



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale



Progetto CARG

CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLE AREE MARINE

Contributi al MEETING MARINO

ROMA, 25-26 OTTOBRE 2012



Atti



Contributi al MEETING MARINO
ROMA, 25-26 OTTOBRE 2012

L'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA) e le persone che agiscono per suo conto non sono responsabili per l'uso che può essere fatto delle informazioni contenute in questa pubblicazione.

ISPRA - Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale
Via Vitaliano Brancati, 48 – 00144 Roma
www.isprambiente.gov.it

ISPRA, Atti 2012
ISBN 978-88-448-0587-6

Riproduzione autorizzata citando la fonte
Citazione consigliata: D'Angelo S. e Fiorentino A. (a cura di), 2012. Contributi al Meeting Marino 25-26 ottobre 2012 - Atti ISPRA, Roma 116 pp.

Curatori

Silvana D'Angelo e Andrea Fiorentino
ISPRA – Dipartimento Difesa del Suolo

Elaborazione grafica

Grafica di copertina: Alessia Marinelli
Foto di copertina: Andrea Fiorentino
ISPRA

Impaginazione

Gabriella Pesci
ISPRA – Dipartimento Difesa del Suolo

Coordinamento editoriale:

Daria Mazzella
ISPRA – Settore Editoria

Marzo 2013

AUTORI

Daniela Accettella, Alessandro Amato, Filomena Ornella Amore, Renata Archetti, Clara Armaroli, Raffaele Azzaro, Mattia Barsanti, Loredana Battaglini, Angelo Bonanno, Roberto Bonomo, Martina Busetti, Lorenzo Calabrese, Roberta Carta, Danilo Cavallaro, Silvia Ceramicola, Alessandro Chelli, Paolo Ciavola, Dario Civile, Mauro Coltelli, Fabio Conte, Andrea Cova, Angela Cuppari, Antonino D'Alessandro, Silvana D'Angelo, Giuseppe D'Anna, Ivana Delbono, Roberta Delfanti, Michele Deponte, Gabriella Di Martino, Federica Donda, Sandra Donnici, Dario Emanuele, Lorenzo Facchin, Francesco Fanucci, Marco Ferrari, Andrea Fiorentino, Edy Forlin, Maria Cristina Gambi, Maria Cristina Giovagnoli, Emiliano Gordini, Fausto Grassa, Stefano Gresta, Sergio Gurrieri, Sara Innangi, Maria Lettieri, Paolo Luciani, Giorgio Mangano, Francesco Mascioli, Agostino Meo, Enrico Miccadei, Monica Montefalcone, Danilo Morelli, Eliana Palumbo, Federica Pannacciulli, Marta Pappalardo, Domenico Patanè, Franco Pettenati, Luisa Perini, Tommaso Piacentini, Daniel Praeg, Valeria Ricci, Elena Ricevuto, Roberto Romeo, Giovanni Salerno, Antonio Schirone, Maria Rosaria Senatore, Lorenzo Sormani, Renato Tonielli, Luigi Tosi, Matteo Vacchi, Letizia Vita, Valentina Volpi, Massimo Zecchin, Fabrizio Zgur

PROGRAMMA DEL MEETING MARINO

Roma, 25-26 ottobre 2012

AULA MAGNA DEL RETTORATO Università ROMATRE

Via Ostiense, 159 - Roma

I GIORNATA - 25 ottobre 2012

9.30

REGISTRAZIONE

9.45 - 10.00

A. KOTSAKIS, G. GIORDANO (Dip.to di Scienze Geologiche,
Univ. Roma Tre)

F. GALLUZZO, A. FIORENTINO (Servizio Geologico d'Italia - ISPRA,
Roma)

Introduzione

I SESSIONE **GEOMORFOLOGIA** (Chair: S. D'ANGELO – A. FIORENTINO)

10.00 -10.15

F.R. **LUGERI**¹, R. **RAFFI**², A. **MONTANARI**², P. **BELLOTTI**,
C.
TARRAGONI²

(¹ISPRA, Roma, ²Dip.to di Scienze della Terra, Università di Roma
"Sapienza")

Presentazione del Progetto SECOA

(Solution for Environmental contrasts in Coastal Areas)

10.15 -10.30

L. **BATTAGLINI**¹, R. **CARTA**¹, S. **D'ANGELO**¹, S. **DONNICI**²,
M. **LETTIERI**¹, L. **TOSI**²

(¹ISPRA-Servizio Geologico d'Italia, ²ISMAR-CNR Venezia)

Progetto CARG: alcuni esempi di interazione

tra cartografia geologica marina e siti archeologici costieri.

10.30 -10.45

D. **GUIDA**¹, F. **TERLIZZI**², V. **SIERVO**³, V. **VECCHIO**⁴

(¹Dipartimento di Ingegneria Civile, Università di Salerno; ²R.I.L.Mar - Rilevi
Indagini e Lavori Marini; Portici (NA); ³CUGRI; ⁴INSud Srl)

*Le sorgenti sottomarine del Golfo di Policastro:
indicatori di morfogenesi poligenica e polifasica*

10.45 – 11.00

M. **VACCHI**¹, A. **ROVERE**², M. **FIRPO**³.

(¹CIRI-ED, Unità Fluidodinamica, Università di Bologna;

²Lamont Doherty Earth Observatory, Columbia University (USA);

³DISTAV, Università di Genova)

Mappatura dei geohabitat sommersi e variazioni relative del livello del mare. Un passo importante verso una standardizzazione nell'uso degli indicatori geomorfologici?

11.00 – 11.15

A. CHELLI¹, M. PAPPALARDO², F. PANNACCIULLI³
(¹Università di Parma, Dipartimento di Scienze della Terra, ²Università di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra; ³Enea-Centro Ricerche Ambiente Marino S. Teresa-La Spezia)

Le piattaforme litorali mediterranee: indagare i processi responsabili del loro modellamento per utilizzarle come indicatori dei paleo livelli del mare

11.15 – 11.30

L. PARLAGRECO¹, S. DEVOTI¹, R. ARCHETTI²
(¹ISPRA - CRA15, ²Università di Bologna – DICAM)

Monitoraggio della spiaggia ripasciuta di Terracina (Lazio, LT): analisi e considerazioni a 6 anni dall'intervento

11.30 – 11.45

C. ARMAROLI¹, L. PERINI², L. CALABRESE²,
P. LUCIANI², P. CIAVOLA¹
(¹Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Ferrara, ²Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna, Bologna)

Cartografia di rischio da mareggiata della fascia costiera della Regione Emilia-Romagna

11.45 – 12.00

F. MASCIOLI, E. MICCADEI, T. PIACENTINI
(Dipartimento di Ingegneria e Geologia,
Università degli Studi "G.d'Annunzio" Chieti-Pescara)

Evoluzione geomorfologica quaternaria delle Isole Tremiti (Puglia settentrionale): il contributo della geomorfologia subacquea

12.00 – 12.15

C. ROMAGNOLI, D. CASALBORE, A. BOSMAN, F. CHIOCCI
(Dip.to di Scienze della Terra, Università di Roma "Sapienza")

Evoluzione morfologica di vulcani insulari e record morfo-batimetrico: esempi dai mari italiani

12.15 – 13.15

D I S C U S S I O N E

13.15 – 14.15

P A U S A P R A N Z O

II SESSIONE **VULCANISMO** (Chair: V. RICCI – L. VITA)

14.15 -14.30

R. BONOMO, V. RICCI, L. VITA
(Servizio Geologico d'Italia – ISPRA)

Raccolta di dati connessi ad attività vulcanica registrati nei mari italiani per l'integrazione tra aree emerse e sommerse

14.30 – 14.45

D. CASALBORE, C. ROMAGNOLI, A. BOSMAN, F. CHIOCCI
(Dip.to di Scienze della Terra, Università di Roma "Sapienza")

*Variabilità dei processi vulcanici primari
ed erosivo-deposizionali nello sviluppo
di un apron vulcanoclastico marino: esempi dalle isole di
Vulcano e Stromboli*

14.45 – 15.00

M. COLTELLI¹, G. D'ANNA², D. CAVALLARO¹, F. GRASSA³, G.
MANGANO², R. AZZARO¹, A. D'ALESSANDRO², A. AMATO², S.
GURRIERI³, D. PATANÈ¹, S. GRESTA²
(Istituto nazionale di Geofisica e Vulcanologia, ¹Catania, ²Roma, ³Palermo)

*FERDINANDEA 2012: la campagna oceanografica nell'area
del Banco Graham, Canale di Sicilia*

15.00 – 15.15

A.A. DE BENEDETTI¹, G. DE ASTIS², V. RAFFAELE¹,
A. ESPOSITO², G. GIORDANO¹, S. PETERSEN³, T. MONECKE⁴
(¹Dip.to di Scienze Geologiche, Univ. Roma Tre, Roma, Italy, ²Istituto
Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, ³Leibniz-Institute of Marine
Sciences, IFMGEOMAR, Kiel, Germany, ⁴Department of Earth Sciences,
Univ. of Ottawa, Ottawa, Canada)

*Mingling processes at Panarea volcano
(Aeolian Islands, Italy): results from M73/2 cruise drilled cores*

15.15 – 16.00

DISCUSSIONE

III SESSIONE **STRUTTURALE** (Chair: R. DI STEFANO – M. AGATE)

16.00 – 16.15

F. FANUCCI, D. MORELLI
(Dipartimento di Matematica e Geoscienze – Università di Trieste)

*Rapporti tra morfologia e tettonica
sul margine continentale ligure*

16.15 – 16.30

V. VOLPI, F. ZGUR, L. FACCHIN, F. DONDA,
D. MORELLI, A. CUPPARI
(Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale,
OGS, Sgonico - TS)

*Morpho-structural study of the Salento offshore,
from recently acquired geophysical data.*

16.30 – 16.45

M. Busetti, F. ZGUR, R. ROMEO, L. SORMANI
(Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale,
Sgonico - TS)

*Nuove evidenze dell'assetto geologico-strutturale
nel Golfo di Trieste*

16.45 – 17.00

M. F. LORETO^{1,2}, D. CIVILE¹, M. ZECCHIN¹,
U. FRACASSI³, F. ZGUR¹
(¹OGS, Sgonico – Trieste, Italy; ²ISMAR-CNR, U.O.S. di Bologna, Italy;
³INGV, Sezione di Roma, Italy)

*Morpho-structural reconstruction of the Sant'Eufemia back arc
basin (SE Tyrrhenian Sea) based on new geophysical data*

17.00 – 17.15 G. DE FALCO¹, F. BUDILLON², A. CONFORTI², G. DI MARTINO², S. INNANGI², R. TONIELLI²
(¹IAMC-CNR, Oristano; ²IAMC CNR, Napoli)

Geomorfologia della piattaforma continentale e della scarpata superiore del margine occidentale della Sardegna

17.15 – 18.00 DISCUSSIONE

II GIORNATA - 26 ottobre 2012

Ore 9.00 – 13.00 AULA MAGNA RETTORATO

9.00 REGISTRAZIONE

I SESSIONE PLEISTOCENE-OLOCENE (Chair: O. AMORE E M.R. SENATORE)

9.15 – 9.30 F. BUDILLON¹, M.R. SENATORE², L. FERRARO¹, D.D. INSINGA¹, IORIO M.¹, LUBRITTO C.³, ROCA M.⁴, RUMOLO P.¹
(¹IAMC-CNR, Napoli; ²Dip. di Scienze per la Biologia, la Geologia e l'Ambiente, Università del Sannio, Benevento; ³Dip. di Scienze Ambientali, Seconda Università di Napoli, Caserta; ⁴Dip. di Scienze per l'Ambiente, Università "Parthenope", Napoli)

Variazioni di facies e modificazioni morfo-climatiche nel record sedimentario di piattaforma interna nell'ultimi 3 ky: esempi dal litorale del Golf di Salerno

9.30 – 9.50 E. PALUMBO, M.R. SENATORE, F.O. AMORE, MEO A., D. EMANUELE (Dipartimento di Scienze per la Biologia, la Geologia e l'Ambiente, Università degli Studi del Sannio, Benevento, Italy)

High resolution multi-proxies analyses of Middle Pleistocene – Holocene sediments: paleoenvironmental and paleoclimatic changes

9.50 – 10.10 F. TARANTINO¹, A. GIRONE¹, P.MAIORANO¹, M. MARINO¹, L. CAPOTONDI², M. KUCERA³, A. VOELKER⁴
(¹Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi di Bari, Italy; ²Istituto di Scienze Marine, CNR, Bologna, Italy; ³Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, Germany; ⁴Unidade de Geologia Marinha, LNEG, Alfragide, Portugal)

Variabilità climatica durante il Mid-Brunhes (MIS 9-13)

10.10 – 10.25 G. VILLA¹, R. MELIS², C. MORIGI³, D. PERSICO¹, R. G. LUCCHI⁴, A. CAMERLENGHI^{4,5}, M. REBESCO⁴
(¹Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra "Macedonio Melloni", Parma, Italy; ²Dipartimento di Geoscienze, Università di Trieste, Italy; ³Department of Stratigraphy, Geological Survey of Denmark and Greenland, Copenhagen, Denmark; ⁴Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS), Sgonico (TS), Italy; ⁵Istitució Catalana de Recerca i Estudis Avançats, (ICREA), Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain)

Paleoceanographic implication from Holocene sediments from the Western Svalbard continental slope.

10.25 – 11.15 DISCUSSIONE

II SESSIONE GEOSITI (Chair: M. C. GIOVAGNOLI)

- 11.15 – 11.30** M. C. GIOVAGNOLI
(ISPRA, Dipartimento Difesa della Natura, Settore Tutela del Patrimonio geologico)
Riconoscere il patrimonio geologico in ambiente marino e individuare strumenti per la sua tutela.
- 11.30 – 11.45** M. C. GAMBI (Stazione Zoologica Anton Dohrn, Napoli)
“Message in the bubbles” relazioni tra geologia e biologia nel geosito marino del castello aragonese di Ischia (Napoli) in rapporto al cambiamento climatico
- 11.45 – 12.30** DISCUSSIONE
- 12.30 – 13.30** PAUSA PRANZO

Ore 13.30 – 18.00 AULA 5 Facoltà di Giurisprudenza

III SESSIONE GEOHABITAT (Chair: C. VIOLANTE – A. FIORENTINO)

- 13.30 -13.45** C. VIOLANTE
(IAMC – CNR, Napoli)
Contributi tecnico scientifici per la caratterizzazione di habitat e paesaggi marini
- 13.45 – 14.00** M. BARSANTI, F. CONTE, I. DELBONO, A. SCHIRONE, R. DELFANTI
(ENEA - Centro Ricerche Ambiente Marino S. Teresa - La Spezia)
Lo studio dei processi sedimentari attuali in ambiente marino tramite l'utilizzo dei traccianti radioattivi
- 14.00 - 14.15** P. E. ORRÙ
(Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche - Univ. di Cagliari)
Cartografia geologica e biocenotica integrata nella piattaforma continentale e scarpata superiore della Sardegna
- 14.15 - 14.30** M. VACCHI¹, R. ARCHETTI²
(¹CIRI-ED, Unità Fluidodinamica, Università di Bologna. ²DICAM, Università di Bologna)
Idro-morfodinamica costiera e habitat marini prioritari. Un nuovo approccio modellistico per valutare la regressione delle praterie di posidonia oceanica a scala mediterranea.

- 14.30 – 14.45** SAVINI A.¹, VERTINO A.¹, MARCHESE F.¹, BEUCK L.²,
A. FREIWALD²
(¹Università di Milano-Bicocca, Dip. Di Scienze Geologiche e Geotecnologie;
²Forschungsinstitut Senckenberg, Department of Marine Science,
Wilhelmshaven, Germany)
*Mappatura di habitat bentonici e gestione sostenibile degli
ecosistemi di mare profondo: il caso di studio del mar Ionio
settentrionale (Mediterraneo occidentale)*
- 14.45 - 15.45** DISCUSSIONE

IV SESSIONE TECNOLOGIE DA REMOTO (Chair: R. TONIELLI)

- 15.45 – 16.00** G. DI MARTINO, S. INNANGI, R. TONIELLI
(Istituto per l'Ambiente Marino Costiero IAMC – CNR, Napoli)
Correzione del Frowning su acquisizioni batimetriche costiere
- 16.00 - 16.15** A. TARAMELLI¹, E. VALENTINI¹, C. INNOCENTI¹, F. FILIPPONI¹,
S. CAPPUCCI², R. PROIETTI¹, M. GABELLINI¹
(¹ISPRA, Roma, Italy; ²ENEA, Roma)
*Esempi applicativi dei dati Lidar ed iperspettrali acquisiti da
aereo per lo studio delle zone costiere in Italia.*
- 16.15 – 16.30** S. INNANGI, A. BONANNO, R. TONIELLI
(Istituto per l'Ambiente Marino Costiero IAMC – CNR, Napoli)
*Applications of MultiBeam Echo Sounders Backscatter
signal in the marine environment: Some Examples*
- 16.30 - 16.45** S. CERAMICOLA
(Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale -
OGS, Trieste)
*Integrated acoustic mapping
per la caratterizzazione geologica dei fondali*
- 16.45 – 17.30** DISCUSSIONE

Organizzazione tecnico - scientifica: **Silvana D'Angelo** – silvana.dangelo@isprambiente.it
Andrea Fiorentino – andrea.fiorentino@isprambiente.it
ISPRA Dipartimento Difesa del Suolo
Guido Giordano Dipartimento di Scienze Geologiche
Università RomaTRE

Grafica: **A. Marinelli**, ISPRA Comunicazione –
alessia.marinelli@isprambiente.it

Organizzazione evento: **R. Sisti**, ISPRA Comunicazione – rossella.sisti@isprambiente.it

Gestione Pubblicazioni ISPRA: **M. Porcarelli** - infopubblicazioni@isprambiente.it

Registrazione on line <http://www.isprambiente.gov.it>

INDICE

Ambiente marino e geologia: acquisizione, condivisione e integrazione	8
Progetto CARG: alcuni esempi di interazione tra cartografia geologica marina e siti archeologici costieri	12
Le piattaforme litorali mediterranee: indagare i processi responsabili del loro modellamento per utilizzarle come indicatori dei paleo livelli del mare	19
Cartografia di rischio da mareggiata della fascia costiera della Regione Emilia-Romagna	25
Quaternary geomorphological evolution of tremiti islands (northern apulia): the contribution of underwater geomorphology	34
Raccolta di dati connessi ad attività vulcanica registrati nei mari italiani per l'integrazione tra aree emerse e sommerse	41
Ferdinanda 2012: la campagna oceanografica nell'area del Banco Graham, Canale di Sicilia	48
Rapporti tra morfologia e tettonica sul margine continentale ligure	53
Studio morfostrutturale dell'offshore del Salento dall'analisi di dati geofisici recentemente acquisiti	58
Caratteristiche geologico-strutturali del Golfo di Trieste	65
High resolution multi-proxies analyses of middle pleistocene - holocene sediments: paleoenvironmental and paleoclimatic changes	71
Riconoscere il patrimonio geologico in ambiente marino e individuare strumenti per la sua tutela	81

“Message in the bubbles”. Il geosito marino del Castello Aragonese di Ischia (Napoli): relazioni tra geologia e biologia in rapporto al cambiamento climatico	89
Lo studio dei processi sedimentari attuali in ambiente marino tramite l'utilizzo dei traccianti radioattivi	97
Idro-morfodinamica costiera e habitat marini prioritari. Un nuovo approccio modellistico 2D per valutare la regressione delle praterie di <i>Posidonia oceanica</i> a scala mediterranea	102
Correzione del Frowning su acquisizioni batimetriche costiere	107
Applications of MultiBeam Echo Sounders Backscatter signal in the marine environment: some examples	114
Integrated Acoustic Mapping for the geological characterization of the seabed and near bottom processes	122

AMBIENTE MARINO E GEOLOGIA: ACQUISIZIONE, CONDIVISIONE E INTEGRAZIONE

di Silvana D'Angelo e Andrea Fiorentino

ISPRA – Dipartimento Difesa del Suolo

PREMESSA

Il Servizio Geologico d'Italia nel corso del Progetto CARG (Cartografia Geologica d'Italia alla scala 1:50.000) ha promosso e standardizzato la produzione di cartografia geologica marina, raccogliendo una gran mole di dati geofisici e geologici di notevole qualità e risoluzione e costituendo una banca dati che va al di là delle informazioni espresse nella cartografia geologica ufficiale.

A questo progetto hanno contribuito numerosi gruppi di ricerca con i quali si sono avute ripetute occasioni di confronto che hanno stimolato la discussione nell'ambito di incontri, convegni e specifiche sessioni di congressi, mettendo in luce la possibilità di integrare i dati raccolti in ambiti di diversa caratterizzazione.

In particolare, nel corso dell'VIII Forum di Scienze della Terra, tenutosi a Torino nel settembre del 2011, nell'ambito della sessione "Geologia marina, ambiente fisico e habitat naturali: nuove prospettive emerse dal progetto CARG", fu avanzata la proposta di far incontrare studiosi con competenze ed esperienze diverse che si è concretizzata nel meeting marino.

I progressi negli studi di scienze marine, che si svolgono solitamente in contesti molto specifici, hanno evidenziato come un approccio integrato sia indispensabile per affrontare le tematiche relative all'ambiente sommerso in una prospettiva più ampia, che tenga conto dei suoi molteplici aspetti e consenta quindi una maggiore comprensione della sua complessità.

Il meeting marino si è svolto il 25 e 26 ottobre 2012 presso l'Aula Magna del Rettorato dell'Università RomaTRE, grazie al contributo del prof. Guido Giordano del Dipartimento di Scienze della Terra. La partecipazione di studiosi di diverse discipline ha contribuito all'approfondimento dei numerosi aspetti legati all'ambiente marino, in un'ottica prevalentemente geologica.

SESSIONI DEL MEETING

Il meeting si è articolato in due giornate suddivise in sessioni, ognuna caratterizzata da una tematica prevalente, nelle quali i contributi hanno sconfinato frequentemente da una all'altra. Ciò ha permesso il susseguirsi delle comunicazioni con una continuità che ha evidenziato la concatenazione degli argomenti trattati.

La sessione denominata Geomorfologia ha riguardato principalmente la "Mappatura e il significato degli elementi morfologici indicativi per il riconoscimento dell'interazione tra diversi processi nell'evoluzione geomorfologica delle aree marino-costiere". E'

stata elaborata sulla base di diverse proposte specifiche presentate da colleghi interessati a differenti risvolti e ricadute dell'analisi geomorfologica: Alessandro Bosman, Daniele Casalbore, Silvia Ceramicola, Alessandro Chelli, Paolo Ciavola, Francesco Fanucci, Francesca Romana Lugerì, Federica Pannacciulli, Marta Pappalardo, Claudia Romagnoli.

Nella sessione denominata Vulcanismo, relativa alla "Raccolta di dati connessi ad attività vulcanica registrati nei mari italiani per l'integrazione tra aree emerse e sommerse", è stato messo l'accento sulla necessaria collaborazione tra vulcanologi e geologi marini. L'intento dei proponenti Valeria Ricci, Letizia Vita e Roberto Bonomo, è di ampliare le conoscenze relative alle porzioni sommerse delle strutture vulcaniche e di correlare i dati rilevabili nei settori emersi e in quelli sommersi.

"Una nuova mappa della geologia dei mari italiani" ha costituito l'elemento principale di discussione della sessione Strutturale, proposta da Rinalda Di Stefano e Mauro Agate. E' stata valutata la possibilità di utilizzare dati geofisici raccolti con scopi e modalità di volta in volta diversi che, con un attento lavoro di interpretazione e omogeneizzazione, consentano di realizzare una carta geologico-strutturale dei mari italiani.

La "Ricostruzione ad alta e ad altissima risoluzione temporale (a scala centennale) dei patterns paleoclimatici, paleoceanografici, eco-biostratigrafici e sedimentologici durante il Pleistocene/Olocene" è stato l'argomento della sessione Pleistocene-Olocene, organizzata da Ornella Amore e Maria Rosaria Senatore.

La sessione ha offerto una panoramica sulle ricerche in atto in merito a uno degli strumenti più efficaci, e più frequentemente utilizzati, sia nella ricostruzione dei patterns paleoclimatici, paleoceanografici ed eco-biostratigrafici, sia nell'individuazione delle principali ciclicità, e ha stimolato il dibattito sulla variabilità climatica ad alta frequenza e la sua registrazione nei record marini.

La definizione di geosito nell'ambiente marino è stato l'argomento discusso nella sessione "Geositi marini", organizzata da Maria Cristina Giovagnoli. Le caratteristiche geologiche e geomorfologiche, che definiscono a terra un geosito, a mare si integrano con vari altri fattori, tra i quali le biocenosi e i siti archeologici. La sessione ha affrontato la necessità di condividere la definizione del concetto di geosito marino e di identificare criteri di descrizione e di valutazione diversi rispetto ai siti terrestri.

La sessione denominata Geohabitat, organizzata da Silvana D'Angelo, Andrea Fiorentino e Crescenzo Violante, ha raccolto "Contributi tecnico scientifici per la caratterizzazione di habitat e paesaggi marini". E' stata sottolineata l'importanza di sviluppare un approccio multidisciplinare che consideri gli habitat marini nel loro insieme, e che integri parametri fisici e biologici, con informazioni riguardanti sia i fondali che la colonna d'acqua. Raggiungere questo obiettivo significa, nella pratica, re-interpretare dati acquisiti in precedenza e integrare indagini geologiche, biologiche e oceanografiche allo scopo di ottenere strumenti utili alla conoscenza e alla gestione degli ambienti marini.

"Le tecnologie da remoto per lo studio degli Habitat Marini" sono state affrontate nella sessione organizzata da Renato Tonielli. Le nuove tecnologie sismo-acustiche, integrate con l'osservazione diretta dei fondali, consentono di correlare il rilievo superficiale con le variazioni stratigrafiche, ma anche con alcuni popolamenti, permettendo la costruzione di cataloghi correlati con i settori studiati e portando a grandi sviluppi sugli studi evolutivi delle facies e degli ambienti. Sono stati mostrati esempi di acquisizione e di elaborazioni, interpretazioni e modelli secondo le diverse modalità operative e applicative.

OBIETTIVI

Tra gli scopi del meeting vi è stata la creazione di un punto di riferimento per la geologia marina a carattere nazionale, utile anche come interfaccia con le istituzioni europee. La costituzione di una rete interdisciplinare permetterebbe di condividere dati e conoscenze ed evidenzerebbe inoltre la connessione fra i diversi fattori che vengono utilizzati per la definizione delle caratteristiche ambientali. Si prefigurerebbe in tal modo un importante processo di integrazione ed ottimizzazione del patrimonio di conoscenze tecniche e scientifiche dei parametri fisici e biologici, per una migliore comprensione dell'ambiente marino.

Un altro obiettivo del meeting è stato quello di aprire un dialogo tra geologi marini e geologi terrestri per favorire la ricostruzione delle strutture geologiche, senza soluzione di continuità. Gli elementi presi in considerazione sono di volta in volta geomorfologici, stratigrafici, ambientali e vulcanico-strutturali. E' necessario invece un confronto fra tutti coloro che lavorano in contesti abitualmente separati, finalizzato ad un'attività di re-interpretazione e omogeneizzazione dei dati.

L'intento dell'incontro è stato anche quello di favorire la costituzione di gruppi di lavoro che permettano uno scambio e un confronto costante per affrontare a livello nazionale tematiche specifiche.

Tutte le sessioni sono state caratterizzate da un'ampia discussione nel corso della quale sono emersi elementi ricorrenti, sia nell'ambito di quelle già orientate verso un approccio multidisciplinare, che nell'ambito di quelle solitamente focalizzate su un solo contesto.

CONCLUSIONI

A conclusione del meeting si possono sintetizzare alcune proposte che potrebbero essere attuate a breve scadenza.

1) Raccolta di informazioni sui dati esistenti

La possibilità di riutilizzare dati esistenti ha evidenziato la necessità di condividere le informazioni su tipologia, ubicazione e proprietà dei dati raccolti a mare. A questo fine sarebbe opportuna la creazione di una banca di metadati marini spazialmente georiferiti, relativi essenzialmente ai dati geofisici e di campionamento.

All'interno del Servizio Geologico d'Italia esiste già un modello di struttura per questi dati elaborata nell'ambito di due progetti europei EUROSEISMIC e EUMARSIN, mentre l'Istituto di Scienze Marine del CNR ha seguito il progetto EUROCORE. I risultati dei tre progetti sono confluiti sul sito EU-SEASED consultabile all'indirizzo www.eu-seased.net, aggiornato fino al 2005.

La struttura, elaborata in accordo con le direttive europee, potrebbe essere utilizzata e aggiornata a livello nazionale con la collaborazione di tutti gli interessati.

2) Censimento tephra

Nella sessione dedicata al vulcanismo è stato proposto l'avvio di un censimento degli intervalli tefrostratigrafici più significativi registrati nelle sequenze deposizionali

marine. Lo scopo è quello di pervenire, se possibile, ad una più dettagliata caratterizzazione della storia eruttiva dei vulcani italiani. Inoltre, l'individuazione di precisi marker deposizionali (tephra) all'interno delle successioni marine pone vincoli cronologici certi nello studio della evoluzione dei bacini marini stessi.

Il censimento potrebbe avvalersi dei lavori già svolti in ambito terrestre, completandoli con i dati marini. In tal modo si darebbe seguito a un'iniziativa già sollecitata in diverse occasioni per le aree emerse.

3) Carta strutturale marina

Negli ultimi anni sono stati realizzati diversi progetti a scala nazionale, ognuno dei quali con obiettivi e criteri propri, che hanno portato all'acquisizione di una elevata mole di dati morfobatimetrici e sismici. Questi dati non sono stati finora elaborati in un modello strutturale aggiornato della geologia dei fondali marini a scala nazionale. Ora sembrano maturi i tempi per mettere insieme tutte le interpretazioni esistenti e valutare la possibilità di realizzare una carta unica, elaborando i dati coerentemente con la geologia strutturale subaerea. Su questo argomento occorre instaurare un dialogo tra geologi marini e geologi delle aree emerse, in modo da individuare gli elementi utili alla realizzazione della carta.

4) GeoHab2013

La sessione Geohabitat è stata indirizzata a stimolare la discussione sugli habitat marini anche in vista del Convegno GeoHab2013, che si terrà a Roma dal 6 al 10 maggio 2013. Il convegno è organizzato dal Servizio Geologico d'Italia - ISPRA in collaborazione con l'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero – CNR di Napoli. GeoHab (Marine Geological and Biological Habitat Mapping; www.geohab.org) è una organizzazione istituita nel 2001, che riunisce annualmente ricercatori da tutto il mondo con l'obiettivo principale di sviluppare una cartografia tematica innovativa, sulla base di dati geofisici, geologici e biologici, che rafforzi una gestione sostenibile delle risorse marine. I lavori presentati nel corso della sessione rappresentano un primo valido esempio dei contributi che la comunità scientifica italiana può portare a questo evento.

Questo volume raccoglie le note brevi relative ad alcuni contributi presentati nelle diverse sessioni del meeting.

PROGETTO CARG: ALCUNI ESEMPI DI INTERAZIONE TRA CARTOGRAFIA GEOLOGICA MARINA E SITI ARCHEOLOGICI COSTIERI

di Loredana Battaglini¹, Roberta Carta¹, Silvana D'Angelo¹, Sandra Donnici², Maria Lettieri¹, Luigi Tosi²

¹ ISPRA – Dipartimento Difesa del Suolo

² ISMAR – CNR Venezia

INTRODUZIONE

Il progetto del Servizio Geologico d'Italia (ora Dipartimento per la difesa del suolo - ISPRA) per la realizzazione della Nuova Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, denominato "Progetto CARG", nasce come conseguenza della Legge 183/89 per la difesa del suolo e prevede l'acquisizione e la divulgazione dei dati geologici, associate a una banca dati ad elevato contenuto informativo. Per la prima volta la Legge 183/89 comprende nel termine *territorio* anche i fondali marini e la Deliberazione CIPE del 3 agosto 1990, nel definire gli obiettivi del Progetto CARG, prevede l'estensione delle aree da cartografare nella nuova carta geologica alla scala 1:50.000 anche alla piattaforma continentale antistante le coste italiane.

I dati provenienti dal Progetto CARG forniscono numerose e dettagliate informazioni di tipo geologico-ambientale di fondamentale importanza per la tutela e la corretta gestione del territorio costiero. Inoltre tali dati possono essere analizzati incrociandoli con quelli di altre discipline, per poter derivare carte tematiche utili per specifici scopi applicativi e per studi interdisciplinari.

La conoscenza dettagliata delle aree marine e la sua rappresentazione nella Carta geologica alla scala 1:50.000, pur rispondendo a criteri di omogeneità e di coerenza con quella delle aree sommerse, ha una connotazione fortemente ambientale, mettendo in risalto le problematiche legate all'ambiente costiero e al suo precario equilibrio. L'analisi della dinamica della sedimentazione attuale e recente permette di valutare la sua evoluzione e le interazioni con le retrostanti aree emerse, soggette a continue variazioni legate sia a fattori naturali che antropici.

Per sottolineare la coerenza interna delle informazioni geologiche fornite dal rilevamento dei dati del territorio nazionale emerso e sommerso, i dati provenienti dal rilevamento delle aree marine sono stati integrati nella Banca Dati CARG senza modificarne la struttura fisica dal punto di vista concettuale. Nel Fascicolo II del Quaderno 12 (Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, 2009) sono descritte le linee guida per il rilevamento geologico, la cartografia, i criteri di integrazione della Banca Dati geologici marini e l'informatizzazione dei dati delle aree sommerse.

In alcuni casi, nel corso del rilevamento per la realizzazione della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, si sono rivelati utili i dati provenienti dallo studio di aree archeologiche, che sono stati utilizzati soprattutto per ricostruire in dettaglio le variazioni del livello del mare in epoche geologicamente recenti. Il riconoscimento di ambienti deposizionali del passato, datati con maggiore precisione anche grazie alla

presenza di reperti archeologici, consente di ricostruire la paleogeografia dell'area in un determinato periodo. Questa ricostruzione ambientale a sua volta permette agli studiosi di insediamenti antichi di acquisire informazioni sulle caratteristiche paleogeografiche del paesaggio, utili per la caratterizzazione del territorio in cui si sono sviluppate alcune comunità. Lo studio del paesaggio coevo dei reperti archeologici contribuisce alla ricostruzione dell'uso del territorio, anche in relazione allo sviluppo e all'organizzazione delle società antiche.

Nell'ambito del Progetto CARG si è riconosciuta l'importanza delle aree archeologiche, per cui è stato introdotto per la cartografia il simbolo di sito archeologico ed il codice relativo per la Banca dati, che viene rappresentato quando nel corso del rilevamento geologico si sono rivelati utili i dati provenienti dallo studio di aree archeologiche.

Come già detto, lo studio archeologico di un'area consente in alcuni casi di ricostruire la paleogeografia e la geodinamica dell'area in un periodo recente, quando i metodi di datazione geologici classici non sono molto efficaci. Ad esempio, le variazioni del livello del mare comportano l'arretramento o la progradazione dei sistemi deposizionali marino-costieri. In alcuni casi queste sono responsabili dell'erosione o della sommersione di siti o in altri casi di un allontanamento dall'ambiente sommerso. In particolare i resti archeologici ubicati in prossimità del mare (ad esempio antichi moli di attracco, peschiere, ecc.) contribuiscono all'analisi delle variazioni relative del livello del mare (RSLR), ovvero dei movimenti verticali del suolo e dell'eustatismo, dando informazioni preziose per ricostruire anche la tendenza recente-attuale e simulare quella futura.

Queste considerazioni vengono fatte sulla base di alcuni esempi riferiti ad aree archeologiche presenti in alcuni Fogli geologici realizzati nell'ambito del Progetto CARG, la laguna di Venezia e la costa di Oristano.

DUE ESEMPI DI INTERAZIONE TRA CARTOGRAFIA GEOLOGICA MARINA E SITI ARCHEOLOGICI COSTIERI

Fogli n.128 "Venezia" e n. 148/149 "Chioggia-Malamocco"

Nella Laguna di Venezia con il Progetto CARG sono stati realizzati i Fogli "Venezia" (Fig.1) e "Chioggia-Malamocco" (Tosi et al. 2007a,b). Si tratta dei primi fogli alla scala 1:50.000 nei quali è stato cartografato un ambiente costiero di transizione molto complesso: per integrare la cartografia marina con quella delle pianure costiere si è reso indispensabile un approccio di indagine multidisciplinare, spesso sperimentale.



Fig. 1 - Foglio n. 128 Venezia (da Tosi et al., 2007a)

I rilievi geofisici e le indagini sedimentologiche hanno permesso di distinguere i sedimenti olocenici (Sintema del Po). Le informazioni geoarcheologiche hanno aiutato a cartografare distintamente i sedimenti olocenici di età pre-romana, circa 10.000 anni BP – IV/V sec. d. C. (Unità di Malamocco) e di età post-romana, IV/V sec. d. C. – Attuale, (Unità di Torcello). Le informazioni ottenute dagli scavi archeologici si sono rivelate utili per chiarire la dinamica degli insediamenti umani. Queste, congiuntamente all'analisi delle associazioni a foraminiferi presenti nei sedimenti, hanno permesso di identificare paleomorfologie lagunari e modellizzare l'evoluzione "antropocenica" della laguna.

L'ambiente lagunare, infatti, è caratterizzato dalla presenza di morfologie diverse come canali tidali, paludi e barene che si sono formate, sono migrate e sono scomparse nel corso della sua evoluzione. In particolare, le barene (*salt marshes*) sono tipiche morfologie intertidali che si formano grazie agli apporti di materiale solido, spesso ai lati dei canali tidali. Sono aree lagunari, quasi sempre emerse, che vengono sommerse dalle alte maree maggiori, nelle quali lo sviluppo della vegetazione favorisce l'intrappolamento di sedimento. Quando l'ambiente raggiunge una certa solidità su di esse possono stabilirsi insediamenti antropici.

Nel caso dello scavo nell'isola di S. Francesco del Deserto (Serandrei-Barbero et al., 1997), nella parte più profonda dello scavo, al di sotto di -2,10 m. l'associazione a foraminiferi, contenente abbondante *Ammonia beccarii*, indica un ambiente di laguna aperta, con attivo ricambio d'acqua. Alle profondità tra -2,10 e -1,90 m, nella parte meridionale dello scavo, la presenza di *Trochammina inflata* nell'associazione a foraminiferi testimonia un ambiente di barena ben sviluppato (Albani et al., 1984) sul quale si trovano le tracce di insediamenti umani, come i pali di legno utilizzati per consolidazione. Frammenti di legno posti al di sopra dei pali datano 420 AD (Ammerman et al., 1995). Nello stesso scavo, al di sopra dei resti di un pavimento in muratura, i sedimenti indicano l'allagamento del sito e l'instaurarsi di condizioni subtidali. In un secondo scavo, eseguito successivamente immediatamente a nord-est di quello illustrato (Serandrei-Barbero et al., 2009), l'instaurarsi delle morfologie di barena in sedimenti che contengono frammenti ceramici del V secolo viene confermato ed è seguito dall'allagamento del sito, testimoniato dalla presenza di sedimenti che indicano condizioni francamente lagunari subtidali. La risalita eustatica è stata però contrastata con l'utilizzo di materiale di riporto come laterizi, legno e

ceramiche, che ha consentito la continuità dell'insediamento umano sull'isola fino ad oggi.

Oltre al contributo fornito dalle informazioni “geoarcheologiche”, l'analisi ed interpretazione della “geologia” – “geomorfologia” sub-superficiale è stata supportata anche dalla cartografia storica. Ad esempio, gli effetti delle diversioni fluviali realizzate dalla Repubblica di Venezia per evitare l'interramento del bacino lagunare, a volte sono evidenziati da importanti variazioni ambientali (Fig. 3). Ad esempio, nell'antico sistema deltizio del Fiume Brenta il passaggio dall'ambiente deltizio (con argini e canali) a quello di bassofondo lagunare è evidenziato dall'indagine geofisica e trova corrispondenza nella cartografia storica.

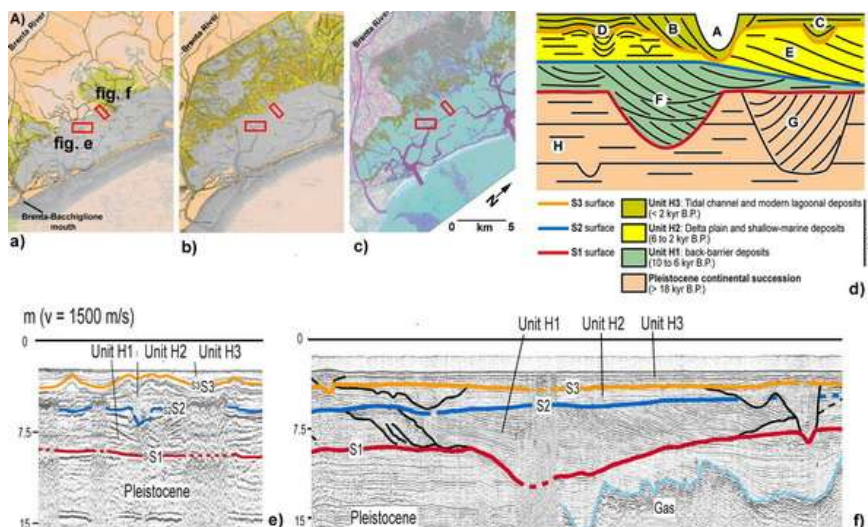


Fig. 3 – Cartografia storica (a, b) e recente (c) della laguna di Venezia (rettangoli rossi: ubicazione delle sezioni sismiche; unità sismo-stratigrafiche (d); sezioni sismiche ad altissima risoluzione (e, f) (modificata da Tosi et al., 2009).

Foglio n.528 “Oristano”

Per evidenziare l'importanza della lettura di un carta geologica, al fine di ricavare informazioni per ricostruzioni paleoambientali, si è focalizzata l'attenzione sul Foglio geologico “Oristano” all'interno del quale è ubicato il sito archeologico di Tharros. Il foglio è ancora in fase di allestimento per la stampa ma il rilevamento concluso ha reso possibile l'utilizzo e l'analisi dei dati già acquisiti (parte a terra: Barca et alii, 2010, parte a mare: Lecca et alii, 2010, in prep.).

Il sito, che si trova presso Capo San Marco nella Penisola del Sinis, presenta una storia articolata, che parte dall'occupazione attorno al Neolitico medio (IV millennio a.C.) da parte di comunità indigene testimoniata da resti di capanne. Esistono testimonianze di frequentazioni commerciali sin dalla fine del Bronzo finale da parte di popolazioni vicino-orientali, popolazioni a cui è legato lo sviluppo della metallurgia. L'antica città di Tharros fu fondata dai Fenici nell'VIII secolo a.C.; per divenire poi città punica ed infine, alla metà del III secolo a.C., città romana. Le incursioni saracene del IX secolo d.C. portarono al progressivo abbandono Tharros a favore della vicina Oristano (Acquaro & Finzi, 1986).

Le caratteristiche morfologiche della penisola hanno rappresentato per i Fenici le condizioni ideali per l'insediamento di una città portuale, uno scalo sicuro lungo le rotte che univano l'oriente con Marsiglia e con la penisola iberica. Le acque sottostanti Tharros sono famose per essere state chiamate con nome di Mare Morto, data la tranquillità delle loro correnti.

Il promontorio, costituito da tre alture (Murru Mannu, Colle della Torre di San Giovanni, Colle di Capo San Marco) collegate da uno stretto e piatto istmo, presenta pareti subverticali nei suoi margini meridionali, mentre declina più dolcemente verso il mare nelle aree settentrionali. A ovest la morfologia è caratterizzata da una costa a falesia in cui si alternano promontori e lidi sabbiosi. Le falesie, alte fino a 40 m spesso a strapiombo, sono intagliate sulle marne e calcari miocenici.

Nell'area sono estesamente rappresentati i depositi quaternari di ambiente da continentale a transizionale, afferenti al tratto terminale del Fiume Tirso. Le successioni sedimentarie e vulcaniche cenozoiche, che occupano aree decisamente più limitate, costituiscono gli alti morfo-strutturali, rappresentati da basse colline e morbidi dossi. Lungo il versante orientale della Penisola del Sinis si sono susseguiti nel tempo ambienti di barra/laguna; la bassa acclività del fondale favorisce lo sviluppo di un fitto posidonieto, indice di buona ossigenazione e limpidezza delle acque; a sua volta il posidonieto limita l'impatto del moto ondoso sul fondale e quindi l'erosione della spiaggia. A sud, verso l'estremità della punta, le formazioni rocciose continuano nella parte sommersa fino ad una profondità di 10 m. Ad ovest lo stesso substrato roccioso, subaffiorante dal fondo sabbioso, forma una specie di barriera naturale antistante l'istmo, evitando la dispersione delle sabbie ad opera delle mareggiate da NO e favorendo la deposizione di un'ampia spiaggia.



Fig. 4 - Promontorio di Capo S. Marco: necropoli punica.

Nel settore occidentale del promontorio di Capo San Marco, dove si rinvengono in zona litorale spiagge sommersa e piattaforme di abrasione caratterizzate dall'accumulo di grossi blocchi derivanti all'azione della dinamica meteo-marina, sono frequenti processi erosivi che agendo sulle rocce carbonatiche sottostanti più facilmente erodibili, favoriscono il franamento, per crollo gravitativo, dei livelli

sovrastanti più pesanti. Molte necropoli ubicate in quest'area (Fig.4) risultano fortemente compromesse dai fenomeni appena descritti, anche perché l'area è soggetta alle mareggiate stagionali provocate dei venti di NO. Una speciale attenzione viene dedicata alle problematiche connesse con l'oscillazione della linea di costa dall'età preistorica a quella storica, in relazione alle dinamiche sedimentarie e alle attestazioni archeologiche. I resti archeologici attualmente così prossimi al mare dovevano ritrovarsi originariamente ad una distanza maggiore dalla linea di costa. Ciò sarebbe confermato da studi recenti che evidenziano in Sardegna, durante gli ultimi 2400 anni, un innalzamento graduale del livello del mare di circa 1,98 m (*Antonioli et alii*, 2007). L'avanzamento del livello del mare e il conseguente il processo di arretramento della linea di costa causato dall'erosione marina - confermato dallo studio delle sequenze stratigrafiche riferibili all'Olocene superiore-attuale - hanno contribuito alla parziale sommersione delle testimonianze archeologiche.

CONCLUSIONI

L'utilizzo congiunto dei dati geologici e degli studi archeologici risulta efficace, ed indispensabile, sia nel caso della caratterizzazione del territorio urbano in epoca antica, che per la datazione e la ricostruzione dei paleoambienti. Inoltre, attraverso la lettura della carta geologica alla scala 1:50.000 integrata con le informazioni geoarcheologiche, si possono evidenziare elementi utili per analizzare non solo le dinamiche sedimentarie naturali ma anche quelle indotte dagli interventi antropici (ad esempio dalle diversioni fluviali, disboscamenti, realizzazione di insediamenti costieri, ecc.). Si ottengono quindi elementi fondamentali per chiarire i processi geomorfologici ed ambientali che hanno condizionato le scelte insediative dei gruppi umani e gli effetti che gli interventi di quest'ultimi hanno generato sulla dinamica sedimentaria. In conclusione, si ribadisce l'importanza di integrare le conoscenze prodotte dalle indagini geologiche con quelle geoarcheologiche, da un lato per produrre una cartografia geologica delle sequenze deposizionali oloceniche di maggior dettaglio, dall'altro perché quest'ultima può contribuire alla tutela di siti archeologici e va considerata una documentazione di base indispensabile per attuare interventi di salvaguardia del territorio.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Acquaro E. & Finzi C. 1986 – Tharros. *Sardegna Archeologica*, 5: 130pp., Sassari.
- Albani A.D., Favero V., Serandrei-Barbero R., 1984 - Benthonic Foraminifera as Indicators of intertidal Environments, *Geo-marine, Letters* 4, 43-47.
- Ammerman A.J., De Min M.; Housley R., McClennen C.E., 1995 - More on the origins of Venice, *Antiquity* 69, 501-510.
- Antonioli A., Anzidei M., Lambeck K., Auriemmad R., Gaddie D., Furlanif S., OrrùP., Solinas E., Gasparri A., Karinjaj S., Kovac V., Surace L., 2007 – Sea-level chandeduring the Holocene in Sardinia and in the northeastern Adriatic (central Mediterranean Sea) from archaeological and geomorphological data, *Quaternary Science Reviews* 26, 2463-2486.
- Barca S., E.D. Patta, M. Murtas, M. Serra, 2010 - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 528 Oristano, in prep.
- Lecca L., Demuro S., Pascucci V., Andreucci S., Carboni S., Pusceddu N., Tilocca G., 2010 - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 528 Oristano. Area marina, in prep.

- Lambeck K., Antonioli F., Purcell A., Silenzi S., 2004 – Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr, *Quaternary Science Reviews* 23, 1567-1598.
- Moscato S., 2005 – *Fenici e Cartaginesi in Sardegna*. Illisso, 315 pp., Nuoro
- Serandrei-Barbero R., Albani A.D., Zecchetto S., 1997 - Palaeoenvironmental significance of a benthic foraminifera fauna from an archaeological excavation in the Lagoon of Venice, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136, 41 - 52.
- Serandrei-Barbero R., Carbognin L., Donnici S., 2009 - Relative Sea Level Changes in the Lagoon of Venice, Italy. Past and Presence Evidence. In (Ch. A. Hudspeth and T. E. Reeve ed.): *Agricultural Runoff, Coastal Engineering and Flooding*, p. 249-274
- Tosi L., Rizzetto F., Bonardi M., Donnici S., Serandrei-Barbero R., Toffoletto F., 2007a - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 128 - Venezia. p. 1-164, Roma:APAT - Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia, ISSN: 0391-2027.
- Tosi L., Rizzetto F., Bonardi M., Donnici S., Serandrei-Barbero R., Toffoletto F. - 2007b. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 148-149 Chioggia-Malamocco., p. 1-164, Roma:APAT - Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia, ISSN: 0391-2027.
- Tosi, L., Rizzetto, F., Zecchin, M., Brancolini, G. & Baradello, L. - 2009. Morphostratigraphic framework of the Venice lagoon (Italy) by very shallow water VHRS surveys: evidence of radical changes triggered by human-induced river diversions. *Geophysical Research Letters*, 36(9), doi: 10.1029/2008GL037136.

LE PIATTAFORME LITORALI MEDITERRANEE: INDAGARE I PROCESSI RESPONSABILI DEL LORO MODELLAMENTO PER UTILIZZARLE COME INDICATORI DEI PALEO LIVELLI DEL MARE

di Alessandro Chelli¹, Marta Pappalardo², Federica Pannacciulli³

¹ *Università di Parma, Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra "M. Melloni"*

² *Università di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra*

³ *ENEA - Centro Ricerche Ambiente Marino - S. Teresa, La Spezia*

Le coste rocciose hanno uno sviluppo notevole lungo i litorali del Mediterraneo e italiani in particolare, con una varietà di forme che spesso si inquadrano in modo forzato nella classificazione di Sunamura (1992) quasi unanimemente accettata dalla comunità scientifica internazionale impegnata sui temi della "Rock Coast Geomorphology" (Naylor et al., 2010). Questa classificazione, che fotografa la situazione nella classica tripartizione tra falesie e piattaforme litorali di tipo A e B, è un'efficace schematizzazione di ciò che effettivamente si trova nei contesti litorali oceanici, generalmente caratterizzati da un'alta energia del moto ondoso e in particolare in quelli soprattutto quelli macrotidali. Al contrario lungo le coste del Mediterraneo, dove i processi costieri determinano, generalmente, condizioni di energia più attenuate e l'ampiezza delle maree è moderata, le forme delle coste rocciose risultano maggiormente differenziate e rendono necessario un approfondimento per giungere alla loro sistematizzazione.

La necessità di questo approfondimento risiede nel fatto che le coste rocciose, sebbene poco appetibili per lo sfruttamento in chiave turistica, sono interessanti, dal punto di vista scientifico, essendo conservative nel mantenere l'integrità degli indicatori delle quote raggiunte in passato dal livello del mare. Il tema della ricostruzione delle variazioni relative del livello del mare è di cruciale importanza nella più ampia ricerca sul riscaldamento globale. Infatti, soltanto dall'accertamento della dinamica relativa tra terre e mare nel passato può discendere una cosciente valutazione degli scenari che si proporranno in futuro.

Gli indicatori del livello del mare sono gli elementi centrali ai quali si devono agganciare i modelli di aggiustamento glacio-idro-isostatico in grado di evidenziare la componente eustatica di risalita del livello marino. Tuttavia, l'efficacia delle indicazioni che essi ci forniscono è legata non solo al loro effettivo riconoscimento, alla valutazione dei processi che ne determinano la trasformazione dal momento della loro formazione. La quota raggiunta attualmente dal livello del mare è molto prossima, se emendata dalla componente tettonica, a quella dell'ultimo interglaciale, rappresentato dallo stadio isotopico MIS 5.5. Perciò la prossimità di forme originatesi in tempi diversi ne rende talvolta difficile la lettura e l'interpretazione. Esiste quindi la necessità, che va oltre un'esclusiva ragione di classificazione, di comprendere effettivamente i modi e i tempi dell'evoluzione delle forme delle coste rocciose al fine di interpretare il loro reale significato in termini di indicatori del livello marino.

Gli studi sulle piattaforme litorali del Mediterraneo sono ancora scarsi e concentrati in prevalenza nella porzione occidentale del bacino (Andriani et al. 2007, Fornos et al. 2006, Gomez-Pujol et al. 2006a; Swantesson et al. 2006).

Nel corso degli ultimi 5 anni è stato avviato uno studio delle piattaforme litorali lungo le coste del Mar Ligure e del Tirreno Settentrionale (Liguria, Toscana, Arcipelago Toscano, Corsica), allo scopo di censire, caratterizzare ed interpretare geneticamente le piattaforme litorali ivi presenti (Arozarena, 2006; Chelli e Pappalardo, 2008; Chelli et al., 2010a,b).

Le piattaforme litorali sono forme sviluppate lungo la costa, su substrato roccioso, in prossimità del livello medio del mare. Presentano una superficie orizzontale o dolcemente inclinata verso mare, con, a monte, la falesia. Il termine corrispondente a quello utilizzato nella letteratura anglosassone "*shore platform*", non ha connotazioni genetiche. Infatti lo sviluppo delle piattaforme e i processi coinvolti nella loro formazione non sono stati ancora completamente chiariti (Stephenson e Kirk, 2005). La genesi delle piattaforme litorali e la definizione dei processi responsabili del loro modellamento sono oggetto di dibattito da più di 150 anni. Questo dibattito è incentrato sul ruolo relativo che assumono i processi marini e di alterazione subaerea o meteorica (*weathering*). Alcuni autori pongono l'accento sulla preponderanza degli agenti marini per la formazione delle piattaforme (Sunamura, 1992, Trenhaile e Kanyaya, 2007), altri invece (Stephenson e Kirk, 2000a; Naylor et al., 2002; Gomez-Pujol et al. 2006b) preferiscono un modello di sviluppo delle piattaforme dove la meteorizzazione della superficie gioca un ruolo preponderante, mentre l'azione delle onde si riduce all'asportazione dei detriti prodotti dallo *weathering*.

Ai fini di questo lavoro si è reso anzitutto necessario effettuare un primo censimento sistematico delle piattaforme litorali nell'area di studio, attraverso l'analisi di foto aeree e satellitari. Si è utilizzata la tecnologia GIS come mezzo per archiviare e visualizzare le piattaforme censite nell'area di studio. Nel sistema informativo geografico sono state successivamente inserite tutte le informazioni provenienti dalle attività di terreno svolte su alcune delle piattaforme censite. Queste sono state caratterizzate dal punto di vista morfometrico, attraverso elaborazioni cartografiche e rilievi topografici speditivi, e geologico ed inquadrato nella classificazione geomorfologica di Selby (1980). Sono stati identificati pattern ricorrenti nelle microforme di *weathering* che caratterizzano le piattaforme, cercando di determinarne l'agente morfogenetico e lo stato di attività. Sulle superfici rocciose sono stati censiti gli organismi che vivono strettamente legati alla presenza del mare ed è stata determinata la loro posizione reciproca (zonazione) in rapporto al livello del mare. Questo censimento è stato ritenuto indispensabile come dato di base per la messa a punto di una metodologia che consenta di discriminare, fra i processi responsabili del modellamento delle piattaforme, il contributo dell'alterazione meteorica, da quello specifico della bioerosione. Il ruolo degli organismi nei processi che influenzano la formazione delle piattaforme litorali è stato raramente valutato (Naylor e Viles, 2002; Fornos et al., 2006). La letteratura tratta in prevalenza i fenomeni di bioerosione ma più raramente considera il ruolo di bioprotettivo esercitato dagli organismi sulla superficie rocciosa (Carter e Viles, 2005); questo ruolo potrebbe, infatti, contrastare il processo erosivo sia mediante copertura fisica della superficie della roccia sia prevenendo la rimozione della porzione esposta agli agenti atmosferici.

Sono state effettuate misure quantitative di durezza della roccia attraverso l'uso del martello di Schmidt (sclerometro per rocce), sia su roccia sana, cioè su una superficie fresca, sia su punti di misura, uniformemente distribuiti sia sulle superfici a nuvola di punti, sia lungo transetti perpendicolari rispetto alla linea di costa, testando direttamente lo strumento su superfici con diverso grado di alterazione. Questo approccio, applicato su larga scala nello studio delle piattaforme di ambienti

macrotidali (Stephenson e Kirk, 2000a; Dickson et al., 2004; Kennedy e Beban, 2005; Blanco Chao et al., 2007) ha lo scopo di quantificare il grado di alterazione della roccia. Lo strumento restituisce un indice adimensionale (R) che è tanto maggiore quanto minore è il grado di alterazione della roccia, e può essere convertito, tramite un apposito grafico, nel parametro geotecnico di resistenza a compressione semplice (Aydin e Basu, 2005). Disponendo di un consistente record di misure è possibile, come risulta dalla letteratura, utilizzare questo parametro per investigare i processi in atto e per giungere a determinazioni di carattere genetico.

Infine sono stati applicati modelli capaci di simulare i caratteri del moto ondoso lungo costa (SWAN, STWAVE) a partire da dati sull'ondazione offshore, al fine di calcolare le massime pressioni che possono venire esercitate sulla roccia e comprendere se le onde possono creare pressioni significative ai fini della modellazione delle piattaforme litorali e delle falesie. In letteratura la caratterizzazione dei parametri ondometrici sulle piattaforme è basata su misure dirette (Stephenson e Kik, 2000b; Trenhaile and Kanyaya, 2007; Ogawa et al., 2012), mentre l'approccio modellistico è un prodotto originale del nostro gruppo di lavoro. La metodologia è stata per ora testata lungo due tratti di costa (promontorio orientale del Golfo della Spezia e litorale livornese).

Si è osservato che le caratteristiche geostrutturali delle piattaforme hanno un ruolo prioritario nel determinare i valori dell'indice R (*geological contingency*, Stephenson e Naylor, 2011). Le comparazioni devono pertanto essere effettuate tra piattaforme con caratteri geostrutturali omogenei e analoghi fra di loro. La caratterizzazione morfologica preliminare ha permesso di distinguere su tutte le piattaforme due fasce altimetriche (alta, A e bassa, B), riconoscibili in base alla presenza della copertura biologica. Infatti il sopralitorale delle coste rocciose Mediterranee è caratterizzato da una zonazione dei *biota*, costituiti prevalentemente (Peres e Picard, 1964) da *Cyanophyceae* epilittiche, che su substrati calcarei risultano endolitiche, e da licheni incrostanti del genere *Verrucaria*. La componente animale è costituita da molluschi: il gasteropode *Melaraphe neritoides* e le patelle del genere *Patella*, e crostacei: l'isopode *Ligia italica* ed i cirripedi *Chthamalus montagui*, *Chthamalus stellatus* ed *Euraphia depressa*. Il limite superiore della fascia B corrisponde al limite superiore della zona a copertura continua di *Cyanophyceae*. I risultati dell'applicazione del test del martello di Schmidt su piattaforme ubicate in diversi siti nell'area di studio hanno dimostrato che la fascia B presenta valori di durezza della roccia mediamente del 25% inferiori rispetto alla fascia A. La differenza tra fascia A e B in termini di valore di R è stata testata con il t-test di Student e si è rivelata statisticamente significativa.

Anche lungo i transesti di misura la stima quantitativa della durezza della roccia, in ogni piattaforma, ha mostrato la tendenza alla diminuzione avvicinandosi al livello del mare. I valori di rimbalzo nella fascia B mostrano valori sensibilmente inferiori rispetto alla fascia A, che a sua volta, mostra valori sempre minori rispetto alla roccia sana. La perdita di resistenza della roccia può essere stimata in un 50% nella fascia B ed in un 25% per la fascia A rispetto alla roccia sana. Nella maggior parte dei casi si nota un tendenza lineare all'aumento della resistenza della roccia nella fascia B da mare verso terra, mentre la fascia A non mostra sostanziali variazioni. La fascia B risulta quindi soggetta ad una notevole riduzione della sua resistenza ad opera della meteorizzazione. Tuttavia lungo il litorale livornese i punti di misura in fascia B a distanza dal mare entro i 2-4 m mostrano valori di R assimilabili a quelli testati su roccia sana o comunque maggiori rispetto ai valori di rimbalzo dei punti in fascia A. Quest'evidenza è interpretabile come una conseguenza della pressione esercitata dall'onda frangente nelle fratture della roccia, che ha causato il periodico distacco di frammenti grossolani dalla superficie (*plucking*), le cui tracce sono in quest'area a tratti evidenti sulla superficie rocciosa. Inoltre in quest'area, a differenza delle altre testate, sono presenti morfologie tipo *pothole* che indicano l'attività del processo di

abrasione, che rimuove lo strato superficiale della roccia, alterato, esponendo la parte più interna e integra (Blanco Chao et al., 2003).

Il confronto con le superfici artificialmente create dall'uomo (ad esempio fronti di cava) e con quelle in roccia integra ha mostrato che gli effetti dell'alterazione sono tangibili già su superfici rocciose esposte da relativamente poco tempo.

Sono stati anche effettuati test comparativi fra piattaforme che si presentano ubicate a diversa altezza sul livello del mare. In particolare al centro dell'arco ligure sono stati identificati due ordini di piattaforme, uno con altezza di 2-5 m e l'altro di circa 10 m rispetto al livello del mare attuale. Le piattaforme dell'ordine superiore restituiscono valori di durezza inferiori, e si presentano quindi più alterate rispetto a quelle dell'ordine inferiore. Nell'ambito di queste piattaforme più elevate è stata infine messa in luce una correlazione negativa tra la durezza delle superfici rocciose e la loro quota.

Allo scopo di investigare nel dettaglio l'effettivo contributo della bioerosione/bioprotezione ad opera di alcuni organismi sessili che vivono sulla superficie e sono legati strettamente alla presenza del mare. In particolare si è indagato il contributo dei cirripedi appartenenti alle specie *Chthamalus* spp. ed i licheni del genere *Verrucaria*, che sono fra gli organismi sessili più comuni del sopralitorale delle zone indagate, nel dar forma alle piattaforme costiere delle coste calcaree del Golfo della Spezia. Lo studio ha previsto una prima stima visiva della copertura areale percentuale degli organismi bersaglio all'interno di un'area predefinita della piattaforma; successivamente sono state effettuate, all'interno della medesima area, misure di resistenza della roccia utilizzando il martello di Schmidt. Questo schema analitico è stato applicato per percentuali di copertura diverse e per organismi biologici differenti. L'innovazione dello studio risiede anche nell'utilizzo del martello di Schmidt che fino ad oggi non era mai stato impiegato per valutare il ruolo dei *biota*, tra gli altri fattori, nella determinazione della forma delle piattaforme costiere. Il disegno sperimentale testato nei nostri siti di studio si concentra sul ruolo di *Chthamalus* come agente bioerosivo/bioprotettivo. I risultati mostrano che, nella parte inferiore del sopralitorale, ad un incremento della percentuale di copertura a *Chthamalus* corrisponde una diminuzione della durezza della roccia. La presenza di *Chthamalus*, quindi, sembrerebbe influenzare negativamente la durezza della roccia. Alcune ipotesi alternative potrebbero supportare questa evidenza sperimentale. In particolare la presenza di *Chthamalus* potrebbe schermare l'effetto abrasivo sul substrato ad opera delle particelle di roccia sgretolate dallo *weathering* e trasportate dalle onde, oppure la presenza di *Chthamalus* potrebbe riflettere variazioni microtopografiche della superficie della roccia a quota uguale sul livello del mare, e queste variazioni potrebbero determinare differenze di esposizione alle onde in grado di influenzare il *pattern* di *weathering* della roccia.

Per quanto riguarda il ruolo di *Verrucaria* nell'influenzare la durezza della roccia, i nostri risultati suggeriscono che non vi è alcuna relazione tra copertura a licheni e durezza.

Le indagini bio-geomorfologiche sono tuttora in corso e si indirizzano verso la comprensione dei meccanismi che determinano modificazioni della durezza della roccia ad opera degli organismi intertidali più comuni in Mediterraneo.

La modellizzazione del moto ondoso ha consentito, a partire dai dati sull'ondazione offshore e dalla batimetria, di calcolare il tipo e la frequenza delle onde che giungono sulla costa, la distanza dal litorale alla quale frangono e la loro altezza di frangente (Hb). Sono state selezionate le onde aventi la massima altezza significativa fra quelle provenienti da tutti i quadranti e aventi periodo di ritorno di 1 e 20 anni.

Si sono infine calcolati i valori di massima pressione e massimo sforzo di taglio che le onde esercitano sulla roccia in corrispondenza dell'orlo esterno della piattaforma,

utilizzando la formula impiegata da Stephenson e Kirk (2000b). I valori ottenuti sono stati comparati con i valori di resistenza degli ammassi rocciosi calcolati a partire dai valori medi di R. I risultati di questi test suggeriscono che la resistenza della roccia supera lo sforzo di taglio indotto dall'onda di almeno 4 ordini di grandezza. Lungo la costa del promontorio orientale del Golfo della Spezia le onde frangono a qualche centinaio di m di distanza dall'orlo esterno della piattaforma, sulla quale giungono avendo dissipato buona parte della loro energia. Lungo il litorale livornese, invece, le onde frangono direttamente sulla piattaforma litorale, ed hanno così almeno la capacità di rimuovere la porzione pellicolare, alterata per fenomeni di *weathering*, della roccia e di abraderne la superficie che viene a contatto con l'onda tramite quel detrito prevalentemente grossolano che è stato rinvenuto all'interno delle pothole, tipiche forme di abrasione, che si su queste piattaforme si concentrano nella fascia B. I nostri risultati, seppur preliminari, suggeriscono che, nell'area di studio, il modellamento delle piattaforme nell'intertidale e nell'immediato supralitorale è dovuto principalmente ai processi meteo-marini (idroclastismo, aloclastismo) e subordinatamente alla bioerosione. E' invece emersa la generale incapacità delle onde ad erodere in maniera diretta le piattaforme (effetto martello d'acqua). Tuttavia sono stati riconosciuti gli effetti indiretti del moto ondoso, che avrebbe il ruolo di favorire processi quali l'abrasione e il *plucking*. Tutte le piattaforme studiate appaiono solo parzialmente in equilibrio con gli agenti morfogenetici attuali, e possono essere considerate forme ereditate, geneticamente connesse, in origine, a una fase interglaciale nella quale il livello del mare era sensibilmente diverso da quello attuale. Su di esse attualmente operano processi diversi i quali, comunque, concorrono al loro smantellamento.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Andriani G., Walsh N. 2007. Rocky coast geomorphology and erosional processes: a case study along the Murgia coastline South of Bari, Apulia - SE Italy. *Geomorphology* 87: 224-238.
- Arozarena Llopis, I. 2006. Controls and factors in development of rocky coasts between Lerici and Tellaro (Gulf of La Spezia, Eastern Liguria, NW Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 29: 71-81.
- Aydin A., Basu A. 2005. The Schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology* 81: 1-14.
- Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A., Trenhaile, A.S. 2003. Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 757-775.
- Blanco-Chao, R., Perez Alberti, A., Trenhaile, A.S., Costa Casais, A., Valcarcel-Diaz, M. 2007. Shore platform abrasion in a para-periglacial environment, Galicia, northwestern Spain. *Geomorphology* 83: 136-151.
- Carter N.E.A., Viles H.A 2005. Bioprotection explored: the story of a little known earth surface process. *Geomorphology* 67: 273-281
- Chelli A., Pappalardo M. 2008. Geomorphological mapping, a basic tool for interpreting rock coasts landforms: an example from Eastern Liguria (Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 31: 13-19.
- Chelli A., Pappalardo M., Arozarena Llopis I., Federici P.R. 2010a. The relative influence of lithology and weathering in shaping shore platforms along the coastline of the Gulf of La Spezia (NW Italy) as revealed by rock strength. *Geomorphology* 118: 93-104.

- Chelli A., Pappalardo M., Rosa E. 2010b. Le Piattaforme litorali dell'Isola Palmaria (Golfo della Spezia): un esempio di forme ereditate nella costa rocciosa della Liguria Orientale. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A* 115: 39-54. doi : 10.2424/ASTSN.M.2010.06
- Dickson, M.E., Kennedy, D.M., Woodroffe C.D. 2004. The influence of rock resistance on coastal morphology around Lord Howe Island, Southwest Pacific. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 629- 643.
- Fornos, J.J., Pons, G.X., Gomez-Pujol, L., Balaguer, L. 2006. The role of biological processes and rates of downwearing due to grazing organisms on Mallorcan carbonate coasts (western Mediterranean), *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl* 144: 161-181.
- Gomez Pujol, L., Cruslock, E.M., Fornós, J.J., Swantesson O.H., 2006a. Unravelling factors that control shore platforms and cliffs in microtidal coasts: the case of Mallorcan, Catalanian and Swedish coasts. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl* 144: 117-135.
- Gòmez-Pujol L., Fornós J.J., Swantesson J.O.H. 2006b. Rock surface millimeter-scale weathering of supratidal Mallorcan carbonate coasts (Balearic Islands). *Earth Surface Processes and Landforms*, 31: 1792-1801.
- Kennedy D.M., Beban, J.G. 2005. Shore platform morphology on a rapidly uplifting coast, Wellington, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 823-832.
- Naylor L.A., Viles H.A, 2002. A new technique for evaluating short-term rates of coastal bioerosion and bioprotection. *Geomorphology* 47: 31–44.
- Naylor L.A., Stephenson, W.J., Trenhaile, A.S. 2010. Rock Coast Geomorphology: recent advances, innovations and future research directions. *Geomorphology* 114: 3-11.
- Ogawa H., Kench, P., Dickson M. 2012. Field Measurements of Wave Characteristics on a Near-Horizontal Shore Platform, Mahia Peninsula, North Island, New Zealand. *Geographical Research* 50: 179–192.
- Selby M. J. 1980. A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* 24: 31-51.
- Stephenson W. J., Kirk R. M. 2000a. Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand II: the role of subaerial weathering. *Geomorphology* 32: 43-56.
- Stephenson W.J., Kirk R.M. 2000b. Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand I: the role of waves. *Geomorphology* 32: 21–41.
- Stephenson W.J., Kirk R.M. 2005. Shore Platforms. In: Schwartz, M., Bird, E.C.F. (Eds.) *The Encyclopaedia of Coastal Science*. Kluwer Academic Publishers, 1079-1081.
- Stephenson W.J., Naylor L.A. 2011. Within site geological contingency and its effect on rock coast erosion. *Journal of Coastal Research*, 64: 831-835.
- Sunamura T. 1992. *Geomorphology of Rocky Coasts*. Wiley, Chichester, Uk.
- Swantesson J.O.H., Gòmez –Pujol I., Cruslock E.M., Fornós J.J., Balaguer P. 2006. Process and patterns of erosion and downwearing on micro-tidal rock coast in Sweden and the western Mediterranean. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.* 144: 137-160.
- Trenhaile A.S., Kanyaya J.I. 2007. The role of wave erosion on sloping and horizontal shore platforms in macro- and mesotidal environments. *Journal of Coastal Research* 23: 298–309.

CARTOGRAFIA DI RISCHIO DA MAREGGIATA DELLA FASCIA COSTIERA DELLA REGIONE EMILIA-ROMAGNA

di Clara Armaroli¹, Luisa Perini², Lorenzo Calabrese², Paolo Luciani², Giovanni Salerno², Paolo Ciavola¹

¹ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Ferrara

² Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna, Bologna

INTRODUZIONE

Negli ultimi dieci anni si sono verificate numerose catastrofi lungo le aree costiere di tutto il mondo (Uragano Katrina a New Orleans, gli tsunami nel 2004 e 2011 in India e Giappone, rispettivamente) e anche l'Europa ha dovuto affrontare delle emergenze provocate dall'effetto negativo di mareggiate intense (ad esempio, la tempesta Xynthia in Francia in febbraio-marzo 2010). Le coste dell'Emilia-Romagna (figura 1) sono soggette al danneggiamento causato da eventi energetici e, in particolare, sono vulnerabili all'erosione e all'inondazione provocate dalle acque alte e delle onde (Perini et al., 2011; Armaroli et al., 2012). L'acqua alta (surge) in alto Adriatico è un fenomeno originato dall'innalzamento temporaneo del livello del mare causato, principalmente, dall'accumulo di acqua lungo la fascia costiera spinta dai venti che soffiano da sud-est, oltre che dall'effetto barometrico, cioè dalla bassa pressione, associato a perturbazioni atmosferiche, che crea un sovrizzo del mare al di sopra del livello di marea astronomica.



Fig. 1 - Province in cui è suddivisa la costa dell'Emilia-Romagna

Una valutazione della vulnerabilità delle spiagge della regione alle mareggiate è, pertanto, di grande importanza per conoscere quali sono le zone più soggette a inondazione. Il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna ha iniziato da qualche tempo una valutazione del possibile effetto di diversi scenari meteo-marini sulle coste (Perini et al., 2010). In particolare, sono state prodotte due rappresentazioni cartografiche in GIS (Geographical Information System) che descrivono la vulnerabilità delle aree costiere: una di tipo puntuale (lungo dei profili topografici equispaziati) e una di tipo areale (limite massimo di ingressione del mare durante eventi estremi).

Un ulteriore dato cartografico rilevante è rappresentato dalla cartografia delle aree storicamente colpite da eventi estremi che è stata prodotta nell'ambito del catalogo delle mareggiate realizzato per il progetto Micore (Morphological Impact and COastal Risk induced by Extreme storm events, [1]; Perini et al., 2011).

La costa dell'Emilia-Romagna è una zona micro-tidale con maree semidiurne (80-90 cm in sizigie, 30-40 cm in quadrature). Il clima meteo-marino è caratterizzato da condizioni di bassa energia (91% delle onde è inferiore a 1.25 m) e la durata media delle mareggiate è inferiore a 24 ore. Le mareggiate più estreme che si possono verificare annualmente sono caratterizzate da $H_s = 3.3$ m e $T_s = 7.7$ s (Idroser, 1996), con elevazioni di surge che possono raggiungere 85 cm (Yu et al., 1998).

Le direzioni dei venti che generano le tempeste più significative sono: Scirocco (SE) e Levante - Bora (E-NE). Circa il 60% della costa è protetto da opere rigide (barriere longitudinali emerse e soffolte, pennelli, scogliere radenti, ecc).

METODI

La cartografia puntuale

La cartografia puntuale è stata creata per capire come determinate condizioni di altezza dell'onda e di acqua alta possono influire sfavorevolmente sulle zone poste vicine al mare. La metodologia ha portato alla creazione di tre scenari che prendono in esame: l'altezza e il periodo delle onde con il tempo di ritorno di 1, 10 e 100 anni in associazione a un livello del mare (acqua alta), con i medesimi tempi di ritorno, che avvenga in concomitanza a un'alta marea sizigiale (+0.45 m sul lmm). Tali condizioni sono definite "scenari peggiori", intesi come condizioni meteo-marine estreme che tengano conto di tutte le componenti che possono influire negativamente sulle aree costiere.

La cartografia è stata fatta considerando la risalita del mare, run-up, lungo profili, della rete Idroser, spaziate 500 m e distribuiti lungo tutta la costa (Idroser, 1996). Il totale delle sezioni analizzate è 187 ed esse attraversano aree naturali con dune, parti urbanizzate e protette da barriere emerse o soffolte e porzioni di costa difese con scogliere radenti.

Per calcolare il run-up nelle aree naturali è stata usata la formula di Holman (1986), modificata da Komar (1998), e la pendenza dei profili è stata valutata lungo ciascuna sezione, estraendo il dato topo-batimetrico da un volo Lidar del 2004 (Perini et al., 2010). Le informazioni sull'altezza e il periodo dell'onda e i livelli di acqua alta, con i tre tempi di ritorno presi in esame, sono state ottenute dalla letteratura (tabella 1).

	T1		T10		T100	
	Hs (m)	Ts (s)	Hs (m)	Ts (s)	Hs (m)	Ts (s)
Valori medi (direzioni 30° - 120° nord)	3.3	7.7	4.7	8.9	5.9	9.9
Acqua alta (m)	0.85		1.04		1.28	
Elevazione totale del mare (m)	1.3		1.49		1.73	

Tabella 1 - Altezza e periodo dell'onda medi per i tre tempi di ritorno di 1, 10 e 100 anni (Idroser, 1996). I livelli di acqua alta per i medesimi tempi di ritorno sono indicati in fondo alla tabella (Yu et al., 1998). L'elevazione totale del mare usata per i tre scenari è calcolata come acqua alta + alta marea sizigiale (+0.45 m sul lmm).

La formula di Holman (1986), modificata da Komar (1998), che include anche il set-up generato dalle onde è la seguente (eq. 1):

$$R_{2\%} = 0.36 g^{1/2} \tan\beta H_0^{1/2} T \quad \text{eq. (1)}$$

Dove $R_{2\%}$ è il livello di run-up superato dal 2% delle onde incidenti, H_0 è l'altezza dell'onda misurata in mare profondo, $\tan\beta$ è la pendenza della spiaggia, g è l'accelerazione di gravità e T è il periodo dell'onda. Nel caso di aree nelle quali sono ancora presenti dei cordoni dunali (province di Ravenna e Ferrara), le dune sono state analizzate tenendo conto della quantità di sabbia in esse contenuta. Diversi autori nella letteratura, infatti, hanno dimostrato che l'estensione perpendicolare a costa della duna è un elemento che deve essere tenuto in considerazione quando se ne valuta la risposta agli eventi estremi (tra gli altri, FEMA, 2003) e che non è sufficiente, per definire la vulnerabilità dei cordoni e del retro spiaggia, fare un semplice confronto tra la quota della cresta e l'elevazione del mare durante le mareggiate. Per ciascuna sezione è stato calcolato il massimo livello raggiunto dal mare, sommando tutti i parametri dinamici già elencati in precedenza, e tale valore, per ciascuno scenario, è stato utilizzato per calcolare il Dune Stability Factor (DSF; Armaroli et al., 2012). Uno schema esemplificativo del DSF è presentato in figura 2.

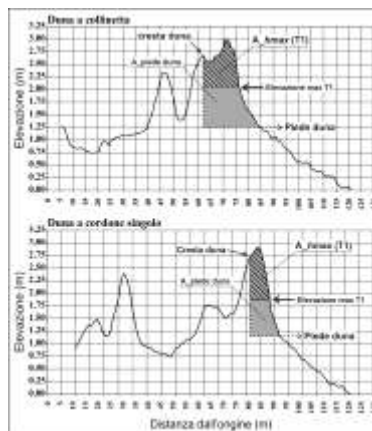


Fig. 2 - schema di calcolo e parametri utilizzati per il DSF. Le dune sono state classificate in base alla classificazione di Short e Hesp, 1982

Il DSF è calcolato come segue (eq. 2):

$$DSF = (A_{hmax} / A_{piededuna}) * 100 \quad \text{eq. (2)}$$

Con A_{hmax} l'area della duna in sezione calcolata tra il livello massimo raggiunto dal mare e la cresta della duna; $A_{piededuna}$ l'area in sezione calcolata tra il piede della duna e la cresta. Dal confronto tra rilievi topografici effettuati prima e dopo una mareggiata sono stati ricavati tre intervalli di variazione del DSF che corrispondono ad altrettante categorie di impatto: $DSF \leq 20\%$, rimozione della duna; $20\% < DSF < 75\%$, erosione frontale della duna; $DSF \geq 75\%$, intersezione profilo e condizione di sicurezza. Le zone protette da scogliere emerse o soffolte sono state analizzate tenendo in considerazione l'effetto di attenuazione dell'altezza d'onda generato dalle opere stesse, secondo il metodo di Armaroli et al. (2009).

Le porzioni di costa protette da opere radenti sono state studiate separatamente (Armaroli e Perini, 2012), in quanto le formule di run-up su opera sono diverse da quelle per il calcolo della risalita sulla spiaggia. In particolare, le difese radenti presenti nella provincia di Ferrara hanno la conformazione di argini in terra ricoperti da geotessile, sormontati da un singolo strato di massi calcarei. Sono state confrontate tre formule empiriche (Ahrens and Heimbaugh, 1988; CEM - Coastal Engineering Manual; EurOtop Manual, [2]) tra di loro, ed è stato utilizzato, lungo 5 profili rappresentativi, anche il modello numerico SBeach (Larson e Kraus, 1989). I dati topografici sono stati estratti dal volo Lidar 2008 PNT (Piano Nazionale di Telerilevamento) e l'andamento batimetrico dei fondali è stato ricavato dal rilievo della rete di profili regionali svolto nel 2006, effettuato lungo le sezioni Idroser, spaziate 500 m. Al valore di risalita è stata sommata la componente di surge, per ciascun tempo di ritorno, e l'alta marea sizigiale, così come è stato fatto per le sezioni naturali. Per i dettagli sulle formule usate si rimanda ad Armaroli e Perini (2012).

Infine, è stato fatto un confronto qualitativo tra la mappatura delle aree inondate, effettuata dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, in seguito ad un'intensa mareggiata verificatisi il 10 marzo 2010 ($H_s \text{ max} = 3.91 \text{ m}$; $T_p \text{ max} = 10 \text{ s}$; direzione $H_s \text{ max} = 59^\circ$ Nord; livello massimo del mare = 0.93 m su lmm), che ha avuto condizioni energetiche confrontabili con lo scenario con tempo di ritorno di 5 anni, e la cartografia della vulnerabilità. Sono state individuate 7 superfici inondate e/o danneggiate nelle province di Ravenna, Forlì-Cesena e Rimini.

La cartografia areale

La cartografia areale è stata elaborata per adempiere alle richieste del d.lgs. n. 49/2010, attuazione della direttiva 2007/60/CE concernente la valutazione e la gestione dei rischi di alluvioni, nota a livello europeo come "Flood Directive". La normativa, che si occupa sia di inondazioni fluviali che marine, chiede di effettuare, entro giugno 2013, una mappatura delle aree a rischio di inondazione in occasione di eventi di mareggiata

Tempi di ritorno	Sovralzo (m)	Alta marea media (m)	Set-up (m)	Elevazione totale del mare (m)
T1	0.61	0.40	0.22	1.22
T10	0.79	0.40	0.3	1.49
T100	1.02	0.40	0.39	1.81

Tabella 2 - Sovralzo e set-up da onda per i tre tempi di ritorno di 1, 10 e 100 anni (Masina e Ciavola, 2011; Idroser, 1996, rispettivamente). L'elevazione totale del mare usata per i tre scenari è calcolata come sovrалzo + set-up + alta marea media (+0.40 m sul lmm)

Per la mappatura della pericolosità si è utilizzato un approccio semplificato, che risponde alle esigenze di ottenere una prima cartografia in tempi brevi e con scarse risorse economiche. In prima approssimazione si è utilizzato il metodo della “vasca da bagno” (bathtub), in cui sono stati considerati i livelli d’innalzamento del mare causati da diversi fattori (alta marea media, sovralzato e set-up dovuto alle onde, tabella 2) e sono stati confrontati con le quote del territorio ricavate da informazioni Lidar. I valori di sovralzato del mare, dovuti esclusivamente all’effetto della tempesta, tolta la componente di marea, sono stati presi da uno studio recente svolto da Masina e Ciavola (2011) utilizzando 10 anni di registrazioni presso il mareografo di Porto Corsini (Ravenna), parte della Rete Mareografica Nazionale.

Il confronto è stato fatto applicando un algoritmo in ambiente GIS che non esamina la semplice distanza euclidea tra un punto e il successivo, ma i percorsi minimi possibili fatti dalle acque per raggiungere il retro spiaggia. Grazie a tale metodologia, si tiene conto della complessità delle aree costiere sia dal punto di vista morfologico sia da quello antropico (presenza di edifici e infrastrutture). E’ stato utilizzato lo strumento GIS Cost Distance, implementato nell’estensione Spatial Analyst del software ArcGIS, che calcola la distanza percorsa dall’acqua secondo un algoritmo che pesa il contributo di ogni cella, in cui è suddivisa la fascia costiera, per determinare le direzioni di spostamento dell’acqua. E’ stato introdotto, infine, un fattore di smorzamento, valutato sulla base delle osservazioni in campo disponibili, che esprime l’insieme dei processi dissipativi nella propagazione dell’acqua marina verso l’entroterra (attriti, permeabilità del substrato, ecc.; Perini et al., 2012).

RISULTATI

Per la cartografia puntuale sono state create diverse categorie di impatto (figura 3, a destra) che tengono conto delle dune, ove presenti, delle strutture balneari e dell’esistenza di opere di difesa.

Le categorie sono dieci, con relativa simbologia GIS: 1) intersezione spiaggia o 2) opera di difesa radente, 3) intersezione/danneggiamento struttura antropica, 4) danneggiamento struttura antropica, 5) danneggiamento e possibile scavalco struttura antropica o 6) opera di difesa radente, 7) inondazione retro spiaggia o 8) retro opera di difesa radente, 9) arretramento fronte dunale, 10) rimozione della duna.

Un esempio di rappresentazione in GIS, per il tempo di ritorno di un anno (T1), della simbologia di impatto è presentata in figura 3 (a sinistra), sia per la zona di Rimini sud, fortemente antropizzata, sia per l’area naturale di Lido di Dante-Lido di Classe, Ravenna, naturale e che presenta cordoni dunali. Per l’intera costa si consultò l’apposito tematismo all’interno del webGIS del Sistema Informativo della Costa [3].

I risultati dell’impatto sulle difese radenti dimostrano che le tre formule utilizzate generano risultati molto diversi tra di loro, che non si confrontano con la risalita estratta dalla modellistica.

L’analisi puntuale ha evidenziato che ci sono molte zone a rischio, anche se si prende in esame lo scenario meno energetico (tempo di ritorno di un anno). Infatti, in percentuale sul totale, il 60% dei profili mostrano una vulnerabilità al danneggiamento o all’inondazione. Se si prende in esame il tempo di ritorno di 10 anni la percentuale sale al 80%.

La cartografia areale mostra, a scala regionale, che le mareggiate con tempo di ritorno di un anno coinvolgono quasi esclusivamente la spiaggia (solo l’1% delle aree potenzialmente inondate sono propriamente urbanizzate, a cui si aggiunge un 3% di aree costituite da spiagge con infrastrutture), mentre gli scenari cambiano drammaticamente con quelle con tempo di ritorno di cento anni dove risultano

sommerse ampie aree fortemente urbanizzate (in questo caso il 23% delle aree inondabili è rappresentato da zone urbanizzate, cui tocca aggiungere un 8% di spiagge con infrastrutture).

Il confronto tra la cartografia puntuale e la mappatura delle zone inondate dalla mareggiata del 10 marzo 2010 ha evidenziato che, a parte un'area che non è attraversata da profili presenti nella cartografia di vulnerabilità, tutte le rimanenti 6 porzioni di costa hanno al loro interno sezioni descritte con la simbologia di danneggiamento e inondazione. E' importante sottolineare che non tutte le zone che mostrano nella cartografia puntuale un'elevata vulnerabilità sono state effettivamente danneggiate, ma che le aree danneggiate dall'evento di marzo 2010 sono rappresentate come effettivamente vulnerabili.

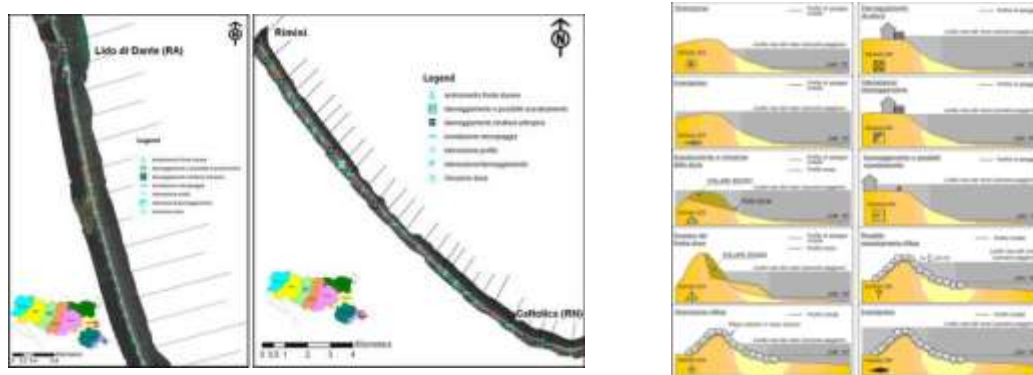


Figura 3 - a sinistra, rappresentazione in GIS delle diverse categorie di impatto per il tempo di ritorno T1: zona naturale con dune (Lido di Dante- Lido di Classe, Ravenna); zona antropizzata di Rimini sud. A destra, categorie di impatto create per la cartografia puntuale, sia per le aree con difese radenti e antropizzate sia per le zone naturali con dune. Il simbolo utilizzato per la rappresentazione in GIS è posto in basso a sinistra in ciascun schema

DISCUSSIONE

La cartografia puntuale ha permesso di mettere in evidenza quali sono le zone più vulnerabili della costa della Regione Emilia-Romagna. L'introduzione del valore di run-up nel calcolo dell'elevazione totale del mare durante le mareggiate, per i tre tempi di ritorno, è un elemento di grande importanza, poiché la risalita delle onde sulla spiaggia riveste un ruolo fondamentale nel determinare la quota che raggiunge l'acqua durante un evento estremo. Studi recenti svolti tramite videomonitoraggio sulle spiagge di Barcellona, che presentano forti analogie con le spiagge emiliano-romagnole, hanno confermato il ruolo chiave del processo di run-up nell'inondare vaste parti della spiaggia emersa (Garcia, 2012). Il limite maggiore di tale metodologia è rappresentato dalla grande quantità di tempo che richiede l'estrazione e l'analisi di ogni sezione e dalla soggettività, data dall'operatore, della scelta dei punti per il calcolo della pendenza, valore che assume un notevole peso nel calcolo della quota di run-up. Inoltre i valori di run-up hanno un'ampia variabilità e non permettono di creare una interpolazione lineare lungo costa.

La cartografia areale, per quanto segua un metodo più oggettivo e applicabile in modo uniforme e in breve tempo a tutta la costa, manca per ora, nel calcolo del livello massimo raggiunto dal mare durante le mareggiate, della componente di run-up, per

l'impossibilità di trovare un valore unico che possa essere usato per tutta la costa o, perlomeno, per zone omogenee. Inoltre, semplifica eccessivamente fattori come la rugosità o la permeabilità del terreno e, pertanto, esclude importanti informazioni nella valutazione dell'ingressione marina a scala locale.

Entrambi i metodi non considerano l'evoluzione morfologica della spiaggia durante le mareggiate e la sua capacità di adattarsi ai cambiamenti nelle forzanti nel corso dell'evento di mareggiata. Una valutazione del genere potrebbe essere fatta solo tramite modellistica numerica, che però non può essere applicata a porzioni estese di arenile, per gli eccessivi tempi di calcolo. Durante il progetto europeo Micore è stato utilizzato il modello numerico XBeach (Roelvink et al., 2009) per modellare la risposta morfologica delle spiagge di Lido di Dante, zona protetta da opere di difesa, e Lido di Savio. Il modello è stato calibrato per le condizioni morfologiche e dinamiche della riviera romagnola e ha prodotto dei risultati confrontabili con la reale risposta dell'arenile alle tempeste e ha previsto con una discreta accuratezza i processi erosivi delle fasce dunali (Harley et al., 2011).

Il motivo per cui le aree che sono state inondate/danneggiate durante l'evento del 10 marzo 2010 non sono tutte quelle che erano indicate come vulnerabili nella mappatura puntuale dipende dal fatto che gli scenari creati per la cartografia puntuale sono basati su condizioni molto estreme date dalla concomitanza di diversi fattori di pericolo, cioè si presuppone che si verifichino, durante il medesimo evento di tempesta, tre fenomeni "eccezionali": alta marea sigiziale più surge e altezza dell'onda col medesimo tempo di ritorno. La mareggiata avvenuta a marzo 2010 è stata caratterizzata da condizioni intermedie tra il T1 e il T10, perché l'altezza dell'onda è stata superiore al T1 ma inferiore al T10 (tabella 1), mentre l'acqua alta (surge + marea) è stata confrontabile con il T1, ma inferiore al T10.

CONCLUSIONI E SVILUPPI FUTURI

Le categorie che descrivono, lungo profili equispaziati, l'effetto delle mareggiate e la metodologia adottata per creare una mappatura areale delle zone inondate, secondo degli scenari di impatto, si sono rivelati importanti strumenti nella valutazione delle vulnerabilità della costa regionale. Sarà necessario in futuro integrare le informazioni dinamiche (run-up) nella mappatura areale attraverso metodi statistici/morfologici; aggiornare la mappatura puntuale con dati Lidar più recenti, focalizzandosi sulle zone più vulnerabili; verificare quantitativamente la corrispondenza tra l'impatto reale degli eventi estremi e l'impatto previsto con la mappatura puntuale e areale; calibrare le formule di run-up per le zone protette da scegliere radenti attraverso misure dirette (videocamera, rilievi topografici con GPS); monitorare i fenomeni estremi in zone critiche, proseguendo e ampliando le misure effettuate dal SGSS; modellare bidimensionalmente delle aree selezionate (attraverso il modello numerico XBeach) per valutarne la risposta morfologica.

RINGRAZIAMENTI

Il presente lavoro è stato svolto in parte nell'ambito del progetto Europeo MICORE, grant agreement no.: 202798. Si ringrazia il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, della Regione Emilia-Romagna, per il materiale fornito.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Ahrens, J.P., Heimbaugh, M.S., 1988. Approximate upper limit of irregular wave runup on riprap, Technical Report CERC-88-5, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.
- Armaroli, C., Ciavola, P., Perini, L., Calabrese, L., Lorito, S., Valentini, A., Masina, M., 2012. Critical storm thresholds for significant morphological changes and damage along the Emilia-Romagna coastline, Italy. *Geomorphology*, 143-144, 34-51.
- Armaroli, C., Ciavola, P., Masina, M., Perini, L., 2009. Run-up computation behind emerged breakwaters for marine storm risk assessment. *Journal of Coastal Research*, SI 56, 1612- 1616
- Armaroli, C., Perini, L., 2012. A simplified methodology for the estimation of wave runup on armoured rubble slopes for vulnerability assessment. *Atti di: 7th EUREGEO Conference*, Bologna, Giugno 2012, vol. I, 355-356.
- Coastal Engineering Manual, U.S. Army Corps of Engineers, 2006. Part VI - Chapter 5, fundamentals of design, 176 p.
- EurOtop - Wave Overtopping of Sea Defences and Related Structures: Assessment Manual (Die Kuste version), August 2008. EA Environment Agency, UK; ENW Expertise Netwerk Waterkeren, NL; KFKI Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen, DE (ed.), 201 p.
- FEMA (Federal Emergency Management Agency), 2003. Guidelines and Specifications for Flood Hazard Mapping Partners. Appendix D: Guidance for Coastal Flooding Analyses and Mapping. April 2003.
- Garcia, A.S. (2012). Beach inundation and morphological changes during storms using videomonitoring techniques. Tesi di dottorato in Scienze del Mare, Università Politecnica della Catalogna, Barcellona, Spagna, 155 p.
- Harley, M., Armaroli, C., Ciavola, P., 2011. Evaluation of XBeach predictions for a real-time warning system in Emilia-Romagna, Northern Italy. *Journal of Coastal Research*, SI64, 1861-1865.
- Holman, R.A., 1986. Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering* 9, 477-491.
- IDROSER, 1996. Progetto di Piano per la difesa del mare e la riqualificazione ambientale del litorale della Regione Emilia-Romagna. Regione Emilia-Romagna, Bologna, Italia, 365 p.
- Komar, P.D., 1998. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice Hall, 1998, 544 p., ISBN 978-0137549382
- Larson, M., Kraus, N.C., 1989. SBEACH: Numerical Model for Simulating Storm-Induced Beach Change. Report 1. Empirical Foundation and Model Development. Technical Report CERC-89-9, US Army Corps of Engineers, 267 p.
- Masina, M., Ciavola, P., 2011. Analisi dei livelli marini estremi e delle acque alte lungo il litorale ravennate. *Studi Costieri* 2011 - 18, 87-101.
- Perini, L., Calabrese, L., Deserti, M., Valentini, M., Ciavola, P., Armaroli, C., 2011. Le mareggiate e gli impatti sulla costa in Emilia-Romagna, 1946-2010. A cura di: Perini, L., Calabrese, L., Deserti, M., Valentini, M., Ciavola, P., Armaroli, C., 143 p., ISBN 88-87854-27-5
- Perini, L., Calabrese, L., Salerno, G., Luciani, P., 2012. Sea-flood hazard mapping in Emilia-Romagna. *Atti di: 7th EUREGEO Conference*, Bologna, Giugno 2012, Vol. 1, 334-335.

- Perini, L., Luciani, L., Ciavola, P., Armaroli, C., Masina, M., 2010. Cartografia della vulnerabilità alle mareggiate. Il sistema mare-costa dell'Emilia-Romagna. Regione Emilia Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, a cura di: Luisa Perini e Lorenzo Calabrese, Pendragon Ed., 203-210, ISBN 978-8883428487
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., de Vries, J. V., McCall, R., Lescinski, J., 2009. Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands, Coastal Engineering, 56(11-12), 1133-1152.
- Short, A.D., Hesp, P.A., 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. Marine Geology, 48, 259-284.
- Yu, C.S., Decouttere, C., Berlamont, J., 1998. Storm surge simulations in the Adriatic Sea. CENAS. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 207-232.

MATERIALE ONLINE

- [1] www.micore.eu
- [2] www.overtopping-manual.com
- [3] https://applicazioni.regione.emilia-romagna.it/cartografia_sgss/user/viewer.jsp?service=costa

QUATERNARY GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF TREMITI ISLANDS (NORTHERN APULIA): THE CONTRIBUTION OF UNDERWATER GEOMORPHOLOGY

di Francesco Mascioli, Enrico Miccadei, Tommaso Piacentini

Dipartimento di Ingegneria e Geologia, Università degli Studi "G.d'Annunzio" Chieti-Pescara

INTRODUCTION AND METHODS

The Isole Tremiti archipelago lies in the central-southern Adriatic Sea, in northern Apulia, at about 20 km north from Gargano promontory coast, in a very complex geological area due to the Quaternary Adriatic Basin evolution, strongly driven by tectonic and eustatic processes (fig. 1). As a matter of fact, the Tremiti islands are located along well known regional faults and are the emerged part of one of the main Adriatic structural high, well studied in relation to erosional/depositional processes connected with Late Quaternary tectonic and eustatic sea level changes (Scrocca, 2006; Cattaneo et alii, 2003).

This research focuses on geomorphological features of inner continental shelf (Miccadei et alii, 2011a). It is based on a detailed geomorphological survey between coastline and about 70 m b.s.l., starting from a preliminary bathymetric analysis (scale 1:5000). Geomorphological data have been collected by about 9 km² side scan sonar survey (scale 1:5000). Side scan sonar records have been calibrated and improved with a detailed scuba geomorphological survey, up to a depth of about 50 m b.s.l. (scale 1:1000).

Submerged data interpretation, linked to Pleistocene-Holocene sea level changes too, has been developed defining relationships with emerged stratigraphic, tectonic and geomorphological features. This approach allowed a spatial-temporal scanning of geomorphological events and a reconstruction of main Late Quaternary evolutive stages of the archipelago.

GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL SETTING

Tremiti Islands Archipelago is characterised by a Cenozoic marine sedimentary succession (Palaeocene–Middle Pliocene), made of calcareous, dolomitic calcareous and marly-calcareous rocks (Selli, 1971). Marine succession is overlain by a Quaternary continental succession, made of breccias, conglomerates and sandy deposits, related to different Middle Pleistocene clastic sedimentation cycles, in slope and aeolian environment. These deposits are interbedded by some Middle-Upper Pleistocene soil calcretes, followed by Upper Pleistocene aeolian sands; the continental succession ends with Holocene eluvial and colluvial deposits (Miccadei et alii, 2011b, 2012).

Marine succession shows a SE dipping homocline structural setting, consisting with the archipelago position on a side of a SW-NE trending regional fold (Montone and Funicello, 1989; Brozzetti et alii, 2006). Homocline structures are interested by a series of pre-Quaternary fault systems, striking E-W and NE-SW and with strike-slip kinematic. Geomorphological studies focus on coastal cliffs retreat and relationships occurring among landforms, processes, quaternary deposits and tectonic features (Andriani et alii, 2005; Miccadei et alii, 2011b), pointing out as the present morphology results from continental stages, caused emersion due to tectonic uplift and eustatic sea-level changes. Submerged areas have been studied also from a sedimentological point of view (Fanzutti et alii, 2004).

BATHYMETRIC FEATURES

Sea floor bathymetric features are characterized by a strong asymmetry between south-eastern and north-western areas, given by a wider extension of inner continental shelf in the northern ones (Fig. 1).

Bathymetry is characterized by three main flat surfaces at 8-10 m b.s.l., at 20-25 m b.s.l., and at 50-55 m b.s.l.. The surface at 20-25 m b.s.l. shows the largest extension and lateral continuity all around the archipelago. These flat surfaces are bounded by scarps and subvertical slopes, providing a step-like morphology to the inner continental shelf.

The north-western sector is also characterized by several incisions with E-W and SE-NW orientation.

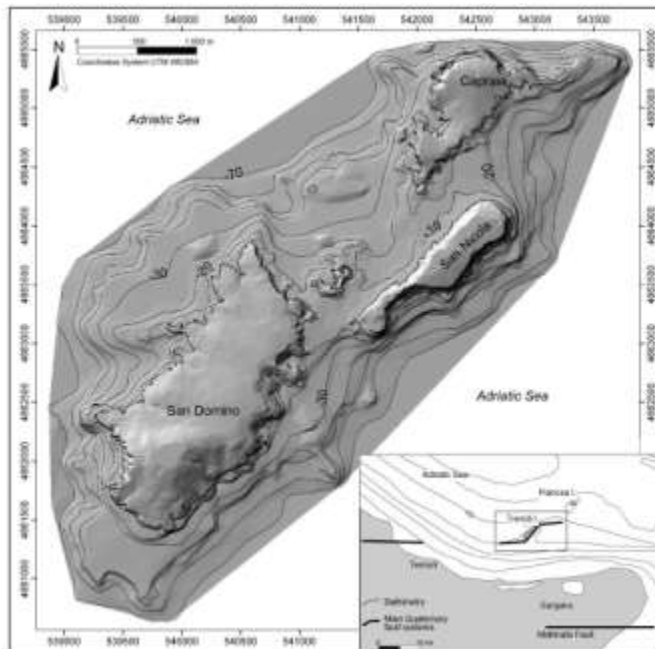


Fig. 1 - Continental shelf bathymetry and hillshade around Tremiti archipelago (data from Piano Nautico n. 204 of Istituto Idrografico Militare).

INNER CONTINENTAL SHELF GEOMORPHOLOGY

Sea-bottom areas are covered by incoherent deposits alternating to bedrock ones, dislocated by tectonic discontinuity and shaped by erosional and depositional landforms referred to sub aerial and coastal processes.

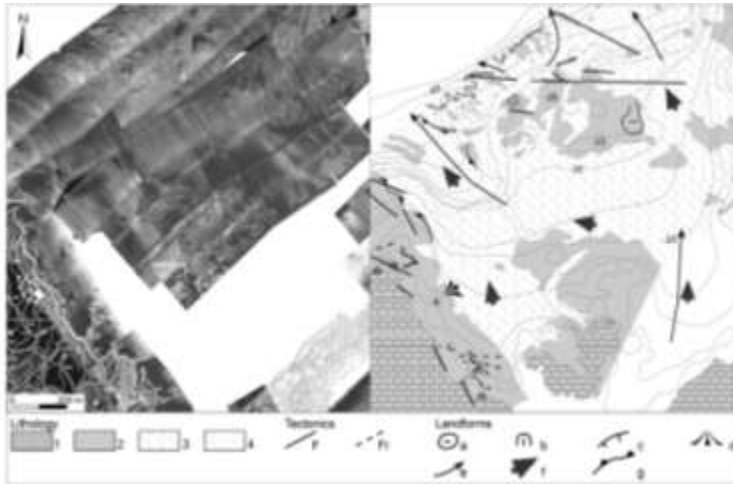


Fig. 2 - Area between San Domino, Cretaccio, San Nicola e Capraia, in north-western part of archipelago; submerged area geomorphologic scheme, from side scans sonar record 100 kHz and scuba survey (Miccadei et alii, 2011a). Lithology: 1-Carbonate bedrock, horizontal section at sea level of emerged area; 2-Carbonate bedrock; 3-Sandy deposits; 4-Gravelly deposits. Tectonics: F-Faults; Fr-Fractures. Landforms: a-Karst dissolution landforms, dolinen and minor depressions; b-Karst littoral submerged caves; c-Marine scarps; d-Detritic fans; e-Incisions; f-Paleodrainage; g-Fluvial scarps.

Main fault systems are pointed out by sub vertical slopes and bedrock outcrops alignments, generally connected with highly fractured zones. A first fault system is characterized by direction ranging between E-W and ESE-WNW and a second one is outlined by NE-SW alignments (Fig. 2). These two fault systems displace a third one with NW-SE direction (fig. 2).

Carbonate bedrock is intensely shaped by karst epigeal landforms. Dolinen and potholes are located between 9 and 15 m b.s.l., partly filled of gravel deposits, and intensely reshaped by marine erosion. In deepest sea floor areas, dolinen over 100 m in width are present (Fig. 2), filled by sandy and gravelly deposits. Karst activity is also testified by over 50 caves located from 40 to 50 m b.s.l. About 30 of them develop in half-submerged position, with bottoms located at depth varying from 3 to 7 m b.s.l. In deepest sea floor sectors, submarine caves are located along main rocky subvertical scarps, developing at depth ranges of 6/18 and 25/45 m b.s.l. (Fig. 3).

The faulted and karsted carbonate bedrock is shaped by fluvial erosional processes. A well developed gullies system is constituted by SE-NW incisions developed between 30 and over 60 m b.s.l. Incisions and erosive channels goes from the sea

level to the main flat surfaces; towards lower part, they are characterized by detritic fans, generally fossilized by algal fouling coverage (Fig. 3).

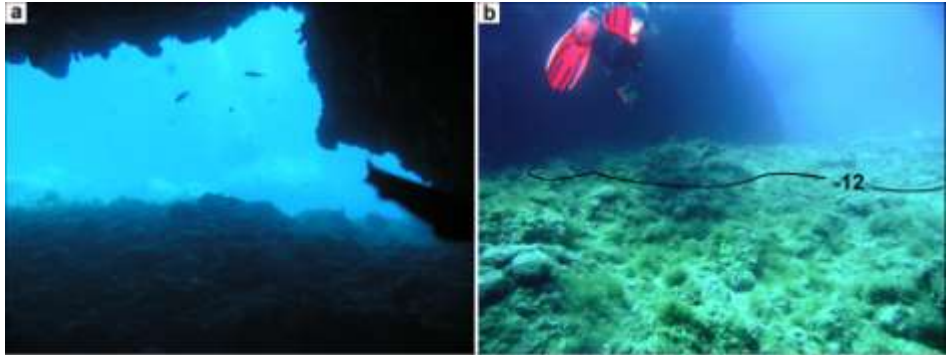


Fig. 3 - a-San Domino island, submerged cave at 10 m b.s.l. b-San Domino island, detritic fan with centimetric and decimetric calcareous elements, sub-rounded, fossilized by algal fouling.

Detritic fans lie on the inner part of the wide flat surface at 20/25 m b.s.l., generated by polycyclic elaboration in coastal and littoral environment, related to marine paleo sea level. Shore platforms edges, related to other paleo sea levels, lower than the actual one, are located at 8/10 m b.s.l., showing a good inner margin bathymetric correlation, externally bounded by scarps with well defined or irregular and rounded edges, and also at 50/55 m b.s.l.

Well represented in north-western Capraia island sector, there are paleo-landslide deposits between 30 and 40 m b.s.l., constituted by decametric calcareous blocks.

DISCUSSION

The present geomorphological setting of inner continental shelf of the Tremiti Islands archipelago is characterized by fluvial, karst and marine-coastal processes and related landforms, resulting from alternate phases of continental and marine environment due to emersion and submersion periods (fig. 4).

The three flat surfaces at 8-10 m b.s.l., 20-25 m b.s.l., and 50-55 m b.s.l. testify Upper Pleistocene polycyclic coastal and littoral environments processes and paleo sea-level during the Holocene rise (Chiocci et alii, 2004; Mastronuzzi et alii, 2007).

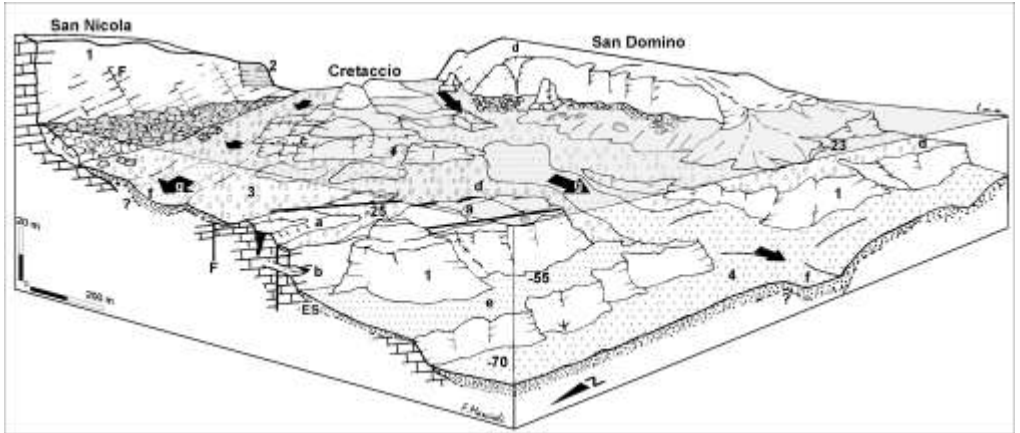


Fig. 4 - Block diagram of area between San Domino and Capraia islands (Miccadei et alii, 2011a). Lithology: 1-Carbonate bedrock (Paleocene-Pliocene); 2-Conglomerates and paleosoils (Late Middle Pleistocene, Miccadei & alii, 2011); 3-Gravelly deposits (Holocene); 4-Sandy deposits (Holocene); ES-Erosive surface. Tectonics: F-Faults. Landscapes: a-Karst dissolution landforms, dolines and minor depressions (Eocene-Upper Pleistocene); b-Karst littoral submerged caves (Eocene-Upper Pleistocene); c-Marine surface at 8 m b.s.l. (Holocene); d-Marine surface at 25 m b.s.l. (Upper Pleistocene); e-Marine surface at 55 m b.s.l. (Holocene); f-Incisions (Upper Pleistocene-Holocene); g-Paleodrainage (Late Middle Pleistocene).

The occurrence of tectonic landforms outline NE-SW and E-W tectonic systems that displace and interrupt shore platforms integrity, suggesting an Upper Pleistocene activation. These systems intersect the older one characterized by NW-SE to WNW-ESE orientation, related to main Neogenic-Quaternary orogenic stages (Montone and Funicello, 1989; Brozzetti et alii, 2006). These features together with the strong asymmetry of the inner continental shelf suggest Upper Pleistocene tectonics to induce a general lowering of the south-eastern area of the islands and the downthrow of the hilly landscape between the archipelago and the Gargano promontory, as hypothesized by Pasa (1953) and confirmed by surface landforms and deposits analysis (Miccadei et alii, 2011b).

Caves and dolines are the result of several phases of karst activity starting from Eocene (Cadara & Palmentola, 1993) and mostly developed along main tectonic discontinuities. Underwater landforms suggest the reactivation of karst processes during Upper Pleistocene sea-level low stand together with fluvial processes. This chronological attribution is also supported by the occurrence of karst landforms on early Upper Pleistocene calcretes in above sea-level areas, by the sealing of dolines with mid Upper Pleistocene aeolian deposits (Miccadei et alii, 2011b).

CONCLUSIONS

The elements that mostly control Late Quaternary morphogenesis are different fault systems and sub-aerial and coastal-littoral erosional processes.

During Middle and Upper Pleistocene, sea level changes cause mainly fluvial processes, referable to paleo base-levels lower than the present one, generating a SE-NW paleodrainage network driven by tectonic elements (Fig. 5). Up to Late Middle Pleistocene, this paleodrainage is related with a paleogeographical setting characterized by emerged areas extending towards SE, morphologically similar to calcareous and marly-calcarous hills.

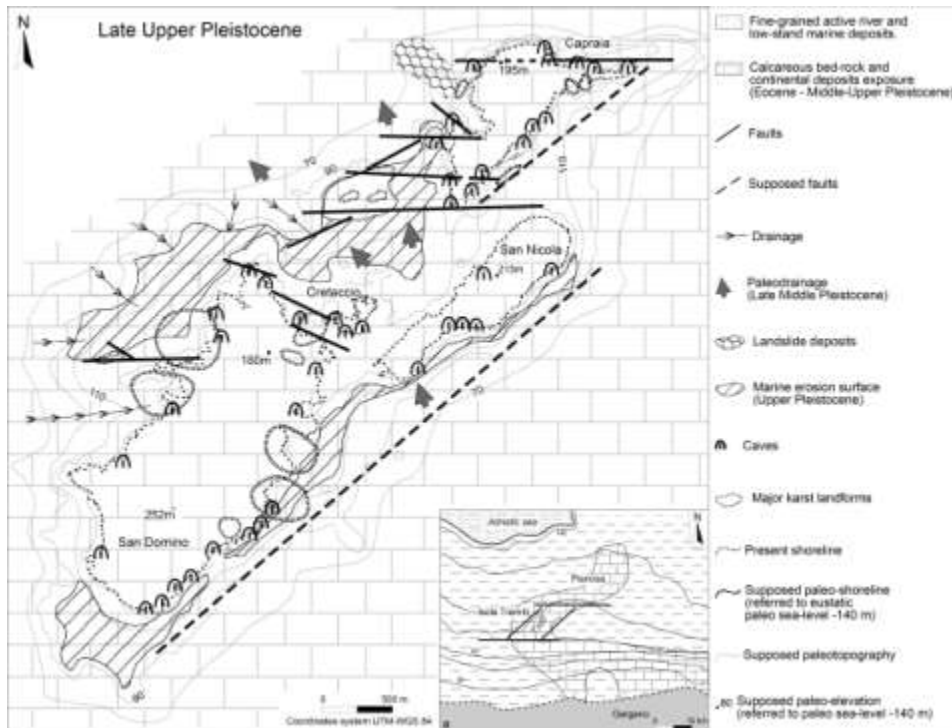


Fig. 5 - Reconstruction of Tremiti islands paleolandscape during Late Upper Pleistocene (Miccadei et alii, 2011a). a-Paleolandscape of noth-garganic area (from Antonioli & Vai, 2004).

The disjoining of this paleolandscape is a consequence of tectonic activity during Middle Pleistocene and Early Upper Pleistocene, along pre-existing E-W and NE-SW discontinuities, with strike-slip and dip-slip kinematics.

This tectonic phase determines a geological and geomorphologic setting related to processes controlled by sea level changes, resulting in the formation of the surface at 20 m below present sea level that, together with tectonic activity, breaks off the pre-existing paleodrainage network.

The progressive sea level lowering favours karst processes reactivation, with landforms largely developed to over 50 m below present sea level (Fig. 5) and affecting Late Quaternary continental deposits on emerged area.

During Late Upper Pleistocene and Holocene, the paleolandscape is characterized by erosional processes consisting in gravitational slope erosion and a new fluvial phase. Fluvial processes cause the partial reactivation of pre-existing incisions related to Late Middle Pleistocene; moreover, they generate incisions extending from sea level down to more than 50 m below present sea level and incisions and relative alluvial fans developed down to the flat surface at 25 m below present sea level.

Cooling and drying climatic conditions induce the formation of wide plain without vegetation and aeolian processes, with sandy deposits filling pre-existing karst depressions.

Surfaces at 8/10 m b.s.l. and 50/55 m b.s.l. testify further paleo sea level during the Holocene rise, coherently with other studied sectors.

REFERENCES

- Andriani G. F., Walsh N. and Pagliaruolo R. (2005) – The influence of the geological setting on the morphogenetic evolution of the Tremiti Archipelago (Apulia, Southeastern Italy). *Natural Hazards and Earth System Science*, 5, 29-41.
- Brozzetti F., D'Amato D. and Pace B. (2006) – Complessità delle deformazioni neogeniche nell'avampase adriatico: nuovi dati strutturali dalle Isole Tremiti. *Rend. Soc. Geol. It.*, 2, 94-97.
- Caldara M. and Palmentola G. (1993) – Lineamenti geomorfologici del Gargano con particolare riferimento al carsismo. *Bonifica*, 8 (3), 43-52.
- Cattaneo A., Correggiari A., Langone L. and Trincardi F. (2003) – The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: Sediment pathways and supply fluctuations. *Marine Geology*, 193, 61-91.
- Chiocci F.L., D'Angelo S. and Romagnoli C. (Ed.) (2004) – Atlante dei Terrazzi Deposizionali Sommersi lungo le coste italiane. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 58, Apat.
- Fanzutti G.P., Protopsalti I. and Landucci C. (2004) – Sea-floor sedimentation and morphological mapping of Tremiti Islands (Adriatic Sea). 32° International Geological Congress, Florence, Italy August 20-28/2004.
- Mastronuzzi G., Quinif Y., Sansò P. and Selleri G. (2007) – Middle-Late Pleistocene polycyclic evolution of a stable coastal area (southern Apulia, Italy). *Geomorphology*, 86, 393-408.
- Miccadei E., Mascioli F., Orrù P.E. and Puliga G. (2011a) – Late Quaternary paleolandscape of submerged inner continental shelf areas of Tremiti Islands archipelago (northern Puglia). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 34/2, 223-234.
- Miccadei E., Mascioli F. and Piacentini T. (2011b) – Quaternary geomorphological evolution of Tremiti Islands (Puglia, Italy). *Quaternary International*, 233, 3-15.
- Miccadei E., Orrù P., Piacentini T., Mascioli F. and Puliga G. (2012) – Geomorphological map of the Tremiti Islands (Puglia, Southern Adriatic Sea, Italy), scale 1:15,000. *Journal of Maps*, 8/1, 74-87.
- Montone C. and Funicello R. (1989) – Elementi di tettonica trascorrente alle Isole Tremiti (Puglia). *Rend. Soc. Geol. It.*, 12, 7–12.
- Pasa A. (1953) – Appunti geologici per la paleogeografia delle Puglie (parte Prima). *Memorie di Biogeografia Adriatica*, 2, 176-185.
- Scrocca D. (2006) – Thrust front segmentation induced by differential slab retreat in the Apennines (Italy). *Terra Nova*, 18, 154–161.
- Selli R. (1971) – Isole Tremiti e Pianosa. In: Cremonini G., Elmi C. & Selli R.: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 156 "S. Marco in Lamis". Servizio Geologico d'Italia.

RACCOLTA DI DATI CONNESSI AD ATTIVITÀ VULCANICA REGISTRATI NEI MARI ITALIANI PER L'INTEGRAZIONE TRA AREE EMERSE E SOMMERSE

di Roberto Bonomo, Valeria Ricci e Letizia Vita

ISPRA – Dipartimento Difesa del Suolo

Il Servizio Geologico è collettore e depositario di numerosi dati e informazioni raccolti tramite il Progetto di Cartografia Geologica del territorio nazionale e altri progetti, che hanno sicuramente portato a maggiori conoscenze scientifiche.

Come passo successivo, rileggendo i dati in maniera interdisciplinare, si potrebbe arrivare ad acquisire ulteriori conoscenze derivanti dalla integrazione di informazioni legate alle singole competenze degli studiosi, che possono disporre di una chiave di lettura diversa su ambiti che esulano dalla loro stretta pertinenza.

Per questo motivo il Servizio Geologico vuole agevolare la condivisione delle informazioni necessarie allo sviluppo di approfondimenti estesi a contesti più ampi dei singoli "prodotti" già elaborati, mettendoli a disposizione di eventuali gruppi di lavoro che vogliano cogliere questa opportunità. Non solo, potrebbe rivelarsi interessante anche la condivisione tra gruppi che hanno lavorato in aree diverse.

Uno degli obiettivi della sessione è promuovere, se possibile, l'inizio di una raccolta e censimento di dati tefrostratigrafici che sono stati registrati nei mari italiani, per la creazione di un archivio dei campionamenti di tephra in aree marine, spazialmente georiferiti, da mettere a disposizione di tutta la comunità scientifica.

La caratterizzazione vulcanologica degli episodi più significativi di attività piroclastica registrati nei depositi marini può permettere il riconoscimento di precisi marker deposizionali. Attraverso una correlazione tra i dati provenienti dalle aree sommerse e dalle aree emerse è possibile anche integrare successioni tefrostratigrafiche rilevate da campagne condotte nei due ambiti deposizionali. Ad esempio può verificarsi che un livello piroclastico distale si sia potuto conservare all'interno di depositi marini, mentre a terra potrebbe non esserne rimasta traccia a causa dell'erosione o non essere rilevato perché sepolto da prodotti successivi.

D'altro canto l'individuazione di livelli conosciuti e datati all'interno delle successioni marine offre vincoli cronologici allo studio della stratigrafia e dell'evoluzione recente dei bacini marini stessi. Tutto ciò guida all'affinamento delle conoscenze sia sulla storia eruttiva dei vulcani dell'area mediterranea, emersi e sommersi, sia sulla risposta del bacino all'attività vulcanica.

Effettivamente la storia geologica dei bacini interessati da attività vulcanica e quella degli stessi vulcani sono tra loro collegate. L'attività vulcanica agisce sui cambiamenti degli ambienti deposizionali marini, come avviene in aree emerse. Da un lato può esserci una variazione della topografia pre-eruttiva per immissione nel bacino di depositi vulcanici che con il loro alto tasso di sedimentazione devono trovare un equilibrio con la dinamica dei fondali in cui sono accolti. D'altro canto l'ambiente ricevente si modifica dal punto di vista chimico-fisico, incidendo sull'ecologia degli habitat presenti precedentemente alla manifestazione vulcanica (eruzioni, emissioni gassose, ecc.). Infine l'ambiente deposizionale può subire cambiamenti notevoli anche dal punto di vista morfo-batimetrico per fenomeni vulcano-tettonici e per eventi

anche repentini, come può essere quello di un collasso di un settore di un apparato vulcanico o di un *debris avalanche*.

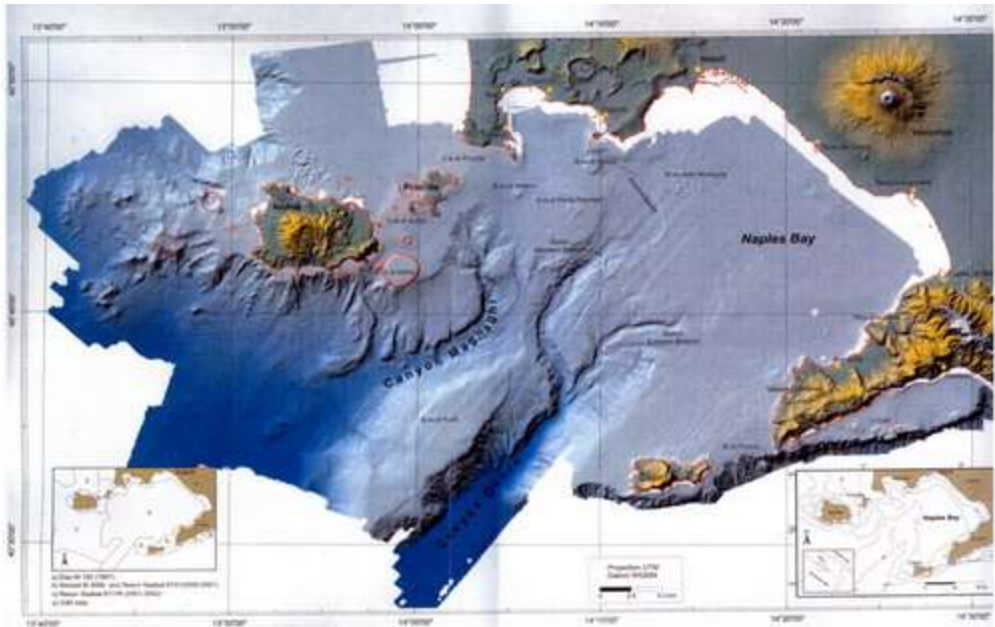


Fig. 1 - DEM della zona prossima al Golfo di Napoli con strutture morfo-batimetriche di origine vulcanica (tratto dalle Note Illustrative del Foglio geologico n. 464 "Isola di Ischia", in prep.)

Un altro argomento che la sessione vuole affrontare è lo studio e la possibile interpretazione vulcanologica delle strutture morfo-batimetriche identificate come forme di possibile origine vulcanica: l'indagine marina nelle aree vulcaniche sommerse apre infatti a nuovi approfondimenti sulle strutture vulcaniche e vulcano-tettoniche che i rilievi dei fondali rendono visibili (Fig.1). Ancora una volta l'esame integrato di tali elementi, che andrebbe condotto in sinergia tra geologi marini e vulcanologi, può portare ad ulteriori conoscenze che aprono scenari inediti all'interpretazione della storia evolutiva di una zona vulcanica e alle eventuali ricadute per lo studio della relativa pericolosità dell'area. Il lavoro sinergico di geologi marini e di vulcanologi favorisce la possibilità di individuare eventuali continuità, tra zone emerse e sommerse, di depositi e di strutture nelle aree vulcaniche costiere, di trovare una chiave di lettura comune, di provare ad attribuire un evento, un significato, a ciò che rimarrebbe altrimenti un corpo "indifferenziato" sommerso, separato dalla stratigrafia vulcanica ricostruita per la parte emersa. D'altro canto è possibile invece che i risultati del rilevamento a terra possano suggerire per una determinata area la necessità di un approfondimento attraverso la ricerca dei dati sottomarini esistenti, oppure indirizzando la raccolta di quegli elementi informativi utili a trovare traccia in mare di eventi vulcanici, vulcano-tettonici, gravitativi, ecc..In alcuni fogli geologici i gruppi di lavoro per le due parti emersa e sommersa hanno collaborato, più o meno utilmente, per pervenire ad una cartografia integrata per l'interfaccia terra-mare. In aggiunta il criterio della stratigrafia sequenziale adottato nei rilievi in mare potrebbe

trovare una corrispondenza con quello delle unità stratigrafiche a limiti inconformi utilizzato nel rilevamento a terra per le unità quaternarie e vulcaniche. Una volta individuate le superfici di discontinuità per la parte marina, attraverso il segnale sismico, andrebbe tentata la correlazione con quelle di ordine maggiore, anche se di diversa tipologia, riconosciute nelle aree emerse.

I prodotti cartografici in cui, invece, non è stato possibile creare una collaborazione tra gli operatori dei diversi campi nelle fasi di avanzamento del lavoro, potrebbero essere oggetto di nuovi studi "a tavolino" nella prospettiva di una rielaborazione interdisciplinare a più ampio respiro.

Inoltre sarebbe auspicabile che venissero resi disponibili quei dati geologici provenienti da indagini marine condotte al di fuori dell'ambito del Progetto CARG in aree che rientrano nel taglio dei Fogli CARG costieri in scala 1:50.000 stampati con la sola parte di terra, per poterli integrare con la geologia affiorante nella parte emersa.

Seguono esempi tratti da fogli geologici (alla scala 1:50.000) in archivio presso il Servizio Geologico d'Italia per dare spunti attraverso uno sguardo d'insieme.

Tra i vulcani insulari:

- Isola di S. Pietro

1. I dati a terra del F. n. 563 "Isola di S. Pietro" alla scala 1:50.000 hanno offerto uno spunto per le interpretazioni di informazioni derivanti da campagne marine: in questo caso l'interpretazione della morfologia vulcanica sommersa, come i fronti di colata (Comenditi *Auctt.* del Langhiano) è stata desunta dagli Autori del Foglio attraverso il collegamento a forme evidenti osservate nel settore emerso antistante.
2. I dati marini danno una maggiore conoscenza rispetto a quanto rilevato a terra: basti pensare alla valutazione certamente più realistica della estensione dei prodotti emessi, rispetto alla parte emersa, limitatamente alle aree le cui batimetrie consentono l'indagine subacquea diretta.

- Isole Pontine

Vediamo come il lavoro, condotto insieme dagli Autori delle due parti, emersa e sommersa, del Foglio n. 413 "Borgo Grappa" alla scala 1:50.000, abbia portato a diversi risultati grazie al reciproco scambio di informazioni.

I rilievi marini hanno messo in evidenza diversi alti morfologici isolati, estesi in profondità (come quello della Secca delle Formiche la cui base è situata a circa 80 m di profondità). Dai campionamenti e dalle analisi petrografiche i depositi che li costituiscono risultano essere lave analoghe a quelle affioranti sulle isole (lave trachitiche). L'individuazione di questi ulteriori centri di emissione in mare (avvalorati anche dall'andamento delle anomalie gravimetriche di Bouguer) è una testimonianza di come l'attività vulcanica effusiva pleistocenica sia avvenuta, come sottolineano gli Autori, in corrispondenza di punti di alimentazione tra loro isolati. Questo ha permesso di avere una visione più ampia sul vulcanismo dell'intera area.

In particolare poi, in corrispondenza della Secca delle Formiche, è stata individuata, al di sotto degli affioramenti delle lave trachitiche, la presenza di rioliti subalcaline. È l'unica evidenza rilevata negli affioramenti sottomarini del passaggio tra il magmatismo riolitico e quello trachitico, che a terra è invece ben visibile in diversi affioramenti rilevati dagli Autori del Foglio nel settore meridionale di Ponza. Il limite tra le due unità campionate a mare, non direttamente rilevabile, è stato desunto quindi sulla base dei rapporti stratigrafici rilevati a terra tra le stesse unità. Ancora una volta quindi si è aggiunto un tassello di informazioni, in questo caso specifico dalla terra emersa alla parte marina.

- **Isola di Palmarola:** nei settori nord-occidentale e sud-occidentale dell'isola sono stati individuati affioramenti di substrato vulcanico che vanno a costituire delle secche estese per qualche Km (mediamente elevate fino a 20-30 m di profondità) in continuità morfologica con le propaggini emerse dell'isola, formando una struttura arcuata aperta verso Ovest (Fig. 2). La profondità della base delle secche è gradualmente crescente verso il largo.

Nell'arco marino di sud-ovest sono state rinvenute in gran parte rioliti (subalcaline), non ritrovate sull'isola di Palmarola, in affinità composizionale e geocronologica con il settore Ponza-Zannone: questo importante dato, proveniente dal settore sommerso, fornisce indicazioni nuove sulla distribuzione delle manifestazioni magmatiche, in quanto i prodotti effusivi più antichi non sarebbero esclusivi del settore Ponza-Zannone, come finora conosciuto, ma risultano ben più diffusi. Nonostante l'assetto morfologico primario degli affioramenti subacquei delle vulcaniti sia modificato da processi erosivi, di alterazione idrotermale e dalla presenza di bioincrostazioni ecc., i dati morfo-acustici, associati all'analisi petrografica, hanno consentito in qualche caso la caratterizzazione giaciturale degli affioramenti. Ad esempio l'acquisizione di dati batimetrici multibeam su una porzione delle secche a SO di Palmarola ha rivelato l'esistenza di lineamenti, ad andamento anulare e radiale, interpretabili secondo gli Autori come sistemi di dicchi analoghi a quelli affioranti sulle Isole. Quindi in analogia con quanto osservato a terra, le differenze litologiche rilevate tra i vari campioni rifletterebero le variazioni presenti nelle varie porzioni dei dicchi.

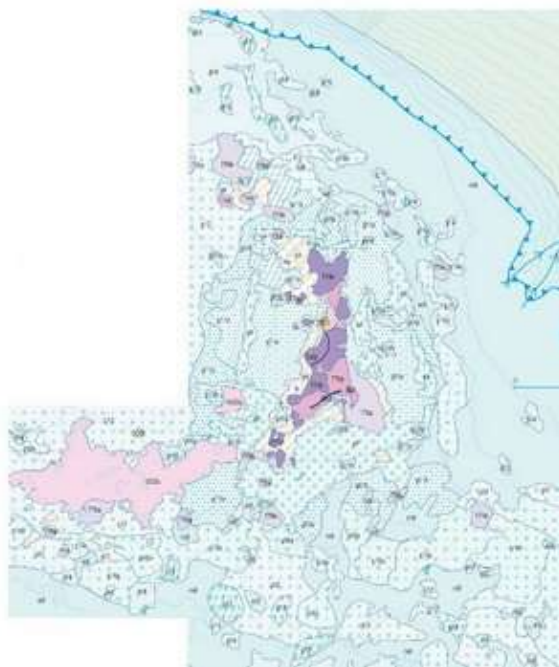


Fig. 2 - Carta geologica dell'Isola di Palmarola (stralcio dal Foglio geologico n. 413 "Borgo Grappa"). Con colori di tonalità più tenui sono distinte le aree sommerse da quelle emerse. Si noti l'estensione delle vulcaniti sommerse (colori rosa chiaro e glicine) che, in continuità morfologica con l'isola, formano un'ampia struttura arcuata aperta verso Ovest.

- Isola d'Ischia (F. n. 464, alla scala 1:25.000)

L'integrazione dei dati all'interfaccia terra - mare è stata realizzata con un lavoro simultaneo. Vediamo solo una particolarità, che ha rappresentato un incremento di conoscenze non marginale nello studio del campo vulcanico ischitano. Le indagini marine hanno infatti rilevato, oltre ad apparati minori localizzati sulla scarpata continentale, la presenza di un grande edificio vulcanico relitto, il Banco d'Ischia, arealmente quasi confrontabile al Monte Epomeo, di forma tronco-conica con una superficie sommitale appiattita, e con un suo cono avventizio. Gli affioramenti principali delle relative lave e depositi piroclastici sono presenti ai margini del terrazzo erosivo sommitale, e a luoghi, anche nei settori interni. La spianata, posta ad una profondità di circa 30 m, è ricondotta - secondo gli Autori - all'azione di abrasione marina di un cono vulcanico inizialmente emerso, in conseguenza della caduta del livello marino. La scarpata che borda la sommità terrazzata è acclive e arriva fino a circa 100 m di profondità, per proseguire con minore pendenza fino a 150 m.

- Isola di Ustica (dal F. n. 585)

Sono state realizzate in modo indipendente la carta geologica della parte emersa e la carta geologica marina (versione provvisoria per il Progetto CARG, fornita da Mauro Agate e Raimondo Catalano dell'Università di Palermo), entrambe alla scala 1:25.000. Lo studio dei fondali ha svelato una ricchezza di strutture vulcaniche, ma anche forme di erosione e tracce di eventi gravitativi, nonché lineamenti tettonici.

Una relazione di collegamento tra quanto rilevato a terra e a mare, almeno a livello morfo-batimetrico, si può tentare reinterprestando le due carte alla luce delle conoscenze reciproche. In occasione della omologazione per la stampa del Foglio geologico che comprenderà le due parti, si potrà lavorare insieme per trarre spunti che approfondiscano la conoscenza vulcanologica dell'area.

Come esempio per la costa lungo la terraferma:

- Fogli nn. 446-447 e 465 Napoli e Procida

Per lo studio dei Campi Flegrei non si può pensare di poter prescindere dall'interpretazione dei dati marini, che aprono innegabilmente nuove conoscenze sulla prosecuzione in mare del campo vulcanico. L'interpretazione dei dati multiformi raccolti per i Fogli geologici, provenienti sia dal rilevamento di campagna, sia da perforazioni del sottosuolo e sia dalla lettura di profili sismici ad alta risoluzione condotti a mare, ha consentito agli Autori di interpretare strutture quali ad esempio, nel Golfo di Napoli, i margini sommersi della grande caldera associata all'eruzione dell'Ignimbrite Campana. L'origine degli eventi vulcano-tettonici e deformativi e l'area interessata dalle strutture di collasso sono comunque ancora oggetto di dibattito scientifico.

Con l'indagine marina dell'area compresa nei suddetti Fogli inoltre, al di sopra del riflettore sismico associato alla caldera è stato identificato un corpo sedimentario costituito da lobi e blocchi disposti in modo caotico (Fig. 3) attribuito dagli Autori a megafrane (*debris avalanche*).

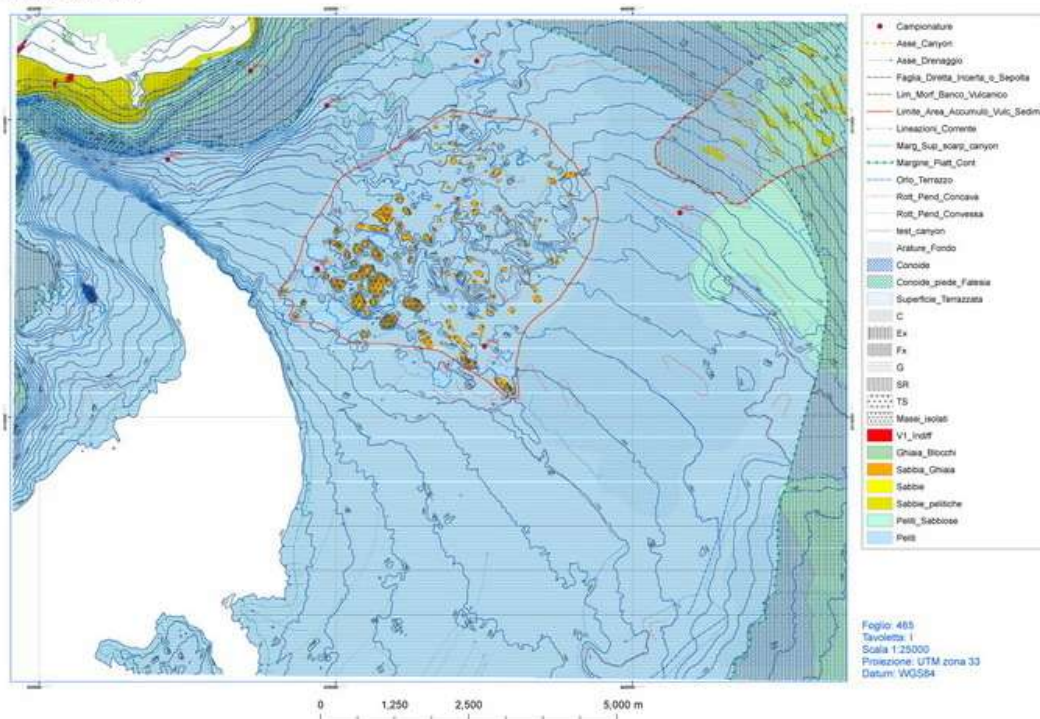


Fig. 3 - Stralcio dal F. geologico n. 465 "Isola di Procida" alla scala 1:25.000: depositi in blocchi nel Golfo di Napoli.

Quindi l'indagine marina ha messo in luce eventi gravitativi considerevoli, successivi alla grande eruzione dell'Ignimbrite Campana, probabili testimoni di instabilità legata alla dinamica del sistema vulcano (coltri deposte con alti tassi di sedimentazione che devono ricercare un nuovo equilibrio, destabilizzazione dei versanti per abbassamento del livello marino würmiano e movimenti deformativi vulcano-tettonici). Questi blocchi detritici risultano coperti da tufi stratificati che secondo gli Autori sarebbe possibile mettere in relazione principalmente con l'unità del Tufo Giallo Napoletano ($14,9 \pm 0,4$ ka; Deino et alii, 2004), vincolando così la cronologia dell'evento gravitativo: ancora una volta si sottolinea quanto sia risultato produttivo e funzionale lo scambio di informazioni tra gli operatori "di terra" e "di mare". Ed è questa la considerazione conclusiva.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano vivamente tutti gli Autori dei lavori, relativi alla cartografia geologica nazionale, da cui sono stati presi dati, interpretazioni e figure utilizzati per questo contributo. Un grazie anche ai colleghi del Servizio Geologico d'Italia M. Lettieri, che cura con dedizione la custodia dei prodotti cartografici dei suddetti Autori, R. Carta, C. D'Ambrogio, S. Falcetti e M. Roma per i supporti tecnici che hanno prodigato con pazienza.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Deino A.L., Orsi G., De Vita S. & Piochi, M. (2004). The age of the Neapolitan Yellow Tuff calderaforming eruption (Campi Flegrei caldera, Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **133**, 157–170.
- Chiocci F.L., D'Ambrogi C., De Rita D., Fabbri M., Martorelli E., Ricci V. (in preparazione) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 413 Borgo Grappa. ISPRA
- D'Argenio B., Marsella E., Monti L., Putignano M.L., Sbrana G., Toccaceli R. (in preparazione) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:25.000 - Foglio 464 Isola d'Ischia. ISPRA
- Aiello G., D'Argenio B., Marsella E., Morra V., Orrù P., Putignano M.L., Sacchi M. (in stampa) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:25.000 - Foglio 465 Isola di Procida. ISPRA
- D'Argenio B., Donadio C., Isaia R., Marsella E. e Sbrana A. (in preparazione) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 446-447 Napoli. ISPRA
- Cioni R., Deiana G., Garbarino C., Orrù P., Patta E.D., Pertusati P.C., Puliga G. e Rizzo R. (in preparazione) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 563 Isola di S. Pietro. ISPRA
- Agate M., Catalano R., Mancuso M., Marinoni L., Pasquaré G. (in preparazione) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000 - Foglio 585 Mondello – Isola di Ustica. ISPRA

FERDINANDEA 2012: LA CAMPAGNA OCEANOGRAFICA NELL'AREA DEL BANCO GRAHAM, CANALE DI SICILIA

di Mauro Coltelli¹, Giuseppe D'Anna², Danilo Cavallaro¹, Fausto Grassa³, Giorgio Mangano², Raffaele Azzaro¹, Antonino D'Alessandro², Alessandro Amato², Sergio Gurrieri³, Domenico Patanè¹, Stefano Gresta²

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia:

¹ Osservatorio Etneo, Catania

² Centro Nazionale Terremoti, Roma e sede di Gibilmanna

³ Sezione di Palermo – Geochimica, Palermo

Tra il 17 e il 21 luglio 2012 l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) ha effettuato una campagna oceanografica di monitoraggio multidisciplinare sottomarino nell'area dei banchi del Canale di Sicilia. La campagna, realizzata con la Nave Oceanografica ASTREA dell'ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale) è stata condotta nell'ambito del programma di estensione a mare del monitoraggio geofisico e geochimico dei vulcani attivi sottomarini.

Il Banco Graham, che ha generato l'effimera Isola Ferdinandea emersa circa 25 miglia a SO di Sciacca durante l'eruzione del 1831, rappresenta l'unico vulcano italiano attivo in tempi storici ancora quasi completamente sconosciuto e non ancora monitorato. Le indagini hanno interessato anche i vicini banchi Terribile e Nerita, che insieme con il Banco Graham costituiscono un ampio rilievo sottomarino che s'innalza dal fondale del Canale di Sicilia (Fig. 1).

Durante la campagna sono stati deposti in prossimità dei tre banchi tre OBS/H (Ocean Bottom Seismometers with Hydrophone) dell'CNT - OBSLab di Gibilmanna (Fig.1); si tratta di stazioni sismiche da fondo marino equipaggiate con sismometro a larga banda ed idrofono. Questi strumenti acquisiranno dati sismoacustici fino al loro recupero previsto entro la fine dell'anno.

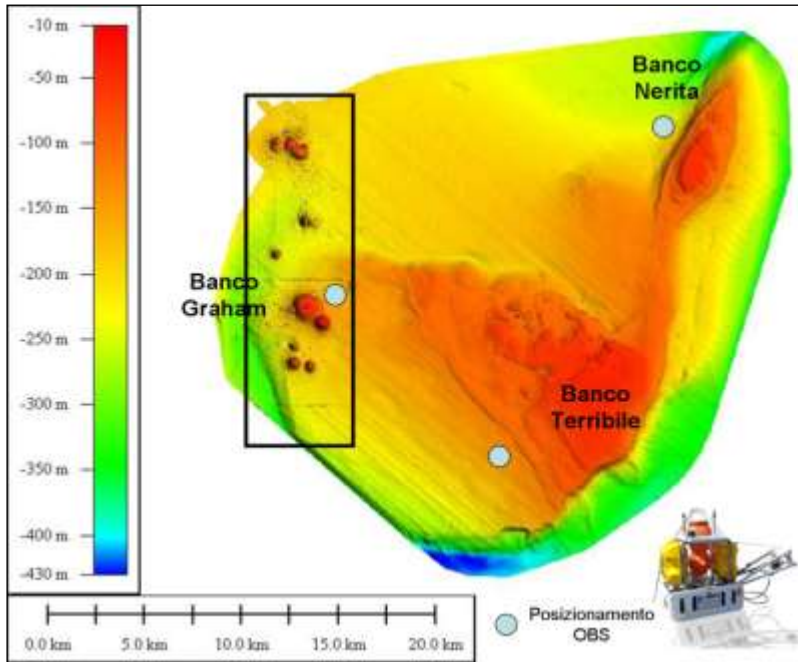


Fig. 1 - Batimetria dell'area del Canale di Sicilia compresa tra i banchi Graham, Nerita e Terribile, dal rilievo multibeam dell'Istituto Idrografico della Marina Militare realizzato nel 2003. Il rettangolo nero rappresenta l'area indagata dalla campagna oceanografica "Ferdinanda 2012". I cerchi azzurri indicano la posizione degli OBS.

La sismicità dell'area è ben documentata solo nel settore costiero vicino a Sciacca dove sono state registrate sequenze sismiche lunghe fino a qualche mese e caratterizzate da basse magnitudo (Rigano et al., 1998); inoltre qualche evento storico con magnitudo inferiore a 5.1 è stato segnalato negli anni 1578, 1652, 1724, 1727, 1740 e 1817 con epicentri localizzati molto probabilmente offshore non lontano dalla costa. Tale attività sismica potrebbe essere collegata con l'attività vulcanica sottomarina del Canale di Sicilia; infatti nel 1831 poco prima e durante l'eruzione che portò alla nascita dell'Isola Ferdinandea furono segnalati numerosi terremoti avvertiti distintamente dalla popolazione sulla costa siciliana.

Nel corso della campagna oceanografica è stato eseguito un rilievo multibeam ad alta risoluzione e tramite il ROV (Pollux III) in dotazione dell'ASTREA sono state effettuate numerose riprese dei fondali adiacenti gli edifici vulcanici; inoltre sono stati prelevati campioni di roccia dal fondale e di gas dalle fumarole presenti in gran numero nell'area del banco Graham.

Il rilievo batimetrico, realizzato con un dispositivo multibeam sonar EM Kongsberg 200-400 kHz supportato da un sistema di posizionamento GPS-RTK, ha coperto un'area di circa 100 km² ed ha permesso di ottenere un DTM del fondale marino ad alta risoluzione. Durante l'acquisizione sono stati realizzati ripetuti profili di velocità del suono e numerose linee di calibrazione allo scopo di ottenere la migliore risoluzione possibile. Il processing dei dati multibeam è stato fatto con il software CARIS Hips & Sips presso l'Università di Roma "La Sapienza" e ha fornito un DTM ad alta risoluzione del fondo marino.

L'analisi della batimetria ad alta risoluzione ha permesso di identificare, all'interno di un'area vasta circa 50 km² localizzata a circa 35 km di distanza dalla costa siciliana, ben 10 centri vulcanici (Fig. 2), disposti lungo un allineamento orientato circa NS, esteso per 13 km e ampio circa 3 km.

I due coni appartenenti al Banco Graham (Fig. 2) giacciono su un fondale posto tra 130 e 180 m di profondità. Il cono SE, che durante l'eruzione sottomarina del 1831 ha dato origine all'Isola Ferdinandea, si eleva di circa 150 m rispetto ai fondali adiacenti; esso ha una base di forma ellittica con l'asse maggiore di circa 700 m orientato NO-SE. La sommità del cono si trova a circa 9 m di profondità ed è costituita da una morfologia rocciosa, ampiamente colonizzata da gorgonie (osservate nelle immagini del ROV), da ricondurre al neck d'alimentazione dell'edificio vulcanico. Tutto intorno al neck, ad una profondità di circa 25 m, si osserva un'area sub-pianeggiante ampia tra 50 e 10 m. Le immagini subacquee riprese dal ROV hanno permesso di appurare che quest'area è ampiamente ricoperta da uno spesso strato di sabbia nera grossolana spesso organizzata in ripple centimetrici; tale strato è da ricondurre alla disposizione dei materiali piroclastici dell'eruzione del 1831 che formarono della stessa Isola Ferdinandea.

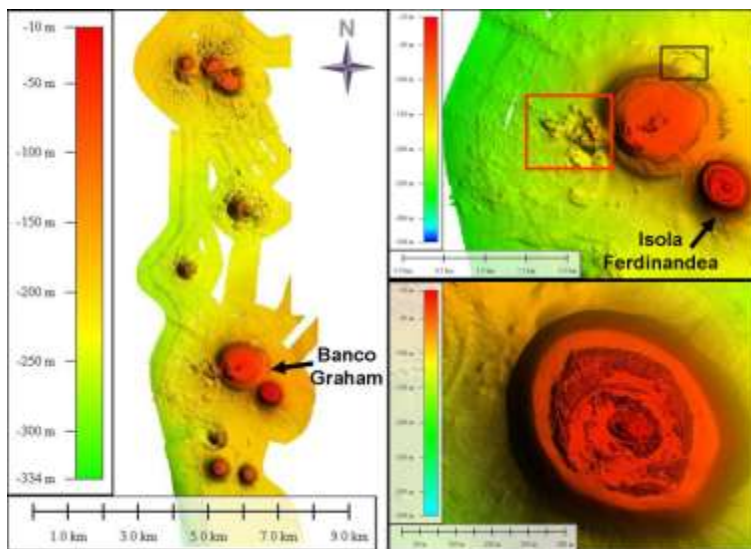


Fig. 2 - Immagini multibeam degli edifici vulcanici individuati a largo di Sciacca. A sinistra l'allineamento circa NS dei 10 coni vulcanici. In alto a destra il Banco Graham con evidenziati in neretto l'area dove sono state osservate e campionate le risalite di gas ed in rosso la colata lavica alla base del fianco O del cono maggiore. In basso a sinistra particolare del cono che nel 1831 ha dato origine all'Isola Ferdinandea.

A una profondità compresa tra 35 e 40 m, si nota la presenza di una superficie terrazzata larga tra 30 e 60 m che rappresenta il limite inferiore dell'azione erosiva del moto ondoso che nel corso di pochi mesi dopo l'eruzione ha smantellato l'isola. Questa porzione è caratterizzata da una copertura di sabbia fine di colore nero con presenza di ripple decimetrici. Le due porzioni sub-pianeggianti appaiono divise da uno strato roccioso ad elevata inclinazione che sembra immergersi radialmente intorno alla sommità del cono.

I versanti dell'edificio appaiono molto regolari e non mostrano evidenze di processi erosivi attivi e/o instabilità gravitativa, a conferma della recente età del cono stesso.

Il secondo cono è molto più grande con una forma in pianta quasi perfettamente circolare e un diametro di circa 1.5 km (Fig. 2). Si tratta dell'edificio vulcanico maggiormente esteso tra quelli mappati durante la campagna oceanografica. La sommità è posta a circa 35 m sotto il livello del mare e presenta una superficie terrazzata tra 50 e 60 m di profondità. I versanti, in particolare quello orientale, mostrano evidenze di un'intensa attività erosiva con presenza di numerosi gullies estesi fino a 150 m e profondi fino a 6 m, evidenziando una maggiore età rispetto all'Isola Ferdinandea. Alla base del versante occidentale si nota una morfologia molto accidentata per la presenza di molti blocchi (come confermato dalle immagini del ROV) che rappresentano i resti di una colata lavica che si estende per circa 800 m in direzione E-O.

Lungo il versante NO (Fig. 2) sono state osservate, sia dal sonar multibeam sia dal ROV delle copiose risalite di bolle gassose, spesso associate a piccole morfologie rilevate ricoperte da un deposito biancastro. La zona interessata da questa risalita di gas si trova all'interno di una vasta area depressa da ricollegare presumibilmente all'attività idrotermale. Il campionamento del gas ha permesso di rilevare la presenza di CO_2 (~80 mol%), N_2 (~10 mol%), CH_4 (~8 mol%); altre specie come Ar, He, H_2 , CO and C_{2+} sono presenti in concentrazioni di ppm. Nel grafico N_2 -Ar-He (Fig. 3) il campione mostra un arricchimento in He che converge verso il vertice He, tipico di gas di provenienza mantellica. Il campione mostra un rapporto N_2/Ar maggiore che nell'aria e in acqua saturate (ASW) evidenziando un lieve eccesso di N_2 di origine crostale o organica.

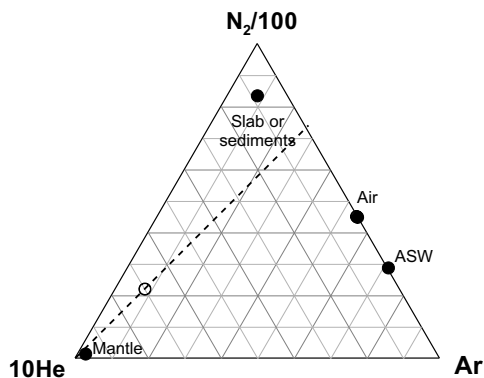


Fig. 3 - Diagramma ternario N_2 -Ar-He: il campione (cerchio bianco) ricade in prossimità del punto rappresentativo della composizione mantellica. Il rapporto N_2/Ar maggiore che nell'aria suggerisce l'aggiunta di nitrogeno di origine crostale o organica.

Nei pressi di questa area è stato prelevato, per mezzo del manipolatore del ROV, un campione roccioso estratto da uno strato incrostato. Le analisi di laboratorio hanno permesso di appurare che si tratta di uno strato di sabbia vulcanica compattata, caratterizzata dalla presenza di cristalli di olivina, pirosseno e rari plagioclasti e da particelle vetrose palagonizzate. Tale campione potrebbe essere riconducibile ai prodotti dell'attività finale, di tipo surtseyano, che ha caratterizzato l'eruzione esplosiva del 1831.

Circa 2 km a sud del Banco Graham si notano altri tre coni posizionati su un fondale profondo tra 180 e 230 m. Il primo ha la sommità a circa -100 m e mostra intorno alla

base, il cui diametro misura circa 500 m, una particolare struttura ad anfiteatro aperta verso O alla terminazione della quale si osserva l'inizio di un piccolo canyon; non si notano elementi erosivi di una certa rilevanza e superfici terrazzate. Gli altri due coni hanno una forma quasi perfettamente circolare in pianta con le sommità, rappresentate dai neck, poste a circa 65-75 m di profondità; il diametro varia tra 650 e 750 m ed entrambi hanno una superficie terrazzata posta a circa -90 m. Le caratteristiche morfologiche dei due edifici, piuttosto simili, suggeriscono che la loro attività è stata vicina nel tempo. Altri due coni sono presenti a tra 2 e 4 km a N del Banco Graham; si tratta di due strutture quasi perfettamente coniche con le sommità poste a 100 e 125 m di profondità ed assi ampi 650 e 900 m; sono prive di superfici terrazzate e caratterizzate da importanti elementi erosivi con presenza di morfologie hummocky alla base.

La porzione settentrionale dell'area indagata mostra una notevole complessità con presenza di tre coni (larghi alla base fino a un massimo di 200 m) con una superficie piatta in cima posta a circa -80 m. I versanti mostrano evidenze di un'intensa attività gravitativa con presenza di diffuse morfologie hummocky alla base testimoniate da blocchi, grandi fino a 200 m. Anche in questo caso, le simili caratteristiche morfologiche di questi edifici indicano una loro origine coeva.

I nuovi dati morfobatimetrici indicano una complessa attività vulcanica che si è sviluppata nell'arco temporale di alcune migliaia di anni fino all'eruzione storica dell'Isola Ferdinandea. I dati preliminari della composizione dei gas campionati indicano una notevole componente magmatica mantellica. Ci aspettiamo che le registrazioni simiche per mezzo dei tre OBS/H posizionati sul fondale marino ci diano una conferma dell'intensa attività sismica che interessa questa regione del Canale di Sicilia.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia per il loro contributo al successo della campagna oceanografica "Ferdinandea 2012", il comandante della R/V ASTREA Massimo Saporito e il suo equipaggio, Simone Pietro Canese e Luigi Manzuetto CLC dell' ISPRA, Andrei Diaconov della SoProMar, Gaspare Falautano presidente della Lega Navale di Sciacca, Domenico Macaluso responsabile del Nucleo Operativo Subacqueo della Lega Navale di Sciacca, e Alessandro Bosman del CNR-IGAG per il supporto nella fase di elaborazione dei dati multibeam.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

Rigano R., Arena L., Barbano M.S., Antichi B. e Azzaro R.; 1998: Sismicità e zonazione sismogenetica in Sicilia occidentale. 17° Conv. Naz. GNGTS, Riass. estesi, 161-162.

RAPPORTI TRA MORFOLOGIA E TETTONICA SUL MARGINE CONTINENTALE LIGURE

di Francesco Fanucci e Danilo Morelli

Dipartimento di Matematica e Geoscienze – Università di Trieste

Recenti esperienze di cartografia geologica (CARG-RISKNAT) e geomorfologica (MALISAR-MAGIC) condotte quasi in parallelo sul margine continentale della Liguria, hanno evidenziato numerose situazioni in cui la morfologia e l'evoluzione morfodinamica del margine stesso sono marcatamente condizionate dalla presenza di lineamenti tettonici ereditati e, soprattutto, attivi (Fig.1)

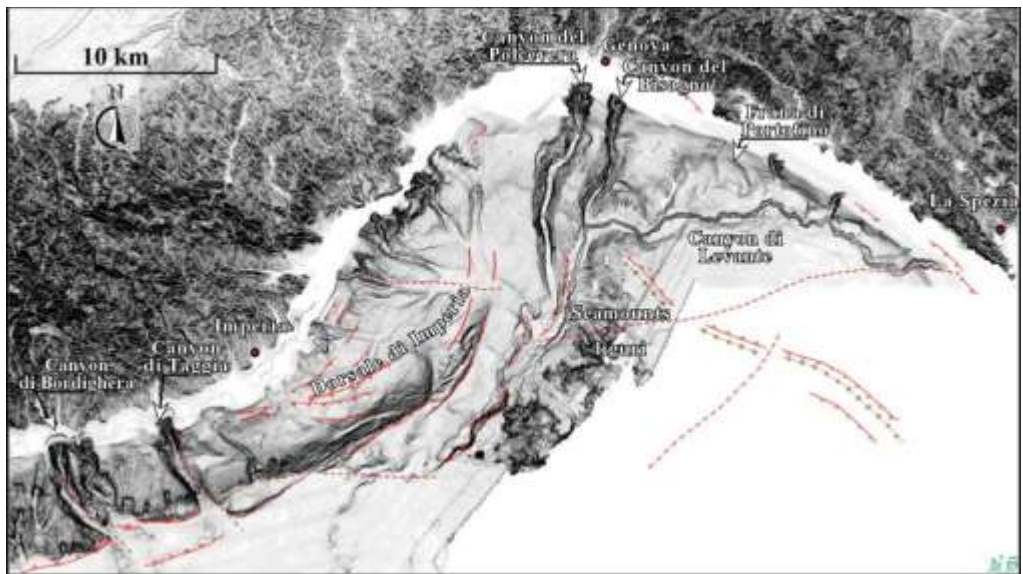


Fig. 1 – Morfologia dei fondali del Mar Ligure con indicazione delle principali linee tettoniche rilevate di recente

Le ricerche erano orientate, oltre che a fornire “immagini” geologiche e morfologiche il più possibile dettagliate delle aree studiate, a evidenziare i rischi geologici dei fondali e delle coste (tsunami locali, dissesti di vario tipo). In base all’esperienza maturata nel corso di detti studi è risultato che una più completa visione dei rischi può essere ricavata analizzando l’influenza della tettonica attiva sulla morfodinamica dei margini, che talvolta evolve in tempi assai brevi. L’interazione scatena spesso fenomeni in sequenza: l’attività sismotettonica mette in moto processi gravitativi; questi ultimi, anche se lenti, destabilizzano a loro volta masse sedimentarie instabili provocandone il collasso e innescando spesso una reazione a catena che propaga l’instabilità verso l’alto. Si origina così un tipo di erosione retrogressiva responsabile di ulteriori collassi e generatrice di veri e propri canali o canyon, che diventano via preferenziale di flussi sedimentari erosivi, che li approfondiscono ulteriormente. Ad un certo stadio di

evoluzione si innescano frane intracanalate che destabilizzano ulteriormente grosse masse di sedimento.

Il ruolo della tettonica attiva non è solo limitato alla fenomenologia descritta: le faglie attive o riattivate durante i terremoti più energici (Fig. 2), giungono spesso a interessare le coperture recenti (pleistoceniche) e lo stesso fondale marino innescando instabilità notevoli che possono concretizzarsi in frane, in creazione di nuovi canali o in riattivazione di canali da tempo colmati.

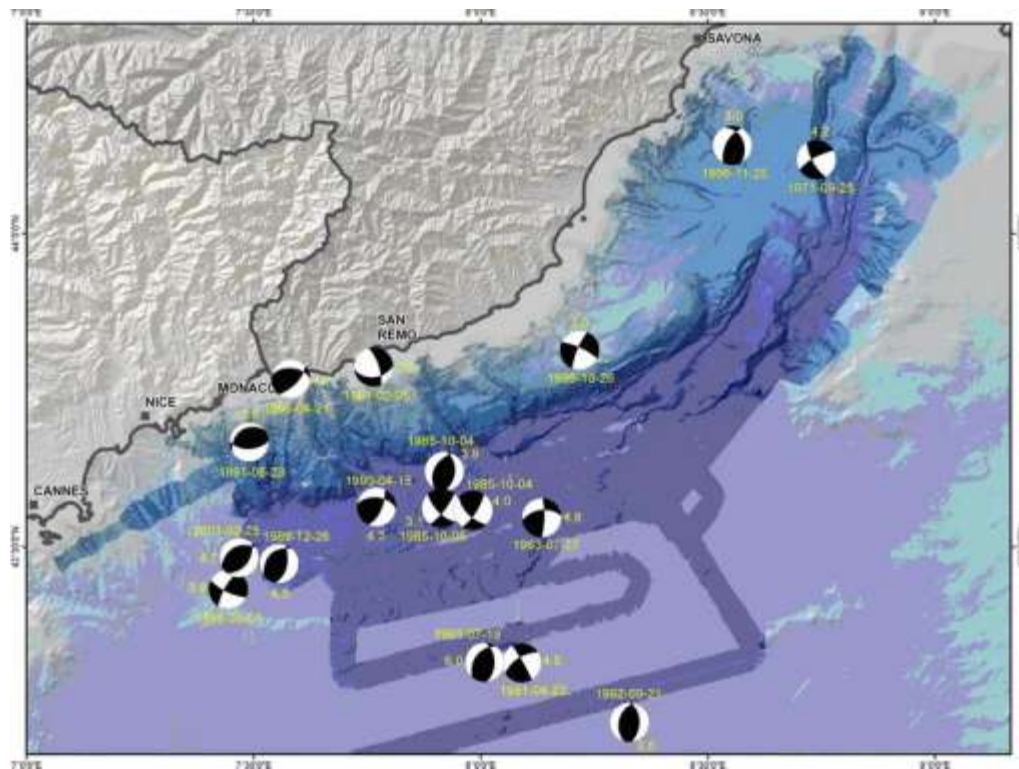


Fig. 2 – Meccanismi focali dei terremoti di magnitudo elevata, dal 1963 ad oggi sul margine delle Alpi Liguri. (da Larroque et alii, 2011, mod.)

Questi ultimi fenomeni riguardano linee tettoniche trasversali al margine che possono avere cinematiche diverse, anche tensive o trassensive. Le linee che seguono l'andamento del margine stesso hanno, in gran parte della regione, cinematica compressiva e/o trassensiva, come dimostra la natura dei meccanismi focali dei principali sismi la cui ubicazione epicentrale segue l'andamento del margine ligure dal nizzardo sino al savonese, situandosi anche al centro del Bacino (Fig. 2).

I dati ricavati dai progetti suindicati mostrano senza ambiguità gli effetti di tale tettonica che coinvolge tutta la copertura sedimentaria e deforma il fondale rendendosi addirittura antagonista dei fenomeni erosivi entro il sistema di canyon della cosiddetta Valle di Genova. Ne consegue che in Mar Ligure nel settore centro meridionale è in atto un processo di serraggio, iniziato nel Pliocene inferiore, che tende inevitabilmente ad accelerare i processi di instabilità tettonica e gravitativa dei margini (Fig. 3).

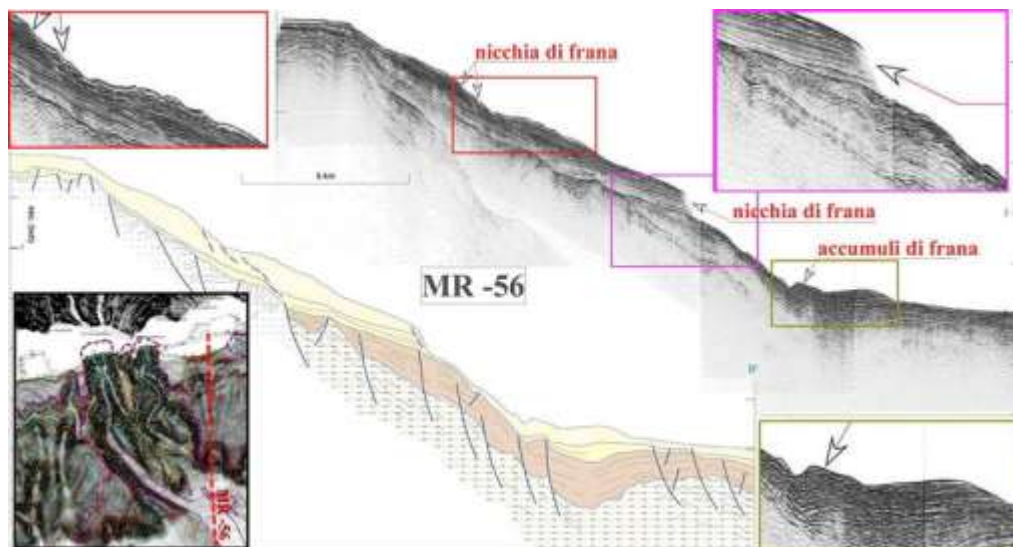


Fig. 3 – Fenomeni gravitativi diversi in una zona interessata da sismicità di natura compressiva

Diversa è la situazione del settore orientale del Golfo di Genova, dove sembra prevalere la tettonica disgiuntiva di tipo "tirrenico". Nondimeno ingenti processi gravitativi hanno luogo anche in quest'area (Frana di Portofino), che in passato veniva considerata unicamente sede di processi di erosione retrogressiva pura. Anche in questo caso, una certa attività sismica, con epicentri sul bordo anteriore dei rilievi di substrato denominati Seamounts può fungere da innesco alle frane che interessano coperture sedimentarie di forte spessore, rese instabili dall'erosione al piede, operata dall'attivo Canyon di Levante, e da risalite di gas (Fig.4).

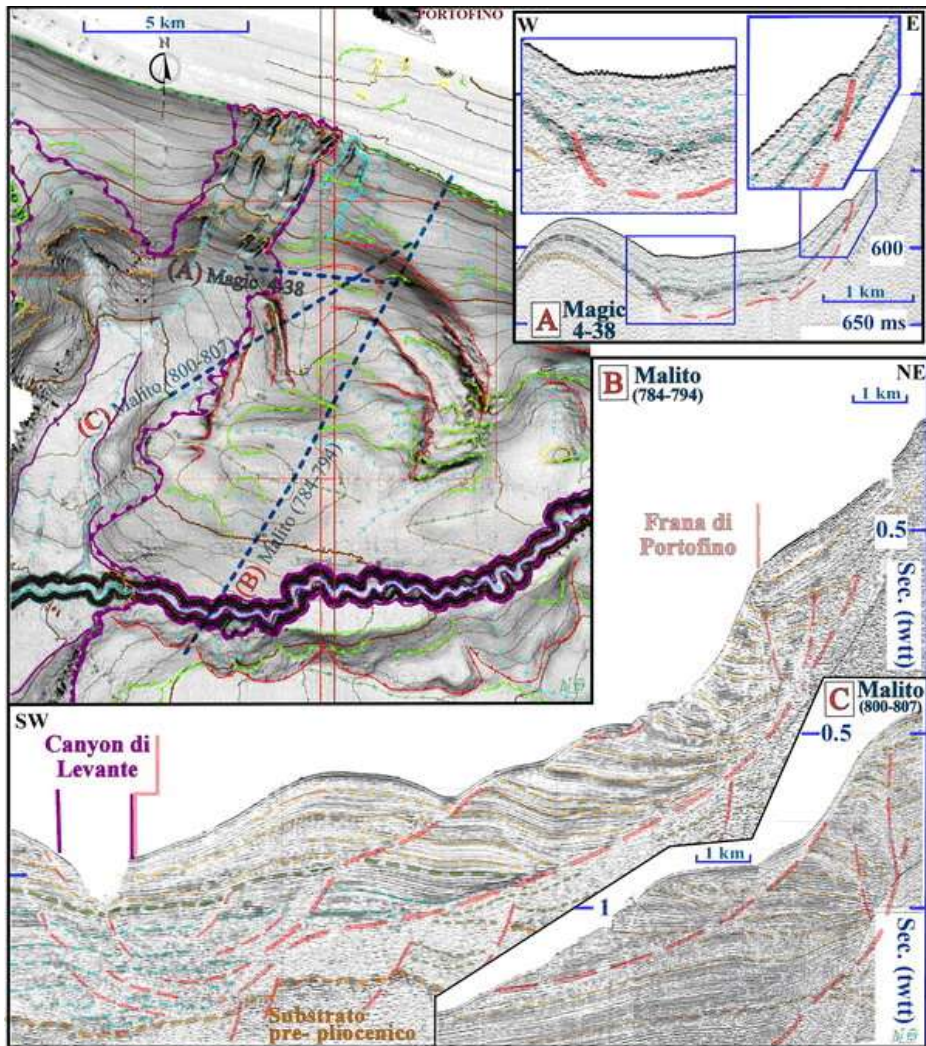


Fig. 4 – La Frana di Portofino in pianta e in sezione. Insieme di processi di scivolamento rotazionale, tende a propagarsi verso l'alto e verso terra. Il Canyon di Levante, con continua erosione al piede delle masse mobili ne determina ulteriore instabilità.

In sostanza, per progredire ulteriormente negli studi in questione occorre produrre, a nostro avviso, una cartografia tematica che evidenzi tutti i fattori più significativi ai fini della definizione della effettiva pericolosità geologica.

Andranno riportate le faglie attive, sia affioranti sul fondale che cieche, valutando accuratamente, in base ai livelli della copertura interessati l'effettiva situazione in atto. Tra le faglie affioranti andranno scartate quelle che interessano unicamente un substrato, a meno che non vi siano dati di macro e microsismicità a segnalare l'effettiva attività.

Integrando batimetria di dettaglio e conoscenza del sottosuolo (con rete di dati sismici sufficientemente fitta) si dovranno evidenziare le masse instabili o già interessate da

processi gravitativi, stabilendo una gerarchia in base alla stima di possibilità di mobilitazione, soprattutto in presenza di shock sismici. In zone campione andranno calcolati estensione e cubatura delle masse instabili, giungendo così ad indicazioni sulla pericolosità per collassi bruschi, fornendo quindi i dati essenziali per il calcolo delle onde di ritorno.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Dallagiovanna G., Fanucci F., Pellegrini L., Seno S., Bonini L., Decarlis A., Maino M. e Morelli D. (2012) – Note illustrative del Foglio 259 - IMPERIA alla scala 1:25.000. Regione Liguria. Settore Assetto del Territorio- Progetto RISK NAT (in stampa)
- Larroque C., Mercier de Lépinay B. e Migeon S. (2011) - Morphotectonic and fault-earthquake relationships along the northern Ligurian margin (western Mediterranean) based on high resolution, multibeam bathymetry and multichannel seismic-reflection profiles. *Mar. Geophys. Res.* 32: 163-179
- Migeon S., Cattaneo A., Hassoun V., Larroque C., Corradi N., Fanucci F., Dano A., Mercier de Lépinay B., Sage F. e Gorini C. (2011) – Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-Western Mediterranean): some insights into geohazard assessment. *Mar. Geophys. Res.* - DOI 10.1007/s11001-011-9123-3.

STUDIO MORFOSTRUTTURALE DELL'OFFSHORE DEL SALENTO DALL'ANALISI DI DATI GEOFISICI RECENTEMENTE ACQUISITI

di Valentina Volpi¹, Fabrizio Zgur¹, Lorenzo Facchin¹, Federica Donda¹,
Dario Civile¹, Danilo Morelli², Angela Cuppari²

¹ Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale –
OGS, Borgo Grotta Gigante 42/c – 34010 Sgonico (Trieste)

² Università degli Studi di Trieste, Dip. Geoscienze – Via Weiss 2 –
Trieste

INTRODUZIONE

Il contesto geodinamico che caratterizza lo Ionio settentrionale è estremamente complesso caratterizzato dall'iterazione di diversi elementi tettonici, che da NO a SE sono: il prisma di accrezione dell'Arco Calabro, l'Arco Calabro ss. e l'avampaese costituito dalla piattaforma Apula (Fig. 1).

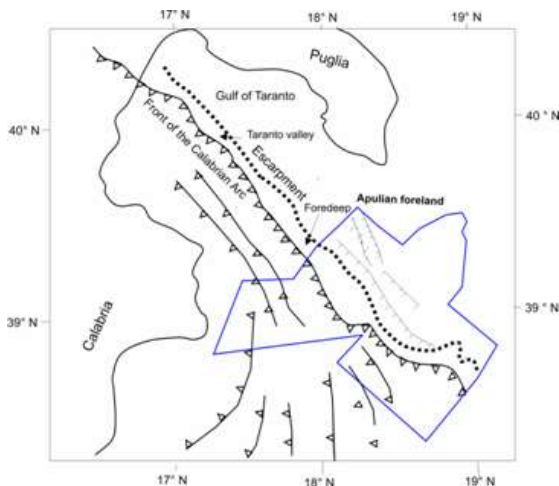


Fig. 1 – Schema strutturale dell'area di studio

L'Arco Calabro è la parte più arcuata della catena Appenninica; esso risulta maggiormente avanzato verso SE come risultato della subduzione, iniziata nel Miocene medio, in direzione NO della litosfera ionica al di sotto della Calabria (Caputo et al., 1970; Gasparini et al., 1982; Finetti et al., 1982; Cristofolini et al., 1985; Selvaggi e Chiarabba, 1995; Mele et al., 1997).

La parte più esterna dell'Arco Calabro, situata nell'offshore, è costituita da un prisma di accrezione molto esteso composto da sedimenti deformati di età mesozoica e cenozoica appartenenti alla placca africana, responsabili della topografia molto articolata del fondo mare e che coinvolge un'ampia zona nello Ionio settentrionale che

va da ovest ad est, dalla Scarpata di Malta sino alla scarpata della Piattaforma Apula (Polonia et al., 2011).

La struttura interna consiste in una sequenza miocenica al cui top troviamo un sottile spessore messiniano deformato da thrust e faglie distensive. L'unità più superficiale Plio-pleistocenica risulta invece debolmente deformata (Butler et al., 2009).

L'avampaese Apulo è costituito da 35 km di crosta continentale con un una sequenza molto spessa di carbonati Meso-Cenozoici (circa 5-6km) che affiorano tra il Gargano, le Murge e il Salento. Il cosiddetto Ridge Apulo (parte dell'avampaese medesimo) è una struttura anticlinale che rappresenta il bulge periferico della catena appenninica ed ellenica; essa si approfondisce progressivamente dalla Puglia meridionale (Salento) fino all'isola di Cefalonia, in corrispondenza della faglia trascorrente, da cui ne prende il nome, e che separa la regione adriatica da quella ionica. Lateralmente si immerge con pendenza elevata ($8 - 10^\circ$) sotto il prisma di accrezione calabro e continua presumibilmente nel piano di subduzione al di sotto degli Appennini (Catalano et al., 2001).

Le relazioni tra questi diversi settori geodinamici è di cruciale importanza per comprendere l'evoluzione tettonica e l'assetto attuale della zona investigata, aspetti che rimangono ancora non completamente analizzati.

L'analisi integrata di dati morfobatimetrici e profili sismici multicanale recentemente acquisiti dalla N/R OGS Explora in varie campagne condotte tra il 2003 e il 2010, ha fornito nuove informazioni riguardo i processi strutturali che hanno coinvolto il margine dal Mesozoico al Presente.

DATI

I dati utilizzati in questo studio sono costituiti da profili sismici multicanale acquisiti secondo due orientazioni: NE-SO, ortogonali alle principali strutture geologiche e NO-SE così progettati per analizzare le relazioni che intercorrono tra i principali domini strutturali. Per completare lo studio, è stato effettuato un rilievo morfo-batimetrico, come indicato in figura 2, per comprendere la relazione tra le morfologie e la tettonica recente.

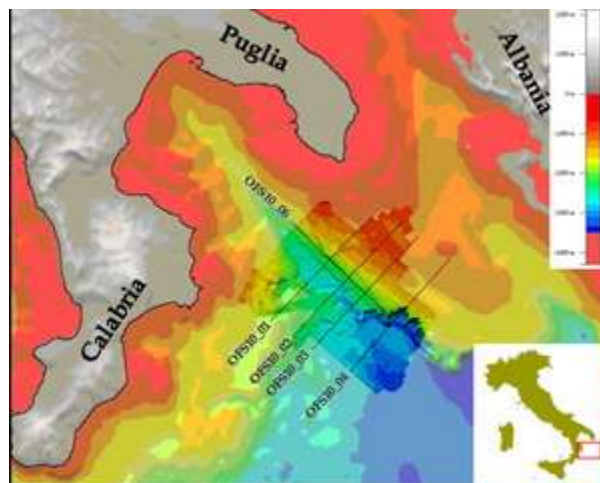


Fig. 2 – Dataset utilizzato: 5 profili sismici multicanale e rilievo morfo-batimetrico

I parametri relativi all'acquisizione dei dati sismici sono riassunti nella tabella 1.

PARAMETRI DI ACQUISIZIONE					
SORGENTE		STREAMER		REGISTRATORE	
<i>Tipo</i>	<i>GI-GUN Sercel</i>	<i>Modello</i>	<i>Sercel Seal</i>	<i>Modello</i>	<i>Sercel Seal</i>
<i>Configur.</i>	<i>2 x 355 cu.in</i>	<i>Lunghezza</i>	<i>1500 m</i>	<i>Campionam.</i>	<i>1.0 ms</i>
<i>Modalità</i>	<i>250G+105I Harmonic</i>	<i>N. Canali</i>	<i>120</i>	<i>Lungh. record</i>	<i>8 sec</i>
<i>Interv. Scoppio</i>	<i>25 m</i>	<i>Dist. Canali</i>	<i>12.5 m</i>	<i>Filtri LC</i>	<i>3 Hz (LC);</i>
<i>Profondità</i>	<i>4 m ± 0.5 m</i>	<i>Profondità</i>	<i>5 m ± 0.5 m</i>	<i>Filtri HC</i>	<i>Antialias</i>
<i>Pressione</i>	<i>140 atm.</i>	<i>Offset min.</i>	<i>90 m</i>	<i>Canali ausiliari</i>	<i>Ch. 12</i>
SINCRONIZZAZIONE		<i>Offset max</i>	<i>1590 m</i>		
<i>Controller</i>	<i>RTS Sure Shot</i>	<i>Copertura</i>	<i>30</i>		
<i>Aim Point</i>	<i>50 ms</i>				

Tabella 1

DISCUSSIONE

L'analisi integrata dei dati sismici e morfo-batimetrici ha permesso di evidenziare alcune caratteristiche morfo-strutturali ben distinte lungo il margine nei diversi domini strutturali che caratterizzano l'area investigata.

Il fronte esterno del prisma di accrezione calabro è costituito da una serie di thrust, orientati NO-SE e vergenti verso NE, che deformano le unità tardo mioceniche e la sovrastante copertura sedimentaria plio-quadernaria. Essa è costituita da materiale trasportato dai numerosi canyon sottomarini, che si estendono dalle aree prospicienti la costa fino alle aree bacinali (Rebesco et al., 2009; Morelli et al., 2011) (Fig 3a) e risedimentato da correnti di torbida.

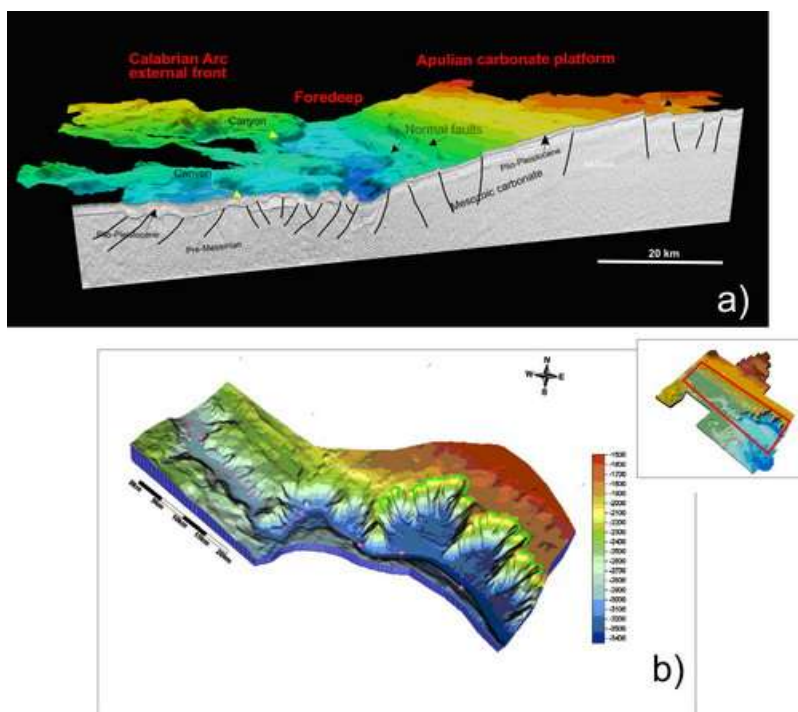


Fig. 3 – 3a) Profilo sismico orientato NE-SO ortogonale alle deformazioni principali; 3b) Dettaglio della morfologia della scarpata

La piattaforma apula che rappresenta l'avampaease del prisma di accrezione ionico, è costituita da una potente successione carbonatica mesozoica ricoperta da una sottile copertura terrigena Plio-Quaternaria. La sequenza carbonatica risulta interessata da faglie normali, che talvolta arrivano fino al fondo mare, a cui sono associati graben e half-graben di notevole lunghezza. Anche lo slope della piattaforma apula viene dislocato da faglie distensive, generalmente immergenti a SO, che determinano rotture di pendio caratterizzate da una notevole continuità laterale, ben evidenziate dalla morfobatimetria (Fig. 3a).

Il limite tra i due principali domini strutturali presenta un andamento sinuoso e maggiormente articolato passando dalla zona da NO a quella SE (Fig. 3b). Qui la scarpata della piattaforma apula mostra una maggiore pendenza ed una morfologia molto irregolare per la presenza di diverse rotture di pendio. Il settore di piattaforma settentrionale è invece contraddistinto da una scarpata meno inclinata e da una morfologia più regolare. Volpi et al., 2011 hanno ipotizzato che il limite suddetto possa corrispondere ad un'area di svincolo tettonico che potrebbe aver indotto così delle spinte orizzontali ed aver quindi condizionato questa diversa configurazione da nord a sud.

L'analisi dei profili sismici ha permesso di identificare un riflettore ad elevata ampiezza e ad andamento irregolare che rappresenterebbe il top della successione miocenica. Tale riflettore risulta dislocato da faglie sub-verticali associate alla tettonica che ha interessato il prisma di accrezione (Fig. 4).

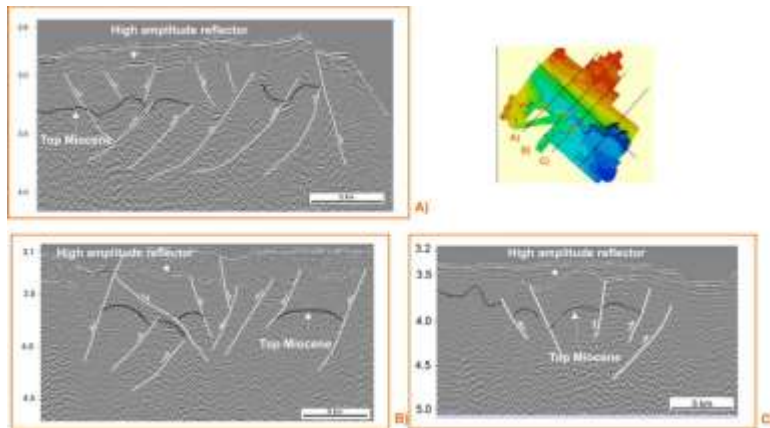


Fig. 4 – Esempi del riflettore ad elevata ampiezza (bright spot) identificato nell'area. La scala verticale delle sezioni sismiche è espressa in tempi doppi (TWT).

L'elevata ampiezza del segnale influenza la risposta del segnale sismico sottostante producendo un sequenza acusticamente poco riflettente il cui limite inferiore non è ben identificato. L'intensa deformazione del settore esterno dell'Arco Calabro inoltre rende difficile risolvere la sua struttura interna. Tuttavia, la risposta sismica suggerisce la presenza di depositi evaporitici (evaporiti Messiniani).

Lo stesso riflettore è stato individuato da Volpi et al., 2011b e Giustiniani et al., 2011 lungo un altro profilo sismico che attraversa l'area in esame (Fig. 5).

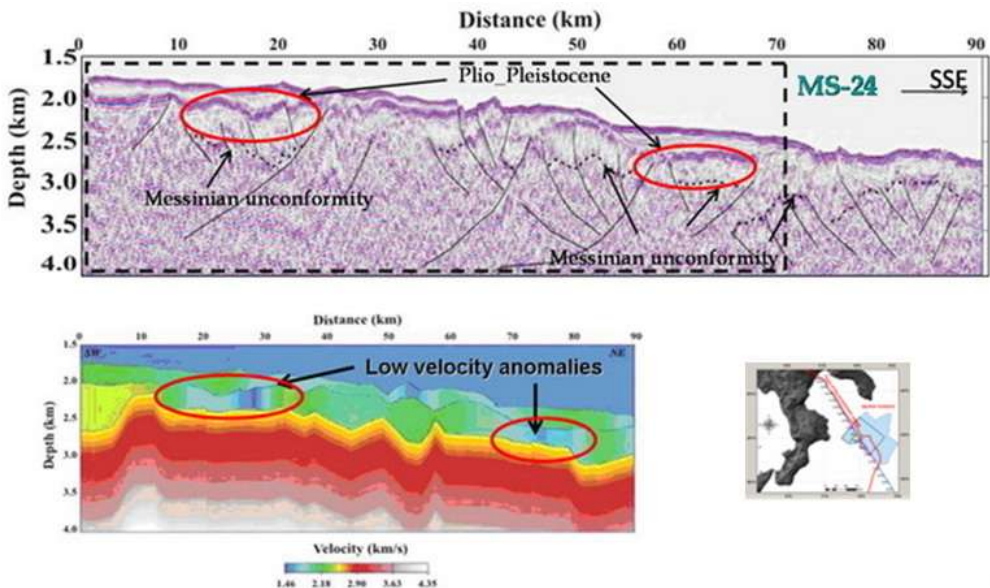


Fig. 5 – Studio geofisico del riflettore ad elevata ampiezza (da Volpi et al., 2011 e Giustiniani et al., 2011)

La linea sismica è stata elaborata applicando un processing avanzato dal quale si è ottenuto un campo di velocità. Esso ha evidenziato una forte variazione laterale di velocità e alcune anomalie negative nel primo strato, in corrispondenza delle zone in cui il riflettore si presenta molto perturbato e dove al di sopra vi è una copertura sedimentaria consistente. Le anomalie di velocità sarebbero legate alla presenza di gas libero, individuato anche dai pozzi per l'esplorazione di idrocarburi. In questo contesto, le evaporiti messiniane avrebbero agito da sealing impedendo la migrazione del gas. Si ipotizza quindi che le faglie distensive, individuabili dalla sismica, possano costituire delle vie preferenziali per la migrazione di fluidi, creando dei seepage al fondo mare, mentre in presenza di una spessa copertura sedimentaria il gas rimane confinato dando origine a questo riflettore con carattere di bright spot. Inoltre la presenza di questo riflettore sembra associata a deformazioni piuttosto complesse, qui interpretate come possibili "flower structures", che sembrano avere anche una certa continuità laterale nell'area.

CONCLUSIONI

Lo studio svolto ha permesso di definire i limiti e le relazioni che intercorrono tra i principali domini strutturali dell'area investigata (prisma di accrezione dell'Arco Calabro, avampaese e avampaese Apulo).

La piattaforma apula con particolare riferimento alla scarpata risulta essere l'elemento che maggiormente viene interessato dai processi tettonico-morfologici. I dati morfobatimetrici mostrano che la scarpata nella parte più meridionale dell'area investigata sia molto più irregolare, più acclive e interrotta da varie rotture di pendenza.

L'identificazione del riflettore ad elevata ampiezza (bright spot) in aree molto ben definite ed il fatto che sia associato ad una strutturazione complessa (struttura a fiore), la diversa morfologia del margine nonché il maggior avanzamento del fronte esterno dell'Arco Calabro fanno ipotizzare che la tettonica trascorrente giochi un ruolo importante nell'area investigata.

Ulteriori analisi sono necessarie per approfondire il ruolo che la tettonica ha avuto nella creazione dell'attuale assetto del margine nell'interazione con l'assetto geologico-strutturale dell'intero Ionio settentrionale.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Bonardi G., Cavazza W., Perrone V. and Rossi S. (2001) - Calabria-Peloritani terrane and northern Ionian Sea. In: Vai M. (ed) *Anatomy of an orogen*. Kluwer, Boston, pp 287–306.
- Butler R.W.H. (2009) - Relationship between the Apennine thrust belt, foredeep and foreland revealed by marine seismic data, offshore Calabria. *Boll. Soc. Geol. It.* 128(2): 262–278. doi: 10.3301/IJG. 2009.128.2.269.
- Caputo M., Panza G.F. and Postpischl D. (1970) - Deep structure of the Mediterranean basin. *J. Geophys. Res.* 75: 4919–4923.
- Cristofolini R., Ghisetti F., Scarpa R. and Vezzani L. (1985) - Character of the stress field in the Calabrian Arc and Southern Apennines (Italy) as deduced by geological, seismological and volcanological information. *Tectonophysics* 117: 39–58.
- Finetti I. (1982) - Structure, stratigraphy and evolution of the Mediterranean Sea. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 15: 263–341.
- Gasparini C., Scarpa R. and Vezzani L. (1982) - Seismotectonics of the Calabrian Arc. *Tectonophysics* 84: 267–286.

- Giustiniani M., Tinivella U., Volpi V. and Accettella D. (2011) - New Geophysical Evidences of Fluid Related Features in the Western Ionian Sea-Part I: Advanced Processing of old data. *Journal of Shipping and Ocean Engineering* 1 (2011): pp. 46-53.
- Mele G., Rovelli A., Seber D. and Baranzangi M. (1997) - Shear wave attenuation in the lithosphere beneath Italy and surrounding regions: tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* v 102 pp 863 – 875.
- Morelli D., Cuppari A., Colizza E. and Fannucci F. (2011) - Geomorphic setting and geohazard-related features along the Ionian Calabrian margin between Capo Spartivento and Capo Rizzuto (Italy). *Mar. Geophys Res.* doi: 10.1007/s 11001-011-9130-4.
- Rebesco M., Neagu R.C., Cuppari A., Muto F., Accettella D., Dominaci R., Cova A., Romano C. and Caburlotto A. (2009) - Morphobathymetric analysis and evidence of submarine mass movements in the western Gulf of Taranto (Calabria margin, Ionian Sea). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*. doi:10.1007/s00531-009-0429-1.
- Polonia A., Torelli L., Mussoni P., Gasperini L., Artoni A., and Laeschen D. (2011) - The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: regional architecture, active deformation and seismic hazard. *Tectonics*, v. 30, doi: 10.1029/2010TC002821.
- Selvaggi G. and Chiarabba C. (1995) - Seismicity and P-wave velocity image of the Southern Tyrrhenian subduction zone. *Geophys. J. Int.* 121–123:818–826.
- Spakman W. (1990) - Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova* 6: 542–553.
- Volpi V., Accettella D. and Cuppari A. (2011a) - Morphological features of the Apennines foreland/accretionary wedge boundary in the Ionian Sea. *Mar. Geophys. Res.* 32:481–492, DOI 10.1007/s11001-011-9140-2.
- Volpi V., Accettella D., Giustiniani M. and Tinivella U. (2011b) - New Geophysical Evidences of Fluid Related Features in the Western Ionian Sea-Part II: Data Interpretation. *Journal of Shipping and Ocean Engineering* 1 (2011): pp. 116-123.

CARATTERISTICHE GEOLOGICO-STRUTTURALI DEL GOLFO DI TRIESTE

di Martina Busetti¹, Fabrizio Zgur¹, Roberto Romeo¹, Lorenzo Sormani¹, Franco Pettenati¹

¹ *Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Borgo Grotta Gigante, 42/c, 34070 Sgonico (TS)*

INTRODUZIONE

Nell'ambito della ricerca scientifica, le caratteristiche geologiche profonde del Golfo di Trieste sono state indagate con prospezioni geofisiche adeguate solo di recente. Negli anni '60 sono stati eseguiti i primi rilievi di sismica monocanale (Mosetti e Morelli, 1968), e di sismica a rifrazione (Finetti, 1965 e 1967). Considerando le scarse informazioni disponibili, le strutture tettoniche a mare erano state ipotizzate in base alla correlazione con le strutture geologiche a terra, meglio conosciute. Nel 1995 è stato acquisito il primo profilo sismico a riflessione multicanale, ICROP M-18, con obiettivi crostali, che attraversa la parte più occidentale del golfo (Fantoni et al., 2003; Finetti e Del Ben, 2005).

Solo recentemente, nell'ambito della convenzione "Realizzazione della Carta Geologico-Tecnica della Risorsa Geotermica Regionale" commissionata dalla Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, all'Università degli Studi di Trieste e all'OGS, è stato svolto uno studio dell'area, acquisendo nel 2005 una serie di profili di sismica multicanale. L'interpretazione di questi dati ha evidenziato l'assetto geologico del golfo e le strutture compressive dinariche che lo caratterizzano, ed inoltre ha messo in luce la presenza di strutture tettoniche fino a quel momento sconosciute (Busetti et al., 2010a, b). Nonostante il dataset del 2005 abbia fornito per la prima volta informazioni geologiche importanti, rimanevano da chiarire alcuni punti significativi sulle caratteristiche strutturali in profondità dei principali sistemi di faglie e la loro attività nel tempo, in particolare verificare la presenza di attività neotettonica. A tal fine, nel 2009, nell'ambito del "Programma d'impiego della n/r OGS Explora nella chiamata 2009" promosso dall'OGS, è stata realizzata una ulteriore acquisizione dei dati sismici multicanale e chirp.

Il presente contributo illustra i risultati dell'interpretazione dei profili sismici acquisiti nel 2005 e nel 2009, con l'identificazione delle strutture tettoniche presenti e la loro attività nel tempo, con particolare riguardo all'attività neotettonica.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Golfo di Trieste e le zone costiere che lo circondano rappresentano la parte più settentrionale dell'Avampaele Adriatico, costituito dalla Piattaforma Carbonatica Adriatica Mesozoica, dai carbonati del Paleocene-Eocene e dal Flysch Eocenico, affioranti in Istria e nel Carso e sepolti sotto i sedimenti neogenici della Pianura Friulana.

L'area ha iniziato a differenziarsi durante fase estensionale del Giurassico, quando l'ampia piattaforma carbonatica della Dolomia Principale triassica si suddivise in una

serie di unità paleogeografiche tra cui la Piattaforma Carbonatica Friulana a est e il Bacino di Belluno a ovest. La Piattaforma Carbonatica Friulana (parte settentrionale della Piattaforma Carbonatica Adriatica) si sviluppò durante il Giurassico medio - Cretacico inferiore con 1200-1500 m di aggradazione rispetto il bacino circostante (Fantoni et al., 2002). Nel Bacino di Belluno si depositarono carbonati di acque profonde (Giurassico - Cretacico), calcari marnosi della Scaglia Alpina (Aptiano - Eocene Inf.), e le Marne di Gallare (Eocene) che riempiono il bacino.

Conseguentemente alle fasi compressive dinarica e alpina, la piattaforma carbonatica nella zona orientale è stata flessurata nell'avanfossa dinarica e riempita dai sedimenti terrigeni torbiditici del Flysch (Eocene), mentre la parte nord-occidentale è stata flessurata nell'avanfossa alpina e riempita dai depositi continentali e costieri della Molassa (Miocene superiore).

La regressione marina messiniana ha causato nell'area l'esposizione subaerea e la conseguente erosione con la formazione di una morfologia complessa, con valli e rilievi caratterizzati da terrazzi e scarpate. Le condizioni suberee dell'area perdurarono fino alla trasgressione marina del Pleistocene (Busetti et al., 2010a,b).

Dal punto di vista tettonico l'area è caratterizzata dalla presenza di strutture ad andamento dinarico NW-SE. La struttura principale è la Faglia di Trieste ubicata in corrispondenza del fronte costiero del Carso, e già nota a terra dove è presente il tetto della faglia (Carobene et al., 1981). Inoltre Del Ben et al. (1991) attribuiscono alla faglia una deformazione transpressiva con una significativa componente destra, generatasi durante l'orogenesi Meso-Alpina (Paleogene) e riattivata durante la fase Neo-Alpina. Busetti et al., (2010a,b) dai rilievi a mare hanno stimato un rigetto verticale della faglia superiore ai 1000 metri. Altri thrusts ad orientamento dinarico NW-SE sono sepolti sotto la Pianura Friulana orientale, tra questi la Linea di Palmanova che si estende fino alla parte settentrionale del golfo.

DATI UTILIZZATI

Sono stati utilizzati 524 km di sismica a riflessione multicanale, di cui 218 acquisiti nel 2005 (Busetti et al., 2010a,b) e 281 acquisiti nel 2009 con la nave OGS Explora, e 26 km acquisiti nella Laguna di Grado e Marano nel 2005.

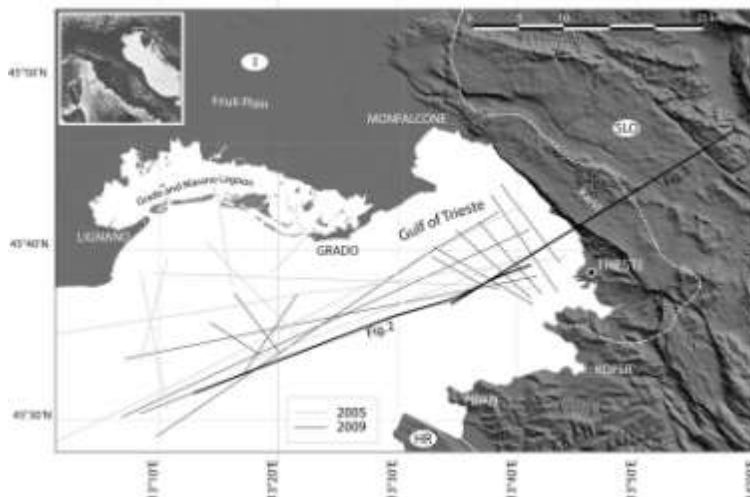


Fig. 1 - Mappa di posizione dei profili sismici multicanale acquisiti.

Le principali unità litologiche sono state identificate da Busetti et al., (2010a, b) considerando le litologie affioranti a terra, i pozzi per l'esplorazione quali Amanda-1bis a mare, Cavanella-1 e Cesarolo-1 a terra, il pozzo Grado-1 realizzato nel 2008 per indagini geotermiche (Della Vedova et al., 2008; Cimolino et al., 2010), linee sismiche per esplorazione petrolifere pubblicate (Amato et al. al. 1977; Casero et al, 1990) e il profilo CROP M-18 (Fantoni et al., 2003; Finetti e Del Ben, 2005).

RISULTATI E DISCUSSIONE

Dal punto di vista evolutivo il regime geodinamico dell'area è passato dalla fase estensionale mesozoica all'orogenesi cenozoica.

La fase estensionale perdurò durante il Mesozoico, e favorì lo sviluppo della Piattaforma Carbonatica Friulana. La strutturazione tettonica del rift è tuttora riconoscibile nell'area del paleomargine della piattaforma, attualmente sepolto nella parte occidentale del Golfo di Trieste, che presenta un andamento a dente di sega, analogo a quello presente sotto la pianura veneta, con faglie estensionali orientate NW-SE e faglie trasformati orientate NE-SW. La faglia trasformati localizzata a nord-ovest del golfo, presenta un rigetto orizzontale di circa 15 km, che considerando anche l'ubicazione decisamente più ad ovest del paleo margine nell'offshore dell'Istria, caratterizza l'area del golfo di Trieste come una paleo-insenatura nel margine della piattaforma. Le strutture tettoniche del margine e della scarpata mostrano una riattivazione transpressiva probabilmente Oligocenica-Miocenica, ma non si esclude una debole attività anche più recente in particolare in corrispondenza del margine della piattaforma.

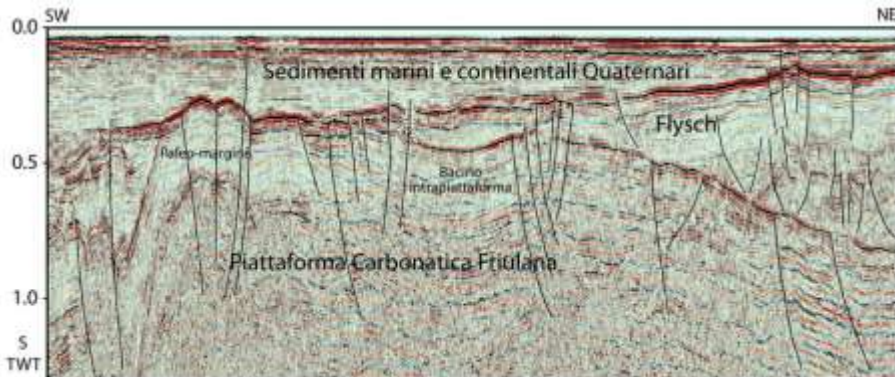


Fig. 2 - Sezione sismica multicanale attraverso il Golfo di Trieste. E' presente la Piattaforma Carbonatica Friulana con ad ovest il paleo margine, il bacino intrapiattaforma e verso est la flessurazione dell'avanfossa dinarica riempita dai sedimenti flyscioidi. Un orizzonte con notevole ampiezza individua la superficie di erosione messiniana-pliocenica sulla quale si sono depositati i sedimenti marini e continentali Pio-Quaternari. L'area è caratterizzata da strutture tettoniche che attualmente presentano caratteristiche principalmente transpressive. Queste faglie interessano anche i sedimenti soprastanti, costituiti da depositi marini e continentali di età fino all'attuale, indicando che tali strutture hanno avuto un'attività recente.

All'interno della piattaforma è presente un bacino intrapiattaforma, che attraverso la correlazione con la stratigrafia del pozzo Grado-1 (Cimolino et al., 2010) è caratterizzato da qualche centinaio di metri di spessore di calcari paleocenici e eocenici. Simili litologie affiorano a terra nel Carso e in Istria. Il bacino è limitato verso est da una struttura transpressiva che presenta indicazioni di attività tettonica anche nel Pliocene.

L'evento orogenetico dinarico, iniziato a est nel Cretacico superiore, è migrato progressivamente verso ovest, coinvolgendo l'area di studio nell'Eocene. Questo evento ha causato la formazione delle dinaridi esterne con relativa avanfossa riempita dai sedimenti torbiditici del Flysch Eocenico. A sua volta, con l'avanzare della deformazione orogenetica anche l'avanfossa è stata coinvolta, originando una rampa frontale, la Faglia di Trieste che coinvolge sia i carbonati (con un rigetto verticale superiore a 1000 metri) che il Flysch sovrastante. La Faglia di Trieste rappresenta il fronte esterno delle dinaridi, la cui espressione a nord, è data dalla Linea di Palmanova attualmente coperta dai sedimenti plio-quadernari della Pianura Friulana, mentre a sud in Slovenia e Croazia, secondo Placer (2008) prosegue con il Thrust di Črni Kal.

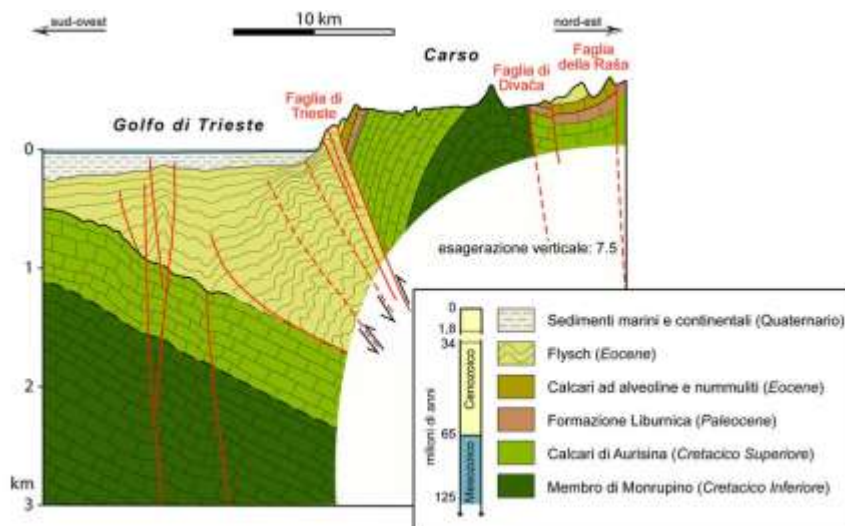


Fig. 3 – Schema della Faglia di Trieste. I carbonati affiorano nel Carso Triestino, mentre nel golfo sono presenti alla profondità superiori a 1000 metri in prossimità della costa. Questa differenza costituisce il rigetto verticale della faglia di Trieste. La sezione geologica a mare è ricavata dai profili sismici multicanale, mentre a terra dalla GEOCGT della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia.

Nella parte orientale del golfo, circa 10 km più a ovest della Faglia di Trieste è stata individuata una struttura tettonica che attraversa il golfo con orientamento NW-SE, caratterizzata da un livello di scollamento al tetto dei carbonati, e costituita da un alto strutturale largo circa 4 km delimitato da thrust e backthrust con vergenza nord-est e sud-ovest rispettivamente. La superficie erosiva Messiniana-Pliocenica che definisce il tetto del Flysch è fortemente deformata da numerose faglie con rigetti plurimetrici. L'evidenza dell'attività recente è inoltre testimoniata dalla seppure debole deformazione che queste faglie producono anche nei sedimenti marini e continentali

quaternari. La struttura si presenta come il risultato di un iniziale thrust dinarico, successivamente differenziato dalla tettonica trascorrente neogenica in due alti strutturali, che attualmente sono dislocati di circa 1 km. Ogni alto ha caratteristiche di struttura transpressiva. Come suggerito da Buseti et al., (2010a,b) questa struttura dinarica, è allineata con il Thrust di Hravstovlie che deforma il Flysch affiorante, localizzata nella penisola istriana a sud del fronte esterno dinarico del Thrust di Črni Kal.

L'attività transpressiva che coinvolge le strutture tettoniche meso e cenozoiche riattivandole è legata alla geodinamica neogenica del movimento della Microplacca Adriatica verso nord, che implica un'attività trascorrente destra delle strutture al limite orientale della placca stessa.

Le strutture tettoniche presenti nel golfo presentano delle indicazioni di attività neotettonica con deboli deformazioni nei sedimenti marini non consolidati e continentali quaternari. Inoltre, lungo fratture situate in corrispondenza dei principali sistemi di faglie che interessano i carbonati e il Flysch, sono presenti risalite di fluidi che, da evidenze nei profili Chirp, possono arrivare fino al fondo mare; in corrispondenza di tali risalite si possono formare piccoli rilievi (larghezza dell'ordine dei metri e altezza di circa 1 metro), oppure piccoli pockmarks (larghezza qualche metro).

Nell'area è presente una debole sismicità, con eventi di bassa magnitudo ($< M 4$), caratterizzati da ipocentri superficiali e profondi, registrati dalla rete sismometrica dell'OGS dal 1977, mentre non sono noti eventi storici importanti. La sismicità, seppur modesta, e le evidenze neotettoniche, sono elementi importanti per investigare una possibile attività sismogenetica dell'area, finora considerata non significativa rispetto aree circostanti a maggiore attività (Friuli e Slovenia).

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Amato A., Barnaba P.F., Finetti I., Groppi G., Martinis B. e Muzzin A., 1977. Geodynamic Outline and Seismicity of Friuli Venetia Julia Region. *BGTA* 19(72), 217-256.
- Buseti M., Volpi V., Barison E., Giustiniani M., Marchi M., Ramella R., Wardell N., e Zanolla C., 2010a. Cenozoic seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Gulf of Trieste (Northern Adriatic). *GeoActa*, SP 3(2010), 1-14.
- Buseti M., Volpi V., Nicolich R., Barison E., Romeo R., Baradello L., Brancatelli G., Giustiniani M., Marchi M., Zanolla C., Nieto D., Ramella R., e Wardell N., 2010b. Dinaric tectonic features in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic). *BGTA*, 51(2-3), 117-128.
- Casero P., Rigamonti A. e Iocca M., 1990. Paleogeographic relationship during Cretaceous between the Northern Adriatic area and the Eastern Southern Alps. *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 45, 807-814.
- Carobene I., Carulli G.B. e Vaia F., 1981. Foglio 25 Udine. In: Castellarin A. (ed.) *Carta tettonica delle Alpi Meridionali*. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. 441, 39-54.
- Cimolino A., Della Vedova B., Nicolich R., Barison E., e Brancatelli G., 2010. New evidence of the outer Dinaric deformation front in the Grado area (NE-Italy). *Rendiconti Fis. Acc. Lincei* 21-Supp.1: S167-S179. Doi 10.1007/s12210-010-0096-y.
- Del Ben A., Finetti I., Rebez A. e Slejko D., 1991. Seismicity and seismotectonics at the Alps-Dinarides contact. *BGTA*, 32(130-131), 155-176.

- Della Vedova B., Castelli E., Cimolino A., Vecellio C., Nicolich R. e Barison E., 2008. La valutazione e lo sfruttamento delle acque geotermiche per il riscaldamento degli edifici pubblici. *Rassegna Tecnica del Friuli Venezia Giulia*, 6(2008), 16-19.
- Fantoni R., Catellani D., Merlini S., Rogledi S. e Venturini S., 2002. La registrazione degli eventi deformativi cenozoici nell'avampaese veneto-friulano. *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 57, 301-313.
- Fantoni R., Della Vedova B., Giustiniani M., Nicolich R., Barbieri C., Del Ben A., Finetti I. e Castellarin A., 2003. Deep seismic profiles through the Venetian and Adriatic foreland (Northern Italy). *Mem. Sc. Geologiche*, 54, 131-134.
- Finetti I.R., 1965. Ricerche sismiche marine nel Golfo di Trieste. *BGTA* 7(27), 201-217.
- Finetti I.R., 1967. Ricerche sismiche a rifrazione sui rapporti strutturali fra il Carso e il Golfo di Trieste. *BGTA* 9(35), 214-225.
- Finetti I.R. e Del Ben A., 2005. Crustal Tectono-Stratigraphic Setting of the Adriatic Sea from New CROP Seismic Data. In: Finetti I.R. (ed.) *CROP Project. Atlases in Geoscience 1*, Elsevier B.V. Amsterdam, The Netherlands, pp. 519-547.
- Mosetti F. e Morelli C.; 1968. Rilievo sismico continuo nel Golfo di Trieste. *Boll. Soc. Adriat. Scienze*, LVI(1), 42-57.
- Placer L.; 2008. Principles of the tectonic subdivision of Slovenia. *Geologija* 51(2), 205-217.

HIGH RESOLUTION MULTI-PROXIES ANALYSES OF MIDDLE PLEISTOCENE - HOLOCENE SEDIMENTS: PALEOENVIRONMENTAL AND PALEOCLIMATIC CHANGES

di Maria Rosaria Senatore, Filomena Ornella Amore, Eliana Palumbo, Agostino Meo, Dario Emanuele
Department of Sciences for Biology, Geology and Environment
University of Sannio, Via dei Mulini, 59/A Benevento

INTRODUCTION

A high resolution multi-proxies study in the Atlantic Ocean and Mediterranean Sea has been carried out basing on sedimentological, geomorphological, lithostratigraphic, seismostratigraphic and micropaleontological analyses integrated with isotopes, alkenones, IRD data and radiocarbon dating. The atlantic basin represents a sector in which global climatic changes can be better observed; Mediterranean Sea is considered a semi-enclosed basin for its capability to register and amplify the smallest climatic variations at the mid-latitude regions.

Comparison between these areas led to a better comprehension of global and local climatic changes occurred at orbital/suborbital and abrupt time scale during Middle Pleistocene - Holocene. During the last 2 Ma five eccentricity minimum configurations of the Earth's orbit occurred among others MIS 11 (Loutre and Berger, 2003) and MIS 19 (Tzedakis et al., 2012). A new eccentricity minimum configuration is going currently to enter (Loutre and Berger, 2003). MIS 11 is a time interval spanning between 425-360 kyr BP. It was the warmest interglacial of the past 500 kyr and exceptional long (Droxler and Farrell, 2000). Moreover it is enclosed in the Mid-Brunhes Event (MBE), a period of global carbonate dissolution and of transition between two climate mode: Early Middle Pleistocene interglacials (780–450 kyr BP) were characterized by only moderate warmth while Middle and Late Pleistocene interglacials (occurring after 450 kyr) were characterized by greater warmth consistent with, or warmer than, the Holocene (EPICA members, 2004; Candy et al., 2010). MIS 19 extends from 780 to 760 kyr BP and is enclosed in the Middle Pleistocene Transition (MPT), when the climate-forcing signal in the geological record was mainly affected by the 100-kyr changes in the orbit eccentricity instead of the 41 kyr changes in the axis obliquity (Berger and Jansen, 1994). From the beginning of Holocene, the current interglacial period (MIS 1) about 11 kyr BP, a most relevant abrupt variability in the climatic signal is recorded. The aim of these investigations has been the comparison between the actual Marine Isotope Stage (MIS) 1 and MIS 11 and MIS 19 possible analogues. Particularly, the North Atlantic area and two sectors of Mediterranean Sea (Gulf of Taranto and Tyrrhenian Sea) have been analysed.

MATERIAL AND METHODS

Study areas

IODP site U1313 and Calypso Piston Core MD03-2699 from North Atlantic and ODP site 974D, S 4, S31 and S88 Cores from Mediterranean have been investigated. IODP site U1313 is located at the base of the upper western flank of the Mid-Atlantic Ridge in a water depth of 3426 m, ~386 km northwest of the Azores, 305,79 m long (41°0.0' N, 32°57.4' W; Expedition 306, Scientists, 2006). Calypso Piston Core MD03-2699 was collected from the Estremadura spur North of Lisbon (39°02.20' N, 10°39.63' W) at 1895 m depth (Rodrigues et al., 2006). Depth from 0 to 298 cm and 1130 to 2390 cm has been investigated. ODP site 974D is located in the central Tyrrhenian Sea (40°21.357' N, 12°8.520' E) along the lower slope of the Sardinia continental margin in a small sub-basin; it was retrieved at 3400 m depth for a total of 163 m (de Kaenel et al., 1999). Depth from 0 to 240 cm has been investigated. Core S4 (40°19'32.89" N, 17°01'08.54" E, depth of 871 m and 260 cm long), S31 (40°02.30' N, 17°00.10' E, 760 m depth and 260 cm long) and S88 (40°02'51,50" N, 16°38'57.50" E, depth of 15 m and 184,5 cm long) are located in the Gulf of Taranto along the lucanian offshore (fig. 1).

The North Atlantic sector localised at mid-latitudes is characterised by a complex surface current system, deriving mainly from the Gulf Stream (GS) and the North Atlantic Current (NAC). The NAC forms a transition zone between the cold and productive Arctic Waters regime and the warm and oligotrophic waters from the subtropical gyre (fig. 1a). A recirculation branch of NAC within north-eastern north Atlantic is constituted by Portugal Current (PC; Voelker et al., 2010), which affects Iberian Margin off Portugal during spring-summer when the intensification of predominant westerly winds cause an intense upwelling phenomenon. A reduction of PC led to the prevalence of Iberian Poleward Current (IPC) during winter (Peliz et al., 2005; Fig. 1b).

The Mediterranean Sea is connected with the Atlantic Ocean through the Strait of Gibraltar. The entering North Atlantic Waters are modified into the Alboran Sea as Modified Atlantic Water (MAW; Font et al., 1998; Cacho et al., 2000). Part of MAW flows into the Tyrrhenian Sea along the northern Sicilian coast forming the Bifurcation Tyrrhenian Current with cyclonical trend along Italian coasts (Sorgente et al., 2011). The circulation pattern in the Tyrrhenian Sea is characterised by two cyclonical gyres which are a direct consequence of the year-round jet of winds blowing eastward through Bonifacio's Strait (Pierini and Simioli, 1998) and associated with an upwelling phenomenon (Artale et al., 1994; Marullo et al., 1994; Millot, 1999; Fig. 1c).

Part of the MAW enters in the eastern Mediterranean through the Strait of Sicily (Millot, 1987), affecting the Ionian Sea. The Gulf of Taranto is included in the Italian sector of Ionian Sea and represents the present-day foredeep, located between the allochthonous units of the southern Apennine chain to the W and the apulian area tectonically stable (Apulia foreland) to the E (Senatore, 1986; 1987; Pescatore, 1985); The central-western Ionian Sea is an area characterised by an intense surface circulation called The Atlantic Ionian Stream (AIS; Robinson et al., 1999), which transports MAW in the near-surface layer. Historical in-situ and satellite observations and modeling studies indicate complex circulation patterns of the AIS at the entrance to the Ionian Sea and a high interannual variability (Malanotte and Rizzoli, 1997; Lermusiaux and Robinson, 2001; Pinardi et al., 2006). The Ionian surface water flows northward along the Croatian coast. The Gulf of Taranto is influenced by the water

masses coming from the Ionian Sea and by low-salinity water masses transported by the West Adriatic Current (WAC), coming from the Adriatic Sea (fig.1d).

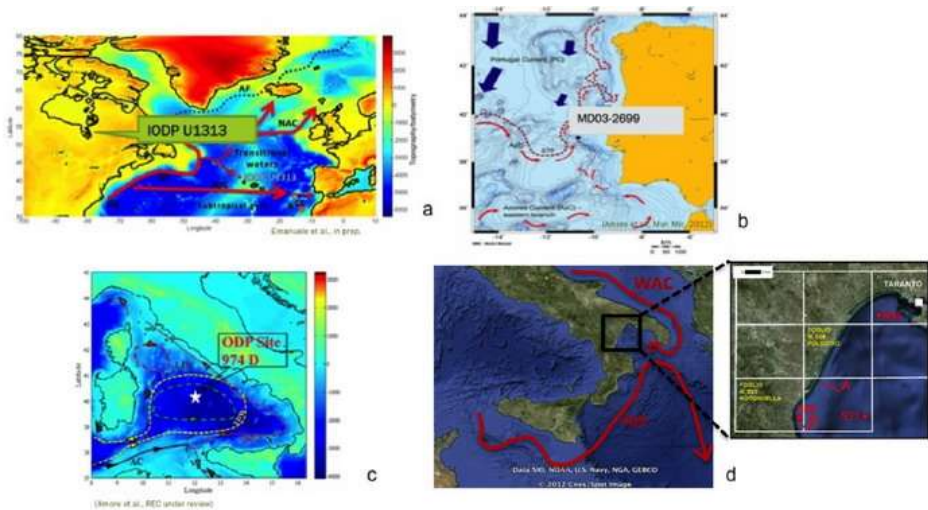


Fig. 1 – Core locations and modern oceanographic circulation

Geomorphological and stratigraphic analyses

Geomorphological research is based on acoustic investigations mainly through multibeam eco sounders (MBES) providing high to very high resolution sea floor morphology and bathymetric reconstructions. MBES data have been carried out in the Gulf of Taranto within National Carg Project (Lucanian offshore) and MaGIC Project (Apulian Offshore).

Seismo-stratigraphic analyses have been applied using very high resolution (VHR) seismic-acoustic profiles (Chirp and 3.5kHz profiles), and Sparker 1 kJ profiles in order to reconstruct the stratigraphic architecture of the upper Pleistocene and Holocene deposits. MBES and seismic data have been combined to obtain a more accurate interpretation (Fig. 2).

Lithostratigraphic high resolution analysis of the sediment-cores has been applied to obtain an objective description of the sediment features using several instruments (Mansell Color Chart, Comparison Charts).

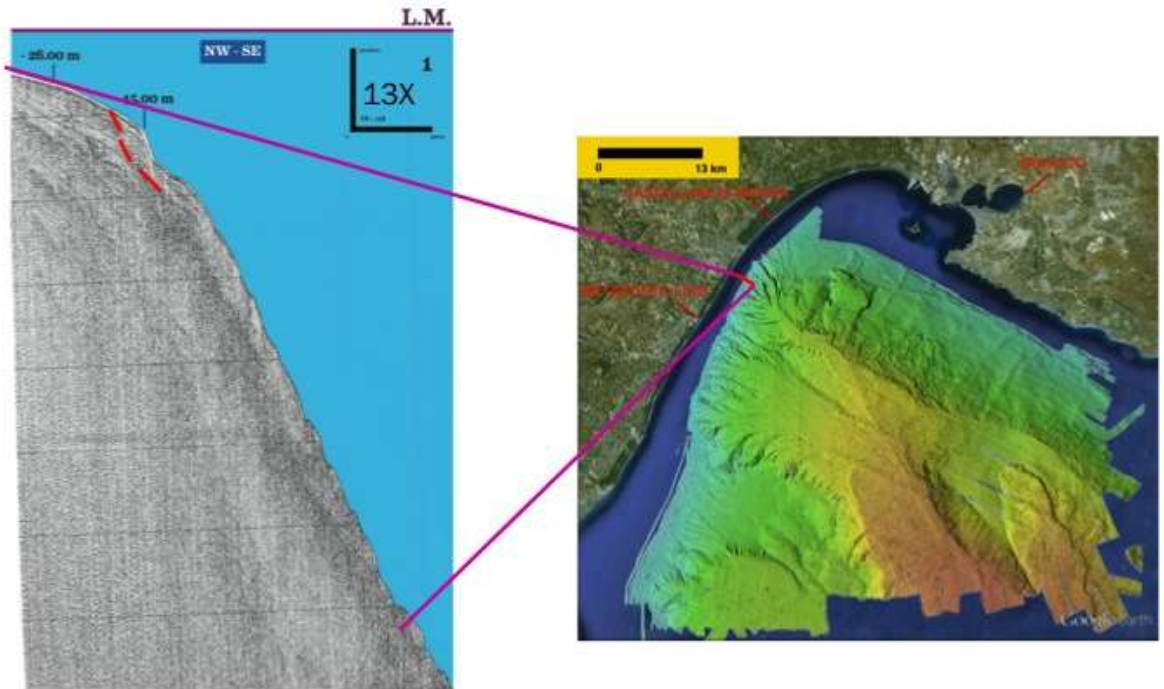
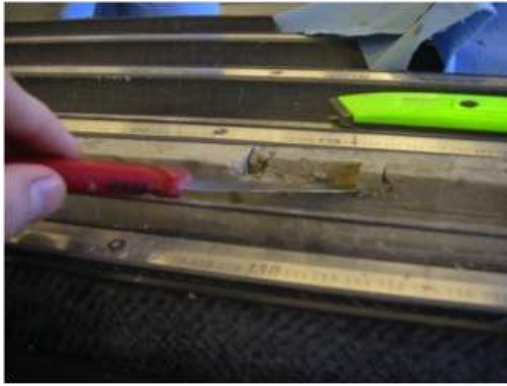


Fig. 2 – MBES and Sparker (1kJ) profile data in the Gulf of Taranto, Canyon heads.

Sampling and Radiocarbon dating

Sampling operations, based on different kind of techniques and methodologies, are performed in order to provide grain sizes, textures and micropaleontological analyses. Different sedimentation rates characterise the cores because of their position with respect to the coast line. Therefore variable density of sampling has been applied in order to always obtain high resolution data. IODP U1313 MD03-2699 and ODP 974D have been sampled every 1-2 cm (Fig. 3a) allowing to investigate on orbital to millennial time scale variability. S4, S31 and S88 cores have been sampled every 5 cm (Fig. 3b). Radiocarbon dating has been performed on several samples from all studied cores. Ages obtained are shown in tab. 1.



a



b

Fig. 3 – Different kind of sampling: Micropaleontological (a) and Grain Size sampling (b)

Cores	Lab. Code	Sample ID	Depth (cm)	Radiocarbon age (years BP)	cal BP age ranges		
ODP Site974D	LTL8019A	1H1W 0-2	0	1330 +/-45	701 - 911	95,4	standard deviation (σ^2)
	LTL8020A	1H1W 92-94	0,92	6723 +/- 45	7057 - 7300	95,4	
	GX 31544	1H1W 140-2	1.4	12400 +/- 80	13497 - 13992	95,4	
	LTL8021A	2H1W 90-92	2.4	24853 +/- 100	28665 - 29526	95,4	
MD03-2699	KIA 30539	MD03-2699	3-4	2025	1189,5	25	Error
	KIA 30540	MD03-2700	25-26	3650	3078	30	
	KIA 30541	MD03-2701	61-62	5810	5785,5	35	
	KIA 31227	MD03-2702	99-100	10165	11168,5	45	
	KIA 30542	MD03-2703	113-114	13770	15336	60	
	KIA 30543	MD03-2704	145-146	25270	29720	-1,05	
S88	KIA 31228	MD03-2705	164-165	23320	27770	160	Probability
	KIA 35296	MD03-2706	210-211	24930	29530	-1,04	
S88	LTL2072A	S88-C34	164.5	735 ± 45	1520 – 1900 cal AD	93.8 %	

Tab. 1 – Radiocarbon dating performed on samples from analysed cores

Micropaleontological analyses

Samples were prepared using both smear-slide and the methodology reported in Flores and Sierro (1997) successively modified by Buccheri et al., 2002. Coccoliths' counting was performed using a Nikon cross-polarising light microscope at 1000-1250x magnification. At least 300 specimens $>3\mu\text{m}$ per slide in a varying number of visual fields were counted. In the same fields, a separated count of specimens $<3\mu\text{m}$ was performed, in order to quantify the absolute and percentage values of all taxa.

Quantitative analyses were carried out obtaining relative and absolute abundances (% and coccoliths/g of sediment) together with fluxes (nannofossil accumulation rate, NAR, coccoliths $\text{cm}^{-2} \text{kyr}^{-1}$).

Furthermore, integration with isotopic data, alkenones and IRD has been carried out in order to improve data results and their interpretation.

MAIN RESULTS

Micropaleontological analyses in the North Atlantic led to a reconstruction of past climatic changes and the related paleoceanographic evolution during Middle Pleistocene between 536 and 300 ka as discussed in Amore et al. (2012). Different coccolithophore assemblages' structures during relative eccentricity maxima and minimum have been detected. During relative maxima, dominance in *Gephyrocapsa caribbeanica* have been observed, opposed to *Gephyrocapsa* genus dominance during the relative minimum. Surface paleoceanographic variability at precessional timescale has been recorded by small *Gephyrocapsa* group and *G. caribbeanica* species, indicating respectively a prevalence in PC and in IPC. Wavelet analyses, performed on small *Gephyrocapsa*, *G. caribbeanica* and warm taxa indicated full and fourth precessional cycles as main orbital cycles. *C. pelagicus pelagicus* subspecies, as cold taxa, has been correlated with Heinrich type events arrivals (IRD), indicating cooling events (fig. 4).

Main results of the multiproxy approach in the Ionian Sea show the features of a complex canyon system that is present along the Lucanian offshore constituted by two heads showing a very rough morphology and affecting the shelf edge (Chiocci et al, 2010; Ceramicola et al., 2012). In a bathymetric range between 500 m to 800 m, the two heads merge in a large canyon valley named Valley of Taranto. The canyon covers a total area of about 50 km^2 and extends from 30 m to 800 m depth. The slope values reached from the edge to the base of the canyon borders range between 7%-8%, and about 4%. Bathymetric observations integrated with seismic profiles data show a very high landslide activity at the canyon borders in particular a retrogressive trend of the border along the shelf edge has been recorded (fig 2). Depositional bodies (fig 5) are present at the end of channellings that constitute the feeding system of the canyon. The depositional bodies, which show a mound morphology characterised in the sub-bottom of the seismic profiles in strike direction by parallel and continuous reflections, have been related to the last low-stand phase occurred between 18-20 ka BP when sea level fell at -120 m relatively to the present one (Senatore et al., 2011).

High to very high resolution surface paleoceanographic reconstructions has been performed in North Atlantic and Western Mediterranean (Tyrrhenian Sea) during Holocene/Last Glacial (0-24/28 ka). Results let to recognise abrupt surface paleoceanographic variability, sub-orbital to millennial/centennial time scale and reconstructions of North Atlantic-Western Mediterranean surface ocean circulation exchanges. Particularly, comparisons between MIS 11/MIS 19 and MIS 1 vs. MIS 11/MIS 19 have been carried out.

The analysis performed on S31 core-sediment (fig. 1d), allowed to record several clay peaks associated with high percentages of warm coccolithophores species testifying warm episodes occurred during the Holocene sea level high-stand (fig 6).

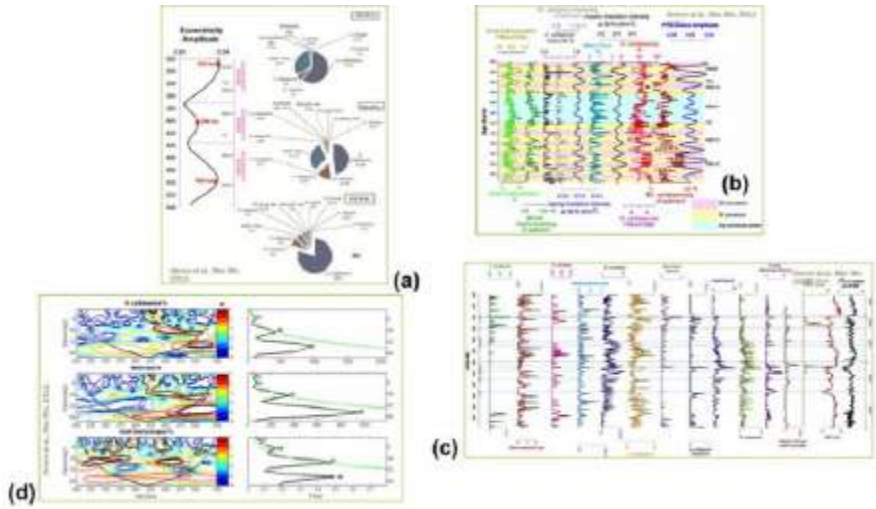


Fig. 4 – Micropaleontological Analyses: Main results

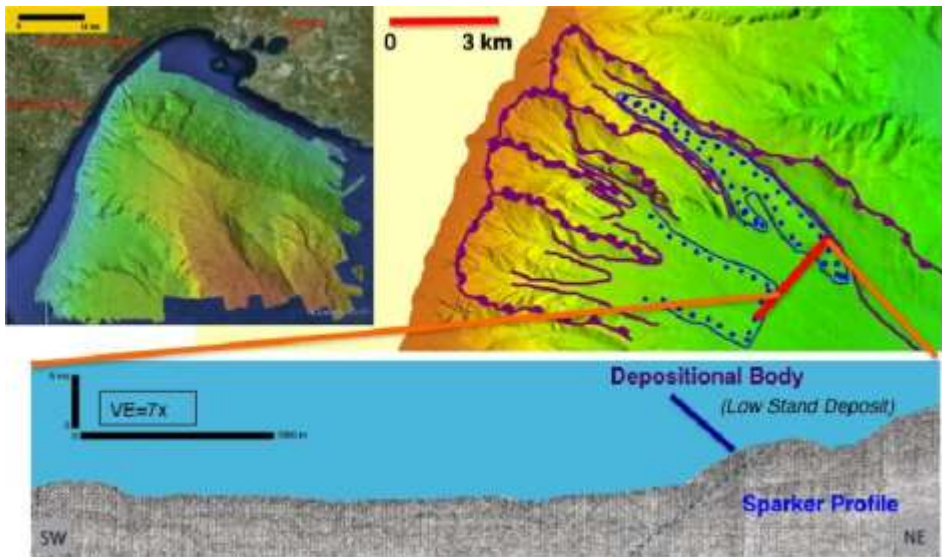


Fig. 5 – MBES data and Sparker profile showing a depositional body linked to the last sea level lowstand.

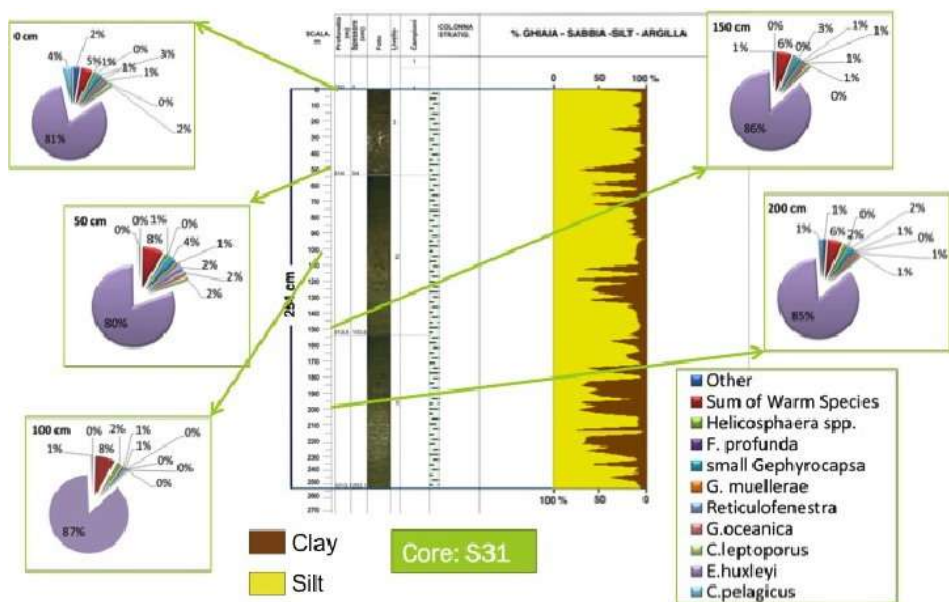


Fig. 6 – Core S31: stratigraphic Log, Silt/Clay per cent ratio and micropaleontological analyses showing warm episodes during the Holocene

REFERENCES

- Amore, F.O., Flores, J.A., Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Palumbo, E., Sierro, F.J., 2012. A Middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: Paleoclimatology and paleoproductivity aspects. *Marine Micropaleontology* 90-91, pp. 44-59.
- Artale, V., Astraldi, M., Buffoni, G., Gasparini, G.P., 1994. Seasonal variability of gyre-scale circulation in the northern Tyrrhenian Sea. *Journal of Geophysical Research* 99(C7), pp. 14127-14137.
- Berger, W.A., Jansen, E., 1994. Mid-Pleistocene climate shift — the Nansen connection. In: Johanessen, O.M., et al. (Eds.), *The Polar Oceans and Their Role Shaping the Global Environment*. Geophys. Monogr. Ser. 85, pp. 295–311.
- Broecker, W.S. 1995. *The Glacial World According to Wally*, 2nd edition. Eldigio Press, Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, NY.
- Broecker, W.S. 1997. Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: Will man-made CO₂ upset the current balance? *Science* 278, pp.1582-1588.
- Buccheri, G., Capretto, G., Di Donato, V., Esposito, P., Ferruzza, G., Pescatore, T., Russo Ermolli, E., Senatore, M.R., Sprovieri, M., Bertoldo, M., Carella, D., Madonia, G., 2002b. A high resolution record of the last deglaciation in the Southern Tyrrhenian Sea: environmental and climatic evolution. *Mar. Geol.* 186, pp. 447– 470.
- Cachão, M., Moita, M.T., 2000. *Coccolithus pelagicus*, a productivity proxy related to moderate fronts off Western Iberia. *Marine Micropaleontology* 39, pp. 131-155.
- Candy, I., Coope, G.R., Lee, J.R., Parfitt, S.A., Preece, R.C., Rose, J., Schreve, D.C., 2010. Pronounced warmth during early Middle Pleistocene interglacials:

- investigating the Mid- Brunhes Event in the British terrestrial sequence. *Earth-Science Reviews* 103, pp. 183–196.
- Ceramicola, S., Senatore, M.R., Coste, M., Meo, A., Boscaino, M., Cova, A., 2012. Seabed mapping for Geohazard in the Gulf of Taranto, Ionian Sea (Southern Italy). *Rend. Online Soc. Geol. It.* 21, pp. 951-952.
- Chiocci, F.L., Senatore, M.R., Boscaino, M., Bosman, A., Meo, A., 2010. The Taranto Valley Canyon System, Basilicata Southern Italy. *Sedimentary processes and Geohazard. Geosed.*
- de Kaenel E., Siesser W.G, Murat A, 1999. In: R. Zhan, M.C. Comas and A. Klaus, Editors, *Proc. ODP Sci. Results 161*, College Station, Texas, pp. 15-183.
- Droxler, A.W. and Farrell, J.W., 2000. A Special Issue of Marine Isotope Stage 11 (MIS 11): new insights for a warm future. *Special Issue. Global and Planetary Change* 24/1, pp.1-78.
- EPICA-community-members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, pp. 623–628.
- Expedition 306 Scientists, 2006. Site U1313. In: Channell, J.E.T., et al. (Ed.), *Proceedings of Integrated Ocean Drilling Program. Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc., College Station TX.*
- Flores, J.A., Sierro, F.J., 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology* 43, pp. 321–324.
- Font, J., Millot, C., Salas, J., Julià, A., Chic, O., 1998. The drift of Modified Atlantic Water from the Alboran Sea to the eastern Mediterranean. *Scientia Marina* 62, pp. 211-216.
- Lermusiaux, P.F.J., Robinson, A.R., 2001. Features of dominant mesoscale variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily. *Deep Sea Research I* 48, pp. 1953- 1997.
- Loutre, M.F., Berger, A., 2003. Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, 36, pp. 209-217.
- Malanotte-Rizzoli, P., Manca, B.B., Ribera Dacala, M., Theocharis, A., Bergamasco, A., Bregant, D., Budillon, G., Civitarese, G., Georgopoulos, D., Michelato, A., Sansone, E., Scarazzo, P., Souvermezoglou, E., 1997. A synthesis of the Ionian hydrography, circulation and water mass pathways during POEM Phase I. *Progress in Oceanography* 39, pp. 153-204.
- Marullo, S., Santoleri, R., Bignami, F., 1994. The surface characteristics of the Tyrrhenian Sea. In La Violette, P. E., editor, *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea*, American Geophysical Union, pp. 135-154.
- Millot, C., 1987. Circulation in the western Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta* 10, pp. 143–149.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean sea. *Journal of Marine Systems* 20, pp. 423–442.
- Peliz, A., Dubert, J., Santos, A.M.P., Oliveira, P.B., Le Cann, B., 2005. Winter upper ocean circulation in the Western Iberian Basin — fronts, eddies and poleward flows: an overview. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 52, pp. 621–646.
- Pescatore, T., 1985. *Geologia e oceanografia del Golfo di Taranto. Prog. Fin. Oceanografia e fondi marini. Rapp. Tecnico finale*, pp. 87-210.
- Pierini, S., Simioli, A., 1998. A wind-driven circulation model of the Tyrrhenian Sea area. *Journal of Marine Systems* 18, pp. 161-178.
- Pinardi, N., Arneri, E., Crise, A., Ravaioli, M., Zavatarelli, M., 2006. The physical, sedimentary and ecological structure and variability of shelf areas in the Mediterranean Sea. In: Robinson, A.R., Brink, K. (Eds.), *The Sea*, vol. 14. Harvard University Press, Cambridge, USA, pp. 1243–1330.

- Robinson, A. R., Sellschopp, J., Warn-Varnas, A., Leslie, W. G., Lozano, C. J., Haley, P. J., Anderson, L. A., Lermusiaux, P.F. J., 1999. The Atlantic Ionian Stream. *Journal of Marine Systems* 20, pp. 113-128.
- Rodrigues, T., Abrantes, F.F., Grimalt, J.O., Voelker, A.H., 2006. Climate variability during Marine Isotope Stage 11 and the Holocene on the Portuguese Margin. American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, Abstract #PP23C-1785.
- Senatore, M.R., 1986. The Gulf of Taranto: Sedimentation and structural framework. *Rend. Soc. Geol. It.* 9, pp. 229-234.
- Senatore, M.R., 1987. Caratteri sedimentari e tettonici di un bacino di avanfossa. Il Golfo di Taranto. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, pp. 177-204.
- Senatore, M.R., Meo, A., Boscaino, M., Chiocchi, F.L., 2011. Erosion and deposit forms in offshore of Metaponto (north Ionian Sea). *Il Quaternario* 24/1, pp. 63-65.
- Sorgente, R., Olita, A., Oddo, P., Fazioli, L., Ribotti, A., 2011. Numerical simulation and decomposition of kinetic energy in the Central Mediterranean: insight on mesoscale circulation and energy conversion. *Ocean Science* 7, pp. 503-519.
- Tzedakis, P. C., Channell, J.E.T., Hodell, D.A., Kleiven, H.F., Skinner, 2012. Determining the natural length of the current interglacial. *Nature Geoscience* 5, pp. 1-4.
- Voelker, A.H.L., Rodrigues, T., Billups, K., Oppo, D., McManus, J.K., Stein, R., Hefter, J., Grimalt, J.O., 2010. Variations in mid-latitude North Atlantic surface water properties during the mid-Brunhes (MIS 9–14) and their implications for the thermohaline circulation. *Climate of the Past* 6, pp. 531–552.

RICONOSCERE IL PATRIMONIO GEOLOGICO IN AMBIENTE MARINO E INDIVIDUARE STRUMENTI PER LA SUA TUTELA

di Maria Cristina Giovagnoli

ISPRA – Dipartimento Difesa della Natura, Settore Tutela del Patrimonio Geologico

ABSTRACT

Conoscere e conservare il patrimonio geologico di un territorio è di particolare importanza se si considera che questo rappresenta la chiave di lettura della sua storia geologica e che testimonia la geodiversità di quell'area. D'altro canto l'importanza della geodiversità e delle sue connessioni con la biodiversità, è ancora oggi spesso sconosciuta e un'azione mirata alla sua conoscenza sembra opportuna, in un momento in cui la sua importanza si manifesta anche attraverso la possibilità di trasformarla in risorsa economica, attraverso il geoturismo.

Il geodatabase dell'ISPRA, pubblicato sul sito web dell'Istituto e liberamente accessibile, vuole essere uno strumento di conoscenza del patrimonio geologico anche alla luce dell'individuazione delle problematiche relative alla sua tutela.



Fig. 1 - Calanchi di Atri

A partire dagli anni novanta, nella comunità scientifica italiana si aprì un dialogo intorno al patrimonio geologico che fu all'origine del progetto Geositi avviato dal Servizio Geologico all'inizio negli anni 2000. Il progetto prevedeva di effettuare un inventario dei geositi italiani al fine di conoscere il patrimonio geologico del Paese, a partire dalla definizione di geosito di Wimbledon W.A.P., 1996: "un geosito può essere definito come località, area o territorio in cui è possibile individuare un interesse geologico o geomorfologico per la conservazione." Si tratta di 'singolarità geologiche'

che per rarità, valore scientifico e bellezza paesaggistica, possono essere considerate dei veri monumenti naturali da salvaguardare e tutelare e valorizzare.

A differenza di quanto avvenuto in altri paesi europei, la Gran Bretagna per prima, in cui l'inventario dei geositi era stato avviato in risposta ad una normativa nazionale di tutela che chiedeva una lista dei luoghi da proteggere, in Italia l'intento del progetto era, e rimane, essenzialmente conoscitivo. In Italia infatti, non esiste una normativa nazionale che tuteli il patrimonio geologico.

È solo a partire dal 2004, con la pubblicazione del Codice Urbani (DL 42/2004) che i geositi conquistano uno strumento di protezione, sia pure indiretto. La loro introduzione nella pianificazione territoriale spinge conseguentemente alcune regioni ad avviare inventari dei geositi presenti nel loro territorio, alcuni già completati e, in tre casi virtuosi, a legiferare in tema di geodiversità.



Fig. 2 - SArchittu sulla costa della Sardegna (foto da web), geosito censito nell'Inventario Nazionale ISPRA.

La prima a dotarsi di una legge regionale sul patrimonio geologico è infatti la regione Emilia Romagna che nel 2006 pubblica la deliberazione legislativa n° 19/2006, "Norme per la conservazione e valorizzazione della geodiversità dell'Emilia-Romagna e delle attività ad essa collegate". Tre anni dopo, il 6 ottobre del 2009, la Regione Liguria promulga la Legge Regionale n°39: "Norme per la valorizzazione della geodiversità, dei geositi e delle aree carsiche in Liguria". Per ultima la Regione Puglia promulga la Legge Regionale n° 33 del 4 dicembre 2009 "Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico". In ognuna delle tre leggi vengono istituiti i catasti regionali dei geositi e delle grotte. Il 4 dicembre 2012 la Regione Siciliana pubblica la Legge Regionale n° 33 "Norme per il riconoscimento, la catalogazione e la tutela dei geositi in Sicilia". In quest'ultimo caso non si tratta di una vera legge sul patrimonio geologico ma dell'istituzione dell'inventario dei geositi regionali, forse un primo passo, o almeno questo è l'auspicio, verso una vera e propria legge di tutela del patrimonio geologico regionale.

È opportuno ricordare che, in mancanza di un'apposita legge regionale per la tutela del patrimonio geologico, l'inserimento dei geositi nei PTPR fornisce un importante strumento per la loro protezione. In accordo con i Piani Territoriali Regionali, i geositi sono da considerare componenti strutturali degli strumenti di pianificazione territoriale e urbanistica. Questa strada è stata attualmente seguita dalla regione Campania, che ha inserito nel piano territoriale regionale tutti i geositi catalogati nella regione, e dalla

regione Lazio che ha invece scelto di inserire solo una selezione dei geositi inventariati dalla sua ARP, Agenzia Regionale Parchi. La regione Lombardia ha invece riconosciuto i geositi come elementi identificativi del paesaggio lombardo nell'ambito del Piano Paesaggistico Regionale (PPR). Un gruppo di 264 geositi, ritenuti di rilevanza regionale, sono stati inseriti nel PPR, affidando alla pianificazione provinciale il compito di definire le modalità di tutela e di fruizione di questi siti e di individuare altri siti di rilevanza locale, sulla base dei criteri regionali.

CONOSCERE IL PATRIMONIO GEOLOGICO

La migliore protezione di un sito rivela comunque la protezione indiretta che si può assicurare coinvolgendo la popolazione, sviluppando in questa uno specifico interesse per un bene del quale sente la proprietà. È inoltre importante garantire una continua frequentazione del sito da parte di visitatori e ricercatori. Questa presenza continuata deve a sua volta essere progettata e portata a buon fine attraverso la scelta di uno sviluppo mirato di attività che prevedano una attiva e continua frequentazione del sito, sia dal punto di vista didattico (attività di visita, campi scuola, attività pratica di terreno, ecc.), sia da quello turistico.

La conoscenza del patrimonio geologico di un paese è dunque di fondamentale importanza per la sua conservazione.

L'INVENTARIO NAZIONALE DEI GEOSITI



Fig. 3 - Esempio di scheda del geodatabase Geositi dell'ISPRa.

La valorizzazione del patrimonio geologico, oltre ad essere il primo tra gli strumenti della tutela, soprattutto ma non soltanto in assenza di una specifica normativa di

tutela, può diventare un'opportunità economica, in un campo come quello del geoturismo, in rapida espansione.

L'idea di trasformare il patrimonio geologico in risorsa economica è alla base del concetto stesso di geoparco ed è sostanzialmente il principio che ha ispirato i fondatori della rete Europea dei Geoparchi (EGN, European Geoparks Network) nata sotto l'egida dell'UNESCO.

Nella sua definizione formale infatti, un geoparco è un territorio sufficientemente esteso per contribuire allo sviluppo economico locale, che possiede un patrimonio geologico e geomorfologico peculiare per il suo interesse scientifico, rarità, richiamo estetico o valore educativo. Questo patrimonio deve contribuire allo sviluppo locale nella prospettiva di uno sviluppo sostenibile, ad esempio tramite il geoturismo. Presupposto per la realizzazione di un geoparco è quindi un'efficace collaborazione multidisciplinare tra la popolazione locale, l'autorità pubblica e gli interessi privati.

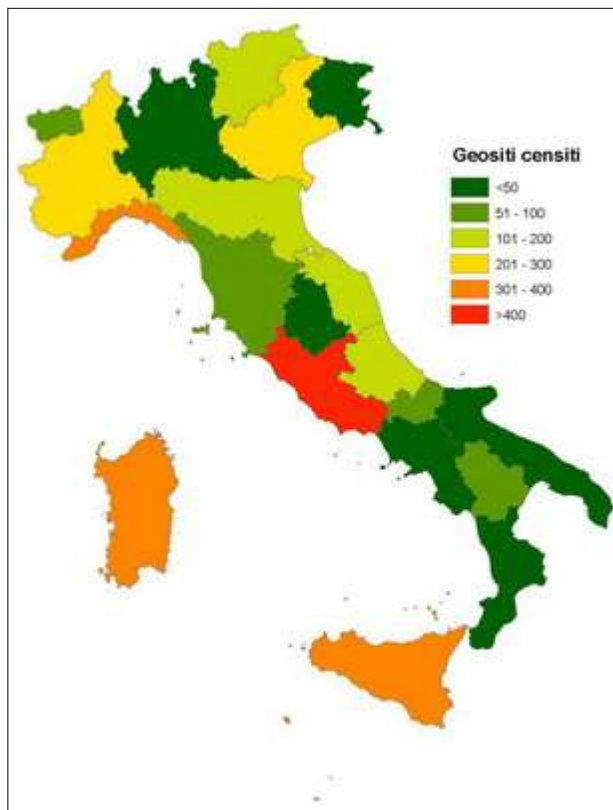


Fig. 4 - ISPRA geodatabase Geositi: frequenza geositi per singola regione, al 30/12/2012.

Conoscere il patrimonio geologico può dunque essere importante sotto diversi aspetti, sicuramente sia per quanto riguarda la tutela (conoscere per proteggere), sia per quanto riguarda la risorsa economica (conoscere per valorizzare e conseguentemente proteggere la risorsa).

Il progetto Geositi, che l'ISPRA ha ereditato dal Servizio Geologico, ha come scopo proprio quello di conoscere il patrimonio geologico italiano, inventariandolo e mettendo le informazioni raccolte a disposizione della intera comunità.

Il primo inventario fu realizzato dal Servizio Geologico dal nulla, sulla base di una scheda realizzata in collaborazione con ProGEO, SIGEA e il dipartimento POLIS dell'Università di Genova. Le segnalazioni furono ricavate dalla bibliografia e solo una piccola parte a seguito di sopralluoghi mirati sul terreno. Negli anni immediatamente successivi le segnalazioni cominciarono ad arrivare da parte di università, studenti e liberi professionisti. Dopo alcuni anni di attività il progetto è ripreso nel 2008 e attraverso la collaborazione con regioni, enti locali ed università, è iniziata una revisione del contenuto dell'inventario che nel frattempo era stato trasferito in un database. In modo particolare la collaborazione ha riguardato quelle regioni che avevano avviato e, in alcuni casi già completato, inventari regionali dei geositi, e si è rivelata particolarmente utile per migliorare la qualità del dato.

Nell'inventario i geositi sono stati classificati in base all'interesse scientifico che principalmente li caratterizza: geomorfologia, paleontologia, carsismo epigeo, carsismo ipogeo, ecc. Uno o più eventuali interessi scientifici secondari possono inoltre essere segnalati. Ad esempio, nel caso delle Gole dell'Alcantara (Sicilia) l'interesse scientifico primario è quello vulcanico (basalti colonnari), secondari sia quello geomorfologico (lo stretto canyon), sia quello idrogeologico (fiume Alcantara). Tornando alla classificazione del geosito, viene anche data una valutazione dell'interesse scientifico primario riferita al contesto geografico, se cioè si tratti di geosito di interesse locale, regionale o nazionale.

Per ogni geosito viene fornita una serie di informazioni che vanno da quelle strettamente logistiche relative all'ubicazione, sia amministrative, sia mediante coordinate geografiche WGS84; ad una descrizione litologica sintetica, con il riferimento geocronologico. Si segnalano il tipo di uso del suolo, il grado e la modalità di accessibilità e la stagione dell'anno consigliata per la visita; se il sito si trova in area protetta e, se sì, nome e tipo di area protetta e/o rete Natura 2000. Particolare attenzione viene data allo stato di conservazione del sito e all'eventuale rischio di un suo degrado, antropico o naturale. Una descrizione accurata delle cause di tale degrado è, quando opportuno, riportata nel file allegato. Alla scheda, infatti, è allegato un file che contiene la descrizione geologica estesa del sito e qualsiasi altra informazione naturalistica, culturale e altro che si ritenga opportuno segnalare, compresa la descrizione dell'eventuale tipo di rischio a cui il geosito vada incontro. Sono inoltre presenti foto, stralci cartografici, sezioni geologiche e qualsiasi altro documento scientifico relativo al geosito.

La descrizione geologica è scritta, al momento attuale, in un linguaggio che è nella maggior parte dei casi specialistico ma è destinata ad essere sostituita o almeno affiancata, da una descrizione più semplice, a carattere divulgativo.

L'Inventario Nazionale dei Geositi è liberamente consultabile sul sito web dell'ISPRA all'indirizzo <http://sgi2.isprambiente.it/geositiweb/> dove è richiesta soltanto una semplice e veloce registrazione per poter consultare tutti i dati presenti nell'Inventario. Unica eccezione è rappresentata da quei geositi che per caratteristiche intrinseche possono essere facilmente danneggiati, come nel caso di piccoli affioramenti, scientificamente importanti, ricchi di fossili o di minerali. In questi siti la raccolta irresponsabile da parte, ad esempio, di collezionisti, potrebbe causare danni irreparabili, talora la completa perdita del sito, come purtroppo è già accaduto in passato. Questi e altri siti, con analoghe caratteristiche, sono stati censiti ma le informazioni e la loro ubicazione non sono disponibili al pubblico. Il sistema segnala soltanto la loro presenza in un'area che sia stata selezionata in una query. La documentazione è disponibile solo per ricercatori, su richiesta.

Nel geodatabase è possibile effettuare ricerche sia testuali, sia geografiche, queste ultime selezionando un'area direttamente sulla mappa. In entrambi i casi l'interfaccia consente di aprire la scheda dedicata al singolo o ai singoli geositi selezionati dalla ricerca. Le ricerche testuali possono essere effettuate per quasi tutti i campi della scheda descrittiva del geosito.

Il contenuto della banca dati attuale varia da geosito a geosito e da regione a regione. Il nucleo dell'inventario è ancora quello del progetto originale che si basava su ricerche bibliografiche e le schede relative sono spesso estremamente lacunose. L'attività di ricognizione e di controllo sul territorio nazionale, in mancanza di un numero adeguato di rilevatori per effettuare sopralluoghi in tutta Italia, avviene in collaborazione con le istituzioni presenti sul territorio (università, regioni, enti locali e di ricerca). La revisione è un lavoro in corso di cui è difficile prevedere i tempi di completamento.

I GEOSITI MARINI

Selezionando nel geodatabase nazionale i geositi marini, cioè con interesse scientifico, sia primario sia secondario, uguale a geologia marina, attualmente i siti risultanti sono soltanto tredici su circa 3300 geositi. Andando ad esaminare nel dettaglio il risultato della selezione, si osserva che uno soltanto è completamente a mare (Secche di Tor Paterno), gli altri sono: forme costiere (grotte, arco, falesie, pocket-beach), una testimonianza di oscillazioni eustatiche (Baia di Monte Agnellone) e l'affioramento delle vulcaniti dell'arcipelago dei Ciclopi.

La larga maggioranza dei geositi presenti nel geodatabase è di tipo geomorfologico ma anche confrontando i geositi marini nella loro totalità (interesse scientifico: geologia marina sia primario sia secondario) con solo alcune delle altre categorie di geositi inventariati, come in fig. 2, è evidente come la sproporzione numerica non sia affatto corrispondente a quello che la conoscenza della geologia marina italiana lascia ragionevolmente supporre sia il patrimonio geologico presente nell'area marino-costiera della penisola.

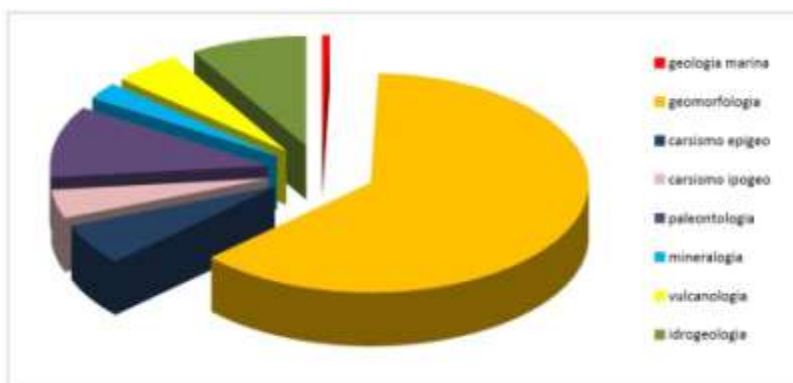


Fig. 5 - Grafico relativo ad alcune categorie di geositi inventariati nel geodatabase Geositi, confrontate con i geositi marini.

La mancata segnalazione di geositi marini e conseguentemente la loro assenza dal geodatabase è in parte riconducibile alla difficoltà nel riconoscere il patrimonio geologico in un ambiente in cui spesso il raccordo tra la geologia a terra e quella a mare, sembra difficile anche per gli specialisti. Nel prendere in considerazione il patrimonio geologico questa difficoltà sembra manifestarsi ancora prima di raggiungere la linea di costa. L'ambiente costiero non è infatti descritto nell'inventario dei geositi come dovrebbe essere in un paese caratterizzato da una estesa e diversificata varietà di ambienti costieri, che riflette la grande variabilità di morfologie delle aree emerse.

Va anche considerato che il concetto di geosito in ambiente marino deve essere probabilmente inteso in senso più ampio, tenendo conto del rapporto tra aspetti geologici e sistemi biologici. È possibile che sia necessario utilizzare schemi descrittivi diversi da quelli attualmente in uso ma questo potrà essere evidenziato dall'utilizzo e quindi dall'aver messo alla prova quelli attualmente utilizzati.

L'inventario del patrimonio geologico ha come obiettivo la sua conoscenza anche al fine di individuare le strategie da mettere in atto per la sua tutela. Dall'inventario dei geositi marini si potranno ottenere gli strumenti per individuare quali siano le linee da seguire per la tutela del patrimonio geologico in ambiente marino-costiero. Non va dimenticato che stiamo parlando di una ricchezza del territorio che da qualche tempo si è imparato a riconoscere per poterla trasformare in risorsa economica e di questo sarà opportuno tenere conto nell'individuare quelle linee di tutela che permettano di mantenere un opportuno equilibrio tra protezione e fruizione del bene geologico. Va detto che, in alcuni casi, la difficoltà legate alla complessità dell'ambiente marino rappresentano una prima protezione indiretta, tanto da dover immaginare sistemi alternativi di fruizione, come potrebbe essere l'uso di filmati nel caso di fondali inaccessibili.

COME SEGNALARE UN GEOSITO MARINO?

La segnalazione dei geositi marini, analogamente alla segnalazione di qualsiasi tipo di geosito, può essere fatta inviando direttamente all'ISPRA la documentazione relativa. La procedura prevede la compilazione di una scheda descrittiva, un pdf interattivo scaricabile dal sito della banca dati e da quello istituzionale dell'ISPRA (<http://www.isprambiente.gov.it>). La scheda è simile a quella ideata, in collaborazione, all'inizio del progetto ma è stata modificata tenendo conto delle esperienze maturate negli anni, a livello regionale. Ulteriori modifiche sono state suggerite dal subentrare dei sistemi informativi territoriali e della trasformazione del database in un geodatabase. La scheda, la cui compilazione è facilitata dall'esistenza di menu a tendina, deve essere corredata da un file che contenga la descrizione geologica del sito, in linguaggio divulgativo, e una sintetica bibliografia per approfondimenti, foto e/o filmati e shapefile. Qualsiasi documento scientifico (cartografia, sezioni geologiche e colonne stratigrafiche, profili sismici, ecc.) e non (in alcuni casi sono state realizzate, ad esempio, brochure di pubblicizzazione del sito) può inoltre essere, ed è auspicabile che sia, allegato. La documentazione completa va inviata all'ISPRA all'indirizzo geositi@isprambiente.it dove verrà esaminata dapprima sotto l'aspetto formale, successivamente verranno valutati gli aspetti scientifici.

CONCLUSIONI

Una maggiore consapevolezza della necessità di conoscere e divulgare il patrimonio geologico comincia a diffondersi sia nella comunità scientifica, sia nella società nel senso più ampio del termine. È opportuno e auspicabile che questo interesse coinvolga la linea di costa e il mare aperto e il patrimonio geologico che lo caratterizza. La conoscenza di tale patrimonio dovrà essere la necessaria premessa per individuare, insieme alle possibili minacce alla sua integrità, quali sino gli strumenti più opportuni per la sua tutela, in una dinamica virtuosa che conduca dalla conoscenza, alla valorizzazione e alla tutela.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Geodatabase Geositi - Sito web ISPRA, <http://sgi2.isprambiente.it/geositiweb>.
- Giovagnoli M. C., 2012 - Geosites in Italy: a 2012 status. In: *Geoheritage in Europe and its conservation*, Wimbledon & Smit-Meyer Eds., 145-147.
- Giovagnoli M. C., 2012 - ISPRA Geositi project: an inventory for promoting a better knowledge of Italian geological heritage. *Geologia ambientale*, in stampa.
- Wimbledon, W.A.P. 1996. National site selection, a stop on the way to a European Geosite list. *Proceedings of the Special Symposium "Geological Heritage in South-East Europe"*, May 1995. *Geological Balcanica* 26, 15-27

“MESSAGE IN THE BUBBLES”. IL GEOSITO MARINO DEL CASTELLO ARAGONESE DI ISCHIA (NAPOLI): RELAZIONI TRA GEOLOGIA E BIOLOGIA IN RAPPORTO AL CAMBIAMENTO CLIMATICO

di Maria Cristina Gambi, Elena Ricevuto

Stazione Zoologica Anton Dohrn, Napoli – Laboratorio di Ecologia funzionale ed evolutiva.

Gruppo ecologia del benthos, Ischia, Villa Dohrn (Napoli)

L'isola d'Ischia (Mar Tirreno) è posta all'estremità settentrionale del golfo di Napoli ed appartiene al gruppo delle isole Flegree, di cui è la maggiore. L'isola è ben nota per le sue risorse ambientali, naturali e paesaggistiche (Gambi *et al.*, 2003) e presenta una lunga e ben documentata storia vulcanica; le eruzioni hanno generato rocce basaltiche e numerosi depositi di frane detritiche (Chiodini *et al.*, 2004; de Alteriis *et al.*, 2010). Il vulcanismo dell'area è accompagnato da intensa attività idrotermale e da emissioni di gas in varie parti dell'isola. Alcuni campi fumarolici sono presenti anche attorno alle coste dell'isola e localizzati a bassa profondità; le loro caratteristiche geochemiche sono state studiate da Tedesco (1996). Tra questi, il geosito marino del Castello Aragonese di Ischia, nella zona nord-orientale dell'isola, e di recente istituzione da parte della Regione Campania (geosito n. 20), rappresenta un isolotto (duomo vulcanico) le cui coste, per la presenza di una faglia (Rittmann e Gottini, 1981), sono interessate da intense emissioni di gas rappresentato per oltre il 90% da anidride carbonica (Tedesco, 1996; Hall-Spencer *et al.*, 2008). Il fenomeno si registra in una zona estesa per circa 150 m x 20 m lungo la parete rocciosa sia nord che sud dell'isolotto del Castello. A nord ricopre una superficie di circa 2.000 m² per una fuoriuscita totale di 0,7x10⁶ L al giorno; a sud ricoprono un'area di circa 3.000 m² con un'emissione totale di 1,4x10⁶ L al giorno, acidificando una massa d'acqua di circa 18.000 m³ (Hall-Spencer *et al.*, 2008). Nell'area interessata dalle emissioni di gas la temperatura e le salinità sono simili a quelle delle aree limitrofe non interessate dalle emissioni ed omogenee, mentre l'alcalinità totale varia tra 2,50- 2,54 mEq/kg (Hall-Spencer *et al.*, 2008). Il pH medio varia tra 8,10 (normale), a circa 150 m dalle emissioni più dense, fino a 7,0 - 6,5 nelle aree a maggiore densità di bolle (Hall-Spencer *et al.*, 2008). Tuttavia, misure successive, hanno messo in evidenza un andamento molto variabile del pH in alcune zone (Kerrison *et al.*, 2011), e con valori che presentano anche un ciclo giornaliero molto evidente e che nella zona a maggiore emissione di bolle si abbassano anche sotto 6,0 (Kroeker *et al.*, 2011). Da questa zona di intense emissioni si origina un gradiente di acidità delle acque che da questi valori estremamente bassi raggiunge i valori normali di pH per le acque del Mediterraneo di 8.12 (Hall-Spencer *et al.*, 2008), lungo un transetto che si sviluppa per circa 300 m sia sul lato sud che su quello nord del Castello.

Viene presentata una sintesi delle caratteristiche ecologiche e biologiche (habitat, comunità e specie, bentoniche principali) che colonizzano l'area delle fumarole sommerse, al fine di mettere in evidenza le profonde interazioni tra geologia e biologia che si realizzano in questo tipo di condizioni, in rapporto allo studio degli

effetti dell'acidificazione delle acque sul biota marino ed in generale del cambiamento climatico, essendo la zona anche interessata in anni recenti da fenomeni di riscaldamento delle acque ed heat-waves (Garrabou et al., 2009). L'acidificazione marina rappresenta in particolare l'altra faccia del problema dell'immissione di CO₂ in atmosfera e del cambiamento climatico globale, e sta minacciando specie ed ecosistemi, soprattutto quelli costituiti da specie a guscio/scheletro calcareo (es., coralli, barriere coralline). I siti con caratteristiche simili a quelle del Castello Aragonese (es., isole di Vulcano e Panarea, secca Fumosa nel Golfo di Pozzuoli), rappresentano "laboratori naturali" per studiare il problema dell'adattamento di intere comunità ed ecosistemi all'acidificazione delle acque, ed una sorta di "macchina del tempo" per osservare nell'attuale i possibili scenari ecologici dei mari sulla base dei futuri valori del pH previsti da alcuni modelli geochimici per il 2100 (Caldeira & Wickett, 2003). Le aree interessate dai campi fumarolici ed emissioni più intense di CO₂ attorno al geosito sono localizzate ai due lati (nord e sud) del Castello, definiti dalla strada e dal ponte che unisce l'isolotto all'abitato di Ischia Ponte. Le emissioni iniziano in aree poco profonde (0,5 m) e si estendono per circa 150 m fino a 3-4 m di profondità. Osservazioni aneddotiche di alcuni biologi marini che hanno studiato nell'area negli anni '70 e primi anni '80, indicano che sul lato nord del Castello le fumarole erano assenti, a dimostrazione di come questi fenomeni siano variabili nel tempo. Gli habitat che caratterizzano queste aree sono principalmente fondi duri superficiali a densa copertura di macroalghe, e la prateria di *Posidonia oceanica*. Modeste tasche di sedimenti incoerenti, costituiti da sabbie grossolane miste a ghiaia e ciottoli, sono inframmezzate ad alcuni massi erratici presenti sul fondo ed alla matte morta di *Posidonia*.

Gli studi ad oggi pubblicati, relativi alla caratterizzazione ecologica del sito ed alla composizione ed evoluzione del biota bentonico di fondo duro (vedi Tabella 1), mettono in evidenza nelle aree a pH molto basso (media 6.6) una notevole riduzione della biodiversità, sia algale che animale, a carico soprattutto di organismi calcarei (es., alghe corallinacee, echinodermi, molluschi, crostacei cirripedi e decapodi, briozoi, policheti serpulidi). La check-list delle specie rilevate nell'area, derivata sia da studi precedenti (Gambi et al., 2003) che dalle indagini ecologiche effettuate sulle emissioni a partire dal 2008 (Hall-Spencer et al., 2008), documenta la presenza di 551 taxa di bentos vegetale ed animale e pesci nel complesso dell'area del Castello, di queste 494 taxa (89%) sono presenti nelle zone a pH normale e fuori dall'influenza diretta delle emissioni, 274 taxa (50%) ricorrono nelle zone con emissioni modeste e valori relativamente bassi del pH, e 139 taxa (25%) sono presenti nelle zone maggiormente acidificate, di cui solo 18 (3,2%) sono esclusive di queste aree.

TOPIC	CITATION
General ecology of vents	Hall-Spencer et al. 2008, Hall-Spencer & Rodolfo-Metalpa 2008, Gambi et al. 2010
Vent's gas analysis and origin	Tedesco 1996; Hall-Spencer et al. 2008
Trend and spatial variation of pH, TA	Hall-Spencer et al. 2008; Kroeker et al. 2011, Kerrison et al. 2011, Hoffmann et al. 2011
Ammonia oxidation	Kitidis et al. 2011
Microbial community on <i>Anemonia viridis</i>	Meron et al. 2012
Foraminifera distribution	Cigliano et al. 2010, Dias et al. 2010
Acoela (new species, type locality at the north side vent area)	Nilsson et al. 2010
Macroalgae (distribution, ecology, genetics)	Hall-Spencer et al. 2008; Porzio et al. 2010, 2011
<i>Posidonia oceanica</i> ecosystem	Hall-Spencer et al. 2008
Epiphytes of <i>Posidonia</i>	Martin et al. 2008, Gambi et al. 2011
Invertebrate settlement	Cigliano et al. 2010, Ricevuto et al. 2012
Invertebrate distribution	Hall-Spencer et al., 2008; Kroeker et al. 2011
Calcification Bryozoa	Rodolfo-Metalpa et al. 2010, Lombardi et al. 2011a, 2011b, 2011c
Calcification Scleractinia-Mollusca	Rodolfo-Metalpa et al. 2011
Autoecology, polychaetes, eco-physiology	Calosi et al. 2012
Ecological succession on hard bottoms	Kroeker et al. 2012

Tabella 1 - Elenco degli argomenti ad oggi studiati nei sito di emissioni di CO₂ del Castello Aragonese di Ischia, e delle pubblicazioni prodotte.

Tra queste ultime è degna di nota una nuova specie di plattelminta acelo (verme piatto) descritto nel sito acidificato a nord del Castello (Nilsson et al., 2010). Nelle aree acidificate si realizza quindi una riduzione del 74% della biodiversità complessiva della zona. Le poche specie resistenti a valori molto bassi del pH sono alcune macroalghe (*Sargassum vulgare*, *Hildebrandia rubra*, *Dictyota dichotoma*, *Caulerpa prolifera*, *Cladophora* spp.) (Porzio et al., 2011) e le fanerogame *Posidonia oceanica* e *Cymodocea nodosa*. Tra la fauna sono abbondanti alcuni policheti (*Syllis prolifera*, *Amphiglena mediterranea*, *Platynereis dumerilii*) e crostacei peracaridi, quali anfipodi, (e.g., *Caprella acanthifera*), isopodi (*Dynamene bifida*) e tanaidacei (*Leptocheilia savignyi*) che dominano nella comunità di fondo duro (Kroeker et al., 2011); tra gli

invertebrati a guscio calcareo solo i molluschi del genere *Patella*, ed il cirripede *Chtamalus stellatus* riescono a resistere al basso pH, mentre sono assenti i ricci. Tra i pesci sono comuni grandi banchi di *Sarpa salpa* che brucano sia tra le dense coperture di macroalghe che tra la Posidonia, alcune specie del genere *Diplodus* e *Crenilabrus*. Nelle aree a emissione ridotta di bolle e con pH intermedio (media 7.7-7.8) si osservano organismi calcarei, anche se in forma ridotta, ma dominano ancora le alghe a tallo molle (soprattutto *Cladophora* e *Dictyota*). Oltre ad un approccio descrittivo e ad analisi ecologiche e floro-faunistiche lungo il gradiente di acidità, una serie di ricerche ha anche coinvolto l'approccio sperimentale attraverso l'uso di strutture artificiali che simulano i substrati rocciosi (Kroeker et al., 2012) o i fasci di Posidonia (Gambi et al., 2011), o il denudamento di substrati naturali e il controllo della colonizzazione e successione ecologica. Questo tipo di esperimenti ha messo in evidenza nelle aree a pH molto basso e basso una maggiore omogeneizzazione dei popolamenti ed una riduzione della patchiness a piccola e media scala, rispetto alla comunità naturale osservabile nelle aree di controllo lontane delle emissioni di CO₂ (Kroeker et al., 2012). Questo è dovuto in parte ad una minore pressione da parte di alcuni erbivori (ricci, patelle), e in parte al maggiore tasso di crescita e utilizzo della CO₂ in eccesso da parte delle alghe a tallo molle rispetto a quelle calcaree. L'area delle emissioni si presta bene anche come laboratorio naturale per esperimenti di trapianto *in situ* di organismi in condizioni forzate di acidità al fine di osservare risposte a livello morfologico e funzionale (es. variazioni morfometriche, dissoluzione di scheletri calcarei, composizione mineralogica, crescita ecc.), effettuati soprattutto con taxa calcarei quali briozoi (Rodolfo-Metalpa et al., 2010; Lombardi et al., 2011a, 2011b, 2011c), e scleractinie e molluschi (Rodolfo-Metalpa et al., 2011). Per le importanti osservazioni ecologiche che siti come il Castello permettono di fare in rapporto agli scenari attuali e futuri dovuti ai cambiamenti climatici, queste aree meritano una tutela ed attenzione speciale, anche se, come il Castello Aragonese, sono già identificate come Geositi, soggette anche a vincoli archeologici e localizzate all'interno di un'area marina protetta (Regno di Nettuno, istituita nell'aprile 2008).



Fig. 1a) - Castello Aragonese di Ischia (visto dal lato sud) Le due frecce indicano l'area con maggiori emissioni di CO₂. Fig. 1b) Castello (lato sud) fumarole di CO₂ su matte morta di Posidonia (Foto: Bruno Iacono, Archivio GEB-SZN)



Fig. 1c)- Castello (lato sud) fumarole di CO₂ con dense coperture algali (Foto: Luca Tiberti). Fig. 1d) Castello (lato sud): pH-metro in situ e mattonelle di pietra lavica per esperimenti di colonizzazione e successione ecologica (Foto: Kristy Kroeker).



Fig. 1f) - Castello (lato sud): emissioni di gas sulla prateria di Posidonia oceanica (Foto. Bruno Iacono, Archivio BEG-SZN). Fig. 1g) Castello (lato sud): visione della matte morta di Posidonia e del fondale ricoperto da Caulerpa prolifera nell'area a maggiori emissioni di CO₂ (Foto: Kristy Kroeker).

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Caldeira K., Wickett M.E. (2003) - Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature* 425: 365.
- Calosi P., Rastrick S., Lombardi C., Hardege J., Giangrande A., Schulze A., Spicer J.I., Gambi M.C. (2012) - Metabolic plasticity and adaptation in polychaete species inhabiting a CO₂ vent coastal system. The Third Symposium on The Ocean in a High-CO₂ World, 24-27 September 2012 in Monterey, California, USA (Poster n. 16).
- Cigliano M., Gambi M.C., Rodolfo-Metalpa R., Patti F.P., Hall-Spencer J.M. (2010) - Effects of ocean acidification on invertebrate settlement at natural volcanic CO₂ vents. *Mar. Biol.* 157 (11): 2489-2502.
- Chiodini G., Avino R., Brombach T., Caliro S., Cardellini C., de Vita S, Frondini F., Marotta E., Ventura G. (2004) - Fumarolic and diffuse soil degassing west to Mount Epomeo, Ischia (Italy). *J. of Vulcanology and Geothermal Res.* 133: 291-309.
- De Alteriis G., Insinga D.D., Morabito S., Morra V., Chiocchi F.L., Terrasi F., Lubritto C., Di Benedetto C., Pazzanese M. (2010) - Age and submarine debris avalanches and tephrostratigraphy off shore Ischia Island. Tyrrhenian Sea, Italy. *Mar. Geol.* doi: 10.1016/j.margeo.2010.08.004
- Dias B.B., Hart M.B., Smart C.W., Hall-Spencer J.M. (2010) - Modern seawater acidification: the responses of foraminifera to high-CO₂ conditions in the Mediterranean Sea. *J. Geol. Soc.* 167: 843-846.
- Gambi M.C., De Lauro M., Jannuzzi F. (Editors) (2003) - Ambiente marino costiero e territorio delle isole Flegree (Ischia Procida Vivara - Golfo di Napoli). Risultati di uno studio multidisciplinare. *Soc. Naz. Scienze, Lettere ed Arti in Napoli, Mem. Accademia Sci. Fisic. Matem.* 5: 425 pp.
- Gambi M.C., Donnarumma L., Lombardi C., Cocito S. (2011) - *Posidonia oceanica* mimics as an experimental tool to study colonization pattern of seagrass epiphytes. An example along a gradient of water acidification. *Biol. Mar. Mediterr.* 18(1): 252-253.
- Gambi M.C., Hall-Spencer J.M., Cigliano M., Cocito S., Lombardi C., Lorenti M., Patti F.P., Porzio L., Rodolfo-Metalpa R., Scipione M.B., Buia M.C. (2010) - Using volcanic marine CO₂ vents to study the effects of ocean acidification on benthic biota: highlights from Castello Aragonese d'Ischia (Tyrrhenian Sea). *Biol. Mar. Mediterr.* 17 (1): 86-88.
- Garrabou J.A, Coma R., Bensoussan N., Chevaldonné P., Cigliano M., Diaz D., Harmelin J.G., Gambi M.C., Graille R., Kersting D.K., Lejeusne C., Linares C., Marschal C., Perez T., Ribes M., Romano J.C., Torrents O., Zabala M., Zuberer F., Cerrano C. (2009) - A new large scale mass mortality event in the NW Mediterranean rocky benthic communities: effects of the 2003 heat wave. *Global Change Biology*, 15: 1090-1103. doi: 10.1111/j.1365-2486.2008.01823x
- Hall-Spencer J.M., Rodolfo-Metalpa R., Martin S., Ransome E., Fine M., Turner S.M., Rowley S.J., Tedesco D., Buia M.C. (2008) - Volcanic carbon dioxide vents show ecosystem effects of ocean acidification. *Nature*, 454:96:99.
- Hall-Spencer J.M., Rodolfo-Metalpa R. (2008) - Loss of Mediterranean marine biodiversity in a high-CO₂ world. *CIESM Workshop Monographs*, 36: 61-64.
- Hofmann G.E., Smith J.E., Johnson K.S., Send U., Levin L.A., Micheli F., Paytan A., Price N.N., Peterson B., Takeshita Y., Matson P.G., Derse Crook E., Kroeker K.J., Gambi M.C., Rivest E.B., Frieder C.A., Yu P.C., Martz T.R. (2011) - High-

- frequency dynamics of ocean pH: a multi-ecosystem comparison. PLoS ONE DOI 10.1371/journal.pone.0028983
- Kerrison P., Hall-Spencer J.A.M., Suggett D., Hepburn L.J., Steinke M. (2011) - Assessment of pH variability at coastal CO₂ vent for ocean acidification studies. Est. Coast. Shelf Scie, DOI: 10.1016/j.ecss.2011.05025.
- Kitidis V., Laverock B., McNeill L.C., Beesley A., Cummings D., Tait K., Osborn M.A., Widdicombe S. (2011) - Impact of ocean acidification on benthic and water column ammonia oxidation. Geophys. Res. Letters, 38, L21603, DOI: 10-1029/2011GL049095.
- Kroeker K.J., Micheli F., Gambi M.C., Martz T.R. (2011) - Divergent ecosystem responses within a benthic marine community to ocean acidification. Proc. Nat Acad. Scie. DOI 10.1073/pnas.1107789108
- Kroeker K., Micheli F., Gambi M.C. (2012) - Ocean acidification causes ecosystem shifts via altered competitive interactions. Nature Climate Change. DOI: 10.1038/NClimate1680
- Lombardi C., Cocito S., Gambi M.C., Cisterna B., Flach F., Taylor P.D., Keltie K., Freer A., Cusack M. (2011) - Effects of ocean acidification on growth, organic tissue and protein profile of the Mediterranean bryozoan *Myriapora truncata*. Aquat. Biol, 13:251-262.
- Lombardi C., Gambi M.C., Vasapollo C., Taylor P., Cocito S. (2011) - Skeletal alterations and polymorphism in a Mediterranean bryozoan at natural CO₂ vents Zoomorphology, 130:135-145.
- Lombardi C., Rodolfo-Metalpa R., Cocito S., Gambi M.C., Taylor D. (2011) - Structural and geochemical alterations in the Mg calcite bryozoan *Myriapora truncata* under elevated seawater pCO₂ simulating ocean acidification. Mar. Ecol., 32(2): 211-221.
- Martin S., Rodolfo-Metalpa R., Ransome E., Rowley S., Buia M.C., Gattuso J.P., Hall-Spencer J.M. (2008) - Effects of naturally acidified seawater on seagrass calcareous epibionts. Biol. Letters, 4(6):689-692.
- Meron D., Buia M.C., Fine M., Banin E. (2012) - Changes in Microbial Communities Associated with the Sea Anemone *Anemonia viridis* in a Natural pH Gradient. Microb. Ecol, DOI 10.1007/s00248-012-0127-6
- Nilsson K.S., Wallberg A., Jondelius U. (2011) - New species of Acoela from the Mediterranean, the Red Sea, and the South Pacific. Zootaxa, 2867: 1–31.
- Porzio L., Arena C., Patti F.P., Lorenti M., Buia M.C. (2010) - An integrated approach to study the effects of chronic water acidification. Proceedings of the fourth Mediterranean symposium on marine vegetation (Hammamet, 2-4 December 2010), El Asmi S., Langar H., Belgacem W. edits., CAR/ASP publ., Tunis: 99-104.
- Porzio L., Buia M.C., Spencer-Hall J.M. (2011) - Effects of acidification on macroalgal communities. Exp. Mar. Biol. Ecol., 400: 278-287. doi:10.1016/j.jembe.2011.02.011.
- Porzio L., Lorenti M., Arena C., Buia M.C. (2010) - Risposta fotosintetica di alcune specie macroalgali in ambiente acidificato. In: Bottarin R., Schirpke U., Tappeiner U. (Eds.), L'uomo nell'ecosistema: una relazione bilanciata? Eurac book, 56: 181-187.
- Ricevuto E., Lorenti M., Patti F.P., Scipione M.B., Gambi M.C. (2012) - Temporal trends of benthic invertebrate settlement along a gradient of ocean acidification at natural CO₂ vents (Tyrrhenian Sea). Biol. Mar. Mediterr. (in press).
- Rittmann A., Gottini V. (1981) - L'Isola d'Ischia. Geologia. Boll Servizio Geol It 101: 131-274.

- Rodolfo-Metalpa R., Houlbrèque F., Tambutté É., Boisson F., Baggini C., Patti F.P., Jeffrey R., Fine M., Foggo A., Gattuso J-P., Hall-Spencer J. M. (2011) - Coral and mollusc resistance to ocean acidification adversely affected by warming. *Nature Climate Change* 1, 308–312. doi:10.1038/nclimate1200.
- Rodolfo-Metalpa R., Lombardi C., Cocito S., Hall-Spencer J.M., Gambi M.C. (2010) - Effects of ocean acidification and high temperatures on the bryozoan *Myriapora truncata* at natural CO₂ vents. *Mar. Ecol.*, 31(3): 447-456
- Tedesco D. (1996) - Chemical and isotopic investigation of fumarolic gases from Ischia Island (Southern Italy): evidence of magmatic and crustal contribution. *J .Vulcanol .Geother. Res.* 74: 233-242.

LO STUDIO DEI PROCESSI SEDIMENTARI ATTUALI IN AMBIENTE MARINO TRAMITE L'UTILIZZO DEI TRACCIANTI RADIOATTIVI

*di Mattia Barsanti, Fabio Conte, Ivana Delbono, Antonio Schirone,
Roberta Delfanti*

*ENEA – Unità Tecnica Ambiente Marino e Sviluppo Sostenibile S.
Teresa – La Spezia*

INTRODUZIONE

La maggiore consapevolezza del valore ambientale ed economico degli ecosistemi marini ha sviluppato, in molti paesi nel mondo, strumenti legislativi atti alla loro protezione. Ciò nonostante, è spesso incerto se le azioni politiche intraprese abbiano avuto effetti positivi per l'ambiente. Spesso gli impatti antropici sull'ambiente marino aumentano con la crescita economica, se non viene contemporaneamente sviluppata una strategia d'azione ambientale basata sui concetti dello *Sviluppo Sostenibile*. Tale strategia può essere più efficace se il miglioramento della qualità dell'ambiente marino è verificato con un monitoraggio dei parametri biotici e abiotici dell'ecosistema.

Le "carote" di sedimento sono comunemente usate come archivi storici per ricostruire gli impatti antropici negli ecosistemi marini. L'analisi di questi *record* rivela le alterazioni subite dall'ambiente e permette di identificare eventuali trend: è quindi uno strumento molto importante per valutare oggettivamente l'efficacia nel tempo di politiche di mitigazione. I radionuclidi naturali ed antropogenici sono caratterizzati da una funzione di input nota e la loro analisi nelle carote di sedimento permette di definire i tempi e le modalità con cui questi si sono accumulati, di datare eventuali cambiamenti nelle pressioni e negli impatti ambientali legati a processi naturali e alla presenza/assenza di politiche di protezione e mitigazione. Il Centro Ricerche Ambiente Marino S. Teresa dell'ENEA a La Spezia ha sviluppato una serie di metodologie (dal campionamento, all'analisi radiometrica, alla modellizzazione dei dati) per un utilizzo accurato dei radionuclidi come traccianti di una serie di processi marini, ed in particolare dei processi sedimentari.

Vengono di seguito descritte le metodologie ed illustrati alcuni esempi di applicazione di queste tecniche per la caratterizzazione di ambienti costieri e di mare profondo.

METODI

I radionuclidi antropogenici sono stati immessi nell'ambiente a partire dal 1945, in conseguenza dei test nucleari in atmosfera e dei processi industriali legati all'utilizzo pacifico dell'energia nucleare. La loro funzione di input è caratterizzata da un massimo negli anni 60 del secolo scorso e, in Europa, da un secondo picco molto stretto nel 1986, a seguito dell'incidente di Chernobyl. La radioattività naturale ha due origini: una

cosmica e l'altra terrestre. Al primo tipo appartengono i radionuclidi prodotti dalle reazioni nucleari dovute all'interazione tra i raggi cosmici ed elementi presenti nell'alta atmosfera, che raggiungono la superficie del mare per deposizione dall'atmosfera (fallout). Tra questi, i più importanti per tracciare processi ambientali sono ^{14}C e ^7Be . Di origine terrestre sono invece i radionuclidi primordiali (^{40}K , ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th), risalenti alla formazione del sistema solare; di questi elementi presenti nella crosta terrestre, gli ultimi tre sono i capostipiti di distinte serie di radionuclidi che possono essere mobilizzati dall'azione di *weathering* sulle rocce e, attraverso i fiumi, raggiungere il mare.

I radionuclidi naturali ^{210}Pb , ^7Be e ^{234}Th e quelli artificiali come il ^{137}Cs hanno una elevata affinità per il materiale particolato e sono da molti anni utilizzati per la loro capacità, in ambiente marino, di tracciare la frazione pelitica dei sedimenti. Fin dalle sue prime applicazioni, che risalgono a circa 40 anni fa (Krishnaswamy et al, 1971; Koide et al, 1972), il metodo del ^{210}Pb è diventato una tecnica riconosciuta ed ampiamente utilizzata per stabilire cronologie attuali (fino a 130-150 anni) dei sedimenti marini e lacustri. E' tuttavia importante, utilizzare anche altri markers/traccianti indipendenti che possano confermare i risultati ottenuti dal metodo del ^{210}Pb (Smith, 2001).

Il ^{210}Pb ($T_{1/2} = 22.3$ anni) nei sedimenti marini proviene da due fonti distinte. La prima è la produzione di ^{210}Pb da parte del decadimento del ^{226}Ra che è nella matrice stessa del sedimento. L'attività di questa frazione rappresenta il ^{210}Pb "supportato" dal decadimento del genitore radioattivo; essa è indipendente dal tempo essendo in *equilibrio* con i suoi precursori appartenenti alla catena naturale dell' ^{238}U ($T_{1/2} = 4.5 \cdot 10^9$ anni). La seconda sorgente di ^{210}Pb è il decadimento in atmosfera del gas ^{222}Rn emanato dalle rocce terrestri e presente nella colonna d'acqua. Come già accennato, per le sue caratteristiche geochemiche il ^{210}Pb viene adsorbito dal particolato sospeso; questa frazione di ^{210}Pb , definita "in eccesso" perché non supportata dal decadimento di un genitore, si accumula sul fondo e la sua distribuzione verticale nel sedimento è funzione della velocità di accumulo e del suo decadimento radioattivo. La fig. 1 schematizza questi processi.

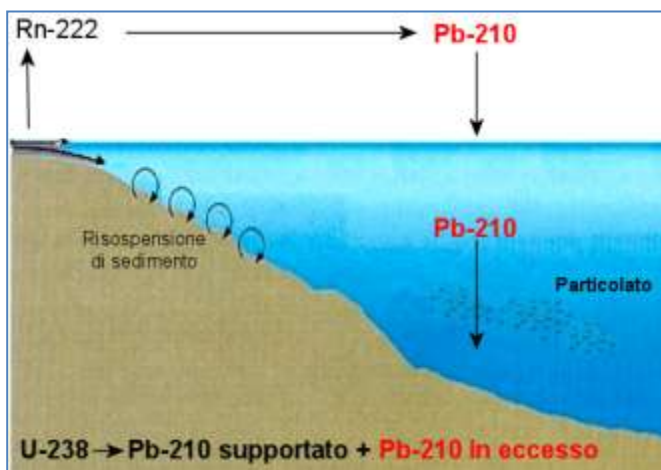


Fig. 1 - Schema concettuale del disequilibrio radioattivo del ^{210}Pb utilizzato per stimare i tassi di sedimentazione.

Esistono vari modelli matematici in letteratura che possono descrivere lo schema sopra esposto. Un riassunto dei modelli più utilizzati si può trovare in Robbins, 1978. Il modello più semplice assume un flusso di ^{210}Pb ed una velocità di sedimentazione costanti (CFCS, Constant Flux, Constant Sedimentation). La figura 2 mostra il profilo dell'attività del ^{210}Pb in eccesso e del ^{137}Cs lungo una carota di sedimento. A causa del decadimento, se non sono attivi processi di mixing del sedimento superficiale, l'attività del ^{210}Pb in eccesso diminuisce esponenzialmente con la profondità.

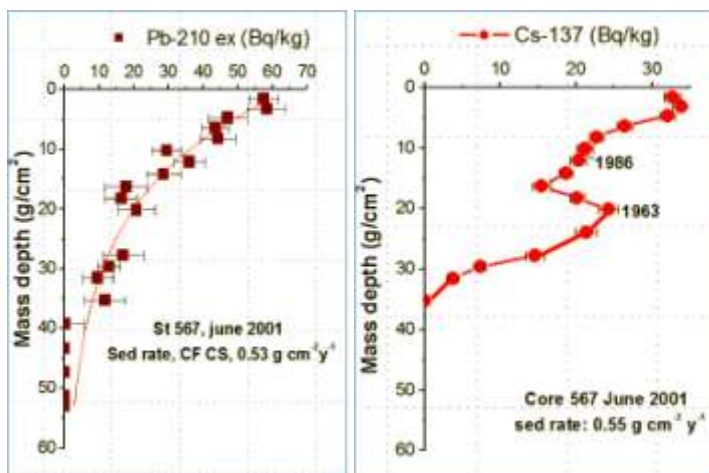


Fig. 2 - Profili di ^{210}Pb in eccesso e ^{137}Cs in una carota di sedimento prelevata nel Golfo di Trieste nel Giugno 2001 a una profondità di 10 m. L'andamento del profilo del ^{137}Cs conferma la velocità di sedimentazione calcolata con il profilo del ^{210}Pb in eccesso. La linea continua nel profilo del ^{210}Pb indica l'andamento del modello CFCS.

Nella fig. 2 si può osservare come l'eccesso di ^{210}Pb decresca esponenzialmente con la profondità: non essendo prodotto dal suo progenitore nella colonna di sedimento, decade con il suo semiperiodo caratteristico di 22.3 a. Per questo profilo è stata stimata una velocità di sedimentazione pari a $0.53 \text{ g cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ utilizzando il modello CFCS sopra accennato. Uno dei traccianti più utilizzati per integrare le informazioni ottenute dal ^{210}Pb , è il ^{137}Cs . La datazione in questo caso si basa sull'identificazione nella colonna di sedimento dei picchi di deposizione da fallout del 1963 e del 1986.

La distribuzione verticale di un radionuclide all'interno del sedimento non è controllata esclusivamente dalla sedimentazione. In realtà, gli strati superficiali del sedimento del fondale marino possono essere interessati da processi di rimescolamento (mixing) di origine meccanica e/o biologica (biomixing). Quest'ultimo processo, definito anche "bio-turbazione", è causato dall'attività delle comunità bentoniche e della macrofauna residenti sul fondo. Questo processo può modificare le caratteristiche fisiche e chimiche del sedimento superficiale e tende a rendere omogenea l'attività radioattiva del tracciante nei primi cm di sedimento (Carroll and Lerche, 2003). In definitiva, i processi che influenzano il profilo verticale di un radionuclide sono: i processi di mixing, la velocità di sedimentazione e il decadimento radioattivo. Questi processi sono matematicamente definiti attraverso l'equazione *diagenetica* (Berner, 1980; Boudreau, 1986; Goldberg and Koide, 1962):

$$\frac{\partial A}{\partial t} = D_b \frac{\partial^2 A}{\partial z^2} - \omega \frac{\partial A}{\partial z} - \lambda A$$

dove A è l'attività in eccesso (Bq kg^{-1}) dello specifico radionuclide, t è il tempo (anni), D_b è il coefficiente di bioturbazione ($\text{cm}^2 \text{ yr}^{-1}$), z è la profondità sedimento (cm), ω è la velocità di sedimentazione (cm yr^{-1}) e λ è la costante di decadimento del radionuclide (yr^{-1}).

Recentemente, nell'ambito del progetto V.E.C.T.O.R. (VulnErabilità delle Coste e degli ecosistemi marini italiani ai cambiamenti climaTici e loro ruolo nei cicli del caRbonio mediterraneo), sono stati determinati il coefficiente di bioturbazione e la profondità di mixing come indicatori dell'attività macrobentonica attuale in alcuni siti di mare profondo del Mar Mediterraneo (Barsanti et al., 2011). La figura 3 mostra il profilo verticale dei radionuclidi ^{210}Pb e ^{137}Cs ($T_{1/2} = 30.1$ anni) della stazione V4C (2500m prof.) situata sul confine meridionale del bacino Algero-Balearico.

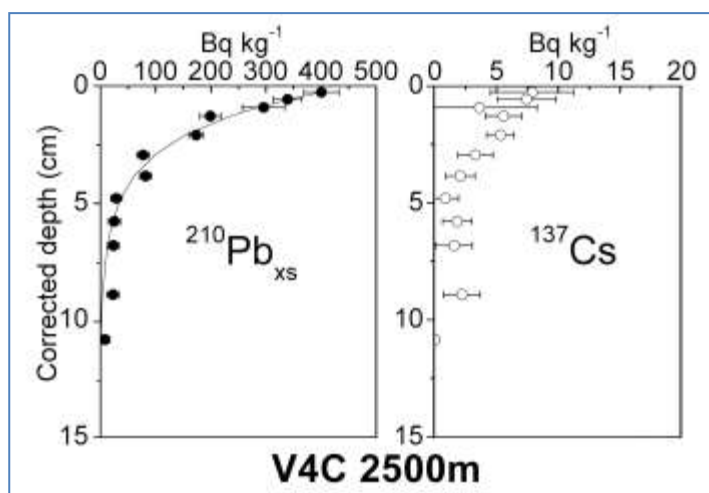


Fig. 3 - Profilo dell'attività del ^{210}Pb in eccesso e del ^{137}Cs (Bq kg^{-1}). La distribuzione verticale dei due radionuclidi, in ottimo accordo tra loro, è prodotta esclusivamente da processi di bioturbazione. Per questo sito è stato calcolato un coefficiente di bioturbazione pari a 0.114 ± 0.032 ($\text{cm}^2 \text{ yr}^{-1}$) ed una profondità di mixing di 10 cm (Barsanti et al., 2011).

Il sedimento che si deposita sul fondo porta con sé anche altri radionuclidi oltre ai sopracitati ^{210}Pb e ^{137}Cs , e fra questi alcuni caratterizzati da tempi di dimezzamento brevi, quali il ^7Be ($T_{1/2} = 53.4$ giorni) ed il ^{234}Th ($T_{1/2} = 24.1$ giorni). Questi non hanno quindi una immediata applicabilità per uno studio geologico, vista la scala dei tempi indagata, ma permettono invece di valutare la sedimentazione ad un altro stadio, fornendo informazioni sui processi nella colonna d'acqua, dove le scale dei tempi sono molto più ridotte (Buesseler et al., 1992; Baskaran et al., 1993). In particolare il ^{234}Th si forma in mare dal decadimento del suo genitore ^{238}U , che è presente in maniera ubiquitaria in forma solubile ed in concentrazione proporzionale alla salinità. Se anche il ^{234}Th restasse in forma disciolta dovrebbe esibire la stessa attività del suo genitore, grazie al cosiddetto 'equilibrio secolare'. Dato che invece questo elemento mostra una

forte affinità con le particelle, si lega a queste, ed affonda con esse producendo quindi un deficit di attività nella colonna d'acqua. Dalla misura di questo deficit in uno strato d'acqua si può calcolare il flusso verso il basso di ^{234}Th (o valutarne invece il tempo di residenza). Se inoltre si valuta l'attività specifica del ^{234}Th sulle particelle che affondano, si può convertire il flusso del radionuclide in flusso di massa. Un'ulteriore possibilità consiste nel misurare nelle stesse particelle il contenuto di carbonio organico, permettendo quindi la valutazione di un flusso di carbonio uscente dallo strato superficiale del mare. Attualmente è in corso un'attività di ricerca nell'ambiente marino di piattaforma dell'area di La Spezia, dalla foce del Fiume Magra al promontorio di Punta Mesco, con l'obiettivo di caratterizzare l'ambiente deposizionale e gli eventuali cambiamenti nel regime di sedimentazione legati alla recente evoluzione dei fenomeni idrometeorologici. A tal fine, sono state prelevate ed analizzate carote di sedimento per la determinazione dei tassi di sedimentazione attuali. Inoltre, in un sito presso l'isola del Tino, è stato installato per oltre un anno un sistema di acquisizione di dati idrologici, associato a trappole di sedimento integrati da carote di sedimento superficiale prelevate con frequenza mensile. Questa particolare attività intende analizzare il rapporto tra i flussi sedimentari lungo la colonna d'acqua e quelli all'interfaccia acqua-sedimento. Le cronologie ottenute con traccianti radioattivi potranno essere integrate con profili verticali di indicatori di inquinamento/eutrofizzazione/fioriture di alghe tossiche, per ricostruire, anche in assenza di dati di monitoraggio, il passato stato dell'ambiente e l'efficacia di eventuali politiche di mitigazione.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Barsanti, M., Delbono, I., Schirone, A., Langone, L., Miserocchi, S., Salvi, S., Delfanti, R., 2011. Sediment reworking rates in deep sediments of the Mediterranean Sea. *Science of the Total Environment* 409 (15), pp. 2959-2970.
- Baskaran, M., D.J. Murphy, P.H. Santschi, J.C. Orr, and D.R. Schink (1993), A method for rapid in-situ extraction of Th, Pb and Ra isotopes from large volumes of sea water, *Deep Sea Res.*, 40, pp. 849–865.
- Berner RA. Early diagenesis: a theoretical approach. Princeton University Press; 1980. 1-1241.
- Boudreau BP. Mathematics of tracer mixing in sediments. 1. Spatially-dependent, diffusive mixing. *Am J Sci* 1986; 286: 161–98.
- Buesseler, K.O., J.K. Cochran, M.P. Bacon, H.D. Livingston, S.A. Casso, D. Hirschberg, M.C. Hartman, A.P. Fleer, (1992) Determination of thorium isotopes in seawater by nondestructive and radiochemical procedures *Deep Sea Res. Part A*, 39 (7-8), pp. 1103-1114. Carroll J, Lerche I. Sedimentary processes: quantification using radionuclides. Elsevier; 2003. 1-1272.
- Goldberg ED, Koide M. Geochronological studies of deep-sea sediments by the ionium/thorium method. *Geochim Cosmochim Acta* 1962;26:417–50.
- Koide, M., Soutar, A., Goldberg, E.D., 1972. Marine geochronology with ^{210}Po . *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, 442 e 446.
- Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J.M., Meybeck, M., 1971. Geochronology of lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 11, 407 e 414.
- Robbins, J.A., 1978. Geochemical and Geophysical applications of radioactive lead isotopes. In: Nriago, J.P. (Ed.), *Biochemistry of Lead in the Environment*. Elsevier, Amsterdam, pp. 285–393.
- Smith, J.N., 2001. Why should we believe ^{210}Pb sediment geochronologies? *J. Environ. Radioact* 55, 121 e 123.

IDRO-MORFODINAMICA COSTIERA E HABITAT MARINI PRIORITARI. UN NUOVO APPROCCIO MODELLISTICO 2D PER VALUTARE LA REGRESSIONE DELLE PRATERIE DI *POSIDONIA OCEANICA* A SCALA MEDITERRANEA

di Matteo Vacchi¹, Renata Archetti^{1,2}, Monica Montefalcone³ e Marco Ferrari³

¹ CIRI-EC – Unità Fluidodinamica, Università di Bologna

² DICAM – Università di Bologna

³ DISTAV – Università di Genova

INTRODUZIONE

Lo studio e la gestione degli habitat marini prioritari devono essere necessariamente affrontati tramite un approccio multidisciplinare. La recente letteratura ha infatti dimostrato che i decisi passi avanti nello studio delle dinamiche che controllano i paesaggi marini siano stati possibili solo grazie al lavoro congiunto tra ricercatori di diversi settori disciplinari (Koch et al., 2006; Rovere et al., 2010, Gatti et al., 2012). In particolare, al classico approccio ecologico sono stati aggiunti i fondamentali contributi geologico-geomorfologici, quelli legati all'ingegneria costiera e quelli più propriamente oceanografici (Boudouresque et al., 2006).

Questo contributo vuole quindi presentare un nuovo approccio multidisciplinare che, attraverso il lavoro comune di geologi, ingegneri costieri ed ecologi si propone di analizzare quantitativamente l'influenza dei parametri fisici sull'habitat marino costiero più importante del Mediterraneo, le praterie di *Posidonia oceanica*.

Studi recenti (Vacchi et al., 2012) hanno infatti messo in evidenza l'importanza dell'idrodinamica locale nel controllo della geometria delle praterie di *Posidonia oceanica* ed in particolare sui loro limiti superiori (i.e. verso riva) (Folkard, 2005; Ifantes et al., 2009, Vacchi et al. 2010). In particolare, lo stato morfodinamico della spiaggia (ovvero le tipologie di spiaggia sottomarina risultanti da topografia, moto ondoso e composizione sedimentologica, Smith, 2003) influenza significativamente geometria ed architettura del limite superiore (Vacchi et al., 2010).

Durante il progetto GIONHA, *Governance and Integrated Observation of 19 marine Natural HABitats* (Interreg IV Marittimo programme) è stato messo a punto un modello predittivo che, sulla base della morfodinamica e delle caratteristiche geologiche di un determinato tratto di costa, è in grado di posizionare, in modo puntuale, il limite superiore delle praterie di *Posidonia oceanica* in condizioni naturali, ovvero in equilibrio con l'ambiente fisico circostante (Vacchi et al., submitted).

In questo contributo viene presentata l'implementazione di questo modello tramite una restituzione cartografica 2D generata grazie all'ausilio di software capaci di modellizzare l'idrodinamica costiera a più grande scala e ad analisi geostatistiche. La ricerca si basa sull'approccio modellistico predittivo sviluppato nel corso del progetto GIONHA e testato, ad oggi, a scala regionale (Mar Ligure).

La restituzione cartografica 2D permette di definire una porzione di fondale che rappresenta la condizione di riferimento (reference condition) del limite superiore di

una determinata prateria, ovvero la condizione ideale in assenza di impatti antropici. Questo è fortemente richiesto sia dalla Water Framework Directive (WFD, 2000/60/EEC) sia dalla Marine Strategy Framework Directive (MSFD, 2008/56/EEC). Grazie alla collaborazione con diverse Università e centri di ricerca, il nuovo modello verrà testato a scala Mediterranea permettendo di valutarne l'applicabilità a grande scala e, allo stesso tempo, di fornire uno strumento comune capace di stimare in modo rapido e oggettivo lo stato di conservazione degli habitat marini prioritari del Mediterraneo.

METODI

Il test del modello 2D è stato sviluppato su 3 aree studio in Liguria: Spotorno e Alassio in provincia di Savona e Camogli-San Rocco in Provincia di Genova. Le aree studio sono state scelte in modo da avere settori costieri con morfologie differenti e in cui l'idrodinamica fosse facilmente modellabile, ossia scegliendo aree dove non fossero presenti morfologie costiere particolarmente articolate (difficilmente modellizzabili) e in cui fosse chiaramente definibile la direzione dell'ondazione principale. A Spotorno ed Alassio l'agitazione ondosa che maggiormente controlla la dinamica litorale è quella proveniente dai quadranti di sud est mentre i venti provenienti da sud ovest interessano il tratto costiero di Camogli-San Rocco.

Il framework concettuale della procedura presentata è rappresentata in figura 1 e si basa su tre componenti essenziali:

- i) definizione della geometria del limite di breaking,
- ii) definizione dello stato morfodinamico del determinato tratto di costa,
- iii) definizione della geometria del limite superiore della prateria di *Posidonia oceanica*.

Queste tre componenti sono poi elaborate in ambiente GIS per la definizione della porzione di fondale in cui il limite superiore della prateria dovrebbe essere posizionato in condizioni naturali (condizione di riferimento o reference conditions).

i) Il limite di breaking è stato calcolato, a livello areale, tramite l'utilizzo del software Mike 21 sw. Il codice è uno dei più utilizzati nell'ambiente di progettisti e ricercatori nell'ambito delle costruzioni marittime, per la simulazione della propagazione delle condizioni ondose. Si tratta di un modello wave averaging con griglia a maglie flessibili. E' in grado di simulare i fenomeni dissipativi, la rifrazione e la diffrazione di spettri d'onda (www.dhi-italia.it).

In particolare il limite di breaking è stimato mediante il criterio di Miche (1951) in acque basse, viene considerata zona di frangimento d'onda quella in cui il rapporto $H/d \approx 0.88$ (d = profondità).

ii) Lo stato morfodinamico del settore costiero è stato definito utilizzando l'indice di surf scaling (ϵ); questo indice è significativamente correlato con la posizione del limite superiore (Montefalcone et al., 2010, Vacchi et al., 2010) e viene definito attraverso parametri morfologici del fondale e dati ondometrici (Jackson et al., 2005).

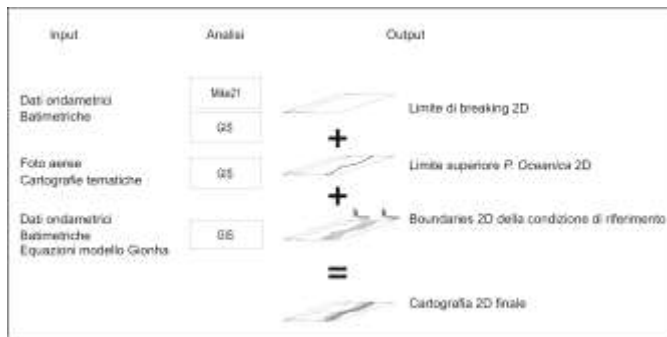


Fig. 1 - Framework concettuale dell'approccio cartografico 2D. L'output finale permette di valutare in modo areale e quantitativo se il limite superiore della prateria ricada all'interno della sua condizione di riferimento o se presenti evidenze di regressione

iii) Il limite superiore della prateria nel settore costiero indagato è stato definito attraverso la cartografia di dettaglio fornita dalla Regione Liguria (1:5000) (Diviaco e Coppo, 2007). Tuttavia, in mancanza di database regionali degli habitat marini, la geometria del limite superiore può essere estratta grazie a foto aeree di dettaglio.

Le geometrie del limite di breaking e del limite superiore sono quindi importate in ambiente GIS in forma di polilinee georeferite. Lo stato morfodinamico è invece parte fondamentale dell'analisi geostatistica e si basa sulle seguenti equazioni proposte da Vacchi et al. (submitted)

$$i) K_{\min} = 5.94 + 0.29\varepsilon$$

$$ii) K_{\max} = 17.83 + 0.41\varepsilon$$

dove K_{\min} e K_{\max} definiscono i confini della porzione di fondale all'interno della quale il limite superiore della prateria dovrebbe essere posizionato in assenza di impatto antropico, ovvero definiscono le condizioni di riferimento di una determinata prateria. L'elaborazione in ambiente GIS permette quindi la definizione di questi confini a livello areale tramite il comando buffer. Alla carta ottenuta viene quindi aggiunto il layer contenente la geometria del limite superiore. L'output finale è quindi una restituzione cartografica 2D in cui, per una determinata prateria, sono presenti sia la condizione di riferimento sia l'effettiva geometria dell'attuale limite superiore.

RISULTATI

I risultati dei calcoli idrodinamici hanno evidenziato uno stato morfodinamico dissipativo a Spotorno ed Alassio ed intermedio a Camogli-San Rocco. Le geometrie del limite superiore si presenta lineare e parallela alla linea di riva a Camogli-San Rocco mentre si mostra più frammentata e non lineare ad Alassio e, soprattutto, a Spotorno. La distanza del limite superiore dalla linea di costa è fortemente maggiore nei due settori costieri caratterizzati da stato morfodinamico dissipativo rispetto a quello intermedio. Il limite superiore ricade quasi totalmente nella condizione di riferimento a Camogli-San Rocco. Ad Alassio il limite ricade all'interno della condizione di riferimento nel settore nord del tratto costiero mentre, nella zona prospiciente il pontile (Fig. 2) ed in quella immediatamente a ridosso della stessa, è

situato in posizione arretrata rispetto alla zona di riferimento. A Spotorno il limite superiore è in posizione sempre arretrata rispetto alla zona di riferimento.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

La carta ottenuta permette di valutare, a scala areale, se il limite superiore della prateria sia nella sua condizione di riferimento o se mostri evidenze di regressione. Il caso di Alassio mostra in modo piuttosto chiaro l'applicabilità di questo modello. Il limite superiore ricade per la maggior parte all'interno della zona di riferimento mentre arretra fortemente in corrispondenza del lungo pontile. La cartografia in questo punto permette quindi di quantificare la regressione causata dall'opera antropica impattante (pontile) rispetto alla condizione di riferimento del limite superiore della prateria.

I risultati preliminari presentati in questo studio da una parte confermano l'applicabilità di questo modello a scala regionale (Regione Liguria) e dall'altra evidenziano come questo approccio a 2D possa rapidamente permettere di valutare lo stato del limite superiore di una determinata prateria e fornisca quindi uno strumento gestionale utile ed innovativo. La standardizzazione di questa procedura permetterà quindi di testare a larga scala sia il modello predittivo sia la metodologia basata sulla cartografia 2D. In particolare, collaborazioni già avviate con diverse Università e centri di ricerca permetteranno di testare la procedura a scala Mediterranea, definendo uno strumento comune capace di stimare in modo rapido e oggettivo lo stato di conservazione delle praterie di *Posidonia oceanica* del Mediterraneo.



Fig. 2 - Output finale della cartografia 2D ottenuta tramite la sovrapposizione dei differenti layers ad Alassio. La zona in giallo rosa pallido definisce la porzione di fondale identificata come condizione di riferimento della prateria. La zona in arancione rappresenta la porzione di fondale compresa tra il limite di breaking e il confine (κ_{min}) delimitante, verso riva, la condizione di riferimento. La linea verde delimita il limite superiore della prateria di *P. oceanica*.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano il Settore Ecosistema Costiero della Regione Liguria che ha fortemente supportato questo studio.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Boudouresque, C.F., G. Bernard, P. Bonhomme, E. Charbonnel, G. Diviacco, A. Meinesz, G. Pergent, C. Pergent-Martini, S. Ruitton, and L. Tunesi. 2006. Préservation et conservation des herbiers à *Posidonia oceanica*. RaMoGe, Marseille.
- Folkard, A.M. 2005. Hydrodynamics of model *Posidonia oceanica* patches in shallow water. *Limnol. Oceanogr.* 50 (5): 1592-1600.
- Gatti, G, M. Montefalcone, A. Rovere, V. Parravicini, C. Morri, G.. Albertelli, C.N. Bianchi. 2012. Seafloor integrity down the harbor waterfront: the coralligenous shoals off Vado Ligure (NW Mediterranean). *Adv. Oceanogr. Limnol.* 3 (1), 51-57.
- Infantes, E., J. Terrados, A. Orfila, B. Cañellas, and A. Álvarez-Ellacuría. 2009. Wave energy and the upper depth limit distribution of *Posidonia oceanica*. *Bot. Mar.* 52: 419-427.
- Jackson, D.W.T., J.A.G. Cooper, and L. Del Rio. 2005. Geological control of beach morphodynamic state. *Mar. Geol.* 216: 297-314.
- Koch, E.W., J.D. Ackerman, J. Verduin, and M. Van Keulen. 2006. Fluid dynamics in seagrass ecology - from molecules to ecosystems, p. 193- 225. *In* A.W.D. Larkum, R.J. Orth and C.M. Duarte (eds.), *Seagrasses: biology, ecology and conservation*. Springer.
- Miche, R. 1951. Le Pouvoir réfléchissant des ouvrages maritimes exposes a l'action de la houle, *Ann. Ponts Chaussees*, 121,285-319.
- Montefalcone, M., V. Parravicini, M. Vacchi, G. Albertelli, M. Ferrari, C. Morri, and C.N. Bianchi. 2010. Human influence on seagrass habitat fragmentation in NW Mediterranean Sea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 86: 292-298.
- Rovere, A., V. Parravicini, M. Vacchi, M. Montefalcone, C. Morri, C.N. Bianchi, and M. Firpo. 2010. Geo-environmental cartography of the Marine Protected Area "Isola di Bergeggi" (Liguria, NW Mediterranean Sea). *J. Maps*: 505-519.
- Smith, M.J. 2003. Surf zone hydrodynamics. *In* Z. Demirbilek (ed.), *Coastal engineering manual, part II, Coastal hydrodynamics chapter II-4*, Engineer manual 1110-2-1100, US Army corps of Engineers, Washington, DC.
- Vacchi, M., M. Montefalcone, C.N. Bianchi, C. Morri, and M. Ferrari. 2010. The influence of coastal dynamics on the upper limit of the *Posidonia oceanica* meadow. *Mar. Ecol.* 31: 546-554.
- Vacchi, M., M. Montefalcone, C.N. Bianchi, C. Morri, and M. Ferrari. 2012. Hydrodynamic constraints to the seaward development of *Posidonia oceanica* meadows. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 97: 58-65.
- Vacchi, M., M. Montefalcone, Schiaffino C.F., Parravicini V., C.N. Bianchi, C. Morri, and M. Ferrari. Nearshore hydrodynamics and seagrass development: towards a predictive model to assess the natural position of the *Posidonia oceanica* meadow upper limit. Submitted to *Limnology and Oceanography*.

CORREZIONE DEL FROWNING SU ACQUISIZIONI BATIMETRICHE COSTIERE

di Gabriella Di Martino, Sara Innangi, Renato Tonielli

Istituto per l'Ambiente Marino Costiero – IAMC CNR Napoli
Calata Porta di Massa, Int. Porto di Napoli – 80133 Napoli

Gli Ecoscandagli Multifascio (EMF) sono attualmente gli strumenti principalmente utilizzati per la mappatura dei fondali. Essi calcolano i valori di profondità basandosi sul tempo necessario affinché un impulso acustico si propaghi dalla sorgente al fondo: ai fini del loro funzionamento è quindi necessario conoscere il profilo di velocità del suono dalla superficie al fondo per poter calcolare i coefficienti di rifrazione di ogni strato della colonna d'acqua.

Per questo motivo, durante i survey batimetrici, vengono registrati profili di velocità del suono ogni 6-8 ore; gli intervalli possono essere più brevi qualora le condizioni meteorologiche lo richiedano, ovvero in caso di rimescolamento degli strati superficiali, in aree soggette a fenomeni di upwelling o in presenza di acque di ruscellamento.

L'utilizzo di profili di velocità non corretti influenza la qualità del dato batimetrico in termini di errato posizionamento di un punto sia sul piano orizzontale che su quello verticale; ciò si traduce nella comparsa di creste o solchi in corrispondenza delle zone di sovrapposizione tra linee di acquisizione adiacenti (Hughes Clarke, 2003).

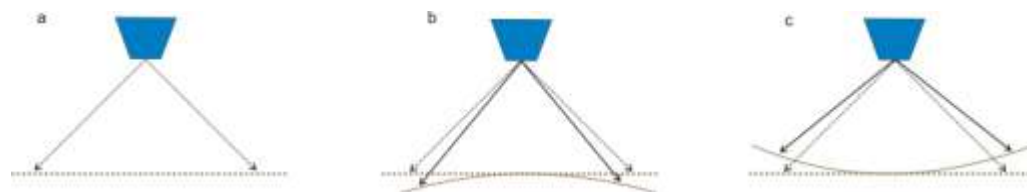


Fig. 1 - Effetto di velocità del suono non corrette sul calcolo di profondità: a) situazione reale; b) velocità del suono sovrastimata (frowning); c) velocità del suono sottostimata (smiling)

La correzione di tali artefatti è una fase complessa nella elaborazione dei dati, e può essere affrontata mediante algoritmi che ricalcolano le profondità utilizzando il valore corretto di velocità (Beaudoin, 2004) oppure applicando in post-processing dei profili di velocità equivalenti (Ding, 2008).

Valori di velocità non corretti incidono in modo diverso sulla precisione del dato in relazione al modello di EMF: in tabella viene riportato l'errore, espresso in percentuale, provocato da una variazione di 1m/s nello strato superficiale della colonna d'acqua. Viene anche preso in considerazione il caso in cui vi sia una differenza costante di 1m/s tra velocità registrata e valore reale lungo l'intera colonna d'acqua: questo si verifica nel caso in cui il profilatore non sia ben tarato.

Si nota come in linea generale gli strumenti con array di trasduttori circolari o con doppio trasduttore abbiano una maggiore sensibilità alle variazioni del suono (Dinn, 1995).

System	1 m/s Error in Surface Sound Velocity		1 m/s Offset over full SVP	
	60° beam	75° beam	60° beam	75° beam
<i>EM 1000 Circular</i>	0.20	0.85	-0.07	0.00
<i>EM 3000 Flat</i>	0.00	-0.01	0.13	0.86
<i>EM 3000 Flat (dual)</i>	0.17	0.77	0.04	0.08
<i>SeaBat Circular</i>	0.20	0.91	-0.07	-0.08
<i>Elac Flat (dual)</i>	0.13	0.67	0.00	0.18

Tabella 1 - Errori sulla stima della profondità (%) per diversi modelli di Multibeam (da Dinn, 1995)

Gli standard IHO prescrivono un errore minore dell'1% nella determinazione dei valori di profondità per le aree di piattaforma, includendo l'incertezza dovuta ad errori sistematici e strumentali, errori dovuti al sensore di assetto ed infine nella determinazione della velocità del suono.

Nel giugno 2006, l'IAMC di Napoli ha svolto una campagna di acquisizione nell'ambito del Progetto Carg, durante la quale è stata rilevata un'area compresa tra Capo Palinuro e Marina di Camerota mediante un Multibeam Reson SeaBat 8111- ER, in un range di profondità tra i 10 ed i 70 metri. Il rilievo è stato effettuato in poche ore ed ha previsto la registrazione di un unico profilo di velocità del suono, localizzato nella zona più profonda dell'area di lavoro.



Fig. 2 - Localizzazione dell'area di lavoro e punto di registrazione del profilo di velocità

I dati acquisiti sono risultati affetti da un problema di frowning. L'errore di posizionamento dei beam esterni sull'asse verticale che ne consegue è variabile da

pochi centimetri a 1,5 metri; l'effetto evidente di questa problematica è stata la comparsa di artefatti sul grid e sul contouring.

Durante la fase di elaborazione, mediante il software PDS2000 della Reson, sono stati applicati filtri contenenti nuovi profili, ottenuti diminuendo la velocità del suono negli strati superficiali: i filtri sono stati utilizzati in aree diverse in relazione al grado di frowning che presentavano le linee.

Il profilo originale mostrava un valore di velocità di 1529 m/s nei primi cinque metri di profondità, un termoclino esteso fino a 35 metri lungo il quale la velocità diminuiva fino a 1508 m/s, per poi mantenersi costante fino ai 70 metri.

Il primo profilo modificato conteneva valori superficiali minori di 10 m/s rispetto a quelli originali, ed è stato utilizzato nelle zone in cui la differenza verticale tra beam centrali e laterali era di circa 1,5 metri; un secondo profilo è stato generato con una diminuzione dei valori di 7 m/s, ed è stato utilizzato in zone dove il dislivello era di circa 1 metro; il terzo profilo, contenente una variazione di 5 m/s è stato utilizzato per correggere un dislivello inferiore al metro; infine per aree dove l'errore sulla verticale era di pochi centimetri, è stata applicata una correzione di 3 m/s.

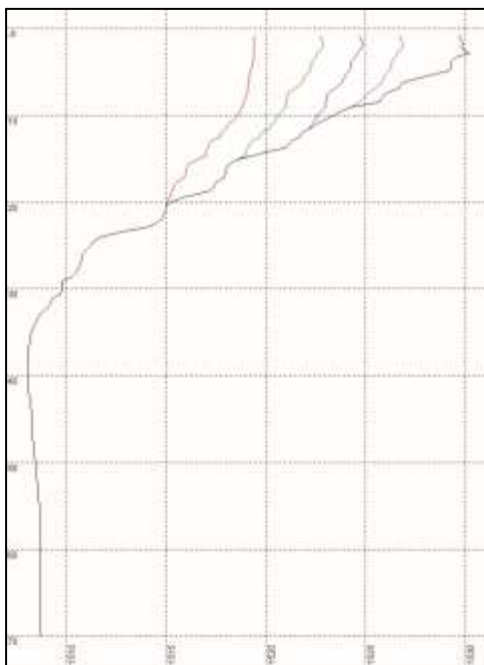


Fig. 3 - Profilo di velocità del suono registrato in situ (in nero) e profili generati ed utilizzati in fase di processing per la correzione degli artefatti

La procedura utilizzata ha prodotto un risultato pienamente soddisfacente, considerando che ha permesso di recuperare il dataset acquisito. Il grid generato con risoluzione di 5 metri mostra degli artefatti appena visibili, mentre passando ad una risoluzione di 10 metri, richiesta dalle specifiche del progetto, si osserva che gli errori non sono più apprezzabili. Inoltre il contouring finale, generato con intervallo batimetrico di un metro, non mostra più ondulazioni.

Il limite principale del metodo seguito è il tempo necessario per l'elaborazione: circa 3 giorni di lavoro a fronte di 10 ore di acquisizione. Ogni nuovo filtro applicato richiede infatti una fase di elaborazione durante la quale il software ricalcola i valori di

profondità; inoltre solo alla conclusione di questa fase è possibile verificare l'effetto del filtro sulla curvatura degli swath per stabilire se la correzione applicata è efficace.

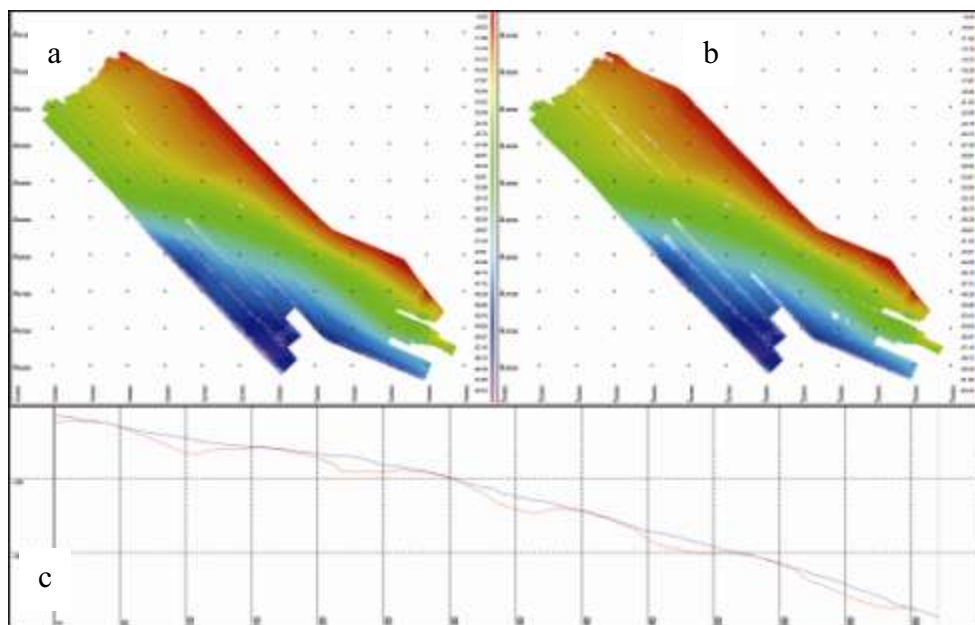


Fig. 4 - a) Grid con risoluzione 10m generato dai dati acquisiti; b) grid generato dai dati elaborati; c) confronto tra profili trasversali ricavati dal grid acquisito (in rosso) e elaborato (in blu) (da Di Martino, 2010)

Recentemente gli stessi dati sono stati trattati con il software Caris Hip&Sips, utilizzando il modulo del Refraction Editor. Il vantaggio nell'utilizzo di questo modulo è la visualizzazione di una preview della correzione, con la possibilità quindi di intervenire in modo più puntuale sui dati, verificando dove è necessario applicare i filtri e ridurre così i tempi di processing; inoltre il ricalcolo dei valori di profondità richiede minor tempo. Il risultato è che per elaborare lo stesso dataset ed ottenere lo stesso grado di qualità dei dati, è stato sufficiente un unico giorno di lavoro.

Anche in questo caso sono state applicati diversi gradi di correzione, compresi tra 10 m/s e 4 m/s, per intervenire nelle diverse zone interessate dalla comparsa del frowning.

Confrontando gli areali delle correzioni applicate con i due software si osservano delle differenze nella forma, dovute alla maggiore precisione che si è riusciti ad ottenere con il modulo Refraction Editor. In entrambi i casi è evidente che le variazioni maggiori della velocità del suono si presentano nella zona sottostante Capo Palinuro per poi diminuire spostandosi verso sud, facendo ipotizzare che il punto di origine del problema riscontrato sia in questa area.

Una delle cause più frequenti di questo tipo di problematiche sulle acquisizioni costiere è il runoff fluviale: lungo il tratto di costa in questione sono presenti le foci di due fiumi, Lambro e Mingardo, che tuttavia hanno un regime torrentizio; inoltre, data la mancanza di eventi di piena nel periodo dell'acquisizione, l'ipotesi del runoff sembrava alquanto remota, tanto più che il picco di variazione di velocità del suono era presente in realtà sotto il capo e non in corrispondenza delle foci.



Fig. 5 - Aree delle correzioni applicate durante l'elaborazione con il software Caris Hip&Sips

Capo Palinuro è uno sperone costituito da rocce carbonatiche mesozoiche che presenta lungo la sua costa oltre 50 cavità in ambiente sub-aereo e circa 30 sommerse, la cui genesi è dovuta a dissoluzione ed erosione delle rocce, prevalentemente di natura calcarea e dolomitica, operata da grandi flussi di acque dolci che provenivano dal massiccio del Monte Bulgheria, che ospita una falda di discrete dimensioni. Questi flussi sono stati attivi fin quando la comunicazione fisica fra il massiccio e Capo Palinuro non fu troncata a causa del sollevamento generale che ha interessato l'area nel Pleistocene Medio e che ha portato all'approfondimento della valle del Lambro e del Mingardo (Antonioli, 1994).

Gli scambi idrici sono quindi attualmente inattivi ed i sistemi carsici sono andati incontro solo a fasi di sommersione e rimodellamento dovuto a ipercarsismo (Alvisi, 1994).

L'area di Capo Palinuro è anche nota per la presenza di numerose sorgenti di acque dolci e sulfuree, alcune localizzate all'interno delle grotte. Si suppone che la genesi di queste acque sia legata all'attività delle strutture vulcaniche del Pliocene - Quaternario localizzate a meno di 100 km al largo di Palinuro. I campioni di acqua prelevati nelle grotte rappresentano, dal punto di vista isotopico, una miscela di acqua di mare (85-90%) con un piccolo contributo da parte delle acque dolci (10-15%); i contenuti di trizio indicano che queste acque hanno tempi di circolazione di circa 15-20 anni e che la miscela delle due componenti si forma nella parte iniziale del circuito termale e non in prossimità delle emergenze (Leone, 2004).

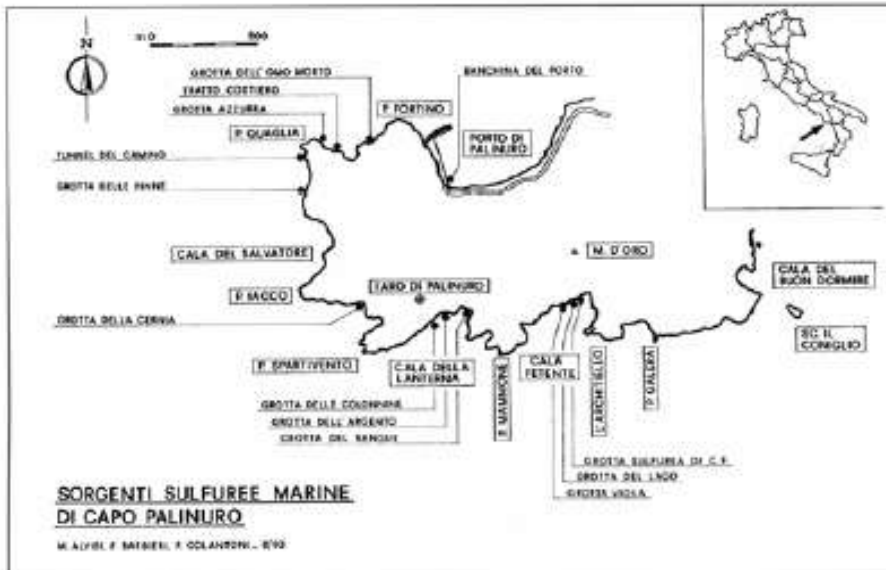


Fig. 6 - Punti di emanazione lungo il perimetro del promontorio di Capo Palinuro (da Alvisi, 1994)

Lungo il lato sud del promontorio vi sono almeno sei importanti cavità che presentano fuoriuscita di acque dolci e sulfuree, la più imponente delle quali è localizzata all'interno della cosiddetta Grotta Sulfurea. Questa presenta un ingresso sub-aereo ed uno sub-acqueo, situato a circa 10 metri di profondità, dal quale fuoriesce un flusso costante di acqua a temperatura di circa 25°C; la cavità si estende per oltre 100 metri e contiene al suo interno due laghi costituiti da acque sulfuree che hanno il loro punto di emissione nella zona più interna della grotta (Alvisi, 1994).

Confrontando la posizione delle grotte in cui è segnalata la presenza di emissioni, in particolare della Grotta Sulfurea, sembra lecito ipotizzare una correlazione tra i problemi riscontrati sul dataset acquisito e la presenza di una massa d'acqua che si diffonde verso sud, avendo come punto di origine il promontorio di Capo Palinuro.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Alvisi M., Colantoni P., Forti P., (1994) - (a cura di). Grotte Marine d'Italia, Mem. Ist. Ital. Speleol., 6, II, 254 pp.
- Antonioli F., Cinque A., Ferranti L., Romano P., (1994) - Emerged and submerged quaternary marine terraces of Palinuro Cape (southern Italy) - Mem. Descr. Carta Geol. d'It., LII, pp. 237-260
- Beaudoin, J.D., Hughes Clarke, J.E., and Bartlett, J.E. - Retracing (and Re-Raytracing) Amundsen Journey through the Northwest Passage: Proceedings of the Canadian Hydrographic Conference 2004, Ottawa, CDROM
- Di Martino G., Tonielli R. - Fresh-water runoff effects on shallow water Multibeam surveys - Sea Technology, Vol. 51, no. 5, May 2010, pag. 10-13
- Ding J., Zhou X., Tang Q. (2008) - [A method for the removal of ray refraction effects in multibeam echo sounder systems - Journal of Ocean University of China \(2008\) 7: 233-236](#)

- Dinn D.F., Loncarevic B.D., Costello G. (1995) - The Effect of Sound velocity Errors on Multi-Beam Sonar Depth Accuracy - [OCEANS '95. MTS/IEEE. Challenges of Our Changing Global Environment. Conference Proceedings.](#)- Vol. 2 - pp. 1001-1010
- Hughes Clarke, J.E., 2003, [Dynamic motion residuals in swath sonar data: Ironing out the creases](#):International Hydrographic Review, v.4, no.1, p.6-23
- International Hydrographic organization - IHO Standards for Hydrographic Surveys, 5th Edition, february 2008 - Special Publication N° 44 eys; Special Publication S-44, Monaco
- Leone G., Mussi M., (2004) - Environmental isotopes in spring and well waters and undersea sulphurous outflows at Capo Palinuro, Salerno. *Geologia tecnica & ambientale*, 3/04: 35-55

APPLICATIONS OF MULTIBEAM ECHO SOUNDERS BACKSCATTER SIGNAL IN THE MARINE ENVIRONMENT: SOME EXAMPLES

di Sara Innangi¹, Angelo Bonanno², Renato Tonielli¹

¹ Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del CNR, sede Napoli

² Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del CNR, Unità Operativa di Capo Granitola

INTRODUCTION

MultiBeam Echo Sounder (MBES) systems are capable of collecting bathymetry and seafloor backscatter data simultaneously. The backscatter is based on the acoustic signal detected by the Multibeam's receivers, and it works as the receivers of standard sidescan sonar by recording the acoustic response of the seabed, in relation to the morphology, composition and fine scale roughness of the beds. This allows cost-effective mapping of the seafloor including discrimination and classification of different seafloor types (e.g. Hughes Clarke, 1994; Canepa and Pace, 2000; Preston et al., 2001; Bentrem et al. 2006). All backscatter data collected by MBES systems are derived from backscatter intensity, or its square root, which is an instantaneous amplitude commonly referred to as a 'backscatter envelope' (Parnum and Gavrilov, 2011). At the present time, there are generally four possible methods for logging backscatter data adopted in the Reson MBES and some other modern MBES systems (e.g. Kongsberg EM series). In decreasing data logging size, these methods are:

- The whole echo signal (either 'backscatter envelope' or intensity) from each beam, including the signal backscattered in the water column (both Reson and Kongsberg systems);
- A fragment of the whole 'backscatter envelope' centred around the bottom detection time in each beam, referred to here as the 'seafloor backscatter envelope' (*snippet* for Reson systems and *footprint time series* for Kongsberg systems);
- Two sidescan-like time series of backscatter amplitudes created by combining the backscatter intensity or envelope from the port and starboard beams, referred to here as 'SideScan-like data' (Reson systems);
- One backscatter value per beam from within each seafloor backscatter envelope. Some modern Reson MBS systems log peak amplitude of the seafloor 'backscatter envelopes' received in each beam, while some MBS systems record other derivatives from 'backscatter envelope' (Parnum and Gavrilov, 2011).

While various methods for processing MBS bathymetry data are well established and implemented in the software provided by the sonar manufacturers, there is no universal, standard approach to processing and interpreting MBES backscatter data (Parnum and Gavrilov, 2011).

Aim of this paper is show some examples about backscatter data processing and applications, applied to the bottom than the water column, and analyzed, highlighting the needed results.

The study areas are two:

- The continental shelf of the Basilicata Tyrrhenian coast, where it was used the backscatter recorded with Reson Seabat 8125 to characterize the seafloor according to the acoustic facies;
- the continental shelf Strait of Sicily, where it was employed the backscatter signal of the whole water column recorded with both Simrad EM3002D and Reson Seabat 8125H in order to develop a system to study fish schools characteristics.

BACKSCATTER IN MARATEA'S COAST

During September 2007 survey the margin of the Basilicata Tyrrhenian coast was mapped using the Multibeam ResonSeaBat 8125, a 455 kHz high-resolution multibeam with dynamic focusing of receiving beams. During acquisition were acquired also the backscatter data, both SideScan-like (SS-I) as Snippet (Sn). The figure 1 shows the two different logging method of the SeaBat 8125 visible on acquisition software PDS2000. The main differences are that the SS-I signal mimics the classical SideScan Sonar, using only two receivers, so records the distance between the transducers and the first returns signal (D in fig. 1) and the entire range (B in fig. 1), while the Sn data logs only bottom detect signal using all beam (A in fig.1).

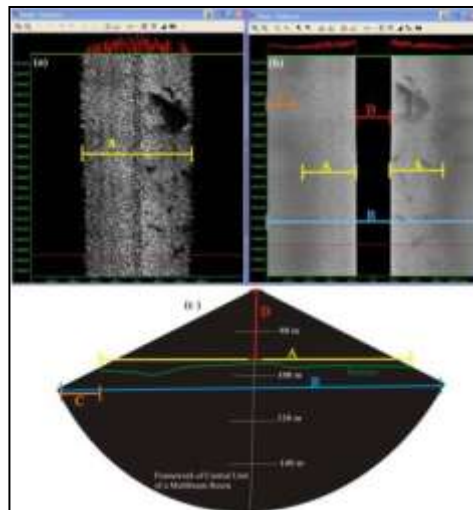


Fig.1 – Figure (a) and (b) – PDS2000 software windows of backscatter data from MBES, respectively Snippet window and SideScan-like window; Figure 3(c) – It shows the Central Unit of MBES framework: the green line is the profile of the bottom insonified by MBES. Snippet data logging horizontal range is the same as for MBES data logging (A), while SideScan-like data logging horizontal range encloses the water column (D) and all range of acquisition (B), including null data (C).

These two signals were processed at different times with two different methods in Acquafredda' s Bay, a sector of the acquisition of the September 2007. The SS-I was processed with Triton Elics suite programs, Isis and DelphMap. These software were not able to process the Sn data, so at that time, this data was dropped. The process of SS-I concerned in smoothing the navigation data, adjustment of TVG (Time Variable Gain), radiometric and geometric corrections (Beaudoin, J.D. et al. 2002) and finally the creation of acoustic mosaic.

An important step is the correction of beam and grazing angle, through which it's possible to normalize the signal. In practice the software calculates, statistically, the signal variation (in volt) according to sloping bottom (in degrees), that is according to incidence angle. For example, the sandy areas showed an increased power of backscatter at the nadir, both because the angle of incidence is perpendicular to the transducers, and for the composition of the bottom. So, without correction of beam and grazing angle, the mosaic shows a black line at the nadir, as shows in figure 2.

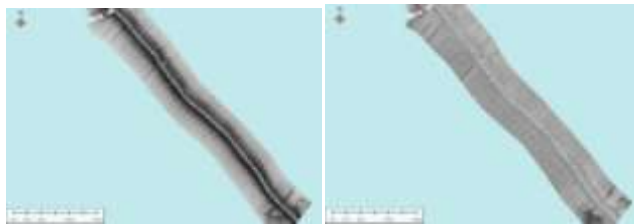


Fig. 2 - An example in sandy area without beam angle correction to the left, while right the same line with beam angle correction.

Once all corrections were applied (TVG, beam and grazing angle, navigation smoothing, slant range correction), the lines can be georeference using DelphMap software and finally can be export in geotiff format. Since null values were present in the external part of each line (fig. 3) it wasn't possible to export the whole mosaic using "one step" procedure. Indeed each line was exported singly, no data areas removed by means of generic image editing software and finally the mosaic generated by overlaying all cleaned lines.



Fig. 3 - Left: the line exported with DelphMap in geotiff format with the external data (black area). Right: the same line after the cut of the black area.

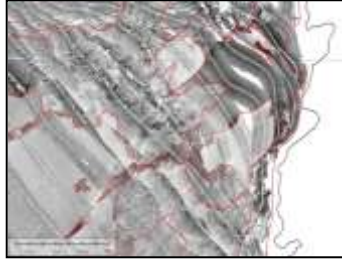


Fig. 4 - Example of digitizing facies acoustic limits.

Even if the processing elaborate, the result was very satisfactory, as shown in the example of Acquafredda's Bay of figure 5. Generally, coarser grains are related to high backscatter intensity, and in the acoustic mosaic corresponds to dark areas. The recognized acoustic facies have been calibrated with sediment samples were collected by grab Van Veen. So was possible to draw the acoustic facies limits to realize a detailed map of sediment and of habitat types (fig. 4).



Fig. 5 – SS-I mosaic to 20 cm of resolution of Acquafredda's Bay.

Subsequently, thanks to a collaboration with a group researchers of a Curtin University, was possible to process the Sn data. The research team of the Center of Marine Science and Technology (CMST) was performed an algorithm to process the backscatter data of Seabat 8125 (Gavrilov, Siwabessy & Parnum, 2005), so we have tried it in the area of Acquafredda's Bay. This algorithm performs all a series of corrections to normalize the backscatter signal, removing the influence of TVG, of power acquisition, of pulse length increasing with the depth, and finally the incidence angle influence. In this way the Sn mosaic results more "clean", error of acquisition free, and, with correction of incidence angle, are removed the bathymetric information as ripples bottom shapes. So the Sn mosaic shows only the textural characteristics of the bottom, and the limit of the acoustic facies are clearer and highly visible (fig. 6).



Fig. 6- Sn mosaic to 50 cm of resolution of Acquafredda's Bay. Be noted the limit of coarse sand (darker area) and the absence of the bottom shapes as ripples.

This is an example to point up the importance of the processing wherewith implements best acoustic mosaic for interpretations and bottom mapping. Nowadays the software have evolved in the processing of the backscatter data, as Caris Hips & Sips and Fledermaus Package, and the corrections are increasingly accurate to obtain backscatter mosaic helpful in various scientific field, as in habitat mapping.

BACKSCATTER IN STRAIT OF SICILY

The multibeam acquisition in this study area were performed during "Ancheva" surveys, that are carried out every year, in June and July, to estimate the abundance and the distribution of the main target species pelagic fish through scientific echosounder EK60 acoustic data acquisition and through pelagic net fish. This work is included in PhD whose goal is the backscatter bottom characterization of the continental shelf of the Strait of Sicily in relation with the pelagic fish distribution and the study of the schools of fish in backscatter water column using MBES. In this context is to bring attention to the analysis of the water column backscatter. At present we analyzed two different MBES water column acquired in two year, during Ancheva 2010 and during Ancheva 2011. In the first survey was used the Kongsberg Simrad EM3002D (300 Khz with 508 beam) and in the second survey was used the Reson Seabat 8125 Hybrid (400 Khz with 502 beam). The water column analysis is performing with FMMidwater Fledermaus Package, as shows in figure 7. With FMMidwater it's possible to identify the school fish, to digitize the chosen area and to export it in SD Fledermaus format file and in ASCII file containing XYZ and amplitude information per point. Fledermaus is mainly viewer software that allows viewing the school fish in 3D over the bottom, as shows in figure 8, while to implement the geometric analysis on school we are using another software, Voxler III. With this software it's possible to load the ASCII file and to view the scatter plot of the data. So it's possible to make a grid according to, for example, point density and after display the isosurface (fig. 9). An isosurface is a three-dimensional analog of an isoline. It is a surface that represents points of a constant value (e.g. pressure, temperature, velocity, density) within a volume of space; in other words, it is a level set of a continuous function whose domain is 3D-space. Once displayed isosurface it's possible to calculate the volume inside and outside the surface, obtaining in this way a valuation of the total school fish volume.

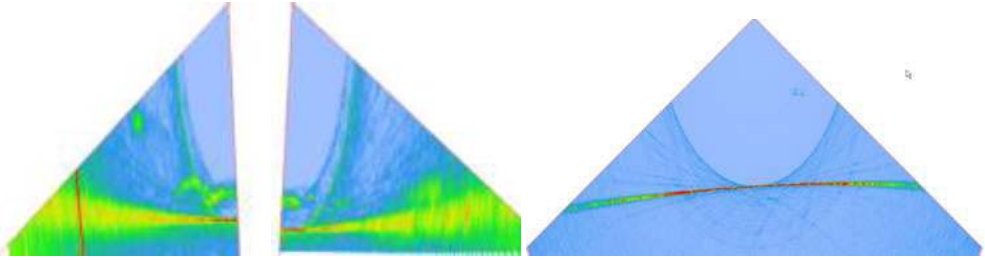


Fig. 7 – Screen capture of the backscatter water column viewing in FMMidwater; left the water column of the Simrad EM3002 double head, right the water column of the Seabat 8125 Hybrid. The limit of the FMMidwater is that it divides the two transducers head of the Simrad, so a line to be analyzed two time to reconstruction the real shape of a school fish under the multibeam nadir.

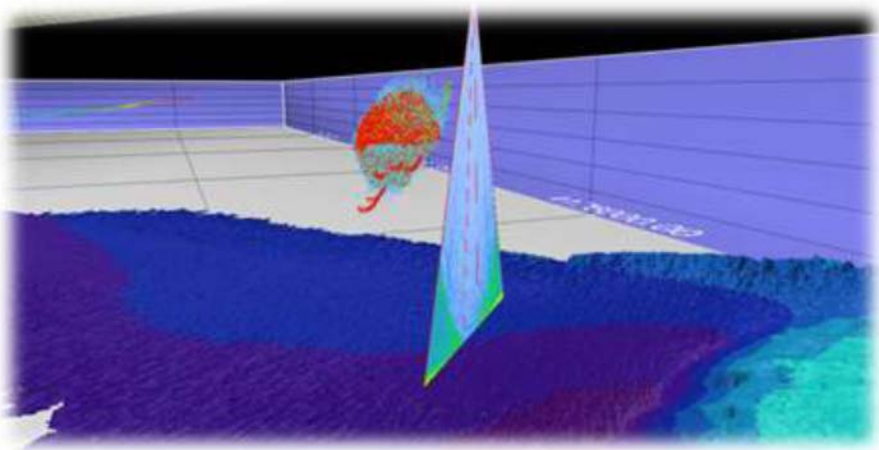


Fig. 8 – An example of a school of fish exported in SD Fledermaus format file displayed in 3D with multibeam swath and grid bottom.

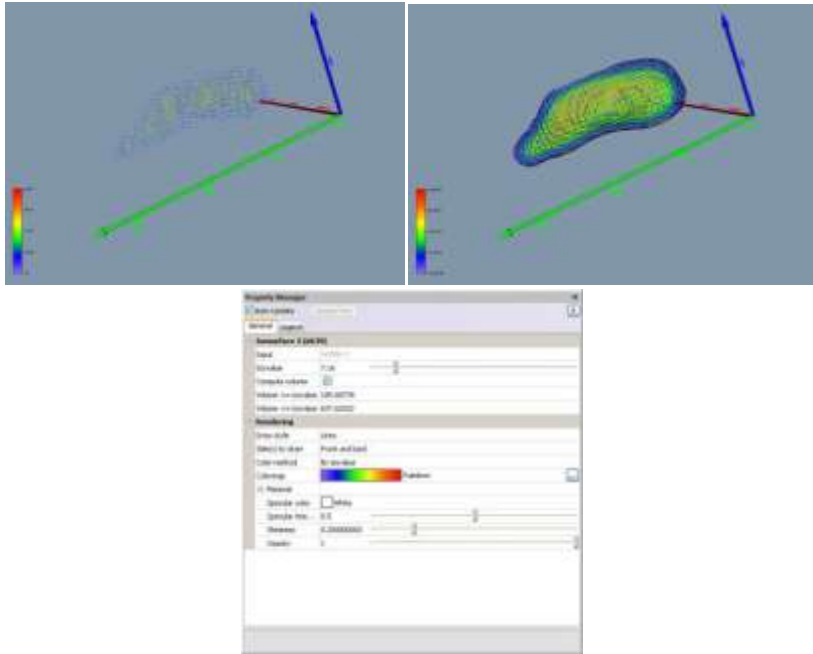


Fig. 9 – Scatter plot and isosurface of a school of fish exported in ASCII file and analysis in Voxler III.

This work is still developing, but it is another example of application of MBES backscatter to analyze the distribution, the shapes, the volume and so on of the pelagic school fish.

REFERENCES

- Beaudoin JD., Hughes Clarck JE., Van Den Aneelee EJ. and Gardner JV. (2002). Geometric and radiometric correction of multibeam backscatter derived from Reson 8101 system. In: Proceedings of Canadian Hydrographic Conference 2002, Canadian Hydrographic Association, Ottawa, Ontario, Summer, CD-ROM, 8pp.
- Bentrem FW, AveraWE and Sample J. (2006). Estimating surface sediments using multibeam sonar. *Sea Technology* 47: 37-40.
- Canepa G. and Pace NG. (2000) Seafloor segmentation from multibeam bathymetric sonar. In: Chervret P and Zakharia ME (eds.) Proceedings of Fifth European Conference on Underwater Acoustic, Lyon, France, 316-366.
- Fledermaus Operation Manual
- Gavrilov, AN, Siwabessy, PJW & Parnum, IM 2005, Multibeam echo sounder backscatter analysis, Centre for Marine Science and Technology, Perth, Australia, CA3.03.
- Hughes Clarke JE. (1994). Towards remote seafloor classification using the angular response of acoustic backscattering: a case study from multiple overlapping GLORIA data. *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 19: 112-127.
- Parnum I.M. and Gavrilov A. (2011). High-frequency multibeam echo-sounder measurements of seafloor backscatter in shallow water: Part 1 - Data acquisition

and processing. doi:10.3723/ut.30.003 International Journal of Society for Underwater Technology, Vol. 3, No 1, pp 3-12, 2011
Preston JM, Cristney AC, Bloomer SF and Beaudet IL.(2001). Seabed classification of multibeam sonar images.In: MTS/IEEE Oceans 2001 Conference, Honolulu, Hawaii, 2616-2623
Voxler III Operation Manual

ACKNOWLEDGEMENTS

Many thanks to CMST research team of the Curtin University and Technology for kindly providing the Matlab toolbox for snippet data processing.

INTEGRATED ACOUSTIC MAPPING FOR THE GEOLOGICAL CHARACTERIZATION OF THE SEABED AND NEAR BOTTOM PROCESSES

di Silvia Ceramicola, Daniel Praeg, Massimo Zecchin, Andrea Cova, Emiliano Gordini, Edy Forlin, Michele Deponte, Daniela Accettella

Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale OGS – Trieste

INTRODUCTION

The Ionian margins of Calabria and Apulia are sites of active geological processes, both tectonic and sedimentary, which are of interest for their potential consequences as geohazards. The margins are related to subduction zones that have created accretionary prisms affected by compressive and extensive tectonism and seismicity, as well as rapid uplift, and they are affected by sediment movements (landslides, canyons). An improved understanding of such phenomena and their possible consequences (e.g. tsunamis), through the mapping of seabed features is of growing importance for national and international agencies.

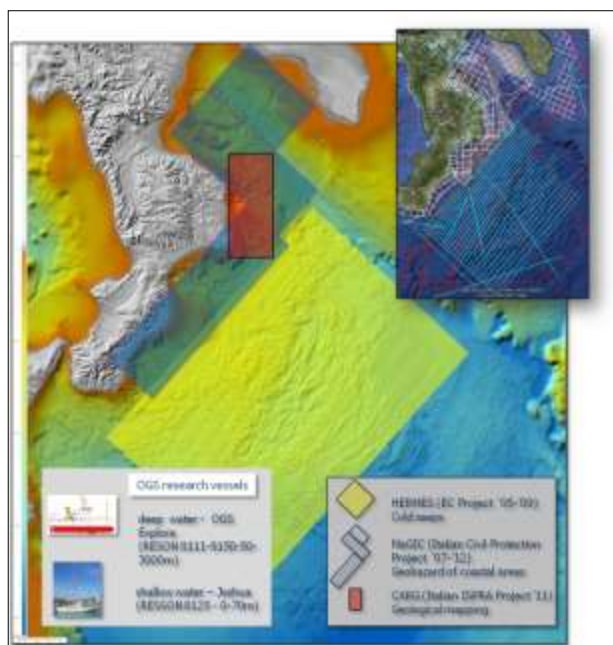


Fig. 1 - OGS geophysical dataset in the Ionian sea. In the inset location of seismic profiles.

A large and heterogeneous set of geophysical and geological data (Fig 1) has been acquired by OGS on the Calabrian and Apulian margins of the Ionian Sea in the course of national and European projects since 2005 (EU- Hermes, EU - Hydramed, DPC- Magic, Carg and OGS funded projects). These data have been integrated in a digital database along with available bathymetric grids (Gebco, Medimap) and Italian seismic profiles (Ministeriali, MS, CROP) and wells (Fig. 1).

SEABED MORPHOLOGY AND REFLECTIVITY

Multibeam echosounder systems provide two types of swath data: morpho-bathymetry, and acoustic reflectivity (also called backscatter or acoustic imagery). These data allow the mapping of seabed features over wide areas at resolutions of up to a few centimeters, even in great water depths. Moreover, it is possible to identify seabed geomorphologies better than on land, as there are no “obstacles” such as vegetation and/or urbanized areas. Features identified on multibeam data can be investigated in more detail using higher resolution or seabed instruments (e.g. sidescan sonar, AUV, ROV). Such techniques have allowed marine geoscientists to identify new features (cold water coral reefs, gas seepage, mud volcanoes provinces), as well as to characterize structures such as submarine failures and active faults at high resolution, and so to better reconstruct their characteristics and dynamics.

As far as seafloor geohazards are concerned, multibeam data are not only able to identify features recording active geological processes, but may also precisely measure morphometric parameters and their variation through time, to enhance the monitoring of seafloor changes representing active processes (*Chiocci e Ridente 2011*). In this regard, OGS has acquired since 2005 a wealth of high resolution multibeam data using the R/V OGS Explora from the Calabrian and Apulian margins of the Ionian Sea, across the Calabrian accretionary prism. This information has been strategic to discover a new mud volcano province in the Mediterranean Sea (*Praeg et al 2009*) as well as to map morphotectonic features and relate them to accretionary dynamics. In addition an assessment of marine geohazards on the Ionian margins of Calabrian and Apulia has been compiled during the Magic project identifying the coastal areas that need careful monitoring and an effective risk management plan (*Ceramicola e t al. 2010*).

SUBBOTTOM PROFILING (SHALLOW SEISMIC)

Sub-seabed profiling systems use seismic reflection methods to create a high-resolution 2D picture of the geology beneath the seabed and allow the reconnaissance of principal subsurface geological structures. Data can be acquired using different seismic sources, with variable vertical resolution (from decimeters to kilometers), to link the morphological features observed at seabed (i.e faults, landslides, mud volcanoes/pockmarks) with deeper structures. On the Calabrian margin, seismic profiles have been used to observe the internal geometries of recent (Plio-Quaternary) sedimentary deposits and features, for example to reconstruct the post-LGM sea-level rise and study the occurrence of meltwater pulses (*Zecchin et al. 2011*), or to decipher provenance and accommodation pathways of Plio-Quaternary sediments (*Perri et al. 2012*). In addition, subbottom profiles have been used to map the echo-character (acoustic facies) of near-seabed sediments in order to understand

the principal depositional patterns, and eventually the along- and downslope processes that affect the continental margin (*Ceramicola et al. 2008*).

DEEP SEISMIC PROFILING

The deeper geological structures of the Ionian Sea were investigated during the 1970-80s (MS, CROP and Prised profiles). Recently there has been a new interest in linking deeper structures to their seabed expression. OGS holds a large dataset of public and in house multichannel reflection seismic data (Fig. 1) that have been used: 1) to constrain the regional structural context in relation to fluid seepage (Praeg et al. 2009) and 2) to study the tectonic lineaments that have seabed expression (active or recently active structures) and that may represent a potential seismogenic hazard (results from the Magic project).

The integration of information coming from the three geophysical tools described above will be key in the identification of the regional structural geology of the study areas, define the recent tectonics at seabed and provide geometries and dynamics of seismogenic sources that will be used to model earthquakes.

INTEGRATED ACOUSTIC MAPPING

Integrated acoustic mapping of the Ionian Calabrian and Apulia margins have been carried out using two different interpretative approaches: 1) combining the information from the morpho-bathymetry with that from seabed reflectivity (backscatter) and 2) combining morpho-bathymetry with echo-character mapping. These approaches are applied below to two examples, to identify and map seepage features along the accretionary prism, and to reconstruct depositional environments along the Ionian Calabrian and Apulia margins respectively.

1) Detection of seepage features combining morphology and reflectivity

To recognize a seepage feature (especially mud volcanoes) in a tectonically active setting, and in thousands of meters of water, is not necessarily a trivial matter. In an active setting such as the Calabrian accretionary prism, seabed morphology is corrugated and deformed (Fig. 2) and can be difficult to distinguish between features due to compression or extension (tectonic) and others due to gas and fluid expulsion (sedimentary). Seabed reflectivity in this context becomes a very useful tool as it is able to detect differences in texture at sea bottom. In the case of mud volcanoes, a positive (conical) morphology is commonly associated with dark (high backscatter) patches (Fig.2), which sediment cores show to correspond to mud volcanic 'breccias' recently extruded at seabed. Interpretations from echo-character must be validated by ground-truthing, as changes in backscatter can be due to different sediment types as well as micromorphology.

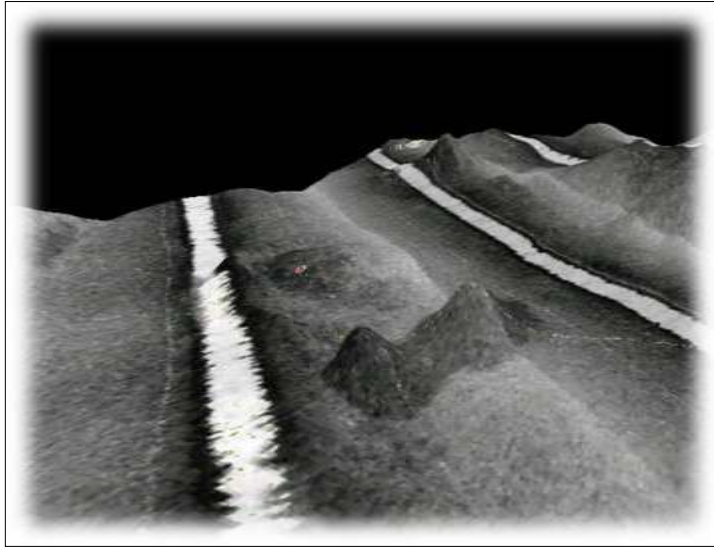


Fig. 2 - Integrated morphobathymetry and reflectivity of the seabed showing mud volcanoes (positive features of high backscatter) in the Ionian sea. Dark areas = high backscatter; white stripes are artifacts generated beneath the research vessel.

2) *Seabed and near bottom sedimentation processes from echo-character mapping*
Seabed echo-character mapping studies undertaken in many parts of the world have demonstrated that high-frequency subbottom profiles (3.5kHz) provide a useful tool for studying near-bottom sedimentation processes (erosion and deposition) that have shaped the deep-sea-floor (Damuth 1975, 1980, Gaullier and Bellaiche 1998, Lonke et al. 2002). The regional distribution of different types of echo-facies may provide valuable information about sedimentary processes which have been active on a regional scale (Damuth and Hayes 1997). Prior to the availability of swath bathymetry, this method was used in combination with sediment cores analyses to assess the regional dispersal of coarse terrigenous sediment. In particular, this method has revealed to be very useful in combination with morphobathymetry when lithological data are not available (Fig. 3).

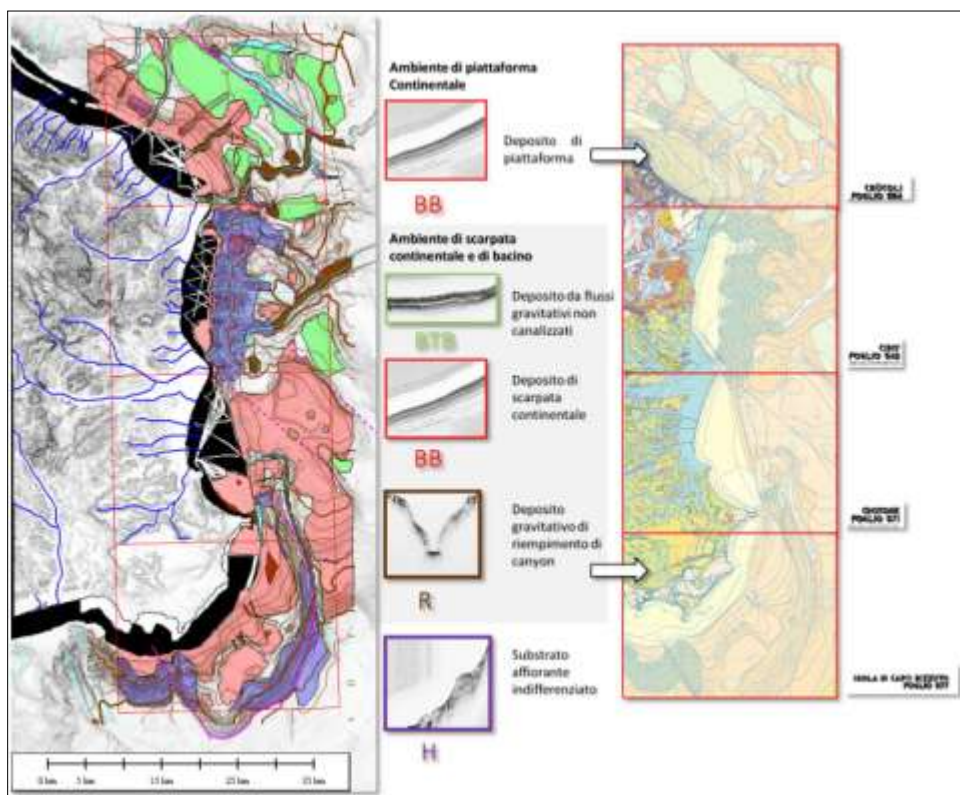


Fig. 3 - Example of echo-character map of seabottom (on the right), the different echo-type identified (centre), map of sedimentary environments.

Sub-bottom data (2-16 kHz) collected along the Calabrian Ionian Margin during the EU project HERMES (Hotspot Ecosystem Research on the Margins of European Seas) and the Italian projects Magic (Marine Geohazards along the Italian Coasts) and CARG (Cartografia Geologica) allowed to map several types of echo character (Fig.3) and combine their distribution with morphological information about the seabed in order to reconstruct depositional patterns along and across the margin and in order to reconstruct depositional environment at seabed and near bottom. This method allowed to acquire a first understanding of recent to active processes of mass failure on the Calabrian margin in order to assess potential geohazards, such as tsunamis, for coastal area (Ceramicola et al . 2012, 2010).

REFERENCES

Ceramicola S., S. Tinti, D. Praeg, F. Zaniboni, and P. Planinsek 2012 Potential tsunamigenic hazard associated to submarine mass movement along the Ionian continental margin (Mediterranean Sea) EGU2012-10808. European Geosciences Union General Assembly 2012

- Ceramicola S., E. Forlin, M. Coste, A. Cova, D. Praeg, F. Fanucci, S. Critelli. (2010) Submarine mass wasting on the Ionian Calabrian margin. Poster presentation at the AGU Fall Meeting, S. Francisco. 13-17 December 2010. Abstract OS13E-1295
- Ceramicola S, Caburlotto, A., Coste, M., Cova, A., Migeon, S., Forlin, E. Praeg, D., Diviaco, P., Cotterle, D., Romeo, R., Facchin, L., Civile, D., Ramella, R., Critelli, S., Chiocci, F. L. (2010). Seabed features in relation to geohazards on the Ionian Calabrian margin: results from the MAGIC Project. EXTENDED ABSTRACT. RAPPORTS ET PROCES-VERBAUX DES REUNIONS COMMISSION INTERNATIONALE POUR L'EXPLORATION SCIENTIFIQUE DE LA MER MEDITERRANEE, In: 39° CIESM Congress. ISSN: 0373-434.
- Ceramicola S, Civile, D., Caburlotto, A. Cova, A. Accettella, D., Caffau, M. Cotterle, D. Diviaco, P. Wardell, N. & Ramella, R. (2008). Analisi morfo-sedimentaria del margine calabro ionico settentrionale. In: GNGTS 27° Convegno Nazionale, EXTENDED ABSTRACT. ISBN: 88-902101-3-3
- Chiocci F.L. & D. Ridente (2011) Regional-scale seafloor mapping and geohazard assessment. The experience from the Italian project magic (Marine geohazards along the Italian Coasts). Marine Geophysical Researches.
- Cova A., S. Ceramicola, A. Caburlotto, L. Sormani, I. Tomini, F. Zgur (2009) PROGETTO MAGIC – Acquisizione Dati APRILE 2009 RAPPORTO DI FINE CAMPAGNA. REL. OGS : 2009/113 RIMA 17 ADEST
- Damuth, J. E., 1975, Echo-character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments: Marine Geology, v. 18, p. 17–45.
- Damuth, J. E., 1980a, Use of high-frequency (3.5–12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review: Marine Geology, v. 38, p. 51–75.
- Damuth, J. E., and D. E. Hayes, 1977, Echo-character of the east Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes: Marine Geology, v. 24, p. 73–95.
- Gaullier, V., and G. Bellaiche, 1998, Near-bottom sedimentation processes revealed by echo-character mapping studies, northwestern Mediterranean basin: AAPG Bulletin, v. 82, p. 1140–1155
- Loncke, L., V. Gaullier, G. Bellaiche, and J. Mascle 2002 *Recent depositional patterns of the Nile deep-sea fan from echo-character mapping* AAPG Bulletin, v. 86, no. 7 (July 2002), pp. 1165–1186
- Perri F, Critelli S, Dominici R, Muto F, Tripodi V, Ceramicola S (2012). Provenance and accommodation pathways of late Quaternary sediments in the deep-water northern Ionian Basin, southern Italy. SEDIMENTARY GEOLOGY, vol. 280, p. 244-259, ISSN: 0037-0738
- Praeg D., Ceramicola, S., Barbieri, R., Unnithan, V., Wardell, N. (2009). Tectonically-driven mud volcanism since the late Pliocene on the Calabrian accretionary prism, central Mediterranean Sea. MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY, 26, 1849–1865; doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.03.008.
- Zecchin M., Ceramicola S., Gordini E., Deponte M., Critelli S. (2011). Cliff overstep model and variability in the geometry of transgressive erosional surfaces in high-gradient shelves: The case of the Ionian Calabrian margin (southern Italy). MARINE GEOLOGY. 281, 43-58.