autunno le concentrazioni in TPM risultano ancora maggiori essendo comprese tra 0.13 e 8.65 $mg \cdot l^{-1}$; la quantità di OPM presente nel materiale in sospensione varia tra 0.11 e 7.75 $mg \cdot l^{-1}$ e la percentuale media di OPM è 85% (con valori estremi rispettivamente pari a 36% e 95%). Tramite l'analisi dimensionale si sono calcolati un numero di particelle compreso tra 0.2 e $6 \cdot 10^6$ $part \cdot l^{-1}$, in accordo con i valori estivi reperibili in letteratura, e dimensioni medie comprese tra 7 e 58 μm.

A dicembre il TPM registra un calo nei suoi valori massimi (4.81 $mg \cdot l^{-1}$), che restano comunque elevati rispetto ai dati in letteratura e la percentuale di OPM è dell'85%. Il range di variazione del numero di particelle per litro nei campioni analizzati, non discostandosi dal precedente periodo, resta nettamente al di sotto dei valori riscontrati da De Lazzari *et al.* (1999) in prossimità delle coste pugliesi, nella stessa stagione ($20 \cdot 10^6$ $part \cdot l^{-1}$) ma le caratteristiche dimensionali delle particelle risultano nettamente diverse, avendo ottenuto valori del parametro media superiori di un ordine di grandezza.

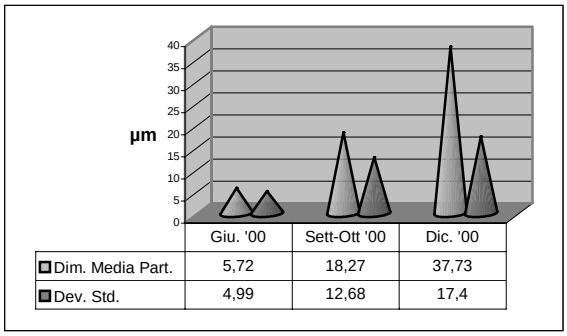
Osservando la situazione nel suo complesso la variabilità stagionale dei parametri indagati è messa in evidenza dai grafici dei valori medi delle figure 5, 6, 7 e 8.

Questi grafici evidenziano una sostanziale differenza tra la prima e le successive campagne. In particolare a giugno il materiale sospeso è presente con concentrazioni relativamente basse (valore medio 1.06 $mg \cdot l^{-1}$) legate ad un elevato numero di particelle di piccole dimensioni (circa $25 \cdot 10^6$ $part \cdot l^{-1}$, con dimensione media di 5 μm); le indagini successive sono altresì caratterizzate da maggiori concentrazioni di TPM (4 e 3 $mg \cdot l^{-1}$) legate a particelle di dimensioni maggiori ma presenti in numero relativamente basso (1-$1.5 \cdot 10^6$ $part \cdot l^{-1}$ e 18-38 μm di dimensione media).



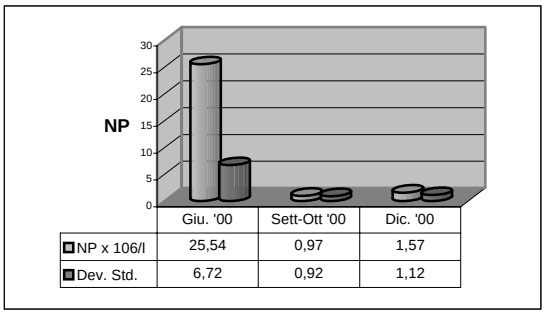

| | Giu. '00 | Sett-Ott '00 | Dic. '00 |
|---|---|---|---|
| TPM medio | 1,06 | 4,02 | 3,35 |
| Dev. Std. | 0,86 | 2,09 | 0,37 |

Fig. 5 - Valori medi e relativa deviazione Standard del TPM.



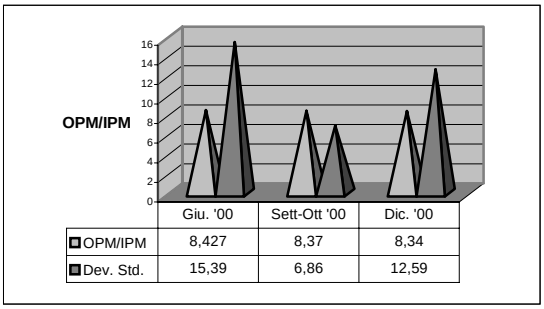

| | Giu. '00 | Sett-Ott '00 | Dic. '00 |
|---|---|---|---|
| Dim. Media Part. | 5,72 | 18,27 | 37,73 |
| Dev. Std. | 4,99 | 12,68 | 17,4 |

Fig. 6 - Valori medi e relativa deviazione standard della dimensione media delle particelle.




| | Giu. '00 | Sett-Ott '00 | Dic. '00 |
|---|---|---|---|
| NP x 106/l | 25,54 | 0,97 | 1,57 |
| Dev. Std. | 6,72 | 0,92 | 1,12 |

Fig. 7 - Valori medi e relativa deviazione standard del numero di particelle (NP).




| | Giu. '00 | Sett-Ott '00 | Dic. '00 |
|---|---|---|---|
| OPM/IPM | 8,427 | 8,37 | 8,34 |
| Dev. Std. | 15,39 | 6,86 | 12,59 |

Fig. 8 - Valori medi e relativa deviazione standard del rapporto OPM/IPM.

Anche se in questo studio sembra rispettato un normale trend annuale caratterizzato da basse concentrazioni nella stagione estiva e valori più alti di TPM in autunno e in inverno (Tucci *et al.*, 2003a, 2003b, 2003c e 2003d), va tenuto anche conto della situazione meteo-marina in cui si sono svolte le campagne oceanografiche in quanto condizioni di mare calmo si sono avute solo in occasione della prima indagine.

L'ultimo grafico mostra come il valore medio del rapporto OPM *vs* IPM si mantenga costante in tutte le campagne. Questo risultato appare piuttosto discordante con i dati bibliografici reperiti, secondo i quali, durante la stagione invernale, dovrebbe essere evidente un incremento della frazione inorganica nel materiale in via di sedimentazione (De Lazzari *et al*., 1999) da cui, anche in virtù delle condizioni del mare, presumibilmente responsabili di forti fenomeni di risospensione e dato l'alto valore della deviazione standard, il dato medio va considerato scarsamente indicativo.

L'osservazione delle distribuzioni orizzontali del TPM ed il confronto fra quelle superficiali (Figg. 9 e 10) e quelle relative allo strato di fondo, hanno evidenziato una discreta omogeneità della colonna d'acqua ed una scarsa stratificazione orizzontale relativamente ai parametri del sospeso che è parzialmente confermata dalle sezioni verticali illustrate sotto (Fig. 11).

A giugno, la distribuzione superficiale del TPM (Fig. 9) è caratterizzata da generale omogeneità dalla quale si distingue la sola area prospiciente Brindisi, dove le concentrazioni di TPM raggiungono valori maggiori di 4 $mg \cdot l^{-1}$.

La distribuzione di settembre-ottobre (Fig. 10) mette in evidenza due vaste aree,

localizzate rispettivamente nell'Adriatico meridionale e nello Ionio settentrionale, a maggiori concentrazioni di TPM rispetto alla precedente (fino ad oltre 5 $mg \cdot l^{-1}$) ed un'area intermedia, in corrispondenza del Canale d'Otranto caratterizzata da valori inferiori a 2 $mg \cdot l^{-1}$.

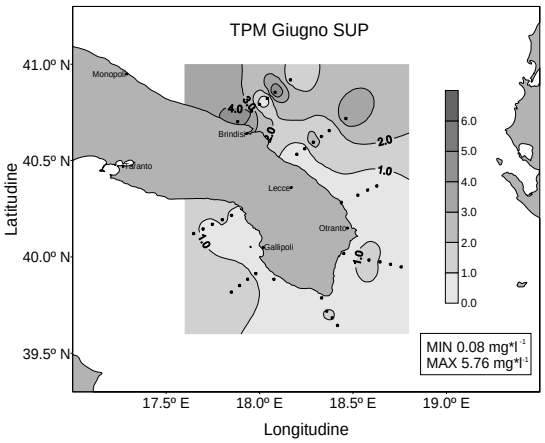



Fig. 9 – Distribuzione superficiale del TPM relativa alla campagna di giugno 2000.

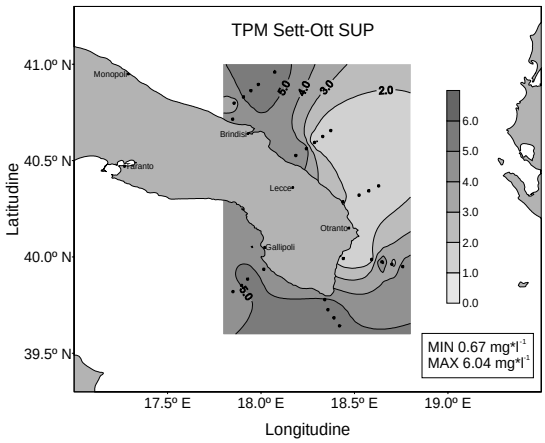



Fig. 10 – Distribuzione superficiale del TPM relativa alla campagna di sett-ott. 2000.

Infine, in dicembre si è riscontrata una sostanziale uniformità dei dati con concentrazioni relativamente alte del TPM (3-4 $mg \cdot l^{-1}$) in tutto l'orizzonte superficiale.

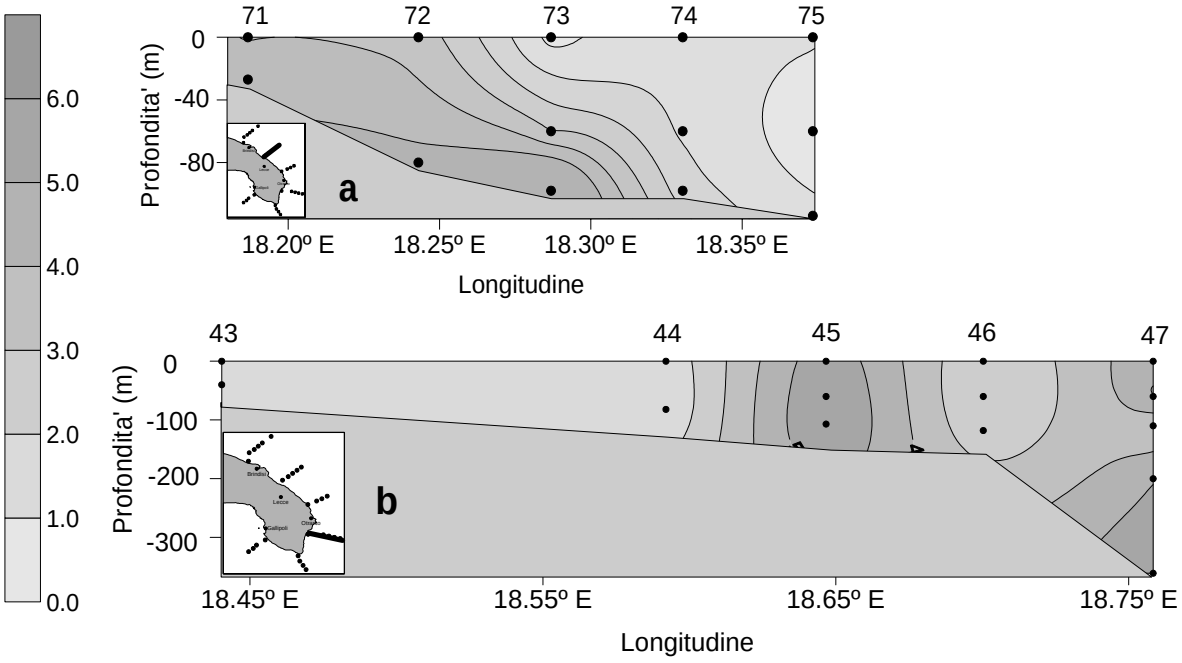



Fig. 11 - Distribuzione verticale del TPM (in $mg \cdot l^{-1}$) in due transetti rappresentativi nella campagna di sett-ott 2000.

In particolare, nella zona del basso Adriatico sia all'inizio dell'estate, sia all'inizio della stagione autunnale (Fig. 11a), si riscontra un gradiente delle concentrazioni diretto dal largo verso costa che sembra essere legato in parte agli apporti locali, in parte alla ASW in uscita dal bacino (Civitarese *et al.*, 1998). Sul fondo è presente uno strato nefeloide caratterizzato da concentrazioni di sospeso che superano i 5 $mg \cdot l^{-1}$, limitato alla parte interna della piattaforma continentale.

Nel settore dello stretto (Fig. 11b), durante lo stesso periodo, è presente un marcato fronte verticale a circa 20 miglia dalla costa con acque distali più torbide rispetto a quelle costiere. Questa situazione sembra escludere, al momento dell'indagine, l'influenza della Levantine Intermediate Water (LIW), povera in sospeso (De Lazzari *et al.*, 1999) su questa porzione della piattaforma e della scarpata e indica una condizione di forte rimescolamento verticale. Tale situazione della colonna d'acqua è evidente anche nel caso dell'indagine invernale.

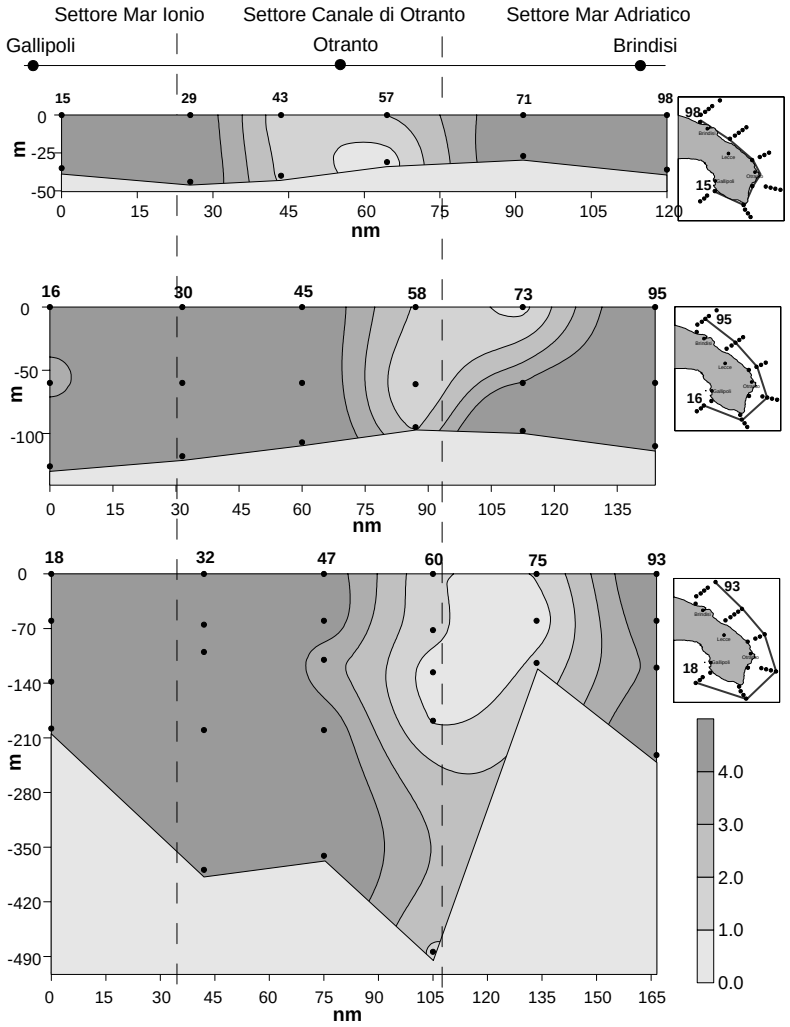



Fig. 12 - Andamento del TPM (in $mg \cdot l^{-1}$) lungo le coste pugliesi. Campagna settembre-ottobre 2000.

L'insieme di questi risultati oltre a fornire informazione sulla variabilità stagionale dei parametri indagati, offre un primo quadro di quella che è la variabilità spaziale degli stessi, delineando tre aree con caratteristiche e dinamiche diverse del materiale particellato; la prima area comprende i tre transetti del Mar Ionio, fino a S. Maria di Leuca, la seconda, quelli a N e S di Otranto e l'ultima, i due transetti di Brindisi. Una migliore visione d'insieme è data dallo sviluppo dei profili paralleli alla costa (Fig. 12), sempre relativi alla distribuzione del TPM.

In particolare, in occasione della campagna Sett-Ott che è la più rappresentativa, si ha conferma della distinzione in tre settori: il settore del Mar Ionio e quello del basso Adriatico, caratterizzati da maggiori concentrazioni di materiale sospeso e quello corrispondente allo Stretto di Otranto occupato da una massa d'acqua povera in sospeso verticalmente omogenea che supera i 200 m di profondità e, procedendo da costa verso il largo, tende ad espandersi nel settore adriatico.

## 4. ANALISI MULTIVARIATA DEI DATI RELATIVI ALLE 3 CAMPAGNE

Lo studio delle problematiche ambientali implica l'analisi di sistemi complessi formati da elementi molto diversi tra loro, ma in forte interazione reciproca e con l'ambiente stesso (Feoli, 1999; Mazzoleni & D'Urso, 1999). Questi elementi possono essere descritti da attributi e variabili di tipo differente; in questi casi affrontare il problema con l'analisi multivariata può evidenziare la variabilità e la tendenza del sistema (Mazzoleni *et al.*, 1992).

L'analisi, effettuata con il software Syn-Tax 5 (Podani, 1991), è stata inizialmente applicata a tutti i parametri indagati per ogni campagna a prescindere dalla quota di prelevamento; successivamente si sono scelte le variabili TPM, OPM, numero di particelle e dimensione media per la loro capacità di differenziare in modo più efficiente i clusters (Nelsen, 1981; Fabbris, 1997). I parametri prescelti sono stati elaborati utilizzando la hierarchical clustering; si è utilizzata una procedura d'ottimizzazione delle distanze tra i gruppi utilizzando il metodo del legame completo e la distanza euclidea come coefficiente di somiglianza. Applicando alla matrice dei dati la fuzzy set analysis, è stato possibile ridurre il numero dei clusters a 3 per ogni campagna.

Risulta evidente che se in un punto stazione tutti i campioni presi alle varie quote sono compresi nello stesso cluster significa che l'intera colonna d'acqua è omogenea e l'intera massa d'acqua è condizionata dalle stesse variabili nello stesso modo. Se lungo la colonna d'acqua si riscontrano campioni raggruppati in due clusters diversi significa che la situazione potrebbe essere condizionata da due masse d'acqua con caratteristiche diverse. Infine la presenza di più di due clusters lungo la colonna d'acqua evidenzia un'estrema instabilità dei parametri che variano facilmente poiché condizionati da fattori diversi.

Nel mese di giugno (Fig. 13) il cluster 2 è dominante nei transetti a SW di Otranto e delinea una zona molto omogenea; nel settore adriatico si riscontra in molte stazioni ma non a tutte le quote per la presenza soprattutto del cluster 1 che è presente solo in questa area. Il transetto a nord di Brindisi è caratterizzato dalla presenza di tutti i clusters ad indicare una zona d'alta variabilità in spazi brevi ed il limite critico di condizionamento del campione potrebbe essere dato dalle stazioni poste lungo la

batimetria dei cento metri in cui si localizza la maggior variabilità dei clusters.

Per il periodo settembre-ottobre (Fig. 14) si possono notare due settori distinti, rispettivamente a nord e a sud di Otranto. Nel settore ionico il cluster 2 è presente in modo praticamente costante in tutta la massa d'acqua e questa situazione riproduce quella già vista nel mese di giugno; il cluster 3 caratterizza invece la zona adriatica ed, anche in questo caso, l'intera massa d'acqua risulta omogenea.

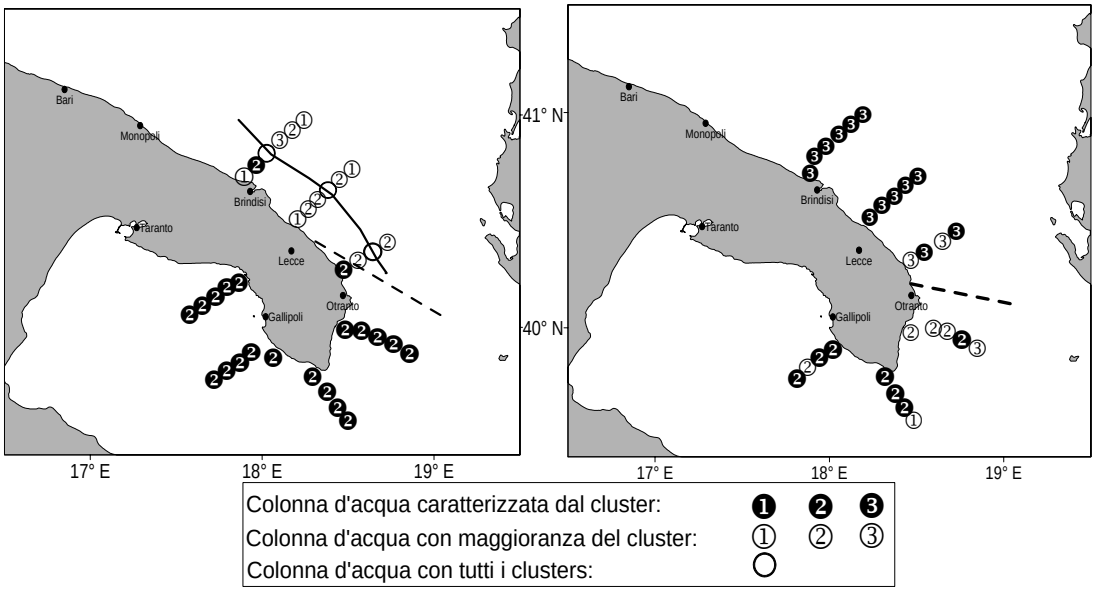



Fig. 13 - Risultati della cluster analysis per la campagna di giugno 2000.

Fig. 14 - Risultati della cluster analysis per la campagna di sett-ott 2000.

Il cluster 1, presente, in parte, solo nella stazione più esterna, nel transetto perpendicolare a S. Maria di Leuca, è caratterizzato da particelle relativamente piccole ed indica la possibilità di apporti diversi dal largo.

Nel mese di dicembre (Fig. 15) la situazione è più articolata: il cluster 1 caratterizza le acque antistanti S. Maria di Leuca e Otranto con la sua ricorrenza sia nel settore adriatico sia in quello ionico ma solo al largo; le acque costiere sono invece caratterizzate dal cluster 3. Anche in questo caso il transetto antistante Brindisi è caratterizzato dai tre clusters ad indicare influenze di tipo diverso che condizionano le caratteristiche del campione. La presenza di clusters diversi alle varie quote, in quasi tutto il campo d'indagine, testimonia la mancanza in questo mese di condizioni stabili per il materiale sospeso.

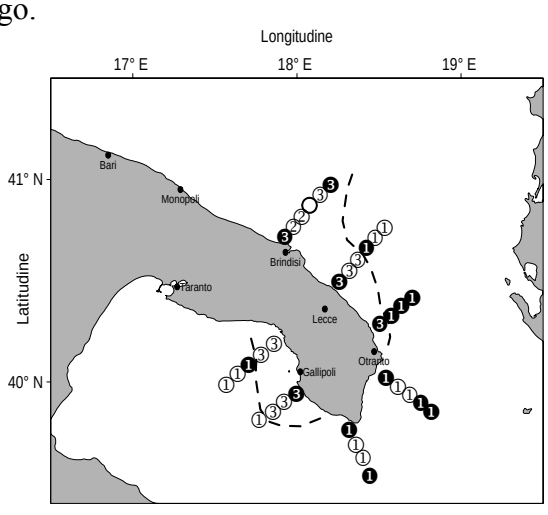



Fig. 15 - Risultati della cluster analysis per la campagna di dicembre 2000.

## 5. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Le concentrazioni dei sedimenti sospesi sono condizionate principalmente dalla frazione organica sia nella zona costiera, sia al largo; si nota una generale scarsità di apporti terrigeni ed in particolare la zona prospiciente Brindisi risulta influenzata da scarichi di materiale particellato organico proveniente da terra.

La cluster analysis conferma ciò che si poteva desumere dai risultati delle analisi e dalle successive elaborazioni grafiche dei dati: è possibile separare l'area d'indagine in tre settori, ciascuno dei quali presenta caratteristiche proprie ed una propria vulnerabilità relativa alle condizioni meteo-marine; in particolare si distinguono:

- un settore Ionico, da Porto Cesareo a S. Maria di Leuca, che risulta essere caratterizzato da acque ben definite ed omogenee da un punto di vista sedimentologico ma sensibili alle variazioni stagionali. In particolare, in estate queste acque sono caratterizzate da materiale sospeso presente in concentrazioni non elevate e di presumibile origine autoctona mentre nelle due indagini successive la distribuzione del sospeso risulta condizionata da un incremento delle concentrazioni dovuto presumibilmente alla presenza di sedimenti in risospensione;
- un secondo settore corrispondente allo Stretto di Otranto, tendenzialmente omogeneo, che presenta una scarsa torbidità delle acque e una generale uniformità dei parametri relativi al sedimento sospeso nella colonna d'acqua; la stabilità di quest'area è evidente nei periodi vicini alla stagione estiva, in cui è ridotto lo scambio tra il bacino Adriatico e il Mar Ionio ma può altresì risentire dell'influenza delle acque costiere di provenienza adriatica che si diffondono verso sud e occasionalmente, come nel caso della campagna di dicembre, condizionata da particolari condizioni dinamiche, può essere sede di un forte incremento delle concentrazioni di sospeso legato a fenomeni di risospensione e di advezione laterale;
- infine il settore del basso Adriatico che risulta interessato, in tutti i periodi indagati, dalle ASW provenienti da N, fluenti lungo la costa italiana e da apporti costieri locali che si sommano a quelli legati alle acque d'altura; non mancano inoltre le risospensioni sul fondo, specie nei periodi in cui si fa sentire l'energia del moto ondoso; qui le concentrazioni del materiale particellato raggiungono valori maggiori rispetto a quelle misurate nelle masse d'acqua presenti più a sud. Si tratta di un'area di transizione tra le caratteristiche delle acque del bacino Adriatico e quelle che influenzano il settore di Otranto e quello Ionico. Questa area risulta pertanto la più complessa per apporti e per variabilità delle condizioni.

## BIBLIOGRAFIA

Biscaye P. E. & Eittreim S. L. 1977. Suspended Particulate loads and transports in the nepheloid of the abyssal Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 23: 155-172.

Boldrin A. & Rabitti S. 1992. Suspended matter in the Gulf of Venice (Northern Adriatic Sea): years 1990 – 1991. Rapp. Comm. Int. Mer Medit., 33: 322.

Boldrin A., Miserocchi S., Rabitti S., Turchetto M.M., Balboni V. & Socal G. 2002. Particulate matter in the southern Adriatic and Ionian Sea: characterisation and downward fluxes. *Journal of Marine Systems*, 33-34: 389-410.

Budillon G., Grotti M., Rivaro P., Spezie G. & Tucci S. 2000. Physical and geochemical signatures associated with the water circulation along the Ancona coastal area. (PRISMA-2 Project). In Structures and processes in the Mediterranean ecosystem. Springer Verla:. 9-18.

Civitarese G., Gačič M., Vetrano A., Boldrin A., Bregant D., Rabitti S. & Souvermezoglou E. 1998. Biogeochemical fluxes through the Strait of Otranto (Eastern Mediterranean). *Continental Shelf Research*, 18 (7): 773-789.

Coulter® Electronics Ltd. 1998. Fine Particle Application for Coulter Multisizer II. *Reference Manual for Coulter® Counter Instruments. Issue.* Luton, England.

De Lazzari A., Boldrin A., Rabitti S. & Turchetto M.M. 1999. Variability and downward fluxes of particulate matter in the Otranto Strait area. *Journal of Marine Systems*, 20: 399-413.

Fabbris L. 1997. Statistica multivariata – Analisi esplorativa dei dati. McGrow-Hill, 437 pp.

Feoli E. 1999. Exploring multidimentional spaces in vegetation science. I: Dispense del Corso di introduzione all'analisi multivariata dei sistemi ecologici (AA.VV.). Venezia, 22-26.02.1999.

Krank K. & Milligan T. 1978. The use of the Coulter Counter in studies of particle size-distribution. *Aquatic Environment*, Bedford Institute of Oceanography - Dartmouth, Canada, Report Series, BI-R-79-7.

Maggiore A., Zavatarelli M., Angelucci M.G. & Pinardi N. 1998. Surface Heat and Water Fluxes in the Adriatic Sea: Seasonal and Interannual Variability. *Physics and Chemistry of The Earth*, 23 (5-6): 561-567.

Mazzoleni S. & D'Urso G. 1999. Applicazioni di metodi di analisi multivariata negli studi ambientali (da Giornata di studio su statistica ed ambiente). In: Dispense del Corso di introduzione all'analisi multivariata dei sistemi ecologici (AA.VV.). Venezia, 22-26.02.1999.

Mazzoleni S., Lo Porto A. & Blasi C. 1992. Multivariate analysis of climatic patterns of the Mediterranean basin. *Vegetatio*, 98: 1-12.

Miserocchi S., Faganeli J., Balboni V., Heussner S., Monaco A. & Kerherve P. 1999. Characteristics and sources of the settling particulate organic matter in the North Adriatic basin. *Organic Geochemistry,* 30 (6): 411-421.

Nelsen T.A. 1981. The application of Q-mode factor analysis to suspended particulate matter studies: examples from the New York bight apex. *Marine Geology*, 39: 15-31.

Pierce J.W., Tucci S. & Fierro G. 1981. Assessing variation in suspensates, Ligurian Sea (northwestern Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 1:149-154.

Piccazzo M. & Tucci S. 1983. Distribuzione e trasporto di materiale particolato sospeso nei canyons di Genova. Atti V Congresso A.I.O.L., Stresa 1982: 675-690.

Podani J. 1991. Syn-Tax 5.0 - Multivariate Data Analysis User's Guide.

Poulain P.M. 1999. Drifter observations of surface circulation in the Adriatic Sea between December 1994 and March 1996. *Journal of Marine Systems,* 20 (1-4): 231-253.

Strickland J.D.H. & Parson T.R. 1968. A practical handbook of seawater analysis. *Bullettin of Fisheries Research Board of Canada,* 167: 311.

Tucci S., Capello M., Ferrari M., Martini A. & Misic C. 2003a. Rapporto Tecnico Progetto PRISMA, Sottoprogetto I "Oceanografia fisica, Chimica e Biologia", Parte I. Artegiani A., Spezie G., Bergamasco A. Eds. Distribuzione del materiale particolato sospeso, Ancona 2003, 193-202.

Tucci S., Capello M., Martini A., Bartolini P. & Arghittu F. 2001. Relazione finale Progetto Interreg II "Italia-Grecia. Unpublished-Technical report. 56.

Tucci S., Martini A., Bartolini P., Capello M. & Ferrari M. 2003b. Rapporto Tecnico Progetto PRISMA, Sottoprogetto I "Oceanografia fisica, Chimica e Biologia", Parte III. Artegiani A., Spezie G., Bergamasco A. Eds. Distribuzione del materiale particolato sospeso, Ancona 2003, 207-216.

Tucci S., Martini A., Capello M. & Ferrari M. 2003c. Rapporto Tecnico Progetto PRISMA, Sottoprogetto I "Oceanografia fisica, Chimica e Biologia", Parte IV. Artegiani A., Spezie G., Bergamasco A. Eds. Distribuzione del materiale particolato sospeso, Ancona 2003, 271-286.

Tucci S., Martini A., Ferrari M., Capello M. & Misic C. 2003d. Rapporto Tecnico Progetto PRISMA, Sottoprogetto I "Oceanografia fisica, Chimica e Biologia", Parte II. Artegiani A., Spezie G., Bergamasco A. Eds. Distribuzione del materiale particolato sospeso, Ancona 2003, 253-265.

Ricevuto 8 gennaio 2004; revisionato 24 marzo 2004; accettato 5 maggio 2004.

*Lavoro presentato al XV Congresso AIOL, Roma, 23-25 settembre 2002.*

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 13-17 luglio 2004*

# SEDIMENT TRAP PARTICLE FLUXES IN THE NORTHWESTERN ROSS SEA, ANTARCTICA

Marika CERCHIERINI, Leonardo LANGONE, Mariangela RAVAIOLI

ISMAR-CNR, Sezione Geologia Marina, Bologna, Italy

## ABSTRACT

As part of the BIOSESO Project, two moorings equipped with two time-series sediment traps were deployed in the NW Ross Sea in order to study the spatial and temporal variability of particle fluxes. Mooring C was deployed on the northern flank of the Mawson Bank close to the shelf break, an area characterized by high hydrodynamics and a deep mixed layer. Mooring K was deployed in front of the Italian station at Terra Nova Bay and characterized by low current dynamics and high lithogenic input. Time-series sediment trap samples were collected from Dec. 1994 to Jan. 1996 and from Feb. 1996 to Feb. 1998 at site C and K, respectively. Fluxes of total mass, organic carbon, nitrogen and biogenic silica were determined on the trap samples.

Downward fluxes showed a marked spatial, seasonal and interannual variability, all of them strongly linked to the seasonal retreat of the sea ice margin. Vertical variability was absent at station C, while at the coastal site the near-bottom fluxes were higher than the surface ones in 1997 and lower in 1996; this variability was attributed to processes of focusing and scouring of material.

In this work, annual biogenic fluxes are compared with reference data from other sites of the Ross Sea. Results confirm the coupling between primary production and export fluxes at both stations.

## RIASSUNTO

***Flussi di materiale particellato da trappole di sedimento automatiche nel Mare di Ross nord-occidentale (Antartide)***

Nell'ambito del Progetto BIOSESO, nell'area nord-occidentale del Mare di Ross sono stati posizionati due ancoraggi provvisti ognuno di due trappole per sedimenti, con lo scopo di studiare la variabilità spaziale e temporale dei flussi di particellato. L'ancoraggio C è stato collocato sul fianco settentrionale del Mawson Bank nei pressi del ciglio di piattaforma, un'area caratterizzata da elevata idrodinamica e instabilità della colonna d'acqua. L'ancoraggio K è stato invece posizionato di fronte alla base italiana di Baia Terra Nova, caratterizzata da bassa idrodinamica ed elevato apporto litico. Il campionamento di particellato è durato da dicembre 1994 a gennaio 1996 e da febbraio 1996 a febbraio 1998, rispettivamente nei siti C e K. L'analisi dei campioni ha permesso la determinazione dei flussi di massa e dei flussi di carbonio organico, azoto e silice biogenica.

I flussi verticali hanno mostrato una marcata variabilità spaziale, stagionale ed interannale, tutte fortemente legate all'arretramento stagionale del margine di ghiaccio. Nel sito C non è stata riscontrata una variazione significativa dei valori dei flussi tra le due quote campionate, mentre nel sito costiero i flussi della trappola più profonda sono risultati più alti di quelli superficiali nel 1997 e più bassi nel 1996; questa variabilità è stata imputata a processi di advezione o allontanamento di materiale.

Nel presente lavoro, i flussi biogenici annuali vengono confrontati con i dati ottenuti da vari autori e relativi ad altri siti del Mare di Ross. I risultati confermano la presenza, in entrambe le stazioni, di un accoppiamento tra produzione primaria e flussi di esportazione.

## 1. INTRODUCTION

The Southern Ocean is an important region for air-sea $CO_2$ exchange, accounting for 20 to 25% of the annual oceanic uptake of $CO_2$ (Takahashi *et al.*, 2002). For this reason, biogeochemical changes that occur in this area can directly influence atmospheric $pCO_2$ levels and potentially impact global climate.

The present study is part of the Research Project BIOSESO (Biosiliceous Sedimentation in the Southern Ocean), focused on a characterization of the spatial and temporal variability of biogenic silica and carbon fluxes in the Pacific sector of the Southern Ocean and, in particular, in the northwestern part of the Ross Sea continental shelf.

From satellite observations, the Ross Sea continental shelf exhibits the most spatially extensive phytoplankton blooms in the entire Southern Ocean (Comiso *et al.*, 1993; Sullivan *et al.*, 1993; Arrigo *et al.*, 1998). Sweeney *et al.* (2000) estimated a net community production over the Ross Sea shelf of about 57±23 g C $m^{-2}$ $y^{-1}$. The Ross Sea is characterized by a deep continental shelf with a series of banks and basins elongated in SW-NE direction, by recurrent development of coastal polynyas close to the Ross Ice Shelf and at Terra Nova Bay (Arrigo *et al.*, 1998), and by a marked seasonal and spatial variability of both productivity in the photic layer and consequent export processes in the water column (DeMaster *et al.*, 1992; Nelson *et al.*, 1996; Dunbar *et al.*, 1998; Smith &d Dunbar, 1998; Accornero *et al.*, 1999; Asper & Smith, 1999; Collier *et al.*, 2000; Langone *et al.*, 2000).

Here, we have examined the variability of the vertical fluxes of particles in the water column, using moored time-series sediment traps: they provide valuable information on surface biological production and downward particle transfer also in scarcely accessible areas. Two moorings, both provided of time-series sediment traps for the collection of sinking particles, have been deployed at two different locations in the northwestern Ross Sea. The moorings were deployed for 13 months (Dec. 1994-Jan. 1996) and two years (Feb. 1996-Feb 1998) at sites C and K, respectively, and the result was the collection of temporal series of trap samples.

Other authors have collected data from sediment traps situated in different areas of the Ross Sea. Despite of the strong regeneration of the organic carbon in the water column (Nelson *et al.*, 1996), in most cases biogenic fluxes are higher at the bottom trap

level than in the surface one (Dunbar *et al.*, 1998; Collier *et al.*, 2000; Langone *et al.*, 2000). In this study, we try to explain the possible causes of this common trend, in order to identify the main environmental factors influencing the export processes of particles from the upper water column.

## 2. MATERIALS AND METHODS

Mooring C was deployed on the northern flank of the Mawson Bank close to the shelf break, at 72°29.55'S-175°08.10'E (456 m depth). Mooring K was deployed at 74°42.00'S-164°14.82'E (554 m depth) in a coastal protected area of the Terra Nova Bay (Fig. 1), close to the Italian station in Antarctica, but not interested by the recurrent polynya. Each mooring was equipped with two sets of instruments, one at ca. 200 m below the sea surface and the other one at ca. 40 m above the seafloor, both consisting of a time-series McLane Laboratories PARFLUX sediment trap with a series of rotary collectors, an Aanderaa RCM8 current meter, a SeaTech Light Scattering Sensor, and a SBE recorder of temperature and conductivity SeaCat16. Before the mooring deployment, sediment trap sampling intervals were set with a higher frequency in the periods of expected high surface productivity.

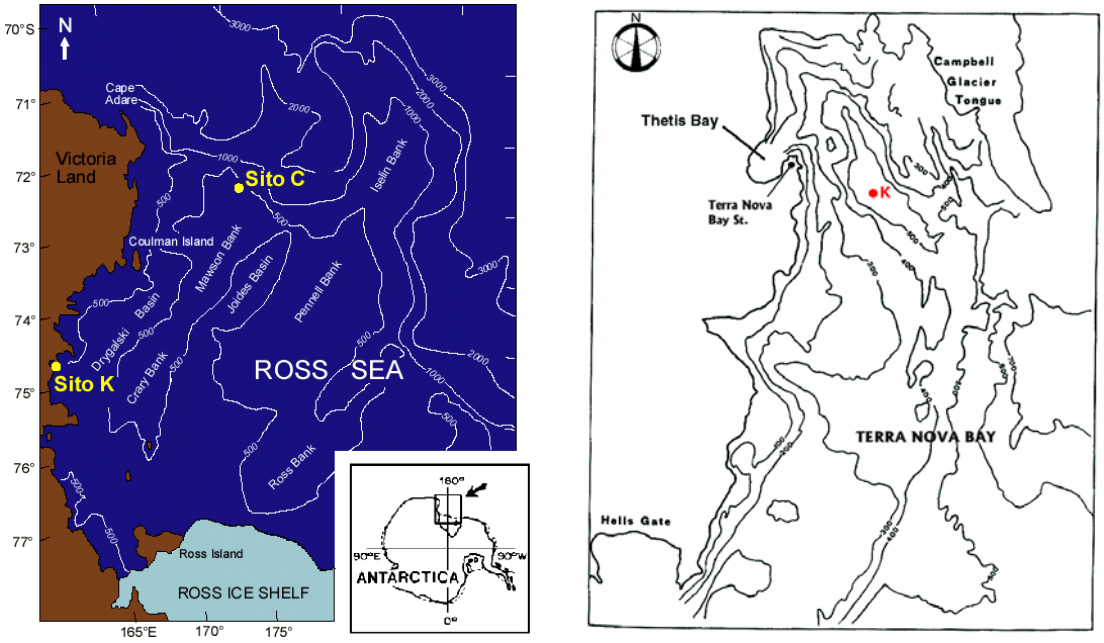



Fig. 1 - Location of moorings C and K in the Ross Sea (left), and particular of the position of mooring K in Terra Nova Bay (right).

In the laboratory, the supernatant was removed from the trap samples. The second step was the removal of the "swimmers" (i.e., organisms that enter sediment traps and may overestimate fluxes calculations) by handpicking under a dissecting microscope according to the procedure described by Heussner *et al.* (1990). Then, each sample was

wet split into several equal fractions for the mass flux determination and the following chemical analyses, using a high-precision peristaltic pump. Generally, each constituent was analysed on three replicates. On the other hand, when the sampled material was scarce we had to reduce the types of analysis, and when some cups contained very scarce material we had to merge several samples. Sub-samples were finally filtered through different types of filters: 0.45-μm MF-Millipore membrane filters for total mass fluxes, $^{210}Pb$ and mineralogy determinations, 0.6-μm Nuclepore policarbonate filters for biogenic silica (BSi) and trace metals, GF/F Whatman glass fiber for $C_{tot}$, $N_{tot}$, $C_{org}$ and $\delta^{13}C$ analysis. Carbonate content was calculated by the formula: $\%CaCO_3 = (\%C_{tot} - \%C_{org}) \times 8.33$. The lithogenic fraction was obtained as follows: $\%Lithogenics = 100 - (\%C_{org} \times 2) - \% CaCO_3 - \%BSi$. In this paper, we will discuss only data relative to total particulate and biogenic components (BSi, $C_{org}$, $N_{tot}$).

## 3. RESULTS

In this paper, we will show only the flux data measured by sediment traps, whereas the time series of physical observations (temperature, salinity and marine currents) will be described elsewhere. Nevertheless, a brief description of main results is provided. Antarctic Surface Waters characterized both stations. At site C, 40% of daily-averaged current velocities were higher than 10 cm $s^{-1}$ with peaks of 25 cm $s^{-1}$ and hourly mean intensities reaching more than 90 cm $s^{-1}$ (Picco et al., 1999). The mid-water trap worked under the influence of the modified Circumpolar Deep Water (CDW) intruding on the Ross Sea continental shelf, whereas Antarctic Bottom Waters flowed out the continental slope. On the contrary, at site K marine currents were weaker (mean values, ca. 5 cm $s^{-1}$). The High Salinity Shelf Water filled the deepest parts of the basin. During summers, the intrusion of Low Salinity Shelf Water and locally-produced Ice Shelf Water characterized the top and bottom level, respectively (Cerchierini & Langone, unpublished data).

At site K, mass flux peaks were well pronounced in February 1996 and 1998 but not during the intermediate summer (Fig.2). For the surface level, the highest fluxes were registered in the periods 05/02/96-01/03/96 (with a maximum of 3055 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$) and 01/02/98-08/02/98 (2578.7 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$). The bottom trap showed higher fluxes than the surface trap during winter, but lower during summer; with a peculiar increase in the period July-October 1997 (270.2 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$). Biogenic fluxes followed the mass flux trend (Fig. 2); at the top level maximum values were 2282.3 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$ for the biogenic silica, 150.5 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$ for the organic carbon, and 26.9 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$ for the total nitrogen.

At site C mass fluxes were much lower than at site K (Fig. 3). The periods of the highest mass fluxes were 01/01/95-14/02/95 and 10/12/94-15/01/95 for the surface and bottom level, respectively. Mass flux varied from 0.2 (10/12/94-31/12/94) to 71.9 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$ (01/01/95-15/01/95) at surface level, while at bottom level it varied from 0.14 (01/08/95-06/11/95) to 72.6 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$ (10/12/94-31/12/94). As for the coastal site, biogenic fluxes followed the mass flux trend (Fig. 3). Biogenic silica subsurface flux

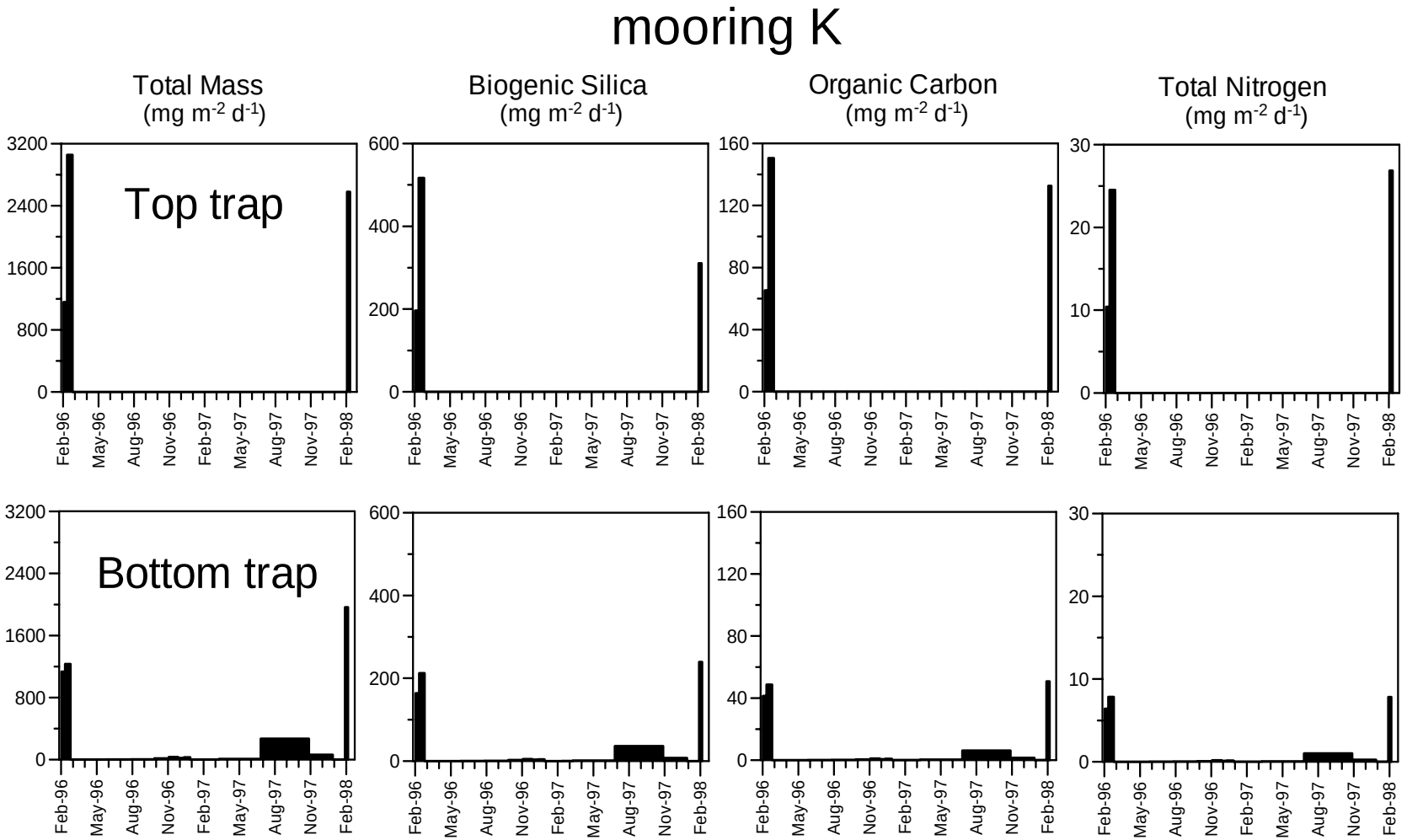



Fig. 2 - Temporal variations of downward fluxes for the two levels of mooring K. Fluxes are expressed in mg $m^{-2}$ $d^{-1}$.

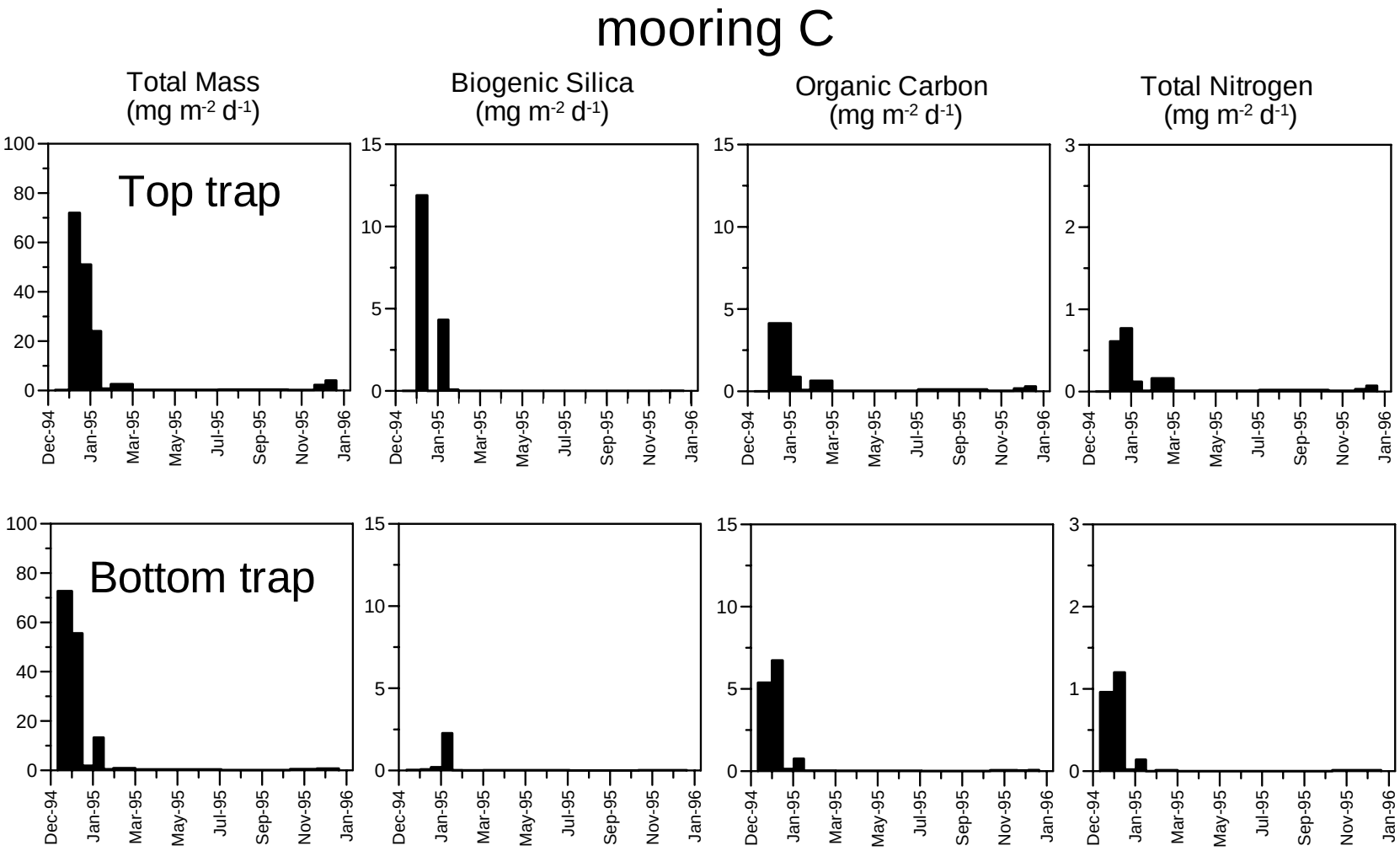



Fig. 3 - Temporal variations of downward fluxes for the two levels of mooring C. Fluxes are expressed in mg $m^{-2}$ $d^{-1}$.

ranged from 0.01 to 52.9 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$, whereas at bottom level it varied from 0.02 to 10.3 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$. Organic carbon fluxes ranged from 0 to 4.1 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$ at 200 m depth and from 0 to 6.7 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$ close to seafloor. Total nitrogen fluxes had similar trend: maximum values were 0.77 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$ and 1.2 mg $m^{-2}$ $d^{-1}$ for the top and bottom trap, respectively, whereas the minimum value was zero or close to it.

## 4. DISCUSSION

### 4.1. Variability of fluxes

The results show that total mass and biogenic fluxes followed the same trend at both stations (Figg. 2, 3). Hence, for comparison purposes, we will discuss the temporal variations of a single parameter, but the found inferences are relevant for all components.

Downward $C_{org}$ fluxes showed a marked spatial variability, being much higher in the coastal site than offshore (up to 42 times higher) (Fig. 4). The reason is probably related to the different characteristics of the two sites: the mooring C is located in an area characterised by high dynamics and low productivity, whereas the mooring K is situated in a coastal basin where productivity and focusing of material are important.

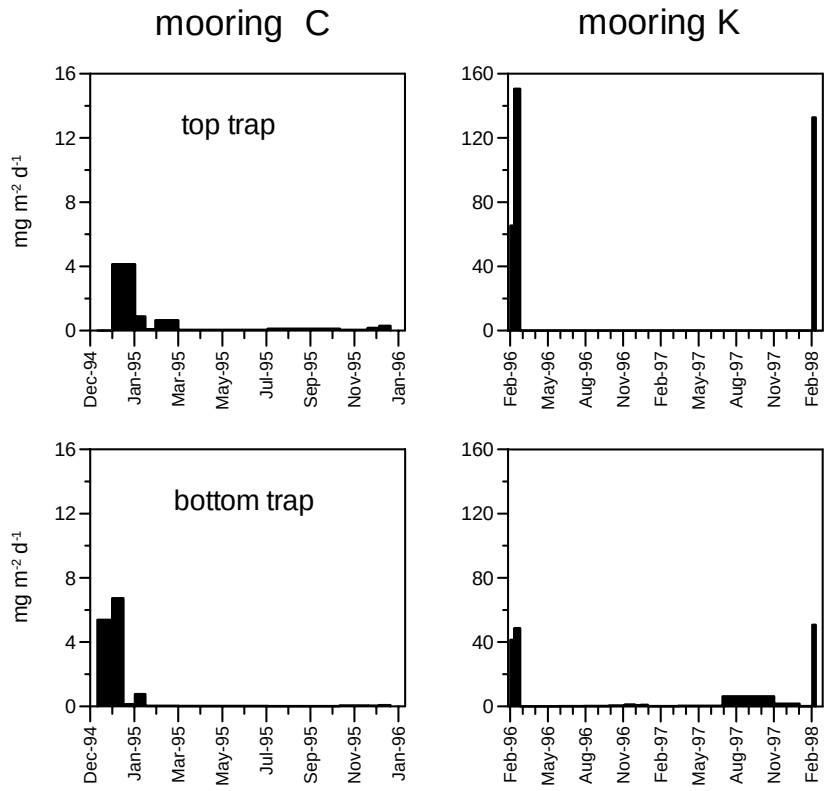



Fig. 4 - Organic carbon fluxes (mg $m^{-2}$ $d^{-}1$) at the surface and bottom traps for the two sampling sites.

Reference data of primary production rates support this hypothesis. In summer 1996, Saggiomo *et al.* (2002) reported a mean value of 1.27 g C $m^{-2}$ $d^{-1}$ for Terra Nova Bay, that is much higher than the mean value of the open Ross Sea (0.39 g C $m^{-2}$ $d^{-1}$). Moreover, Smith and Dunbar (1998) showed a decreasing productivity (from 1.24 to 0.9 g C $m^{-2}$ $d^{-1}$) moving from the inner to the outer shelf.

We also observed a strong seasonal variability at both sites, the most part of fluxes being concentrated in the period January-March at site C and in the months of February at site K (Fig. 4). In Fig. 5, we plotted the total particulate fluxes against the daily gridded sea ice concentrations estimated from DMSP F11 Special Sensor Microwave/Imager data (distributed by the National Snow and Ice Data Center at Boulder, Colorado, http://nsidc.org/data/nsidc-0002.html). The grid cells (25x25-km) comprising the mooring locations were used to gather the temporal trend of sea ice cover.

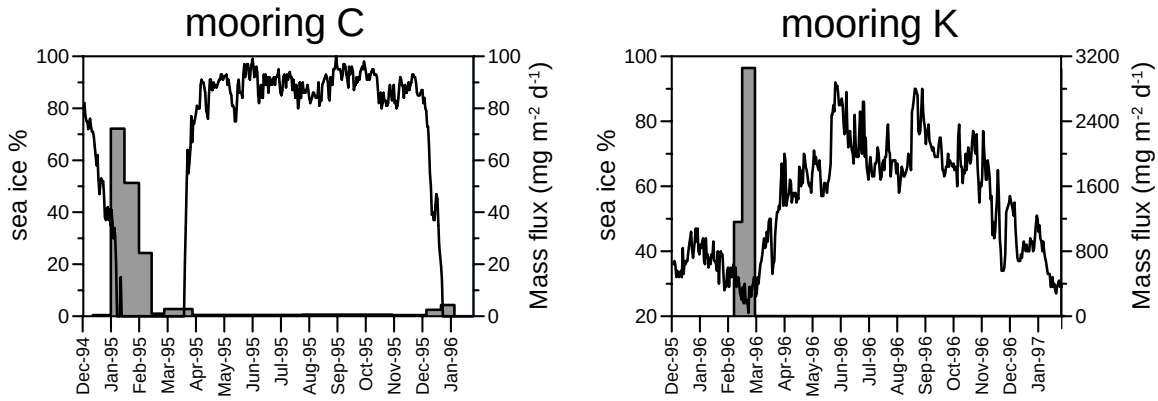



Fig. 5 - Comparison between the proportion of sea ice cover and the daily mass flux at the two sampling sites. For station K part of the sampling period is missing.

The peak fluxes at both stations were synchronous with the minimum sea ice cover. Hence, seasonal retreat of the sea ice margin seems to be the most important factor influencing the timing and duration of peak fluxes (Fig. 5). At site K, the sea surface opens later than in the offshore site and closes earlier, and this would justify the impulsive nature of the vertical fluxes recorded in Terra Nova Bay. The sea ice cover directly influences the level of irradiance, which drives the biological productivity. The relationship between ice cover and vertical fluxes suggests that in this part of the Ross Sea the link between primary production and export flux is very tight.

At both stations an apparent interannual variability was detected. At site C, fluxes were elevated in summer 1994-95 but not in the following summer; in K we measured peak flux values in February 1996 and February 1998, but not in the intermediate year (Fig. 4). These variations seem to be linked to atmospheric forcing influencing, among others, the characteristics of sea ice cover (Fig. 5).

### 4.2. Balances of the biogenic components

The annual mass fluxes were calculated for both stations (Tab. 1) integrating data from the entire deployment periods. At site C there was no substantial difference in the magnitude of fluxes at the two levels (2.27 vs. 2.48 g $m^{-2}$ $y^{-1}$ for top and bottom level, respectively). This is in some way amazing because of the high hydrodynamics of site C should preclude to use a one-dimensional model to construct a mass balance.

Tab. 1 - Annual total particulate fluxes, expressed in g $m^{-2}$ $y^{-1}$, calculated for both levels at the two sites. For site K there is a distinct value for each year of sampling.

| | Site C (g $m^{-2}$ $y^{-1}$) | Site K (g $m^{-2}$ $y^{-1}$) | |
|---|---|---|---|
| | 1995 | 1996 | 1997 |
| Top trap | 2.27 | 53.11 | 20.80 |
| Bottom trap | 2.48 | 30.53 | 54.75 |

At site K, the bottom annual flux (54.75 g $m^{-2}$ $y^{-1}$) was much higher than the surface flux (20.8 g $m^{-2}$ $y^{-1}$) in 1997, despite of the organic matter mineralization and biogenic silica dissolution in the water column. In 1996, the situation was opposite, with a flux of 30.53 g $m^{-2}$ $y^{-1}$ at the near-bottom level and of 53.11 g $m^{-2}$ $y^{-1}$ at the near-surface trap. These fluctuations were attributed to processes of focusing or scouring of the sinking particles that altered the vertical fluxes. In order to quantify the net contribution of these processes, a model was constructed for the mooring K, using the annually-averaged fluxes and assuming that lithic particles were conservative (Fig. 6). The mass balance of lithic particles requires the contribution of 9.12 g $m^{-2}$ $y^{-1}$ of laterally-advected material, which correspond to about 37% of the vertical mass flux. Assuming that the composition of the material advected to the bottom trap has the same composition of the material collected by the upper trap, the advected BSi and $C_{org}$ fluxes were calculated (Fig. 6). For example, taking into account the $C_{org}$, an extra flux of 0.69 g $m^{-2}$ $y^{-1}$ is required between the two traps following the indication obtained from the lithics. The sum of this flux with that measured by the upper trap gives an estimate of 2.57 g $m^{-2}$ $y^{-1}$. However, the bottom trap measured a flux of 1.23 g C $m^{-2}$ $y^{-1}$, and this requires the degradation of 52 % of the total. The same approach was used for the biogenic silica. In this case, only 26% of opal is removed by dissolution between the two levels. This balance confirms the decoupling of $C_{org}$ and BSi cycles in the water column of the Antarctic region. Nelson *et al.* (1996) estimated for the whole Ross Sea overall preservation efficiencies of 0.17 % and 5.8 % for organic carbon and silica, respectively. Nevertheless, negligible loss of either organic and biosiliceous material has been detected during the transit of particles in the deep water column toward the seafloor (Nelson *et al*., 1996). On the contrary, if also focusing/scouring processes are taken into account, the organic carbon sinking in the water column is recycled at a double rate with respect to the biogenic silica (52 % vs. 26 % for $C_{org}$ and BSi, respectively).

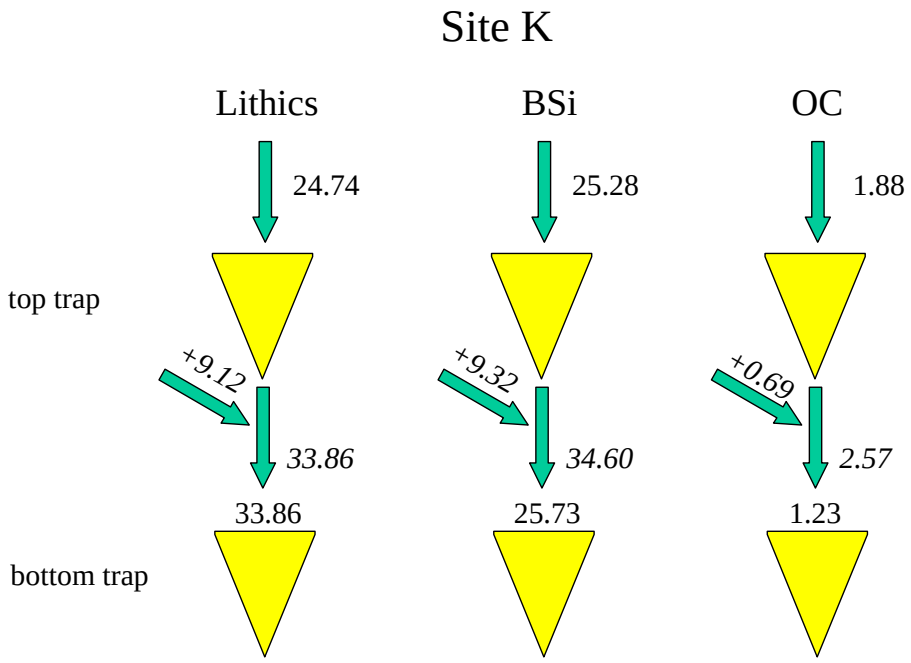



Fig. 6 - Mass balance for lithic, biogenic silica and organic carbon components relative to the site K. Values are expressed in g $m^{-2}$ $y^{-1}$. In italics the values calculated on the basis of the focusing/scouring model.

Finally, we compared results relative to the surface trap with data collected from other moorings deployed in the Ross Sea from 1983 to the present, as part of several American and Italian research projects (DeMaster *et al.*, 1992; Nelson *et al.*, 1996; Dunbar *et al.*, 1998; Smith & Dunbar, 1998; Accornero *et al.*, 1999; Asper & Smith, 1999; Collier *et al.*, 2000; Langone *et al.*, 2000). Organic carbon annual flux in the two sites was much lower (0.16 and 1.88 g C $m^{-2}$ $y^{-1}$ for sites C and K, respectively) than the average value of the Ross Sea (4.41 g C $m^{-2}$ $y^{-1}$). At station C, also the biogenic silica annual flux was much lower (1.0 g BSi $m^{-2}$ $y^{-1}$) than the average (26.7 g $SiO_2$ $m^{-2}$ $y^{-1}$), while the mean value of site K (25.3 g $SiO_2$ $m^{-2}$ $y^{-1}$) was similar to that of the whole Ross Sea. Also in this case, we have to invoke the rates of primary production that characterize the two sites as responsible of these differences.

## 5. CONCLUSIONS

From this study some environmental inferences can be done:

1. Fluxes had a marked spatial variability, being higher in the coastal site than in the offshore site. This variability seems to be linked to various factors, as the formation of seasonal pack ice, the particular geomorphology of the area, the stability of the water column, and the productivity in the euphotic layer.
2. Sea ice cover, typical of the Antarctic region, directly influences primary production and consequently also the temporal trend of downward fluxes in the

two study sites, i.e. the timing of peaks and the seasonal and interannual variability.

3. Comparing annual mass fluxes at top and bottom levels in the two sampling sites, we observed that at site C there were no significant differences in the magnitude of fluxes, while in the coastal site a marked vertical variability was observed (bottom fluxes alternatively lower or higher than surface fluxes). We attributed these variations to processes of focusing and scouring of the falling material that are able to alter downward fluxes.
4. The decoupling of the biogeochemical cycles of organic carbon and biogenic silica is confirmed, with a stronger degradation of the organic component in the intermediate water with respect to the opaline component.
5. Comparing our results with average data of the Ross Sea, we can conclude that a robust link between productivity and export fluxes is effective at both sampling sites: at station C, low fluxes reflected the low productivity of this area, whereas the coastal site, where primary production is higher, is characterised by more elevated biogenic fluxes.

## AKNOWLEDGEMENTS

This research was carried out in the framework of the Project “Ecology and Biogeochemistry of the Southern Ocean” (subproject Biogenic Sedimentation, P.I. dr. M. Ravaioli) of the Italian “Programma Nazionale di Ricerche in Antartide” supported by ENEA. We express great appreciation to those who helped with mooring instrumentation: Degl’Innocenti F., Lipparini E., Magagnoli A., Marozzi G., Meloni R. The officers and crews of the R/V *Italica* made deployments and recoveries possible. This is contribution N° XXX of the CNR-ISMAR, Sezione Geologia Marina of Bologna.

## REFERENCES

Accornero A., Bergamasco A., Monaco A. & Tucci S. 1999. Particle fluxes at the edge of the Ross Ice Shelf: the role of physical forcing. In: Oceanography of the Ross Sea - Antarctica (Spezie G. & Manzella G.M.R. eds), Springer-Verlag Italia: 177-195.

Arrigo K.R., Weiss A.M. & Smith W.O. Jr. 1998. Physical forcing of phytoplankton dynamics in the southwestern Ross Sea. *J. Geophys. Res.*, 103: 1007-1021.

Asper L.A. & Smith W.O. Jr. 1999. Particle fluxes during austral spring and summer in the southern Ross Sea, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, 104: 5345-5359.

Collier R., Dymond J., Honjo S., Manganini S., Francois R. & Dunbar R. 2000. The vertical flux of biogenic and litogenic material in the Ross Sea: moored sediment trap observations 1996-1998. *Deep-Sea Res*., II, 47: 3491-3520.

Comiso J.C., McClain C.R., Sullivan C.W., Ryan J.P. & Leonard C.L. 1993. Coastal Zone Color Scanner pigment concentrations in the Southern Ocean and relationships to geophysical surface features. *J. Geophys. Res.*, 98: 2419-2451.

DeMaster D.J., Dunbar R.B., Gordon L.I., Leventer A.R., Morrison J.M., Nelson D.M., Nittrouer C.A. & Smith, W.O.Jr. 1992. Cycling and accumulation of biogenic silica and organic matter in high-latitude environments: the Ross Sea. *Oceanography*, 5: 146-153.

Dunbar R.B., Leventer A.R. & Mucciarone D.A. 1998. Water column sediment fluxes in the Ross Sea, Antarctica: Atmospheric and sea ice forcing. *J. Geophys. Res.*, 103, C13: 30741-30759.

Heussner S., Ratti C. & Carbonne J. 1990. The PPS 3 time-series sediment trap and the trap sample processing techniques used during the ECOMARGE experiment. *Cont. Shelf Res.*, 10: 943-958.

Langone L., Frignani M., Ravaioli M. & Bianchi C. 2000. Particle fluxes and biogeochemical processes in an area influenced by seasonal retreat of the ice margin (northwestern Ross Sea, Antarctica). *J. Mar. Syst.*, 27: 221-234.

Nelson D.M., DeMaster D.J., Dunbar R.B. & Smith W.O. Jr. 1996. Cycling of organic carbon and biogenic silica in the Southern Ocean: Estimates of water-column and sedimentary fluxes on the Ross Sea continental shelf. *J. Geophys. Res.*, 101, C8: 18519-18532.

Picco P., Amici L., Meloni R., Langone L. & Ravaioli M. 1999. Temporal variability of currents in the Ross Sea (Antarctica). In: Oceanography of the Ross Sea - Antarctica (Spezie G. & Manzella G.M.R. eds), Springer-Verlag Italia: 103-117.

Saggiomo V., Catalano G., Mangoni O., Budillon G. & Carrada G.C. 2002. Primary production processes in ice-free waters of the Ross Sea (Antarctica) during the austral summer 1996. *Deep-Sea Res.*, II, 49: 1787-1801.

Smith W.O. Jr. & R.B. Dunbar 1998. The relationship between new production and vertical flux on the Ross Sea continental shelf. *J. Mar. Syst.*, 17: 445-457.

Sullivan C.W., Arrigo K.R., McClain C.R., Comiso J.C. & Firestone J. 1993. Distributions of phytoplankton blooms in the Southern Ocean. *Science*, 262: 1832-1837.

Sweeney C., Hansell D., Carlson C.A., Codispoti L.A., Gordon L.I., Marra J., Millero F.J., Smith W.O. & Takahashi T. 2000. Biogeochemical regimes, net community production and carbon export in the Ross Sea, Antarctica. *Deep-Sea Res.*, II, 47: 3369-3394.

Takahashi T., Sutherland S.C., Sweeney C., Poisson A., Metzl N., Tilbrook B., Bates N., Wanninkhof R., Feely R.A., Sabine C., Olafsson J. & Nojiri Y. 2002. Global sea-air $CO_2$ flux based on climatological surface ocean $pCO_2$, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res.*, II, 49: 1601-1622.

Ricevuto 6 maggio 2003; revisionato 9 febbraio 2004; accettato 26 aprile 2004.

*Lavoro presentato al XV Congresso AIOL, Roma, 23-25 settembre 2002.*

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 25-34 luglio 2004*

# ANALISI DELLE PERFORMANCES DI UN SISTEMA DI ULTRAFILTRAZIONE

Silvia CASTELLI, Michele GIANI, Daniela BERTO, Chiara BALDAN

Istituto Centrale per la Ricerca scientifica e tecnologica Applicata al Mare, Brondolo 30015 Chioggia (VE)

## ABSTRACT

***Analyses of the performances of an ultrafiltration apparatus***

The retention characteristics, integrity and performances of 1 kDa cross-flow ultrafiltration membrane were examined using natural seawater and solutions containing compounds of different molecular weights. A range of standard molecules, spanning nearly two orders of magnitude in size were used: vitamin $B_{12}$ (MW: 1355 Da), humic acids (MW: 20000-50000 Da), albumin (MW: 66000 Da). The effects of high concentration factor (CF) on mass balance and retention behaviour results in underestimation of high molecular weight fraction (HMW). Laboratory results show losses on retentate concentration, while reasonable recoveries (>91.7%), for standard molecules, were obtained taking into account the contribution of washings of the membrane. These effect may be due to significant HMW accumulation in a near membrane layer, increasing at high CF, with formation of the membrane polarization layer. These observations suggest that an efficient size separation can be obtained and that a final concentration factor lower than 5 allows to improve the *recovery*.

The ultra1filtration behaviour of seawater dissolved organic carbon can be well predicted by a permeation model: the HMW fraction can be predicted from the estimated initial LMW concetration and the measured total dissolved concentration.

## RIASSUNTO

Le caratteristiche di ritenzione, l'integrità e le prestazioni di un sistema di ultrafiltrazione a flusso tangenziale, dotato di membrana con cut-off di 1 kDa, sono state esaminate testando la membrana sia con acqua di mare sia con soluzioni contenenti molecole con pesi molecolari differenti. Le molecole standard utilizzate, aventi pesi molecolari variabili fino a due ordini di grandezza, sono: vitamina $B_{12}$ (MW: 1355 Da), acidi umici (MW: 20000-50000 Da), albumina (MW: 66000 Da). Gli effetti dell'elevato fattore di concentrazione (CF) sul bilancio di massa e sulle caratteristiche di ritenzione causano una sottostima della frazione a peso molecolare superiore al cut-off della membrana (HMW). I risultati mostrano infatti perdite di materiale ad alto peso molecolare nella concentrazione del retentato, mentre è possibile ottenere recuperi buoni per le molecole modello (>91.7%) tenendo in considerazione il contributo dei lavaggi della membrana. Questi effetti possono essere causati dall'accumulo di molecole HMW sulla membrana all'aumentare del CF, con la conseguente formazione

di uno strato polarizzato. Le osservazioni suggeriscono quindi che è possibile ottenere una separazione efficiente delle molecole, e che un fattore di concentrazione finale inferiore a 5 garantisce un recupero migliore. Il comportamento del sistema di ultrafiltrazione del carbonio organico disciolto dell'acqua di mare può essere descritto da un modello di permeazione: la frazione HMW può essere stimata a partire dalla concentrazione iniziale di molecole a basso peso molecolare e dalla concentrazione totale misurata.

## 1. INTRODUZIONE

Il carbonio organico colloidale rappresenta una importante frazione della sostanza organica disciolta nell'ambiente marino (Guo *et al.*, 1994) e può costituire dal 25 al 40 % del carbonio organico disciolto nelle acque superficiali oceaniche (Benner, 2002). Recenti studi hanno evidenziato che ad esempio nel mare Adriatico il carbonio organico colloidale costituisce fino al 60-65% del carbonio organico disciolto (Pettine *et al.*, 1999). I colloidi ricadono nella definizione sperimentale della sostanza organica disciolta cioè inferiore a 1 μm. Per colloide si intende ciascun costituente che determina un ambiente molecolare nel quale o sul quale le sostanze chimiche possono uscire dalla soluzione acquosa ed il cui movimento non è significativamente influenzato dalla sedimentazione gravitazionale (Gustafsson & Gschwend, 1997).

L'ultrafiltrazione a flusso tangenziale è diventata nell'ultimo decennio una delle tecniche maggiormente utilizzate per la separazione della frazione colloidale marina, l'efficienza della separazione però dipende fortemente dal sistema di ultrafiltrazione (Buessler *et al.*, 1996). Le separazioni basate su tale tecnica permettono di separare dimensionalmente la sostanza organica disciolta in una frazione ad alto peso molecolare (HMW) e a basso peso molecolare (LMW) in relazione al taglio molecolare della membrana, piuttosto che operare una separazione funzionale della fase colloidale vera e propria (Benner, 2002).

Lo scopo di questo studio è di valutare le performances di un sistema disponibile in commercio, analizzando le caratteristiche di ritenzione della membrana rispetto a molecole a peso molecolare noto, gli effetti delle interazioni della membrana con i soluti presenti e le caratteristiche di permeazione della membrana rispetto a molecole a basso peso molecolare.

## 2. MATERIALI E METODI

La separazione mediante ultrafiltrazione è stata effettuata con un sistema a flusso tangenziale (Pall Gelman Laboratory, Miami, FL, USA) dotato di una membrana in polietersolfone (Ultrasette OS001C72) con una superficie filtrante di 700 $cm^2$ e Nominal Molecular Weight Cut Off (NMWCO) di 1000 Da (Fig.1).

Il MWCO descrive la capacità potenziale di separazione di una membrana e corrisponde al peso molecolare di un soluto teorico con una ritenzione del 90%. La membrana discrimina quindi tra le HMW, ovvero le molecole a peso molecolare superiore al MWCO, e le LMW, ovvero le molecole a peso molecolare inferiore.

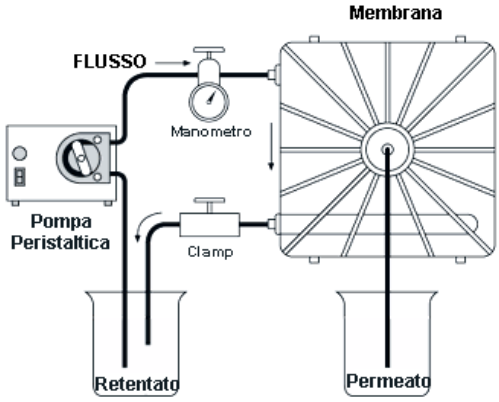


Fig. 1 - Schema del sistema di ultrafiltrazione.

Il coefficiente di ritenzione R è una misura di quanto una membrana trattiene o si lascia attraversare da un soluto, ed è calcolata come la riduzione percentuale della concentrazione nel flusso incidente sulla membrana.

$$R = 1- C_p/C_f \quad (1)$$

con $C_p$ = conc. nel permeato ; $C_f$ = conc. del flusso incidente sulla membrana

Il fattore di concentrazione è $CF = V_0 / V_r = V_0 / (V_0 - V_p)$ (2)

con $V_0$ = volume iniziale ; $V_p$ = volume permeato, $V_r$ = volume retentato

Il bilancio di massa, o *recovery*, è la percentuale della concentrazione iniziale recuperata nelle frazioni del permeato ($C_p$) e del retentato ($C_r$).

$$\textit{Recovery}\ \% = (C_p \cdot V_p + C_r \cdot V_r)\cdot 100 / (C_0 \cdot V_0) \quad (3)$$

con $C_0$ = concentrazione iniziale

$F_{HMW/tot} = (C_{HMW}/C_0)\cdot 100$ è il rapporto tra la concentrazione di molecole HMW e la concentrazione totale (4)

La concentrazione di molecole HMW di un determinato composto è:

$$C_{HMW} = (C_r - C_p)/ CF \quad (5)$$

equazione che corregge la concentrazione di HMW per la presenza di piccoli soluti nel retentato e per il fattore di concentrazione.

Le molecole utilizzate per testare le caratteristiche di ritenzione del sistema e le possibili interazioni con la membrana sono: la vitamina B12 (MW: 1355 Da), l'acido umico commerciale (MW: 20000-50000 Da), l'albumina (MW: 66000 Da). La concentrazione degli acidi umici e della vitamina B12 sono state determinate mediante analisi spettrofotometrica a 280 e 361 nm, l'albumina con il metodo spettrofotometrico di Bradford (Bradford, 1976).

I campioni di acqua marina superficiale analizzati sono stati prelevati in una stazione costiera ed in una stazione offshore nell'area antistante il Po. L'acqua

superficiale è stata prefiltrata su filtri Whatman GF/F ed i campioni sono stati processati entro 24 ore dal campionamento. Ogni processo è stato preceduto da una fase di condiziona-mento della membrana e seguito dal lavaggio con NaOH 0.1N e HCl 0.1N. Il carbonio organico disciolto (DOC) è stato misurato mediante ossidazione catalitica ad alta temperatura (Shimadzu TOC 5000A).

La concentrazione del permeato, in un sistema ideale, dovrebbe rimanere costante, l'aumento riscontrato per alcuni soluti a basso peso molecolare in funzione del fattore di concentrazione è causato dall'effetto di "permeazione". Questo effetto è stato studiato (Logan & Jiang, 1990; Kilduff & Weber, 1992) attraverso l'elaborazione del modello di permeazione basato su equazioni di trasporto del soluto che attraversa la membrana. Le equazioni, derivate dal modello di Kedem-Katchalsky, sono state sviluppate secondo l'approccio di Kilduff & Weber (1992) e permettono di caratterizzare il comportamento del sistema membrana/soluto attraverso il fattore di permeazione della membrana $P_c$, definito come rapporto tra la concentrazione nel permeato e la concentrazione nel flusso incidente ($P_c = C_p/C_f$).

Per soluzioni diluite, in cui l'effetto della polarizzazione di concentrazione non è significativo, il fattore $P_c$ è costante e il metodo permette quindi di correggere la distribuzione dimensionale dei composti organici disciolti e di determinare la concentrazione iniziale di molecole con un peso molecolare apparente inferiore al NMWCO della membrana ($C_{f0}$).

L'equazione di trasporto che descrive la relazione tra $C_f$ e $P_c$, durante il processo di ultrafiltrazione, in modalità di concentrazione, è:

$$C_f = C_{f0}[V_0/(V_0-V_p)]^{(1-Pc)} \quad (6)$$

con

$C_{f0}$ = concentrazione iniziale di molecole con un peso molecolare apparente inferiore al NMWCO della membrana (definite come LMW)

La forma logaritmica della relazione permette di determinare $P_c$ e $C_{f0}$, noti $C_p$ e $V_0/(V_0-V_p)$, essendo $(1-P_c)$ e $\ln(P_c \cdot C_{f0})$ relativamente la pendenza e l'intercetta sull'asse delle ordinate del grafico.

$$\ln (C_f/C_{f0}) = (1-P_c) \ln[V_0/(V_0-V_p)] \quad (7)$$

oppure

$$\ln C_p = (1-P_c) \ln[V_0/(V_0-V_p)] + \ln(P_c \cdot C_{f0}) \quad (8)$$

## 3. RISULTATI E DISCUSSIONE

### 3.1. Valutazione delle caratteristiche di ritenzione del sistema

I risultati mostrano che i coefficienti di ritenzione sono coerenti con le specifiche tecniche indicate dalla ditta e i risultati riportati in bibliografia per tutte le molecole testate (Guo & Santschi, 1996), evidenziando quindi una separazione efficace delle molecole da parte della membrana. I valori di *recovery* risultano invece inferiori al 100%, così come la frazione di molecole HMW è sottostimata rispetto al valore atteso (Tab. 1). E' possibile ottenere un *recovery* superiore al 90% includendo, nel calcolo del bilancio di massa, la concentrazione della soluzione di lavaggio processata di seguito,

evidenziando come comunque la perdita di materiale non sia irreversibile (Gustaffson *et al.*, 1996).

Tab. 1 - Fattore di concentrazione, coefficiente di ritenzione (R), bilancio di massa o *recovery* e frazione ad alto peso molecolare (HMW) per le molecole modello e acqua di mare.

| **Molecole** | **CF** | **Coeff. Ritenzione** | **Recovery (%)** | **Recovery (%) Incluso il lavaggio** | **$F_{HMW/tot}$** |
|---|---|---|---|---|---|
| Vitamina B12 | 20.0 | 56.6 | 87.0 | 91.7 | 6.0 |
| Acido Umico | 10.5 | 97.9 | 73.5 | 92.4 | 59.8 |
| Albumina | 14.3 | 100 | 77.9 | 95.6 | 77.8 |
| Acqua di mare offshore | 53.2 | 89.0 | 77.4 | - | 10.0 |
| Acqua di mare costiera | 54.3 | 90.1 | 80.8 | - | 11.2 |

I valori del coefficiente di ritenzione e del bilancio di massa durante il processo variano in modo inverso: il *recovery* diminuisce mentre aumenta il coefficiente di ritenzione all'aumentare del fattore di concentrazione (Fig. 2).

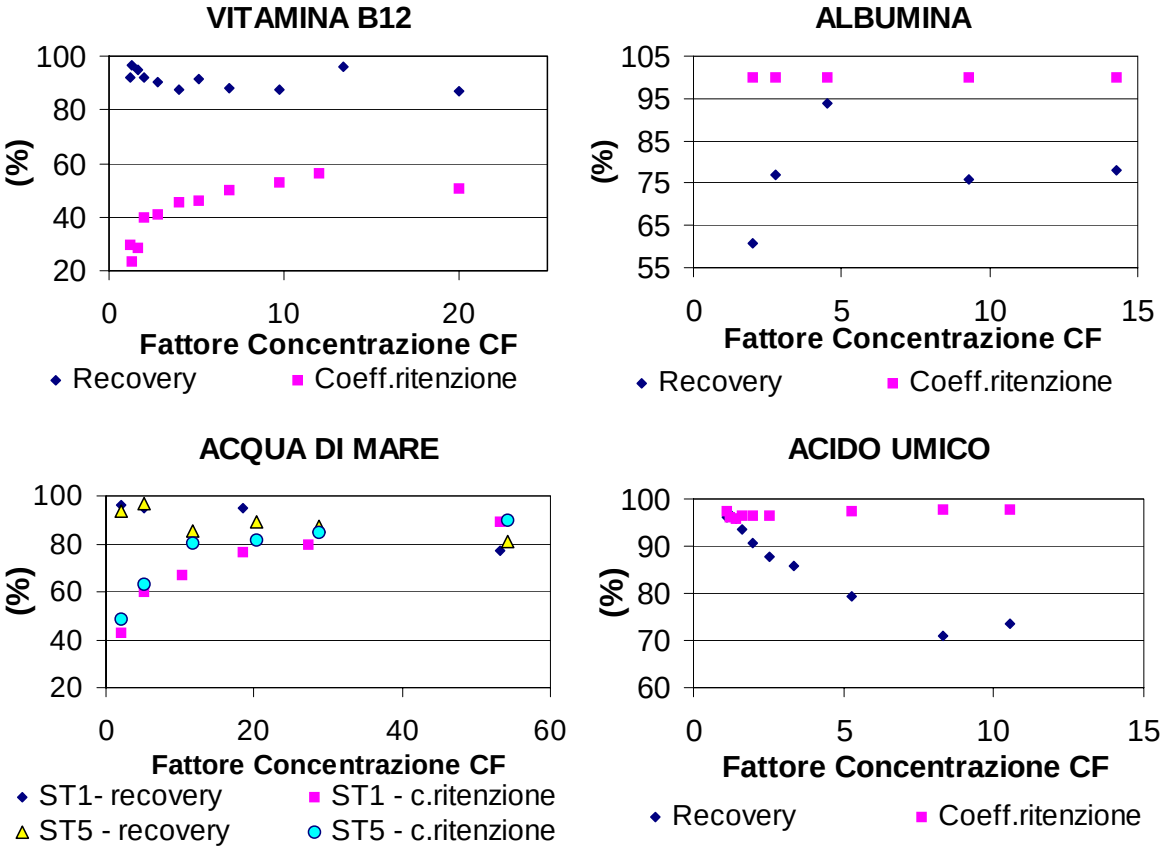



Fig. 2 - Bilancio di massa (%) o *recovery* e coefficiente di ritenzione in funzione del fattore di concentrazione CF per la vitamina $B_{12}$, l'acido umico, l'albumina e per l'acqua di mare prelevata da una stazione costiera e una stazione *offshore*.

### 3.2. Effetti delle interazioni tra membrana e soluto

I fattori che influiscono maggiormente sull'efficacia del processo di ritenzione sono: la forma e la dimensione delle particelle, le caratteristiche della membrana, i parametri operativi del processo ed il *fouling* dovuto alla deposizione ed all'accumulo di componenti ad alto peso molecolare sulla superficie della membrana o all'interno dei pori. Inoltre si può verificare la "polarizzazione di concentrazione" che si manifesta soprattutto con la filtrazione di molecole relativamente grandi, che tendono a formare uno "strato polarizzato" sulla superficie della membrana. Il *fouling* si manifesta attraverso la diminuzione irreversibile del flusso del permeato nel tempo mentre gli effetti della polarizzazione di concentrazione, tra cui la diminuzione del flusso del permeato, sono reversibili (Cheryan, 1998).

Per valutare l'integrità della membrana possono essere condotti molti tipi di test (Gustaffsson *et al.,* 1996) che permettono di identificare l'entità dell'interazione membrana-soluto e dei parametri operativi coinvolti sull'efficacia del processo. A tale scopo sono stati condotti tre esperimenti di ultrafiltrazione di una soluzione di acido umico:

- Test n. 1 - Assenza di pressione di transmembrana e assenza di passaggio del permeato (linea del permeato chiusa). La soluzione è stata fatta circolare per 4 ore ma la variabilità della concentrazione non è risultata significativa, quindi è stata verificata l'assenza di interazione membrana-soluto di adsorbimento.
- Test n. 2 - Presenza di pressione con la linea del permeato convogliata nel retentato in modo da mantenere i volumi costanti e monitorare le variazioni di pressione, del flusso del permeato e della concentrazione. La soluzione è stata processata applicando una pressione iniziale di 12.4 Pa e una velocità di flusso del retentato pari a 1050 mL/min.

  I risultati mostrano un decremento del bilancio di massa, imputabile alla polarizzazione della membrana, fino al 22.1 %, accompagnato ad un iniziale aumento della pressione di transmembrana e del flusso di permeato, che raggiungono lo stato stazionario.
- Test n. 3 - Aumento del flusso del retentato: il processo è stato condotto nelle stesse condizioni del test n.2 ma con una velocità di flusso del retentato superiore, pari a 1365 mL/min. In queste condizioni la variazione percentuale del bilancio di massa, alla fine del processo, è pari all'11.6%, valore pari a metà di quanto rilevato nel test n. 2.

Gli effetti della polarizzazione di concentrazione incidono sulla quantificazione della frazione ad alto peso molecolare: il bilancio di massa diminuisce durante il processo di ultrafiltrazione a causa dell'accumulo di molecole in uno strato polarizzato sulla membrana. La perdita di materiale HMW dal bilancio di massa e la conseguente sottostima della frazione HMW, aumentano all'aumentare del fattore di concentrazione. E' possibile minimizzare gli effetti della polarizzazione variando un parametro operativo, come la velocità del flusso del ritentato. Test di intercalibrazione tra diversi sistemi di ultrafiltrazione a flusso tangenziale (Amicon, Osmonics, Filtron, Membrex) con membrane in polisulfone 1 kDa, (Buesseler *et al.,* 1996) presentano risultati simili

ai nostri risultati sia per quanto concerne il bilancio di massa, variabili dal 80-90 %, sia per la determinazione della frazione ad alto peso molecolare, nettamente sottostimata per tutti i sistemi non Amicon. I sistemi Filtron mostrano inoltre perdite, calcolate dalla differenza del bilancio di massa, tra il 22-42% per molecole da 3 kDa coincidente con un aumento della ritenzione, imputabile ad effetti di assorbimento della frazione HMW sulla membrana (Gustafsson *et al.*, 1996).

I risultati ottenuti con il sistema Pall Gelman, del tutto simili a quanto riportato in letteratura per quanto concerne il reale cut-off e le caratteristiche di ritenzione, mostrano come la membrana risenta fortemente dell'effetto della polarizzazione all'aumentare del fattore di concentrazione, effetto meno importante per i sistemi Amicon.

Vari autori (Buesseler *et al.*, 1996; Kilduff & Weber, 1992; Logan & Jiang, 1990; Guo & Santschi, 1996; Dai *et al.*, 1998) hanno osservato un aumento della concentrazione del permeato nel tempo, particolarmente evidente per i sistemi Amicon, per cui la concentrazione di molecole HMW calcolata varia in funzione del fattore di concentrazione, effetto che permette l'applicazione del modello di permeazione.

### 3.3. Modello di permeazione

Le rette di regressione lineare (Fig. 3) relative alla relazione (7) permettono di validare il modello e calcolare i fattori di permeazione, $P_c$, per le molecole considerate (Tab. 2). Il valore di $P_c$ varia da 0 a 1 in base alla permeabilità della membrana per quella molecola: $P_c$ elevati sono rappresentativi di molecole a basso peso molecolare, il valore negativo del $P_c$ per albumina indica che nessuna particella ha attraversato la membrana.

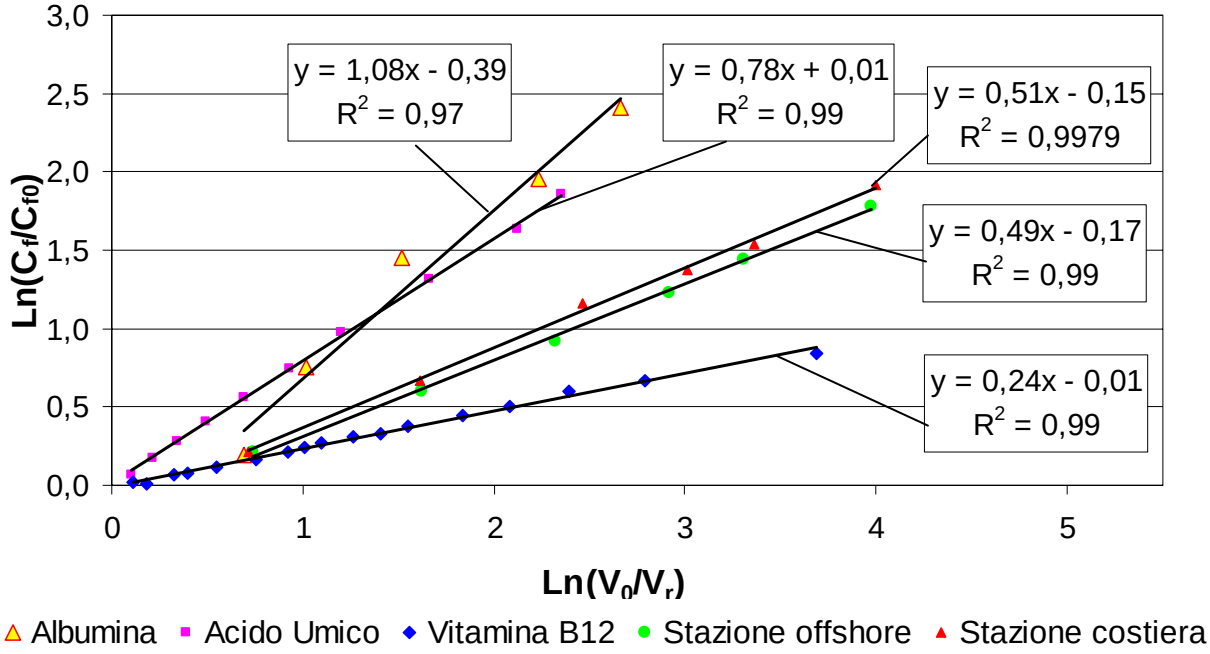



Fig. 3 - Rette di regressione del $\ln(C_f/C_{f0})$ in funzione del $\ln(V_0/V_r)$ per le molecole e per l'acqua di mare. La pendenza della retta permette di calcolare il valore del coefficiente di permeazione $P_c$.

I valori del fattore di permeazione per l'acqua di mare sono simili ai valori ottenuti da Guo & Santchi (1996), pari a 0.48. I risultati evidenziano come il modello sia in grado di rappresentare i dati di permeazione sia per le molecole modello sia per le molecole naturalmente presenti nell'acqua di mare.

E' possibile verificare l'effetto della polarizzazione di concentrazione, quindi il comportamento del sistema, attraverso il *plot* del valore di $P_c$, calcolato in ogni punto del processo di ultrafiltrazione dal rapporto $C_p/C_f$, in funzione del volume scambiato fino a quel punto, $V_p/V_0$ (Fig.4).

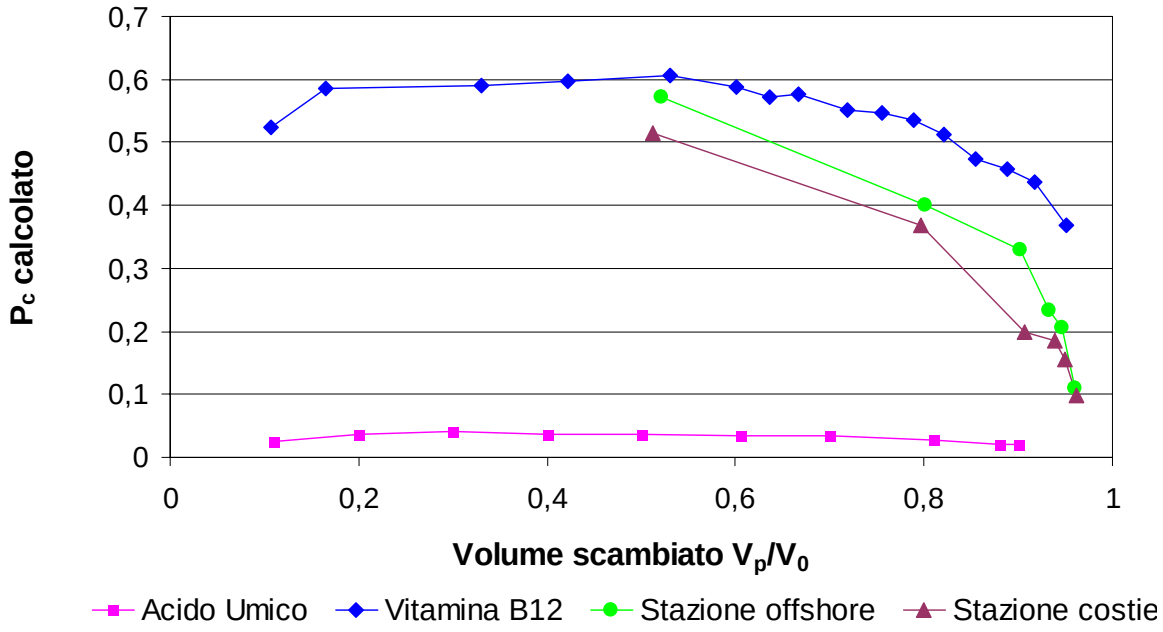



Fig. 4 - Andamento del $P_c$, calcolato dalla concentrazione del permeato e del retentato ($P_c = C_p/C_f$) durante il processo di ultrafiltrazione, rispetto al volume di solvente scambiato $V_p/V_0$.

In tutti i casi nel grafico si evidenzia un decremento di $P_c$ ad alti valori di CF: a valori di $V_p/V_0$ pari a 0.9 e 0.8, corrispondenti a CF=10 e CF=5, il valore di $P_c$ subisce un forte decremento.

Variazioni di $P_c$ non rappresentano comunque un limite per il modello di permeazione (Kilduff & Weber, 1996), che può essere applicato per prevedere il comportamento della membrana e determinare la concentrazione iniziale delle molecole a basso peso molecolare o LMW ($C_{f0}$) mediante il *plot* del $\ln C_p$ vs $\ln[V_0/(V_0-V_p)]$, come indicato dalla relazione (8). La determinazione è stata effettuata utilizzando sia i dati relativi a tutti i CF, sia i dati in cui il valore di $P_c$ è costante o debolmente crescente, corrispondenti a bassi CF, in modo da poter confrontare l'effetto della variazione del $P_c$ sul modello.

Il carbonio organico ad alto peso molecolare percentuale dell'acqua di mare del modello di permeazione non differisce significativamente da come calcolato escludendo i valori di $P_c$ corrispondenti ad elevato CF. Il rapporto $F_{HMW/tot}$ varia infatti dal 28.2 al 28.1 per la stazione *offshore* e dal 33.2 al 32.2 per la stazione costiera.

Tab. 2 - Comparazione dei valori di percentuale della frazione ad alto peso molecolare (HMW) rispetto al totale ($F_{HMW/tot}$) ricavati dal modello di permeazione, sia per valori di $P_c$ costante sia per tutti i valori assunti da $P_c$, e ricavati dal bilancio di massa.

| **Molecole** | **$P_c$** | **$F_{HMW/tot}$ modello di permeazione** | | **$F_{HMW/tot}$ calcolato** |
|---|---|---|---|---|
| | | **$P_c$ costante** | **$P_c$ decrescente** | |
| Vitamina B12 | 0.76 | 20.1 | 17.7 | 6.0 |
| Acido Umico | 0.21 | 93.2 | 94.0 | 59.8 |
| Albumina | < 0 | 100 | 100 | 77.8 |
| Acqua di Mare – Offshore | 0.51 | 28.2 | 28.1 | 9.9 |
| Acqua di Mare - Costiera | 0.49 | 33.2 | 32.2 | 11.2 |

La frazione ad alto peso molecolare per le stesse stazioni, determinata dalla relazione (5) decresce durante l'ultrafiltrazione dal 25.4 al 10.0% per la stazione 1 e dal 29.4 all' 11.2 % per la stazione 5. Anche per le molecole a peso molecolare noto la variabilità di $P_c$ ha reso necessario l'utilizzo di quella parte della retta a $P_c$ costante: per la vitamina $B_{12}$ la frazione HMW varia dal 17 al 20 %, per l'acido umico dal 93 al 96 %, l'albumina è del 100 %. Tali valori sono comunque più simili a quanto atteso sia per la vitamina $B_{12}$ sia per l'acido umico, mentre gli stessi valori calcolati dalla relazione (5) risultavano sottostimati.

Una delle applicazioni pratiche più importanti nell'ultrafiltrazione riguarda il processamento di un campione naturale in modo da ottenere una stima accurata della concentrazione di molecole ad alto peso molecolare. La sua determinazione è possibile infatti a partire dalla concentrazione del permeato, del retentato e del fattore di concentrazione, attraverso la formula del bilancio di massa, oppure attraverso l'analisi nel tempo della concentrazione del permeato ed l'applicazione del modello di permeazione. La scelta dell'approccio dipende dalle caratteristiche del sistema. Utilizzando il modello di permeazione per determinare le molecole a basso peso molecolare, Guo & Santschi (1996) suggeriscono di raggiungere elevati valori del fattore di concentrazione CF (> 40) per minimizzare la ritenzione delle molecole. Diversamente, Kilduff & Weber (1992) consigliano un valore di CF di 2-3 per l'ultrafiltrazione del DOC. Dai *et al*., (1998) hanno mostrato che la variazione del coefficiente di ritenzione R in funzione del CF causa delle perdite di materiale, principalmente molecole ad elevato peso molecolare, rilevanti per CF >5. Similmente a quanto osservato in questo studio per le molecole e per acqua di mare, infatti, la concentrazione di carbonio organico ad alto peso molecolare calcolato dall'eqn.(5) risultava sistematicamente inferiore alla concentrazione calcolata dal modello, suggerendo quindi una perdita selettiva nella concentrazione del retentato.

## 4. CONCLUSIONI

La membrana commerciale impiegata garantisce una efficace separazione molecolare anche ad elevati fattori di concentrazione, ma il decremento del bilancio di massa all'aumentare del fattore di concentrazione CF causa una rilevante sottostima della frazione di molecole a peso molecolare superiore al NMWCO della membrana. I

risultati mostrano come a fattori di concentrazione inferiori a 5 si ottiene un migliore rendimento del sistema ed una corretta stima della frazione ad alto peso molecolare, minimizzando gli effetti della concentrazione di polarizzazione. L'applicazione del modello di permeazione permette però di risalire alla concentrazione effettiva iniziale delle molecole a basso peso molecolare come dimostrato dalle sostanze modello utilizzate.

## BIBLIOGRAFIA


Benner R. 2002. Chemical composition and reactivity. In: Biogeochemistry of marine dissolved organic matter (Hansell D.A. & Carlson C.A. eds) Academic Press, San Diego, California: 59-90.

Bradford M.M. 1976. A rapid and sensitive method for the quantification of microgram quantities of protein using the principal of protein-dye binding. *Anal. Biochem.*, 72: 254-284.

Buesseler K.O., Bauer J.E, Chen R.F., Eglinton T.I., Gustafsson O., Landing W., Mopper K., Moran S.B., Santschi P.H., VernonClark R. & Wells M.L. 1996. An intercomparison of cross-flow filtration techniques used for sampling marine colloids: overview and organic carbon results. *Mar. Chem.*, 55: 1-31.

Cheryan M. 1998. Ultrafiltration and microfiltration handbook. Technomic Publishing Co. Inc., 517 pp.

Dai M., Buesseler K.O., Ripple P., Andrews J., Belastock R.P., Gustafsson O. & Moran S.B. 1998. Evaluation ot two cross-flow ultrafiltration membranes for isolating marine organic colloids. *Mar. Chem.*, 62:117-136.

Guo L., Coleman C.H. Jr & Santschi, P. H. 1994. The distribution of colloidal and dissolved organic carbon in the Gulf of Mexico. *Mar. Chem.*, 45:105-119.

Guo L. & Santschi P.H. 1996. A critical evaluation of the cross-flow ultrafiltration technique for sampling colloidal organic carbon in seawater. *Mar. Chem.*, 55: 113-127.

Gustafsson O., Buesseler K.O. & Gschwend P.M. 1996. On the integrity of cross-flow filtration for collecting marine organic colloids. *Mar.Chem.* 55: 93-111.

Gustafsson O.&. Gschwend P.M. 1997. Aquatic colloids: Concepts, definitions, and current challenges. *Limnol. Oceanogr*., 42: 519-528.

Kepkay P.E. 1994. Particle aggregation and the biological reactivity of colloids. *Mar. Ecol. Progr. Ser.*, 109: 293-304.

Kilduff J. & Weber W.J. Jr. 1992. Transport and separation of organic macromolecules in ultrafiltration processes. *Environ. Sci. Technol*., 26: 569-577.

Logan B.E. & Jiang Q. 1990. Molecular size distributions of dissolved organic matter. *J. Envir. Engin. Div*, ASCE, 116(6): 1046-1062.

Pettine M., Patrolecco L., Manganelli M., Capri S. & Farrace M.G. 1999. Seasonal variations of dissolved organic matter in the northern Adriatic Sea. *Mar. Chem*., 64: 153-169.



Ricevuto 6 ottobre 2003; revisionato 9 febbraio 2004; accettato 26 aprile 2004.

*Lavoro presentato al XV Congresso AIOL, Roma, 23-25 settembre 2002.*

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 35-46 luglio 2004*

# CARATTERI STORICI, GEOAMBIENTALI ED EVOLUTIVI DELL'AREA COSTIERA DEI REGI LAGNI (CAMPANIA)

Maria Antonietta de MAGISTRIS[1], Sabato IULIANO[1], Felicia MUSELLA[1], Laura ROSSI[2]

[1] Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Federico II", Napoli.
E-mail: mardemag@unina.it
[2] Università degli Studi di Napoli "Parthenope"

## ABSTRACT

***Historical, environmental and evolutionary features of the Regi Lagni coastal zone (Campania, Southern Italy)***

In this work we describe the historical, environmental and evolutionary features of the Regi Lagni coastal zone. The Regi Lagni is a complex and wide system composed of some canals, main one ring about 60 km. It runs parallel with the Volturno R. and flows into the Tyrrhenian Sea between the mouth of the Volturno R. and the mouth of the Patria Lake.

During the last 40 years the industrial development and urbanization of the area have caused pollution of the canals of the Regi Lagni and of the sea in that area. In 1999 Regione Campania founded the "Regional Natural Reserve Foce Volturno- Costa di Licola". The aim was to protect the natural habitat and improve the entire area.

The study shows how the coastline is advancing and has been advancing for a number of years. From 1809-1954 the coastline advanced at a rate of about 4 meter a year and from 1954-1998 at a rate of 1 to 10 meters a year.

## RIASSUNTO

In questo lavoro vengono esposti i risultati di una ricerca sui caratteri storici, geoambientali ed evolutivi dell'area costiera dei Regi Lagni, un articolato ed esteso sistema di canali artificiali il cui corso principale, lungo circa 60 km, si sviluppa quasi parallelamente al F. Volturno per poi sfociare nel Tirreno tra la foce del fiume stesso ed il Lago Patria.

I territori pianeggianti attraversati dai Regi Lagni sono stati da sempre soggetti al formarsi di paludi e acquitrini, per cui il problema della bonifica fu affrontato fin dall'epoca romana ed oggi in parte risolto. Tuttavia, negli ultimi 40 anni lo sviluppo industriale e la

concomitante massiccia urbanizzazione dell'area hanno comportato un progressivo aumento dell'inquinamento sia delle acque dei canali dei Regi Lagni che delle acque marine antistanti la foce.

Oggi il continuo insabbiamento della foce che favorisce il ristagno di acque inquinate e maleodoranti e la presenza sulla ampia spiaggia di cumuli di rifiuti di varia natura hanno completamente cancellato i caratteri di una fascia costiera ad alta valenza paesaggistica nonostante per riqualificare l'intero settore e preservare gli habitat naturali nel 1999 sia stato avviato un progetto di recupero ambientale con l'istituzione della "Riserva naturale regionale Foce Volturno - Costa di Licola".

Lo studio dell'evoluzione della linea di costa ha evidenziato una generale tendenza all'avanzamento sia in tempi storici (1809-1954 con valori di circa 4 m/anno) che in tempi recenti (1954-1998 con valori compresi tra 1 e 10 m/anno).

## 1. PREMESSA

Fin dall'antichità le zone pianeggianti del bacino idrografico dei Regi Lagni sono state soggette a ristagni ed impaludamenti, fenomeni osservabili ancor oggi e che si accentuano nell'area di foce dove in alcuni tratti la minor quota dell'alveo rispetto al livello del mare impedisce alle acque di sfociare regolarmente nel Tirreno.

Tali problematiche hanno portato, a partire dall'epoca romana, ad una lunga serie di opere di bonifica, descritte nel presente lavoro da M.A. de Magistris grazie alla consultazione di numerose testimonianze e fonti storiche. L'attuale assetto geomorfologico della fascia costiera e l'evoluzione recente della linea di riva (periodo 1954-1998) sono stati sviluppati da S. Iuliano attraverso l'analisi ed il confronto di cartografie tematiche e di dettaglio nonché di foto aeree, integrate, laddove necessario, da sopralluoghi e da rilievi speditivi. L. Rossi e F. Musella si sono interessate, rispettivamente, dello stato chimico-biologico e degli aspetti insediativi della zona integrando i risultati di precedenti ricerche a carattere geoambientale con i dati concernenti lo sviluppo demografico degli ultimi decenni. Tutti e quattro gli Autori hanno poi, congiuntamente, redatto le conclusioni.

## 2. ASSETTO GEOMORFOLOGICO DELL'AREA

Il settore costiero definito "Foce Regi Lagni" occupa il limite occidentale del bacino idrografico dei Regi Lagni (Fig. 1), un articolato ed esteso sistema di canali artificiali drenanti un territorio costituito per il 20 % da aree montuose e collinari e per l'80 % da aree pressoché pianeggianti.

Il bacino, allungato in direzione E-W presenta una superficie che supera i 1.200 kmq ed è delimitato a N dall'edificio vulcanico di Roccamonfina, costituito da ignimbriti e basalti di età pleistocenica, a N-NE dai contrafforti appenninici che da Caserta si susseguono fino al Vallo di Lauro, rappresentati prevalentemente da dolomie e calcari

giurassico-cretacici, a S dai depositi piroclastici dei Campi Flegrei e, infine, a SE da vulcaniti trachitiche e tufi del complesso Somma-Vesuvio (S.G.N., 1966; 1967).

Il canale principale del sistema dei Regi Lagni è lungo circa 60 km e, dopo un percorso finale grossomodo parallelo a quello del F. Volturno, sfocia, a circa 6 km più a S della foce di quest'ultimo, nel Golfo di Gaeta.

L'area in studio è costituita da ampie spiagge basse e sabbiose, passanti verso l'interno ad una fascia dunare ricoperta da una ricca vegetazione di tipo mediterraneo.

Fig. 1 - Il bacino idrografico dei Regi Lagni in Campania.

L'ampiezza della spiaggia in destra foce Regi Lagni, procedendo verso l'interno, è di circa 180 m con pendenza del 2 %; una vegetazione di tipo erbacea ed arbustiva ricopre le dune per poi essere sostituita da una folta pineta litoranea; nei punti più elevati le dune raggiungono i 4 m di quota. In sinistra foce ad una spiaggia con pendenza inferiore all'1 % ed ampia circa 280 m seguono dune che non superano i 3 m di quota; esse si sviluppano verso l'interno per oltre 700 m e sono occupate da un attrezzato campo da golf, da alcuni campi da tennis, da una piscina, da numerose abitazioni, da strade di accesso alla spiaggia e, verso S, dagli edifici del complesso turistico-residenziale di "Villaggio Coppola – Pineta Mare". A tergo di quest'area intensamente urbanizzata si estende la pineta litoranea che

rappresenta ciò che attualmente rimane dell'originaria copertura vegetazionale dunare dopo l'abbattimento operato per far posto agli edifici ed alle loro pertinenze prima descritti.

La morfologia dei fondali antistanti la foce è segnata dalla presenza di una barra di tipo festonato, a luoghi irregolare, che si sviluppa, in destra foce, ad una distanza dalla battigia compresa tra i 50 e gli 80 m ed in sinistra tra 40 e 60 m.

## 3. DEGRADO E BONIFICA DELL'AREA NEI TEMPI STORICI

Durante l'epoca romana l'antico percorso del torrente Clanio attraversando ampie zone pressoché pianeggianti favoriva la formazione di aree palustri immediatamente a ridosso dell'antica Neapolis e quindi, in seguito, a ridosso dei confini del Regno di Napoli. Dall'ubicazione di queste aree palustri all'interno delle regie proprietà trae molto probabilmente origine la denominazione "Regi Lagni"; infatti col termine tardo latino *lagnum* (sviluppo di un precedente *lanium* affine, a sua volta, a c*lanius*) si indicavano i fossati d'acqua ed i canali collettori delle acque stagnanti o piovane. Le cattive condizioni ambientali impedirono il popolamento di questi luoghi in epoca romana, ma lungo la costa, al limite del territorio paludoso, si svilupparono alcune delle più antiche colonie romane in Campania come Liternum e Volturnum fondate nel 194 A.C. (Cocco *et al.*, 1992).

Il problema del risanamento di queste aree fu affrontato già in epoca romana, ma bisogna attendere la fine del XVI secolo per dare l'avvio ad una grande quanto ambiziosa opera di bonifica delle zone paludose. Per redigere il progetto fu scelto Domenico Fontana, importante ingegnere ed urbanista dell'epoca; i lavori iniziarono con la costruzione di una rete di canali che raccoglieva le acque che allagavano la pianura e le faceva poi confluire in un canale principale che seguiva il percorso del torrente Clanio. Per favorire il recapito al mare delle acque la fascia dunare fu tagliata realizzando così una foce artificiale che si apriva circa 6 km a S della foce del F. Volturno; la situazione ambientale migliorò talmente che si registrò in quegli anni un incremento demografico.

Tuttavia la mancanza di un'adeguata e continua manutenzione determinò, col passar degli anni, frequenti inondazioni per cui, gradualmente, la situazione tornò ad essere critica come raffigurato nella "Carta delle paludi campane e delle opere di bonifica" (Fig. 2) riportante le estese zone paludose presenti all'epoca nell'area.

Solo intorno al 1800 fu data di nuovo importanza alla bonifica del territorio; infatti proprio in quest'area cominciavano a svilupparsi le prime attività industriali come quella casearia presso Mondragone e la lavorazione della canapa e del lino presso Marcianise. Enrico Catalano (1844) in "Bonifica e strade delle paludi campane" narra che fu lo stesso Sovrano a mobilitarsi per distogliere queste terre dallo stato di abbandono in cui si trovavano. Una commissione costituita da quattro importanti architetti nel 1833 mise in evidenza che gran parte delle terre lungo i lagni di Terra di Lavoro erano ricoperte dalle acque e che l'aria era malsana non solo nelle campagne ma anche nei centri abitati.

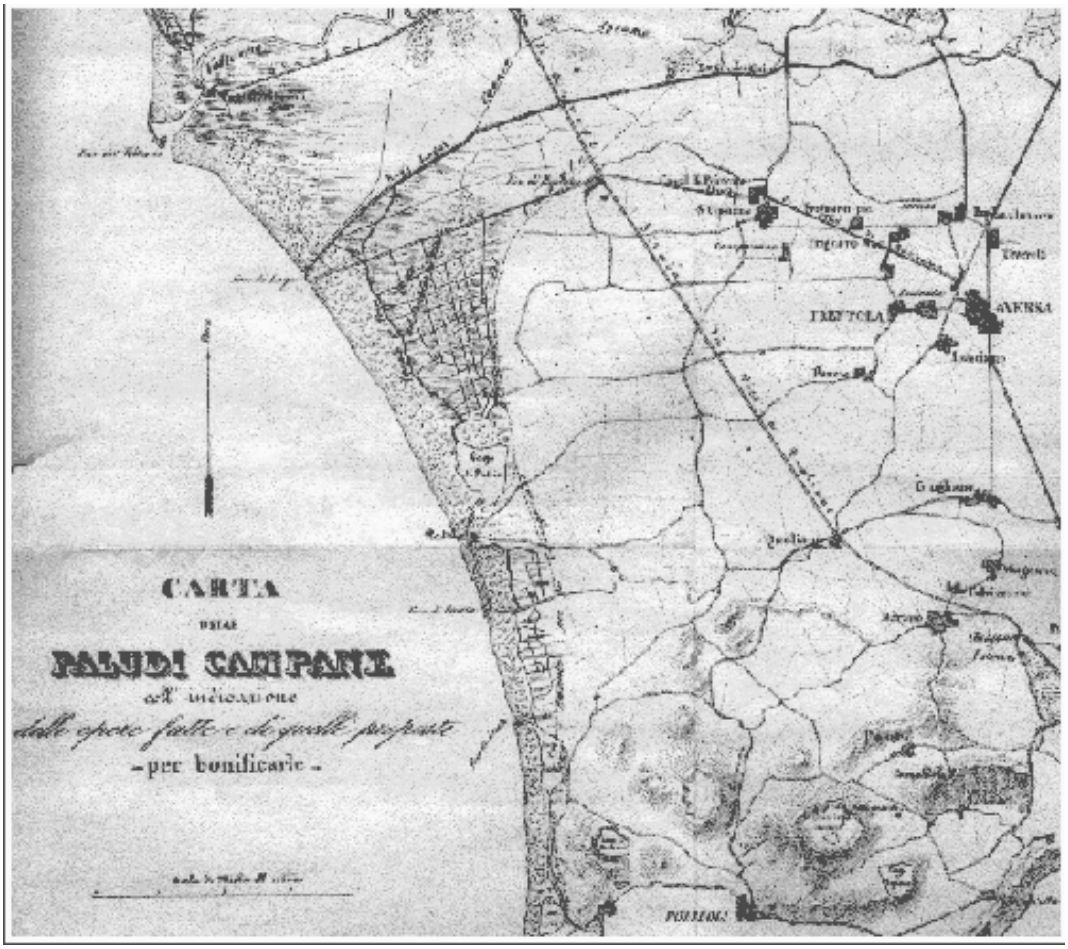



Fig. 2 - Carta delle paludi campane e delle opere di bonifica (da E. Catalano, 1844).

Intorno al 1840 furono intrapresi i lavori di bonifica a cura della “Direzione generale ponti e strade” che migliorarono la situazione delle campagne intorno ai Regi Lagni; la foce fu nuovamente raddrizzata e, per favorire il ripopolamento, di questa regione poco abitata furono costruite nuove importanti strade.

## 4. STATO ATTUALE DEL TERRITORIO

Quando fu costituito il Regno d’Italia i lavori di bonifica nel territorio dei Regi Lagni si interruppero perché gli sforzi maggiori furono rivolti alla bonifica della Pianura padana e delle aree palustri dell’Italia centrale. Nel 1916 fu costituito il “Consorzio di Bonifica della prima zona Vicana”, a cui fecero seguito altri consorzi che insieme al primo formarono nel 1952 il “Consorzio Generale di Bonifica del Bacino inferiore del F. Volturno”. I lavori

realizzati dal Consorzio portarono al prosciugamento delle zone paludose permettendone progressivamente il ripopolamento e l'introduzione di un'agricoltura di tipo intensivo; dall'inizio degli anni '60, infatti, si manifestava nell'area un rapido sviluppo industriale e agricolo con un conseguente incremento demografico ed una forte urbanizzazione (Tab. 1).

Tab. 1 - Valori di popolazione residente, di numero di abitazioni e di numero d'imprese nel bacino idrografico dei Regi Lagni rilevati dall'ISTAT a partire dal 1961 fino al 2001.

| Anni | Popolazione residente | Numero di abitazioni | Numero d'imprese |
|---|---|---|---|
| 1961 | 969.765 | 239.987 | 28.781 |
| 1971 | 1.152.230 | 296.682 | 32.095 |
| 1981 | 1.359.144 | 392.281 | 50.124 |
| 1991 | 1.546.360 | 512.181 | 62.106 |
| 2001 | 1.657.153 | 670.885 | 71.898 |

Dal 1961 al 2001 oltre all'incremento della popolazione residente, pari a circa il 70 %, e delle abitazioni, quasi triplicate senza considerare quelle abusive, si deve anche registrare nell'area la nascita e lo sviluppo di alcuni dei poli industriali di maggior rilievo dell'intera Campania: San Marco, Marcianise, Caivano, Nola, Marigliano, Acerra, Pomigliano d'Arco, Giugliano, Caserta - San Nicola, Aversa.

Gli insediamenti, sia abitativi che industriali, si sono progressivamente spinti anche in aree molto sensibili da un punto di vista geomorfologico ed ambientale arrecando alle stesse forti dissesti. Tra queste aree va sicuramente annoverato il litorale tra Mondragone e Cuma, nel quale è compresa l'area in studio, caratterizzato da grandi dune sabbiose ampie dai 200 ai 1.000 m ed alte da 2 a 5 m, che sono state spianate per far posto ad una indiscriminata costruzione di edifici, alcuni dei quali anche di molti piani.

Esempio di tale errata gestione del territorio è la costruzione del "Villaggio Coppola - Pinetamare", un complesso turistico-residenziale realizzato verso l'inizio degli anni '70 del quale facevano parte 8 imponenti palazzi, definiti gli "ecomostri del litorale domitio", oggi demoliti. Tale complesso venne dotato anche di un porticciolo turistico (porto di S. Bartolomeo) tuttora esistente la cui realizzazione ha contribuito a modificare notevolmente la fisionomia della costa (Cocco *et al.*, 1994) attraverso l'azione delle scogliere del porto stesso che, intercettando i sedimenti provenienti dal F. Volturno, ha accentuato il problema dell'insabbiamento della foce dei Regi Lagni. Tale fenomeno, unito alla minor quota dell'alveo del canale rispetto al livello del mare, determina un ristagno delle acque nel tratto finale. La spiaggia, sia in destra che in sinistra foce, risulta attualmente invasa da rifiuti di ogni sorta, evidente testimonianza dello stato di degrado e di abbandono dell'area.

Le condizioni chimico-biologiche del canale sono state definite da uno studio condotto da Rigillo Troncone & De Rosa (1992) attraverso l'analisi di campioni di acqua prelevati in 13 stazioni localizzate in punti strategici del corso del canale.

Dai risultati di questo studio emerge che la quantità di sostanza organica è tale da

consentire un’intensa attività batterica di mineralizzazione con una marcata riduzione dell’ossigeno disciolto, tanto da rendere alcuni tratti del tutto anossici. Inoltre, eccessive quantità di ammoniaca, di nitriti, nitrati e di fosfati, indicano l’immissione diretta nel corpo d’acqua di scarichi fognari.

Fig. 3 - La spiaggia in sinistra Foce Regi Lagni. Sullo sfondo gli edifici, oggi demoliti, del Villaggio Coppola.

Tale situazione permane nonostante nell’area siano presenti ben cinque impianti di depurazione perfettamente funzionanti; è lecito pertanto supporre che la gran parte delle fonti inquinanti siano da individuare negli scarichi abusivi e nella mancanza di collettori che mettano in collegamento gli impianti di depurazione con le reti fognarie interne degli edifici. In questo modo risultano a rischio di inquinamento non solo le falde superficiali, ma anche quelle profonde le cui acque vengono attinte per scopi irrigui e industriali.

Lo studio CO.R.IN. eseguito nel 1988, sul fondale compreso tra la foce del F. Volturno ed il Villaggio Coppola, mostra che la stazione in corrispondenza della foce dei Regi Lagni presenta i segnali più allarmanti di inquinamento, a causa di una percentuale di saturazione dell’ossigeno molto bassa, dovuta ad intensi fenomeni putrefattivi che determinano condizioni spiccatamente anaerobiche. Si registrano per questa stazione,

inoltre, un'elevata presenza di patogeni che tende a ridursi verso il mare aperto, tracce di oli minerali, che fanno parte dei composti organici non biodegradabili, piccole quantità di rame, zinco, ferro disciolto e manganese.

Da un punto di vista biologico il settore in esame è alquanto povero in quanto sia il fondo argilloso che quello sabbioso risultano privi di produttori primari bentonici. Infatti la mobilità dei sedimenti dovuta sia alla turbolenza del particellato che all'azione dello scorrere sul fondo delle reti a strascico, determina l'impossibilità di germinazione delle cellule riproduttrici delle alghe bentoniche. Le stesse cause sono attribuibili alla povertà di fauna presente (solo Molluschi bivalvi e pesci teleostei); tuttavia, a breve distanza dalla foce dei Regi Lagni, sulle scogliere che proteggono la darsena del Villaggio Coppola, si osservano biocenosi caratteristiche di ambiente di foce fluviale con presenza di vita algale che, seppur non molto ricca, ha comunque permesso l'instaurarsi di una comunità animale stabile e varia (C.O.R.IN., 1988).

Alcuni tentativi di rivalutazione dell'area, come le opere di sistemazione del canale e della foce, hanno già apportato sensibili benefici; benefici che si aspettano anche dall'istituzione della "Riserva Naturale Regionale Foce Volturno-Costa di Licola" (delibera della Regione Campania n°65 del 12 febbraio del 1999). Questa riserva ha un'estensione di 1.550 ettari e comprende i territori comunali di Castel Volturno, Pozzuoli e Giugliano; in essa ricadono la pineta di Castel Volturno e la pineta di Patria, che rientrano, a loro volta, nel progetto Bioitaly della Comunità Europea (Regione Campania, 2000).

## 5. EVOLUZIONE STORICA E RECENTE DELLA LINEA DI RIVA

Alla fine del XVI secolo, per facilitare il deflusso delle acque del canale principale del sistema dei Regi Lagni, fu realizzata una foce artificiale poiché il torrente Clanio, in prossimità della costa, deviava bruscamente verso S e, seguendo a ridosso la fascia dunare, sfociava nel lago Patria. Nella nuova sistemazione (Viparelli, 1965) l'antico alveo fu sbarrato e venne aperto un nuovo sbocco che, tagliando la fascia dunare, si immetteva direttamente a mare a circa 6 km a S della foce del F. Volturno.

La mancanza di un'adeguata e sistematica manutenzione dei Regi Lagni fece sì che la foce si interrasse e perdesse la sua funzionalità. Nel 1814 essa fu nuovamente aperta; tra il 1839 e il 1841, i lavori di ripristino furono affidati, come già detto, ad Afan de Rivera il quale raddrizzò nuovamente la foce e, per risolvere il problema dell'interrimento, realizzò due moli rigidi che si protendevano in mare per 52 metri; durante questo periodo (1814-1840) la spiaggia era progradata di 200 metri (Catalano, 1844). Nel 1851, in seguito ad una disastrosa inondazione del vicino F. Volturno, queste opere furono completamente distrutte: la foce col tempo si richiuse nuovamente costringendo le acque a scorrere nel vecchio percorso e ad aprirsi un varco sempre più a S, tanto che nel 1851 essa si trovava a 530 metri dalla posizione attuale, nel 1889 a circa 1800 m e nel 1903 a 3300 m. Nel 1888 (Viparelli, 1965) la spiaggia era ampia circa 220 metri e rimase invariata fino al 1911.

Agli inizi del 1900 si pensò di ridare alla foce la posizione definita dal Rivera, ma gli

elevati costi e il dubbio che l'avanzamento della spiaggia e il formarsi di depositi sedimentari alla foce potessero creare ulteriori impaludamenti, fecero accantonare il progetto. Questi timori si rivelarono infondati quando nel 1912 fu ripristinato lo sbocco seguendo il progetto dei lavori eseguiti da Afan de Rivera. Da confronti effettuati (Viparelli, 1965) tra il 1888 e il 1961 la spiaggia prograda di circa 70 metri, una lunghezza pari a quella dei moli ricostruiti nel 1912; ciò fa pensare che questi ultimi abbiano fatto da pennelli, favorendo l'accumulo dei sedimenti provenienti dal F. Volturno.

Precedenti studi (Cocco *et al.*, 1980; 1993) hanno sottolineato una generale tendenza progradazionale tra il 1809 e il 1954 della linea di costa nel settore in esame; tale tendenza si osserva anche negli anni più recenti (1954-1998, Fig. 4) confrontando mediante acquisizione, georeferenziazione e sovrapposizione digitale cartografie dal 1954 al 1995 e foto aeree dal 1974 al 1998 relative a circa 1 km a N ed 1 km a S dell'attuale foce.

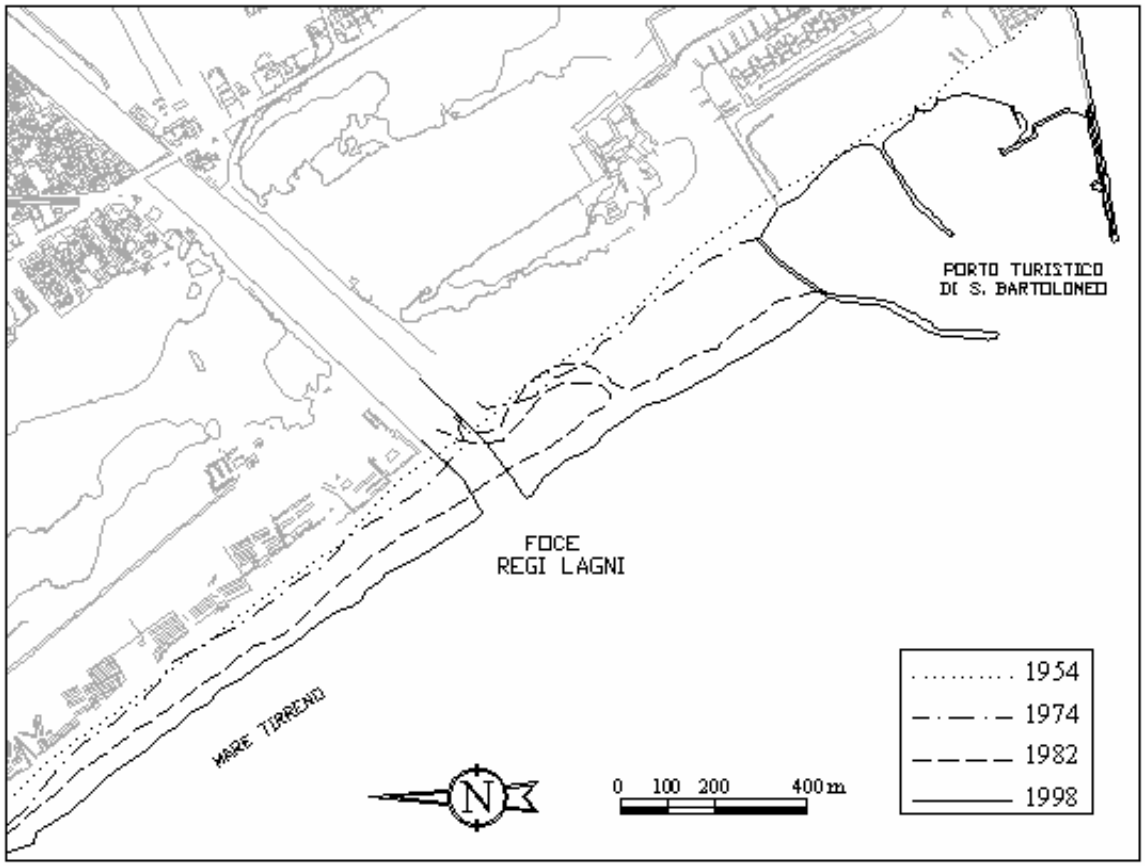



Fig. 4 - Carta delle variazioni della linea di riva del tratto costiero in esame nel periodo 1954-1998 ottenuta attraverso il confronto cartografico ed aereofotografico.

Il trend evolutivo della linea di costa tra gli anni 1954-74 è marcato da un generale avanzamento di circa 1 m/a, leggermente più accentuato alla sinistra della foce (vedi tabella 2) dove la linea di battigia risulta avanzata, nel corso di questo ventennio, di 23 m.

Nel periodo compreso tra gli anni 1974-82 la linea di costa si sposta ancora verso mare di circa 84 m lungo l'intero settore ad una velocità superiore ai 10 m/a; l'ala sinistra della foce, in particolare, prograda in questo periodo di ben 128 m ad una velocità di 16 m/a. Con molte probabilità tale fenomeno, dovuto alla naturale dinamica dei sedimenti da NW verso SE, è sensibilmente accentuato dalla realizzazione nel 1974 del porticciolo turistico di S. Bartolomeo. Infatti, come emerso da precedenti studi (Cocco *et al.*, 1993), le ondazioni prevalenti provengono da W-NW (270° - 300° N) e determinano al frangimento una componente della corrente con direzione e verso da NW a SE; a questa componente viene associato un trasporto litoraneo di sedimenti verso SE.

Tab. 2 - Variazioni della linea di riva del tratto costiero in esame nei periodi di osservazione dal 1954 al 1998.

| **Anni** | **1954-74** | **1974-82** | **1982-98** |
|---|---|---|---|
| Media generale (m) | 20,0 | 84,4 | 47,4 |
| Media annua generale (m/a) | 1,0 | 10,5 | 3,0 |
| Media destra foce (m) | 18,0 | 55,1 | 44,0 |
| Media annua destra foce (m/a) | 0,9 | 6,9 | 2,8 |
| Media sinistra foce (m) | 23,0 | 128,3 | 52,5 |
| Media annua sinistra foce (m/a) | 1,2 | 16,0 | 3,3 |

Tra il 1982 ed il 1998 la tendenza progradazionale si conserva pur riducendosi d'intensità: in media in sinistra foce si misurano circa 52 m di avanzamento della linea di riva, mentre in destra se ne misurano 44, per una media generale di 47 m in 16 anni di osservazione (circa 3 m/a).

Attraverso la sovrapposizione delle cartografie e delle foto aeree prima elencate sono stati, inoltre, ricostruiti, sempre per il periodo a cavallo degli anni 1954-1998, i cambiamenti, sia naturali che indotti, della morfologia della foce dei Regi Lagni: nel 1954 un accumulo di sedimenti sbarra la foce deviandola verso S; lo stesso fenomeno si osserva nel 1968, ma non nel 1974 quando le acque sfociano direttamente a mare in seguito agli interventi operati nell'ambito del "Progetto Speciale per il disinquinamento del Golfo di Napoli – 1972". La foto aerea del 1982 mostra nuovamente un grande accumulo di sedimenti che sposta la foce verso S di circa 350 m, mentre in quella del 1998 tale accumulo pur essendo ancora presente appare molto ridotto.

## 6. CONCLUSIONI

I lavori di bonifica delle aree malsane dei Regi Lagni, eseguiti fin dall'epoca romana, ebbero un forte impulso verso la fine del XVI secolo grazie al progetto redatto da

Domenico Fontana; in seguito altre importanti opere furono realizzate intorno al 1840 e, successivamente, tra il 1916 ed il 1960 con il prosciugamento delle zone paludose.

Nonostante ciò attualmente l'area risente di una grave crisi ambientale: negli ultimi 40 anni lo sviluppo industriale (oltre 43.000 nuove imprese) e la concomitante massiccia urbanizzazione dell'area (circa 430.000 nuove residenze, con un incremento demografico del 70 %) hanno comportato un progressivo inquinamento delle acque dei Regi Lagni e delle acque marine antistanti la foce.

Tale situazione, lungo il corso d'acqua, viene testimoniata da elevati valori di $BOD_5$ e COD, da alte concentrazioni di sostanza organica, da quantità eccessive di ammoniaca, di nitriti, di nitrati e di fosfati; nelle acque marine antistanti la foce, invece, si osservano condizioni anaerobiche, massiccia presenza di patogeni, piccole concentrazioni di rame, zinco, ferro disciolto, manganese ed oli minerali.

La cementificazione di vaste aree agricole che impedisce il drenaggio delle acque e l'incremento demografico hanno determinato un aumento della portata idrica del canale ed un peggioramento della qualità delle acque. Nell'area costiera, la costruzione del Villaggio Coppola con il suo porticciolo turistico ha modificato il regime idrodinamico del paraggio causando, da un lato, l'accrescimento del litorale comprendente la foce dei Regi Lagni, dall'altro una forte erosione delle spiagge di sottoflutto.

Dallo studio cartografico ed aereofotografico relativo al periodo 1954-1998 è emerso che la linea di costa del settore esaminato prograda ad una velocità prossima a 3,5 m/a durante l'intero periodo, con una posizione della linea di costa avanzata di oltre 150 m. Una evidente accelerazione di questo trend si osserva tra gli anni 1974 e 1982 in concomitanza con l'ultimazione dei lavori del porticciolo turistico di S. Bartolomeo: in questi anni è stato calcolato una progradazione della linea di costa di circa 84 m avvenuta ad una velocità di poco superiore ai 10 m/a.

I sedimenti trasportati a mare dal F. Volturno vengono smistati verso S ad opera delle correnti lungo costa e, intercettati sia dai moli dell'opera di foce che dalle scogliere del porto di Villaggio Coppola, si depositano davanti alla foce dei Lagni andando talvolta a costituire un accumulo di sedimenti che, insieme alla minor quota dell'alveo rispetto al livello del mare, costringe le acque del canale a deviare il percorso sfociando via via sempre più verso S; tutto ciò ha favorito il ristagno delle acque maleodoranti nella parte terminale del canale comportando così nell'area un forte degrado ambientale. Le cattive condizioni dell'aria, i cumuli di rifiuti presenti sulla spiaggia e l'immissione in mare di acqua inquinata con una elevata carica batterica impediscono lo sviluppo di varie attività, soprattutto quella turistica, nonostante questo tratto di litorale particolarmente ampio sia dotato di aspetti paesaggistici di grande valore.

Proprio con l'intento di recuperare e tutelare questi aspetti paesaggistici nonché di preservare gli habitat naturali la Regione Campania con delibera n° 65 del 12/02/1999, nell'ambito delle direttive della Legge Quadro Nazionale n° 394 del 1991 e della Legge Regionale n° 33 del 1993, ha istituito una riserva di 1.550 ettari: la "Riserva Naturale Regionale Foce Volturno - Costa di Licola".

**RINGRAZIAMENTI**

Si ringrazia l'ing. Pasquale Guglielmi per aver messo a disposizione lo studio effettuato dal CO.R.IN. (1988) relativo ai "Lavori di sistemazione definitiva dell'asta valliva dei Regi Lagni - Progetto esecutivo delle condotte di scarico a mare".

**BIBLIOGRAFIA**

Catalano E. 1844. Bonificazioni e strade nelle paludi campane. *Annali civili del Regno delle due Sicilie*. Napoli, 34, fasc. 68 (marzo/aprile): 131-154.

Cocco E., de Magistris M.A., de Pippo T. & D'Iorio G. 1980. Dinamica ed evoluzione del litorale campano - laziale: 1 - il tratto a Sud del F. Volturno. Atti del 4° Congresso A.I.O.L., Chiavari 1980: 58/1-58/11.

Cocco E., Crimaco L. & de Magistris M.A. 1992. Dinamica ed evoluzione del litorale campano-laziale: 5 - Variazioni della linea di riva dall'epoca romana ad oggi nel tratto compreso tra Foce Volturno e Torre S. Limato - Mondragone. Atti del 10° Congresso A.I.O.L., Alassio 1992: 543-554.

Cocco E., de Magistris M.A., Bentivoglio C., lacono Y. & Serpico M. 1993. Processi erosivi, opere di difesa e riequilibrio dei litorali in Campania. In "La difesa dei litorali in Italia" (a cura di Aminti & Pranzini), Ed. delle Autonomie: 175-194.

Cocco E., de Magistris M. A. & lacono Y. 1994. Modificazioni dell'ambiente costiero in Campania (litorale Domitio, Golfo di Gaeta) in conseguenza delle opere umane. *Il Quaternario*, 7 (1b): 409-414.

CO.R.IN. 1988. Lavori di sistemazione definitiva dell'asta valliva dei Regi Lagni - Progetto esecutivo delle condotte di scarico a mare. Studio eco-marino.

Rigillo Troncone M. & De Rosa S. 1992. II bacino dei Regi Lagni (Campania): stato attuale e prospettive future. *IA - Ingegneria Ambientale*, vol. XXI, n. 7-8: 419-429.

Regione Campania - Assessorato ai Parchi, Riserve Naturali e Conservazione della Natura 1999. Natura 2000 - Progetto Bioitaly in Campania.

Regione Campania - Assessorato alla Gestione del Territorio. 2000. Cartografia dei Parchi e delle Riserve Naturali in Campania, scala 1/100.000. S.E.L.C.A., Firenze.

Servizio Geologico Nazionale. 1966. Carta Geologica d'Italia Foglio n. 172 Caserta, scala 1/100.000. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Servizio Geologico Nazionale 1967. Carta Geologica d'Italia Fogli n. 183-184 Isola d'Ischia - Napoli, scala 1/100.000. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Viparelli C. 1965. Sistemazione dell'opera di foce dei Regi Lagni. Atti IX Convegno di Idraulica e Costruzioni idrauliche, Trieste, maggio 1965: 1-8.

Ricevuto 24 gennaio 2004; revisionato 2 aprile 2004; accettato 27 maggio 2004.

*Lavoro presentato al XV Congresso AIOL, Roma, 23-25 settembre 2002.*

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 47-57 luglio 2004*

# VARIABILITÀ A BREVE TERMINE DELLA BIOMASSA FITOPLANCTONICA DURANTE UNA FIORITURA A DINOFLAGELLATI IN UNA BAIA DELLE ISOLE EOLIE

Franco DECEMBRINI, Filippo AZZARO, Mariagrazia GALLETTA,
Ester GANGEMI, Mariagrazia GIACOBBE

CNR Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC)- Sezione di Messina
Spianata S. Raineri, 86 – 98123 Messina

## ABSTRACT

***Short-term variability of phytoplankton biomass during a dinoflagellate bloom in an Aeolian Islands Bay***

The appearance of "red tides" in coastal areas of the Mediterranean Sea has been observed since historical time with an increasing recurrence in the last 50 years. These Harmful Algal Blooms, provoked by dinoflagellate and diatom species may reflect an environmental modification leading to degradation of the seawater quality in localities where they take place.

In July 2001 a water monitoring was started in the west Bay of Vulcano (Aeolian Islands, southern Tyrrhenian Sea), in occasion of the appearance of yellow-green discolouration provoked by a phytoplankton bloom. Photosynthetic pigments concentration, phytoplankton density and nutrients of P and N were determined in three stations situated along the shoreline. The seasonal measurements lasted from the appearance of the bloom until its disappearance (September '01). A high-frequency monitoring (over 48 hrs) was also conducted in order to verify the diel variability of phytoplankton space distribution.

Results evidenced monospecific blooms of the dinoflagellate *Alexandrium taylori* that reached a maximum density of $1{,}9 \times 10^7$ cells/l in early afternoon. Usually, the phytoplankton biomass showed a spatial distribution decreasing from west to east with maximum values of 2,5 , 16 and 56 μg-chl*a* $l^{-1}$ in the three stations.

The phytoplankton bloom was supported by high phosphate (max = 12,0 μM), nitrate (max = 6,4 μM) and ammonium (max = 7,52 μM) concentrations of clear allochtonous origin.

Results obtained in the diel cycles showed a Gaussian trend with maxima of phytoplankton density and chlorophyll *a* at $14^{00}$ hrs and minima in the night hours in the three stations. The micro-fractionated chlorophyll *a* concentration (> 20 μm) mostly contributed to the total biomass (> 79 %) due to the cell size of *A. taylori* ranging between 24 and 44 μm.

## RIASSUNTO

La comparsa di "maree rosse" in aree costiere del Mar Mediterraneo è stata osservata sin da tempi storici. Questi bloom fitoplanctonici (Harmful Algal Blooms), provocati da diverse specie di dinoflagellati e diatomee, e la loro ricorrente comparsa negli ultimi 50 anni in aree costiere del mediterraneo sono segnali di una modifica ambientale in atto che si riflette sulla qualità delle acque marine in cui essi si verificano.

Nella baia di ponente dell'Isola di Vulcano (Isole Eolie, Tirreno meridionale), durante il luglio 2001, in seguito alla comparsa di una macchia di colore giallo-verde provocata da una fioritura fitoplanctonica, è stato effettuato il monitoraggio delle acque interessate dal fenomeno. I campionamenti delle acque, eseguiti in tre diversi siti prossimi alla battigia, sono stati rivolti alla determinazione quali-quantitativa della densità fitoplanctonica, della concentrazione dei pigmenti fotosintetici e dei nutrienti di azoto e fosforo. Queste misure sono state effettuate dalla comparsa della macchia fino alla sua estinzione. Inoltre, è stato eseguito un monitoraggio ad alta frequenza per verificare la variabilità giornaliera e la distribuzione spaziale del bloom fitoplanctonico.

I risultati hanno evidenzato che la fioritura in atto era monospecifica e generata dal dinoflagellato *Alexandrium taylori* che ha raggiunto densità massime di $1{,}9 \times 10^7$ cell/l durante le prime ore pomeridiane in corrispondenza dei valori più elevati di temperatura delle acque (max= 31.4 °C).

All'interno della baia la distribuzione della biomassa fitoplanctonica ha presentato un gradiente decrescente ovest-est con massimi che sono oscillati da 2,5 a 16 fino a 56 μg-chl*a* $l^{-1}$ nelle tre stazioni di misura. La distribuzione della clorofilla *a* e della percentuale relativa di pigmenti degradati è apparsa omogenea nello strato d'acqua campionato (0-1 m).

Il bloom fitoplanctonico è risultato sostenuto da concentrazioni elevate di fosfato (max= 12,0 μM), nitrato (max= 6,4 μM) ed ammonio (max= 7,52 μM) di chiara origine alloctona.

I risultati ottenuti nel corso dei due cicli giornalieri hanno presentato un andamento di tipo gaussiano con il massimo di densità fitoplanctonica e concentrazione di clorofilla *a* localizzati nelle ore a maggiore insolazione ed il minimo misurato nel periodo notturno nell'intero strato d'acqua e in tutte le tre stazioni campionate.

La concentrazione della clorofilla *a* relativa alla frazione dimensionale microplanctonica (> 20 μm) ha contribuito alla biomassa fitoplanctonica totale in modo consistente (> 79 % nella) così come atteso visto la dimensioni di *A. taylori* comprese tra 24 e 44 μm.


## 1. INTRODUZIONE

In varie zone costiere del Mediterraneo si verificano da sempre fioriture fitoplanctoniche abnormi determinate da diverse specie di dinoflagellati o diatomee. Queste "maree rosse" oltre a rappresentare una condizione particolare dell'ambiente sono importanti in quanto generate da organismi HABs (Harmful Algal Blooms) che,

anche quando non producono tossine, modificano la qualità delle acque marine. La loro ricorrenza, in alcune aree, rappresenta un segnale inequivocabile di come l'equilibrio ambientale della zona si stia modificando.

Alcune specie di dinoflagellati del genere *Alexandrium*, che causano PSP (Paralytic Shellfish Poisoning), fanno parte per un breve periodo nel plancton dove crescono in forma vegetativa e producono cisti di resistenza (Balech, 1990 e 1995). Gli studi più attuali sono focalizzati sulle cisti di resistenza, che rappresentano lo stadio dormiente dell'organismo e la spinta potenziale per iniziare un nuovo bloom. Minore attenzione è stata posta ad altre cellule di transizione, le cisti temporanee, che sono state descritte in circa 15 specie di dinoflagellati. Queste si formano in seguito a condizioni ambientali non ottimali quali mancanza di nutrienti, cambiamenti di temperatura ed attacchi da parte dei batteri (Garcés *et al*., 2002).

*Alexandrium taylori* è un dinoflagellato marino fototrofico che nell'area di studio già da qualche anno dà origine a dense macchie giallo-verdi dell'ordine di $10^6$ - $10^7$ cell $l^{-1}$ che persistono per circa due mesi (luglio-agosto). Questa specie oltre allo stadio vegetativo motile (compreso tra 24-26μm in ampiezza, e 40-44 μm in lunghezza), capace di nuotare e compiere evidenti migrazioni verticali, possiede due stadi bentonici: le cisti di resistenza e quelle temporanee. Tra i fattori biologici che contribuiscono allo sviluppo e al mantenimento a lungo termine della fioritura, il ruolo *in situ* delle cisti temporanee sembra essere significativo. Queste, prodotte per ecdisi delle cellule vegetative, rappresentano uno stadio quiescente transitorio, probabilmente in risposta a perturbazioni ambientali a breve termine. Quando le condizioni ritornano favorevoli, le cisti temporanee possono ripristinare la popolazione motile (vegetativa) in seguito a divisione cellulare. Le cellule vegetative di *A. taylori* sono capaci di migrazioni diurne verticali producendo addensamenti negli strati superficiali della colonna d'acqua in tarda mattina fino a raggiungere il massimo nel primo pomeriggio per poi ritornare verso il fondo nelle ore notturne (Garcés *et al*., 1998).

Dall'estate del 1999, nell'isola di Vulcano (Isole Eolie), situata nel Tirreno meridionale, sono stati registrati ricorrenti bloom di *A. taylori* (Penna *et al*., 2002). Questo dinoflagellato è stato segnalato per la prima volta nel 1994 in Oceano Atlantico, mentre negli ultimi anni (1997-2002) la sua presenza è stata riscontrata anche in diverse zone costiere spagnole del Mediterraneo (Garcés *et al*., 2000). Lo scopo del lavoro è quello di descrivere la comparsa e la persistenza del bloom di *A. taylori* in relazione alle condizioni ambientali nell'area costiera del Tirreno meridionale. Inoltre, una particolare attenzione è stata rivolta allo studio dell'evoluzione giornaliera dell'evento di colorazione delle acque.

## 2. MATERIALI E METODI

Nel periodo compreso fra il 16 luglio e il 26 settembre del 2001 nella baia di ponente dell'isola di Vulcano, appartenente all'arcipelago eoliano (ME) e localizzata nel Tirreno meridionale, sono stati eseguiti campionamenti superficiali (0-1m) in tre stazioni poste in prossimità della battigia (Fig. 1).

Il monitoraggio delle acque è stato seguito, per oltre 70 giorni con 14 prelievi, dall'instaurarsi del bloom fino alla sua scomparsa. La frequenza di campionamento è

variata da 7 a 10 giorni in rapporto all'evoluzione temporale della macchia fitoplanctonica.

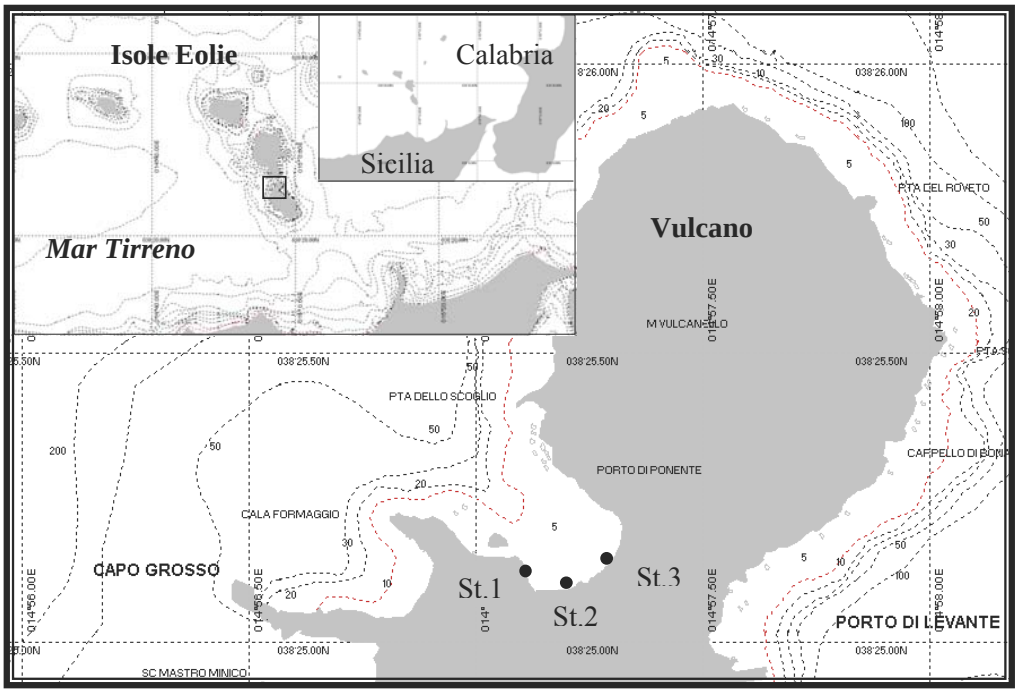



Fig. 1 - Localizzazione geografica dell'area di studio e posizione delle stazioni di campionamento.

Inoltre, nelle stesse stazioni, dal 4 al 6 agosto sono stati effettuati 19 campionamenti durante 48 ore di monitoraggio con frequenza di prelievo di 2 ore nel primo giorno e di 4 ore nel secondo.

I campioni per le analisi dei nutrienti sono stati filtrati su filtri in fibra di vetro Whatman GF/F ed immediatamente congelati a -20 °C fino al momento delle analisi di laboratorio. Le determinazioni sono state effettuate per via spettrofotometrica utilizzando un UV-VIS Varian mod. Cary 50 su campioni trattati secondo le metodiche riportate da Aminot & Chassepied, 1983 e Strickland & Parsons, 1972.

La concentrazione di clorofilla *a* attiva (Chl*a*), quale indice della biomassa del fitoplancton, è stata determinata per via spettrofluorimetrica utilizzando un Varian mod. Cary Eclipse secondo la metodologia proposta da Lazzara *et al.* (1990). Di ciascun campione sono stati filtrati volumi variabili (200-500 ml) ed i filtri (Whatman GF/F e Nuclepore 20,0 μm) sono stati conservati a -20 °C fino alle analisi di laboratorio. Le letture dell'estratto acetonico al 90% del materiale presente sui filtri sono state eseguite alle lunghezze d'onda di massima eccitazione ed emissione (430 e 668 nm). La curva di taratura è stata ottenuta per diluizioni successive di Chl*a* pura da *Anacistis nidulans* (Sigma).

Per la determinazione quali-quantitativa del fitoplancton sono stati raccolti campioni d'acqua superficiale e fissati con una soluzione di Lugol (0.4 %). In laboratorio volumi variabili (10-50 ml) sono stati sedimentati secondo il metodo di

Utermöhl per 5-24h (Zingone *et al*., 1990) ed osservati con invertoscopi Zeiss Axiovert 35 e 200.

## 3. RISULTATI E DISCUSSIONE

### 3.1. Ciclo stagionale

Lo studio è iniziato all'apparizione di una evidente colorazione delle acque della baia, ed è terminato alla sua definitiva scomparsa. In questo periodo la quasi totalità del fitoplancton (> 95%) era rappresenta dal dinoflagellato *Alexandrium taylori*.

La distribuzione spaziale di questa specie all'interno della baia è risultata dello stesso ordine di grandezza pur presentando un gradiente decrescente ovest-est. Nella stazione 1 (St.1), dove sono stati registrati i valori più elevati, la densità media è risultata di $7{,}3x10^6 \pm 6{,}6x10^6$ cell $l^{-1}$ (n=14); nella St.2 è stata misurata una media di $1{,}5x10^6 \pm 2{,}6x10^6$ cell $l^{-1}$ (n=14), e nella stazione 3, dove sono stati misurati i valori più bassi, la densità media è stata di $1{,}3x10^6 \pm 2{,}5x10^6$ cell $l^{-1}$ (n=12). Le densità misurate risultano dello stesso ordine di grandezza a quelle riscontrate nella stessa area in nell'agosto del 1999 e superiori (di un ordine di grandezza) a quanto misurato nel 2000 nello stesso mese (Penna *et al*., 2002).

L'andamento temporale dell'abbondanza di *A. taylori* nelle tre stazioni di campionamento è riportata in figura 2a. Nella St.1 a partire dal primo giorno di campionamento, si osserva una elevata densità ($1{,}5x10^7$ cell/l), che aumenta fino al massimo di $1{,}9x10^7$ cell $l^{-1}$ misurato il 28 luglio. Densità fitoplanctoniche dello stesso ordine di grandezza sono state misurate fino al termine di agosto quando inizia il declino della popolazione che culmina il 12 settembre ($6{,}5x10^3$ cell $l^{-1}$). Un ultimo e più lieve incremento si rileva alla fine di settembre con valori di $7{,}8x10^6$ cell $l^{-1}$ che, tuttavia, non trova condizioni ambientali ottimali per una sua persistenza. Nella stazione 2, durante i primi due campionamenti, sono state misurate densità simili a quelle riportate per la St.1 (max del 28 luglio con $8{,}9x10^6$ cell $l^{-1}$), quindi le densità decrescono nettamente ($10^4$ cell $l^{-1}$). Un successivo incremento di *A. taylori* è stato registrato il 27 agosto con un valore di $5{,}7x10^6$ cell $l^{-1}$, comparabile a quello della St1. La stazione 3 ha mostrato densità cellulari più basse sebbene a partire dal prelievo del 19/8 presenta un andamento simile a quello della St.1. Le densità cellulari di *A. taylori* raggiungono il massimo di $8{,}0x10^6$ cel $l^{-1}$ (19/8).

Durante il periodo monitorato la concentrazione della clorofilla *a* (Chl*a*) è risultata in media elevata con valori di 53,2±56,1 μg $l^{-1}$ nella St.1. A partire da quest'ultima stazione, , si evidenzia un netto gradiente decrescente ovest-est con media di 14,7±20,5μg $l^{-1}$ (St.2) e di 9,25±16,91 μg $l^{-1}$ (St.3)

La concentrazione della Chl*a* segue l'andamento temporale già descritto per la densità cellulare (Fig. 2b). Infatti, sin dal primo campionamento la concentrazione della Chl*a* nella St.1 mostra valori elevati (106 μg $l^{-1}$), per poi raggiungere il massimo all'inizio di agosto (183 μg $l^{-1}$) in rapporto alle più favorevoli condizioni meteo-marine estive. Quindi inizia un decremento fino a raggiungere, nei primi giorni di settembre, valori < 1,0 μg $l^{-1}$. Infine, al termine di settembre, come già osservato per la densità cellulare si assiste ad un ultimo incremento con valori di 34 μg-Chl*a* $l^{-1}$. Nelle altre due stazioni della baia la distribuzione della biomassa fitoplanctonica, pur risultando ancora

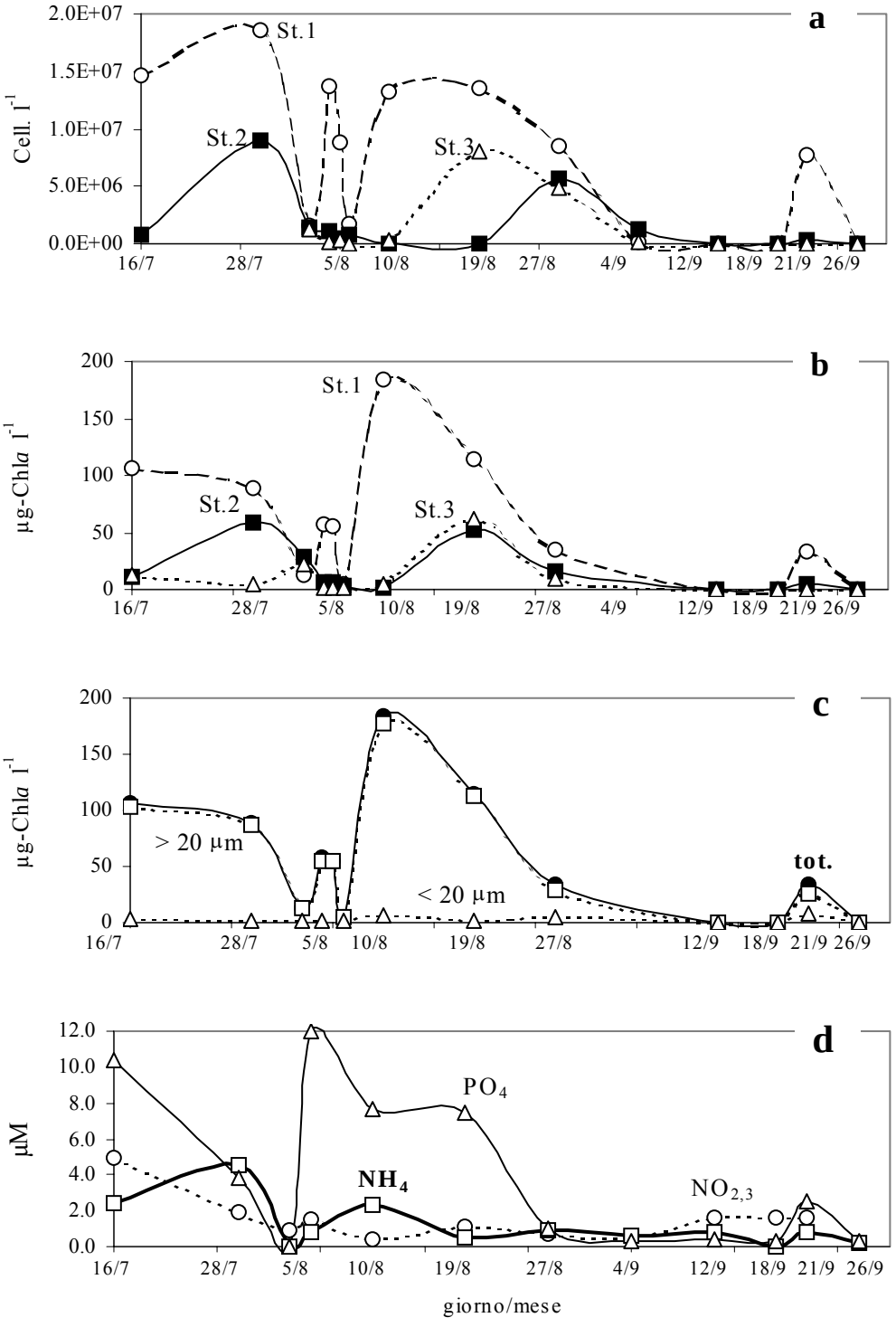



Fig. 2 - Ciclo stagionale della densità cellulare di *A. taylori* (a); della concentrazione della clorofilla *a* (b); della Chl*a* relativa alle diverse frazioni dimensionali (c) e della concentrazione dei sali nutritivi di N e P (d).

elevata (max: circa 60 µg-Chla $l^{-1}$), indica una dispersione della macchia che, partendo dalla St.1, si irradia verso est così come indicato dal gradiente decrescente.

La figura 2c, relativa alla St1, evidenzia come la biomassa fitoplanctonica totale sia dovuta essenzialmente dalla frazione dimensionale > 20 µm (97%) rappresentata esclusivamente da *A. taylori*. La sovrapponibilità degli andamenti spazio-temporali della densità di *A. taylori* e quelli della concentrazione di Chl*a* è confermata dalla significativa regressione lineare esistente (r2=0,66; n=12; p<0,001).

I sali nutritivi di azoto sono risultati generalmente elevati in tutte le stazioni. I valori medi misurati nella St1 riflettono questa condizione con concentrazione di 1,54±1,62 µM per l'azoto ridotto e di 1,66±1,71 µM per i nitrati. In particolare, lo ione ammonio presenta valori più elevati (rispetto alla St.1) sia nella St.3 (max 5,2 µM il 16/7) sia nella St.2 dove raggiunge il massimo dell'area (10,0 µM il 16/7). La concentrazione dell'ortofosfato è risultata estremamente elevata rispetto ai valori tipici delle acque oligotrofiche tirreniche e distribuita nell'area in modo disomogeneo. Infatti, i valori più elevati sono stati misurati nella St.1 dove la concentrazione media è risultata pari a 4,09±4,23 µM nel corso dei 14 campionamenti con il massimo di 12,0 µM misurato il 5/8. La distribuzione spaziale del $PO_4$ segue il già descritto gradiente decrescente a partire dalla St.1 e procedendo verso est con valori medi di 1,10±1,15 (St.2) e di 0,85±1,22 (St.3). Queste concentrazioni risultano diverse rispetto a quanto riscontrato nell'agosto 1999 e 2000 (Penna *et al*., 2002). quando l'azoto ridotto risulta più elevato (14,4 µM) rispetto al fosforo totale (3,3 µM) in dipendenza della qualità degli scarichi antropici.

L'andamento temporale dei sali nutritivi (Fig. 2d) segue, in generale, quello descritto per la densità cellulare di *A. taylori* e della clorofilla *a*, con valori più elevati in corrispondenza delle biomasse maggiori.

Le elevate concentrazioni dei nutrienti appaiono di chiara origine continentale e la loro distribuzione spaziale sembra dipendere da due condizioni: 1) l'apporto antropico localizzato (St.1 e 2) e puntiforme come è evidente nel caso dello ione ammonio che presenta picchi diffusi in tutte le stazioni ed indipendenti dal tempo; 2) la dispersione, così come avviene per l'ortofosfato che partendo dalla St.1 si diffonde secondo un gradiente decrescente ovest-est seguendo la debole circolazione superficiale nella baia. L'insieme di questi fattori fa ipotizzare che l'apporto antropico localizzato sia il fattore determinante dell'abbondanza dei sali nutritivi rilevati nelle acque della baia.

Il rapporto N/P risulta basso rispetto a quello teorico (Redfield 16:1) ed a quello tipico del Mediterraneo (20:1) con una media di 3,7±7,1 nella St.1, di 4,0±3,5 nella St.2 e di 7,0±5,8 nella St.3. Questo sbilanciamento è determinato dalle elevate concentrazioni di $PO_4$, così come dimostra il suo incremento al diminuire dei valori dell'ortofosfato. Nell'area di studio, tuttavia, il bloom fitoplanctonico è legato all'elevata concentrazione di $PO_4$ come evidenziato anche dalla significativa correlazione diretta tra la concentrazione del $PO_4$ e quello della Chl*a* (r2=0,85; n=11; escludendo il massimo di concentrazione di ortofosfato).

Importati informazioni sulla condizione fisiologica del popolamento di *A. taylori* si ottengono dal rapporto tra concentrazione di Chl*a* e la densità cellulare e dalla percentuale della Chl*a* attiva rispetto ai pigmenti degradati (FEO). Infatti è possibile

distinguere due distinte fasi del ciclo vitale: il primo periodo (16/7 – 10/8) caratterizzato da una minore concentrazione media di Chl*a* per cellula (14,0 pg) associata ad una più bassa percentuale di pigmenti degradati (< 50%) che indica come la popolazione si trovi in fase attiva di sviluppo. Un secondo periodo (19/8 – 26/9), caratterizzato da una più elevata biomassa, in cui la concentrazione media di Chl*a* per cellula aumenta notevolmente (226 pg), esprimendo come la popolazione fitoplanctonica sia nella fase di massima crescita e di come inizi il periodo di senescenza evidenziato dall'incremento di pigmenti degradati (> 50%).

### 3.2. Ciclo giornaliero

Lo studio del ciclo giornaliero di *A. taylori*, della biomassa fitoplanctonica e dei parametri ambientali nelle tre stazioni di campionamento è stata eseguita per 48 ore nel periodo d'intensa colorazione delle acque.

La distribuzione spaziale della densità fitoplanctonica, dovuta alla presenza esclusiva di *A. taylori,* ha mostrato un valore medio più elevato nella St.1 (4,27±3,53 x $10^6$ cell $l^{-1}$); ed un gradiente decrescente ovest-est, con una media inferiore di un ordine di grandezza nella St.2 (4,72±4,10 x $10^5$ cell $l^{-1}$) ed ancora più bassa nella St.3 con 1,01±1,38 x $10^5$ cell $l^{-1}$. L'ampia oscillazione giornaliera in tutte le stazioni, già evidente dalla deviazione standard, è risultata pari a 2-3 ordini di grandezza con i massimi localizzati nelle ore diurne ed i minimi di notte.

La concentrazione della Chl*a* durante le 48h di campionamento ha presentato una media più elevata nella St.1con 17,63±17,19 μg $l^{-1}$, quindi, seguendo la già descritta distribuzione spaziale, è risultata di 3,64±3,87μg $l^{-1}$ nella St.2 e di 1,12±0,70 μg $l^{-1}$ nella St.3.

L'andamento temporale di *A. taylori* (Fig. 3a, 3b) mostra un ciclo nictemerale con il massimo di 1,4 x $10^7$ cell $l^{-1}$ alle ore 14.00 del primo giorno ed un corrispondente massimo di Chl*a* (57,5 μg $l^{-1}$). Stessa situazione si è ripetuta nel secondo giorno alla stessa ora ma con densità cellulare (8,6 x $10^6$ cell $l^{-1}$ ) e concentrazione di Chl*a* poco minori (55,0 μg $l^{-1}$). L'analisi statistica mostra, così come osservato per il ciclo stagionale, una significativa regressione lineare tra abbondanza di *A. taylori* e Chl*a* (r2=0,84; n=19 p<0,001) principalmente a carico della frazione microfitoplanctonica ( > 20 μm, 77 %). I massimi di densità e biomassa fitoplanctonica risultano localizzati nelle prime ore pomeridiane in associazione alle più elevate temperature (31°C) ed al massimo d'irradianza solare in entrambi i giorni di campionamento.

Nell'area esaminata i sali di azoto hanno presentano concentrazioni simili nelle tre stazioni con media per lo ione ammonio di 1,45±1,26 μM e di 2,32±1,52 μM per nitrato più nitrito (St.1). L'ortofosfato, al contrario, ha mostrato, così come verificato nel ciclo stagionale, un valore medio elevato nella St.1 (4,45± 6,12 μM) ed un repentino gradiente decrescente ovest-est con una media di 0,46±0,22 μM nella St.2 e di 0,41±0,14 μM nella St.3. Le ampie oscillazioni misurate risultano più evidenti per il fosfato che presenta valori elevati (12,0-6,5 μM) in corrispondenza dei picchi di densità cellulare e di biomassa durante il giorno, e concentrazione minima inferiore a 2,0 μM durante le ore notturne e nelle prime ore di luce.

Le variazioni della concentrazione di Chl*a* e quella del $PO_4$ (nella St.1), anche in questo caso, presentano una significativa correlazione lineare ($r^2$=0,67; p<0,001; n=19)

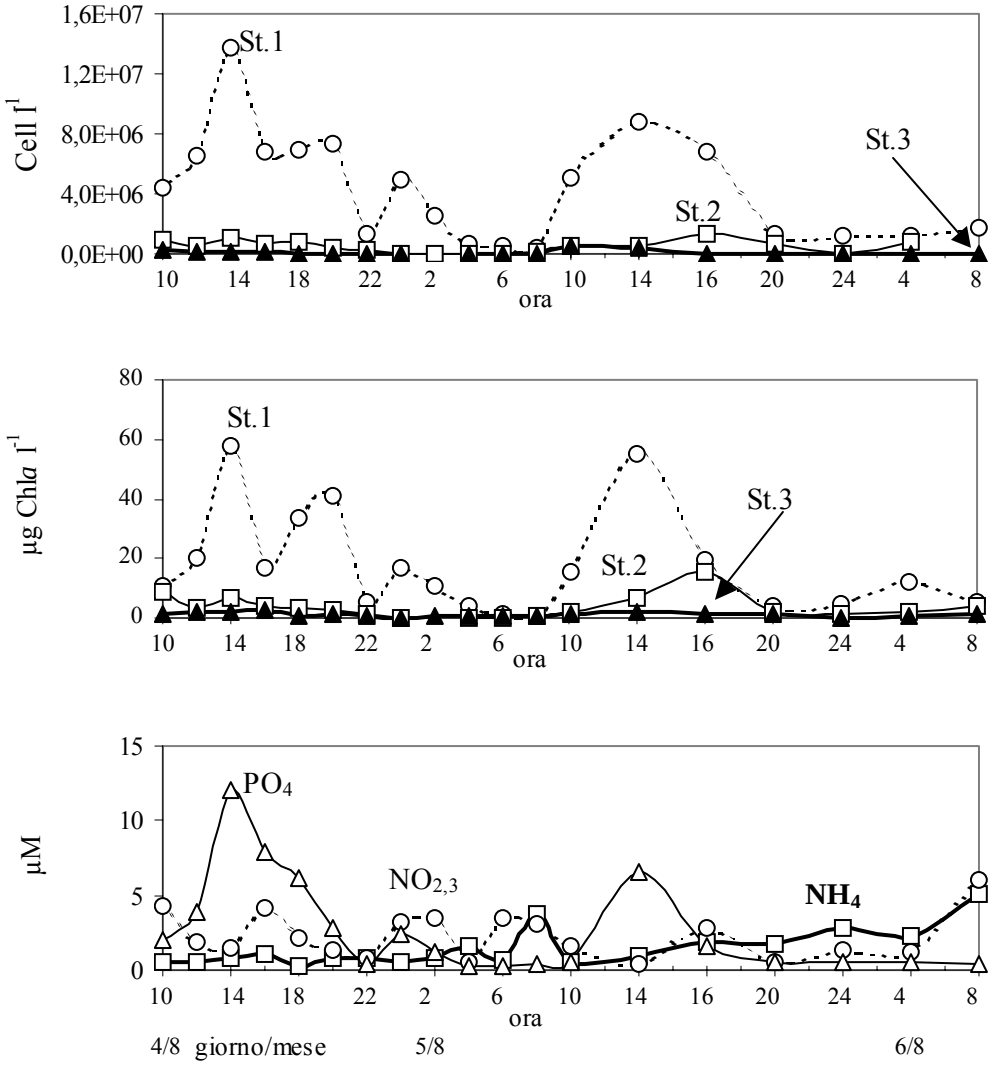



Fig. 3 - Ciclo giornaliero della densità di *A. taylori* (a), della concentrazione della clorofilla *a* (b) e della concentrazione dei sali nutritivi di N e P (c).

che indica la stretta dipendenza tra fioritura fitoplanctonica e disponibilità di fosfato.

L'andamento temporale degli ortofosfati nella St.1 (Fig. 3c) evidenzia un incremento all'inizio del ciclo raggiungendo il massimo di 12,0 µM alle ore 14.00 del primo giorno. A questo valore segue un decremento fino a concentrazione di circa 2,0 µM. Il secondo giorno si ripete quanto già descritto ed il $PO_4$ raggiunge la più elevata concentrazione (6,5 µM) alle ore 14, quindi diminuisce fino a valori inferiori all'unità. Nelle altre due stazioni la concentrazione di $PO_4$ rimane prossima a 0,50 µM e non supera quasi mai 1,0 µM. Nella stessa stazione lo ione ammonio mostra variazioni orarie modeste tranne nelle ultime 12 ore in cui si evidenzia un progressivo incremento fino a 5,15 µM misurato nell'ultimo campionamento. I valori dei nitrati nella St.1 presentano un andamento sinusoidale, con ampiezza di circa 6-8 ore e, così come

osservato per l'ammonio, anche l'azoto nitrico raggiunge il massimo nell'ultimo campionamento (5,97 μM).

Così come osservato per il ciclo stagionale anche quello giornaliero evidenzia una correlazione diretta significativa tra biomassa fitoplanconica e concentrazione del $PO_4$ (r2=0,67, n°19, p< 0,001); mentre nessuna correlazione è stata riscontrata con i composti di azoto.

Il rapporto N/P anche nelle 48 ore di studio è risultato basso rispetto a quello teorico con un valore medio di 3,23±4,46. Questa condizione risulta dipendente dall'elevata concentrazione di fosfato così come evidenziato dai valori minimi del rapporto misurati in corrispondenza dei picchi di $PO_4$.

Durante il ciclo giornaliero il contenuto di Chl*a* per cellula è risultato piuttosto costante con una media di 4,1±1,9 pg e le piccole oscillazioni osservate risultano slegate dalle fasi luce-buio.

## 4. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

La variabilità su scala giornaliera e stagionale della biomassa fitoplanctonica evidenzia come le forzanti ambientali siano determinanti nella dinamica del ciclo di *Alexandrium taylori*. La persistenza nella stagione estiva di condizioni meteo-marine ottimali, che si concretizzano nella calma di vento e nello scarso ricambio delle acque interne alla baia, e l'input diurno dei fosfati legato alle attività antropiche sulla costa (scarichi ad impulsi di acque bianche) favoriscono il bloom fitoplanctonico provocando la relativa colorazione delle acque.

La ricorrenza di questo evento riportato fin dal 1999 permette di ipotizzare che le modifiche antropiche sull'ambiente rappresentino il fattore scatenante il deterioramento della qualità delle acque. Inoltre, la formazione di cisti di resistenza, prodotte da questa specie assicura che, al ripetersi di simili condizioni ambientali, possa verificarsi una nuova fioritura nel successivo ciclo stagionale.

Altri riscontri della stessa fenomenologia, causata dalla stessa specie di dinoflagellati, sono stati evidenziati in altre aree costiere siciliane (Giacobbe *et al.*, 2003) e sulla costa mediterranea della Spagna (Garcés *et al.*, 1999), suggerendo l'esistenza di una ristretta "enviromental window" necessaria per poter raggiungere e mantenere elevate densitá cellulari a lungo termine, malgrado differenti osservazioni sul ruolo giocato dai nutrienti.

## BIBLIOGRAFIA


Aminot A. & Chassepied M. 1983. Mannel des analyses chimiques en milieu marin. Centre National pour l'Exploration des Oceans, 395 pp.

Balech E. 1990. A short diagnostic description of *Alexandrinum*. In: Toxic Marine Phytoplankton (Granelli E., Sindstrom B., Edler L. & Anderson D.M. Eds). Elsevier, New York, 77 pp.

Balech E. 1995. The Genus *Alexandrinum Halim (Dinoflagellata).* Sherkin Island Marine Station, Sherkin Island, Country Cork, Ireland, 151 pp.

Fonfonoff N P. & Millard R.C. 1983. Algorithms for comparation of fundamental propieties of seawater. Unesco Technical Papers in *Marine Science*, 44: 53 pp.

Garcés E., Delgado M., Masó M. & Camp J. 1998. Life history and in situ growth rates of *Alexandrium taylori* (Dinophyceae, Pyrrophyta). *J. Phycol*., 34: 880-887.

Garcés E., Masó M. & Camp J. 1999. A recurrent and localized dinoflagellate bloom in a Mediterranean beach. *J. Plankton Res*., 21: 2373-2391.

Garcés E., Masó M. & Camp J. 2002. Role of temporary cysts in the population dynamics of *Alexandrium taylori* (Dinophyceae). *J. Plankton Res*., 24: 681-686.

Garcés E., Masó M., Vila M. & Camp J. 2000. Harmful algae events in the Mediterranean: are they increasing? *Harmful Algae News*, 20 UNESCO.

Giacobbe M.G. & Yang X. 1999. The life history of *Alexandrium taylori* (Dinophyceae). *J. Phycol*., 35: 331-338.

Giacobbe M. *et al*. 2003. Sistemi convenzionali e sonde molecolari per il controllo di fenomeni HAB (Progetto 5C8). Rapporto MInistero per le Politiche Agricole e forestali (MIPA), 100 pp.

Lazzara L., Bianchi F., Falcucci M., Hull V., Modigh M. & Ribera D'Alcalà M. 1990. Pigmenti clorofilliani. *Nova Thalassia*, 11: 207-223.

Millero F.J. & Poisson A. 1981. International one – atmosfere of state of seawater. *Deep Sea Res.*, 28A: 625-629.

Penna A., Giacobbe M.G., Penna N., Andreoni F. & Magnani M. 2002. Seasonal Blooms of HAB dinoflagellate *Alexandrium taylori* Balech in a new Mediterranean Area (Vulcano, Aeolian Islands). *Marine Ecology*, 23: 1-9.

Strickland J.F.H. & Parsons T.R. 1972. A pratical handbook of seawater analysis. *Bull. Fish. Res. Ed. Can.*, 167, 311 pp.

Zingone A., Honsell G., Marino D., Montresor M. & Socal G. 1990. Fitoplancton. *Nova Thalassia*, 11: 183-198.

Ricevuto 12 gennaio 2004; revisionato 2 aprile 2004; accettato 27 maggio 2004.

*Lavoro presentato al XV Congresso AIOL, Roma, 23-25 settembre 2002.*

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 59-69 luglio 2004*

# IL MAR PICCOLO DI TARANTO: OSSERVAZIONI PRELIMINARI SUL CICLO DEI NUTRIENTI ALL'INTERFACCIA ACQUA - SEDIMENTO

Patrizia GIORDANO[1], Federico SPAGNOLI[2], Marco MARCACCIO[1], Mauro MARINI[3], Franca FRASCARI[1], Alfonso MODICA[4], Giovanni RIVAS[5]

[1]ISMAR, CNR. Via Gobetti 101, 40129 Bologna, Italy
(patrizia.giordano@bo.ismar.cnr.it)
[2]ISMAR, CNR. Via Pola 4, 71010 Lesina (FG), Italy
[3]ISMAR, CNR. Largo Fiera della Pesca, 60125 Ancona, Italy
[4]Ceom S.c.p.A. Via del Fante 40, 90139 Palermo, Italy
[5]Agip KCO- N.V. - HSE Department, C/o Parsons EMC Tower, Great West Road, Brentford - Middlesex TW8 9AZ, London, UK.

## ABSTRACT

***Preliminary study on nutrients cycle at the water - sediments interface within the Mar Piccolo basin (Taranto, Southern Italy)***

In this paper we report some preliminary results from an experiment to evaluate oxygen and nutrient benthic fluxes performed in April 1999 in the Primo Seno of the Mar Piccolo of Taranto. The basin is liable to periodic anoxic crisis induced by high nutrient inputs.

The sediment was characterised by grain-size, mineralogical and biogeochemical analyses (organic and inorganic C, total N, organic and inorganic P) carried out in a sediment core collected in the basin. In the same site dissolved benthic fluxes ($PO_4$, $NH_4$, $NO_2$, $NO_3$, $Si(OH)_4$, $TCO_2$, $O_2$, Fe, Mn, Ca, Mg) were carried out by benthic chamber.

The sediment is mainly silty-clay (73%) with organic carbonate fragments and high organic matter (organic C= 4%) still very reactive (C/N=9.9). Benthic fluxes were positive for $NH_4$, $NO_2$, $TCO_2$, $PO_4$, $Si(OH)_4$ and Mn and negative for $O_2$ and $NO_3$. Furthermore benthic chamber data showed a difference between daytime and night fluxes for $O_2$, $NO_3$, $NO_2$, e $TCO_2$.

Besides benthic fluxes indicated reactive organic matter degradation processes, due to dissolved oxygen and nitrate consumption, and dissolution of diatom skeletons, due to positive fluxes of $Si(OH)_4$. The Mn positive flux indicates reducing environment little down to the sediment-water interface.

## RIASSUNTO

Di seguito si riportano alcuni dei risultati ottenuti mediante un esperimento per la valutazione dei flussi bentici, di ossigeno e di nutrienti, eseguito nell'aprile 1999 nel

Primo Seno del Mar Piccolo di Taranto. Il bacino è notoriamente soggetto a periodiche crisi anossiche che sono causate dalle eccessive immissioni di nutrienti.

Il sedimento è stato caratterizzato tramite analisi granulometriche, mineralogiche e biogeochimiche (C organico e inorganico, N totale, P organico e inorganico) eseguite su una carota di sedimento prelevata all'interno del bacino. Nello stesso sito sono stati misurati i flussi di sostanze disciolte all'interfaccia acqua-sedimento ($PO_4$, $NH_4$, $NO_2$, $NO_3$, $Si(OH)_4$, $TCO_2$, $O_2$, Fe, Mn, Ca, Mg) mediante camere bentiche.

Il sedimento è costituito prevalentemente da argille siltose (73%) e da frammenti organogeni carbonatici, ed è particolarmente ricco di sostanza organica (C organico= 4%) ancora molto reattiva (C/N=9.9). I flussi bentici sono risultati positivi per $NH_4$, $NO_2$, $TCO_2$, $PO_4$, $Si(OH)_4$ e Mn, e negativi per $O_2$ ed $NO_3$. I dati delle camere bentiche hanno inoltre permesso di distinguere flussi diurni da quelli notturni per $O_2$, $NO_3$, $NO_2$, e $TCO_2$.

Inoltre i flussi bentici hanno permesso di desumere processi di degradazione di sostanza organica reattiva, dovuti al consumo dell'ossigeno disciolto e alla riduzione dei nitrati, e di dissoluzione di gusci di diatomee, per il flusso positivo di $Si(OH)_4$. Il flusso positivo di Mn indica la presenza di condizioni riducenti poco sotto l'interfaccia acqua-sedimento.

## 1. INTRODUZIONE

La degradazione della sostanza organica, accumulata nei fondali assieme alle componenti inorganiche, innesca i processi di diagenesi precoce (Barbanti *et al.*, 1995; Spagnoli & Bergamini, 1997) che possono a loro volta provocare il rilascio di nutrienti e di altri elementi ad essa associati. Le trasformazioni biogeochimiche che avvengono all'interfaccia acqua-sedimento esercitano un controllo diretto sul livello trofico degli ecosistemi acquatici, in particolare su quelli caratterizzati da basse profondità.

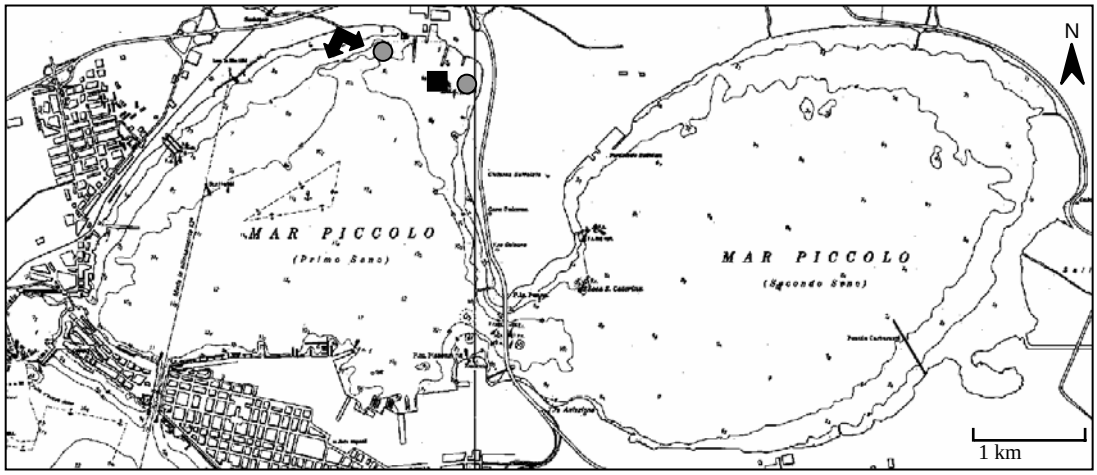



Fig. 1 - Area di studio e ubicazione del sito di sperimentazione con camere bentiche, aprile 1999.
■ = Sito di campionamento (CB); ● = Citro; Foce del fiume Galese

L’equilibrio trofico del Mar Piccolo di Taranto (Fig. 1) è stato seriamente compromesso dalle molteplici attività antropiche che da anni gravano, direttamente o indirettamente, sul bacino. Le attività intensive di acquacoltura (itticoltura e mitilicoltura; Scardi *et al.*, 1993), gli scarichi civili ed industriali non depurati e le eccessive immissioni di nutrienti dagli affluenti naturali del bacino sono all’origine dello stato di sofferenza in cui verte attualmente l’ecosistema. Infatti sono frequenti episodi d’ipossia che coinvolgono l’intero bacino e che, saltuariamente, si tramutano in anossie.

La relativa bassa profondità del fondale e la presenza di numerosi punti naturali, denominati "citri" (Zorzi & Reina, 1962; Mastrangelo & Passeri, 1975; Cotecchia *et al*., 1991), in cui avviene la risalita di acque dolci, ipossiche e anossiche, non facilitano la risoluzione dei problemi distrofici.

Nel 1999 è stato avviato un Progetto di Ricerca interdisciplinare finalizzato alla valutazione dell’efficienza di alcuni sistemi di bonifica, attivati nel Primo Seno, per la mitigazione delle anomalie trofiche indotte dalla attività di maricoltura. Il progetto ha previsto una serie di campionamenti sui fondali e sulle acque, finalizzati alla ricostruzione dell’ecosistema bentico e dei processi deposizionali e biogeochimici che lo controllano. In questo lavoro preliminare vengono illustrate le metodologie e i risultati di un primo esperimento di valutazione dei rapporti acqua-sedimento in termini di flussi bentici (Hammond *et al*., 1985) di ossigeno e di nutrienti.

## 2. MATERIALI E METODI

### 2.1. Area di studio

Il Mar Piccolo è un bacino interno situato a Nord–Est della città di Taranto (Fig. 1). Esso è costituito da due bacini comunicanti, denominati "Seni", separati tra loro da due promontori, Punta Penna a nord e Punta Pizzone a sud. Il Primo Seno, oggetto di questo studio, è il bacino più esterno, ed è il solo che comunica con il Mar Grande (Golfo di Taranto) attraverso due canali che sono percorsi dalle correnti di marea. La superficie del Primo Seno del Mar Piccolo è di circa 10 $km^2$ e la sua profondità media è di 12 metri. Le profondità maggiori (circa 17 metri) sono in corrispondenza di alcune aree depresse dove scaturiscono le acque di sorgenti sottomarine (citri). Altre fonti di immissione di acque dolci nel Mar Piccolo sono il fiume Galese, che s’immette nella parte settentrionale del Primo Seno, ed alcuni corsi d’acqua di minore entità che si riversano all’interno del Secondo Seno. Il regime idrico del bacino è regolato dagli apporti di acque dolci provenienti dai citri e dagli affluenti continentali la cui portata media complessiva è di 101.006 $m^3$/d (Cardellicchio *et al.*, 1991), e dagli apporti di marea. Da una stima dei carichi totali di azoto e di fosforo provenienti dalle diverse fonti di generazione (popolazione, industria, zootecnia e suolo) risultano valori di 44.260 kg P/anno e di 2.909.397 kg N/anno (Cardellicchio *et al.*, 1991).

Le coste del Mar Piccolo sono morfologicamente basse ed uniformi e sono ampiamente urbanizzate. La città di Taranto sorge, infatti, sulle coste del Primo Seno, mentre i territori limitrofi ospitano un’area industriale, un centro siderurgico e una raffineria di petrolio. Il Mar Piccolo inoltre è sede dei porti civile, industriale e militare. Le numerose attività antropiche che ne derivano contribuiscono, assieme alle

immissioni di nutrienti dagli affluenti e alle attività di maricoltura, all'alterazione del trofismo e alla contaminazione dell'ecosistema attraverso le emissioni atmosferiche e gli scarichi, civili e industriali, spesso non depurati.

Le attività sperimentali descritte nel presente articolo sono state eseguite nell'aprile 1999 nel punto CB (Fig. 1), che si trova poco distante dalla foce del fiume Galese e da due "citri".

### 2.2. Modalità di campionamento e attività analitiche della matrice solida

I sedimenti di fondo sono stati campionati mediante box-corer. Livelli significativi dello spessore di 2-3 cm sono stati sub-campionati a diverse profondità nel sedimento sulla base delle osservazioni macroscopiche effettuate al momento del recupero, e ulteriormente suddivisi in aliquote destinate a differenti analisi. Misure dei parametri fisico-chimici (temperatura, pH ed Eh) sono state eseguite, direttamente in campagna, utilizzando sonde ed elettrodi. Successivamente, in laboratorio, indagini granulometriche, mineralogiche, chimiche e geochimiche sono state eseguite sui campioni di sedimento. I sedimenti destinati alle analisi granulometriche e mineralogiche sono stati conservati a +4°C, mentre quelli destinati alle analisi chimiche e geochimiche a –20°C. Questi ultimi sono stati liofilizzati e macinati prima di procedere con le analisi.

Le componenti granulometriche più grossolane sono state separate da quelle fini (silt e argilla) mediante setacciatura ad umido a 63 μm. Successivamente, le frazioni più grossolane sono state vagliate con setacci a 2, 1 e 0.5 mm; le frazioni fini sono state analizzati tramite sedigrafo a raggi X. La composizione mineralogica del sedimento è stata determinata con diffrattometro a raggi X (Cook *et al*., 1975). Le concentrazioni di N totale, C organico e C totale sono state determinate tramite gascromatografo con analizzatore elementare CHN (Froelich, 1980; Hedges & Sterns, 1984). Il calcolo del rapporto C/N è servito per determinare il grado di rimineralizzazione ed eventualmente la provenienza della materia organica accumulata nel sedimento (Müller, 1977; Müller & Mathesius, 1999). Il P-inorganico e P-totale sono stati determinati utilizzando il metodo di Aspila (1976).

### 2.3. Modalità di campionamento con camere bentiche e attività analitiche della matrice liquida

Il flusso di nutrienti all'interfaccia acqua-sedimento è stato determinato tramite due Camere Bentiche Manuali (CBM: A e B), in plexiglas trasparente (50×50×15cm, di capienza, 37 litri circa), infisse da un sommozzatore nel fondale del sito CB (Fig. 1). Un agitatore (velocità= 4-5 r.p.m.) ha consentito di mantenere i gradienti di concentrazione all'interfaccia acqua-sedimento (Hammond & Giordani, 1982; Hammond *et al*., 1985) all'interno delle camere. Durante le 24 ore successive alla posa delle due CBM, il sommozzatore ha effettuato 5 immersioni a intervalli di tempo regolari, per il prelievo di 4 campioni di acqua (2 dalle CBM e 2 dalle acque di fondo esterne alle CBM) e per il recupero di uno dei 'bianchi', ossia acque di fondo campionate mediante siringhe all'inizio dell'esperimento e lasciate sul fondo. Successivamente, i campioni sono stati filtrati (Durapore, 0.45 μm) e suddivisi in

aliquote destinate alle analisi chimiche. La manipolazione dei campioni è avvenuta in atmosfera inerte, al fine di evitare i processi di ossidazione. I parametri fisico – chimici (ossigeno disciolto, temperatura, Eh e pH) di ciascun campione sono stati misurati subito dopo il prelievo con l'ausilio di elettrodi.

Le analisi dei sali nutritivi disciolti (ammonio, nitriti, nitrati, ortofosfati e silicati) sono state condotte seguendo il metodo colorimetrico Strickland & Parsons (1968).

La determinazione dei cloruri e dei solfati è stata effettuata mediante cromatografia HPLC seguendo il metodo IRSA-CNR (1994).

La determinazione dell'alcalinità è stata eseguita mediante titolazione potenziometrica, valutando il punto di equivalenza secondo la funzione di Gran (Gieskes & Rogers, 1973). La determinazione delle concentrazioni di Fe e Mn è stata eseguita tramite assorbimento atomico (AAS), mentre la determinazione delle concentrazioni di Ca e Mg è avvenuta mediante spettrometro al plasma ottico (ICP-AES).

## 3. RISULTATI E DISCUSSIONE

### 3.1. Caratterizzazione del sedimento

Il potenziale di ossido riduzione misurato nei sedimenti del sito CB è estremamente basso già in superficie (-207mV), e mostra una lieve diminuzione all'aumentare della profondità nel sedimento (Fig. 2). Valori così bassi del potenziale redox nei sedimenti più superficiali sono indicativi di recenti condizioni di ipossia nelle acque di fondo. La composizione granulometrica dei sedimenti superficiali della stazione è prevalentemente fine (Tab. 1), costituita da silt (32%) e argille (41%) (argilla siltosa). Le frazioni a granulometrie maggiori di 63 μm sono costituite principalmente da frammenti organogeni (Mat. Org.). La percentuale della frazione fine aumenta gradualmente con la profondità nel sedimento, fino a raggiungere il 93% del totale (Tab. 1).

Tab. 1 - Composizione del sedimento campionato nel sito di sperimentazione con camere bentiche nel Mar Piccolo di Taranto. Per ogni parametro sono riportati i valori di superficie (S), medio (M) e di fondo (F) della carota. Per Mat. Org. si intendono le frazioni granulometriche incluse tra 2 e 0.5 mm, costituite da frammenti. organogeni.

| | **Fanghi %** | **Mat.Org. %** | **Sabbie %** | **C inorg %** |
|---|---|---|---|---|
| **S** | 73.00 | 19.00 | 8.00 | 4.21 |
| **M** | 80.00 | 9.00 | 10.00 | 4.56 |
| **F** | 93.00 | 0.70 | 6.00 | 4.65 |

| | **P tot μg/g** | **P inorg μg/g** | **P org μg/g** |
|---|---|---|---|
| **S** | 752.00 | 376.00 | 376.00 |
| **M** | 865.00 | 420.00 | 445.00 |
| **F** | 455.00 | 381.00 | 74.00 |

La composizione mineralogica del sedimento è prevalentemente carbonatica (Fig. 2). Inoltre con la profondità nel sedimento (Fig. 2), diminuisce la componente aragonitica (da 20% a 12%) caratteristica dei gusci organogeni, mentre aumenta quella calcitica (da 32%a 45%) più associabile ai clasti terrigeni. I fondali del sito di sperimentazione sono, in superficie, ricchi di sostanza organica (C-organico= 4%) che risulta essere ancora molto reattiva, come testimoniato dai bassi valori del potenziale redox, dai bassi valori del rapporto C/N (9.9), dalle alte quantità di azoto (0.4%) e dagli alti valori di P organico (376 μg/g) (Tab. 1, Fig. 2). Le concentrazioni di C organico e di P organico decrescono notevolmente con la profondità nel sedimento (1% e 74 μg/g, rispettivamente), cosa che unitamente alla diminuzione poco accentuata del potenziale redox e all'aumento del rapporto C/N (da 9.9 a 11.5), sottolinea l'evidenziarsi di una sostanza organica progressivamente meno reattiva, che diventa refrattaria solo a profondità maggiori di quelle indagate.

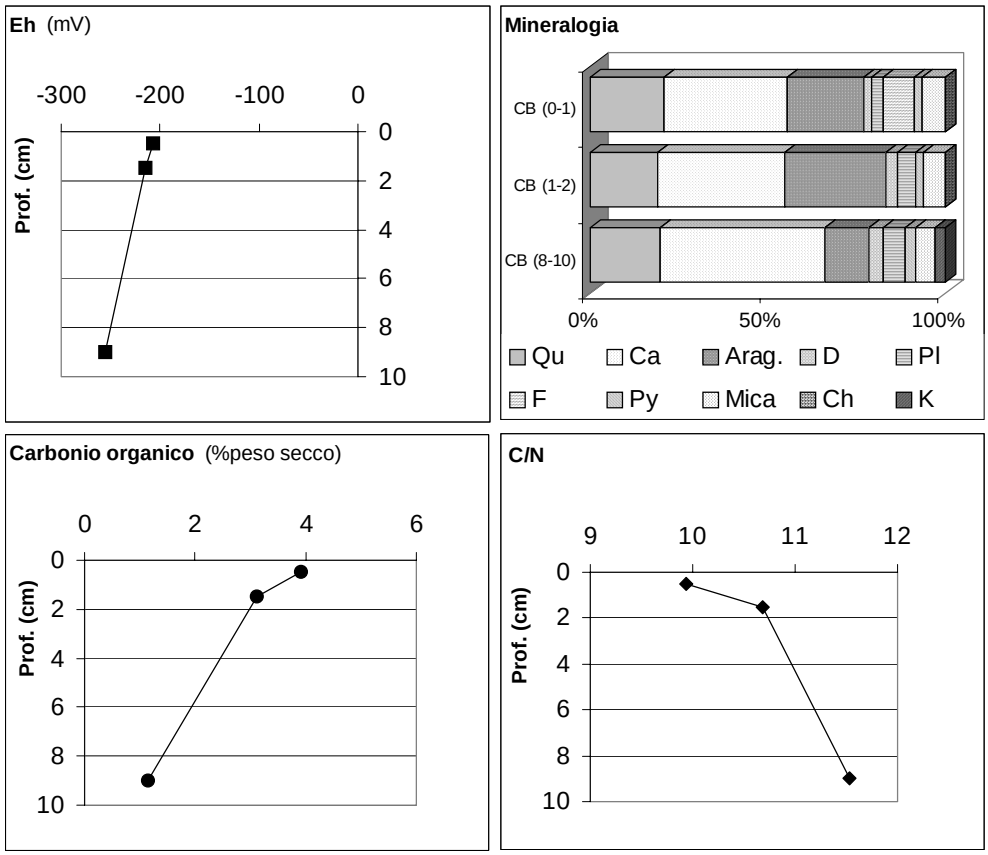



Fig. 2 - Caratteristiche del sedimento del Sito CB in aprile 1999. Il sedimento è un'argilla siltosa con molti resti organogeni e ricca di sostanza organica ancora molto reattiva.
Composizione mineralogica: Qu = quarzo; Ca = calcite; Arag = aragonite; D = dolomite; Pl = plagioclasi; F = feldspati; Py = pirite; Ch = cloriti; K = caolinite.

Il confronto con altre aree lagunari soggette a crisi distrofiche evidenzia come i sedimenti del Mar Piccolo siano più ricchi di sostanza organica (Tab. 2).

Tab. 2 - Confronto tra le concentrazioni medie di sostanza organica nel sedimento superficiale campionato nel sito CB del Mar Piccolo di Taranto e in altre aree lagunar (*Frascari *et al*., 1984; °Pambianchi *et al*., 1994; [a]Frascari *et al*., 2002).

| | **Mar Piccolo (Taranto)** | **Saline di Cervia (Ravenna)*** | **Saline di Margherita di Savoia (Foggia)*** | **Valle Fattibello Comacchio (Ferrara)°** | **Sacca di Goro (Ferrara)[a]** |
|---|---|---|---|---|---|
| **C org (%)** | 3.92 | 3.28 | 1.99 | 2.65 | 1.45 |
| **N tot (%)** | 0.46 | 0.42 | 0.29 | 0.28 | 0.21 |
| **C/N** | 9.90 | 9.10 | 8.00 | 8.70 | 7.40 |
| **P org (μg/g)** | 376.00 | 181.00 | 111.00 | 268.00 | 191.00 |

## 3.2. Ricostruzione dei processi di scambio

Dai valori di ossigeno disciolto tendenti alla sottosaturazione e dai bassi valori del potenziale redox ($O_2$ = 3.8 mg/l , Eh = 82 mV) misurati nelle acque di fondo del sito, risulta che il bacino si trovava in condizioni di ipossia già all'inizio della sperimentazione con camere bentiche.

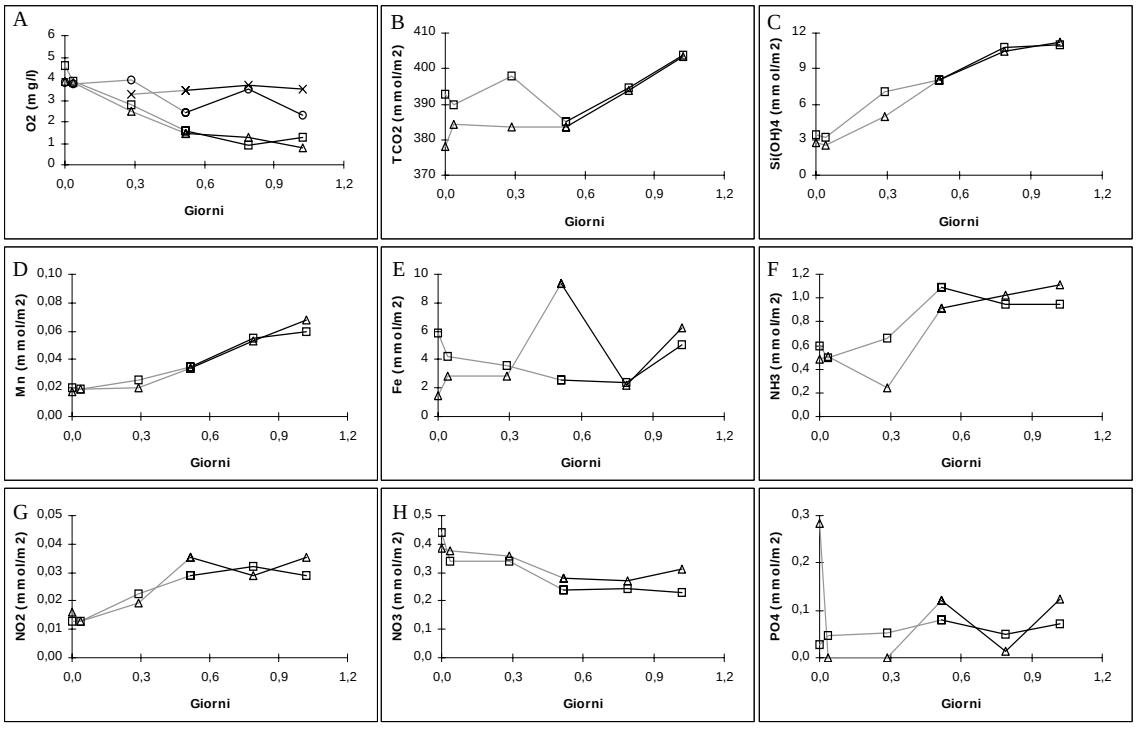



Fig. 3 - andamento nel tempo delle concentrazioni e delle quantità delle diverse sostanze misurate durante le attività di sperimentazione con camere bentiche.
□ = camera bentica A (CBA); △ = camera bentica B (CBB); ○ = acqua di fondo; × = bianco; — = campionamento diurno; ▬ = campionamento notturno.

La progressiva diminuzione del contenuto di ossigeno disciolto, osservata all'interno di entrambe le camere bentiche durante le 24 ore (Fig. 3a), evidenzia l'instaurarsi di condizioni ipossiche nelle fasi finali della sperimentazione. Tale diminuzione, che è molto accentuata nella prima fase dell'esperimento, subisce un brusco rallentamento dal quarto campionamento. I valori pressoché costanti delle concentrazioni di ossigeno relativamente ai campioni di bianco e delle acque di fondo (esterne alle camere bentiche) indicano la mancanza di consumo di ossigeno, che invece avviene nel sedimento racchiuso dalle camere bentiche.

La concentrazione di $CO_2$ totale evidenzia, in entrambe le camere, una crescita lineare nella seconda metà dell'esperimento (Fig. 3b). Le concentrazioni di silice e Mn invece crescono costantemente nel corso delle 24 ore (Fig. 3c, d). Il Ferro tende ad aumentare solo verso la fine della sperimentazione (Fig. 3e), mentre il $PO_4$ risulta in leggero aumento nelle due camere, anche se questo andamento è evidente nella camera A e risulta incerto nella B (Fig. 3f). L'ammonio ed i nitriti hanno un andamento crescente nella prima metà dell'esperimento e costante nella seconda (Fig. 3g, h), mentre l'$NO_3$ differisce dai precedenti solo nella prima metà, dove risulta in diminuzione (Fig. 3i).

I flussi positivi (dal sedimento alla colonna d'acqua) di $NH_3$, $TCO_2$, $PO_4$ e $Si(OH)_4$, (Tab. 3) indicano che, al momento della misura, sono in corso processi di degradazione sia di sostanza organica particolarmente reattiva che di gusci di diatomee. La degradazione avviene per consumo dell'ossigeno disciolto e per riduzione dei nitrati, che presentano, infatti, flussi negativi. Invece, i flussi positivi di nitriti indicano un processo di nitrificazione dovuto all'ossidazione dell'ammoniaca, prodotta dalla decomposizione della sostanza organica, che porta alla formazione di $N_2$, $NO_2$ e $NO_3$.

Il flusso positivo di Mn indica invece la presenza di condizioni riducenti poco sotto l'interfaccia acqua-sedimento che inducono una dissoluzione degli ossidi ed idrossidi di Mn.

Tab. 3 - Flussi di alcuni parametri misurati nel sito CB. I flussi sono espressi in mmol/$m^2$ * $day^{-1}$.

| | | | **Camera Bentica A** | | **Camera Bentica B** | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | **flussi totali camera A** | **flussi totali camera B** | **diurni** | **notturni** | **diurni** | **notturni** |
| **O2** | -3.424 | -3.104 | -5.401 | -0.744 | -4.752 | -1.334 |
| **$TCO_2$** | 8.097 | 20.614 | -8.495 | 37.204 | -0.129 | -0.006 |
| **$PO_4$** | 0.029 | -0.047 | 0.080 | -0.017 | 0.626 | 0.396 |
| **$Si(OH)_4$** | 8.056 | 9.173 | 9.918 | 6.034 | 0.039 | -0.001 |
| **$NH_3$** | 0.467 | 0.724 | 0.999 | -0.289 | -0.191 | 0.059 |
| **$NO_2$** | 0.019 | 0.021 | 0.033 | 0.001 | 0.039 | -0.001 |
| **$NO_3$** | -0.177 | -0.100 | -0.296 | -0.021 | 5.908 | 39.771 |
| **Fe** | -1.071 | 3.369 | -5.123 | 4.790 | 13.078 | -6.711 |
| **Mn** | 0.042 | 0.050 | 0.028 | 0.050 | 0.029 | 0.068 |

Dai risultati è stato inoltre possibile distinguere i flussi bentici diurni da quelli notturni per $O_2$, $NO_3$, $NO_2$ e $CO_2$ totale (Tab. 3). Ciò significa che la luce solare, che raggiunge in questo punto il fondale, influisce significativamente sull'equilibrio ecologico del fondale stesso. La variazione di $CO_2$ totale, infatti, limitata alle sole ore diurne, dipende dalla sottrazione di $CO_2$ dal sistema conseguentemente alle reazioni di fotosintesi.

I flussi costanti di silice e Mn, che non sono implicati nei processi di fotosintesi, di respirazione e di ossidazione, indicano un processo continuo di diffusione ed irrigazione, dovuto anche alle attività biologiche, che permette una maggiore diffusione degli elementi dal sedimento verso le acque di fondo. Nella prima parte dell'esperimento, il Fe nella camera A è probabilmente influenzato da una leggera risospensione del fondale avvenuta in fase di infissione della camera stessa. Si assiste, infatti, ad una successiva diminuzione delle concentrazioni di Fe, indotta sicuramente dalla precipitazione di ossidi, con la conseguente diminuzione di alcalinità.

Gli andamenti di Fe, $CO_2$ totale e in parte di $NH_3$, differenti nelle due camere bentiche, indicano un'eterogeneità del fondale anche per quanto riguarda la componente biologica e la presenza di sostanza organica all'interfaccia acqua-sedimento.

## 4. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Dai risultati è emerso che i sedimenti del sito di sperimentazione con camere bentiche del Primo Seno del Mar Piccolo sono estremamente ricchi di sostanza organica ancora molto reattiva, le cui concentrazioni sono superiori a quelle riscontrate in altre aree lagunari soggette a frequenti crisi distrofiche. Il fondale ha una forte capacità riducente, come si osserva dai bassi valori del potenziale redox. Il consumo di ossigeno e le condizioni di ipossia-anossia in cui si trovano i sedimenti del sito sono indotti dai processi di degradazione microbica delle ingenti quantità di sostanza organica che si accumula nel fondale, sia in superficie che in profondità. I valori del rapporto C/N evidenziano la presenza di contenuti di sostanza organica di origine continentale che si sommano alla sostanza organica di origine autoctona. La presenza di quest'ultima è testimoniata dal grado di reattività della sostanza organica superficiale, caratterizzata da un basso valore di C/N, dal rapido aumento di C/N con la profondità e dalla contemporanea diminuzione di C organico. Ciò è confermato dagli elevati flussi verso la colonna d'acqua dei prodotti di degradazione della sostanza organica stessa ($NH_3$, $TCO_2$). I flussi bentici negativi di $O_2$ ed $NO_3$ e positivi di Mn testimoniano anche una condizione fortemente riducente dei sedimenti sempre per la presenza di sostanza organica in corso di degradazione. Infine, il contenuto di C organico raggiunge valori costanti, che denotano la presenza di sostanza organica di natura refrattaria, solo a profondità notevoli nel sedimento.

## BIBLIOGRAFIA

Aspila K.L., Agemian H. & Chau A.S.J. 1976. Semi-automated method for the

determination of inorganic, organic and total phosphate in sediments. *Analyst*, 101: 187-197.

Barbanti A., Bergamini M.C., Frascari F., Miserocchi S., Ratta M. & Rosso G. 1995. Diagenetic processes and nutrient fluxes at the sediment-water interface, Northern Adriatic Sea, Italy. *Marine and Freshwater Research*, 46: 55-67.

Cardellicchio N., Annicchiarico C., Leone G., Marra C., Paterno P., Piratino S. & Ragone P. 1991. I mari di Taranto: problematiche di impatto ambientale. S.IT.E., Atti, 12: 769-775.

Cook H.E., Jonson P.D., Matti C. & Zemmels I. 1975. Methods of sample preparation and X ray diffraction data analysis. X ray mineralogy laboratory, Deep-sea dilling project, University of California, Riverside. *Init. Rep. DSDP*, 28: 999-1007.

Cotecchia F., Lollino G., Pagliarulo R., Stefanon A., Tadolini T. & Trizzino R. 1991. Hydrogeological Conditions and Field Monitorino of the Galeso Submarine Spring in the Mar Piccolo of Taranto *Geol. Appl. e Idrogeol.*, 26: 321-322.

Frascari F., Ravaioli M. & Rovatti G. 1984. Studio sedimentologico e geochimico nelle saline di Cervia e di Margherita di Savoia: valutazione dei rapporti fra stato di eutrofia e produzione di sale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 27: 533-544.

Frascari F., Matteucci G. & Giordano P. 2002. Evaluation of a Eutrophic Coastal Lagoon Ecosystem from the Study of Bottom Sediments. *Hydrobiologia*, 00: 1-15.

Froelich P.N. 1980. Analysis of organic carbon in marine sediments. *Limnol. Oceanogr.*, 25: 242-248.

Gieskes M.J. & Rogers W.C. 1973. Alkalinity determination in interstitial waters determination waters of marine sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43: 272-277.

Hammond D.E. & Giordani P. 1982. Techniques for measuring benthic fluxes of 222Rn and nutrients in coastal waters. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per la Geologia Marina, Bologna. Rapporto Tecnico N. 20.

Hammond D.E., Fuller C., Harmon D., Hartman B., Korosec M., Miller L.G., Rea R., Warren S., Berelson W. & Hager S.W. 1985. Benthic fluxes in San Francisco Bay. *Hydrobiologia*, 129: 69-90.

Hedges J.I. & Stern J.K. 1984. Carbon and nitrogen determinations of carbonate-containing solids. *Limnol. Oceanogr.*, 29: 657-663.

IRSA-CNR. 1994. Metodi analitici per le acque. Edito da Istituto poligrafico dello Stato-IRSA-CNR: 215-217.

Mastrangelo P. & Passeri L. 1975. Sedimenti calcareo–argillosi e biolititi a serpulidi nel Mar Piccolo di Taranto. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94: 2019–2046.

Müller P. J. 1977. C/N ratios in Pacific deep – sea sediments: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 41: 765 – 776.

Müller A. & Mathesius U. 1999. The paleoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, I. The application of sedimentary Corg/N ratios as a source indicators of organic matter. *Palaeogeog. Palaeocl.*, 145: 1-16.

Pambianchi P., Rosso G. & Frascari F. 1994. Nutrienti e sostanza organica nei sedimenti della Sacca di Goro. In: “Sacca di Goro: studio integrato sull'ecologia, Provincia di Ferrara – Franco Angeli, Ferrara," (Bencivelli S., Castaldi N. & Finessi D. Eds.), IGM-CNR, Bologna, Italia, 859: 269-289.

Scardi M., Vinci D., Lanera P., Casolaro R., Valiante L.M., Plastina N. & Di Dato P. 1993. Studio ambientale per il recupero produttivo del mar Piccolo di Taranto. I.C.R. Mare, A. G. C. I., 66 pp.

Spagnoli F. & Bergamini M.C. 1997. Water-sediment exchange of nutrients during early diagenesis and resuspension of anoxic sediments from the northern Adriatic Sea shelf. Water, *Air and Soil Poll.*, 99: 541-556.

Strickland J.D.H. & Parsons T.R. 1968. A practical handbook of seawater analysis. *Bull. Fish. Res. Bd. Canada*, 167, 310 pp.

Zorzi L. & Reina C. 1962. Idrogeologia della provincia di Taranto. *Giornale del Genio Civile*, anno 100: 149-165.

Ricevuto 22 settembre 2003; revisionato 6 aprile 2004; accettato 27 maggio 2004.

*Lavoro presentato al XV Congresso AIOL, Roma, 23-25 settembre 2002.*

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 71-80 luglio 2004*

# LA COMUNITÀ MACROBENTONICA DELLA SACCA DI GORO (ADRIATICO SETTENTRIONALE) ANALIZZATA TRAMITE UN MODELLO A LOGICA FUZZY

Agnese MARCHINI, Anna OCCHIPINTI AMBROGI

Sezione di Ecologia, Dipartimento di Genetica e Microbiologia, Università di Pavia, Via S. Epifanio 14 - 27100 Pavia

## ABSTRACT

***The macrobenthic community of the Sacca di Goro (Northern Adriatic Sea) analysed through a fuzzy logic model***

In this paper we present the application of a fuzzy logic model, originally implemented for the lagoon of Venice, on the macrobenthic community of the Sacca di Goro, an eutrophic lagoon located in the Southernmost Po river delta. This model uses the sessile zoocoenosis of the wooden piles as a tool to recognize six ecological sectors, previously defined for the lagoon of Venice: "*Lagoon mouths*", "*Vivified lagoon*", "*Rough Eutrophic*", "*Calm Eutrophic*", "*Urban*" and "*Estuarine*". We analysed 12 stations in different years (1988, 2000 and 2001), in order to make spatial and temporal comparisons both in the short and long term. The Sacca di Goro was dominated by the sector "*Estuarine*" in 1988, by "*Calm Eutrophic*" in 2000 and "*Rough Eutrophic*" in 2001, while the sectors "*Lagoon mouths*" and "*Urban*" were never prevalent; in general, the macrobenthic community was rather simplified, probably because of the many sources of disturbance. The fuzzy logic model seems to be a useful tool for integrating the results of multivariate analyses of macrobenthos and for monitoring the lagoon ecosystem.

## RIASSUNTO

In questo lavoro viene presentata l'applicazione di un modello a logica fuzzy, originariamente implementato per la laguna di Venezia, sulla comunità macrobentonica della Sacca di Goro, una laguna eutrofica localizzata al delta del fiume Po. Questo modello utilizza la zoocenosi sessile dei pali di legno come strumento per riconoscere sei settori ecologici, definiti precedentemente per la laguna di Venezia: "*Bocche*", "*Vivificato*", "*Eutrofo mosso*", "*Eutrofo calmo*", "*Urbano*" e "*Dissalato*". Sono state analizzate 12 stazioni negli anni 1988, 2000 e 2001, allo scopo di effettuare confronti spaziali e temporali, sia a breve che a lungo termine. La Sacca è risultata dominata da "*Dissalato*" (1988), "*Eutrofo calmo*" (2000) ed "*Eutrofo mosso*" (2001), mentre "*Bocche*" e "*Urbano*" non risultano mai prevalenti; in generale, la comunità

macrobentonica appare piuttosto semplificata, probabilmente a causa delle numerose fonti di disturbo. Il modello fuzzy sembra essere uno strumento utile per integrare i risultati di analisi multivariate del macrobenthos e per monitorare l'ecosistema lagunare.

## 1. INTRODUZIONE

La classificazione dei corpi idrici costieri e, soprattutto, lagunari, come richiesta dalla Direttiva Europea sulle acque (Anon., 2000) è una delle attuali sfide per la comunità scientifica, che deve trovare criteri e strumenti semplici e di universale applicabilità per il monitoraggio delle acque. In questo contesto è stato sviluppato un modello che prende in considerazione una tipologia lagunare ben precisa (le lagune del bacino Nord-Adriatico) ed applica loro una classificazione basata sul macrozoobenthos sessile dei pali di legno (bricole), substrati duri largamente diffusi in questi ambienti. Tale classificazione, proposta in letteratura da Occhipinti-Ambrogi *et al*. (1998) per la laguna di Venezia, ma estendibile anche ad altri sistemi lagunari sufficientemente ampi e differenziati, permette di riconoscere sei settori ecologici ("*Bocche*", "*Vivificato*", "*Eutrofo mosso*", "*Eutrofo calmo*", "*Urbano*" e "*Dissalato*") sulla base delle specie presenti e delle loro abbondanze relative. La classificazione è stata successivamente formalizzata mediante un modello (Marchini, 2003), che è stato costruito utilizzando come strumento matematico la teoria degli insiemi fuzzy (Zadeh, 1965), particolarmente appropriata per sviluppare modelli in cui la componente di imprecisione e di conoscenza qualitativa è elevata (Munda *et al*., 1995). I motivi specifici per cui è stato scelto l'approccio fuzzy sono sintetizzati nei seguenti tre punti:

(i) la biocenosi che colonizza i pali di legno non può essere sottoposta a valutazione esatta della densità: alcuni dei gruppi sistematici considerati sono costituiti da organismi coloniali (poriferi, idrozoi, briozoi, ascidiacei), per i quali non è possibile il conteggio degli individui (Warwick, 1993); la bricola stessa, inoltre, con la sua forma cilindrica e la superficie legnosa irregolare, non costituisce un substrato idoneo per prelievi quantitativi precisi;

(ii) l'individuazione dei settori ecologici sulla base delle specie, proposta da Occhipinti-Ambrogi et al. (1998), è effettuata tramite un criterio del tipo: «abbondanza di tali specie, scarsità di tali altre = tale settore ecologico». Questo procedimento non è espresso né esprimibile in formalismo matematico deterministico e quantitativo, ma nei termini del linguaggio naturale; d'altra parte, le relazioni tra biocenosi e settori ecologici non possono essere rappresentate linearmente, poiché devono comprendere la complessità e la variabilità della risposta biologica, di cui peraltro ancora poco si conosce;

(iii) l'informazione in uscita è, infine, la parte che più sfugge alla rappresentazione modellistica classica, per la natura strettamente qualitativa e non-ordinale dei sei settori ecologici. Essi hanno infatti una natura multidimensionale, poiché sintetizzano l'informazione ecologica portata da numerose variabili ambientali e non sono pertanto associabili ad una scala numerata unidimensionale.

L'approccio fuzzy è quindi particolarmente idoneo per affrontare questo tipo di problema, perché ammette dati imprecisi (i), consente di ragionare con termini linguistici (ii) e gestisce informazione qualitativa non-ordinale (iii) (Silvert, 2000).

Il modello fuzzy è stato implementato e validato su dati della laguna di Venezia (Marchini, 2003) e viene in questo lavoro applicato al macrobenthos sessile della Sacca di Goro, laguna Nord-Adriatica di dimensioni notevolmente inferiori, sita nella parte meridionale del delta del Po (Fig. 1) e caratterizzata da elevati apporti di acque dolci, limitata circolazione idrica ed elevata produttività (Mancinelli & Rossi, 2002). La Sacca di Goro, tra i principali siti italiani per l'allevamento di bivalvi di interesse commerciale, riceve sia da Ovest che da Sud-Est due rami del fiume Po (Po di Volano e Po di Goro, rispettivamente) ed è delimitata a Sud da uno scannone sabbioso, che è stato nel tempo modificato sia dalle forze naturali, sia dall'azione umana (Simeoni *et al*., 2000; Mistri *et al*., 2002). A causa della scarsa profondità e del ridotto idrodinamismo questa laguna è affetta da disturbi cronici e acuti (Reizopoulou *et al*., 1996), che più volte hanno provocato gravi danni economici alle attività di acquacoltura (Bartoli *et al*., 2001; Mistri *et al*., 2001).

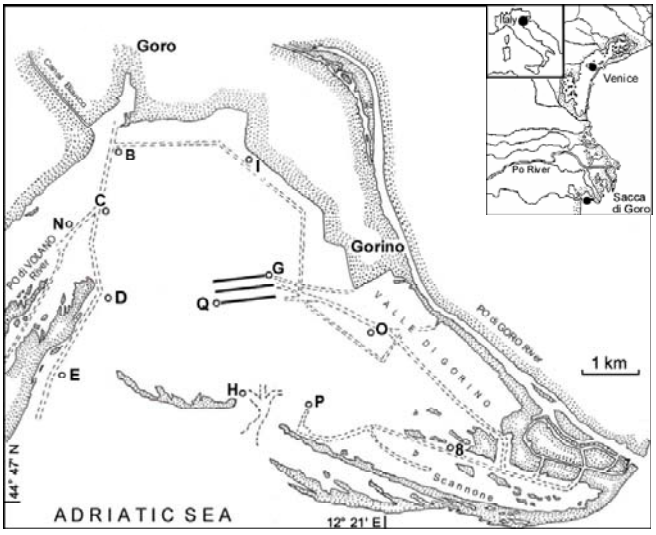



Fig. 1 - Collocazione delle 12 stazioni di campionamento nella Sacca di Goro.

## 2. MATERIALI E METODI

Le conoscenze relative al macrobenthos sessile di substrato duro nella Sacca di Goro sono limitate ad uno studio svolto nel 1988 (Parisi *et al*., 1991), riproposto negli anni 2000 e 2001 dalla nostra unità di ricerca (Marchini *et al*., 2004), al fine di valutare eventuali modifiche della biocenosi, a seguito delle variazioni nella struttura morfologica della Sacca (scavi e rimaneggiamenti dello scanno sabbioso, regolamentazione del Po di Goro).

Il modello fuzzy è stato applicato a dati relativi a campionamenti svolti nei tre anni 1988, 2000 e 2001 nel mese di Giugno, in cui la biocenosi presenta il suo massimo sviluppo. I prelievi sono stati effettuati in 12 stazioni, rappresentative delle diverse aree

della Sacca (Fig. 1): le stazioni E, D, C, B, collocate lungo il canale navigabile nella regione occidentale; la stazione N, influenzata dagli apporti dulciacquicoli del Po di Volano e la I, confinata nella parte settentrionale; le stazioni Q e G nell'area centrale, presso un allevamento di mitili; le stazioni H e P, in prossimità dell'apertura scavata nello scanno sabbioso e presso allevamenti di *Tapes philippinarum* e, infine, le stazioni O e 8, collocate nella valle sudorientale di Gorino, dove profondità e circolazione idrodinamica sono estremamente ridotte.

Lo zoobenthos è stato prelevato dalle bricole al di sotto del livello minimo di bassa marea; per ogni stazione sono state effettuate tre repliche, secondo una metodologia di campionamento analoga a quella effettuata in altre lagune (Sconfietti *et al*., 2003). L'elenco completo dei taxa rinvenuti è riportato in Marchini *et al*. (2004).

Per la costruzione del modello fuzzy, illustrato nel dettaglio in Marchini (2003), i criteri di classificazione di Occhipinti-Ambrogi *et al*. (1998) sono stati dapprima sottoposti ad un'operazione di sintesi e riorganizzazione in proposizioni di facile traducibilità in formalismo logico, ossia utilizzando i connettivi ... *E*..., *SE*... *ALLORA*..., ad esempio:

*SE* le specie marine sono dominanti *E* le altre specie mancano o sono scarse *E* la comunità complessiva è povera *ALLORA* la stazione è nel settore "*Bocche*";

*SE* le specie marine sono dominanti *E* le altre specie mancano o sono scarse *E* la comunità complessiva è più ricca *ALLORA* la stazione è nel settore "*Vivificato*";

*SE* le specie marine e lagunari sono dominanti *E* la comunità complessiva è ricca *ALLORA* la stazione è nel settore "*Eutrofo mosso*";

*SE* le specie lagunari sono dominanti *E* le altre specie mancano *E* la comunità complessiva è ricca *ALLORA* la stazione è nel settore "*Eutrofo calmo*";

*SE* le specie lagunari sono dominanti *E* le altre specie mancano *E* la comunità complessiva è povera *ALLORA* la stazione è nel settore "*Urbano*";

*SE* le specie tipiche di ambiente dissalato sono dominanti *E* le altre specie mancano *E* la comunità complessiva è povera *ALLORA* la stazione è nel settore "*Dissalato*".

Queste sei proposizioni sono state quindi utilizzate come scheletro per l'organizzazione del modello complessivo, composto in tutto da 486 regole fuzzy. Le regole esprimono tutte le possibili combinazioni di abbondanza (elevata, media, scarsa) delle varie specie macrobentoniche ("marine", "lagunari" e "tipiche di ambiente dissalato") e le associano ai sei settori ecologici con un certo grado di "appartenenza parziale".

Il grado di appartenenza, che varia tra 0 (appartenenza nulla) e 1 (appartenenza piena) è uno dei concetti fondamentali della teoria fuzzy ed esprime in modo quantitativo l'incertezza intrinseca ad un fenomeno (Borri *et al*., 1998). Ad esempio, una condizione intermedia tra "*Vivificato*" ed "*Eutrofo calmo*" può essere rappresentata tramite valori di appartenenza parziale elevati per entrambi questi settori, come 0,76 "*Vivificato*" e 0,85 "*Eutrofo mosso*". Questa espressione stabilisce che ad un certo set di specie non corrisponda con certezza un solo settore ecologico, ma piuttosto una combinazione di due distinti settori.

L'input del modello è l'insieme delle specie rinvenute in una stazione e valutate secondo una opportuna scala di abbondanza (Marchini *et al*., 2004); l'output è il valore di appartenenza parziale della stazione considerata a ciascuno dei sei settori. In tal modo

il modello non solo associa ad ogni stazione un settore ecologico (quello che ottiene il grado di appartenenza massimo), ma mette in luce anche eventuali situazioni ambigue, in cui più condizioni ambientali si sovrappongono. È ovvio che l'efficacia del modello nel discriminare tra settori ecologici dipenda dalla correttezza delle sei proposizioni e da un'adeguata suddivisione delle specie in "marine", "lagunari" e "tipiche di ambiente dissalato".

Tab. 1 - Output del modello fuzzy: grado di appartenenza parziale ottenuto da ogni stazione per ciascuno dei sei settori ecologici e nei tre anni considerati; in grassetto il settore che in ogni stazione ottiene il massimo grado di appartenenza parziale.

| Data | Giugno 1988 | | | | | | Giugno 2000 | | | | | | Giugno 2001 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Stazione | B | V | EM | EC | U | D | B | V | EM | EC | U | D | B | V | EM | EC | U | D |
| I | 0 | 0 | 0,19 | **0,39** | 0 | 0,18 | 0 | 0 | 0,19 | **0,39** | 0 | 0,18 | 0 | 0 | **0,54** | 0,05 | 0 | 0 |
| B | 0 | 0,10 | 0 | **0,33** | 0 | 0,31 | 0 | 0 | 0,19 | **0,39** | 0 | 0,18 | 0 | 0,03 | **0,28** | 0,01 | 0 | 0,03 |
| C | 0,16 | 0,30 | 0,18 | **0,53** | 0,20 | 0,10 | 0 | 0 | 0,19 | **0,39** | 0 | 0,18 | 0,19 | 0,27 | **0,36** | 0,17 | 0,17 | 0,17 |
| N | 0 | 0,01 | 0 | 0,03 | 0 | **0,43** | 0 | 0 | 0,19 | **0,39** | 0 | 0,18 | 0,28 | 0,30 | **0,33** | 0,28 | 0,28 | 0,31 |
| G | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,18 | 0,07 | **0,41** | 0 | 0 | 0 | 0,15 | 0 | **0,33** | 0,03 | 0,14 | **0,16** | 0 | 0 | 0,08 |
| Q | 0,07 | 0,23 | 0 | 0,19 | 0,06 | **0,46** | 0 | 0 | 0 | 0,15 | 0 | **0,32** | 0,08 | 0,19 | **0,36** | 0,05 | 0,05 | 0,05 |
| D | 0,15 | 0,30 | 0,13 | **0,50** | 0,19 | 0,08 | 0 | 0,05 | 0 | **0,33** | 0 | 0,16 | 0,37 | **0,56** | 0,20 | 0 | 0 | 0,14 |
| E | 0,30 | 0,49 | 0,15 | **0,50** | 0,44 | 0,19 | 0 | 0,02 | 0 | 0,20 | 0 | **0,21** | 0,11 | 0,29 | **0,33** | 0 | 0 | 0 |
| 8 | 0 | 0,07 | 0 | 0,03 | 0 | **0,64** | 0,14 | 0,33 | 0,52 | **0,73** | 0,67 | 0,03 | 0,25 | 0,33 | **0,37** | 0,19 | 0,19 | 0,23 |
| O | 0 | 0,01 | 0 | 0,03 | 0 | **0,44** | 0 | 0 | 0 | 0,16 | 0 | **0,34** | 0,03 | 0,14 | **0,16** | 0 | 0 | 0,08 |
| P | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,13 | 0,04 | **0,38** | 0,07 | 0,20 | 0,52 | **0,73** | 0,51 | 0,01 | 0,11 | **0,23** | 0,15 | 0 | 0 | 0,07 |
| H | 0,08 | 0,18 | 0,08 | **0,23** | 0,08 | **0,23** | 0,21 | 0,35 | 0,13 | **0,49** | 0,26 | 0,15 | 0,20 | **0,39** | 0,20 | 0 | 0 | 0,14 |

## 3. RISULTATI

I risultati dell'applicazione del modello fuzzy ai dati raccolti nel 1988, 2000 e 2001 nelle 12 stazioni della Sacca di Goro sono presentati in Tab.1 e riassunti in Fig. 2.

In generale, la biocenosi sessile della Sacca di Goro appare piuttosto omogenea: in ciascuna delle tre date di campionamento la maggior parte delle stazioni considerate viene assegnata ad un medesimo settore ecologico. Date le esigue dimensioni della laguna e le generali condizioni di disturbo cronico, nella Sacca di Goro non si verifica una spiccata e così ampia differenziazione di microhabitat e, conseguentemente, di settori ecologici come avviene invece nella laguna di Venezia (Marchini, 2003): in particolare, a Goro nessuna stazione ottiene assegnazione netta ai settori "*Bocche*" o "*Urbano*".

Notevoli differenze si possono invece osservare tra le tre date di campionamento. I risultati dell'applicazione del modello ai dati di Giugno 1988 rappresentano la Sacca di Goro come un ambiente di tipo estuariale, con netta prevalenza del settore "*Dissalato*", che ottiene il massimo grado di appartenenza parziale in sette delle 12 stazioni e comunque mai appartenenza nulla. Il settore "*Eutrofo calmo*" domina nelle restanti stazioni (nella stazione H "*Dissalato*" ed "*Eutrofo calmo*" ottengono la stessa appartenenza). Le stazioni E, D, C, collocate lungo il canale navigabile che va dal mare verso il porto di Goro e più esposte alla corrente marina, oscillano tra le condizioni di

"*Eutrofo calmo*" (grado di appartenenza medio nelle tre stazioni: 0,51), "*Vivificato*" (grado di appartenenza medio: 0,36) e "*Urbano*" (grado di appartenenza medio: 0,28).

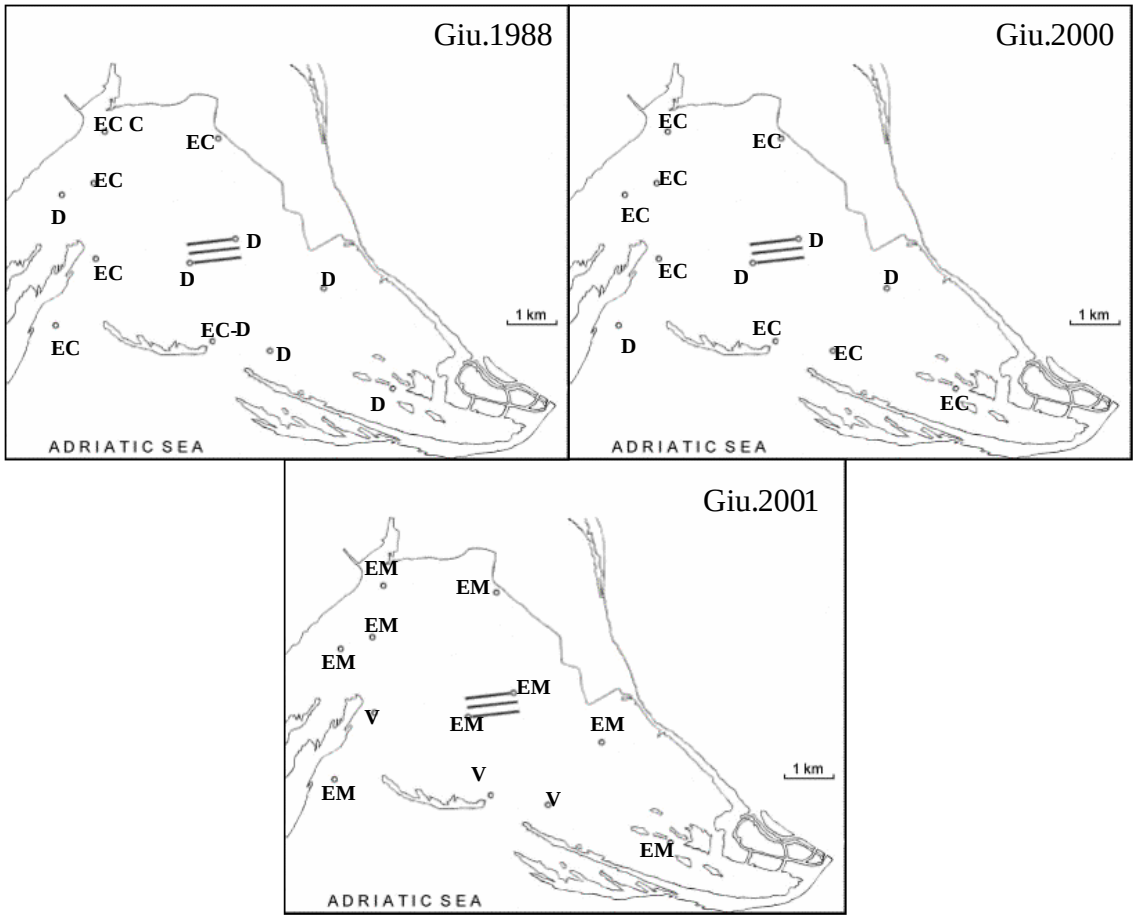


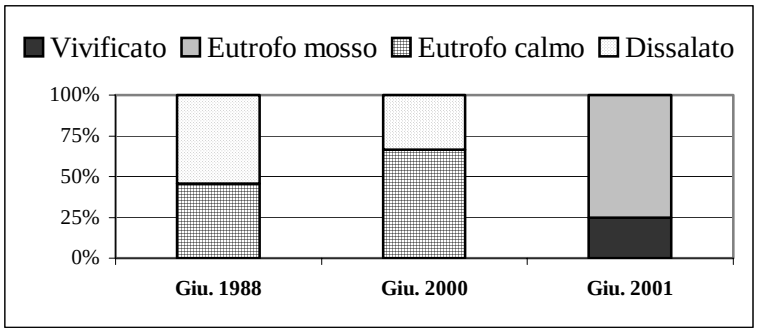

Fig. 2 - Risultati dell'applicazione del modello fuzzy ai dati della Sacca di Goro nelle tre date di campionamento considerate: viene indicato per ogni stazione di Fig. 1 il settore che ottiene il massimo grado di appartenenza parziale. È opportuno precisare che la morfologia della Sacca di Goro qui rappresentata corrisponde all'attuale struttura della laguna e non a quella effettiva del 1988: allora mancava, ad esempio, il canale che ora divide lo scannone sabbioso in due porzioni (quindi le stazioni H e P rimanevano riparate dalla corrente marina).

L'analisi del macrobenthos raccolto nel Giugno 2000 riconferma la combinazione di "*Eutrofo calmo*" (stazioni I, B, N, C, D, H, P, 8) e "*Dissalato*" (stazioni E, Q, G, O) già rilevata nella Sacca di Goro nel 1988. In buona parte delle stazioni collocate nella parte centro-settentrionale della Sacca si ha appartenenza alta per questi due settori soltanto, o al più per il settore "*Eutrofo mosso*", come nel caso delle stazioni I, B, C, N, che ottengono tutte il medesimo output pur avendo specie differenti ed in diversi rapporti di abbondanza; le tre stazioni dell'area sud-orientale (H, P e 8) presentano invece un maggiore livello di ambiguità, con appartenenze parziali rilevanti anche per i settori "*Bocche*", "*Vivificato*" ed "*Urbano*". Rispetto al 1988, la combinazione di

vivificazione ed eutrofia risulta quindi spostata dal canale navigabile alla valle di Gorino.

I risultati di Giugno 2001 offrono un quadro ecologico della Sacca molto diverso: scompare la condizione di "*Eutrofo calmo*", sostituito dall' "*Eutrofo mosso*" e dal "*Vivificato*" in tre stazioni centro-meridionali (D, H, P). Il settore "*Dissalato*" mantiene una relativa importanza solo nelle stazioni più prossime alle immissioni dulciacquicole: la N (grado di appartenenza: 0,31, di poco inferiore a quello di "*Eutrofo mosso*", 0,33) e la 8 (grado di appartenenza: 0,23).

I risultati dell'applicazione del modello fuzzy a ciascuna delle 12 stazioni sono riassunti in Fig. 3, che riporta in percentuale le frequenze dei settori che ottengono il più alto grado d'appartenenza; "*Dissalato*" ed "*Eutrofo calmo*" risultano dominanti nel 1988 e nel 2000 rispettivamente, mentre nel 2001 la condizione prevalente è quella di




"*Eutrofo mosso*" e, in parte, "*Vivificato*".

Fig. 3 - Frequenze percentuali dei settori ecologici assegnati dal modello fuzzy alle 12 stazioni della Sacca di Goro nei tre anni considerati.

## 4. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Il quadro generale della Sacca di Goro sembra evolvere, nel tempo, da una condizione di laguna confinata (*sensu* Guelorget & Perthuisot, 1983) e fortemente influenzata dagli apporti dulciacquicoli (1988), a una sorta di larga area portuale, eutrofica ma anche ricambiata dal mare (2001). In particolare, la valle di Gorino, ad Est della Sacca, perde il suo connotato di settore "*Dissalato*": la riduzione degli apporti di acqua dolce dal Po di Goro, risultato della realizzazione di chiuse di marea (Mistri *et al.*, 2002), ha prodotto significativi cambiamenti nella composizione del macrobenthos.

Le considerazioni che possono essere svolte sugli output del modello fuzzy nel descrivere lo stato ecologico della Sacca di Goro, tramite la lettura della comunità macrobentonica sessile dei fondi duri, vengono affiancate dal confronto con i risultati in corso di stampa di un'analisi multivariata (cluster analysis) effettuata sui dati di Giugno 2000 e 2001 (Marchini *et al.*, 2004), riassunti nei seguenti punti:

- in Giugno 2000 le 12 stazioni vengono raggruppate in tre cluster, corrispondenti grosso modo a tre regioni della Sacca: quella confinata a Nord, quella centrale, contenente l'allevamento di mitili, e quella sud-orientale, simile alla prima nella

composizione biocenotica (dominanza del cirripede *Balanus eburneus*, caratteristico di acque a ridotta salinità);

- in Giugno 2001 la similarità globale tra le 12 stazioni risulta aumentata e sono distinguibili solo due grandi gruppi di stazioni, comprendenti quelle settentrionali più confinate e quelle meridionali a maggior ricambio; a testimonianza di un'avvenuta vivificazione della laguna compaiono anche organismi marini non rinvenuti nei campioni precedenti.

I risultati ottenuti dall'applicazione del modello fuzzy e quelli ricavati dalla cluster analysis suggeriscono interpretazioni simili sulla biocenosi macrobentonica e, più in generale, sullo stato ecologico della Sacca di Goro. La generale omogeneità del popolamento lagunare, la separazione tra stazioni confinate e stazioni a maggior ricambio idrico e gli effetti positivi della più ampia apertura della bocca a mare, realizzata prima dell'estate 2001 attraverso la rimodellazione dello scannone sabbioso, sono stati rilevati con entrambi i metodi. In particolare, nel campionamento di Giugno 2000 sia l'analisi multivariata che il modello fuzzy producono un'identica suddivisione della Sacca in tre aree (Nord, centro e Sud-Est), confermando tra l'altro quanto ottenuto da Fano *et al*. (2003) con l'applicazione di un indice multimetrico basato su otto diversi attributi ecologici.

Va peraltro osservato che in diversi casi la lettura dell'output "defuzzyficato" (Cammarata, 1997), ossia interpretato come il settore che raggiunge il più alto valore di appartenenza parziale, impoverisce il risultato del modello fuzzy; spesso infatti buona parte dell'informazione rimane "intrappolata" nelle appartenenze parziali ottenute dagli altri settori (Enea & Salemi, 2001). È dunque opportuno utilizzare l'output del modello nella sua forma "fuzzy", vale a dire come insieme dei sei gradi di appartenenza parziale a tutti i settori, per avere un risultato più completo e corrispondente alla realtà del complesso sistema che si sta studiando.

Attualmente l'output del modello fuzzy può dunque essere utilizzato negli ambienti lagunari Nord-Adriatici per analisi esplorative, caratterizzazioni ecologiche, confronti temporali basati su indagini condotte sulle comunità di substrato duro classificabili secondo le zone ecologiche della laguna di Venezia (Occhipinti-Ambrogi *et al*., 1998). Ciò consente di integrare la conoscenza ricavata da altri tipi di analisi, relativa sia alla stessa comunità macrobentonica, sia ad altri aspetti dell'ecologia lagunare. In seguito ad ulteriori validazioni su tipologie lagunari differenti, il modello potrebbe essere utilizzato come strumento di biomonitoraggio, avendone alcune caratteristiche idonee: facilità e velocità di applicazione, utilizzo di una biocenosi semplice da campionare e relativamente semplice da determinare.

## RINGRAZIAMENTI

I dati utilizzati in questo lavoro provengono da una ricerca finanziata dal MURST (Cofin 1999). Il modello fuzzy è stato sviluppato grazie ai preziosi suggerimenti del Prof. Carlo Marchini del Dip.to di Matematica, Università di Parma, a cui va la nostra sincera gratitudine.

## BIBLIOGRAFIA


Anon. 2000. EU Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October, establishing a framework for Community action in the field of water policy. *Off. J. Eur. Comm*. 22/12/2000.

Bartoli M., Nizzoli D., Viaroli P., Turolla E., Castaldelli G., Fano E.A. & Rossi R. 2001. Impact of *Tapes philippinarum* farming on nutrient dynamics and benthic respiration in the Sacca di Goro. *Hydrobiologia*, 45: 203-212.

Borri D., Concilio G. & Conte E. 1998. A fuzzy approach for modelling knowledge in environmental systems evaluation. *Comput. Environ. Urban*, 22(3): 299-313.

Cammarata S. 1997. Sistemi a logica fuzzy: Come rendere intelligenti le macchine. Collana "Informatica", Etaslibri, Milano.

Enea M. & Salemi G. 2001. Fuzzy approach to the environmental impact evaluation. *Ecol. Model.*, 135: 131-147.

Fano E.A., Mistri M. & Rossi R. 2003. The ecofunctional quality index (EQI): a new tool for assessing lagoonal ecosystem impairment. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 56: 709-716.

Guelorget O. & Perthuisot J.P. 1983. Le domain paralique – expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement. *Travaux du Laboratoire de Géologie*, Ecole Normale Supérieure de Paris, 16, 136 pp.

Mancinelli G. & Rossi L. 2002. The influence of allochtonous leaf detritus on the occurrence of Crustacean detritivores in the soft-bottom macrobenthos of the Po river Delta area (Northwestern Adriatic Sea). *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 54: 849-861.

Marchini A. 2003. Proposta di un modello ambientale per le lagune Nord-Adriatiche basato sulla comunità bentonica di substrato duro. Tesi di Dottorato in Ecologia sperimentale e Geobotanica, XVI Ciclo, Università di Pavia.

Marchini A., Gauzer K. & Occhipinti-Ambrogi A, 2004. Spatial and temporal variability of hard-bottom macrofauna in a disturbed coastal lagoon (Sacca di Goro, Po River Delta, Northwestern Adriatic Sea). *Mar. Poll. Bull.*, in stampa.

Mistri M., Rossi R. & Fano E.A. 2001. Structure and secondary production of a soft bottom macrobenthic community in a brackish lagoon (Sacca di Goro, north-eastern Italy). *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 52(5): 605-616.

Mistri M., Ghion F., Modugno S. & Rossi R. 2002. Response of macrobenthic communities to an hydraulic intervention in an enclosed lagoon (Valle di Gorino, northern Italy). *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 82: 771-778.

Munda G., Nijkamp P. & Rietveld P. 1995. Qualitative multicriteria methods for fuzzy evaluation problems: an illustration of economic-ecological evaluation. *Eur. J. Oper. Res.*, 82: 79-97.

Occhipinti-Ambrogi A., Birkemeyer T. & Sacchi C.F. 1998. Indicatori ambientali in laguna di Venezia: proposta di una classificazione basata sulle comunità sessili. *Boll. Mus. Civ. St. nat. Venezia* (Suppl.), 49: 277-283.

Parisi V., Mezzadri M.G., Occhipinti-Ambrogi A. & Poletti G. 1991. Il contributo delle specie marine del macrobenthos e della radio-contaminazione alla comprensione

del funzionamento della Sacca di Goro. In: Studio Integrato sull'Ecologia della Sacca di Goro (Bencivelli S. & Castaldi N. Eds.). FrancoAngeli, Milano: 205-252.
Reizopoulou S., Thessalou-Legaki M. & Nicolaidou A. 1996. Assessment of disturbance in Mediterranean lagoons: an evaluation of methods. *Mar. Biol.*: 125: 189-197.
Sconfietti R., Marchini A., Occhipinti-Ambrogi A. & Sacchi C.F. 2003. The sessile benthic community patterns on hard bottoms in response to continental vs marine influence in northern adriatic lagoons. *Oceanol. Acta*, 26: 47-56.
Silvert W. 2000. Fuzzy indices of environmental conditions. *Ecol. Model.*, 130: 111-119.
Simeoni U., Fontolan G. & Ciavola P. 2000. Morfodinamica delle bocche lagunari della Sacca di Goro. *Studi Costieri*, 2: 123-138.
Warwick R.M. 1993. Environmental impact studies on marine communities: pragmatical considerations. *Aust. J. Ecol.*, 18: 63-80.
Zadeh L.A. 1965. Fuzzy sets. *Inform. Control*, 8: 338-353.

Ricevuto 9 gennaio 2004; revisionato 2 aprile 2004; accettato 20 maggio 2004.

*Lavoro presentato al I Incontro di Studio con i Dottorandi nelle Scienze dei sistemi acquatici (marini o di acque dolci). AIOL, Napoli, 4-5 novembre 2003.*

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 81-90 luglio 2004*

# INDAGINI SULLE COMUNITÁ ZOOBENTONICHE ASSOCIATE A *CAULERPA TAXIFOLIA* NELLO STRETTO DI MESSINA

Rosanna GUGLIELMO[1], Giuseppe GIACCONE[2]

[1]Dipartimento di Biologia Animale ed Ecologia Marina, Università di Messina,
Salita Sperone n°31, 98166 S. Agata (ME)
[2]Dipartimento di Botanica, Università di Catania,
Via A. Longo n°19, 95125 Catania

## ABSTRACT

***Research about zoobentich communities associated to Caulerpa taxifolia on the Strait of Messina***

The problem of spreading in the Mediterranean Sea of invasive macrophytes allocthonous, in particular of *Caulerpa taxifolia*, has important implications in terms of preservation of biodiversity. Present studies have been undertaken, along the sicilian coast of the Strait of Messina, on the composition and structure of macrozoobenthic communities associated to *Caulerpa taxifolia*. The present research aims to give a contribute to the problem of changes, caused by the alga spreading, in the composition and structure of benthonic communities, with particular regard to mollusca and polychaeta assemblages.

## RIASSUNTO

Il problema della diffusione nel Mediterraneo di macrofite alloctone invasive, di *Caulerpa taxifolia* in particolare, ha importanti implicazioni in termini di mantenimento della biodiversità. A questo proposito, sono state intraprese indagini, lungo il versante siciliano dello Stretto di Messina, sulla composizione e sulla struttura delle comunità macrozoobentoniche associate a *Caulerpa taxifolia*. Scopo della ricerca è fornire un contributo al problema delle modificazioni, indotte dalla diffusione dell'alga, nella composizione e struttura delle comunità bentoniche, con particolare riferimento ai popolamenti a molluschi e policheti.

## 1. INTRODUZIONE

Lo Stretto di Messina rappresenta il punto di congiunzione e di separazione tra i due bacini del Mediterraneo (Jonio e Tirreno), contigui ma fisiograficamente distinti, aventi acque con caratteristiche fisico-chimiche ed oscillatorie diverse. Per tale ragione,

correnti stazionarie e di marea determinano l'insorgenza di peculiari fenomeni idrodinamici, strettamente collegati al suo particolare assetto geologico-strutturale. Ecosistema complesso e nello stesso tempo molto particolare, lo Stretto di Messina ha suscitato, da almeno due secoli, l'interesse di ricercatori che hanno svolto indagini sia dal punto di vista floristico che faunistico (Bianchi, 1996). Inoltre, la presenza di specie introdotte ha creato numerosi problemi nella comunità dei biologi marini che ancora oggi sono impegnati nella compilazione di liste di specie non indigene per selezionati gruppi di animali e piante (Galil & Zenetos, 2002; Giaccone, 2002; Occhipinti-Ambrogi, 2002; CIESM: Atlante delle specie esotiche; ERNAIS: Network europeo sulle specie acquatiche invasive). L'obiettivo di questo lavoro è stato quello di indagare sulla composizione e sul grado di strutturazione delle comunità macrozoobentoniche associate alla specie algale invasiva *Caulerpa taxifolia*, al fine di valutare le modificazioni subite dall'ecosistema bentonico a seguito della sua diffusione in alcuni siti significativi, con particolare riferimento al problema della diversità.

## 2. RILEVAMENTO E PRELIEVO DEI CAMPIONI

Le indagini sulle comunità zoobentoniche associate a *Caulerpa taxifolia* hanno riguardato il versante siciliano dello Stretto di Messina, nella fascia costiera compresa tra Capo Peloro e la foce del Torrente Annunziata (Fig. 1). Sono stati in tutto raccolti 34 campioni negli anni compresi tra il 1999 e il 2003, a diverse batimetrie comprese tra 4m e 46m. Il prelievo di sedimento è stato effettuato in immersione subacquea, con sassola e retino, su un campione standard di 50x50x20, in 5 siti ubicati lungo la costa.

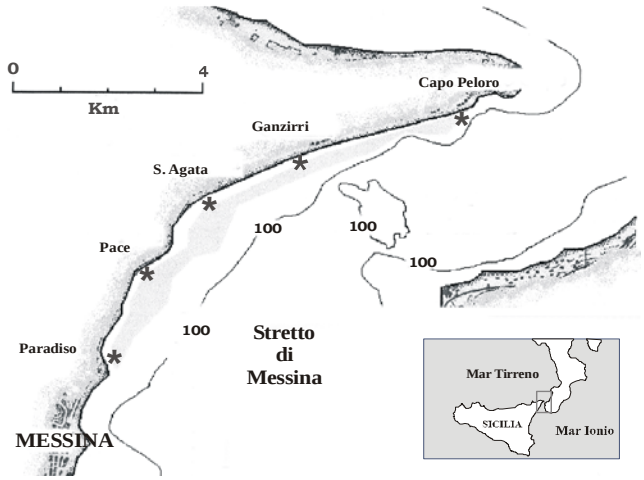



Fig. 1 - Ubicazione dei siti di campionamento nello Stretto di Messina.

Inizialmente si è proceduto ad un survey preliminare sulla superficie minima, basato su un numero di 5 repliche di estensione crescente, da un minimo di 400 $cm^2$ a un massimo di 3600 $cm^2$, finalizzato all'aggiornamento delle informazioni relative alla distribuzione e all'estensione delle praterie di *Caulerpa taxifolia* nello Stretto di Messina.

L'analisi quantitativa è stata condotta solo sui taxa di molluschi e policheti perché maggiormente significativi nella descrizione della comunità. Di ogni specie sono stati calcolati i valori di abbondanza e dominanza ed i risultati interpretati secondo lo schema bionomico di Pérès & Picard (1964). Inoltre, l'analisi dei gruppi trofici ha permesso di ricavare utili informazioni sulla struttura e sulla trofodinamica delle comunità. La rielaborazione statistica dei dati si è avvalsa della cluster analysis sulla matrice di similarità ottenuta dall'indice di Bray & Curtis (1957), del non-Metricmulti Dimensional Scaling (nMDS), del test ANOSIM (one-way) (Clarke & Warwick, 1994a) per la presenza di eventuali fattori discriminanti ed infine la procedura Simper (Similarity percentage-species contributions) è stata utilizzata per determinare i contributi percentuali alla dissimilarità delle singole specie nei siti di campionamento.

## 3. RISULTATI

### 3.1. Distribuzione ed estensione delle praterie di *Caulerpa taxifolia*

Preliminarmente ai campionamenti di macrozoobenthos, si è proceduto ad una ricognizione, con l'uso di sommozzatori, della distribuzione della prateria a *Caulerpa taxifolia*, oltre che alla raccolta di dati sulla fenologia vegetativa. Rispetto al passato, negli anni che decorrono dal 1999 al 2002, in cui l'alga occupava interamente la fascia costiera siciliana, non è stato più possibile delineare i limiti batimetrici della prateria che presenta una distribuzione a macchie isolate e rade sia nello Stretto di Messina che nei suoi paraggi settentrionali. La sua presenza è stata segnalata anche a sud del porto di Messina. Precisamente nella località di Tremestieri una prateria si è sviluppata ed è scomparsa nell'arco di un anno e nella località di Taormina dove è ancora presente (Di Martino, 2001).

I dati fino ad oggi raccolti ed elaborati evidenziano che attualmente si assiste ad una riduzione dell'area precedentemente occupata da *Caulerpa taxifolia* che fin dalle basse profondità si estende anche su fondi duri. Inoltre, l'elaborazione dei dati fenologici di base ha fornito indicazioni precise circa l'età della prateria. Il ritrovamento di fronde di secondo e terzo ordine ha evidenziato la presenza di una prateria non più giovane con in atto un veloce processo di invecchiamento.

Il problema della diffusione di caulerpacee è ulteriormente complicato dai problemi tassonomici non ancora totalmente risolti. In merito al dibattuto problema dell'esatta determinazione della caulerpa insediatasi nello Stretto di Messina, le nostre osservazioni confermano le indicazioni di Giaccone & Di Martino (1995) sulla presenza di entrambe le ecoforme (ecadi), *mexicanoide* e *taxifolioide*, generalmente distinte su scala temporale. In inverno è infatti nettamente prevalente la forma *mexicanoide*, laddove il periodo caldo è dominato dalla forma *taxifolioide*. Occasionalmente, è stato possibile incontrare le due ecoforme simultaneamente e perfino piante in evidente fase di trasformazione.

### 3.2. Analisi strutturale e compositiva del popolamento a molluschi e policheti associato a *Caulerpa taxifolia*

Le determinazioni faunistiche effettuate sui 34 campioni (19 estivi e 15 invernali), ubicati in aree caratterizzate dalla diffusione di *Caulerpa taxifolia*, hanno portato alla

individuazione complessiva di 140 specie di molluschi e di 112 specie di policheti (Tab. 1). Il numero di specie di entrambi i gruppi, rinvenute nei singoli anni in cui si è sviluppata l'indagine, mostra un trend analogo, caratterizzato da un sostanziale incremento fino all'anno 2002, seguito da un sensibile decremento fino al 2003. Minori differenze riguardano la momentanea flessione dei policheti registrata nel 2000 che non si manifesta a carico dei molluschi (Fig. 2).

Tab. 1 - Matrice sintetica dei dati sul numero di specie di policheti e di molluschi relativi ai siti di campionamento (la sequenza temporale dei campionamenti risulta dalla Fig. 2).

| Siti | Campioni | Anno | n°specie policheti | n°specie molluschi |
|---|---|---|---|---|
| Paradiso | 6 | 1999-2000 | 56 | 60 |
| Pace | 13 | 2000-2003 | 50 | 76 |
| S. Agata | 7 | 2000-2003 | 39 | 51 |
| Ganzirri | 5 | 2001-2002 | 39 | 39 |
| C.Peloro | 3 | 2001 | 33 | 29 |

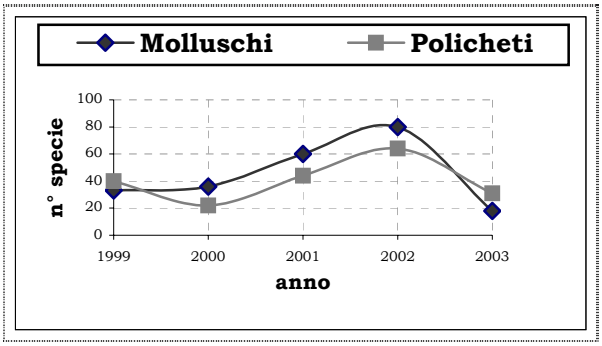



Fig. 2 - Andamento del numero delle specie di molluschi e di policheti negli anni del campionamento.

L'analisi trofico-funzionale e soprattutto l'elaborazione statistica dei dati tramite cluster analysis ha evidenziato che il popolamento rispecchia fedelmente la ciclicità della fenologia vegetativa dell'alga (Fig. 3).

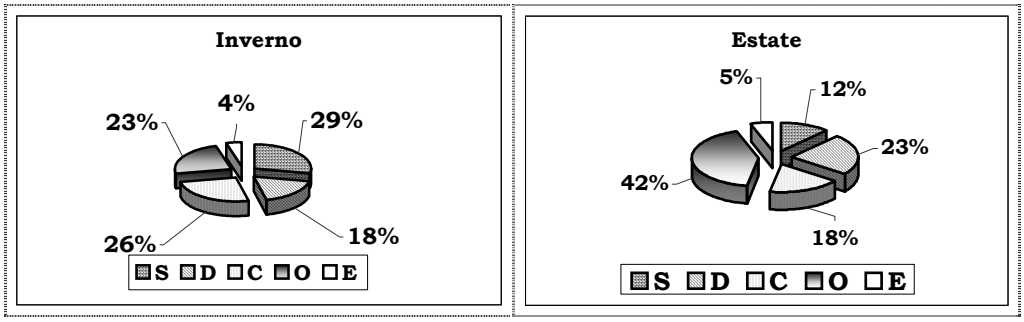



Fig. 3 - Diagrammi polari relativi alla struttura trofico-funzionale del popolamento a molluschi e a policheti in funzione del periodo stagionale (calcolata sulla totalità dei campioni nei vari anni). S=sospensivori, D=detritivori, C=carnivori, O=onnivori, E=erbivori

Su scala stagionale, il periodo invernale presenta un'evidente equiripartizione delle categorie trofiche rispetto al periodo estivo caratterizzato invece da una marcata presenza della componente onnivora. Tale andamento è coerente con quanto noto sulla biologia di *Caulerpa taxifolia*. La non stabilizzazione della prateria nel periodo estivo favorirebbe infatti le specie non specializzate a livello trofico (onnivori). Inoltre la bassa concentrazione dei deposivori sarebbe legata al regime idrodinamico dello Stretto che contrasta la sedimentazione del particellato detritiale. La scarsa incidenza della componete erbivora è indipendente dalla stagione, probabilmente dovuto al fatto che il vegetale dominante (*C. taxifolia*) presenta una concentrazione importante di sostanze allelopatiche di natura terpenica. L'elaborazione degli stessi dati su scala annuale evidenzia alcune sensibili differenze (Fig. 4).

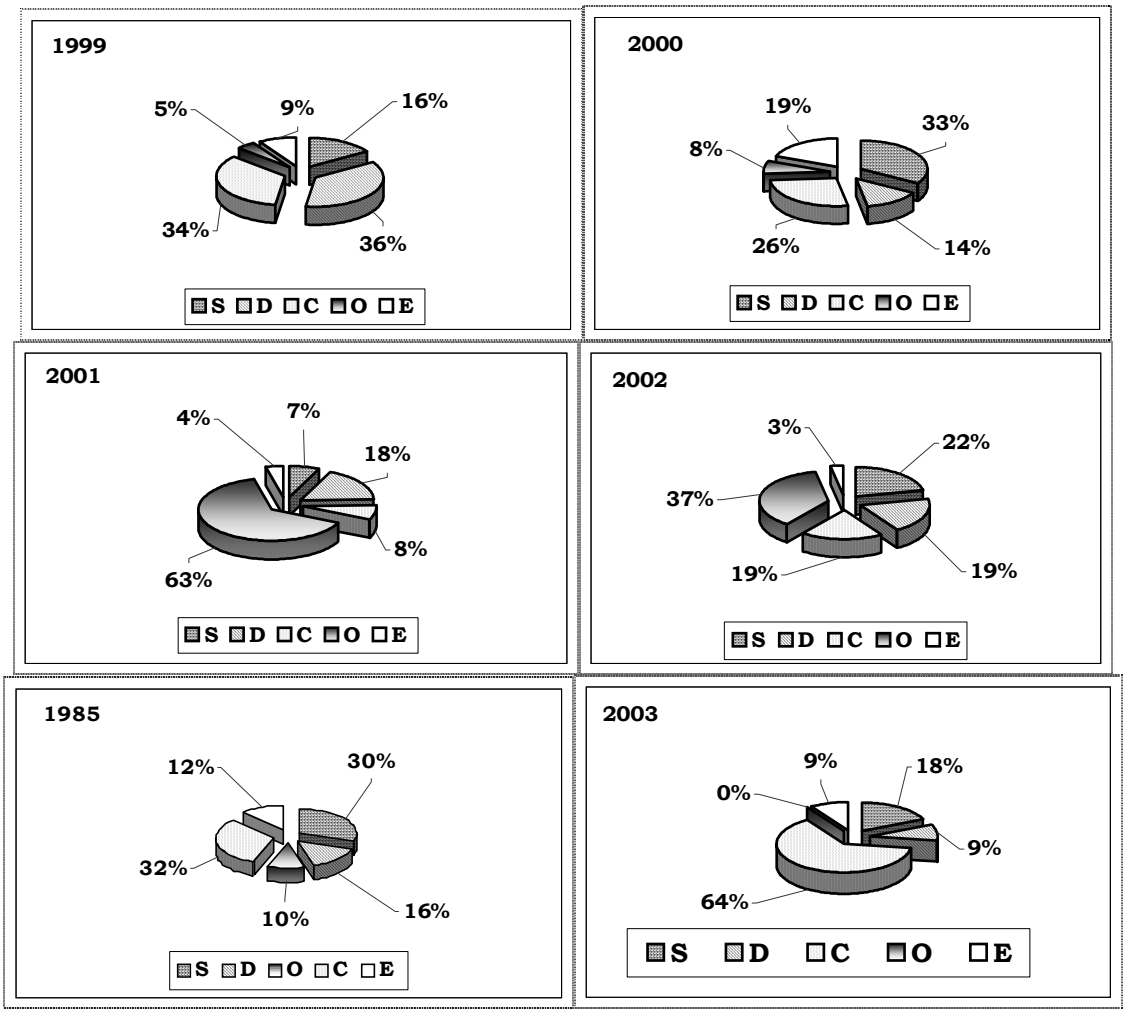



Fig. 4 - Diagrammi polari relativi alla struttura trofico-funzionale del popolamento a molluschi e a policheti su scala annuale (calcolata sulla totalità dei campioni nei vari anni) - S=sospensivori, D=detritivori, C=carnivori, O=onnivori, E=erbivori.
1985: Dati inediti del Laboratorio di Ecologia del Benthos dell'Università di Messina.

Particolarmente evidente è l'impennata degli onnivori nel 2001, il loro ridimensionamento nel 2002 e la loro totale scomparsa nel 2003. La componente erbivora, invece, non risulta essere influenzata neanche dal fattore annuale.

Il piano di ordinamento è stato ottenuto attraverso il non-Metricmulti Dimensional Scaling (nMDS) applicato alla matrice di similarità relativa all'indice di Bray & Curtis (1957) dopo aver trasformato i dati secondo radice quadrata. In funzione dell'anno, la rappresentazione MDS mostra essenzialmente come la variabilità in specie all'interno dei gruppi è leggermente maggiore nei campioni dell'anno 2000 per la minore compattezza dei punti. Il basso valore di stress ottenuto (0,22) conferma, secondo Clarke & Warwick (1994a), la validità di tale rappresentazione. Inoltre l'applicazione del test ANOSIM one-way (global R=0,49 e *p*=0,1%) evidenzia l'esistenza di significative differenze nella comunità in funzione dell'anno (Fig.5). L'ipotesi che il fattore tempo agisse su scala stagionale, oltre che annuale, è stata anch'essa verificata mediante rappresentazione MDS e test ANOSIM. Dal grafico di Fig.6 si evidenzia che la stagione influisce sul popolamento, come evidenziano i valori riscontrati, ma non emerge sulla totalità dei campioni per la presenza di una forte variabilità annuale. E' stato allora condotto uno studio solo su due classi di dati corrispondenti a due periodi stagionali consecutivi. La rappresentazione MDS (Fig.7) e il relativo test ANOSIM (global R=0,52 e *p*=0,1%) confermano che la stagionalità emerge nella diversa composizione del popolamento su scala annuale.

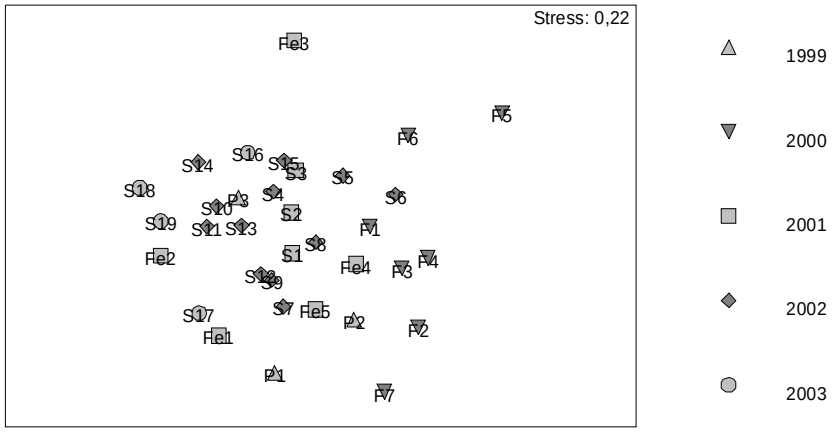



Fig. 5 - Rappresentazione MDS della similarità (sulla matrice di similarità dell'indice di Bray & Curtis, 1957) tra i campioni (F7, F6…) effettuati nei vari anni (△ 1999, ▽ 2000, □ 2001, ◆ 2002, ○ 2003).

In particolare, l'utilizzo del test Simper ha evidenziato che tali differenze sono dovute alla diversa abbondanza delle specie presenti nei campioni raccolti. Il contributo percentuale maggiore alla dissimilarità su scala annuale è dato dai valori di due specie di policheti, *Aponuphis bilineata* e *Nereis irrorata* che, oltre ad appartenere a famiglie differenti, presentano un diverso comportamento trofico (Tab. 2).

Tab. 2 - Test Simper relativo al popolamento a molluschi e a policheti nella totalità dei campioni raccolti.

| Similarity Percentages - species contributions | |
|---|---|
| **Species** | **Contrib%** |
| **Aponuphis bilineata** | **5,13** |
| **Nereis irrorata** | **4,39** |
| Bittium reticulatum | 3,48 |
| Divaricella divaricata | 3,30 |
| Ischnochiton rissoi | 3,25 |
| Platynereis dumerilii | 2,76 |
| Nereis rava | 2,19 |
| Solemya togata | 1,96 |
| Nassarius cuvierii | 1,88 |
| Tellina donacina | 1,38 |
| Eunice vittata | 1,33 |
| Tellina distorta | 1,31 |
| Digitaria digitata | 1,26 |
| Ocinebrina aciculata | 1,21 |
| Polyophthalmus pictus | 1,14 |
| Pista cristata | 1,12 |
| Glycera rouxii | 1,05 |
| Nematonereis unicornis | 1,02 |
| Conus ventricosus | 1,01 |
| Chloeia venusta | 0,99 |
| Striarca lactea | 0,98 |
| Ctena decussata | 0,98 |
| Mesochaetopterus sagittarius | 0,97 |
| Phyllodoce mucosa | 0,94 |
| Lumbrineris latreilli | 0,92 |
| Anomia ephippium | 0,91 |
| Leptochiton geronensis | 0,88 |
| Lumbrineris gracilis | 0,86 |
| Hyalinoecia tubicola | 0,85 |
| Lumbrineris tetraura | 0,84 |
| Glycera sp. | 0,83 |
| Perinereis cultrifera | 0,82 |
| Alvania lineata | 0,80 |
| Acanthochitona fascicularis | 0,78 |
| Timoclea ovata | 0,75 |
| Hinia limata | 0,74 |
| Arca noae | 0,72 |
| Cirriformia tentaculata | 0,71 |
| Phyllodoce laminosa | 0,71 |
| Jujubinus striatus depictus | 0,68 |
| Lima hians | 0,67 |
| Oxynoae olivacea | 0,67 |
| Pusia tricolor | 0,65 |
| Tellina incarnata | 0,61 |

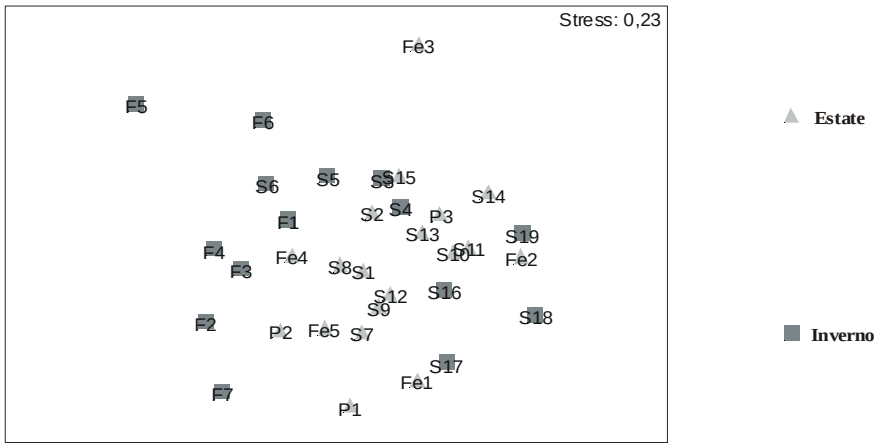



Fig. 6 - Rappresentazione MDS della similarità (sulla matrice di similarità dell'indice di Bray & Curtis, 1957) tra i campioni (F7, F6…) effettuati in estate (△) ed in inverno (□).

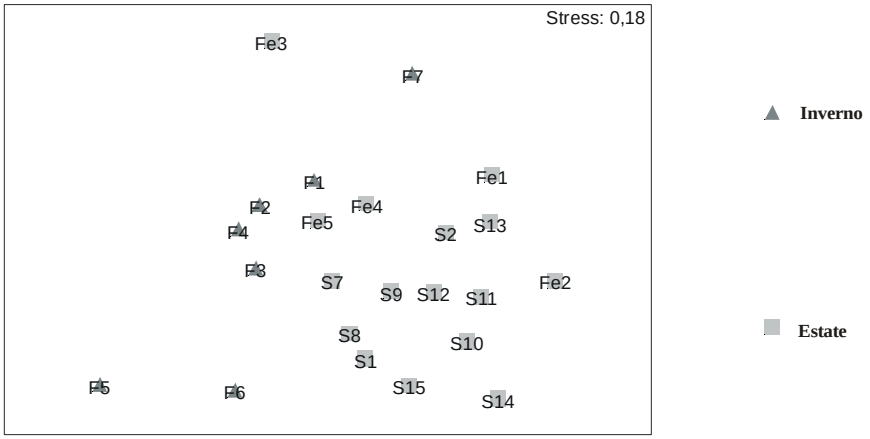



Fig. 7 - Rappresentazione MDS della similarità (sulla matrice di similarità dell'indice di Bray & Curtis, 1957) tra due classi di dati corrispondenti a due periodi stagionali consecutivi (△ inverno, □ estate).

## 4. CONCLUSIONI

Le indagini condotte lungo i due versanti dello Stretto di Messina ed i suoi paraggi settentrionali hanno evidenziato come *Caulerpa taxifolia* presenti attualmente una distribuzione discontinua dovuta alla fase di regressione in atto, come si può evincere da dati riportati da Guglielmo *et al.* (2003). I risultati relativi ai popolamenti a molluschi e policheti associati a *Caulerpa taxifolia* hanno evidenziato una fauna

altamente diversificata, seppure soggetta ad ampie variazioni con carattere spiccatamente stagionale (Figg. 6 e 7) mascherate dalla marcata variabilità interannuale (Fig. 5). Si tratta pertanto di comunità estremamente variabili nei siti di campionamento e nelle due stagioni dei differenti anni presi in esame. Dal punto di vista trofico, la componente erbivora del popolamento a molluschi e a policheti prima dell'arrivo dell'alga alloctona costituiva il 12% (1985, dati inediti), nel 2003 il valore è ridotto al 9% (Fig. 4); la componente detritivora diminuisce dal 16% del 1985 al 9% del 2003. La scarsa incidenza della componente erbivora si può attribuire alla presenza di elevate concentrazioni delle sostanze allelopatiche delle Caulerpe ed in particolare di *Caulerpa taxifolia*, come evidenziato da Lemée *et al.* (1994) e Ruitton & Boudouresque (1994) per *Paracentrotus lividus.* I sospensivori diminuiscono dal 30% nel 1985 al 18 % nel 2003, gli onnivori che nel 1985 costituivano il 10% del popolamento nel 2003 non sono stati ritrovati. L'unico gruppo che raddoppia nel 2003 (64%) rispetto al 1985 (32%) è quello dei carnivori (Fig. 4). Le variazioni a carico di questi gruppi trofici, differenti dagli erbivori, non possono essere spiegate dai dati attualmente disponibili, in considerazione anche dell'alta instabilità ambientale che caratterizza il regime idrodinamico dello Stretto di Messina.

## BIBLIOGRAFIA


Bedini R. & Canali M.G. 1998. Studio preliminare sulle zoocenosi associate a *Caulerpa taxifolia* nella Baia di Galenzana (Isola D'Elba). *Biol. Mar. Medit.,* 5 (1): 179-184.

Bianchi C.N. 1996. The state of marine biodiversity. In: International Symposium on Mediterranean Biodiversity (Carrabba P., Padovani L.M. & Mauro F. eds.). Ministero dell'ambiente e Enea. Roma: 51-61.

Bray J.R. & Curtis J.T. 1957. An ordination of the upland forest communities of southern Wisconsin. *Ecol. Monogr*., 27: 325-349.

Clarke K.R. & Warwick R.M. 1994a. Similarity-based testing for community pattern: the 2-way layout with no replication. *Mar. Biol*., 118: 167-176.

Clarke K.R. & Warwick R.M. 1994b. Change in marine communities: approach to statistical analysis and interpretation. Plymouth Marine Laboratory. Natural Environment Research Council, United Kingdom, 144 pp.

Di Martino V. 2001. Vegetali marini e tropicali in Calabria e in Sicilia. Distribuzione ed ecologia. In: Fourth International Workshop on *Caulerpa taxifolia* (Gravez V., Ruitton S., Boudouresque C.F., Le Direac'h L., Meinesz A., Scabbia G. & Verlaque M. Eds.), *GIS Posidonie publ*.: 395-402.

Di Martino V. & Giaccone G. 1996. Biodiversità in associazioni dipendenti di epibionti vegetali in prati a caulerpe nel Mediterraneo. *Biol. Mar. Medit.,* 3 (1): 32-39.

Di Martino V., Marino G. & Blundo M.C. 2000. Qualitative minimal area of macroalgal community associated with *Halophila stipulacea* from south-eastern Sicilian coast (Ionian Sea). *Biol. Mar. Medit*., 7 (1): 677-679.

Galil B.S. & Zenetos A. 2002. A sea change-exotic in the eastern Mediterranean: In: Invasive Aquatic Species of Europe: Distributions, Impacts and Management

(Leppakoski E., Gollasch S. & Olenin S. Eds.), *Kluwer Academic Publischers, Dordrecht, The Netherlands*: 325-336.

Giaccone G. 2002. Disseminazione antropica di organismi marini nel Mediterraneo durante gli ultimi 3.000 anni. *Boll. Accad. Gioenia Sci. Nat.*, vol. 35 (361): 95-108.

Giaccone G. & Di Martino V. 1995. La vegetazione a *Caulerpa mexicana* Sonder ex Kutzing nello Stretto di Messina (Sicilia Nord-Orientale). *Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat.*, 28 (349): 75-91.

Guglielmo R., Giacobbe S., Spanò N., Manganaro A. 2003. Comunità macrozoobentoniche associate *Caulerpa taxifolia* (Vahl) C. Agardh nello Stretto di Messina: primi risultati. *Biol. Mar. Medit*., 10 (2): 568-570.

Lemée R., Boudouresque C.F. & Meinesz A. 1994b. Influence d'une norriture exclusive a base de *Caulerpa taxifolia* sur la physiologie de *Paracentrotus lividus*. In: First International Workshop on *Caulerpa taxifolia* (Boudouresque C.F., Meinesz A. & Gravez V. Eds.), *GIS Posidonie publ*.: 245-249.

Occhipinti-Ambrogi A. 2002. Current status of aquatic introductions in Italy. In: Invasive Aquatic Species of Europe: Distributions, Impacts and Management (Leppakoski E., Gollash S. & Olenin S. Eds.), *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands*; 311-324.

Pérès J.M. & Picard J. 1964. Nouveau manuel de bionomie bentique de la Mer Méditerranée. *Rec. Trav. St. Mar. Endoume*, 31 (47): 5-137.

Ruitton S. & Boudouresque C.F. 1994. Impact de *Caulerpa taxifolia* sur une population de l'oursin *Paracentrotus lividus* à Roquebrune-Cap Martin (Alpes-Marittimes, France). In : First International Workshop on *Caulerpa taxifolia* (Boudouresque C.F., Meinesz A. & Gravez V. Eds.), *GIS Posidonie publ*.: 371-378.

Ricevuto 29 dicembre 2003; revisionato 19 marzo 2004; accettato 14 maggio 2004.

*Lavoro presentato al I Incontro di Studio con i Dottorandi nelle Scienze dei sistemi acquatici (marini o di acque dolci). AIOL, Napoli, 4-5 novembre 2003.*

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 81-90 luglio 2004*

# APPROCCIO INTEGRATO ALLO STUDIO DEI TRAVERTINI. L'ESEMPIO DI PONTECAGNANO

Erlisiana ANZALONE

Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Federico II", Napoli

## ABSTRACT

***Integrated approach to the travertine study. The case of Pontecagnano (Salerno district)***

An integrated (sedimentological and geochemical) study of travertine deposits is here presented. It is based on field and laboratory analyses carried out on fossil and recent incrustations cropping out in the Pontecagnano area (Salerno district, Southern Italy). Field analyses of fossil deposits (not older than Late Pleistocene, D'Argenio *et al.*, 1983) allowed to individuate different textures (lithofacies) and their sedimentary structures (erosional surfaces, grain orientation, clinostratification and so on) as well as to single out a facies map (1:5.000 scale) showing vertical and areal distribution of the main lithofacies associations and related paleoenvironments (slope, swamp to shallow lake, rapid to waterfall). From most stratigraphyc sections well exposed along quarry and road cuts, more than 120 samples representative of in *situ* and detritic textures have been analysed by standard optical and scanning electron microscope. Moreover, oxygen and carbon isotopic investigation has been carried out on textures without diagenetic modifications. Oxygen isotope values have been reported in delta notation *versus* SMOW (Standard Mean Ocean Water) with a precision of ±0,1‰ while carbon isotope values have been reported in delta notation *versus* PDB (Pee Dee Belemnite) standard with a precision of ±0,08‰. Normally, the $\delta^{18}O$ values appear to be independent from lithofacies variation and are indicative of ambient-water carbonate incrustations. On the contrary, the $\delta^{13}C$ values show a close relationship with the lithofacies, suggesting also a control of micro-organisms on carbon isotope changes. The recent incrustations have been studied along an artificial channel, used as natural laboratory. Here physical, chemical and biological parameters controlling carbonate precipitation processes have been monitored during last year. Like in the fossil deposits, also in the present-day incrustations, $\delta^{18}O$ values appear to be independent from the lithofacies while $\delta^{13}C$ values show a good relationship with lithofacies variation. Moreover, isotopic values (O, C) appear to be related to the seasonal changes. From the above data, a good analogy emerges between fossil and recent characteristics, suggesting that the Pontecagnano travertines can be considered as paleoenvironmental and paleoclimatic archives.

**RIASSUNTO**

Viene qui discusso un approccio metodologico allo studio dei travertini basato sull'integrazione di dati di sedimentologia e di geochimica isotopica (O, C) e finalizzato a ricostruzioni paleoambientali e paleoclimatiche. I risultati preliminari sono relativi ai depositi affioranti nell'area di Pontecagnano (Salerno, Campania), dove è stato possibile studiare sia incrostazioni fossili che attuali attraverso analisi di campagna e di laboratorio. Il lavoro di campagna, condotto sui depositi fossili (non più antichi del Pleistocene medio-superiore, D'Argenio *et al.,* 1983) si è articolato: a) nell'individuazione delle differenti tessiture (litofacies) e relative strutture sedimentarie e b) nella redazione di una carta delle litofacies (scala 1: 5.000) con allegate colonne stratigrafiche e sezioni geologiche. Ciò ha permesso di ricostruire e cartografare tre paleoambienti principali (di pendio, palustre/lacustre e di rapida/cascata) e la loro distribuzione orizzontale e verticale. Oltre 120 campioni rappresentativi delle differenti tessiture (incrostazioni in *situ* e non), raccolti in sezioni stratigrafiche esposte lungo pareti di cava e tagli stradali, sono stati analizzati al microscopio ottico ed elettronico. Inoltre sulle tessiture non modificate dalla diagenesi sono state effettuate indagini isotopiche. I rapporti isotopici dell'ossigeno e del carbonio sono stati espressi *versus* lo standard SMOW (Standard Mean Ocean Water) per il $\delta^{18}O$ (precisione di ±0,1‰) e *versus* lo standard PDB (Pee Dee Belemnite) per il $\delta^{13}C$ (precisione di ±0,08‰). Le analisi delle incrostazioni fossili indicano indipendenza tra litofacies e $\delta^{18}O$ e suggeriscono acque di precipitazione con temperature prossime a quelle ambiente. Al contrario una più diretta relazione sembra emergere tra litofacies e $\delta^{13}C$ suggerendo anche un controllo da parte dei micro-organismi presenti sulla variazione degli isotopi del carbonio. Analisi di campagna e di laboratorio sono state effettuate lungo un canale artificiale usato come laboratorio naturale. Anche in questo caso i dati isotopici forniti dalle incrostazioni attuali evidenziano una indipendenza tra le litofacies ed i valori del $\delta^{18}O$ mentre i valori del $\delta^{13}C$ confermano la relazione, evidenziata nel sistema fossile, tra litofacies ed isotopi del carbonio. Inoltre, entrambi i rapporti isotopici (soprattutto i valori del $\delta^{18}O$) appaiono essere in relazione al periodo di campionamento (variazioni stagionali). I dati ottenuti suggeriscono analogia tra le caratteristiche fossili e quelle attuali e consentono di considerare i travertini di Pontecagnano quali buoni indicatori paleoambientali e paleoclimatici.

## 1. INTRODUZIONE

Negli ultimi anni ricerche condotte sui depositi non marini (e.g. lacustri, speleotemi) hanno permesso una migliore comprensione delle complesse dinamiche climatiche ed ambientali. In tale contesto, i travertini, per la grande quantità di dati che registrano, possono essere considerati veri e propri archivi di informazioni paleoambientali e paleoclimatiche (*e.g.* D'Argenio *et al.,* 1983; Ferreri, 1985*;* Ihenfield *et al.*, 2003).

Con il termine travertini vengono qui indicati i depositi che si formano per precipitazione da acque, non termali, sovrassature in carbonato di calcio su supporti

organici (prevalentemente vegetali e subordinatamente molluschi ed ostracodi) ed inorganici (per esempio frammenti di rocce, manufatti, etc.). Per la molteplicità dei processi fisico-chimici, biologici, idrogeologici e meteorologici coinvolti nella loro formazione, questi sistemi deposizionali possono essere considerati il risultato di un complesso "intergioco" di ambienti diversamente distribuiti nello spazio e nel tempo. A tale complessità interna, bisogna aggiungere che la maggior parte dei travertini dell'Italia centro-meridionale affiora in siti di precipitazione carbonatica non più attiva (Pentecost, 1995). In una tale problematica, i travertini di Pontecagnano, oggetto di questa nota, risultano particolarmente interessanti in quanto offrono simultaneamente la possibilità di studiare processi e relativi prodotti della precipitazione carbonatica in atto (sistema attuale) e permettono di comprendere meglio quanto avvenuto nel passato (sistema fossile). In particolare, questa nota pone l'accento su un approccio metodologico allo studio dei travertini, basato su tecniche sedimentologiche e di geochimica isotopica, presentando i risultati preliminari relativi ai depositi affioranti nell'area di Pontecagnano.

## 2. METODOLOGIE E PRIMI RISULTATI

Con la denominazione di "travertini di Pontecagnano", vengono qui raggruppati i "corpi fossili" affioranti presso le località di Filetta e di Faiano site rispettivamente a nord e sud del fiume Picentino presso Salerno (D'Argenio *et al*., 1983) e le incrostazioni attualmente in formazione lungo i canali d'irrigazione di Faiano.

La metodologia di indagine si è articolata in due fasi che constano di un lavoro di campagna e di successive analisi di laboratorio.

### 2.1. Analisi di campagna

Ad uno studio preliminare dell'area in esame, condotto attraverso documentazione ed osservazioni su foto-aeree, è seguito un rilevamento tematico (scala 1:5.000) dei depositi fossili di Pontecagnano durante il quale sono state individuate le principali associazioni di litofacies e loro significato ambientale, usando i criteri di classificazione descritti in Ferreri (1985). Questa classificazione consente infatti di distinguere speditivamente in campagna associazioni naturali di incrostazioni in situ (travertino stromatolitico, microermale e fitoermale) e detritiche (travertino fitoclastico e sabbie fitoclastiche) insieme alle relative strutture sedimentarie (stratificazione, orientazione dei granuli, superfici di erosione, etc.). In particolare, con il termine di travertino stromatolitico si intendono le laminiti stromatolitiche, nel loro significato più ampio, in cui la formazione delle lamine è legata prevalentemente all'attività di cianobatteri mentre con la denominazione di travertino microermale e fitoermale si intendono incrostazioni in situ rispettivamente su microfite e macrofite (Ferreri, 1985). Le associazioni naturali di incrostazioni, indicate come associazioni di litofacies, consentono di risalire agli originari ambienti deposizionali. A tal uopo, sono stati scelti affioramenti bene esposti lungo cave e tagli stradali che, per spessore significativo almeno non inferiore a 2-3 metri, permettessero di individuare una o più associazioni di litofacies (Fig. 1).

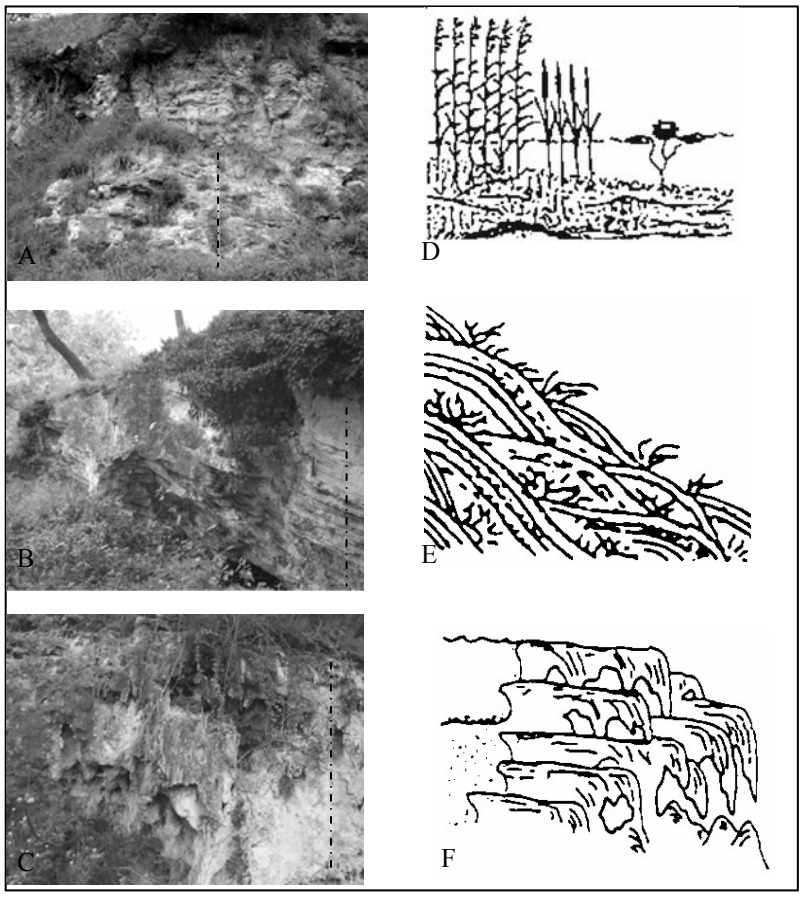



Fig. 1 - Associazione di litofacies affioranti nei travertini di Pontecagnano. (A) Località San Bendetto (Faiano): sabbie calcaree con intercalazioni di travertino (fitoermale e fitoclastico): ambiente lacustre. (B) Località Montecorvino Pugliano (Faiano): travertini microermali e fitoclastici associati a travertini stromatolitici: ambiente di pendio. (C) Località Licinosi (Faiano): travertini microermali e travertini fitoermali a muschi, ambiente di rapida/ cascata. D, E, F: rappresentazioni degli ambienti palustre, di pendio e di rapida/cascata mostrati rispettivamente in A, B, C schematiche (da Golubic *et al*., 1993, modificate). La linea tratteggiata indica uno spessore di 2 metri.

Fig. 1- Lithofacies associations of Pontecagnano travertines. (A) San Benedetto locality (Faiano): calcareous sands with lensoid travertine intercalations (phytoclastic and phytohermal travertines) : shallow lake facies. (B) Montecorvino Pugliano locality (Faiano): in situ incrustations (stromatolitic and microhermal textures) associated with grain supported textures (phytoclastic travertines): slopes. (C) Licinosi locality (Faiano): phytohermal and microhermal textures: waterfall facies. D, E, F: representative schemes of swamp, slope and waterfall facies shown in A, B, C, respectively (from Golubic *et al.,* 1993, modified). Dashed line indicates 2 meters in thickness.

In corrispondenza di tali affioramenti sono state costruite numerose colonne stratigrafiche a scala centimetrica (Fig. 2) successivamente sintetizzate in sei sezioni geologiche diversamente orientate, per una più precisa interpretazione dell'evoluzione spazio-temporale di questi depositi.

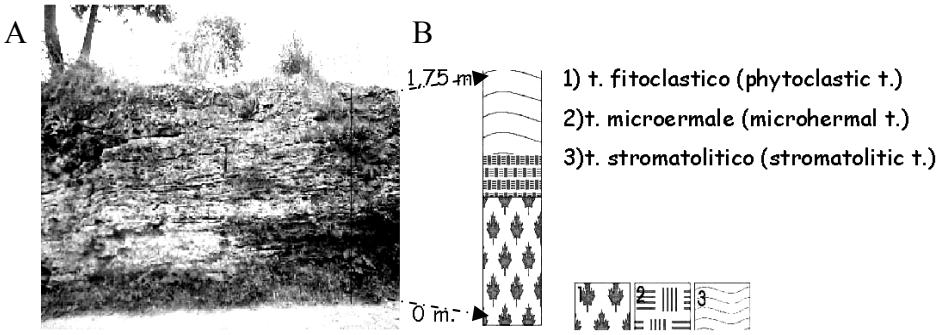



Fig. 2 - Località Galliano (Faiano): (A) travertino microermale e fitoclastico associato a travertino stromatolitico, ambiente di pendio; (B) colonna stratigrafica mostrante le litofacies affioranti ed il loro spessore.

Fig. 2 - Galliano (Faiano): (A) phytoclastic travertine associated with stromatolitic and microhermal travertine, slope facies. (B) stratigraphyc column showing outcropping lithofacies and their thickness.

In questo modo è stato possibile ipotizzare per Pontecagnano un modello sedimentario in cui l'ambiente di pendio evolve verso la parte sommitale (aggradazione) ad un ambiente di tipo lacustre e palustre e verso i margini (progradazione) ad ambiente di rapida e/o cascata. Ciò in accordo a quanto suggerito in D'Argenio (2001) per le modalità di crescita dei travertini di acqua a temperatura ambiente.

Anche per quanto riguarda le incrostazioni travertinose attualmente in formazione a Pontecagnano è stato svolto un preliminare studio di campagna che ha condotto alla scelta, su basi morfologiche e di più facile accessibilità, di uno dei canali d'irrigazione rilevati a Faiano, adattato a "laboratorio naturale" (Fig. 3).

Fig. 3 - Località Faiano: la freccia indica uno dei siti di campionamento lungo il canale studiato.

Fig. 3 - Faiano locality: the arrow shows one of the five sampled sites along the analysed channel.

Lungo detto canale sono stati ubicati sei siti di campionamento dei quali uno posto alla sorgente e gli altri cinque rispettivamente collocati in corrispondenza del punto d'inizio e di fine dei processi di precipitazione carbonatica e laddove i tassi di sedimentazione apparivano relativamente maggiori o minori rispetto alla media. A partire da Agosto 2002 nei siti sono state misurate, con un intervallo di circa due mesi, le variazioni dei principali parametri (T, alcalinità, pH, composizione chimica, etc.) che regolano i processi di incrostazione. In particolare per le acque, la temperatura ed il pH

sono stati misurati in *loco* mentre le analisi relative all'alcalinità sono state effettuate presso il Laboratorio di Geochimica dell'Università "Federico II" di Napoli, nello stesso giorno del campionamento. I valori della temperatura si mantengono piuttosto costanti (circa 17 gradi) sia spazialmente che temporalmente mentre il pH, indipendentemente dal periodo di campionamento, aumenta (con valori medi da 6,48 e 7,82) spostandosi lungo i siti e mostra, in molti casi, un andamento inverso all'alcalinità. Inoltre, per quanto riguarda l'associazione di litofacies attualmente in formazione, questa è risultata essere strettamente confrontabile con quella che nel sistema fossile individua "un ambiente di pendio". In questo senso il canale può essere considerato come "una istantanea" nell'evoluzione temporale di una facies di pendio.

**2.2. Analisi di laboratorio**

Sui campioni raccolti sia nel sistema fossile che attuale sono state effettuate, e sono tuttora in corso, analisi di sedimentologia di laboratorio (microscopio ottico ed elettronico) e di geochimica-isotopica. Per quanto riguarda il sistema fossile le analisi microscopiche, oltre a consentire una migliore definizione delle microfacies hanno consentito di escludere dallo studio isotopico, tutti quei campioni che fossero interessati da modificazioni diagenetiche. I primi risultati di questo studio hanno evidenziato lo scarso grado di diagenesi di questi depositi e la presenza di forme batteriche ed algali soprattutto in alcune litofacies (travertino stromatolitico e travertino microermale).

Le analisi dei rapporti isotopici dell'ossigeno e del carbonio offrono una molteplicità di informazioni sui parametri ambientali, sulla composizione isotopica e temperatura dell'acqua da cui precipita il carbonato di calcio, sugli effetti del tempo di residenza, dell'evaporazione, sulla origine della anidride carbonica (e.g. D'Argenio *et al*., 1983; Andrews *et al.*, 1993; Minissale, 2004). Da un punto di vista isotopico inoltre, affinché i travertini possano essere utilizzati come archivi di informazioni paleoambientali e paleoclimatiche, condizione necessaria è che il sistema possa considerarsi abbastanza prossimo all'equilibrio (per una descrizione dettagliata delle problematiche relative all'equilibrio isotopico di un sistema di travertini, si rimanda, per esempio, a Pazdur *et. al*., 1988 e 2002; Andrews *et al*., 1993, 1997 e 2000). Su queste basi sono stati analizzati i rapporti isotopici dell'ossigeno e del carbonio dei travertini di Pontecagnano verificando inoltre che anche il canale esaminato potesse considerarsi, nel complesso, un sistema prossimo all'equilibrio. Per le analisi isotopiche, dai campioni di travertino sia "fossili" che "attuali" (questi ultimi precedentemente essiccati), quantità inferiori al mg sono state polverizzate e pirolizzate. In seguito, i campioni sono stati analizzati usando uno Spettrometro di Massa Thermo Finnigan "Delta$^{plus}$ XP", in dotazione presso l'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC.), CNR, Napoli. I rapporti isotopici sono stati espressi in per mille relativi agli standard, SMOW (Standard Mean Ocean Water) per l'ossigeno e PDB (Pee Dee Belemnite) per il carbonio, con una precisione delle misure di ±0,1‰ per il $\delta^{18}O$ e di ±0,08‰ per il $\delta^{13}C$.

I primi risultati ottenuti hanno evidenziato che il $\delta^{18}O$, sia per Faiano che per Filetta, indipendentemente dalle litofacies, presenta valori medi compresi tra +24,48‰ e +26,81‰ vs SMOW (Fig. 4A). La relativa scarsa dispersione dei valori in accordo a quanto affermato in letteratura (e. g. Gonfiantini *et al*., 1968; Manfra *et al.*, 1976) consente di ipotizzare per le acque madri, temperature prossime a quella ambiente. Al

contrario i valori del $\delta^{13}C$, compresi tra –1,71‰ e +11,78‰ vs. PDB mostrano una più alta dispersione (Fig. 4B) ed una buona correlazione con le litofacies, suggerendo processi di precipitazione in parte controllati anche dai micro-organismi presenti. Infine, tutti i dati isotopici sono stati plottati stratigraficamente contro le colonne litologiche mostranti la variazione nel tempo delle litofacies. In particolare, analisi condotte a scala millimetrica sulla litofacies stromatolitica hanno evidenziato una buona ritmicità dei valori isotopici registrata dalle singole lamine suggerendo, in accordo a quanto affermato in letteratura (e.g. Chafetz *et al*., 1991), variazioni stagionali.

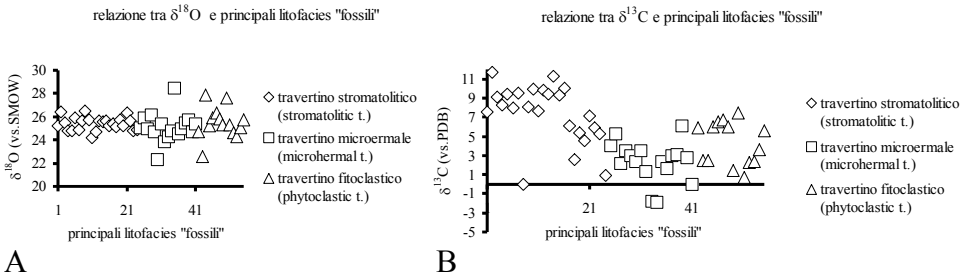



Fig. 4 - Variazioni degli isotopi dell'ossigeno (A) e del carbonio (B) in relazione alle principali litofacies affioranti sia a Faiano che a Filetta. Le diverse litofacies sono state indicate con numero progressivo: 1- 24, t. stromatolitico; 24-41, t. microermale e 41-55, t. fitoclastico.

Fig. 4 - Oxygen- (A) and carbon-isotope (B) variations of the main travertine lithofacies, outcropping in the Faiano area as well as in the Filetta area. The different lithofacies are indicated using progressive number: 1-24, stromatolitic t., 24-41, microhermal t., 41-55 phytoclastic t.

Lo studio isotopico sulle incrostazioni attuali del canale è stato svolto prelevando sia i precipitati che le acque. In particolare, per quanto riguarda i valori del $\delta^{18}O$ dei travertini (compresi tra +21,77‰ e +25,86‰ vs. SMOW) si è rilevato che, indipendentemente dalle litofacies, possono correlarsi al periodo di campionamento (Fig. 5A) mentre i valori del $\delta^{13}C$ (compresi tra +2,25‰ e +3,41‰ vs. PDB) risultano più dipendenti dalle litofacies (anche se in maniera meno evidente che nel sistema fossile) oltre che dal periodo di campionamento (Fig. 5B).

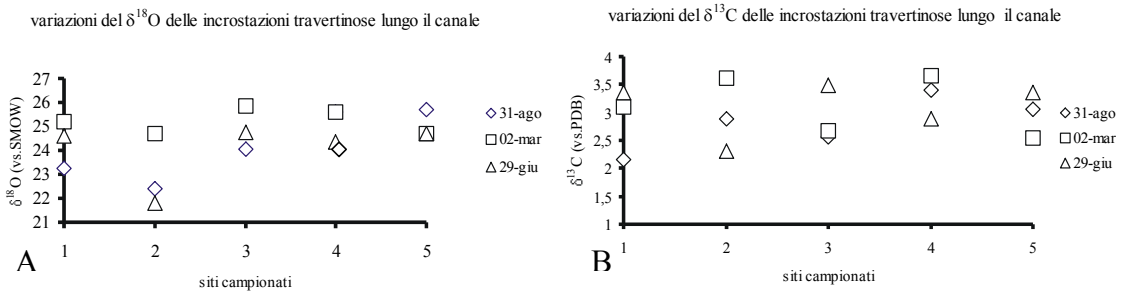



Fig. 5 - Variazioni del $\delta^{18}O$ (A) e del $\delta^{13}C$ (B) delle incrostazioni campionate nei cinque siti del canale nell'Agosto 2002, Marzo e Giugno 2003.

Fig. 5 - Oxygen- (A) and carbon-isotope (B) variations of travertine incrustations sampled, in the five channel sites. Samples have been collected in August (2002), March and June (2003) are reported.

## 3. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I primi risultati di uno studio integrato (sedimentologico e geochimico isotopico) condotto sui depositi di travertino affioranti nell'area di Pontecagnano (Salerno, Campania) hanno evidenziato numerose analogie tra il sistema fossile e quello attuale. Nel sistema fossile, il riconoscimento delle tre principali associazioni di litofacies (pendio, lacustre/palustre, rapida/cascata) e la loro distribuzione areale e verticale ha consentito di ipotizzare un modello sedimentario in cui le facies di pendio evolvono verso la parte sommitale a facies lacustre/palustre (aggradazione) e verso le aree marginali a facies di rapida/cascata (progradazione). Inoltre, sulla base dello studio dei rapporti isotopici dell'ossigeno e del carbonio, viene suggerito che i processi di precipitazione primaria sono avvenuti da acque a temperatura ambiente e sono stati in parte controllati dai microrganismi presenti. In particolare, analisi isotopiche condotte a scala millimetrica hanno consentito, almeno per quanto riguarda i travertini stromatolitici, la individua-zione di variazioni ritmiche (stagionalità) rimaste registrate a livello delle lamine.

Per quanto riguarda il sistema attuale, lo studio è stato svolto lungo un canale di Faiano monitorato a partire da Agosto 2002. Le incrostazioni travertinose del canale mostrano analogie con l'associazione di litofacies che nel sistema fossile viene indicata come "facies di pendio". Inoltre, i valori $\delta^{18}O$ risultano essere indipendenti dalle litofacies e legati al periodo di campionamento evidenziando variazioni stagionali. Anche i valori del $\delta^{13}C$ pur mostrando, come nel sistema fossile, relazioni con le litofacies, cambiano al variare delle stagioni.

Su queste basi, i depositi fossili di Pontecagnano vengono considerati quali buoni indicatori sia paleoambientali che paleoclimatici.

## RINGRAZIAMENTI

Questo lavoro prende spunto dalle ricerche sui travertini dell'Italia centromeridionale svolte nell'ambito della mia tesi di dottorato presso il Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "Federico II" di Napoli in collaborazione con l'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, (IAMC), CNR di Napoli. Ringrazio il mio relatore, prof. Bruno D'Argenio (Dipartimento di Scienze della Terra e Direttore dell'IAMC) sia per i continui incoraggiamenti e i consigli dati che per le discussioni scientifiche affrontate. I miei più sentiti ringraziamenti vanno inoltre alla prof.ssa Vittoria Ferreri ed al prof. Damiano Stanzione del Dipartimento di Scienze della Terra ed al dott. Mario Sprovieri dell'IAMC di Napoli per la loro disponibilità e i suggerimenti forniti su problematiche rispettivamente di sedimentologia, geochimica e geochimica isotopica.

## BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Andrews J.E., Pedley H.M. & Dennis P.F. 2000. Palaeoenvironmental records in Holocene Spanish tufas; a stable isotope approach in search of reliable climatic

archives. *Sedimentology*, 47 (5): 961-978.
Andrews J.E., Riding R. & Dennis P.F. 1993. Stable isotopic compositions of recent freshwater cyanobacterial carbonates from British Isles: local and regional environmental controls. *Sedimentology*, 40: 303-314.
Andrews J.E., Riding R. & Dennis P.F. 1997. The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 129: 171-189.
Chafetz H.S., Utech H.M. & Fitzmaurice S.P. 1991. Differences in the $\delta^{18}$ O and $\delta^{13}$C signature of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. *Journal of Sedimentary Petrology,* 61: 1015-1028.
D'Argenio B. 2001. From Megabanks to Travertines - The Indipendence of Carbonate Rock Growth - Forms from Scale and Organismal Templates trough Time. *Earth System Science. Proceedings of the International School Earth and Planetary Sciences.* Siena 2001: 109-130.
D'Argenio B., Ferreri V., Stanzione D., Brancaccio L. & Ferreri M. 1983. I travertini di Pontecagnano (Campania). Geomorfologia, Sedimentologia, Geochimica. *Boll. Soc. Geol. It.*, 102: 123-136.
Ferreri V. 1985. Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell'Italia meridionale. *Rendiconto dell'Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche*, Napoli, serie 4, 52 (2): 1-47.
Gonfiantini R., Panichi C. & Tongiorgi E. 1968. Isotopic disequilibrium in travertine deposition. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 55-58.
Golubic S., Violante C., Ferreri V., D'Argenio B. 1993. Algal control and early diagenesis in Quaternary travertine formation (Rocchetta a Volturno, Central Apennines). *Bollettino Società Palentologica Italiana*, spec. vol I: 231-247.
Ihlefeld C., Norman M.D., Gagan M.K., Drysdale R.N., Maas R. & Webb J. 2003. Climatic significance of seasonal trace element and stable isotope variations in a modern freshwater tufas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67**,** (13): 2341-2357.
Manfra L., Masi U. & Turi B. 1976. La composizione isotopica dei travertini del Lazio, *Geologica Romana*, 15: 127-174.
Minissale A. 2004. Origin, transport and discharge of $CO_2$ in central Italy. *Earth Science Reviews* **,** 66: 89-141.
Pazdur A., Dobrowoloski R., Durakiewicz T., Piotrowska N., Mohanti M. & Das S. 2002. $\delta^{13}$C and $\delta^{18}$O time record and paleoclimatic implications of the Holocene calcareous tufa from south-eastern Poland and eastern India (Orissa). *Geochronometria*, 21: 97-108.
Pazdur A., Pazdur M.F., Starkel L. & Szulc J. 1988. Stable Isotopes of Holocene Calcareous Tufa in Southern Poland as Paleoclimatic Indicators. *Quaternary Research,* 30: 177-189.
Pentecost A. 1995. Geochemistry of carbon dioxide in six travertine depositing waters of Italy. *Journal of Hydrology*, 167: 263-278.

Ricevuto 9 gennaio 2004; revisionato 2 aprile 2004; accettato 27 maggio 2004.

*Lavoro presentato al I Incontro di Studio con i Dottorandi nelle Scienze dei sistemi acquatici (marini o di acque dolci). AIOL, Napoli, 4-5 novembre 2003.*

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 101- 113, luglio 2004*

# PERICOLOSITÀ GEOMORFOLOGICA IN AREE A VALENZA TURISTICA: IL TRATTO DI COSTA TRA PUNTA MONESTEROLI E PUNTA PERSICO (LIGURIA ORIENTALE)

Pierluigi BRANDOLINI[1], Matia MUSSO[1], Mauro PICCAZZO[2], Enrico RANDAZZO[1]

[1]Dipartimento di Scienze dell'Ambiente, dell'Antichità e del Medioevo (DISAM), Università degli Studi di Genova.
[2] Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse (DIPTERIS), Università degli Studi di Genova.

## ABSTRACT

***Geomorphological hazards in tourist areas: the coastal zone between Punta Monesteroli and Punta Persico (Eastern Liguria)***

In the studied coast strip there are numerous paths used by tourists either for trekking or as access to the beach. It is intended to study the geomorphological feature of the slopes and the state of consevations of the now-abandoned, man-made agricultural terraces that make these tracks dangerous, also taking into account the typology and state of preservation of the tracks in relationship to the precipitation that could increase difficulties of passage, especially with inadequate equipment. It is also intended to study the beaches consisting of large, poorly reworked pebbles that lie immediately below the cliff faces and are subject to frequent erosive phenomena and rockfall. All the unstable landforms must be carefully examined and monitored to determine better methods for managing and planning the tourist use in an coastal area of such complex and diverse geomorphological hazards.

## RIASSUNTO

Nel tratto di costa esaminato sono presenti numerosi sentieri frequentati da turisti sia come percorsi escursionistici sia come vie di accesso al mare. Vengono analizzate le caratteristiche geomorfologiche dei versanti e la situazione di degrado dei terrazzamenti agricoli costruiti dall'uomo e ormai abbandonati che rendono questi sentieri pericolosi; inoltre si tiene conto della tipologia e dello stato di conservazione dei sentieri anche in rapporto alle precipitazioni che possono incrementare le difficoltà di transito, soprattutto se non affrontato con attrezzature adeguate. Infine si studiano le piccole spiagge, sede di balneazione, costituite da frammenti grossolani scarsamente elaborati dal mare, immediatamente sottostanti a falesie, che sono soggette a frequenti fenomeni di arretramento e dissesto. Tutte queste situazioni di instabilità devono essere attentamente

esaminate e monitorate onde consentire una più corretta gestione e fruizione turistica di quest'area, che tenga in debito conto delle complesse e diversificate pericolosità geomorfologiche.

## 1. INTRODUZIONE

E' ormai assodato che a partire dal dopoguerra il turismo ha avuto una crescita esponenziale: la disponibilità economica sempre maggiore e la diffusione di rapidi mezzi di trasporto ne hanno favorito l'espansione in settori sempre più ampi della società. Tutto questo ha costituito un importante fattore economico e ha prodotto notevoli vantaggi alla popolazione locale interessata (Pearce, 1985; Dewailly & Flament, 1996). Inoltre l'incremento del tempo dedicato alle vacanze e un maggior interesse per l'ambiente hanno spinto i turisti a ricercare contatti più frequenti con la natura: ciò ha comportato una maggior diversificazione delle destinazioni e, a fianco delle tradizionali mete prevalentemente culturali, sempre più si va diffondendo un turismo legato all'ambiente naturale. In questo contesto il paesaggio e le caratteristiche climatiche di un territorio sono da sempre gli elementi essenziali per un suo sviluppo e in paesi come l'Italia la presenza di coste e di montagne, con climi favorevoli e aspetti ambientali di notevole richiamo, ha lo stesso valore economico dei beni storici e artistici (Terranova, 1989).

Si assiste quindi ad una sempre maggiore e più estesa frequentazione turistica di molte zone del nostro territorio nazionale e, soprattutto in località montane e lungo le coste, si sono manifestati gli effetti dei carichi all'ambiente (Michaud, 1983; Mathieson & Wall, 1987): questi non sono peraltro separati dal contesto climatico ed i cambiamenti di questi ultimi anni, legati al riscaldamento globale (Laureti *et al.*, 1996), causano variazioni nella dinamica geomorfologica con conseguenze particolarmente evidenti in zone glaciali e periglaciali (Biancotti *et al.*, 2001a e b) e non trascurabili in ambienti costieri (Terranova *et al.*, 2000). In questa situazione la continua espansione delle attività all'aria aperta ha provocato in aree, dove già si riscontra un incremento delle pericolosità naturali e/o indotte dall'uomo, un conseguente incremento dei rischi e degli impatti. Lo sviluppo turistico porta quindi un numero sempre maggiore di persone a scoprire e frequentare sia aree soggette a pericolosità in atto da tempo, sia aree dove queste pericolosità sono in fase di incremento.

E' questo il caso dell'area compresa tra Punta Monesteroli e Punta Persico dove numerosi sentieri, un tempo scarsamente frequentati e solo da persone del luogo per lo svolgimento delle attività agricole (viticoltura), sono attualmente intensamente trafficati sia come percorsi escursionistici sia come vie di accesso alle piccole spiagge. Il settore analizzato si sviluppa lungo parte dei versanti meridionali del Promontorio di Portovenere in provincia della Spezia.

## 2. CARATTERISTICHE CLIMATICHE

Un aspetto da non trascurare, sia per quanto riguarda i pericoli che una perturbazione improvvisa può accentuare sul turista sia per i problemi di stabilità dei

versanti (pericolosità geomorfologica), è quello legato al clima e, più specificatamente, alle precipitazioni. In prossimità dell'area esaminata sono disponibili i dati delle stazioni meteorologiche di Levanto, dell'Isola della Palmaria e di Portovenere.

Mentre la piovosità risente fortemente della morfologia e dell'esposizione (i versanti esposti ad Est sono nettamente più piovosi di quelli esposti ad Ovest), la zona costiera è caratterizzata da una temperatura media annua pari a 14,5°C e da un valore medio annuo delle precipitazioni pari a 860 mm (Stazione di Isola della Palmaria, dati 1960-69, Fig. 1). Il regime pluviometrico è caratterizzato da un massimo assoluto di precipitazioni nei mesi autunnali (250 mm media mensile di ottobre) e uno relativo primaverile decisamente inferiore (50 mm media mensile aprile).

In generale, procedendo da Ovest verso Est, si ha una diminuzione della piovosità ed un aumento della temperatura, mentre si ha un ovvio cambiamento inverso salendo dal litorale verso il crinale. La zona di cresta, oltre che dall'aumento delle precipitazioni, è caratterizzata da una maggiore frequenza della nuvolosità e delle nebbie e da un più alto grado di umidità per gran parte dovuto allo scontro fra masse d'aria calda umida proveniente da Sud con quelle fredde della Val di Vara. Le nebbie sul mare sono invece episodi sporadici, mentre è più frequente una leggera foschia.

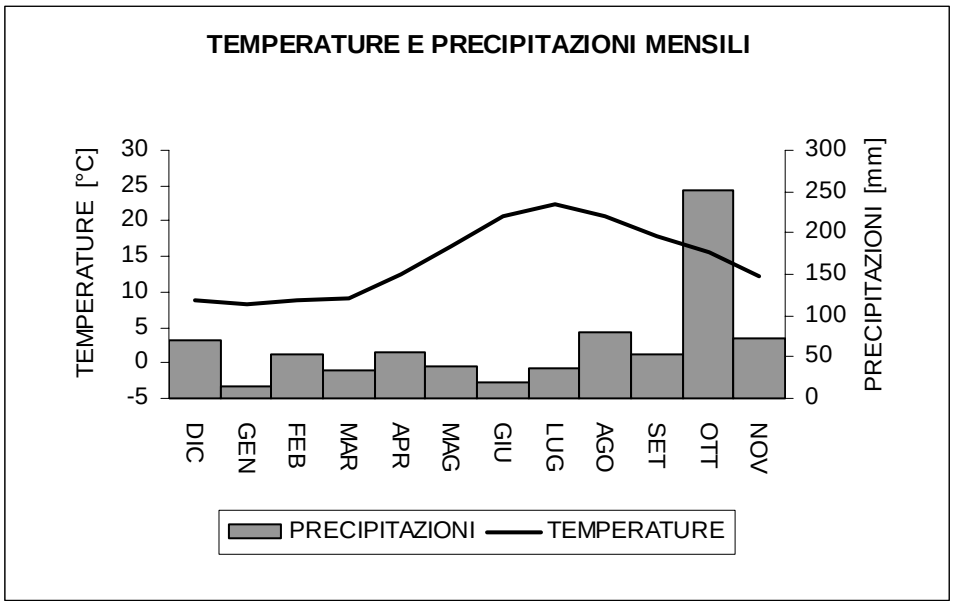



Fig. 1 - Dati riferiti alla stazione dell'Isola della Palmaria.

## 3. CARATTERISTICHE GEOLOGICHE

L'area compresa tra Punta Monesteroli e Punta del Persico è costituita da rocce appartenenti alla formazione del "Macigno" (Oligocene sup.), formata principalmente da arenarie quarzoso-feldspatiche gradate, in strati di potenza variabile da decimetrica a metrica, con intercalazioni di livelli più sottili di argilliti siltose.

L'assetto strutturale dell'area indagata è legato alla messa in posto della catena

appenninica attraverso una deformazione polifasica dovuta alla sovrapposizione di una fase compressiva e di una successiva fase estensionale duttile. Tra le strutture determinatesi rientra la piega che costituisce il Promontorio di Portovenere e le isole ad esso antistanti: è a questa grande piega, e alle faglie ad essa collegate, che si deve l'attuale assetto degli affioramenti dell'area (Giammarino & Giglia, 1990; AA.VV., in corso di stampa).

Dal punto di vista morfologico si può notare che queste faglie potrebbero aver guidato, assieme ai sistemi di discontinuità ad esse correlate, lo sviluppo dei lineamenti morfologici trasversali al Promontorio. Molto più marcato è stato il riflesso morfologico della famiglia di faglie dirette che interessa visibilmente il versante costiero del Promontorio di Portovenere, da cui ha preso origine l'andamento rettilineo (NW-SE) della linea di costa di tutte le Cinque Terre (Piccazzo, 1986; AA.VV., in corso di stampa).

## 4. CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE

I corsi d'acqua sono brevi ed a carattere torrentizio: molti sono ripidi canali che raccolgono le acque selvagge nei momenti di intensa precipitazione per convogliarle al mare con percorsi quasi rettilinei di poche centinaia di metri mentre pochi altri hanno un proprio bacino idrografico di piccola estensione (Fig. 2). Molti di questi corsi d'acqua presentano un alveo con tendenza all'approfondimento, che in taluni casi diventa via preferenziale di coni di detrito. E' da rimarcare che i corsi d'acqua e le relative valli sono indicati localmente con i termini "canale" e "fosso" a seconda della loro portata ed ampiezza. Il regime degli stessi presenta portate legate strettamente alle precipitazioni; la regimazione delle acque non è tuttavia affidata solo ad elementi naturali, ma strettamente connessa con il modellamento dei versanti messo in opera dall'uomo nel corso dei secoli attraverso il terrazzamento.

La morfogenesi dovuta alla gravità è quella che ha rivestito e riveste nell'area la principale azione modellante. Molto diffuse sono le scarpate di degradazione e di frana con altezze variabili tra i 15 e i 50 m dalle quali il materiale si stacca, nella maggior parte dei casi, in blocchi di dimensioni limitate che nel tempo hanno dato origine a coltri di detrito. Laddove il versante mostra situazioni di bassa acclività e presenza di una superficie abbastanza regolare il materiale che si stacca dalle pareti tende ad organizzarsi in vere e proprie falde di detrito, mentre dove il materiale si depone allo sbocco di canaloni si formano coni di detrito (Fig. 2).

Per quanto riguarda i fenomeni franosi attivi i più diffusi sono quelli legati a crolli: nella maggior parte dei casi si tratta del distacco di blocchi di pezzatura variabile da decimetrica a plurimetrica, che si ritrovano in più punti lungo il versante al di sotto delle pareti di degradazione, che in taluni casi evolvono in veri e propri debris flow.

Il moto ondoso, legato alle mareggiate di scirocco (regnante) e di libeccio (dominante), esercita una forte azione erosiva e di smantellamento su tutto il settore esaminato: è presente una scarpata (falesia viva) che si sviluppa pressoché senza soluzione di continuità, con altezze variabili mediamente comprese tra i 5 ed i 25 m, incidendo sia il substrato roccioso arenaceo, sia gli accumuli di frana depositatisi al piede del versante.

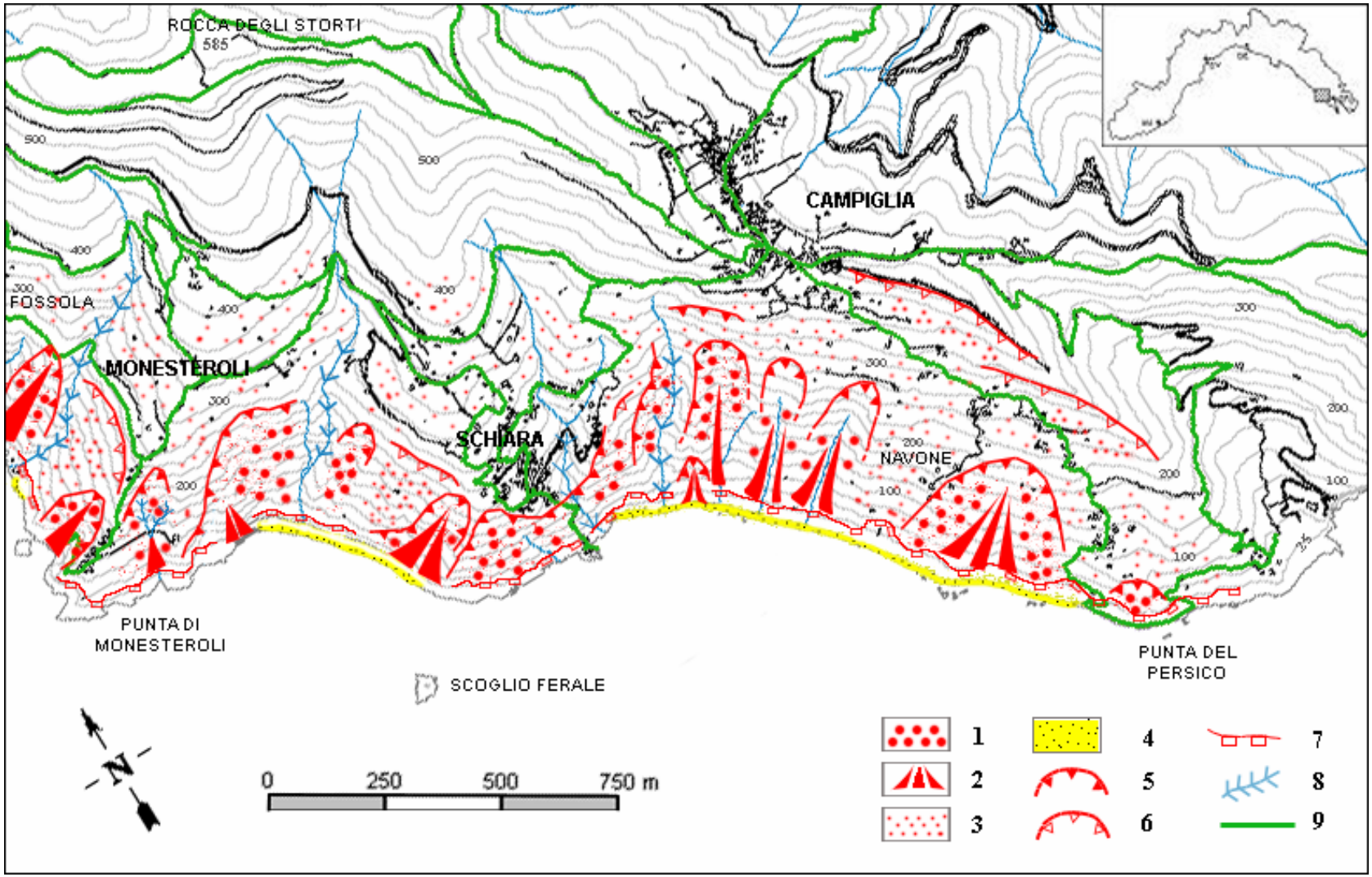



Fig. 2 - Schema geomorfologico del tratto costiero compreso tra Punta Monesteroli e Punta Persico: 1) corpo di frana attivo; 2) cono detritico attivo; 3) corpo di frana e falda detritica quiescenti con locali attivazioni; 4) depositi di spiaggia talora frammisti a depositi di frana; 5) orlo di degradazione e/o di frana attivo; 6) orlo di degradazione e/o di frana quiescente; 7) orlo di scarpate di origine marina attivo; 8) alveo con tendenza all'aprofondimento; 9) percorsi escursionistici**.**

Di ridotta estensione sono le spiagge presenti nell'area esaminata: si tratta in genere di depositi alimentati dalla degradazione gravitativa degli affioramenti rocciosi posti a tergo e, limitatamente, dall'apporto dei rivi in occasione delle più intense precipitazioni. Questo è ben riscontrabile anche nella granulometria dei depositi stessi che, pur essendo variabile dalle sabbie ai blocchi, è nettamente predominata dalla frazione grossolana costituita inoltre da materiale con spigoli da arrotondati a vivi, in rapporto alla maggiore o minore elaborazione da parte del moto ondoso.

Nel corso dei secoli quest'area è stata interessata da un'intensa morfogenesi antropica connessa alla realizzazione dei terrazzamenti per la coltivazione della vite e dell'ulivo, attraverso la gradonatura dei versanti e con il contenimento delle coltri eluvio-colluviali e di frana, con muri in pietra a secco. I terrazzamenti agricoli, sviluppati dal livello del mare o immediatamente al di sopra del ciglio delle falesie e sino in prossimità dei crinali intorno ai 400-500 m di quota, hanno avuto, sino a quando le attività contadine hanno garantito il presidio del territorio, un importante ruolo di stabilizzazione e di drenaggio dei versanti. Venuta a mancare l'indispensabile opera di manutenzione dei manufatti in pietra a secco, per l'esodo dalle campagne a partire dell'ultimo dopoguerra, vi è stato un progressivo incremento dei fenomeni erosivi e di dissesto di questi versanti già naturalmente predisposti all'innesco di frane (Terranova, 1989; Brandolini & Terranova, 1996; Brandolini e Ramella, 1998).

## 5. I PERCORSI ESCURSIONISTICI

Nell'area esaminata sono presenti alcuni importanti sentieri che, partendo dai principali centri abitati (Campiglia, Fossola, Biassa), raggiungono il mare: utilizzati inizialmente come vie di collegamento con le case isolate circostanti o con le fasce coltivate, sono attualmente frequentati da turisti sia come percorsi escursionistici sia come vie di collegamento al mare. Questi sentieri, che devono superare dislivelli notevoli (nel nostro caso 400 metri) in spazi ridotti, sono spesso costituiti da scalinate, le quali, oltre che costituire il tipo di fondo ideale, garantiscono una notevole agibilità anche in condizioni meteo sfavorevoli; inoltre non hanno tolto spazio ai terrazzamenti e quindi alle coltivazioni e non necessitano di una frequente manutenzione.

I primi due percorsi iniziano dall'abitato di Campiglia (400 m), crocevia molto importante per quanto riguarda la rete sentieristica di tutta la zona, soprattutto per la presenza della strada asfaltata che lo collega alla Spezia.

Il primo sentiero (Fig. 4), praticamente una scalinata quasi ininterrotta, arriva fino alla Punta del Persico per poi risalire più ad ovest: il tratto iniziale si snoda su un ripido versante completamente trasformato dai terrazzamenti, alcuni ancora coltivati a vite, mentre altri, ormai completamente abbandonati, sono interessati da vistosi fenomeni di degrado e dissesto (ad esempio ad Ovest della località "Il Persico"). Negli ultimi 60 metri di dislivello il sentiero, aggirando più di una frana, raggiunge una piccola spiaggia: i 35 metri finali sono però solo superabili tramite una scalinata di ferro appoggiata all'orlo della scarpata. La "spiaggia" è costituita da clasti di dimensione decimetrica e metrica ed è interessata anche da processi di erosione ad opera del moto ondoso che talvolta arrivano ad interessare la falesia retrostante. Dal lato opposto della Punta è presente la traccia, molto disagevole, del sentiero che sale lungo il pendio,

secondo la massima pendenza, su terreno instabile, per poi proseguire in mezzo ad una vegetazione di macchia mediterranea spesso fitta fino all'abitato di Campiglia.

Il secondo percorso (Fig. 5) raggiunge la costa procedendo in direzione di Schiara e dello Scoglio Ferale: la prima parte si snoda lungo i terrazzi, tra vigneti ben curati, fino a che, oltrepassato un primo canale, il paesaggio si fa più incolto e si raggiunge una scalinata che scende lungo la massima pendenza: i terrazzi posti a sinistra sono completamente abbandonati e in dissesto, mentre quelli a destra sono in fase di parziale ripristino; da quota 300 il percorso si snoda in un fitto bosco, tra vecchi terrazzi ormai ricoperti di vegetazione: questa parte del versante è disabitata, mentre poco più a valle si intravede l'abitato di Schiara, piccolo agglomerato di case disposte a sbalzo e completamente circondate da terrazzi; il sentiero prosegue proprio tra queste case e sotto la chiesa inizia l'ultima parte del tracciato costituita da una ripida scalinata con protezioni in parte pericolanti. Gli insediamenti balneari arroccati alla base del versante sono abusivi, come tutti quelli che si trovano lungo questa parte della costa, e esposti a possibili fenomeni franosi. Al fondo della scalinata, dopo terrazzi abbandonati in un versante decisamente acclive, c'è infine un piccolo molo da cui si può ammirare tutta la costa orientale.

Il terzo percorso analizzato(Fig. 6) è la parte finale del sentiero utilizzato in passato dagli abitanti di Biassa per raggiungere il mare attraversando l'abitato di Fossola (centri immediatamente a Nord della Fig. 2), attualmente entrambi raggiungibili in auto. Il sentiero che congiunge Fossola a Monesteroli è sicuramente difficoltoso, come viene sottolineato da un cartello. Monesteroli è costituito da una ventina di rustici, disposti su una serie di terrazzi posti a Ovest del sentiero: a quota 265 si trova il bivio di collegamento con l'abitato di Schiara. La discesa al mare è soggetta a dissesti e soprattutto l'ultima parte dell'itinerario attraversa un'area in frana attiva soggetta a fenomeni di crollo.

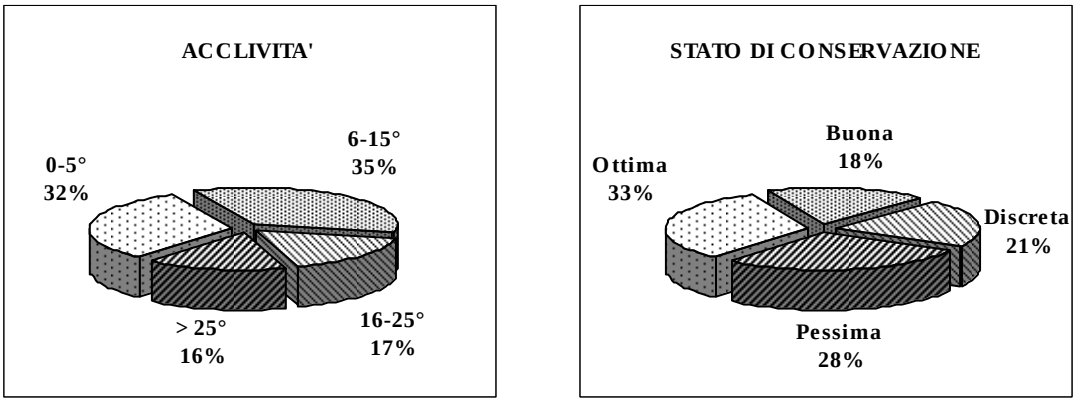



Fig. 3 - Acclività e stato di conservazione dei sentieri che iniziano a Campiglia.

Come già accennato, alcune caratteristiche sono comuni a tutti questi sentieri:

- sono spesso costituiti da scalinate molto ripide e la presenza di gradini di differente ampiezza e di alzate spesso irregolari rende i tragitti molto faticosi;

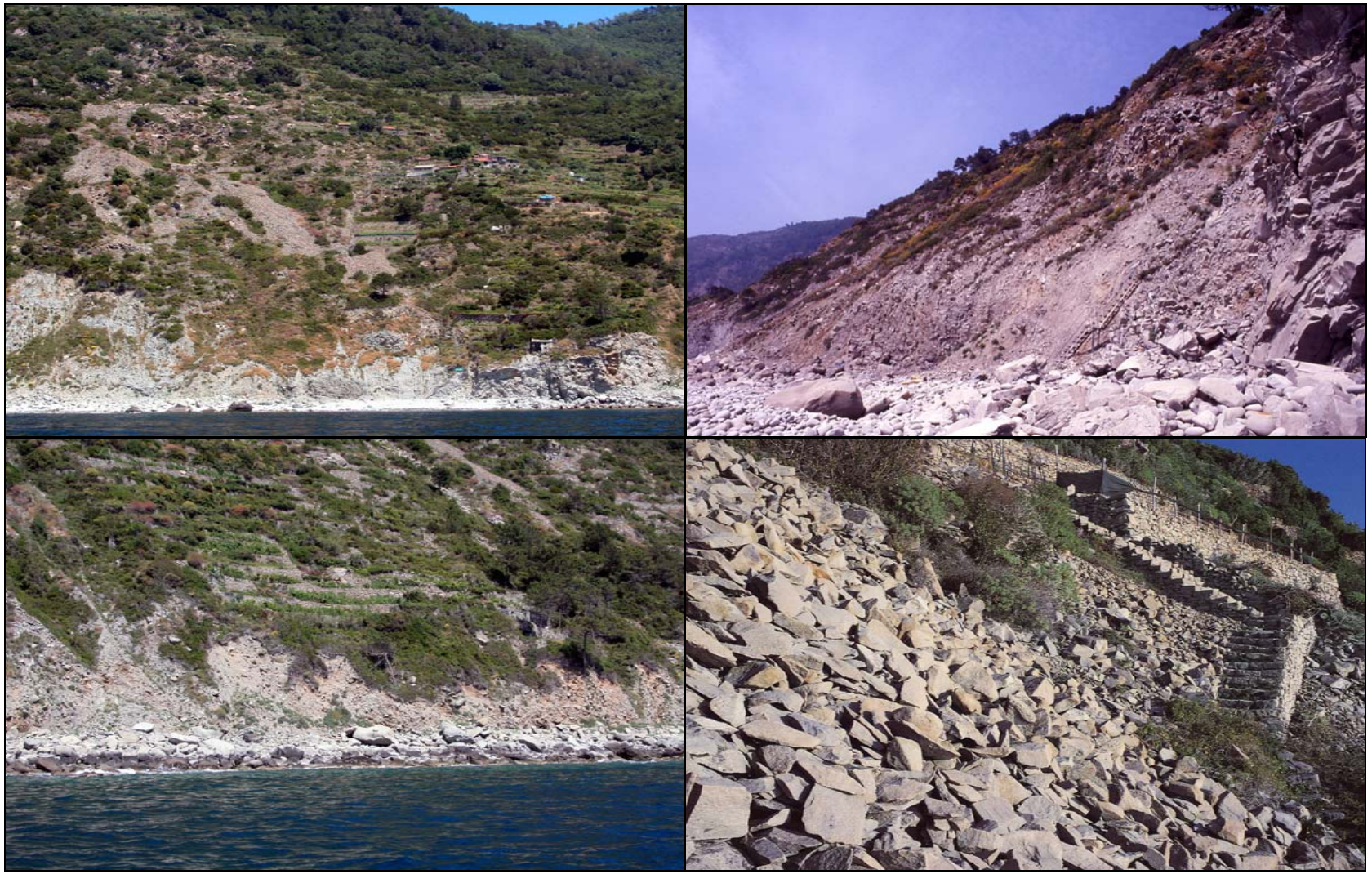


Fig. 4 - a) Punta del Persico: il versante costiero è interessato da una potente coltre di frana formata da diversi coni detritici attivi che hanno causato, nel corso di circa un secolo, il completo dissesto dei terrazzamenti agricoli a vigneto; b) particolare del versante della foto a): la scarpata della falesia in arretramento, incisa in parte nel substrato arenaceo (a destra) ed in parte nell'unghia del corpo di frana (a sinistra), è interessata dall'attraversamento, per mezzo di una scala pensile metallica, del sentiero proveniente da Campiglia, che consente l'accesso alla sottostante spiaggia, costituita da depositi grossolani (ciottoli e blocchi); c) Località Navone presente immediatamente a ovest di Punta del Persico: parte terminale del versante sistemato a terrazzamenti agricoli, realizzati attraverso il contenimento di una potente falda detritica con muri in pietra a secco, oggi in totale abbandono ed in stato di degrado. La coltre è ben visibile al piede del versante stesso, in corrispondenza della scarpata di erosione, generata dallo scalzamento del moto ondoso; d) particolare di debris flow presente sul versante del Persico, costituito essenzialmente da blocchi arenacei di dimensioni decimetriche, che ha raggiunto il tracciato di un antico sentiero contadino (scalinata in pietra a secco) oggi parte integrante di un ampio itinerario escursionistico.

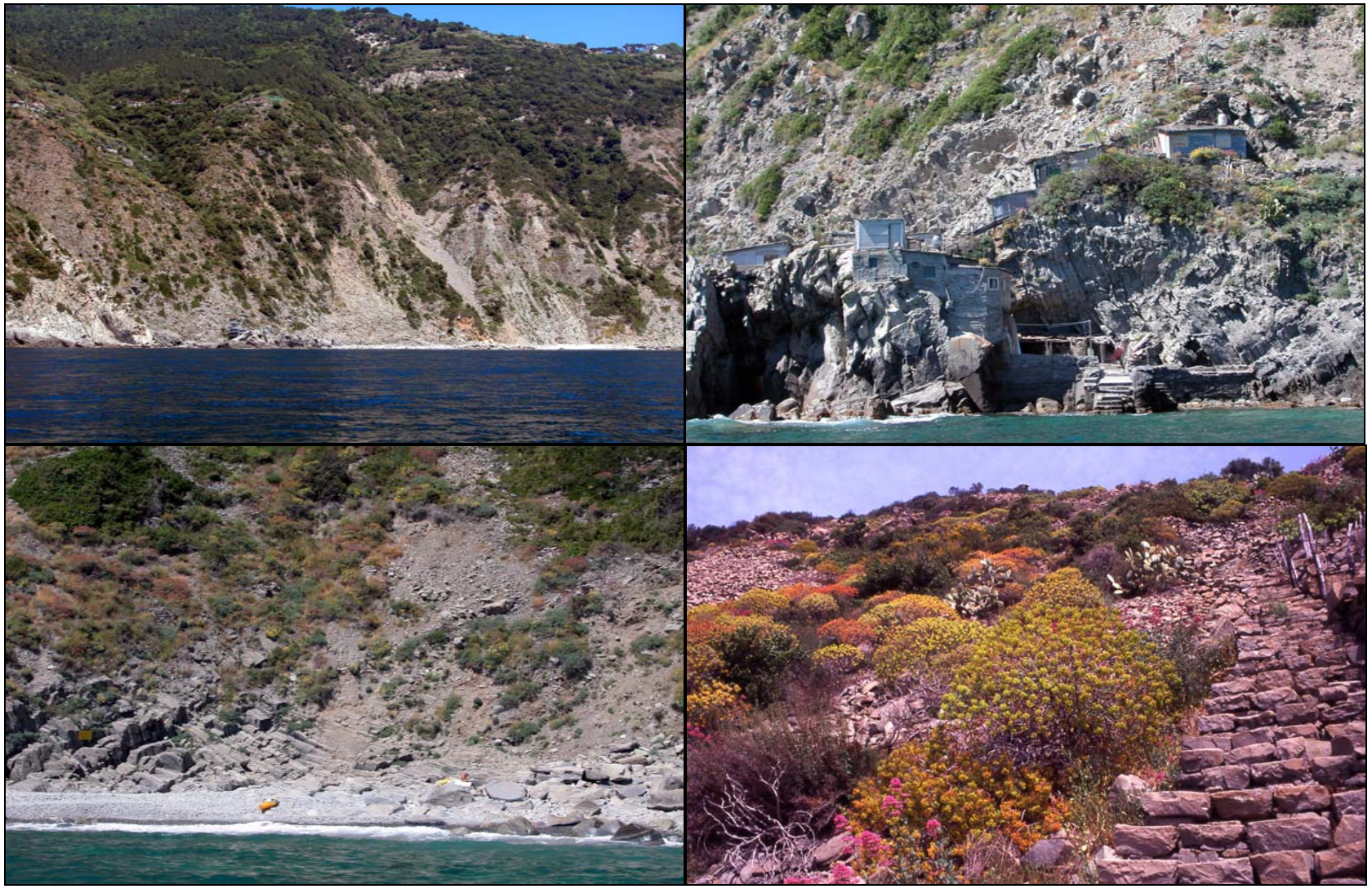


Fig. 5 - a) panoramica del tratto compreso tra Schiara (a destra) e Campiglia (a sinistra): il versante appare profondamente inciso da ripidi canaloni sede di coni di detrito, che vanno ad alimentare le piccole spiagge sottostanti. In basso a sinistra, al piede del versante sotto l'abitato di Schiara, compare un piccolo agglomerato di case e un approdo. Questo insediamento è soggetto ad un forte rischio di frana, come meglio visibile nel dettaglio di foto b); c) anche le spiagge di questa zona, raggiungibili via mare o attraverso ripidi e pericolosi sentieri, sono esposte a frequenti fenomeni franosi; d) esempio di una delle ripide scalinate in pietra a secco, realizzate con grossi conci di arenaria, che caratterizzano gran parte dei sentieri escursionistici di collegamento ai piccoli borghi contadini ed alle spiagge.

- i dislivelli che vengono superati sono notevoli, trattandosi di alcune centinaia di metri in poco spazio. Questo comporta elevate pendenze che arrivano, nel 16 % dei casi, a superare anche il 25 % (Fig. 2);
- le caratteristiche geomorfologiche naturali e l'abbandono delle fasce terrazzate rendono i versanti instabili e le frane, a volte solo superficiali, sono molto frequenti; per ovviare a questa situazione spesso sono stati aggirati i punti più instabili, mentre, quando ciò non stato possibile, i sentieri si sono adeguati al dissesto o sono stati presi provvedimenti particolari, come la scala in ferro al termine del primo sentiero;
- lo stato di conservazione generale non è sempre buono e la manutenzione è spesso affidata alla buona volontà dei fruitori al punto che il 28 % dei sentieri (Fig. 2) può essere considerato in cattivo stato;
- la possibilità di precipitazioni improvvise, talvolta anche intense, e l'umidità presente nelle zone a quote più elevate possono rendere molto difficoltoso il transito.

Infine occorre ricordare che le spiagge presenti nel tratto considerato, di limitata ampiezza, sono costituite da clasti grossolani poco elaborati dal mare. La presenza delle falesie immediatamente retrostanti, spesso scalzate dall'azione del moto ondoso, può dare origine a frane, prevalentemente crolli, sulle spiagge stesse e costituire un'ulteriore situazione di pericolosità, anche per i bagnanti che hanno raggiunto queste spiagge anche con natanti; inoltre possono verificarsi crolli di materiale instabile presente sui versanti sovrastanti (coni e falde detritiche attivi).

## 6. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I sentieri presi in esame vengono sempre più utilizzati dai turisti, quasi sempre ignari dei potenziali pericoli, raramente segnalati da cartelli di pericolo generico. Una corretta conoscenza, valutazione e divulgazione dei livelli di pericolosità geomorfologica appare quindi indispensabile e la proposta di un modello operativo comune per la valutazione del rischio in aree turistiche basato sul censimento e la quantificazione di tali pericolosità potrà essere di supporto alla loro gestione e programmazione territoriale. La realizzazione di schede dettagliate in cui evidenziare, oltre alla pericolosità geomorfologica presente anche i pericoli soggettivi che un turista, non sempre opportunamente attrezzato, può dover affrontare (nel nostro caso un banale esempio può essere costituito dall'utilizzo di calzature non adatte alle scalinate, soprattutto in concomitanza di piogge improvvise) è stata intrapresa dalle Unità di Ricerca nel cui ambito questo studio è stato condotto (Brandolini *et al.*, 2004) e che potrà portare alla realizzazione di una banca dati in ambiente GIS, possibilmente in continuo aggiornamento, messa a disposizione di tutti, dove poter attingere le informazioni necessarie ad una più corretta fruizione turistica dei diversi ambienti.

## RINGRAZIAMENTI

Lavoro effettuato nell'ambito del Programma di Ricerca Scientifica di rilevante interesse nazionale Cofinanziato dal MURST dal Titolo "Il clima e i rischi

geomorfologici in relazione allo sviluppo turistico", Responsabile nazionale Prof. Piccazzo Mauro. Ricerche effettuate dall'Unità Operativa di Genova relative a "Rischi geomorfologici e caratteristiche climatiche in relazione allo sviluppo turistico in Liguria".

**BIBLIOGRAFIA**


AA.VV. In corso di stampa. Foglio 101 La Spezia. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50:000. Servizio Geologico d'Italia.

Biancotti A., Giardino M. & Motta M. 2001a. Geomorphological mapping and hydrogeological hazards in North-Western Italy. Transactions, JGU, 22 (4), 25.

Biancotti A., Giardino M. & Motta M. 2001b. The response of Italian Glaciers to Climate Change. Transactions, JGU, 22 (4), 25.

Brandolini P., Motta M., Pambianchi G., Pelfini M. & Piccazzo M. 2004. How to assess geomorphological risk in tourist areas. Atti 32 International Geological Congress, Firenze 20-28 agosto 2004 (abstract).

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 "Studi geografici in onore di Domenico Ruocco" (a cura di Citarella F.), Loffredo Editore, Napoli: 41-55.

Brandolini P., Nicchia P., Renzi L. & Terranova R. 2003. A G.I.S. supported analysis of the agrarian terraced coastal landscape, Convegno "CoastGIS'03 - Integrating information in coastal zone management", Genova, 16-18 ottobre 2003.

Brandolini P. & Ramella A. 1998. Processi erosivi e fenomeni di dissesto su versanti terrazzati nelle valli genovesi. In: I valori dell'agricoltura nel tempo e nello spazio (Grillotti M.G. & Moretti L Eds). Atti Convegno Geografico Internazionale, Rieti 1-4 novembre 1995. Brigati, Genova: 839-854.

Brandolini P. & Terranova R. 1996. Esempi di dissesti geomorfologici dei versanti liguri e loro riflessi sulla conservazione del suolo. *Mem. Ac. Lunig. Sc. "G. Capellini"*. LXIV-LXV: 55-77.

Dewailly J.M. & Flament E. 1996. Geografia del turismo e delle attività ricreative. Bologna, CLUEB.

Giammarino S. & Giglia G. 1990, Gli elementi strutturali della piega di La Spezia nel contesto geodinamico dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 109 (4): 683-692.

Laureti L., Sauro U., Terranova R., Brandolini P., Firpo M., Pirola A., Piccazzo M., Rossetti R. & Smiraglia C. 1996. Physical changes in the Mediterranean Basin (with particular reference to Italy). *Bollettino della Società Geografica Italiana*, Serie XII, vol. 1: 7-44.

Mathieson A. & Wall E. 1987. Tourism: economic, physical and social impacts, New York, Longman Scientific and Technical.

Michaud J.L. 1983. Le tourisme face á l'environnement, Paris, Presses Universitaires de France.

Pearce D.G. 1985. Tourist development, London and New York, Longman.

Piccazzo M. 1986. Caratteristiche geologiche e sedimentologiche della piattaforma continentale ligure ad est di Genova. *Quaderni dell'Istituto di Geologia dell'Università di Genova,* anno 7, n. 3 :91-105.

Terranova R. 1989. Il paesaggio costiero agrario terrazzato delle Cinque Terre in Liguria. *Studi e Ricerche di Geografia*, XII: 1-58.

Terranova R., Piccazzo M., Firpo M. & Brandolini P. 2000. Coastal change in global change: the case of Italy. In: Geographies of diversity italian perspectives (Conti S. ed.), Società Geografica Italiana, Roma, *Geo-Italy*, 4: 305-322.

Viles H. & Spencer T. 1995. Coastal problems. Geomorphology, ecology and society at the coast. London, Arnold.

Ricevuto 6 maggio 2003; revisionato 9 febbraio 2004; accettato 26 aprile 2004.

Fig. 6 - a) Località Monesteroli: l'antico abitato contadino omonimo, convertito oggi in grana parte in seconde case di villeggiatura, collegato alla strada carrabile attraverso un ripido sentiero che si sviluppa sul crinale soprastante, in prossimità di un ciglio di frana attivo. Nel tratto di versante sottostante a tale ciglio sono visibili e tuttora riconoscibili lembi di antichi terrazzamenti a vigneto, oggi interessati da vistosi fenomeni di erosione e dissesto (fossi in erosione e coni di detrito attivi); b) panoramica del versante tra Monesteroli e Fossola (sulla sinistra) interessato globalmente da vistosi fenomeni di dissesto. Al piede del versante è presente una spiaggia, alimentata dagli apporti detritici del versante stesso, sede, durante il periodo estivo, di frequentazione per balneazione; c) particolare dell'alimentazione per debris flow della spiaggia della foto precedente (b); d) dettaglio della spiaggia stessa chiaramente esposta a pericolo di crollo di detriti.

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 1-12 luglio 2004*

# THE APPLICATION OF A VERY HIGH RESOLUTION HARDWARE AND SOFTWARE (D-SEISMIC) SYSTEM FOR THE ACQUISITION OF SEISMIC DATA ON ROSS SEA SEDIMENTS

Nicola Corradi [1], Francesco Giordano [2], Raffaele Giordano [3]

[1] Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova.
corradi@dipteris.unige.it
[2] Istituto di Matematica, Fisica e Applicazioni, Università "Parthenope" di Napoli.
francesco.giordano@uninav.it
[3] Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali,Università "Federico II" di Napoli.
raffaele.giordano@inwind.it

## ABSTRACT

During the XVII$^{th}$ Antarctic cruise of the Programma Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA), two "D-Seismic" geophysical data acquisition systems developed by the Istituto di Matematica, Fisica e Applicazioni of the Università "Parthenope" di Napoli in collaboration with the Università di Genova and financed by the PNRA, were tested. The two systems were specifically developed for the high-resolution acquisition, memorization and pre-processing of Sparker and Sub Bottom Profiler data necessary for studies of the marine geology related to the Late-Quaternary sedimentation of the Ross Sea seafloor. The hardware system consisted of an acquisition board inside a PC with 8 channels with analog/digital converter, 200 kHz of sampling frequency, an internal counter, an interrupt switch register , and capability for "*Memory Direct Access*". The "D-System" software was developed by for a Windows operative system and consists of 10,000 lines of programme. The system was developed with a *"user-friendly graphic interface"* and a *"Real Time Varying Gain"* programmable for the processing of seismic data. The system was connected to the navigation data that were displayed on the graphic display. The data acquired are memorized on the fixed disk of the PC with a capacity for 130 days of exploration. The software also contains a number of innovative "features" such as the possibility of playing back the acquired data at different amplitudes and speeds, signal post-processing, and transferring to a plotter or graphic analog recorder.

These systems were tested and used continuously at depths between 100 and 4,000 m for 59 days during the XVII$^{th}$ PNRA cruise. This work presents some of the data acquired and an interpretation of the results.

**RIASSUNTO**

***L'utilizzo del sistema Hardware/Software (D-Seismic) per l'acquisizione di dati geofisici ad alta risoluzione per lo studio dei depositi sedimentari del Mare di Ross (Antartide)***

Durante la XVII Campagna antartica del Programma Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA) sono stati utilizzati due sistemi di acquisizione di dai geofisici "D-Seismic" sviluppati presso l'IMFA dell'Università Parthenope di Napoli, in collaborazione col DIP.TE.RIS. dell'Università di Genova e finanziati con fondi del PNRA. I due sistemi sono stati progettati specificatamente per l'acquisizione, memorizzazione e pre-processing di dati Sparker e Sub Bottom Profiler sulla base delle esigenze di alta risoluzione necessarie alle ricerche di geologia marina applicate alla evoluzione della sedimentazione tardoquaternaria sui fondali del Mare di Ross. Il sistema hardware si compone di una scheda d'acquisizione interna ad un PC con 8 canali con conversione analogico/digitale, 200 kHz di frequenza di campionamento, contatore interno, interrupt e possibilità di "*Memory Direct Access*". Il software D-Seismic è stato sviluppato su sistema opareativo Windows ed è costituito di più di 10.000 linee di programma. Il programma è stato realizzato con una "*friendly user graphical interface*" e un "*Real Time Varying Gain*" (TVG) programmabile per il processamento dei dati sismici. Il sistema è interfacciato con i dati di navigazione, che sono riportati sul display grafico. I dati acquisiti sono stati memorizzati su una memoria di massa (disco fisso del PC) con una capacità di 130 giorni di prospezione. Il software contiene anche alcune "*utility*" innovative, quali la possibilità di ottenere "*playbak*" delle acquisizioni con diverse possibilità di ingrandimento e velocità di scorrimento dell'immagine, post processing del segnale, output su plotter o su registratore grafico analogico.

Questi sistemi sono stati testati e correntemente utilizzati durante la XVII Spedizione PNRA su profondità comprese tra 100 e 4000 metri per circa 60 giorni di lavoro ininterrotto. In questo lavoro sono riportate alcune acquisizioni corredate di una interpretazione dei risultati.

## 1. RECOGNITION AND CLASSIFICATION OF SEA BED AND SUB-BOTTOM WITH ACOUSTICAL DEVICES

Recognition and classification of sea-bottom surface and subsurface strata have been very important issues for geologists, engineers and biologists (Preston, 2001). About 25 years ago simple procedures were developed by one of the authors (Fusco ***et. al.***, 1974-75) for employing analog processors for the identification of seabed granulometry from its acoustic reflectivity. This study has been triggered by the availability of PC boards with sufficient flexibility and processing power. It has also been inspired by the development of a low-cost, Windows OS-compatible, hardware/software digital processor able to elaborate acoustic signals.

Recently many Geological Service maps, and some nautical ones, have provided information on the superficial sedimantary layers of the seabed.

It is very useful to construct these maps utilizing acoustical surveys, in particular on the continental shelf where the morphology is quite flat and with a low gradient, as steep slopes limit the efficiency of acoustic instruments.

It is clear that the data supplied by acoustic surveys must be integrated with calibrating samples.

The acoustic impedances of seabed types probably have values sufficiently different to be able to distinguish between them. Bearing this in mind, some experiments were carried out by Giordano in 1975 (Fusco *et al.,* 1975) using an analog processor with a Time Varying Gain (TVG) system and an "echo-signal amplitude to time converter" while utilizing a marine echograph. The signal reflected by the seabed was processed by the analog processor and transmitted to the stylus of the echograph and the length of the representative bar corresponded to the typology of the seabed. The modern digital technologies (Cavaliere *et al.*, 1976-77) together with sophisti-cated and fast data processing make it possible to extract more information from the reflected seabed signals.

Another field in which digital analysis is very useful is that of marine reflection seismology. There are various kinds of marine seismic systems (MSS) which can generate impulsive perturbations and receive echoes from the seabed as well as obtaining, elaborating and, finally, printing the results (wave forms) on a CRT or graphic recorder. The purposes of seismic marine exploration are very wide and include oil exploration, harbour docking systems and, in general, environmental research.

The development of MSS began many years ago. Most of the original systems were extremely simplistic due to the technological limitations of analog electronic devices. However, in the last twenty years, digital technologies have increased the development of signal processing.

There are three types of power sources: high power ones such as dinnertime, sparkers, air and water guns, medium ones such as the boomer and low energy ones such as the Sub Bottom Profiler, mud penetrator, low frequency echo-graph and chirp sonar.

Obviously, the penetration in the sub-bottom increases according to two parameters: the power of the source and the wavelength of the wavelet signals (Robinson & Durriani, 1986; McQuillin *et al.*, 1989; Jones, 1999).

In many surveys conducted during the last twenty years, we have noticed that the intermediate energy systems such as the boomer and modified sparker systems (mini- and multi-tip) are a good compromise between penetration and resolution. These two systems provide comparable results in the definition of the seismo-stratigraphy of the first 40-50 metres under the seabed (Milia & Giordano, 2002).

Particular importance was given to designing the Time Varying Gain. The attack point is adjustable using a *graphic sliding cursor* and there is a menu of the functions and their characteristic parameters.

To enhance the performance of these systems, we have developed a low-cost, high-speed, optimized software-hardware system 'D-Seismic', that we will describe below.

## 2. HARDWARE

The D-seismic hardware consists of a P.C. – Pentium III with 800 MHz processor clock, internal RAM of 256 MB, 20 and 40 GB Hard Disks, CD Recorder and Reader, National Instruments NI-PCI-MIO-16 E-Board (National Instruments, 2002) and some external devices, Fig 1.

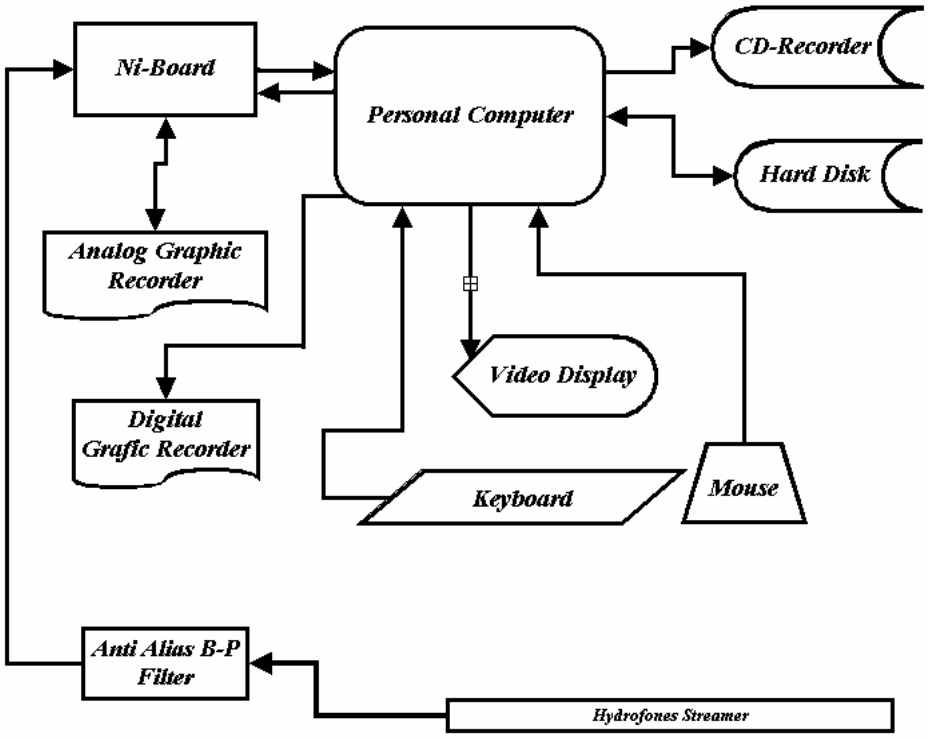



Fig.1 - Scheme of the *digital acquisition system* hardware controlled by D-Seismic.

An NI-Board used for acquiring and playing back on analog graphic recorders.

An NI-Board advanced hardware system, which, in fact, integrates an A/D and D/A 12-Bit converter, 16 I/O channels, an 8-channel differential multiplexer and two hardware counters for triggering and delaying operation. The sample rate is programmable between 1 and 200 kHz and 8 digital output ports.

The corresponding value of the gain for each channel is software programmable, choosing the signal range in volts.

The NI-Board converts input analog signals to digital data that are processed by a resident software driver and are converted to their corresponding voltage value.

The board can receive an external trigger or can generate triggering signals for

external devices. This function is achieved using programmable hardware counters: the first controls the triggering of the system and the second delays triggering and starts *acquisition*. The usefulness of this last feature will be highlighted during the description of the software features in the next section.

## 3. SOFTWARE FEATURES

The D-Seismic Main Window contains 3 windows (Fig. 2): the largest, on the left, is the "Track Scope" that allows the user to view the current digital image of the seismic echoes; the slim window, on the right, plots the current sweep waveform in *voltage vs. time* and the sliding cursor represents the TVG delay time; the "C*ommand Window"* at the bottom contains all the controls required for *acquisition* or *playback*. Using the menu at the top of the screen, the user can access detailed file information, display options and tools such as the TVG, immediate manual fixing, GPS to PC time synchronization and analog output activation or deactivation to an analog graphic recorder (Fig. 3).

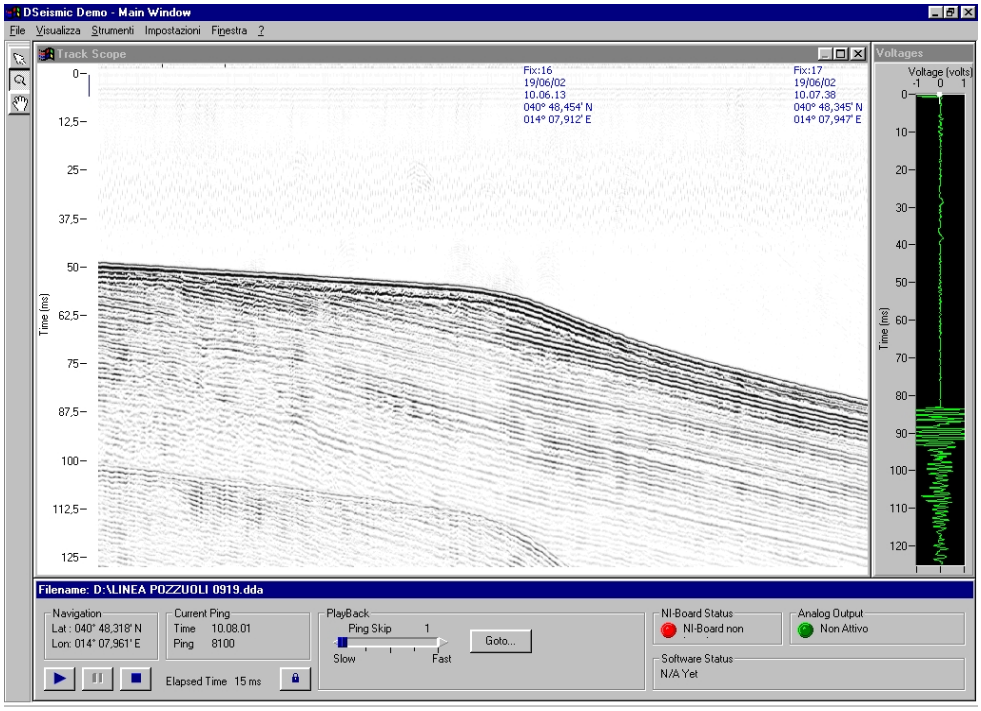



Fig. 2 - D-Seismic Main Window.

The display options include:

- Graphics options: minimum voltage to print, image contrast and horizontal exaggeration
- rectification control: for drawing positive edges, negative edges or both in the "Track Scope" window chart.

- Fix Options: for drawing a Vertical Line on each Fix and Time, Date and GPS-acquired position.

TVG Settings Windows allow the user to:

- Set the TVG delay time
- Set the TVG slope
- Look at the TVG graphic representation

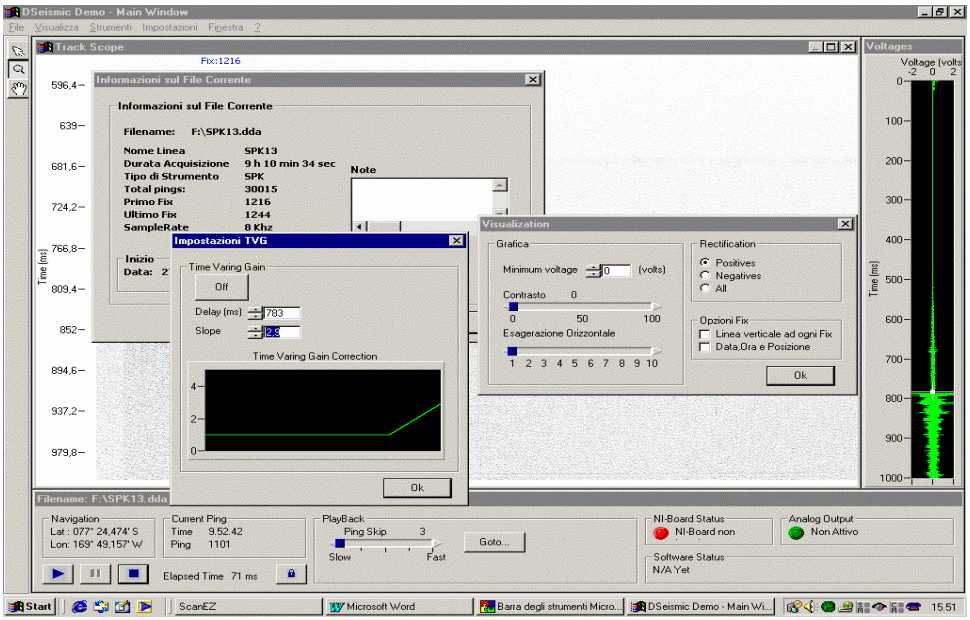



Fig. 3 - Main Window with superimposed *File Specification* window, TVG and visualization menus.

### 3.1. Command window

While in playback, the "Command Window" shows the standard buttons (Play/Pause/Stop) plus a "Go to" button, which is a quick way of accessing a specific Fix in the file. Indeed, " Go to" jumps to the Fix without showing anything between the current Playback point and the Fix point. Another useful command is "Ping Skip", which can increase the normal playback speed several hundred times and can be modified at any time during the playback.

While in *acquisition* mode, the window shows Rec/Pause/Stop buttons, and information about the *Maximum Acquiring Time* calculated according to the free space on the Hard disk.

The Navigation Data (Latitude and Longitude) and current *ping* information (time and number) are on the left, and several information frames such as the NI-Board Status (reports, if an error occurred while in *acquisition* mode), Software Status and Analog Output status (Activated/Deactivated) are on the right.

### 3.2. Acquistion parameters

The analog to digital conversion is 8 or 12 bits, the sweep length is between 125 ms and 8 s, with a maximum of 128,000 samples per track .The sampling frequency is between 1 and 64 kHz. For example, with an 8 kHz sample rate, sweep length of 1 s and a 40 GB Hard Disk the acquisition duration is 130 days (H24).

## 4. SOME EXAMPLES OF ACQUIRED PROFILES

The following figures show the D-Seismic records during the XVII$^{th}$ PNRA oceanographic cruise (2001-2002) of the Ross Sea continental shelf (Bussi *et al.*, 2003; Corradi *et al.*, 2003). The aim of the research was to distinguish evolution of sedimentation during and after the Last Glacial Maximum, dated to 18,000-20,000 yr BP. During the Last Glacial Maximum the ice sheet advanced and modelled the continental shelf and the sedimentary sequence corresponding to the fluctuationsof the ice shelf consists of basal till, glacial-marine sediments and open-sea Holocene muds. A D-Seismic acquisition and post-processing platform was linked to an EG&G 231/232A sparker system, an EG&G 265 hydrophone and a multi-tip sparker array (Giordano *et al.*, 2003) with 150/96 electrodes (0.2-0.8 kJ). A second D-Seismic system was linked to a Geoacoustic 5210A/5430 Sub Bottom Profiler (SBP) to obtain detailed information on the open-sea Holocene muds. The seismic survey was conducted over 440 nm with the sparker and 1800 with the SBP.

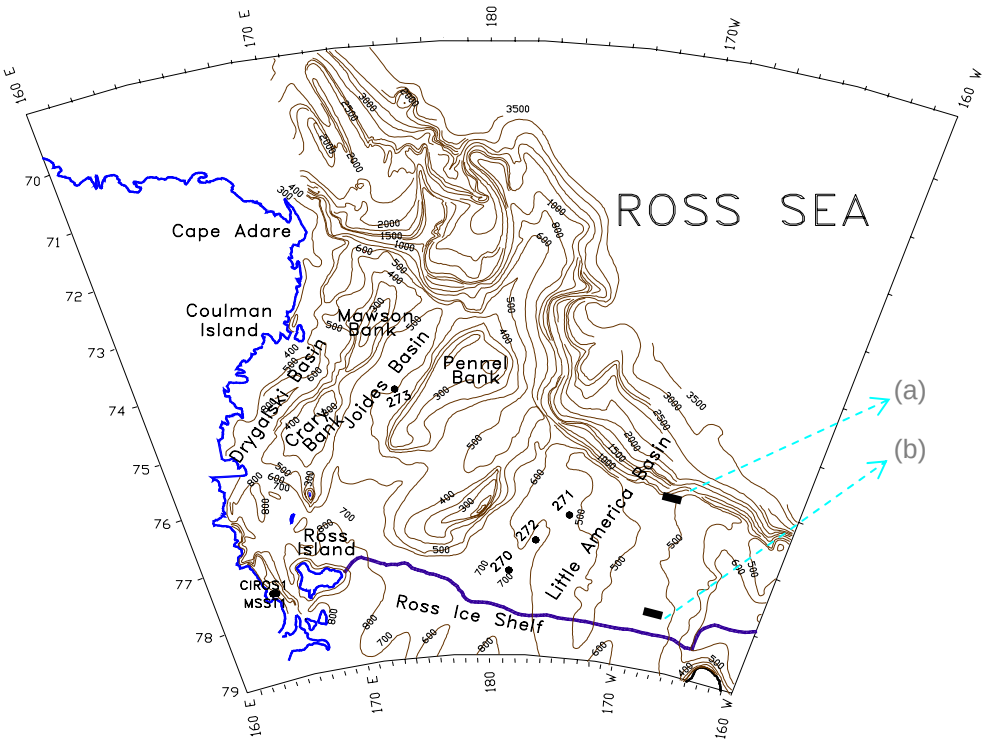



Fig. 4 - Map of the survey area (from Davey, 1995 *modified*) and location of Sparker profiles:

(a) in Figure 5; (b) in Figure 6.

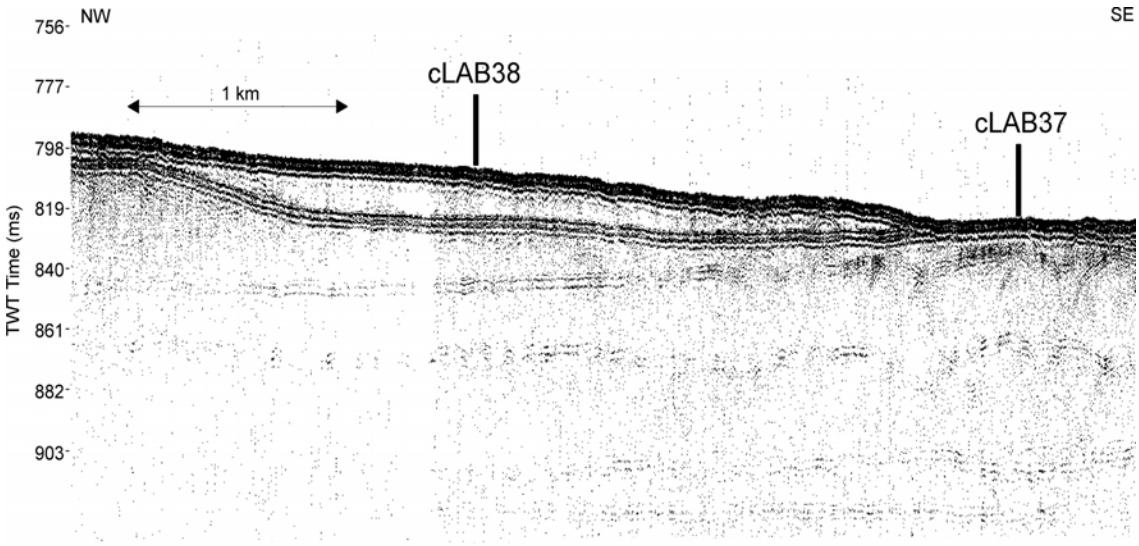



Fig. 5 - *Sparker* profile 400J across the Little American Basin (NW-SE). Within the layers of sediment, several glacial surfaces can be seen and compared with the results from the cLAB 37 and cLAB38 cores when these are available.

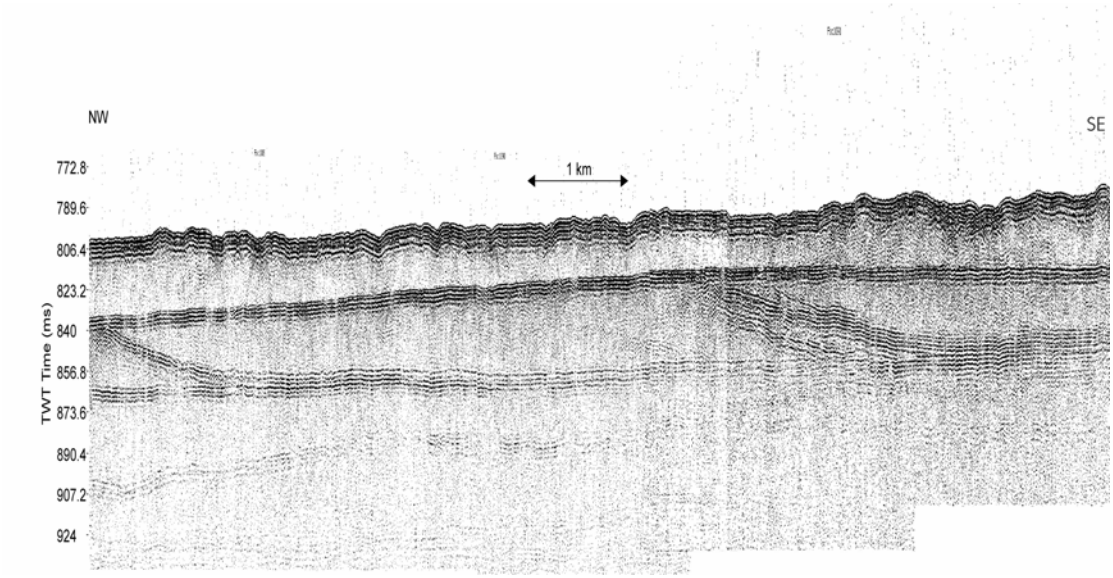



Fig. 6 - *Sparker* profile 400J across the Little American Basin (NW-SE). The seismic section shows numerous unconformities, which correspond to particular glacial events.

The high resolution seismic profiles show the sedimentary series, which are characterized by several unconformities linked to the advances and retreats of the ice sheet (Corradi *et al.*, 2002; Giordano *et al.*, 2002 and 2003).

## 5. CONCLUSIONS

The use of the D-Seismic system and very high resolution geophysical equipment (sparker 01-1kJ multi-array 96 tip and Geoacoustic SBP 3.5 kHz) during the XVII$^{th}$ PNRA Oceanographic cruise allowed us to characterize the geometry of the sedimentary deposits and the sub-surface sediments; these deposits were subsequently sampled.

The user-friendly, graphic interface and the real time TVG and *attack point* - adjustable by a *graphic sliding cursor* and with other tools - produced positive results that seismic surveys that had never achieved before, on the XVII$^{th}$ PNRA cruise. Because of its optimal resolution and graphical representation of sub-bottom soil seismic stratigraphy, the D-Seismic system facilitated the marine geologists' seismostratigraphic interpretation and the choice of coring sites.


## ACKNOWLEDGEMENTS

This research was carried out within the framework of the "*Progetto Glaciologia e Paleoclima del Programma Nazionale di Ricerche in Antartide*" and the "*Progetto 4.5 Evoluzione paleoclimatica tardoquaternaria nei sedimenti dell'Oceano Meridionale*", financially supported by ENEA through cooperation with the *Università degli Studi di Milano* and the *Università degli Studi di Siena* – Italy.


## REFERENCES


Bussi M., Colizza E., Corradi N., Finocchiaro F., Fontaolan G., Ivaldi R., Landucci C., Nigotra G. & Pittà A. 2003. Late Quaternary Paleoclimatic evolution from marine sediments in the Southern Ocean Project: preliminary report of the 2001-2002 PNRA cruise in the Ross Sea. *Terra Antartica Reports* N.9: 89-94.

Corradi N., Fanucci F., Fierro G. & Ivaldi R. 2002. High resolution stratigraphy and physical properties of the late Quaternary sediments of the northern Joides Basin (Ross Sea-Antarctica). In: Antarctic Earth Science at the Close of a Millennium (Gamble J.A., Skinner D.N.B., Henrys S. & Lynch R. Eds). Proceedings 8$^{th}$ International Symposium on Antarctic Earth Science, *Royal Society of New Zealand Bulletin*, 35: 351-358.

Cavaliere S., Di Giugno G., Fedullo V., Giordano F. & Ortosecco I. 1976-1977. A Special purpose fast digital processor for acoustical applications. *Annali dell'Istituto Universitario Navale di Napoli*, Vol.XLV-XLVI: 235-241.

Corradi N., Finocchiaro F., Ivaldi R. & Pittà A. 2003. Seismostratigraphic signature of the West Antarctic Ice Sheet advance during the Late Quaternary on the Little America Basin, eastern Ross Sea, Antarctica. Antarctic Contribution to Global Earth Science, 9$^{th}$ International Symposium on Antarctic Earth Science: *Terra Nostra*, Alfred-Wegner-Stiftung 2003/4: 55-56.

Fusco C., Giordano F. & Latmiral G. 1974-1975. Riconoscimento di fondali marini con misure di riflettività acustica. *Annali dell'Istituto Universitario Navale di Napoli*, Vol.XLII-XLIV: 117-135.

Giordano F., Giordano R. & Corradi N. 2002. D-seismic :a very flexible low cost-hardware/software-system for acquisition, real time and post processing of seismic data of Ross Sea (Artartica 2002 Expedition), Forum ACUSTICUM, Seville, Spain 16-20 Sept.2002. http://www.cica.es/aliens/forum2002/Programme.pdf

Giordano F., Giordano R., Corradi N., Nicotra G., Ortosecco I. & Pittà A. 2003. Improving of 'S/N' in marine reflection seismic records by mean SAM 96 (Sparker Array Multitip) and D-Seismic (Hardware – Software System for Seismic Data Acquisition and Processing) EURONOISE 2003. 5th European Conf. on Noise Control, Naples, Italy, 2003, May 19-21. http://www.euronoise2003.it/

Jones E.J.W. 1999. Marine Geophysics. J. Wiley & Sons LTD, UK: 61-130.

McQuillin R., Bacon M. & Barclay W. 1989. An introduction to seismic interpretation. Graham & Trotman Limited, London, UK: 1-80.

Milia A. & Giordano F. 2002. Holocene stratigraphy and depositional architecture of eastern Pozzuoli Bay (Eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy): the influence of tectonics and wave induced currents. *Geo-Mar. Lett*., 22: 42-50

National Instruments. 2002. The measurement and automation. NiCom-2002: 238-250.

Preston J. 2001. Shallow Bottom-Water Classification. *Hydro*, Vol. 5, N. 2: 30-33.

Robinson E.A. & Durrani T.S. 1986. Geophysical Signal Processing. Prentice Hall: 190-210.

Ricevuto 17 febbraio 2004; revisionato 1 aprile 2004; accettato 26 aprile 2004.

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 125-135, luglio 2004*

# IL RUOLO DEI *CANYONS* SOTTOMARINI NELLA CATTURA DEI SEDIMENTI MARINI COSTIERI NEL GOLFO DI TARANTO

Tommaso DE PIPPO[1], Carlo DONADIO[1], Micla PENNETTA[1], Francesco TERLIZZI[1], Alessio VALENTE[2],Carlo VECCHIONE[1]

[1] Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli Federico II, Largo San Marcellino 10, Napoli
[2] Dipartimento di Studi Geologici e Ambientali, Università del Sannio, Via Port'Arsa 11, Benevento

## ABSTRACT

***The role of the submarine canyons on the coastal sediments capture in the Gulf of Taranto***

In the submerged area of the Gulf of Taranto many submarine canyons are located. They play an important role in the transfer of terrigenous deposits from coastal toward deeper basins. When the sediments, coming along the shelf, intersect the heads of the canyons, fall down in his bed flowing toward greater depth as gravity flows. Moreover to such transfer of sediment, the erosion and the widening of canyons, as well as the progressive reduction of the continental shelf, is occurred.

The characters of the sediments on the investigated areas underline the role that these forms have in the sedimentary dispersion; the slope and basin deposits show the same characteristics of shelf sediments to testify their origin in coastal areas and allows to suppose the transport ways conditioned by the narrow section shape of the canyons.

The sandy deposits located in areas with narrow shelf are transported by coastal currents and captured by canyons heads, where they are trapped and used as source of periodic turbidity currents moving towards deeper areas.

## RIASSUNTO

Nelle aree sommerse del Golfo di Taranto sono ubicati numerosi *canyons* sottomarini che rivestono un ruolo importante nel trasferimento di depositi terrigeni, anche grossolani, da aree marine costiere verso i bacini profondi. Allorché i sedimenti, muovendosi lungo la piattaforma, intersecano le testate dei *canyons*, sono catturati da questi scorrendo poi verso le maggiori profondità grazie anche a processi gravitativi. Oltre a tale trasferimento, si determina l'erosione e l'approfondimento del fondo e delle pareti dei *canyons*, nonché l'ampliamento delle loro testate così da ridurre progressivamente la piattaforma continentale.

I caratteri dei sedimenti presenti nelle aree indagate evidenziano il ruolo che queste forme hanno nella dispersione sedimentaria; in particolare i depositi di scarpata e

di bacino mostrano caratteristiche analoghe ai sedimenti di piattaforma a testimonianza di una loro provenienza da aree costiere e consentono di ricostruire modalità di trasporto condizionate dal confinamento topografico operato dalle valli sottomarine. E' molto probabile che i depositi sabbiosi, nelle aree ove è presente una piattaforma poco ampia, vengano trasportati dalle correnti costiere e catturati dalle testate dei *canyons* ubicati a bassa profondità dove rimangono intrappolati ed utilizzati come sorgenti di episodici flussi di massa che fluiscono verso i bassi morfologici.

La presenza dei *canyons* contribuisce quindi a modificare il pattern sedimentario dei margini continentali; le scarpate e le aree morfologicamente depresse che costituiscono aree di accumulo di sedimento sono interessate dalla deposizione di successioni sedimentarie costituite anche da depositi grossolani con caratteristiche analoghe ai sedimenti di piattaforma.

## 1. PREMESSA

I *canyons* sottomarini presentano sezioni trasversali e longitudinali differenti in relazione alla loro origine, alla litologia e morfologia del complesso piattaforma-scarpata e alla tettonica dell'area (De Pippo *et al.*, 1999). Essi incidono, spesso profondamente, le scarpate continentali raccordando la piattaforma con i bacini profondi con una parte iniziale, di solito ubicata sul ciglio della piattaforma continentale, caratterizzata dalla presenza di una testata fortemente incisa nel substrato, mentre quella finale, posta alla base della scarpata, costituisce l'area di irradiazione dei depositi che sono fluiti nel *thalweg*.

L'analogia tra le forme dei *canyons* sottomarini e dei sistemi fluviali, nonché l'ubicazione di alcune valli sottomarine in prossimità delle foci fluviali, fa ipotizzare una loro origine subaerea, mentre altre forme possono essere associate a morfologie relitte, così come quelle legate al disseccamento messiniano del Mediterraneo. Nel corso dei bassi eustatici quaternari, l'apporto diretto dei depositi fluviali ai *canyons* ha contribuito al trasferimento di sedimenti verso le alte profondità oltre ad operare, a causa dell'abbassamento del livello di base, un'intensa erosione subaerea delle testate. Altre valli sottomarine sono altresì ubicate lungo lineamenti tettonici preesistenti (De Pippo *et al.*, 1999): la loro evoluzione è correlata all'azione erosiva dei processi di trasporto sia sulla parte alta della scarpata, a seguito di processi di erosione regressiva, sia lungo le pareti e il fondo della valle.

Lo sviluppo dei *canyons* è legato all'azione erosiva di flussi gravitativi di sedimenti, che, apportati a mare dai fiumi e ridistribuiti dalle correnti litoranee e/o dalle correnti più profonde agenti sulla piattaforma, sono incanalate nei *canyons*. Nelle aree in cui sono assenti importanti sistemi fluviali, i sedimenti vengono talora asportati dal cuneo sedimentario olocenico di piattaforma (Ramsey *et al.*, 1996). L'ampliamento delle testate può essere inoltre imputato alle onde di tempesta che, focalizzando la propria energia sulla piattaforma (Reimnitz, 1971), contribuiscono all'erosione e alla mobilizzazione dei sedimenti.

Lo scorrimento dei flussi all'interno della valle sottomarina tende ad erodere i depositi che costituiscono le pareti che, franando, vengono inglobati nel flusso stesso

raggiungendo la base della scarpata. Da sottolineare tra l'altro che, nelle aree di piattaforma incise da *canyons*, vi è una sostanziale modifica nell'andamento del moto ondoso e delle correnti che possono tra l'altro indurre movimenti vorticosi (Alvarez *et al.*, 1996; Ramsay *et al.*, 1996).

Gli studi del presente lavoro sono stati condotti con i dati acquisiti durante numerose campagne oceanografiche mediante l'analisi di profili sismici a riflessione e di sedimenti di fondo prelevati con benna Shipek e con carotiere a gravità sulla piattaforma continentale, lungo la scarpata, all'interno delle valli sottomarine e nei bacini profondi.

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'attuale assetto geologico del Golfo di Taranto è il risultato delle fasi tettoniche che hanno delineato la catena sudappenninica (Boccaletti *et al.*, 1990). A partire dal Miocene medio-superiore i terreni costituenti le diverse unità paleogeografiche del margine africano venivano traslate verso est, a seguito dell'apertura del Mar Tirreno, determinando accavallamenti e raccorciamenti.

Il fronte di accavallamento più esterno, raggiunto nel Pleistocene inferiore, definiva la depressione tettonica (avanfossa: Senatore *et al*., 1988), che veniva via via colmata dalle ingenti quantità di materiali provenienti dalla disgregazione dei terreni costituenti le coltri (Belfiore *et al.*, 1981). Nella rielaborazione e distribuzione di questi sedimenti un ruolo importante ancora oggi è svolto dai corsi d'acqua che incidono non solo la piana impostata nell'avanfossa (fiumi Bradano e Basento), ma anche le diverse depressioni tettoniche intracatena (fiumi Agri e Sinni).

Parte della depressione che costituiva l'avanfossa rimaneva in condizioni sommerse e tuttora costituisce la Valle del Golfo di Taranto, mentre il relativo fronte delle coltri appenniniche, pur esso sommerso, delimita il margine occidentale della stessa valle (Diplomatico *et al*., 1985; Senatore *et al.*, 1988; Merlini *et al.*, 2000). Durante le fasi tettoniche un frammento del margine europeo, costituito principalmente da terreni cristallini, veniva coinvolto nell'apertura del Mar Tirreno, sovrascorrendo sul tratto meridionale della catena appenninica; tale frammento rappresentato dall'Arco Calabro, può essere osservato nella porzione emersa e nel sistema piattaforma-scarpata, che delimita a SW il Golfo di Taranto (Barone *et al.*, 1982; Merlini *et al.*, 2000).

Il bordo nord-orientale, invece, è caratterizzato dai terreni carbonatici meso-cenozoici dell'avampaese apulo, interessati prevalentemente da faglie verticali, tali da ribassarli in corrispondenza della valle del Golfo di Taranto al di sotto delle coltri appenniniche (Auroux *et al.*, 1984; Diplomatico *et al*., 1985; Senatore *et al.*, 1988; Merlini *et al.*, 2000); in questo settore il reticolo idrografico è piuttosto scarso, per cui è trascurabile la quantità di sedimento trasportato in mare e quindi distribuito a largo (Belfiore *et al.*, 1981).

## 3. LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

La morfologia del Golfo di Taranto (Fig. 1) è strettamente legata all'assetto strutturale dell'area; la morfologia, estremamente differenziata, delle aree poste ad

occidente rispetto a quelle ad oriente deriva dalle differenti caratteristiche strutturali e litologiche dei terreni affioranti e dalla differente evoluzione geologica sviluppatasi durante il Plio-Pleistocene.

Nelle aree occidentali gli accavallamenti delle varie coltri hanno determinato una notevole articolazione della morfologia emersa e sommersa con l'individuazione di dorsali delimitate da linee tettoniche ad andamento appenninico che a loro volta separano bacini e/o valli (Tramutoli *et al.*, 1984). In particolare, uno dei fronti di accavallamento con asse NW-SE, individuato nell'area emersa della Dorsale di Nocara, prosegue nella parte sommersa con l'allineamento dei banchi di Amendolara, Cariati e Cirò (Dorsale dell'Amendolara in Fig. 1). Tra questi ultimi e i terreni dell'Arco Calabro si individua un basso morfologico, che costituisce nella parte sommersa il bacino pensile ed il Canyon di Corigliano; nell'entroterra si sviluppa la piana del Fiume Crati. Verso nord si evidenzia un altro bacino pensile, noto come Bacino dell'Amendolara (Fig. 1), nel fondale antistante il Fiume Sinni, compreso tra i banchi sommersi, già citati, e il fronte di accavallamento più esterno della catena, espresso dal bordo occidentale della Valle di Taranto.

Fig. 1 - Carta morfologica del Golfo di Taranto. Legenda:
1 - ciglio della piattaforma continentale; 2 - ciglio della piattaforma continentale in progradazione; 3 - ciglio della piattaforma continentale in arretramento; 4 - orlo di terrazzo di abrasione; 5 - orlo presunto di terrazzo di abrasione; 6 - spianata di erosione; 7 - alti morfologici; 8 - bacini; 9 - *canyons*; 10 - Valle di Taranto; 11 - incisioni; 12 - faglie principali.

La piattaforma in questo settore occidentale (Fig. 1) è ampia pochi chilometri (fino a 6 km), con un ciglio in erosione ubicato non oltre i 100 m di profondità; in alcuni tratti si restringe fortemente fino a circa un chilometro (tratti antistanti Capo Colonne, F. Neto, P. Alice, F. Crati, F. Basento e F. Bradano) e la profondità del ciglio non supera i 30/40 m (Cocco *et al.*, 1978; Pennetta *et al.*, 1986; Pennetta, 1992). Solo nel tratto tra Capo Spulico e il F. Agri la piattaforma, caratterizzata da un trend progradazionale, presenta un ciglio ubicato a profondità comprese tra 125 e 150 m ed una maggiore ampiezza (da 9 a 14 km).

La scarpata continentale, con gradienti di pendenza superiori a quelli della piattaforma, è fortemente incisa dai canali le cui testate favoriscono la recessione del ciglio della piattaforma, in particolar modo nei tratti meno ampi.

L'area orientale (Fig. 1), compresa tra il F. Lato e S. Maria di Leuca, è caratterizzata dalla presenza di una gradinata di faglia che ha sbloccato i terreni carbonatici meso-cenozoici dell'avampaese apulo (Tramutoli *et al.*, 1984). In questo settore la piattaforma è caratterizzata da tre ordini di terrazzi di abrasione marina, legati alle fasi di oscillazione del livello del mare e verosimilmente rimodellati in seguito alla risalita del mare successiva allo stazionamento basso del livello del mare dell'ultimo glaciale (Wurm III). Le superfici terrazzate si estendono con discreta continuità alle profondità di -25/-35 m, -50/-60 m e -100/-110 m. Ai margini di tali superfici, ma soprattutto in corrispondenza di quelle ubicate a -50/-60 m, sono presenti banchi coralligeni, i quali si elevano dal fondo fino a 4-5 m (Pennetta *et al.*, 1986).

La piattaforma in questo settore possiede un'ampiezza fino a 4 km ed un ciglio a circa 100 m di profondità, nel tratto tra Taranto e Torre dell'Ovo, mentre si allarga fino a 20 km nel settore meridionale, con un ciglio che si approfondisce anche fino a 300 m.

I due settori sono separati da un basso morfologico e strutturale, costituente l'attuale avanfossa della Catena Appenninica, lungo il quale è impostata la Valle di Taranto, ampio *canyon* sottomarino, la cui testata è ubicata nelle aree prospicienti il litorale metapontino. La Valle si sviluppa per circa 70 km con gradienti di inclinazione compresi tra 0,4° e 3° ed un'ampiezza variabile tra 6 e 8 km, pur presentando un forte restringimento (circa 2 km) all'altezza di Gallipoli.

La scarpata continentale, che raccorda la piattaforma continentale con la Valle di Taranto, presenta caratteri diversi nei due settori individuati. Si riconosce una sua morfologia condizionata da uno stile fragile nel settore nordorientale, mentre nell'altro settore essa è chiaramente legata alle deformazioni plastiche della catena. In particolare nel settore NE si approfondisce con gradualità, mentre nel settore SW la scarpata si suddivide, a causa di numerose irregolarità, in una parte superiore ed una inferiore, ognuna a differente ampiezza. In particolare, la scarpata superiore si estende dallo *shelf break* fino alla profondità di circa 650 m, dove in corrispondenza di una netta rottura di pendenza si sviluppa la scarpata inferiore fino alla Valle di Taranto. Tra la scarpata superiore e quella inferiore è presente una zona in cui si sviluppano i principali bacini della zona (Bacino dell'Amendolara e Bacino di Corigliano).

## 4. CARATTERI DEI SEDIMENTI

La correlazione tra lo studio di profili acustici, acquisiti con ecografo EDO a

bassa frequenza (3.5 kHz), e le caratteristiche dei sedimenti di fondo ha consentito la ricostruzione dei caratteri sedimentari e morfologici dei fondali del Golfo di Taranto.

Lo studio dei sedimenti è stato condotto con le tradizionali analisi granulometriche, dalle quali sono stati desunti, fra gli altri, i parametri statistici di Folk & Ward (1957) (Mz: valore medio della distribuzione di frequenza; $\sigma_I$:deviazione standard; $Sk_I$: coefficiente di asimmetria; $K_G$: coefficiente di appuntamento) ricavati graficamente dalle curve probabilistico-cumulative.

L'elaborazione ha rivelato la presenza frequente di una frazione sabbiosa, in percentuale variabile, in tutti i sedimenti profondi, anche se tale dato non è evincibile dalla sola definizione granulometrica che rappresenta, invece, un dato medio. Per evidenziare la distribuzione areale della sola frazione sabbiosa si osservi la Fig. 2: in essa sono rappresentati i campioni di sedimento superficiale raccolti dal fondo marino con benna Shipek e quelli recuperati dal top delle carote.

Fig. 2 - Distribuzione areale della frazione sabbiosa contenuta nei sedimenti superficiali.

Nel settore occidentale del Golfo di Taranto i sedimenti terrigeni attuali (Fig. 2), che si depongono sulla piattaforma più ampia, rientrano nella classe delle sabbie nella zona più interna e passano sulla piattaforma esterna a sedimenti siltoso argillosi (Pennetta, 1985; 1992). Nella zona interna, fino alla profondità di circa 40 m, e nelle aree prossime alla foce dei fiumi i depositi sabbiosi sono unimodali (circa 4ϕ) e ben classati. Le curve probabilistico cumulative sono caratterizzate da un andamento quasi rettilineo, con una coda di frazione grossolana; la frazione pelitica è assente (Fig. 3). Tra i processi responsabili del deposito prevaleva la saltazione (Visher, 1969), ed i flussi avevano una energia talmente elevata da impedire la deposizione del sedimento pelitico.

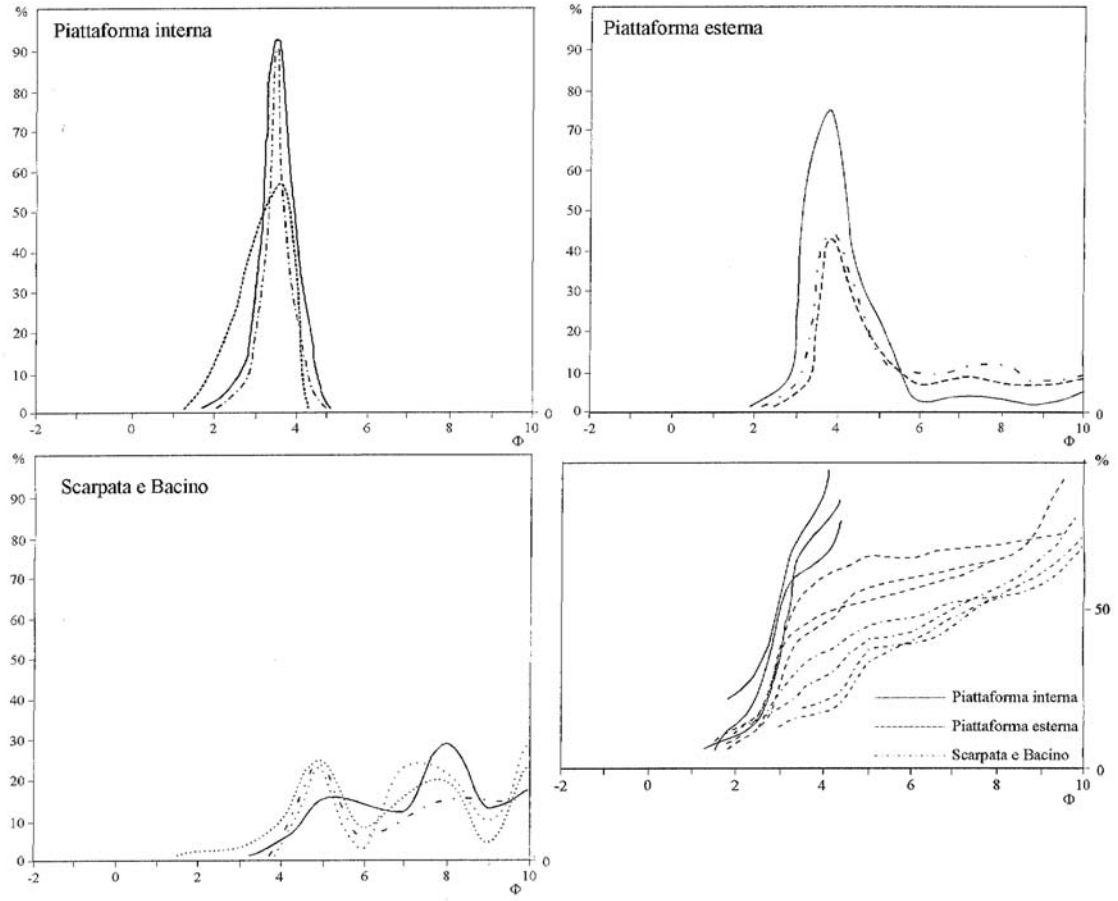



Fig. 3 - Curve di frequenza e cumulative di alcuni campioni prelevati nel settore occidentale del Golfo di Taranto.

Nelle aree di piattaforma esterna i sedimenti sono bimodali (Fig. 3), con una moda principale nella classe delle sabbie finissime (valori di circa 4.00ϕ) ed una secondaria nella classe del silt finissimo (7.00-8.00ϕ); la frazione sabbiosa ha caratteri simili ai depositi precedentemente descritti. Le curve probabilistico-cumulative mettono in evidenza sia una frazione sabbioso-siltosa trasportata per saltazione, sia una frazione pelitica trasportata in sospensione.

I depositi di scarpata e di bacino posseggono una frazione grossolana con caratteristiche analoghe a quella che compone i sedimenti di piattaforma. I sedimenti che li costituiscono sono siltoso fini o finissimi (Fig. 2) ma sempre caratterizzati da un'aliquota, seppur modesta, di sabbia (Figg. 2 e 3). I tenori in sabbia sono contenuti nell'intervallo del 2.47-8.90% nel bacino di Corigliano, sotteso dal fiume Crati e raggiungono valori più elevati nel tratto di scarpata che sottende una piattaforma molto ristretta e fortemente incisa da canali nel tratto più settentrionale, mediamente nell'intorno del 20%, con punte fino al 48%. Risultano quindi poco o quasi per nulla classati, con curve di frequenza platicurtiche, asimmetriche verso la frazione grossolana (con valori di $SK_I<0$) e polimodali, con una moda principale nella classe del silt finissimo (intorno a 7.00ϕ) ed una secondaria nella classe del silt grossolano (intorno a 5.00ϕ). Le curve probabilistico-cumulative consentono di interpretare modalità di trasporto per trazione, saltazione e sospensione (Visher, 1969), compatibili con le varie frazioni granulometriche registrate nel sedimento (Fig. 3). L'asimmetria delle curve di frequenza, interpretata quale indicatore energetico paleoambientale da Valia & Camerun (1977), verso la frazione grossolana, può essere ricondotta ad un flusso confinato di acqua profonda (confinamento topografico operato dai *canyons*) che ha trasportato i sedimenti. Tutte queste caratteristiche, oltre quelle mineralogiche (Garavelli *et al.*, 1986; Valloni & Torelli, 1994), consentono di ritenere che i depositi di scarpata traggano origine in parte da quelli di piattaforma, con un incremento della frazione sottile, perché trasportati da flussi gravitativi.

## 5. MORFODINAMICA DEI SEDIMENTI ED INFLUENZA DEI CANYONS

Nel settore occidentale dei fondali del Golfo di Taranto, i sedimenti terrigeni attuali si distribuiscono lungo due fasce parallele alla costa, in accordo con i fattori morfodinamici che operano su di una piattaforma relativamente ampia e influenzata da apporti terrigeni (Belfiore *et al.*, 1981). La distribuzione dei sedimenti è controllata dall'intensità dei processi idrodinamici che di regola risultano più marcati nelle aree della piattaforma più prossime alla costa e più blandi nelle aree di piattaforma esterna. Nella zona interna, fino alla profondità di circa 40 m, e nelle aree prossime alla foce dei fiumi i depositi sono prevalentemente sabbiosi, messi in posto prevalentemente per saltazione. Sono pertanto caratteristici di un ambiente dominato da elevata energia, tale da impedire la deposizione di sedimento fine grazie all'effetto di *winnowing* prodotto dal moto ondoso; infatti la bassa inclinazione dei fondali, procedendo dalla costa verso il largo, consente l'azione selezionatrice del moto ondoso lungo tutta la piattaforma interna.

I sedimenti presenti sulla piattaforma più ristretta, incisa da *canyons* sottomarini, mostrano gli stessi caratteri dei sedimenti di ambiente prossimale, pur evidenziando una elevata frazione fine; quest'ultima caratteristica è da correlare ad una diminuzione dell'energia idrodinamica a causa del repentino approfondimento dei fondali. Tra l'altro il ciglio della piattaforma in queste aree è frequentemente caratterizzato da una complessa idrodinamica legata alla presenza delle testate dei *canyons*, ove l'attività delle correnti spesso subisce un incremento a causa dei moti vorticosi che ivi si generano (Alvarez *et al.*, 1996; Ramsay *et al.*, 1996).

I sedimenti alla base della scarpata, ed in particolare quelli presenti allo sbocco o in prossimità di *canyons*, meglio evidenziano il ruolo che le valli sottomarine hanno nella loro dispersione (Knoppers *et al.*, 1999; Lewis & Barnes, 1999). In generale, i depositi di scarpata sono dominati da frazioni fini deposte da processi gravitativi con caratteri differenti da quelli di piattaforma o da quelli di ambiente costiero. Nel Golfo di Taranto la presenza dei *canyons*, nel sistema piattaforma-scarpata, rappresentando una via preferenziale per i sedimenti grossolani che si muovono da aree poco profonde verso le alte profondità, contribuisce a modificare il pattern sedimentario. La scarpata e le aree morfologicamente depresse che costituiscono aree di accumulo di sedimenti sono, quindi, interessate da deposizione di successioni sedimentarie costituite da depositi grossolani da mettere in relazione a processi gravitatitivi più o meno concentrati (*debris-flows, grain-flows* e *turbidity currents*), anche se con caratteristiche fisiche analoghe ai sedimenti di piattaforma. In alcuni carotaggi profondi (da 780 a 1547 m), la presenza di livelli sabbioso-siltosi gradati con tenori di sabbia intorno al 20% (Fig. 2) e con una composizione essenzialmente bioclastica (Pennetta, 1982; 1992) intercalati a depositi prevalentemente fangosi, anomali per l'elevata distanza dalla costa e profondità in cui si ritrovano, fanno ritenere che essi siano sedimenti originariamente deposti sulla piattaforma, rimobilizzati e trasportati da flussi gravitativi lungo le valli sottomarine sino a raggiungere i bassi morfologici sommersi ove la risedimentazione ne determina la gradazione verso l'alto. Il trasporto delle frazioni grossolane, specifiche di ambienti marini poco profondi e prossimali, interessati da condizioni idrodinamiche ad elevata energia, può essere legato ad un incremento dell'energia dovuto a un flusso in acqua profonda confinato topograficamente all'interno dei *canyons* (Alvarez *et al.*, 1996; Granata *et al.*, 1999).

Le modalità di trasporto per trazione e saltazione nonché i valori negativi dell'asimmetria delle curve di frequenza dei depositi riconosciuti nel Golfo di Taranto consentono di ipotizzare un'elevata energia paleoambientale e pertanto che i sedimenti di scarpata abbiano tratto origine in parte da quelli di piattaforma, a cui si è aggiunta una frazione fine depositata da flussi gravitativi incanalati nelle valli sottomarine.

I depositi di scarpata e di bacino, nel settore occidentale del Golfo di Taranto, mostrano una frazione grossolana con caratteri tessiturali analoghi ai sedimenti di piattaforma a testimoniare una loro provenienza da aree più prossime alla costa. Il trasferimento di tali sedimenti verso aree a maggiori profondità è sicuramente favorito dalla ridotta ampiezza della piattaforma che consente che essi siano facilmente catturati da parte dei *canyons*, che in quest'area sono ubicati in aree molto prossime alla costa ed a bassa profondità.

Nel bacino di Corigliano (-494 m), sotteso dal fiume Crati, i sedimenti presentano una frazione sabbiosa molto elevata in special modo nel tratto più settentrionale caratterizzato da una scarpata incisa da numerosi canali e da una piattaforma molto ristretta. In questo bacino, così come più a Sud tra Capo Trionto e Punta Alice alla profondità di 840 m, sono presenti nella carota ivi recuperata numerosi livelli torbiditici gradati con percentuali di sabbia fino al 23%. Le caratteristiche tessiturali e le strutture sedimentarie indicano chiaramente un trasporto di sedimenti costieri e/o di piattaforma interna confinato, all'interno di un *canyon*, ed una deposizione, in aree di bacino, a seguito di meccanismi molto simili a flussi gravitativi.

Nel settore più meridionale, in un'area sulla scarpata densamente incisa da canali che convogliano i sedimenti dal F. Neto in un bacino posto a circa 1300 m di profondità, sono frequenti i livelli sabbiosi, anche grossolani, gradati. L'insieme dei livelli sabbiosi, di spessore fino a 6-7 cm, talvolta di natura bioclastica grossolana, riferibile ad un ambiente marino costiero, evidenzia, anche in questo caso, il ruolo operato dalle valli sommerse sia nella cattura dei sedimenti di piattaforma che nella loro movimentazione verso le aree bacinali profonde.

## 6. CONCLUSIONI

L'assetto morfologico del Golfo di Taranto, ed in particolare del settore occidentale con aree di piattaforma ristretta e testate di *canyons* a bassa profondità (30/40 m) ed a breve distanza dalla costa (Fig. 1), facilita la cattura dei sedimenti trasportati lungo costa e lungo la piattaforma, determinando il loro trasporto in massa, attraverso gli stessi *canyons*, verso la Valle di Taranto. La quantità di sedimento costiero catturato diventa rilevante per la concentrazione di energia del moto ondoso e quindi dei fenomeni erosivi evidenti sulla costa in corrispondenza di quei settori (ad es. tra i fiumi Basento e Bradano; Cocco *et al.*, 1988) ove sono presenti le testate.

Le caratteristiche dei sedimenti presenti lungo la piattaforma, sulla scarpata, nei bacini profondi e nella Valle di Taranto, fanno ritenere che quelli ubicati ad elevate profondità abbiano subito processi di risedimentazione, essendo essi originariamente deposti in aree prossime alla costa o sulla piattaforma.

Tra l'altro nei *canyons* del Golfo di Taranto sono stati misurati flussi inerziali con velocità di 20 cm/sec e registrati moti vorticosi fino a profondità di circa 850 m (Belfiore *et al.*, 1981); tali fenomeni, che testimoniano la complessa idrodinamica in corrispondenza delle valli sottomarine, concorrono in maniera determinante al trasferimento dei sedimenti dalla piattaforma continentale verso i bassi morfologici. I *canyons* presenti lungo il complesso piattaforma-scarpata del Golfo di Taranto possono essere quindi considerati responsabili della cattura e del trasferimento di tali sedimenti verso le alte profondità. Infatti i sedimenti trasportati a mare dai principali fiumi presenti nel settore costiero e depositati sulla piattaforma vengono rimobilizzati sia dalle correnti costiere che dal moto ondoso e convogliati verso le testate dei *canyons* presenti a bassa profondità. Dopo la loro cattura, i sedimenti raggiungono i bacini profondi grazie ai flussi gravitativi che scorrono all'interno delle valli sottomarine e vengono ridepositati in successioni sabbioso siltose gradate.

La presenza inoltre di depositi grossolani e di ciottoli in aree profonde oltre i mille metri, e la loro ubicazione, di solito in corrispondenza delle principali valli sottomarine, confermerebbe il ruolo di queste ultime quali principali vie di movimentazione dei sedimenti marini costieri. Tale ruolo verrebbe confermato dalla presenza nelle aree litoranee di questo settore, di intensi processi erosivi con perdita di ingenti quantità di sedimenti costieri, altrimenti non giustificata, se imputata solo ad altri fattori. Infatti i sedimenti catturati dai *canyons* ubicati in prossimità della costa, trasportati verso le elevate profondità attraverso di essi, non possono più essere recuperati dal sistema costiero, non concorrendo alla dinamica ivi esistente.

## BIBLIOGRAFIA


Alvarez A., Tintorè J. & Sabates A. 1996. Flow modification and shelf slope exchange induced by a submarine canyon off the northeast Spanish coast. *Journ. Geophis. Res.*, 101 (5): 12,043-12,055.

Auroux C., Mascle J., Campredon R., Mascle G. & Rossi S. 1985. Cadre géodynamique et évolution récente de la Dorsale Apulienne et de ses bordures. *Giorn. Geol.*, 47: 101-127.

Barone A., Fabbri A., Rossi S. & Sartori R. 1982. Geological structures and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian Arc. *Earth Evol. Sci.*, 3: 207-221.

Belfiore A., Bonaduce G., Garavelli G., Mascellaro P., Masoli M., Mirabile L., Moncharmont M., Moretti M., Nuovo G., Pennetta M., Pescatore T., Placella B., Pugliese N., Russo B., Sansone E., Senatore M.R., Sgarella F., Spezie G., Thorez J., Tramutoli M. & Vultaggio M. 1981. La sedimentazione recente del Golfo di Taranto (Alto Ionio, Italia). *Ann. Ist. Univ. Navale*, Napoli, 49-50, app. 3: 1-196.

Boccaletti M., Ciaranfi N., Casentino D., Deiana G., Gelati R., Lentini F., Massari F., Moratti G., Pescatore T., Ricci Lucchi F. & Tortorici L. 1990. Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene. *Paleoclim., Paleoec., Paleogeogr.*, 77: 41-50.

Cocco E., De Pippo T., De Lauro M. & Monda C. 1988. Focus erosivi sul litorale metapontino (Golfo di Taranto). *Mem. Soc. Geol. It.***,** 41: 703-709.

Cocco E., De Pippo T. & Di Iorio G. 1978. Prime osservazioni sulla morfologia della piattaforma continentale prospiciente il litorale metapontino (Golfo di Taranto). Atti III Congr. A.I.O.L.: 73-79.

De Pippo T., Ilardi M. & Pennetta M. 1999. Main observations on genesis and morphological evolution of submarine valleys. *Zeitschrift Fur Geomorphologie N.F.*, Stuttugart, Berlin, 43 (1): 91-111.

Diplomatico G., Mirabile L., Pennetta M., Pescatore T., Senatore M.R., Tramutoli M. 1985. Morfologia e geologia. In: Geologia e Oceanografia del Golfo di Taranto (Pescatore T. ed.), P. F. Oceanografia e Fondi Marini. Rapp. Tecn. Finale, 210 pp.

Folk R.L. & Ward W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journ. Sedim. Petr.*, 27: 3-26

Garavelli C.L., Nuovo G., De Marco A. 1986. Aspetti della sedimentazione carbonatica nel Golfo di Taranto. Convegno ENEA "Evoluzione dei litorali", Policoro, 16-17 ottobre 1986: 355-386.

Granata T.C., Vidondo B., Duarte C.M., Satta M.P. & Garcia M. 1999. Hydrodynamics and particle transport associated with a submarine canyon of Blanes (Spain), NW Mediterranea Sea. *Continental Shelf Research*, 19: 1249-1263.

Knoppers B., Ekau W. & Figueiredo A.G. 1999. The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. *Geo-Mar. Lett.*, 19: 171-178

Lewis K.B. & Barnes P.M. 1999. Kailoura Canyon, New Zeland: active conduit from near-shore sediment zones to trench axis channel. *Mar. Geol.*, 162: 39-69.

Merlini S., Cantarella G. & Doglioni C. 2000. On the seismic profile CROP M5 in the Ionian Sea. *Boll. Soc. Geol. It.*, 118: 227-236.

Pennetta M. 1982. Analisi granulometriche delle carote. In: Geologia e oceanografia del Golfo di Taranto (Pescatore T. ed.), P.F. Oceanografia e Fondi Marini. Rapp. Tecn. Finale: 159-162.

Pennetta M. 1985. Caratteri granulometrici dei sedimenti del Golfo di Taranto (Alto Ionio). *Ann. Ist. Univ. Navale*, 54: 29-50.

Pennetta M. 1992. Morfologia e sedimentazione della piattaforma e scarpata nel tratto di costa compreso tra Punta Alice e Capo Rizzuto (Golfo di Taranto). *Boll. Soc. Geol .It.*, 111: 149-161.

Pennetta M., Pescatore T.S. & Senatore M.R. 1986. I tipi di piattaforma continentale del Golfo di Taranto (Alto Ionio, Italia). Convegno ENEA "Evoluzione dei litorali", Policoro, 16-17 ottobre 1986: 195-214.

Ramsey P.J., Smith A.M. & Mason T.R. 1996. Geostrofic sand ridge, dune fields and associated bedforms from the Northen Kwa Zulu-Natal shelf, south-east Africa. *Sedimentology*, 43: 407-419.

Reimnitz E. 1971. Surf-beat origin for pulsating bottom currents in Rio Balsas Submarine Canyon, Mexico. *Geol. Soc. America Bull.*, 82: 81-90.

Senatore M.R. Normark W.R., Pescatore T. & Rossi S. 1988. Structural framework of the Gulf of Taranto (Ionian Sea). *Mem. Soc. Geol. It.*, 41: 533-539.

Tramutoli M., Pescatore T., Senatore M.R. & Mirabile L. 1984. Interpretation of reflection high resolution sismic profiles through the Gulf of Taranto (Ionian Sea, Eastern Mediterranean). The structure of Appennine and Apulia deposits. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, 2: 33-52.

Valia H.S. & Camerun B. 1977. Skewness as a paleoenvironmental indicator. *Journ. Sedim. Petrol.*, 47(2): 784-793.

Valloni L. & Torelli L. 1994. Holocene sediment dispersal in the Bonamico river-shelf-canyon system (Ionian Sea). Note scientifiche, Geosub 94, 8-10 giugno 1994, Palinuro: 166-167.

Visher G.S. 1969. Grain size distribution and depositional processes. *Journ. Sedim. Petrol.*, 39 (3): 1074-1106.

Ricevuto 9 febbraio 2004; revisionato 23 marzo 2004; accettato 24 maggio 2004.

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 137-148, luglio 2004*

# SEDIMENTAZIONE FINE NELLA WOOD BAY (MARE DI ROSS OCCIDENTALE – ANTARTIDE)

Ester COLIZZA[1], Furio FINOCCHIARO[1], Roberta IVALDI[2], Raffaella TOLOTTI[1,2]

[1] Dipartimento Scienze Geologiche, Ambientali e Marine - Via E. Weiss, 2 - 34127 Trieste
[2] Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse - Corso Europa, 26 - 16132 Genova

## ABSTRACT

***Inner shelf fine sedimentation in the Wood Bay (Western Ross Sea – Antarctica)***

During 2001-2002 P.N.R.A. (Programma Nazionale di Ricerca in Antartide) oceanographic cruise, a first survey in a new basin discovered in the inner part of Wood Bay was performed. Sub Bottom Profiler (3.5 kHz) results have evidenced wide areas covered by transparent fine sediments. Preliminary study on two sediment cores has permitted to get some paleoenvironmental considerations about late Pleistocene-Holocene evolution of the basin.

## RIASSUNTO

Durante la campagna oceanografica del P.N.R.A. 2001-2002, è stata effettuata un'esplorazione preliminare delle parte più interna della Wood Bay. Rilievi batimetrici effettuati dall'Istituto Idrografico della Marina hanno rilevato la presenza di un bacino costiero profondo più di 1000 m che si sviluppa nel settore meridionale dell'Aviator Ice Tongue. Contemporaneamente sono stati eseguiti rilievi Sub Bottom Profiler che hanno evidenziato vaste aree ricoperte da sedimenti acusticamente trasparenti. Lo studio preliminare di due carote di sedimento ha consentito di trarre alcune considerazioni paleoambientali sull'evoluzione del bacino nel tardo Pleistocene-Olocene.

## 1. INTRODUZIONE

Le caratteristiche della sedimentazione plio-quaternaria nel Mare di Ross centro occidentale sono ben note a partire da una serie di lavori principalmente di autori americani e neozelandesi (Barrett, 1975; Anderson *et al*., 1984; Anderson, 1999; Domack *et al*., 1999) cui si sono aggiunti più recentemente i risultati delle ricerche svolte nell'ambito del P.N.R.A. (Frignani *et al*., 1998; Brambati *et al*., 2002a e 2002b; Corradi *et al*., 2002). Se i bacini di piattaforma sono abbondantemente studiati, le aree più vicine alla costa risultano sicuramente meno indagate, sia per le difficoltà logistiche

legate alla copertura dei ghiacci, sia perché i dati relativi ai sedimenti superficiali (Anderson *et al*., 1984; Brambati *et al*., 1989 e 1997a) indicavano la presenza di depositi ghiaiosi o comunque grossolani, e quindi di scarso interesse paleoambientale, oltre che di difficile recupero.

Durante la campagna P.N.R.A. 2001-2002 i dati batimetrici acquisiti dall'U.O. dell'Istituto Idrografico della Marina nella Wood Bay hanno consentito di individuare un bacino di forma stretta ed allungata con asse maggiore orientato NW-SE e profondità massima >1000 m (Tocci & Vella, 2002) in posizione prossimale alla costa e con una soglia morfologica in connessione con il bacino Drygalski. Questa situazione morfologica è comune lungo i margini del continente antartico, anche se non era mai stata segnalata all'interno della Wood Bay. Va inoltre evidenziato il valore assoluto della profondità rilevata: nel Mare di Ross, infatti, valori superiori ai 1000 m sono stati segnalati solo a settentrione dell'Isola di Ross ed in corrispondenza del proseguimento a mare del David Glacier, considerato il più grande ghiacciaio del mondo.

Parallelamente ai rilievi idrografici, durante la campagna sono stati eseguiti rilievi geofisici per la caratterizzazione sismostratigrafica ad alta risoluzione del bacino attraverso i quali sono stati evidenziati i cinque siti successivamente campionati: due lungo l'asse del bacino, due lungo il fianco NW e uno lungo quello SE (Finocchiaro *et al*., 2002). In questa nota sono presentati i primi risultati sedimentologici e micropaleontologici relativi a due carote nel contesto di un quadro evolutivo paleoambientale recente.

## 2. MATERIALI E METODI

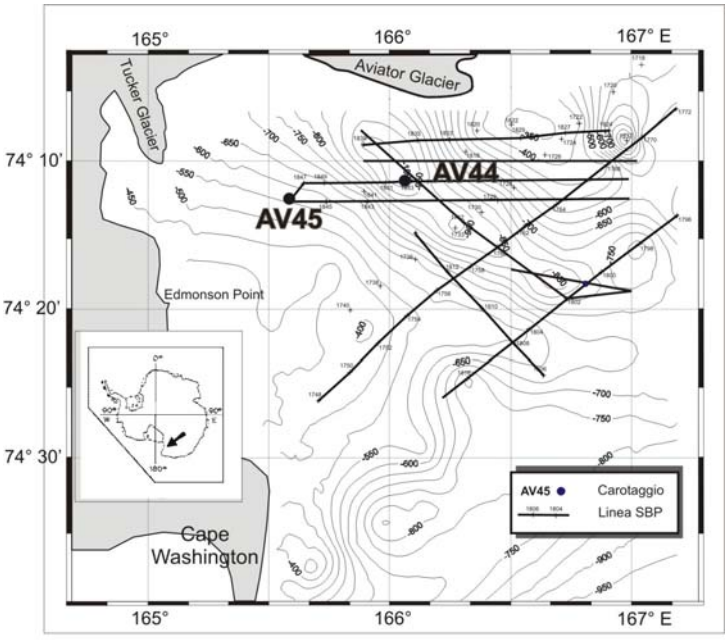



Fig. 1 - Area di studio, ubicazione profili sismici e carote.

Le due carote (ANTA02-AV45; ANTA02-AV44) sono state prelevate nella parte più interna della Wood Bay mediante carotiere a gravità da 2.1 T (Fig.1). I siti di prelievo sono stati scelti in base alle risultanze del survey sismico ad alta risoluzione per complessive 330 nm impiegando il Sub Bottom Profiler (SBP 3.5 kHz) (Finocchiaro *et al*., 2002).

In laboratorio le carote sono state aperte, radiografate, descritte e subcampionate. I colori del sedimento sono stati identificati mediante confronto con le Munsell Soil Chart. Sui subcampioni sono state effettuate le seguenti analisi: contenuto in acqua (espresso in % sul peso secco), analisi geotecniche (mediante pocket

penetrometer) e geochimiche (carbonio organico mediante CHN della Perkin Elmer Elemental Analyzer). Le analisi granulometriche sono state eseguite con bilancia di sedimentazione (frazione >62,5 μm) e sedigrafo "Micromeritics 5100 ET" (frazione <62,5 μm); a causa della scarsità di materiale, i sedimenti laminati della carota ANTA02-AV44 sono stati analizzati mediante diffrattometria laser (Malvern Instrument 2000S).

Le metodologie per la preparazione ed il conteggio micropaleontologico sul biosiliceo sono state tratte da Barde (1981, modificato) e Schrader & Gersonde (1978). Le analisi quantitative (Bodén, 1991) e qualitative sull'associazione a diatomee sono state effettuate su 12 campioni della carota ANTA02-AV45, mentre analisi semiquantitative e qualitative sono state eseguite su smear slides relativi a 17 lamine della carota ANTA02-AV44.

Alcuni livelli sono stati datati con il metodo del radiocarbonio attraverso l'Accelerator Mass Spectrometry della Geochron Laboratories (Cambridge, MA, USA). Le datazioni sono state effettuate sulla sostanza organica contenuta nel sedimento tal quale. In tabella 2 sono riportati i risultati e la correzione dovuta all'effetto reservoir che per i sedimenti del Mare di Ross è stata stimata in 1200 anni (Gordon & Harkness, 1992).

Tab. 2 - Datazioni $^{14}C$.

| CAMPAGNA | SIGLA | LIVELLO | CODE | ETA' $^{14}C$ | +/- | DELTA $^{13}C$ | eta' corretta |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ANTA02 | AV44 | 263-264 | *GX-29995* | 6 370 | 60 | -27.6 | 5170 |
| ANTA02 | AV45 | 73-74 | *GX-29993* | 5 010 | 40 | -28.0 | 3810 |
| ANTA02 | AV45 | 156-157 | *GX-29994* | 9 460 | 50 | -26.7 | 8260 |

## 3. PROFILI SUB BOTTOM

L'utilizzo del SBP, data l'alta risoluzione (decimetrica), ha permesso di identificare diverse aree caratterizzate da sedimenti fini di recente deposizione. In alcuni settori è stata accertata la presenza di una unità superficiale abbastanza trasparente al segnale acustico, talvolta caratterizzata da riflettori piano paralleli, e depositi ancora più penetrabili al segnale in corrispondenza di elevate profondità a partire da 800 m. In particolare la risposta acustica al segnale sismico ha evidenziato, sui fianchi del bacino e lungo l'asse, un'unità superficiale trasparente, probabilmente di deposizione marina, che si presenta talvolta drappeggiante sui depositi sottostanti Questi depositi hanno caratteristiche riflettenti (con diffuse iperboli) e, in alcuni casi, morfologia hummocky, come riscontrato anche in altri settori del Mare di Ross (Corradi *et al*., 1997, 2000 e 2002). Le aree del fianco settentrionale del bacino presentano le massime potenze dei depositi superficiali acusticamente trasparenti e ampi settori dove le geometrie indicano serie non rimaneggiate. In posizione più prossimale alla costa, sempre sul fianco del bacino (settore occidentale), la sismica ha evidenziato la presenza di una unità acusticamente penetrabile che è costituita a sua volta da due sotto unità superficiali trasparenti (Fig. 2a) di sedimentazione fine che ricoprono in modo continuo e

drappeggiante l'unità sottostante riflettente, riferibile forse ad una deposizione con un più elevato contenuto terrigeno di pertinenza glaciomarina/glaciale. Le due sub-unità superficiali trasparenti seguono l'andamento superficiale del fondale ed hanno spessori variabili, soprattutto della sub-unità 1 che, talora, giunge a scomparire. In particolare, nel sito di prelievo della carota ANTA02-AV45, la sub-unità 1 ha uno spessore pari a 2,6 ms TWTT, lievemente superiore a quello della sub unità 2 (3 ms).

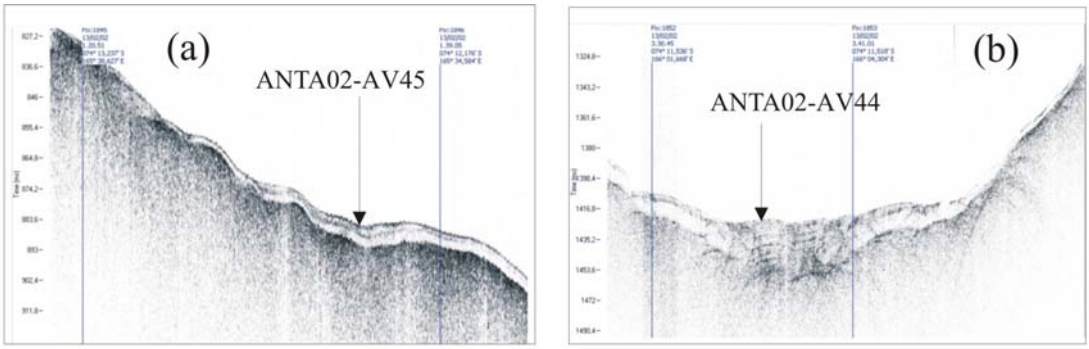



Fig. 2 - Profili SBP relativi ai siti di campionamento delle carote ANTA02-AV45 e ANTA02-AV44.

I siti caratterizzati da maggiori spessori si sono rivelati quelli in posizione assiale del bacino dove, in corrispondenza del depocentro, vengono evidenziate potenze dell'unità trasparente fino a 15 ms (TWTT), che possono sormontare una unità, sempre penetrabile, ma con una organizzazione interna complessa che può raggiungere spessori fino a 30-35 ms (TWTT). In particolare questa unità può presentare stratificazioni interne che possono far supporre a fenomeni di deposizione di sedimenti fini provenienti anche dai fianchi/asse del bacino (Fig. 2b).

## 4. LITOLOGIA DELLE CAROTE

### 4.1. Carota ANTA02-AV45

La carota, lunga 336 cm, è stata prelevata lungo il versante sud ovest del bacino a profondità di 648 m (Lat.:74° 12.4' S; Long.: 165° 35.5' E). Sono state distinte 3 Unità (Fig. 3):

Unità C (fra 187 cm e 336 cm, base della carota): diamicton molto compatto (valore medio resistenza alla penetrazione: 18,5 ± 5,4 kg/cm$^2$, n: 15) caratterizzato da porzioni più fangose alternate ad altre più sabbiose. Le curve granulometriche mostrano sedimenti mal classati e bimodali con moda principale a 5-6 phi (silt medio-grosso) e secondaria nella sabbia medio fine (2,–3 phi). L'andamento del carbonio organico, che si mantiene su valori medi dello 0,48 +/- 0,12% (n: 7), è irregolare. Il contatto con l'unità soprastante è netto.

Unità B (160-187 cm): silt sabbioso vulcanoclastico. Il carbonio organico scende sensibilmente con valori attorno allo 0.15%. Il passaggio all'unità B appare graduale.

Unità A (0-160 cm): fango biosiliceo. Tessituralmente si tratta di un silt argilloso molto idrato di colore *olive* irregolarmente laminato fra 55 e 70 cm. Il contenuto in sabbia aumenta verso il basso passando da 2% a 11%; sono presenti piccoli clasti sparsi,

più concentrati verso la parte basale dell'unità. Il carbonio organico presenta valori relativamente elevati (1,03+/-0.15%, n: 8).

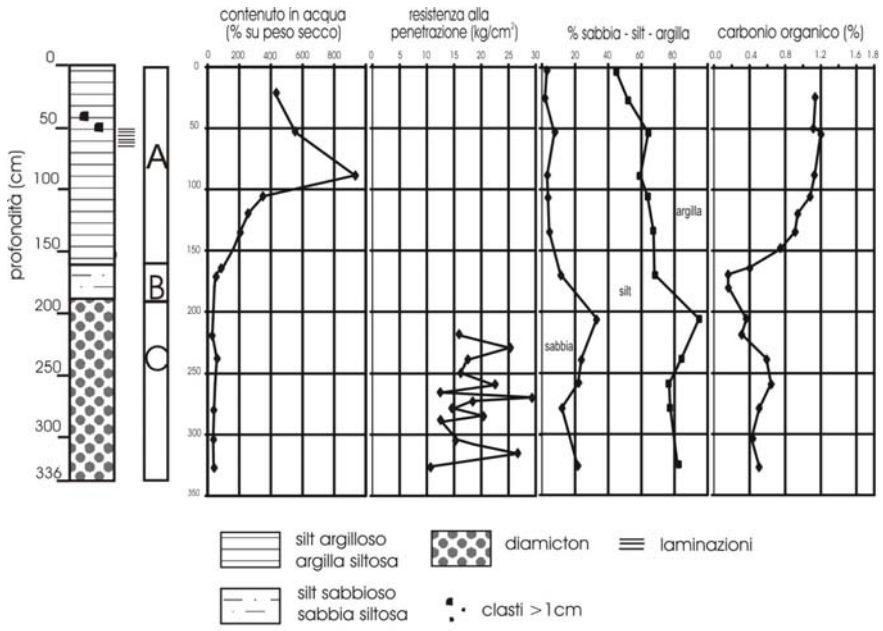



Fig. 3 - Log descrittivo, contenuto in acqua, resistenza alla penetrazione, rapporto sabbia, silt e argilla, carbonio organico lungo la carota ANTA02-AV45.

## 4.2. Carota ANTA02-AV44

La carota, lunga 276,5 cm, è stata prelevata nella parte assiale del bacino a profondità di 1037 m (Lat.: 74° 11.6' S; Long.: 166° 3.3' E). La porzione più superficiale della carota (0-30 cm) è un fango massivo, molto idrato e rimescolato in fase di prelievo, mentre la parte sottostante è caratterizzata da fango biosiliceo laminato con un forte odore di acido solfidrico (Fig. 4).

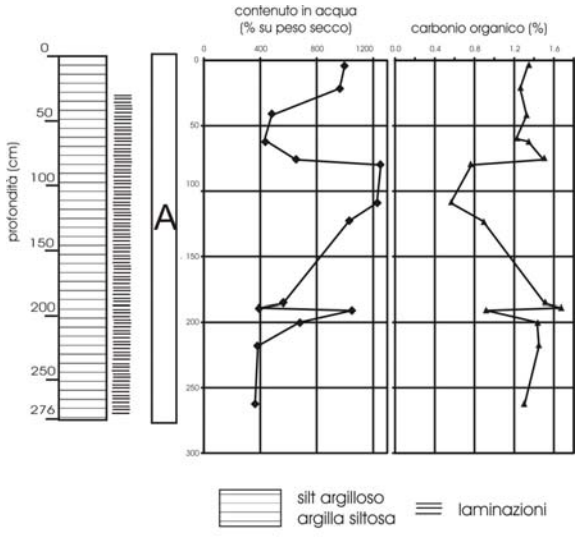



Fig. 4 - Log descrittivo, contenuto in acqua e carbonio organico lungo la carota ANTA02-AV44.

Le lamine hanno contatti generalmente netti e possono essere piano parallele regolari o ondulate, a tratti incrociate (Fig. 5): sono alternativamente più scure (da *dark olive gray* a *black*) e più chiare (da *olive gray* a *olive*) fra 30 e 100 cm, mentre nella porzione centrale della carota (100-150 cm) prevalgono le lamine scure e alla base quelle

chiare. Gli spessori variano dal centimetro a pochi millimetri. Alcune lamine chiare hanno un aspetto definito in letteratura con il termine "cotton like" (Leventer *et al.*, 1993).

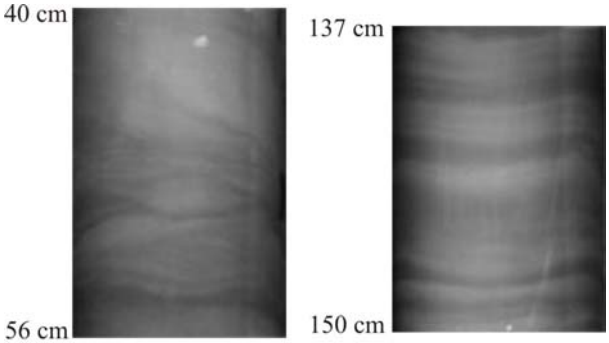


Fig. 5 - Radiografie relative alle strutture laminate nella carota ANTA02-AV44.

Le analisi del carbonio organico danno un contenuto medio pari a 1,23+/-0,31%, (n:15): le lamine chiare contengono meno carbonio organico (0,89%) rispetto a quelle scure (1,49%). Le analisi granulometriche effettuate su coppie di lamine evidenziano una scarsa (a volte nessuna) differenza fra lamine chiare e lamine scure. I sedimenti sono prevalentemente unimodali moderatamente classati con moda variabile fra il silt medio e quello fine.

## 5. DIATOMEE

Lo studio preliminare delle associazioni a diatomee nella carota ANTA02-AV45 ha consentito di ottenere un segnale di paleoproduttività diatomacea della colonna d'acqua (Fig. 6) e di identificare le principali associazioni nelle varie unità litologiche.

Appare evidente la quasi sterilità del diamicton e dell'unità B nei quali sono stati riscontrati solo alcuni frammenti di diatomee. Segue, nell'unità A, un graduale aumento di concentrazione di valve a partire da 150 cm di profondità fino ad un massimo di $7{,}45 \times 10^6$ n.valve/g di sedimento secco riscontrato nel livello 10-11 cm.

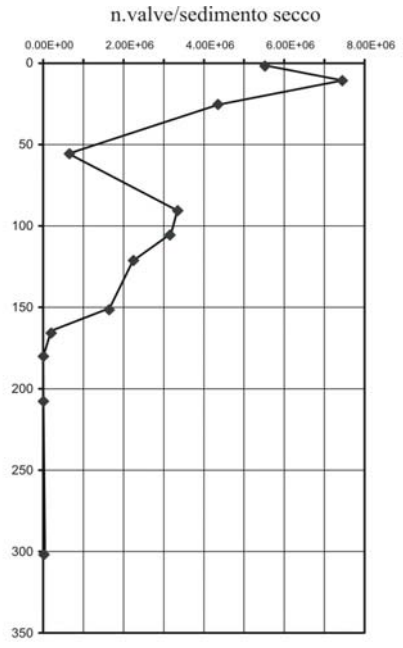


Fig. 6 - Paleoproduttività diatomacea (ANTA02-AV45).

In corrispondenza dell'intervallo laminato si osserva un forte decremento del segnale.

L'associazione riscontrata nell'unità A (Fig. 7) ha evidenziato la netta dominanza, in quasi tutta la sequenza, delle forme criofile (legate cioè alla presenza di ghiaccio marino stagionale) appartenenti al gruppo *Fragilariopsis*, in

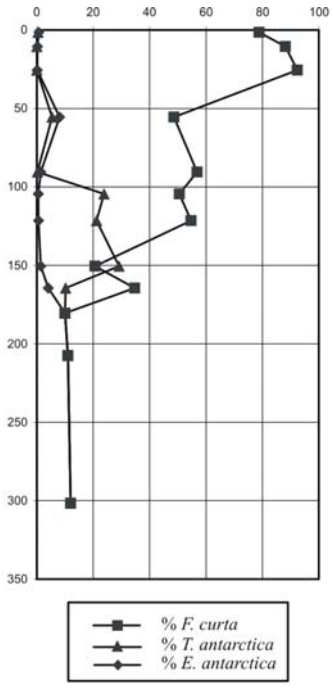


Fig. 7 - Andamento di *F. curta, T. antarctica ed E. antarctica* (ANTA02-AV45).

particolare della specie tipica di ghiaccio marino invernale e margine glaciale stagionale, *Fragilariopsis curta* (Leventer *et al*., 1996; Gersonde & Zielinski, 2000; Taylor *et al*., 2001; Cremer *et al.*, 2003). *F. curta* tende ad aumentare dalla base dell'unità verso l'alto e presenta i suoi valori massimi in corrispondenza della parte più superficiale dell'unità A, al di sopra dell'intervallo laminato. In questo andamento generale vanno sottolineati 2 flessi di presenza a 150 e 55 cm.

Un'altra forma risultata significativa è *Thalassiosira antarctica*, che è dominante in corrispondenza dei 150-151 cm e sub-dominante fino a 104-105 cm (Fig. 7), mentre verso la sommità della carota diminuisce fino a scomparire. Fa eccezione il livello a 55 cm che presenta un leggero incremento di questo taxon. In fig. 7 è riportato anche l'andamento di un'altra specie, la varietà *recta* di *Eucampia antarctica*, che mostra un aumento di presenza in corrispondenza dell'intervallo laminato.

I dati preliminari sulle diatomee della carota ANTA02-AV44 indicano che lungo tutta la carota l'associazione è tipicamente di ghiaccio marino invernale e margine glaciale stagionale, caratterizzata dalla dominanza di *F. curta*. Dalla base della carota a 109 cm sono presenti, come forme secondarie prevalentemente nelle lamine scure, alcune specie appartenenti ai gruppi *Rhizosolenia* e *Proboscia* e *Chaetoceros* (principalmente spore). Nelle lamine chiare, soprattutto quelle definite 'cotton like', è presente *Corithron criophilum*, abbondante ed in ottimo stato di conservazione.

Fra 100 cm e la sommità della carota l'associazione, soprattutto relativa alle lamine scure, subisce un cambiamento: scompaiono *Rhizosolenia* spp. e *Proboscia* spp. Si osserva inoltre che l'associazione criofila risulta più diversificata: associate a *F. curta* infatti si riscontrano altre forme del gruppo *Fragilariopsis* (*F. angulata* e *F. obliquecostata)* e *Chaetoceros* spore. Le lamine chiare relative a questa parte di carota, presentano un'associazione criofila nella quale *F. curta* risulta nettamente dominante sulle altre specie del gruppo (associazione più monospecifica). Inoltre, *Corethron criophilum* è presente in percentuali inferiori rispetto alla base della carota, associata in alcuni livelli a cellule vegetative di *Chaetoceros* ben conservate.

## 6. DATAZIONI E TASSI DI SEDIMENTAZIONE

Considerando un effetto reservoir di 1200 anni, il diamicton della carota ANTA02-AV45 risulta avere un'età maggiore di 8200 anni, mentre il sedimento soprastante è stato depositato durante tutto l'Olocene. Il tasso di sedimentazione stimato per i sedimenti olocenici risulta relativamente costante (18 cm/1000 anni fra 73-74 cm e 156-157 cm, 19 cm/1000 anni fra 73-74 cm e la sommità della carota).

Per quanto riguarda la carota ANTA02-AV44, i sedimenti si sono depositati a partire dall'Olocene medio (età corretta di 5170 anni alla base della carota). Il tasso di sedimentazione stimato fra 263-264 cm e la superficie della carota è di 51 cm/1000 anni.

## 7. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

La calibrazione delle registrazioni SBP, in base alle evidenze sedimentologiche, conferma che l'unità trasparente consiste in sedimenti fini di deposizione prevalen-

temente marina ("open sea") mentre l'unità riflettente o comunque poco penetrabile al segnale SBP si riferisce a sedimenti glaciomarini/glaciali.

Di particolare interesse il settore occidentale dove il layer trasparente è caratterizzato da due sub-unità acustiche che, dal confronto con i dati della carota ANTA02-AV45 si sono rivelate appartenere a due eventi deposizionali distinti: la sub-unità 1, più superficiale, ad una fase marina mentre la sub-unità 2, quella sottostante ad una fase glaciomarina/glaciale.

Gli spessori delle successioni marine potrebbero superare i 7-8 metri lungo il fianco settentrionale ed essere ancora maggiori lungo l'asse del bacino. Pertanto l'area presenta delle elevate potenzialità di campionamento di sedimento, con recuperi, sicuramente maggiori di quelli delle carote qui analizzate.

Tuttavia si possono comunque proporre alcune considerazioni sull'evoluzione paleoambientale.

La successione sedimentaria che caratterizza la carota ANTA02-AV45 è quella tipica che è già stata trovata in altri settori del bacino del Drygalski (Anderson *et al*., 1984; Brambati *et al*., 1997b e 2002b). I valori di resistenza alla compressione e del contenuto in acqua suggeriscono un subglacial diamicton (Licht *et al.*, 1996) e sono coerenti con la posizione del bacino che risulta sicuramente più meridionale rispetto alla ricostruzione dell'andamento della grounding line durante l'ultimo massimo glaciale (Licht *et al.*, 1999; Shipp *et al*., 1999).

Il passaggio con il sedimento più sabbioso soprastante (unità B – 187 cm) ha un'età radiometrica stimata di 10,3 ka e rappresenta il momento del distacco della calotta dal fondale. Anche questo dato risulta abbastanza coerente con quelli bibliografici: infatti Domack *et al.* (1999) e Cunningham *et al.* (1999), propongono età di 11-9.9 ka per il distacco della calotta per l'area del Drygalski.

L'instaurarsi di condizioni stagionali di mare aperto testimoniate dai fanghi a diatomee dell'unità A avviene ad un'età stimata di 8200 anni. Questa età risulta inferiore a quella proposta da Domack *et al.* (1999) per il settore del Drygalski (9,5 ka). Tuttavia gli stessi autori ipotizzano una età decisamente inferiore (6,5 ka) per l'area costiera di Granite Harbor, area che presenta molte analogie con quella da noi studiata. In questa unità aumenta la concentrazione assoluta di valve nel sedimento e quindi il segnale di paleoproduttività ottenuto dalle diatomee. Tra 160 e 100 cm di profondità l'associazione è caratterizzata da *T. antarctica* (>20%), forma tipica di "open sea" (Leventer, 1998; Cunningham *et al*., 1999) e/o particolari condizioni di ghiaccio stagionale (*platelets ice*; Cunningham & Leventer, 1998, Cunningham *et al*., 1999).

Il cambiamento dell'associazione a diatomee che si riscontra a 100 cm di profondità (età stimata di 5300 anni), dato dalla scomparsa *T. antarctica* e dai valori massimi di *F. curta*, indica la presenza di un ambiente glaciale marino caratterizzato da aperture stagionali con maggior stratificazione della colonna d'acqua e forti fioriture algali marginali al ghiaccio (Gersonde & Zielinski, 2000). L'evento laminato tra 70 e 55 cm è caratterizzato da un flesso, sia del segnale di paleoproduttività che del valore del carbonio organico. L'associazione a diatomee vede una diminuzione di *F. curta* ed un aumento nella presenza di *Eucampia antarctica* var. *recta*, forma tipicamente legata alla presenza di copertura glaciale (Tolotti, 2001; Whitehead *et al.*, 2001; Sjunneskog 2002; Cremer *et al*., 2003;) e anche di *T. antarctica.* Un simile andamento in controfase tra *T.*

*antarctica* e *F. curta* nelle associazioni diatomacee in aree pericostali del Mare di Ross è già stato osservato da Cunningam *et al.* (1999) ed interpretato come rappresentativo dell'optimum climatico olocenico medio seguito da un raffreddamento climatico dal tardo-Olocene all'attuale. L'età di questo evento laminato viene stimata in circa 3000 anni che rappresenta, per alcuni Autori, il termine dell'optimum climatico olocenico medio (Baroni & Orombelli, 1994; Taylor & McMinn, 2001).

Le caratteristiche sismostratigrafiche nel sito di prelievo della carota ANTA02-AV44 evidenziano la presenza di un orizzonte acustico trasparente con stratificazione interne che probabilmente, vista la presenza di lamine e la buona conservazione delle diatomee, si può riferire ad un ambiente deposizionale con processi ascrivibili a mobilizzazione synsedimentaria e non a fenomeni di risedimentazione. I fanghi laminati della carota hanno un'età corrispondente ai fanghi a diatomee (unità A) di ANTA02-AV45, anche se gli spessori risultano molto diversi. Infatti, nella carota di centro bacino è stato osservato un tasso di sedimentazione quasi tre volte maggiore rispetto a quello misurato nell'unità A di ANTA02-AV45. Questa differenza sembra legata alla morfologia del sito di prelievo che favorisce l'incanalamento delle acque di fusione del ghiacciaio nella parte più depressa del bacino limitando l'accumulo del sedimento fine in alcuni settori. Questo processo potrebbe giustificare sia l'elevato tasso di sedimentazione sia la formazione di lamine con evidenti strutture trattive. Un analogo processo di formazione di sedimenti laminati ad alto tasso di sedimentazione viene proposto da Leventer *et al.* (2002) per il Palmer Deep. L'ambiente di margine glaciale stagionale prossimo allo sbocco di lingue glaciali determina una elevata produzione primaria delle acque superficiali, un elevato trasferimento di sostanza organica verso il fondo, con conseguente formazione di un ambiente anossico (elevati valori di C. org e odore di $H_2S$) all'interno della parte più profonda e confinata del bacino, favorito anche dalla situazione idrologica della colonna d'acqua.

Le indagini preliminari sulle diatomee di questa carota hanno evidenziato un'associazione tipicamente criofila di margine glaciale con dominanza di *F. curta* lungo tutta la carota. La presenza di laminazioni chiare e scure appare legata a fenomeni di fioritura e deposito di massa con modalità e tempi differenti (Leventer *et al.*, 1993; Leventer *et al.*, 2002). In tutte le lamine chiare analizzate, l'associazione complessiva, la presenza della forma che le caratterizza, cioè *C. criophilum*, ed il buono stato di conservazione indicherebbero una situazione di acqua stratificata con fioriture stagionali e depositi di massa caratterizzati da minimo trasporto. Attorno ai 100 cm di profondità, il cambiamento di alcune caratteristiche dell'associazione a diatomee, soprattutto relativa alle lamine scure, potrebbe indicare il passaggio ad una differente condizione di stratificazione delle acque rispetto alla porzione inferiore.

Le analisi effettuate in dettaglio sulle due carote, unitamente a quelle preliminari di altri siti, consentono di fare le seguenti considerazioni conclusive:

1: l'area investigata è un'area costiera a sedimentazione attuale-subattuale biogenica silicea fine. Lungo la costa orientale del Mare di Ross, fra i siti fino ad ora studiati, solo Granite Harbor presenta una situazione analoga.

2: lo studio preliminare delle diatomee in questo tipo di sedimenti, abbinato ad un elevato tasso di sedimentazione, ha consentito il riconoscimento della fase climatica

ottimale dell'Olocene medio e del successivo raffreddamento che caratterizza l'Olocene terminale.

3: viene infine segnalata la presenza di sedimento anossico lungo l'asse del bacino la cui origine non è stata affrontata in questa fase della ricerca.

Se le variazioni climatiche all'interno dell'Olocene sono già state ampiamente descritte in vari settori dell'Oceano Meridionale, la segnalazione di una nuova area a sedimentazione biogenica sottocosta, le sue caratteristiche associative unite alla caratterizzazione anossica dell'ambiente stesso aprono nuove problematiche sedimentologiche ed oceanografiche.

## RINGRAZIAMENTI

Ricerca condotta nell'ambito del progetto "Evoluzione paleoclimatica tardo-quaternaria nei sedimenti dell'Oceano Meridionale" (Responsabile Prof. Brambati A.).

Gli Autori ringraziano i colleghi imbarcati sull'Italica durante la crociera ANTA02 per la collaborazione e l'aiuto. Ringraziano inoltre il Comandante e tutto il personale di bordo per la disponibilità.

## BIBLIOGRAFIA

Anderson J.B. 1999. Antarctic Marine Geology. Cambridge University Press, 289 pp.

Anderson J.B., Brake C.F. & Myers N.C. 1984. Sedimentation on the Ross Sea continental shelf., Antarctica. *Marine Geology*, 57: 295-333.

Barde M.F. 1981. Les Diatomées des sediments actuels et du Quaternaire supérieur de l'Atlantique nord-oriental. Interet hydrologique et climatique. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitain*, 29: 85-111.

Baroni C. & Orombelli G. 1994. Abandoned penguin rookeries as Holocene paleoclimatic indicators in Antarctica. *Geology*, 22: 23-26.

Barrett J.P. 1975. Textural characteristics of Cenozoic preglacial and glacial sediments at site 270, Ross Sea, Antarctica. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (Hayes D.E. & Frakes L.A. Eds), 28: 757-767.

Bodén P. 1991**.** Reproducibility in the random settling method for quantitative diatom analysis. *Micropal.*, 37 (3): 313-319.

Brambati A., Corradi N., Finocchiaro F. & Giglio F. 2002a. The position of the Grounding Line in the Joides Basin: a new interpretation. *Royal Soc. of New Zealand Bull*., 35: 365-372.

Brambati A., Fanzutti G.P., Finocchiaro F. & Simeoni U. 1989. Sediments and sedimentological processes in the Ross Sea continental shelf (Antarctica): results and preliminary conclusions. Boll. Ocean. Teor. Appl., VII (1-2: 159-188.

Brambati A., Fanzutti G.P., Finocchiaro F., Simeoni U. & Tsakiridou E. 1997a. A textural seafloor map of inner Terra Nova Bay (Ross Sea, Antarctica): an

approach. In: Ricci C.A. (ed.) The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, *Terra Antartica Publication*, Siena: 1167-1169.

Brambati A., Fanzutti G.P., Finocchiaro F., Melis R., Frignani M., Ravaioli M.& Setti M. 1997b. Paleoenvironmental record in core ANTA91-30 (Drygalski basin, Ross Sea, Antarctica). *Antarctic Research Series*, vol. 71: 137-151.

Brambati A., Melis R., Quaia T. & Salvi G. 2002b. Late Quaternary climatic changes in the Ross Sea area, Antarctica. *Royal Soc. of New Zealand Bull*., 35: 359-364.

Corradi N., Fierro G., Mirabile L., Ferrari M. & Ivaldi R. 1997. Geotechnical, sedimentological characteristics and seismic stratigraphy of Northern Joides Basin, (Ross Sea - Antarctica): preliminary results. In: The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes (Ricci C.A. ed.), *Terra Antarctica Publication*, Siena: 885-888.

Corradi N., Fierro G., Ivaldi R. & Pittà A. 2000. Physical Properties of the Post-Glacial Deposits in the Northern Joides Basin. *Terra Antartica Reports*, 4: 101-110.

Corradi N., Fanucci F., Fierro G. & Ivaldi R. 2002. High resolution seismic stratigraphy and physical properties of the late Quaternary sediments of the northern Joides Basin, (Ross Sea – Antarctica). *Royal Soc. of New Zealand Bull.*, 35: 351-358.

Cremer H., Gore D., Melles M. & Roberts D. 2003. Palaeoclimatic significance of late Quaternary diatom assemblages from southern Windmill Islands, East Antarctica. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 195: 261-280.

Cunningam W.L. & Leventer A. 1998. Diatom assemblages in surface sediments of the Ross Sea: relationship to present oceanographic conditions. *Ant. Science*, 10 (2): 134-146.

Cunningam W.L., Leventer A., Andrews J.T., Jennings A.E. & Licht K.J. 1999. Late Pleistocene-Holocene marine conditions in the Ross Sea, Antarctica: evidence from the diatom record. *The Holocene*, 9 (2): 129-139.

Domack E.W., Jacobson E.A., Shipp S. & Anderson J.B. 1999. Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic Ice Sheet system in the Ross Sea: part 2 – sedimentological and stratigraphic signature. *GSA Bull.*, 111: 1517-1536.

Finocchiaro F., Bussi M., Colizza E., Corradi N., Finocchiaro F., Fontolan G., Ivaldi R., Landucci C., Nicotra G., Pittà A. & Salvi G. 2002. Evoluzione paleoclimatica tardoquaternaria nei sedimenti dell'Oceano Meridionale. *P.N.R.A.: Rapporto Campagna Antartica Estate Australe 2001-2002*: 248-271.

Frignani M., Giglio F., Langone L., Ravaioli M. & Mangini A. 1998. Late-Pleistocene-Holocene sedimentary fluxes of organic carbon and biogenic silica in the north western Ross Sea, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 27: 697-703.

Gersonde R. & Zielinski U. 2000. The reconstruction of late Quaternary Antarctic sea-ice distribution-the use of diatoms as a proxy for sea ice. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 162: 263-286.

Gordon J.E. & Harkness D.D. 1992. Magnitude and geographic variation of the radiocarbon content in Antarctic marine life: implications for reservoir corrections in radiocarbon dating. *Quaternary Science Reviews*. 11: 697-708.

Leventer A. 1998. The fate of Antarctic 'sea ice diatoms' and their use as paleo-environmental indicators. In: Antarctic Sea Ice: Biol. Proces., Interact. and Variability, (Lizotte P & Arrigo K.R.), Washington.

Leventer A., Domack E., Barkoukis A., McAndrews B. & Murray J. 2002. Laminations from the Palmer Deep: a diatom-based interpretation. *Paleoceanog*., 17 (2): 1-15.

Leventer A., Domack E.W., Ishman S.E., Brachfeld S., McClennen C.E. & Manley P. 1996. Productivity cycles of 200-300 years in the Antarctic Peninsula region: Understanding linkages among the sun, atmosphere, oceans, sea ice and biota". *GSA Bull.*, 108 (12): 1626-1644.

Leventer A., Dunbar R.B. & DeMaster D.J. 1993. Diatom evidence for late Holocene climatic events in Granite Harbor, Antarctica. *Paleoceanography*, 8 (3): 373-386.

Licht K.J., Dunbar N.W., Andrews J.T., Jennings A.E. 1999. Distinguishing subglacial till and glacial-marine diamictons in the western Ross Sea, Antarctica: Implications for a last glacial maximum grounding line. *GSA Bull.*, 111: 91-103.

Licht K.J., Jennings A.E., Andrews J.T. & Williams K.M. 1996. Chronology of late Wisconsin ice retreat from the western Ross Sea, Antarctica. *Geology*, 24: 223-226.

Schrader H.G. & Gersonde R. 1978. Diatoms and Silicoflagellates. In: Micro-paleontological counting methods and techniques an exercise on an eight meters section of the lower Pliocene of Capo Rossello, Sicily. (Zachariasse W.J. *et al.* Eds) *Micropaleontological Bulletins*, Utrecht 17: 129-176.

Sjunneskog C. 2002. Diatom and sedimentological investigations on west Antarctic shelf sediment. *Acta Universit Upsaliensis Uppsala*: 1-29.

Shipp S.S., Anderson J.B. & Domack E. 1999. Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic Ice-Sheet system in the Ross Sea: Part 1 - Geophysical results. *GSA Bull.*, 111 (10): 1486-1516.

Taylor F. & McMinn A. 2001. Evidence from diatoms for Holocene climate fluctuation along the East Antactic margin. *The Holocene*, 11 (4): 455-466.

Taylor F., Whitehead J. & Domack E. 2001. Holocene paleoclimate change in the Antarctic Peninsula: evidence from the diatom, sedimentary and geochemical record. *Mar. Micropal*. 41: 25-43.

Tocci F. & Vella S. 2002. Progetto Cartografia Nautica. *P.N.R.A: Rapporto Campagna Antartica Estate Australe 2001-2002*: 236-240.

Tolotti R. 2001. Associazioni a diatomee polari nel Mare di Ross (Antartide): rico-struzione paleoambientale e paleoclimatica. *Ph. Thesis, Università degli Studi di Trieste,*110 pp.; Taxon. Appendix, 141 pp.

Whitehead J.M., Quilty P.G., Harwood D.M. & McMinn A. 2001. Early Pliocene paleoenvironment of the Sørsdal Formation, Vestfold Hills, based on diatom data. *Mar. Micropal*., 41: 125-152.

Ricevuto 8 gennaio 2004; revisionato 24 aprile 2004; accettato 5 giugno 2004.

*Lavoro presentato al XV Congresso AIOL, Roma, 23-25 settembre 2002.*

*Atti Associazione italiana Oceanologia Limnologia, 17, pp. 149-160, luglio 2004*

# ZONAZIONE COSTIERA DEL TRATTO TRA PUNTA DELL'ASPERA E PUNTA DELLA MOLA (LIGURIA OCCIDENTALE) PER UNA CARTOGRAFIA TEMATICA DELLA VULNERABILITÀ PER EROSIONE

Gian Camillo CORTEMIGLIA, Mauro PICCAZZO, Ivano RELLINI

Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse,
Corso Europa 26, Università di Genova.

## ABSTRACT

***Zoning of the coastal section between Punta dell'Aspera and Punta della Mola (Western Liguria) in the order to propose a thematic map of vulnerability owing to erosion***

This study was based on the application of the guidelines for the GNDCI research project entitled "Natural and Induced Evolution of the Coastline and its Vulnerability" to the coastal area of the Town of Varazze. The objective of the study was to determine coastal vulnerability owing to erosion by considering a series of variables over sections of the coast. These variables include: geological and morphological features of the beaches (offshore and shore face area), evolutionary trends, urbanization and defence structures. This made it possible to create a legend of the variables considered and thematic maps on the Regional Technical Map at the scale of 1:25.000, including suitable meteorological-marine information. Our specific work plan foresees the application of the proposed methodology to sections of the coast that are particularly complex, characterized by alternations of promontories and small beaches marked by high degrees of anthropization.

## RIASSUNTO

In questo lavoro si sono applicate le linee guida del progetto di ricerca del GNDCI "Evoluzione naturale e indotta dei litorali e loro vulnerabilità" al litorale del Comune di Varazze allo scopo di elaborare una carta per determinarne la vulnerabilità costiera per erosione attraverso l'applicazione, per tratti di costa, di una serie di variabili che comprendono: caratteristiche geologiche e morfologiche della spiaggia (emersa e sottomarina), tendenza evolutiva, urbanizzazione e opere di difesa. Questo ha consentito di creare una legenda delle variabili considerate e una cartografia tematica su Carta Tecnica Regionale a scala 1: 25.000 con allegate adeguate informazioni meteo-marine. Il nostro specifico lavoro prevede l'applicazione della metodologia proposta a coste particolarmente articolate, caratterizzate da un alternanza di promontori e spiagge di modeste dimensioni e fortemente antropizzate.

## 1. INTRODUZIONE

In Liguria, negli ultimi decenni, il forte sviluppo economico e turistico ha portato ad una massiccia urbanizzazione delle aree costiere, a cui ha fatto seguito la costruzione di opere marittime, che ha contribuito ad accentuare il problema legato all'evoluzione dei litorali, in particolare delle spiagge. Diversi studi (Fanucci *et al.*, 1990; Brandolini *et al.*, 1994; Piccazzo & Firpo, 1994; D'Alessandro *et al.*, 1999;) hanno messo da tempo in luce le cause, naturali e non, dei processi erosivi e hanno proposto adeguati interventi di difesa di varia tipologia. Solo recentemente in Italia, a seguito del progetto di ricerca del GNDCI "Evoluzione naturale e indotta dei litorali e loro vulnerabilità", si è cercato di valutare la velocità e la tendenza evolutiva di tale fenomeno e quindi definire la vulnerabilità dei litorali per erosione. In questo lavoro si sono applicate le linee guida del progetto di ricerca al litorale compreso tra Punta dell'Aspera e Punta della Mola (Comune di Varazze), già da tempo oggetto di studi da parte di ricercatori dell'ateneo genovese (Corradi *et al*., 1994; Cortemiglia *et al.*, 1999).

In primo luogo si è proceduto all'elaborazione di una legenda che riporti le caratteristiche del litorale e tutte le variabili necessarie ad una zonazione per la determinazione della vulnerabilità: i parametri considerati sono relativi alla spiaggia, all'urbanizzazione e alle opere di difesa presenti. Per quanto riguarda le caratteristiche evolutive e morfologiche della spiaggia emersa e sottomarina vengono individuati il diametro medio del sedimento, la morfologia del profilo topografico (con la pendenza) e la variazione della linea di riva. Per quanto riguarda l'urbanizzazione si è cercato di seguire una zonazione che rispecchi l'utilizzo del suolo (tessuto urbano, area a prevalente uso agricolo, area industriale, arenili). Infine le opere di difesa vengono riportate con le stesse diciture già utilizzate nell'Atlante delle Spiagge Italiane del C.N.R (1985-1999), longitudinali aderenti e trasversali, con l'integrazione delle opere rigide di "retrospiaggia". Questi dati sono stati riportati, con apposite simbologie, su Carta Tecnica Regionle a scala 1: 25.000 con allegate adeguate informazioni meteo-marine. Il nostro specifico lavoro prevede l'applicazione della metodologia proposta, prevista per spiagge chilometriche, a coste particolarmente articolate, caratterizzate da un alternanza di promontori e spiagge di modeste dimensioni e fortemente antropizzate.

## 2. ASSETTO COSTIERO

La fascia costiera che va da Punta dell'Aspera sino a Punta della Mola (Fig. 1) è occupata in maniera piuttosto continua dal centro abitato di Varazze, costituito principalmente da insediamenti di tipo turistico e residenziale; solo in pochi tratti il territorio presenta un utilizzo legato alle colture agricole. La porzione di litorale più occidentale, a ridosso di Punta dell'Aspera, dove è presente una discarica di materiali di risulta ormai inattiva, è interessata interamente da un porto turistico (II categoria IV classe – 300 posti barca) il quale è attualmente oggetto di ampliamento che dovrebbe portarlo ad occupare uno specchio acqueo di 120.000 $m^2$, con una capacità di 800 PE12 (Dipartimento Pianificazione Territoriale e Urbanistica della Regione Liguria, 1999). L'area adiacente è attualmente occupata da un zona industriale adibita a cantieri per il rimessaggio di piccole imbarcazioni, che si affaccia su arenili non usufruibili per la

balneazioni e che sarà inglobato nel porto. Lungo il rimanente tratto di litorale, a diretto contatto con l'abitato, si sviluppa la spiaggia di Varazze, di preminente interesse balneare. Attualmente la situazione della spiaggia è precaria e l'erosione viene limitata da interventi periodici di ripascimento. In corrispondenza dei capi, dove la costa è rocciosa, si possono presentare problemi di instabilità che possono interessare le strutture viarie, soprattutto la via Aurelia che ha il tracciato in prossimità della costa.

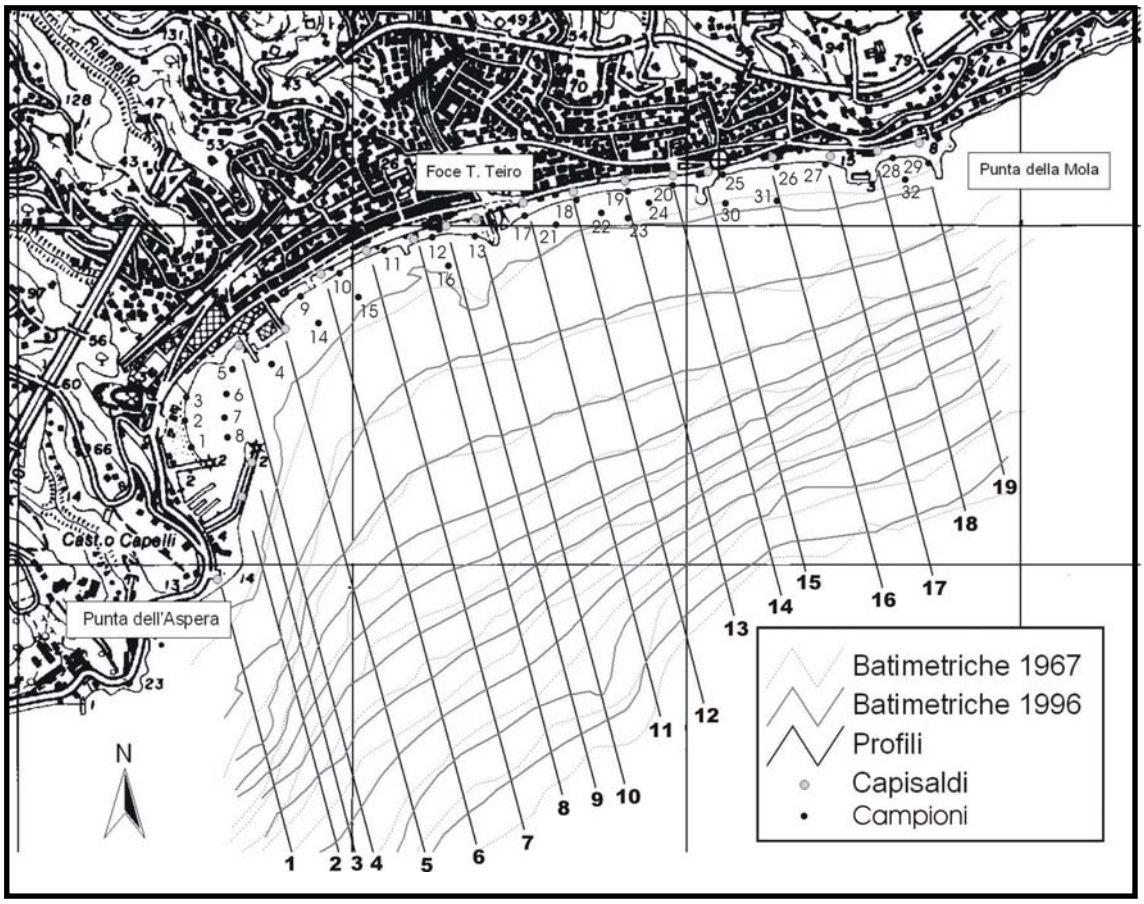



Fig. 1 - Area di studio. Sono riportate le batimetrie relative ai due anni presi in esame, i profili batimetrici con i relativi capisaldi ed i punti di campionamento.

## 3. OPERE DI DIFESA

Il porto attualmente presenta i moli imbasati su fondali di 6-7 m, ad eccezione della testata del sopraflutto che arriva sugli 8 m (Dipartimento Pianificazione Territoriale e Urbanistica della Regione Liguria, 1999).

Le opere di difesa che interessano gli arenili (Fig. 1), sono rappresentate da cinque pennelli trasversali, il primo dei quali, in sponda destra del T. Teiro, risale alla fine 800. Poco prima del pennello di Punta della Mola, che limita ad Est il litorale, negli anni '60 fu affondata anche una nave che, insieme a tratti di scogliere aderenti, costituisce una difesa longitudinale.

## 4. ANALISI MORFOBATIMETRICA DEI PROFILI

L'arco di litorale di Varazze, delimitato come già detto dai i promontori di Punta dell'Aspera ad occidente e Punta della Mola ad oriente, presenta, pressoché nella sua zona centrale, l'apparato fociale del T. Teiro, che, con i suoi apporti solidi ridistribuiti dalla dinamica litorale, ha costituito la predominante fonte di alimentazione della spiaggia sottesa a tutto il suo bacino versante.

Le caratteristiche dinamico evolutive temporali di questa spiaggia sono state messe in evidenza, nell'arco di un periodo trentennale, attraverso l'analisi morfobatimetrica, applicata a sezioni trasversali alla riva facenti parte di due rilievi batimetrici (Fig. 1) eseguiti negli anni 1967 e 1996, con la tecnica descritta da Cortemiglia (1978 e 1986).

Tab. 1 - Tabella sinottica interpretativa proposta da Cortemiglia (1991) e Cortemiglia & Pagliai (1996) per la valutazione dello stato morfodinamico (fase erosiva o fase progradante) delle spiagge in funzione della variabilità evidenziata dall'analisi morfobatimetrica dei profili e dalla dimensione frattale della linea di battigia.

| MORFOTIPI | FASE EROSIVA | FASE PROGRADANTE |
|---|---|---|
| 1 - MORFOLOGIA DELLA LINEA DI BATTIGIA | | |
| grado di articolazione | diminuisce la dimensione frattale | aumenta la dimensione frattale |
| 2 - MORFOLOGIA DEI PROFILI | | |
| pendenza media | diminuisce | aumenta |
| geometria | tende da convesso a lineare ed a concavo | tende da concavo a convesso ed a lineare |
| punto di inflessione | si avvicina alla riva e si posiziona verso batimetriche più basse | si allontana dalla riva e si posiziona verso batimetriche più elevate |
| posizionamento delle barre | le barre sommitali (<8 m) tendono od a spostarsi verso riva od a sparire sostituite da truogoli | tendono a formarsi barre basali (>16 m) in varie successioni batimetriche |

L'analisi dei profili trasversali alla riva, collegati ad una apposita rete di capisaldi che ne ha consentito la ripetizione nei due rilievi con lo stesso posizionamento dei transetti (Fig. 1), è stata condotta con la metodologia proposta da Cortemiglia (1991) e Cortemiglia & Pagliai (1996) determinandone la geometria (pendenza, forma del profilo, posizione del punto di inflessione), mentre, dai relativi rilievi batimetrici in scala 1:5.000, è stata valutata l'oscillazione della linea di battigia come distanza dal caposaldo.

Le Tabelle 2 e 3 riportano il complesso dei dati ottenuti, i cui valori, analizzati sulla base delle indicazioni interpretative (Tab. 1), hanno consentito di individuare, nell'ambito dei quattro settori delimitati sulla base delle discontinuità naturali (foce del T. Teiro) e strutturali (pennelli trasversali e opera portuale) presenti lungo riva, i seguenti caratteri del processo evolutivo verificatosi tra il 1967 ed il 1996 sulla spiaggia di Varazze:

Tab. 2 - Analisi morfobatimetrica relativa alle sezioni trasversali alla riva del rilievo di Varazze eseguito nel 1967.

| **PROFILI** | PENDENZA IN GRADI | FORMA DEL PROFILO | POSIZIONE DEL PUNTO DI INFLESSIONE IN m DAL CAPOSALDO | | LINEA DI BATTIGIA | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | DISTANZA | PROFONDITÀ | DISTANZA IN m DAL CAPOSALDO | DIMENSIONE FRATTALE |
| **1** | 2,6 | Lineare | 624 | - 22,9 | 38 | 1,0699 |
| **2** | 2,1 | Lineare | 747 | - 25,4 | 25 | |
| **3** | 2,2 | Lineare | 727 | - 26,2 | 0 | |
| **4** | 1,7 | Lineare | 1.063 | - 30,6 | 0 | |
| **5** | 1,8 | Lineare | 1.139 | - 32,2 | 0 | |
| **6** | 1,7 | Lineare | 1.110 | - 28,3 | 32 | |
| **7** | 1,7 | Lineare | 96 | - 1,8 | 30 | |
| **8** | 1,8 | Lineare | 299 | - 7,5 | 21 | |
| **9** | 1,8 | Lineare | 366 | - 8,4 | 35 | |
| **10** | 1,9 | Lineare | 1.285 | - 40,2 | 65 | |
| **11** | 2,0 | Lineare | 2.339 | - 85,0 | 42 | 1,0563 |
| **12** | 2,1 | Convesso | 482 | - 10,9 | 30 | |
| **13** | 2,3 | Convesso | 177 | - 5,1 | 31 | |
| **14** | 2,5 | Convesso | 76 | - 1,3 | 34 | |
| **15** | 2,5 | Convesso | 777 | - 25,4 | 38 | |
| **16** | 2,6 | Convesso | 1.014 | - 43,7 | 30 | |
| **17** | 2,7 | Lineare | 634 | - 25,1 | 44 | |
| **18** | 3,0 | Lineare | 568 | - 22,6 | 42 | |
| **19** | 3,2 | Lineare | 510 | - 17,9 | 56 | |

- Settore A delimitato tra le sezioni 1 e 5
  Questo settore, sotteso all'opera portuale, evidenzia un aumento della pendenza, una transizione sulla sezione 1 della forma del profilo da lineare a convesso, un avvicinamento alla riva del punto di inflessione ed un arretramento della linea di riva in corrispondenza della sezione 1.
- Settore B delimitato tra le sezioni 6 e 10
  Questo settore, compreso tra l'opera portuale e la foce del T. Teiro, presenta un aumento generalizzato della pendenza, una tendenza della forma nella parte centrale della spiaggia sommersa a caratterizzarsi come convessa, un deciso allontanamento dalla riva del punto di inflessione con relativo posizionamento su batimetriche > 40 m ed un arretramento generalizzato della linea di battigia.
- Settore C delimitato tra le sezioni 11 e 14
  In questo settore, delimitato tra la foce del T. Teiro ed il primo pennello esistente ad Est, si osserva un netto aumento della pendenza, il raggiungimento di una completa morfologia convessa dei profili, un allontanamento dalla riva del punto di inflessione con il suo posizionamento su batimetrie più elevate ed un arretramento della linea di battigia nel tratto occidentale della spiaggia emersa.
- Settore D delimitato tra le sezioni 15 e 19
  Questo settore, che rappresenta il tratto più orientale della spiaggia di Varazze,

mostra nel periodo trentennale compreso tra i due rilevamenti batimetrici, un deciso aumento della pendenza, una tendenza della parte più orientale (sezione 19) a presentare un profilo convesso, un tendenziale avvicinamento alla riva del punto di inflessione, con il relativo posizionamento su batimetriche meno profonde ed un deciso arretramento della linea di battigia.

Tab. 3 - Analisi morfobatimetrica relativa alle sezioni trasversali alla riva del rilievo di Varazze eseguito nel 1996.

| **PROFILI** | PENDENZA IN GRADI | FORMA DEL PROFILO | POSIZIONE DEL PUNTO DI INFLESSIONE IN m DAL CAPOSALDO | | LINEA DI BATTIGIA | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | DISTANZA | PROFONDITÀ | DISTANZA IN m DAL CAPOSALDO | DIMENSIONE FRATTALE |
| **1** | 2,8 | Convesso | 601 | - 27 | 30 | 1,0497 |
| **2** | 2,3 | Lineare | 729 | - 25,3 | 25 | |
| **3** | 2,4 | Lineare | 674 | - 24,4 | 0 | |
| **4** | 1,7 | Lineare | 1.032 | - 25,5 | 0 | |
| **5** | 1,8 | Lineare | 1.012 | - 29,2 | 0 | |
| **6** | 1,8 | Lineare | 1.663 | - 50,3 | 31 | |
| **7** | 1,7 | Lineare | 1.563 | - 48,1 | 30 | |
| **8** | 1,8 | Convesso | 2.850 | - 95,0 | 15 | |
| **9** | 1,9 | Lineare | 1.672 | - 61,0 | 35 | |
| **10** | 1,9 | Lineare | 1.193 | - 39,2 | 63 | |
| **11** | 2,1 | Convesso | 2.687 | - 90,0 | 38 | 1,0277 |
| **12** | 2,2 | Convesso | 761 | - 19,4 | 20 | |
| **13** | 2,3 | Convesso | 118 | - 4,6 | 34 | |
| **14** | 2,5 | Convesso | 161 | - 5,3 | 40 | |
| **15** | 2,7 | Convesso | 657 | - 19,5 | 25 | |
| **16** | 2,8 | Convesso | 737 | - 31,2 | 27 | |
| **17** | 2,9 | Lineare | 625 | - 28 | 28 | |
| **18** | 3,2 | Lineare | 543 | - 26,3 | 35 | |
| **19** | 3,6 | Convesso | 490 | - 22,1 | 50 | |

## 5. ANALISI DELLE VARIAZIONI DELLA LINEA DI RIVA

La misura frattale della lunghezza della linea di battigia consente di stimare i differenti livelli di organizzazione della sua sinuosità, che, legata agli effetti della dinamica litorale, può essere messa in relazione, come indicato da Cortemiglia (1992 e 1995), alle fasi di erosione e di ripascimento della spiaggia.

La dimensione frattale della lunghezza della linea di battigia della spiaggia di Varazze è stata calcolata nei due rilievi batimetrici del 1967 e 1996 separatamente per i due tratti siti ad E ed a W della foce del T. Teiro (Tabb. 2 e 3), per verificare se il loro grado di articolazione mostrasse un'evoluzione diversificata, risultando il tratto occidentale ad W del T. Teiro più protetto dall'ondazione dominante (libeccio).

Le Tabelle 2 e 3 riportano i risultati ottenuti, da cui si evince che entrambe le rilevazioni della spiaggia mostrano come il tratto ad W della foce del T. Teiro (settori A

e B) presenti una maggior dimensione frattale della linea di battigia rispetto a quella del tratto ad E (settori C e D). Tale indicazione segnala indicativamente come la spiaggia di Varazze posta ad W della foce del T. Teiro, presentando un maggior grado di articolazione rispetto a quella posta ad E, sia da considerarsi come interessata da una dinamica tendenzialmente meno erosiva.

La dimensione frattale in entrambi i tratti ad W e ad E della foce del T. Teiro, risultando dal 1967 al 1996 in diminuzione, rivela, secondo le indicazioni della Tabella 1, la presenza di una fase di stabilizzazione particolarmente evidenziabile sul tratto ad E della foce del T. Teiro.

Tale risultanza, inquadrata nell'evoluzione cronologica generale della dimensione frattale della linea di battigia dal 1892 al 1996 determinata da Cortemiglia *et al.* (1999), indica come la situazione tra il 1967 ed il 1996 vada ad incentrarsi tra la fase storica di stabilità e ripascimento verificatasi sulla spiaggia di Varazze nei periodi 1901-1986 e 1990-1996 e quella erosiva prodottasi nel periodo 1986-1990.

## 6. ANALISI DEL REGIME ONDOSO

L'analisi anemologica e mareometrica della spiaggia di Varazze è stata effettuata in un punto d'altura al largo preso all'interno del settore di traversia (81°÷204°) di coordinate geografiche di latitudine 45°15'00"N e di longitudine 8°44'24"E sulla base delle carte isobariche bigiornaliere (12GMT e 00GMT) del Deutscher Wetterdienst utilizzando la metodologia descritta da Cortemiglia (2003).

Nel precitato punto di altura, calcolate su un intervallo temporale di 16 anni (dal 1.1.1984 al 31.12.2000), le onde con altezze significative $H_s \geq 3$ m rappresentano il 4,33 % del totale, mentre quelle comprese tra 2 m e 3 m presentano una frequenza del 3,20 % sul totale, risultando per la massima parte (84,63 %) rappresentate da altezze $H_s \leq 1$ m, mentre, correlativamente, i periodi significativi ($T_s$) dell'ondazione d'altura risultano prevalentemente (97,27 %) contenuti entro 8 s con una modesta percentuale (0,24 %) di periodo $\geq 12$ s.

Il relativo calcolo quindi delle altezze d'onda $H_B$ al frangimento, la cui prima linea dei frangenti risulta posizionata nella spiaggia di Varazze mediamente sulla fascia batimetrica di 8 m, tenendo conto solo delle onde significative con altezze $H_s > 2$ m e con periodi compresi tra 6 s ed 8 s, in quanto sono ritenute le più efficaci ai fini della dinamica litorale, fornisce, in base all'approssimazione di 1° ordine di Munk (1949), valori compresi tra 1,9 m e 3,35 m, per cui si può ritenere, in buona approssimazione, che, alla frangenza, le altezze d'onda ($H_s$) sulla spiaggia di Varazze presentino valori compresi tra 2 e 3,5 m.

Inoltre le frequenze anemologiche consentono di individuare nei settori parziali di traversia E e SE (81°-155°), con frequenza media annua del 61,5 %, la traversia del vento regnante, e, nei settori di S e SW (155°-204°), con frequenza media annua del 38,5 %, quella dei venti dominanti. L'andamento di queste frequenze anemologiche medie annue per gradini di velocità evidenzia che episodi di massima intensità (> 17,1 m/s) rappresentano 1,94 % del totale, mentre quelli di massima frequenza (76,98 %) competono al gradino di velocità 0,3-5,4 m/s.

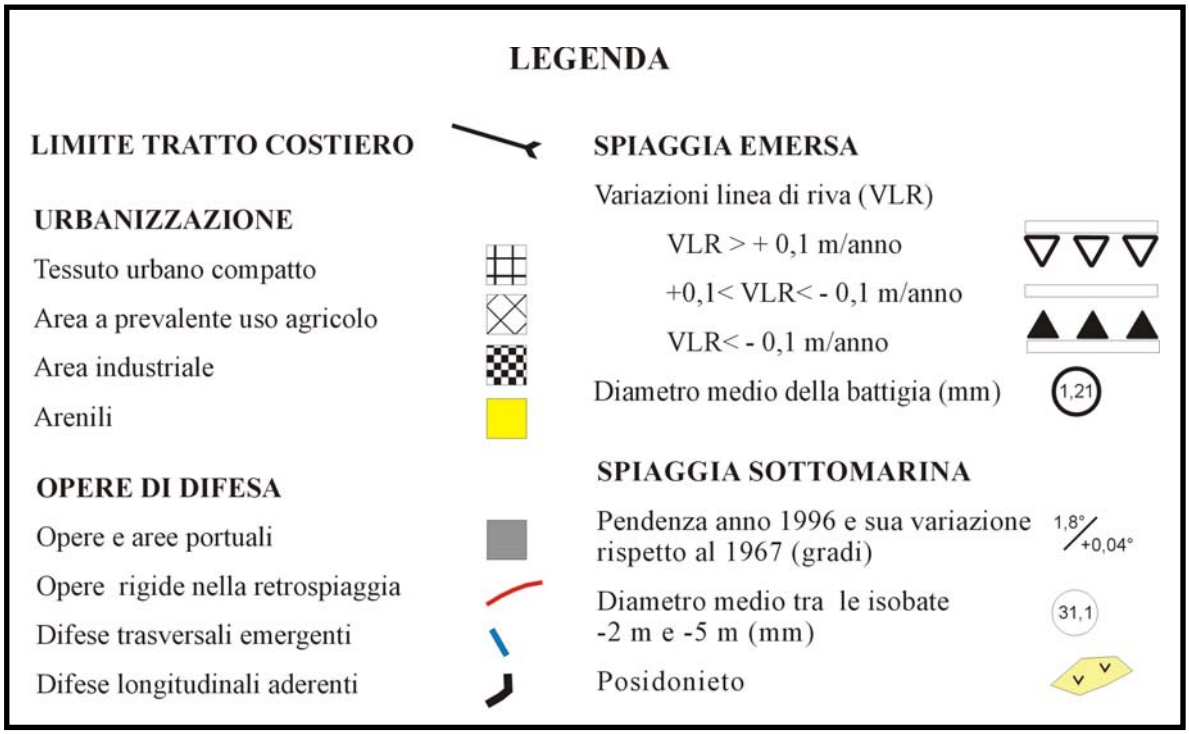
## 7. ANALISI SEDIMENTOLOGICA

Il rilievo batimetrico eseguito nel 1996 sulla spiaggia di Varazze (Fig. 1) è stato accompagnato da una campagna sedimentologica con il prelevamento di campioni di fondo mobile da sottoporre all'analisi granulometrica, i cui risultati elaborativi hanno consentito di mettere in evidenza le caratteristiche generali della dinamica litorale (Cortemiglia *et al.*, 1999).

I dati analitici ottenuti dai campioni raccolti sulla linea di battigia e lungo le fasce batimetriche tra 2 m e 5 m, hanno così permesso di determinare, calcolato come mean size di McCammon (1962), il granulo medio del sedimento in corrispondenza di queste lineazioni morfologiche (Tab. 4).

Tab. 4 - Campioni sedimetologici con relativo granulo medio (espresso in mm).

| N. | Ø | N. | Ø | N. | Ø | N. | Ø | N. | Ø | N. | Ø | N. | Ø |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1** | 0,29 | **6** | 0,10 | **11** | 2,13 | **16** | 93,11 | **21** | 0,38 | **26** | 0,81 | **31** | 0,11 |
| **2** | 0,70 | **7** | 0,15 | **12** | 1,53 | **17** | 1,03 | **22** | 0,22 | **27** | 0,54 | **32** | 0,33 |
| **3** | 2,24 | **8** | 0,15 | **13** | 1,20 | **18** | 1,08 | **23** | 0,11 | **28** | 3,00 | | |
| **4** | 0,11 | **9** | 0,36 | **14** | 0,17 | **19** | 1,58 | **24** | 0,20 | **29** | 8,20 | | |
| **5** | 0,15 | **10** | 0,83 | **15** | 0,13 | **20** | 2,34 | **25** | 2,94 | **30** | 0,15 | | |



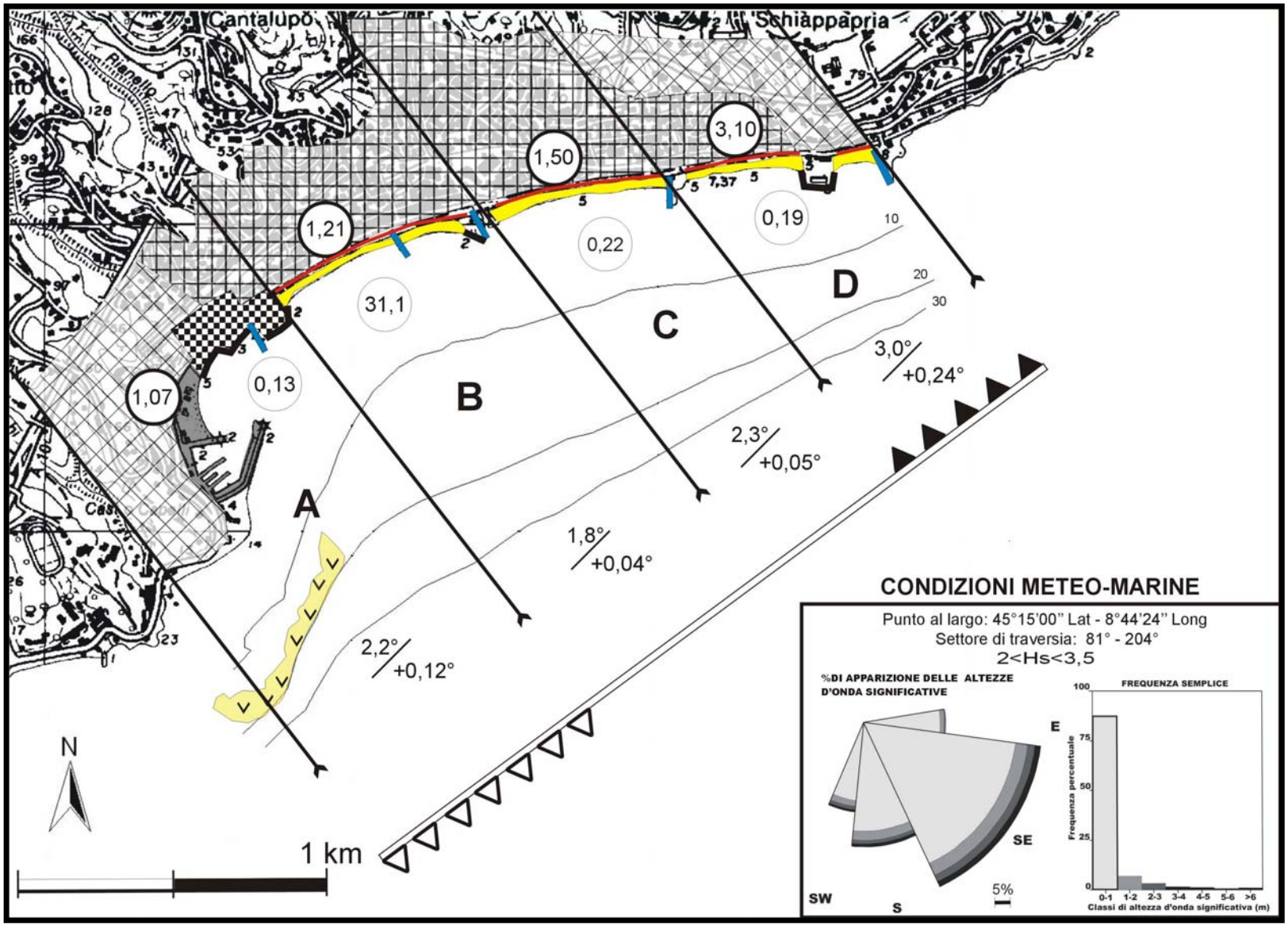



Fig. 2 - Carta finalizzata alla determinazione della vulnerabilità costiera per erosione.

## 8. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I parametri ottenuti hanno consentito di realizzare una carta tematica (Fig. 5) di sintesi. La suddivisione in quattro settori, inizialmente effettuata sulla base delle discontinuità naturali (foce del T. Teiro) e strutturali (pennelli trasversali e opera portuale), viene confermata dal complesso dei parametri presi in considerazione.

L'insieme dei dati ottenuti dall'analisi morfobatimetrica e dalla variazione della linea di riva consente di affermare che, sulla base interpretativa di Tabella 1, il tratto di litorale posto ad W della foce del T. Teiro (settori A e B) e quello immediatamente ad E (settore C) presentano indizi morfologici tendenzialmente indicativi di una fase di stabilizzazione della spiaggia sottomarina dovuta ad apporti di materiale dalla spiaggia emersa (arretramento della linea di battigia sulle sezioni 1, 6, 8, 10, 11, 12), mentre il settore D presenta indizi morfologici indicativi di una fase erosiva in atto sulla spiaggia sottomarina ed emersa con arretramenti consistenti della linea di battigia.

Il tratto di costa A, che risulta in leggero avanzamento, in realtà è attualmente condizionato nella sua evoluzione dalla presenza del Porto di Varazze peraltro soggetto ad ampliamento. I settori B e C risultano nel complesso in equilibrio con un granulo medio della battigia simile (1,21 mm e 1,5 mm) ed una tendenza all'incremento della pendenza praticamente trascurabile (da 0,04° a 0,05°): anche la variazione della linea di riva è praticamente costante, anche se nel primo tratto risulta in leggero avanzamento (0,02 m/anno) mentre nel secondo è in leggero arretramento (0,09 m/anno): la spiaggia sottomarina risulta invece nel primo settore di granulometria decisamente superiore al secondo, a causa degli apporti detritici del T. Teiro. Il settore D è caratterizzato da un aumento considerevole del granulo medio di battigia (3,10 mm) e da un basso valore del granulo medio della spiaggia sottomarina (0,19 mm): questi fatti, unitamente a quanto già visto, indicano che il settore è soggetto a una azione di mobilizzazione e di trasporto dei sedimenti fini verso il largo per correnti da moto ondoso. Inoltre gli elevati valori di variazione di pendenza (0,24°) e del tasso di variazione della linea di riva (0,28 m/anno) ribadiscono come questo settore sia il più interessato da fenomeni erosivi.

Questo approccio di zonazione del litorale, primo esempio per la Liguria, porta ad identificare in maniera esaustiva le criticità del litorale in funzione dell'erosione, e quindi le possibili strategie di mitigazione e riequilibrio, e potrà consentire una realistica determinazione della vulnerabilità costiera intesa (Panizza, 1988; Gisotti & Zarlenga, 2004) come attitudine di un determinato elemento (in questo caso la fascia costiera nel suo complesso e le attività ad essa collegate) a sopportare gli effetti di un evento in funzione della sua intensità (nel caso specifico l'erosione costiera).

## BIBLIOGRAFIA

AA.VV. 1985-1999. L'Atlante delle Spiagge Italiane, CNR, Roma, Tipografia Selca, Firenze.

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. Studi geografici in onore di Domenico Rocco (a cura di Citarella F.). Loffredo Ed., Napoli: 41-55.
Corradi N., Piccazzo M., Tucci S., Ferrari M., Cavallo C. & Rosso F. 1994. Evoluzione delle spiagge nel tratto di costa compreso tra Varazze e Voltri (Liguria Occidentale). *Il Quaternario*, 7(1): 515-522.
Cortemiglia G.C. 1978. Le modificazioni dell'assetto strutturale del litorale di Lavagna quale fattore erosivo della spiaggia. *Mem. Soc. Geol. It.*, 19 : 369-380.
Cortemiglia G.C. 1986. Dinamica dei sedimenti alla foce del Coriglianeto (Golfo di Taranto). Atti Convegno Evoluzione Litorali, Problematiche Golfo Taranto, ENEA: 117-160.
Cortemiglia G.C. 1991. Ristrutturazione morfologica per ripascimento della Spiaggia dei Ronchi (Litorale apuano) quale tecnica di difesa dagli effetti erosivi. *Centro Culturale R. Consani*, Mem. 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, n°2-3-4: 205-210.
Cortemiglia G.C. 1995. L'evoluzione della dinamica litorale sulla spiaggia sommersa di Fiumaretta (Litorale Apuano - Toscana) nell'intervallo temporale 1974-1989 ricostruita sulla base dei risultati dell'analisi modale. 4° Convegno Internazionale di studi "La Sardegna nel mondo mediterraneo", Sassari-Alghero, 15-17 aprile 1993.
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. It. Ocean. Limnol.*, 16: 203-225.
Cortemiglia G.C., Firpo M., Piccazzo M. & Poggi F. 1999. Dinamica e caratteri evolutivi della spiaggia di Varazze (Liguria occidentale, Italia). *Atti Ass. It. Ocean. Limnol.*, 13 (1) : 247-362.
Cortemiglia G.C. & Pagliai F. 1996. Morfodinamica del litorale di Terracina nell'intervallo temporale 1981-1993. *Atti 11° Congr. Ass. It. Ocean. Limnol.*, 11: 501-522.
D'Alessandro L., La Monica G.B. *et al.* 1999. Rischio per erosione dei litorali italiani. Atti del convegno "Il rischio idrogeologico e la difesa del suolo", Roma 1-2 Ottobre 1998. Atti di Convegni dei Lincei: 251-256.
Dipartimento Pianificazione Territoriale e Urbanistica della Regione Liguria (Coordinatore Lorenzani F.). 1999. PTC della costa. Regione Liguria, Genova.
Fanucci F., Corradi N., Firpo M., Piccazzo M. & Tuccdi S. 1990. Les côtes de la Mer Ligure: morfologie, dynamique et évolution. 1er Symposium Ass. Eur. EUROCOAST, Marseille 9-13/7/90: 82:86.
Gisotti G. & Zarlenga F. 2004. Geologia ambientale: principi e metodi. Dario Flaccovio Editore, 735 pp.
McCammon R.B. 1962. Efficiencies of percentile measures for describing the mean size and sorting of sedimentary particles. *Jour. Geology*, 70 (4): 453-465.
Munk W.H. 1949. The solitary wave theory and its applications to surf problems. *Annal. N.Y. Acc. Sci.*, LI, 6: 376-462.
Panizza M. 1988. Geomorfologia applicata. NIS - La Nuova Italia Scientifica, Roma, 342 pp.

Piccazzo M. & Firpo M. 1994. Assetto morfologico e tendenza evolutiva delle coste liguri. Istituto delle Enciclopedie Italiano: 378-383.

Ricevuto 15 gennaio 2004; revisionato 31 aprile 2004; accettato 12 giugno 2004.

## NORME PER LA STAMPA

I lavori devono pervenire in tre copie nella versione già strutturata per la stampa in off-set; si consiglia conservare gli originali delle illustrazioni da allegare nella versione definitiva, che dovrà essere inviata in unico esemplare (unitamente ad un dischetto), dopo le osservazioni dei referees e seguendo le indicazioni fornite nella lettera di accettazione. Il lavoro dovrà essere contenuto in 10 pagine; per le eventuali pagine eccedenti, se accettate, sarà richiesto agli Autori un contributo per ogni ulteriore foglio a stampa (1 o 2 pagine dattiloscritte). Il lavoro, scritto preferibilmente in inglese, va preceduto da un **ABSTRACT** in inglese e da un **RIASSUNTO** in italiano. Il dattiloscritto (e le illustrazioni) dovranno essere comprese in un riquadro di dimensioni 15 × 22 cm: per il computer margine destro 3 cm, sinistro 3 cm, in alto 3,7 cm e in basso 4 cm. Il carattere da utilizzare è il Times New Roman corpo 12 con spazio singolo. Il titolo, gli Autori (con nome in minuscolo e cognome in maiuscolo) e gli Enti di afferenza vanno centrati. Il grassetto va utilizzato per il titolo del lavoro e per il titolo dei capitoli (**1. MAIUSCOLO**) e degli eventuali sottocapitoli (**1.1. Non maiuscolo**). Il corsivo viene utilizzato per le *specie animali e vegetali* e per l'*indicazione della Rivista* in Bibliografia. Le didascalie delle illustrazioni (in basso) e delle Tabelle (in alto) vanno centrate e in corpo 10. Gli Autori citati nel testo vanno con il solo cognome ed anno di pubblicazione del lavoro (se sono presenti due soli Autori utilizzare la &); da tre Autori in poi deve essere citato solo il primo con la scritta *et al.* in corsivo. Per ulteriori dettagli tenere conto dei lavori presenti nel seguente volume. Si ricorda che il riquadro presentato sarà ridotto a cm 12 × 17,6.

## *INSTRUCTIONS TO AUTHORS*

Manuscripts should be sent in three copies, camera-ready format. Authors are suggested to keep the originals of the figures with them. These must be sent together with the final version of the ms, after acceptation. The final version, which will incorporate referees' comments and follow Editor's indications, should be sent in a single copy plus a diskette. Paper length must be comprised within 10 printed pages. Further page pairs may be granted upon payment. Text should be preferably in English and must be preceded by an English **ABSTRACT** and an Italian **RIASSUNTO**. Camera ready ms (text, tables and figures) must stay within 15 × 22 cm (will be reduced to 12 × 17.6 cm in the printed version), allowing for margins of 3 cm (side margins), 3.7 cm (upper margin) and 4 cm (lower margin) on an A4 sheet. Text will use single lined Times New Roman point-size 12. Title, author's names (given name in lower cases, family names in upper cases) and addresses must be centred. Bold character must be used for the title of the paper, chapters (e. g., **1. UPPER CASE**) and under-chapters, if any (e. g., **1.1. Lower case**). Italic must be used for *biological species names* throughout the ms and for *journal names* in the References. Captions to figures and table headings must be written in point-size 10 and centred; the former must be placed below the figure, the latter above the table. References must be quoted in the text using only the family name of the author(s) and the year of publication. When quoting a reference with two authors, use ampersand (&); with three or more authors use *et al.* (in *italic*) after the first author's name. Consult the present issue of the journal to check for further details.

Ulteriori informazioni possono essere reperite sulla home page dell'Associazione / *Please consult the AIOL web-site for further information*: http://www.aiol.info

I lavori devono pervenire al seguente indirizzo / *Manuscripts should be sent to the following address*:

Prof. Mauro PICCAZZO
Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse - DIP.TE.RIS.
Università di Genova
Corso Europa, 26
I-16132 GENOVA, Italy
Tel. +39 010 3538039 / 3538311 Fax +39 010 352169
E-mail: piccazzo@dipteris.unige.it