

Valutazione di impatto di onde estreme lungo la costa fra Capo San Vito e Polignano (Puglia, Italia) mediante tecniche GIS

Assessment of extreme waves impact along the Capo San Vito - Polignano coast (Puglia, Italia) by means of GIS techniques

PIGNATELLI C. (*), DE LEONARDIS M. (**),
MASTRONUZZI G. (***), SANSÒ P. (****)

RIASSUNTO - Il presente lavoro si ripropone di determinare il *run-up* degli eventi estremi di inondazione sulla base delle caratteristiche ondametrische e dei parametri geomorfologici della fascia costiera al fine di identificare zone della costa meridionale della Puglia esposte a rischio di inondazione conseguente ad eventi estremi. La fascia costiera studiata, che si estende da Capo San Vito (Taranto) fino a Santa Maria di Leuca risalendo il lato Adriatico della Puglia fino a Polignano (Bari), è stata suddivisa in 18 UCU (*Unique Condition Units*) prendendo in considerazione i differenti tipi morfologici che costituiscono il paesaggio costiero locale. Un GIS è stato costruito utilizzando un mosaico di carte topografiche, nautiche e di ortofoto; sulla base *raster* sono state costruite le curve di livello che individuano particolari intervalli altimetrici. La fascia costiera è stata così divisa in intervalli: 0-3 m (limite del piede delle dune costiere), 3-10 m (limite delle aree retrodunari), 10-20 m (massimo valore di *run-up* stimato per gli *tsunami* in Mediterraneo), 0 a -7,5 m (azione del moto ondoso), da -7,5 a -20 m (azione delle mareggiate eccezionali) e infine da -20 a -120 m (azione delle onde di *tsunami*). Con opportune equazioni idrodinamiche è stata calcolata l'inondazione potenziale della fascia costiera studiata.

PAROLE CHIAVE: mareggiata, tsunami, run-up, equazioni idrodinamiche, GIS, Puglia.

ABSTRACT - Aim of this work is to evaluate the run-up of the extreme events conditioned by wave features and coastal landscape in order to identify sites prone to inundation. Apulia coast between Capo San Vito and Polignano has been subdivided in 18 UCU (Unique Condition Unit) in base of the morphological uniformity of the local landscape. Using ArcGIS software has been created a mosaic of the topographic and nautical maps respectively on 1:25.000 and 1:10.000 scale. This mosaic has been georeferenced on European Datum 50 and the system Trasversal Mercator. From raster graphical data has been obtained a database collecting Apulian coastal contour lines from 0 to 25 meters. Each UCU has been rebuilt in 3D images with TIN (triangular Irregular Network) linear interpolation. Slope ranges at 0-3 m (feet of the dune ridges), 3-10 m (sea storms action limit) and 10-20 m (max *tsunami* run-up recognized) inland have been individuated. The bathymetric database permit to limited areas between 0-120 m bathymetric contour lines; depth slope ranges 0-7,5 m (normal sea wave action), 7,5-20 m (sea storms action) and 20-120 m (*tsunami* wave action) have been calculated. Using hydrodynamic equation it has been calculate maximum flooding along the coastal area of Apulia.

KEYWORDS: sea storm, tsunami, run-up, hydrodynamic equations, GIS, Apulia.

(*) Dottorato in Geomorfologia e Dinamica Ambientale, Università degli Studi di Bari c.pignatelli@geo.uniba.it

(**) Collaboratore esterno Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università degli Studi di Bari, deleonardis.michele@email.it

(***) Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università degli Studi di Bari, g.mastrozz@geo.uniba.it

(****) Dipartimento di Scienza dei Materiali, Università degli Studi di Lecce, paolo.sanso@unile.it

1. - PREMESSA

Un'onda anomala quale uno *tsunami* è conseguenza di una perturbazione improvvisa del corpo idrico derivante da terremoti o eruzioni vulcaniche sottomarini, instabilità dei fondali marini e/o costieri, impatto di asteroidi.

Il manifestarsi di un simile evento provoca un veloce movimento verticale di grosse masse d'acqua che sviluppa un'onda caratterizzata da piccola altezza, elevate lunghezza d'onda e velocità, la cui propagazione in mare aperto può passare inosservata.

L'avvicinarsi dell'onda alla costa è messo in evidenza da un significativo aumento dell'altezza d'onda che può raggiungere, in corrispondenza della linea di riva, le decine di metri (BRYANT, 2001); esso è quindi caratterizzabile come un innalzamento repentino del livello del mare che ha come effetto l'invasione delle aree costiere con effetti disastrosi riconosciuti a scala mondiale (p.e.: MOORE & MOORE, 1984; 1988; NAKATA & KAWANA, 1993; PIRAZZOLI, 1991; 1996; MÖERNER, 1994; YOUNG *et alii*, 1996; MASTRONUZZI & SANSÒ, 2000; GIANFREDA *et alii*, 2001; SCHEFFERS, 2002). Altre onde catastrofiche, non meno devastanti, sono connesse a uragani e/o a mareggiate eccezionali. Esse si manifestano con il successivo impatto lungo costa di numerose onde contraddistinte da alta frequenza e bassa lunghezza (DAWSON, 1994). Anche il loro impatto può provocare situazioni di danno estremo specialmente su manufatti costieri e su aree poco rilevate rispetto al livello del mare (SHUTO, 1993; BRYANT, 2001; MASTRONUZZI & SANSÒ, 2006).

Il ruolo dell'impatto delle onde estreme lungo la fascia costiera italiana è stato sino ad ora sottovalutato e ancor peggio è stato trascurato come evento in grado di interagire distruttivamente sull'ambiente e sul paesaggio. Recenti studi mostrano gli effetti morfologici dei numerosi eventi che hanno colpito le coste della Puglia sia lungo la penisola garganica, sia lungo la costa adriatica tra Monopoli e Brindisi, sia lungo la costa del Salento (MASTRONUZZI & SANSÒ, 2000; 2004; GIANFREDA *et alii*, 2001, GRAVINA *et alii*, 2005).

Scopo di queste pagine è valutare l'inondazione potenziale della costa pugliese salentina attraverso lo studio degli effetti morfologici di onde estreme, capaci di spostare blocchi dalla fascia intertidale verso l'entroterra e utilizzando l'analisi statistica dei tempi di ritorno (serie di Gumbel) delle mareggiate eccezionali elaborati dai dati registrati dalle boe ondamiche di Crotona e Monopoli.

2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO GEOMORFOLOGICO

L'articolazione delle coste del bacino del Mar Mediterraneo è il risultato della continua subduzione della placca africana al di sotto di quella euroasiatica che coinvolge microplacche sul cui numero e geometria non vi è ancora consenso unanime. Al centro di questo complesso puzzle tettonico è l'Italia Meridionale la cui superficie è segnata da una serie di unità geodinamiche che la rendono una delle regioni in cui più frequente è il manifestarsi di eventi sismici e vulcanici (CHANNEL *et alii*, 1978; FAVALI *et alii*, 1993). Essa è circondata dalle catene dinariche, albanidi ed elleniche ad oriente e da quelle dell'Atlante ad occidente, caratterizzate da un'intensa attività sismica. La presenza della microplacca Adriatica (p.e.: LORT, 1971; ANDERSON & JACKSON, 1997) fu ipotizzata in base alla distribuzione dell'attività sismica; se a nord essa ha come confini ben delineati la Pianura Padana e le Alpi orientali, si ipotizza l'esistenza di un margine meridionale tra tale microplacca e la placca Africana lungo la scarpata nel canale d'Otranto e la faglia trasforme di Cefalonia (D'INGEO *et alii*, 1980), o corrispondente alla faglia di Gargano-Dubrovnik (CALAIS *et alii*, 2002). Ad eccezione del Gargano, area con sismicità di media alta intensità, la Puglia non mostra una sismicità significativa quanto meno sotto l'aspetto della ricorrenza temporale (DEL GAUDIO *et alii*, 2005); essa comunque non è molto distante dalla Grecia, dall'Albania e dalla Calabria, zone sismicamente molto attive.

Rispetto alla Calabria inoltre la limitata estensione della piattaforma continentale e la presenza di catene montuose che si immergono direttamente in mari profondi crea una condizione favorevole all'innescio di frane costiere che possono facilmente raggiungere le aree più profonde della Valle di Taranto, poste sino a -2000 m di (SENATORE *et alii*, 1982).

L'area oggetto di questo lavoro coincide con un tratto molto esteso - circa 400 km - del litorale pugliese compreso fra Capo San Vito (Taranto) e Polignano-San Giovanni (Bari) (fig. 1). L'intera fascia costiera è caratterizzata dall'alternanza di tratti con differenti tipi morfologici: falesie, coste rocciose digradanti e spiagge. Le falesie, intagliate su calcareniti, caratterizzano ampi tratti di costa fra Polignano e Monopoli, la zona fra Brindisi e Otranto, i dintorni di Taranto, e rappresentano

l'evoluzione di una costa rocciosa digradante modellata su corpi rocciosi poco resistenti (MASTRONUZZI & SANSÒ, 1997; CALDARA *et alii*, 1998). Le coste rocciose digradanti sono il tipo morfologico più diffuso della regione pugliese; esse corrispondono a versanti di modellamento continentale che, raggiunti dalla risalita del mare, resistono alla sua azione demolitrice. La loro pendenza varia da pochi

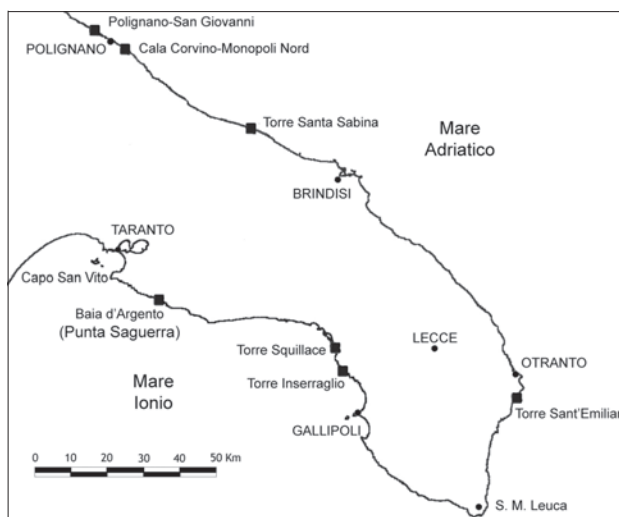


Fig. 1 - La fascia costiera della Puglia Meridionale e l'ubicazione dei siti studiati.

- Main coastal localities along the southern Apulia that show evidence of tsunamis impact.

gradi a circa la verticalità in funzione delle caratteristiche geotecniche che ne definiscono l'altezza critica.

Queste coste sono frequentemente segnate da insenature più o meno profonde che fungono da trappola sedimentaria e ospitano *pocket beaches* (DI MUCCIO & MASTRONUZZI, 2000); esse non hanno un apporto sedimentario corposo diretto dall'entroterra, ma sono alimentate esclusivamente dai sedimenti della piattaforma continentale prevalentemente di natura biogenica, distribuiti ad opera delle correnti generate dal moto ondoso e dalla demolizione degli stessi promontori rocciosi. Lungo la fascia costiera studiata sono stati individuati alcuni siti campione che mostrano evidenze geomorfologiche dell'impatto di onde estreme su coste rocciose che hanno modellato la roccia in posto con la definizione di profili caratteristici a grande e a piccola scala: Punta Saguerra (Taranto), Torre Squillace (Lecce), Santemiliano (Lecce), Santa Sabina (Brindisi), Cala Corvino (Bari), Polignano-San Giovanni

(Bari). Qui giacciono grandi blocchi provenienti dalla fascia infralitorale ed ad litorale. Depositi di grandi blocchi sono stati osservati lungo numerosi tratti di costa in tutto il mondo, come Gran Cayman (JONES & HUNTER, 1992); Bahamas (HEARTY, 1997); Rangiroa, Tuamotu (BOURROUILH-LE JAN & TALANDIER, 1985); Australia (YOUNG *et alii*, 1996; BRYANT, 2001; NOTT, 1997); Italia (MASTRONUZZI & SANSÒ, 2000; 2004; MASTRONUZZI *et alii*, 2006); Cipro (KELLETAT & SCHELLMANN, 2002); Antille Olandesi e Caraibi (SCHEFFERS, 2002); Spagna (WHELAN & KELLETAT, 2005). In ogni caso il morfotipo costiero che accomuna tutti questi siti è la costa rocciosa bassa leggermente inclinata verso mare.

3. - I SITI STUDIATI

Anche le aree studiate nel presente lavoro sono accomunate dall'essere tutte modellate in tratti di costa rocciosa digradante o sub-pianeggiante (CALDARA *et alii*, 1998).

Punta Saguerra (Taranto) è un promontorio modellato su un'unità biocalcarenitica algale correlabile al Tirreniano, trasgressiva sulle argille subappennine (MASTRONUZZI & SANSÒ, 1998; 2003).

La superficie ha l'altezza massima di 11 m s.l.m. e, con un'inclinazione media di circa 8° , raggiunge la linea di riva dopo aver individuato un gradino di circa 1 m con top alla quota di 5 m s.l.m.; su di esso poggiano una serie di 70 blocchi a formare una berma (fig. 2).



Fig. 2 - La berma di blocchi di calcarenite sul promontorio di Punta Saguerra nei pressi di Baia d'Argento (Taranto) - La berma poggia su un gradino a 5 m s.l.m. e circa 30 m dalla linea di riva.

- Boulders ridge located at 5 m above b.s.l. and about 30 m landward at Punta Saguerra locality (Taranto).



Fig. 3 - L'azione di una mareggiata eccezionale in data 02/01/2002 in località Santa Sabina che ha spostato dall'ambiente intertidale sino a 24 metri dalla linea di costa un blocco di calcarenite delle dimensioni di 1.4 tonnellate.
 - A sea gale occurred in January 2, 2002 along the coastal area of Santa Sabina (Brindisi). This extreme event is responsible to emplacement of a boulder, 1,4 tons heavy, from coastline to 24 m inland.

Un altro campo di 43 blocchi è in località Torre Squillace a sud di Porto Cesareo (Lecce). Qui la costa rocciosa modellata sempre su biocalcareni algali del Pleistocene medio-superiore è prossima all'orizzontale. L'accumulo dei blocchi qui presenti, dal peso massimo di circa 80 tonnellate sono disposti sino a circa 1.8 m di quota a circa 40 m dalla linea di costa, è attribuito ad uno *tsunami* verificatosi il 5 dicembre del 1456 (MASTRONUZZI & SANSÒ, 2000).

Sulla superficie sub-orizzontale che chiude il promontorio di Torre Santa Sabina, modellato sulle Calcareniti di Gravina del Plio-Pleistocene, qui interessate da un sistema di lunghe fratture sub-parallele riempite da calcite, è presente un accumulo di 80 blocchi spesso embricati dalle dimensioni sino ad 8 tonnellate e disposti sino a circa 35 m dalla linea di costa e a 2 m di quota. Il loro accumulo è stato attribuito all'impatto di mareggiate eccezionali (fig. 3) e a due *tsunami* avvenuti il 6 aprile del 1667 e, probabilmente, il 20 febbraio del 1743 (MASTRONUZZI & SANSÒ, 2004).

Il litorale fra Polignano e Monopoli, è quasi interamente caratterizzato dall'affioramento delle Calcareniti di Gravina, in spessore limitato e sovrapposte ai calcari mesozoici: si tratta di calcareniti costituite da depositi calcareo-arenacei e calcareo-argillosi, più o meno cementati e con frequenti livelli fossiliferi (fig. 4). In località San Giovanni sino a 2.5 m di quota e a circa 50 m nell'entroterra, si possono osservare circa 120 blocchi, talvolta embricati e disposti a formare file con asse grossomodo perpendicolare alla linea di costa.

Un grande accumulo di blocchi è, infine, in località Torre Sant'Emiliano, a sud di Otranto (MASTRONUZZI *et alii*, 2006). Qui la costa è marcata da una falesia di circa 4 m al cui top è una superficie suborizzontale; a nord e a sud tale paesaggio è sostituito da alte coste rocciose digradanti convesse. Una berma di blocchi calcarei e subordinatamente calcarenitici pesanti sino a circa 70 tonnellate (fig. 5) è estesa per circa 2.5 km. Essa mostra ampiezza di circa 30 m e ha la cresta a circa 11 m s.l.m.; la sua distanza dalla linea di costa varia da 15 a 40 m.



Fig. 4 - Un blocco di calcarenite presso Polignano dove sono ancora visibili resti di bioconcrezioni che ne indicano provenienza dalla fascia intertidale.
- Single calcarenite boulder in Polignano (Bari) locality. This boulder comes from intertidal zone as testified by bioconcretions developed on boulder surface.

4. - PRINCIPALI CAUSE DELL'ORIGINE DI ONDE ESTREME IN PUGLIA

La fascia costiera della Puglia è stata colpita nel passato da eventi di *tsunami* in concomitanza con terremoti storici. I più noti sono quelli che hanno interessato la costa settentrionale del Gargano nel 498 e nel 1627, la costa adriatica tra Monopoli e Brindisi nel 1667 e nel 1743, e la costa ionica a sud di Taranto nel 1456, come dimostrato ampiamente da fonti storiche ed archivistiche (TINTI & MARAMAI, 1996; SOLOVIEV *et alii*, 2000; TINTI *et alii*, 2004) e da una serie di osservazioni di carattere geomorfologico (MASTRONUZZI *et alii*, 2000; 2004); in tabella 1 sono riportati gli *tsunami* che negli ultimi 2500 anni hanno impattato lungo le coste della Puglia.

Contrariamente a quanto ci si immaginerebbe, lo studio delle frequenze dei casi di vento negli ultimi cinquanta anni secondo le



Fig. 5 - Un blocco del peso di 70 t della *boulder ridge* di Torre Santemiliano.
- A boulder, 70 tons heavy, of the Torre Santemiliano ridge (Lecce).

classi della scala Beaufort ha evidenziato che la frequenza delle mareggiate con vento inferiore ai 20 nodi tende a diminuire. Sempre maggiori sono invece, le burrasche e le tempeste carat-

Tab. 1 – *I principali tsunami che hanno colpito la regione pugliese negli ultimi 2500 anni.*
 - Main tsunamis occurred along apulian coast during last 2500 years.

| ANNO | | LOCALITA' INTERESSATE DALLO TSUNAMI | RIFERIMENTO BIBLIOGRAFICO |
|--------------|------|---|----------------------------|
| DATA | | | |
| 15 Aprile | 1979 | Costa Meridionale di Bari | Antonopoulos, 1979 |
| 22 Giugno | 1978 | Bisceglie | Bedosti e Caputo, 1986 |
| 8 Dicembre | 1889 | Costa Settentrionale Penisola Garganica | Caputo e Faita, 1984 |
| 27 Agosto | 1886 | Salento Meridionale | Caputo e Faita, 1984 |
| 24 Giugno | 1870 | Lesina | Soloviev e Solovieva, 2000 |
| 20 Settembre | 1867 | Brindisi | Caputo e Faita, 1984 |
| 24 Aprile | 1836 | Golfo di Taranto | Soloviev e Solovieva, 2000 |
| 22 Ottobre | 1756 | Manfredonia | Caputo e Faita, 1984 |
| 20 Febbraio | 1743 | Brindisi | Bedosti e Caputo, 1986 |
| 20 Marzo | 1731 | Siponto, Barletta | Caputo e Faita, 1984 |
| 8 Settembre | 1694 | Brindisi, Bari | Bedosti e Caputo, 1986 |
| 20 Aprile | 1667 | Costa Brindisina | Mastronuzzi e Sansò, 2004 |
| 31 Maggio | 1646 | Costa Garganica | Soloviev e Solovieva, 2000 |
| 30 Luglio | 1627 | Fortore, Sannicandro, Lesina, Capitanata, Isole Tremiti | Caputo e Faita, 1984 |
| 4 Dicembre | 1456 | Costa ionica salentina | Mastronuzzi e Sansò, 2000 |

terizzate da venti superiori ai 30 nodi che si manifestano lungo le coste adriatiche, mentre si manifesta un aumento progressivo di casi di mare mosso e molto mosso (con valori di vento fra 11 e 14 nodi) (MASTRONUZZI *et alii*, 2002). I dati a disposizione per la ricostruzione del clima meteomarinico sono spesso frammentari o comunque non permettono ricostruzioni nel lungo periodo, in modo da poter osservare eventuali comportamenti climatici ciclici. Le registrazioni delle onde estreme in Italia hanno ufficialità a partire dal giugno 1989, anno di istituzione della Rete Ondametrica Nazionale (CORSINI *et alii*, 2002). Col crescere nel tempo dell'estensione delle serie temporali, è aumentata l'affidabilità delle stime; inoltre, sono emerse nuove linee di interesse legate alle variabilità degli eventi su scala decennale, alle interazioni tra onde che ne derivano, alle oscillazioni di marea e alla presenza di fenomeni rari quali sesse o fenomeni di *storm surge* (TOMASIN *et alii*, 2003).

La probabilità di questi eventi negli ultimi anni è stata studiata soprattutto con modelli matematici meteorologici, mappe GFS (*Global Forecast System*) (WMO, 1995), ma dall'esame di immagini satellitari a partire dall'anno 1979 (<http://www.sat.dundee.ac.uk>) è possibile

osservare che questi fenomeni nel Mediterraneo sono rarissimi ma non impossibili. Uno dei fattori, ma non l'unico, che contribuisce alla formazione delle cosiddette "bombe del Mediterraneo" è una temperatura della superficie dell'acqua (SST) da 26° C in su (STRAVISI, 1973).

5. - MATERIALI E METODI: IMPLEMENTAZIONE DI UN SISTEMA INFORMATIVO GEOGRAFICO

Allo scopo di ottenere un modello per la simulazione di inondazione è stato realizzato un GIS che raccoglie e rappresenta i dati rilevati in campagna unitamente alla cartografia esistente (cartografia IGM 1:25000, CTR della Puglia 1:5000, cartografia nautica IIM 1:100000 e ortofoto digitali 1:33000 strisciate 1970 e 2001). L'intero mosaico cartografico e fotografico è stato georeferenziato con il *software* ArcMap 8.3 adottando la proiezione UTM riferita al *datum* europeo ED50. Sulla base cartografica è stato creato lo *shapefile* delle isoipse da 0 a 25 m di altitudine e delle isobate da 0 a 200 m sotto il livello del mare in formato vettoriale. Successivamente elaborando i dati contenu-

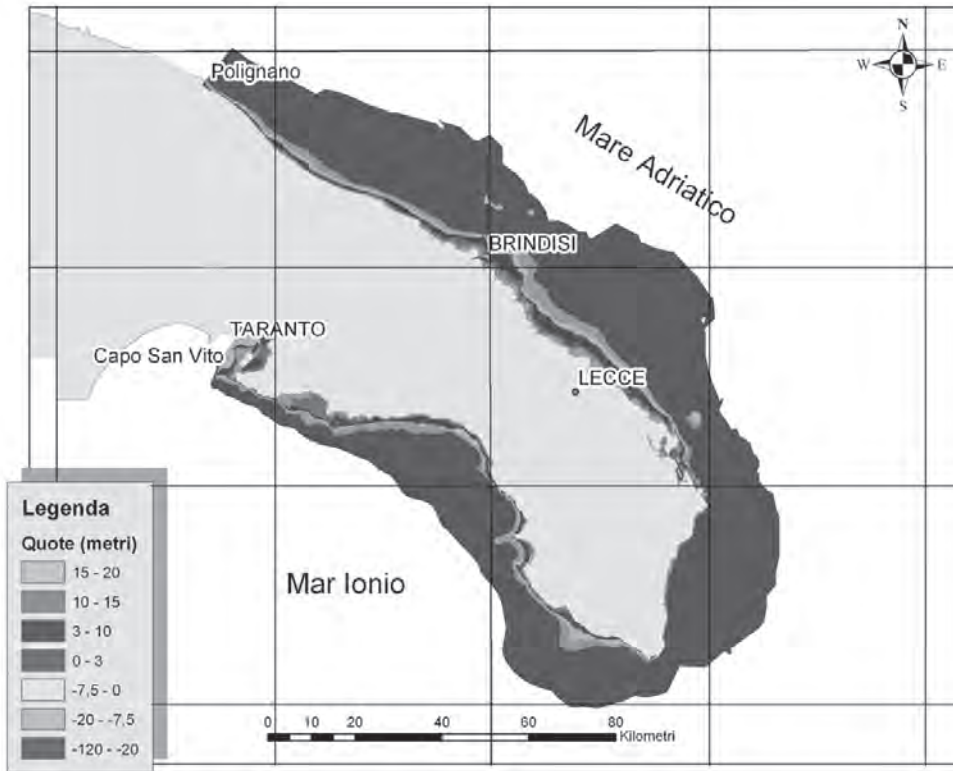


Fig. 6 - Carta altimetrica e batimetrica della fascia costiera tra Capo San Vito (Ta) e Polignano (Ba) - Sono mostrati tre intervalli altimetrici tre intervalli batimetrici con differenti colori: 0-3 m (limite delle dune costiere), 3-10 m (limite delle aree retrodunari), 10-20 m (massimo valore di run-up stimato per gli tsunami), 0 a -7,5 m (azione del moto ondoso), -7,5 a 20 m (azione delle mareggiate eccezionali) e infine da -20 a -120 m (azione delle onde di tsunami).

- Topographic and bathymetric map of the coastal area between Capo San Vito (Taranto) and Polignano (Bari) - With different colours are indicated three topographic and bathymetric ranges. Topographic ranges are: 0-3 m (dunes belt limit), 3-10 m (upper limit of the dune belt), 10-20 m (max run-up estimated for tsunamis occurred in Mediterranean Sea). Bathymetric ranges are: from 0 to -7,5 m (sea wave action limit), from -7,5 to 20 m (extreme sea storm action limit), from -20 to -120 m (tsunami action limit).

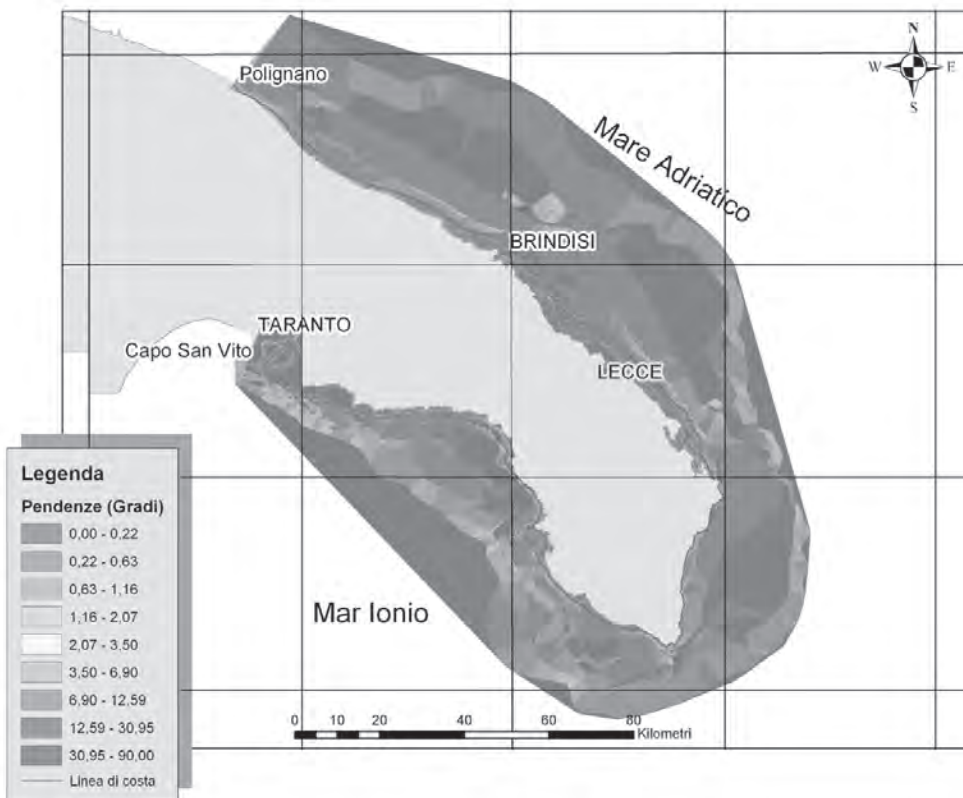


Fig. 7 - Carta delle elevazioni della fascia costiera tra Capo San Vito (Ta) e Polignano (Ba) ottenuta con il GIS. Con opportuni tools presente nel software ArcMap è possibile calcolare la pendenza media per ogni singolo tratto costiero.

- Elevation map of the coastal area between Capo San Vito (Taranto) and Polignano (Bari) obtained by GIS processing. Using ArcMap tools is possible to calculate mean slope for each coastal sections.

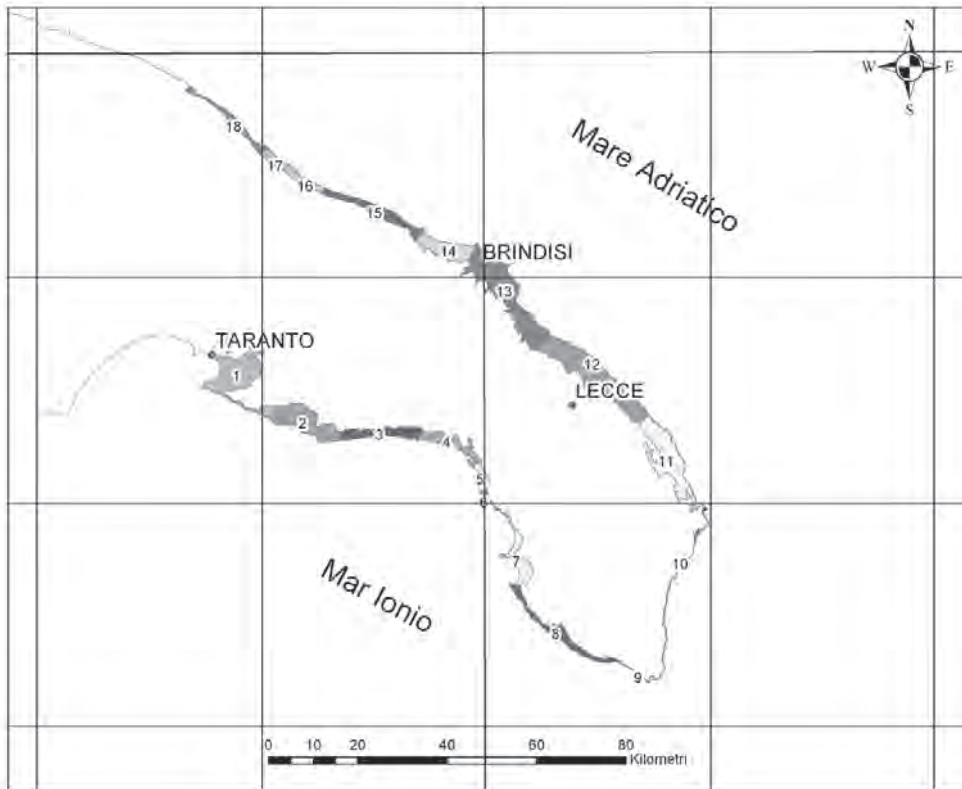


Fig. 8 - La suddivisione della costa in 18 porzioni di territorio denominate UCU (Unique Condition Units) (CHEMELLO & RUSSO, 2001). - The studied coastal area has been subdivided in 18 patches named UCU (Unique Condition Units) (CHEMELLO & RUSSO, 2001).

ti in tale database sono state create delle TIN (*Triangulated Irregular Network*) rappresentanti le altitudini e le pendenze del tratto costiero in esame (figg. 6-7).

Il tratto di costa pugliese tra Capo San Vito (Taranto) e Polignano-San Giovanni (Bari) è stato suddiviso in 18 porzioni di territorio denominate UCU (*Unique Condition Units*) (CHEMELLO & RUSSO, 2001) (fig. 8). La scelta delle UCU è stata fatta dividendo il territorio eterogeneo in porzioni, o strati, omogenei per caratteristiche ambientali su larga scala (es. tipo di costa, esposizione al moto ondoso, pendenza, ecc.).

Per ogni UCU è stato individuato il tipo morfologico prevalente (spiaggia, falesia, costa digradante, ecc.) e successivamente, utilizzando particolari *tools* presenti nel *software* Arc-Map, è stata calcolata la pendenza media per ogni intervallo specificato. Il dato *raster* è stato integrato con alcune informazioni vettoriali (polilinee, punti, aree, ecc.) utili a definire la topografia e la batimetria della fascia costiera studiata. La parte emersa della fascia costiera è stata suddivisa in tre intervalli: il primo intervallo che parte dalla linea di costa (0 m) ed arriva fino a 3 m di quota, contraddistingue il limite medio delle dune costiere; il secondo intervallo, da 3 m a 10 m di quota, definisce

il limite medio delle aree retrodunari; il terzo intervallo, da 10 m si ferma a 20 m il quale rappresenta il massimo valore di *run-up* supposto con approssimazione per eccesso in relazione alle massime quote raggiunte dal *run-up* di *tsunami* conosciuti in Mediterraneo. La parte sommersa è stata suddivisa in tre intervalli; il primo intervallo considerato è fra il livello del mare e l'isobata 7,5 m, la quale è la profondità media che segna la chiusura dell'onda (AMINTI & PRANZINI, 1993); il secondo intervallo va da -7,5 m a -20 m, dove il fondale comincia a subire gli effetti delle mareggiate eccezionali; il terzo intervallo riguarda le profondità da -20 m a -120 m.

Per determinare il *run-up* e identificare le zone esposte all'inondazione sono state utilizzate particolari equazioni idrodinamiche (NOTT, 2003) e la formula di HILL & MADER (1997). Le equazioni idrodinamiche di Nott permettono il calcolo dell'altezza minima - nella *breaking-zone* - di un'onda necessaria ad iniziare lo spostamento/sollevamento di un blocco. Tali equazioni richiedono alcuni parametri geomorfologici da rilevare esclusivamente con indagini di campagna. Il rilievo topografico di dettaglio dei blocchi rispetto alla linea di costa e rispetto al livello biologico del mare (LABOREL & LABOREL DEGUEN, 1994) è stato integrato

da informazioni che ne riguardano le dimensioni (x,y,z), il peso specifico, l'orientamento dell'asse maggiore, la polarità, la presenza di vaschette di corrosione, l'embriciatura. La posizione geografica è stata determinata mediante un DGPS modello *Z-Xtreme Ashtech* utilizzato anche per il rilievo della linea di costa di ciascuno dei siti campionati. Lo strumento è fornito di un *software* di elaborazione dei dati di campagna con cui è stata effettuata la conversione e la digitalizzazione dei punti. Gli stessi sono poi stati convertiti in coordinate UTM riferita al datum ED50 mediante l'utilizzo del *software* Verto2 dell'IGM. Tutte le informazioni raccolte in campagna relative ad ogni blocco, sono state inserite in un database opportunamente implementato all'interno del GIS.

Prima di essere capovolto/spostato da un'onda estrema, un blocco subisce l'azione di tre forze; si ha movimento quando il momento della forza - poiché si suppone che il blocco ruoti (parzialmente o completamente) intorno ad un asse predefinito - di trascinamento (*drag force*) F_d più il momento della forza di sollevamento (*lift force*) F_l supera il momento della forza di resistenza F_r , cioè: $F_d + F_l \geq F_r$. Lo spostamento può avvenire secondo una direzione principale includendo il caso in cui il blocco può ruotare più volte intorno all'asse predefinito prima di fermarsi. Dalla stessa formula si ottengono tre condizioni in cui i blocchi possono trovarsi: il blocco parzialmente attaccato al substrato roccioso, il blocco completamente staccato ma ancora a contatto con l'acqua, il blocco staccato e non a contatto diretto con l'acqua. Per ciascuno scenario è possibile ottenere sia l'altezza dell'eventuale onda di mareggiata H_s che dell'onda di *tsunami* H_T .

Di seguito sono riportate tali formule per ciascuno scenario (fig. 9) e i parametri utilizzati per il calcolo (tab. 2), con ρ_w densità dell'acqua marina 1,02 g/ml, C_d è coefficiente di resistenza che deriva da una curva di interpolazione (HELLEY, 1969), C_l è coefficiente di sollevamento pari a 0,187, g è la gravità 9,81 m/s², mentre a, b, c sono le dimensioni del blocco in metri.

Ogni sito campione analizzato presenta campi di blocchi nell'entroterra; qui è stato possibile calcolare l'onda estrema impattante l'area partendo dalle informazioni relative a ciascun blocco contenute nel database del GIS. Nella situazione di Torre Squillace (fig. 10) il blocco SQ13 era originariamente di 80 tonnellate; esso si è frammentato in 4 parti, combacianti, dopo essere stato rilasciato dall'onda che lo aveva preso in carico e spostato sino a circa 40 m dal-

la linea di costa. Tramite esso è stata calcolata l'inondazione dell'area. Applicando le formule di Nott si ottiene che l'onda di *tsunami* che ha spostato tale blocco doveva essere non più piccola di 1.88 m perché: 1 - è l'onda minima che ha potuto spostarlo rispetto a tutte quelle calcolate; 2 - se c'è stata una forza iniziale che ha vinto la forza di gravità per sollevare il blocco, tale forza ha generato un'onda maggiore o uguale a 1.88 m, pertanto al rilascio del blocco per gravità, l'onda che poteva sostenerlo doveva essere minore o uguale a 1.88 m; 3 - un'onda di *tsunami* è considerata un innalzamento repentino del livello marino (MÖRNER, 1998), quindi, per ipotesi, l'innalzamento è considerato istantaneo, mentre dal punto di *breaking zone* in poi, almeno per tratti brevi, l'altezza dell'onda è considerata decrescente in maniera costante e proporzionale alla sua velocità. Partendo da tale ipotesi è stata applicata la formula di *inland penetration* di HILLS & MADER (1997), che permette di calcolare la distanza in metri raggiunta da un'onda data la sua altezza di *run-up*:

$$X_{\max} = (H_s)^{1.33} n^{-2} k$$

dove: H_s è il *run-up* dell'onda; n è il numero di Mannings (che è una funzione della ruvidità, della pendenza, ecc.), k è una costante pari a 0.06 per molti *tsunami* (BRYANT, 2001). Per l'esempio in questione H_s è pari a 1.88 m, con un numero di Mannings pari a 0,055 per le calcareniti si è ottenuta una x pari a 46 m. Questa è l'inondazione a partire dal blocco che era posizionato alla distanza iniziale dalla linea di riva di 40 m. L'intera inondazione minima è data dalla somma:

$$X_{\text{tot}} = X_{\text{iniz.}} + X_{\text{max}} = 40 + 46 = 86$$

Sostituendo tale valore nuovamente nella formula di Hills e Mader è possibile stimare in 3,01 m l'altezza dell'onda capace di inondare l'area per 86 m all'interno. Un simile approccio è stato applicato a tutto il promontorio, suddividendo lo stesso in buffer di territorio larghi 10 m e profondi 400 m all'interno; per ciascuno di essi è stata ottenuta l'inondazione relativa considerandone le caratteristiche specifiche (ruvidità, pendenza) da cui deriva il caratteristico numero di Manning e la presenza di blocchi.

Il procedimento adottato per Torre Squillace è stato quindi applicato a tutti i siti studiati; i risultati ottenuti sono riportati in tabella 3.

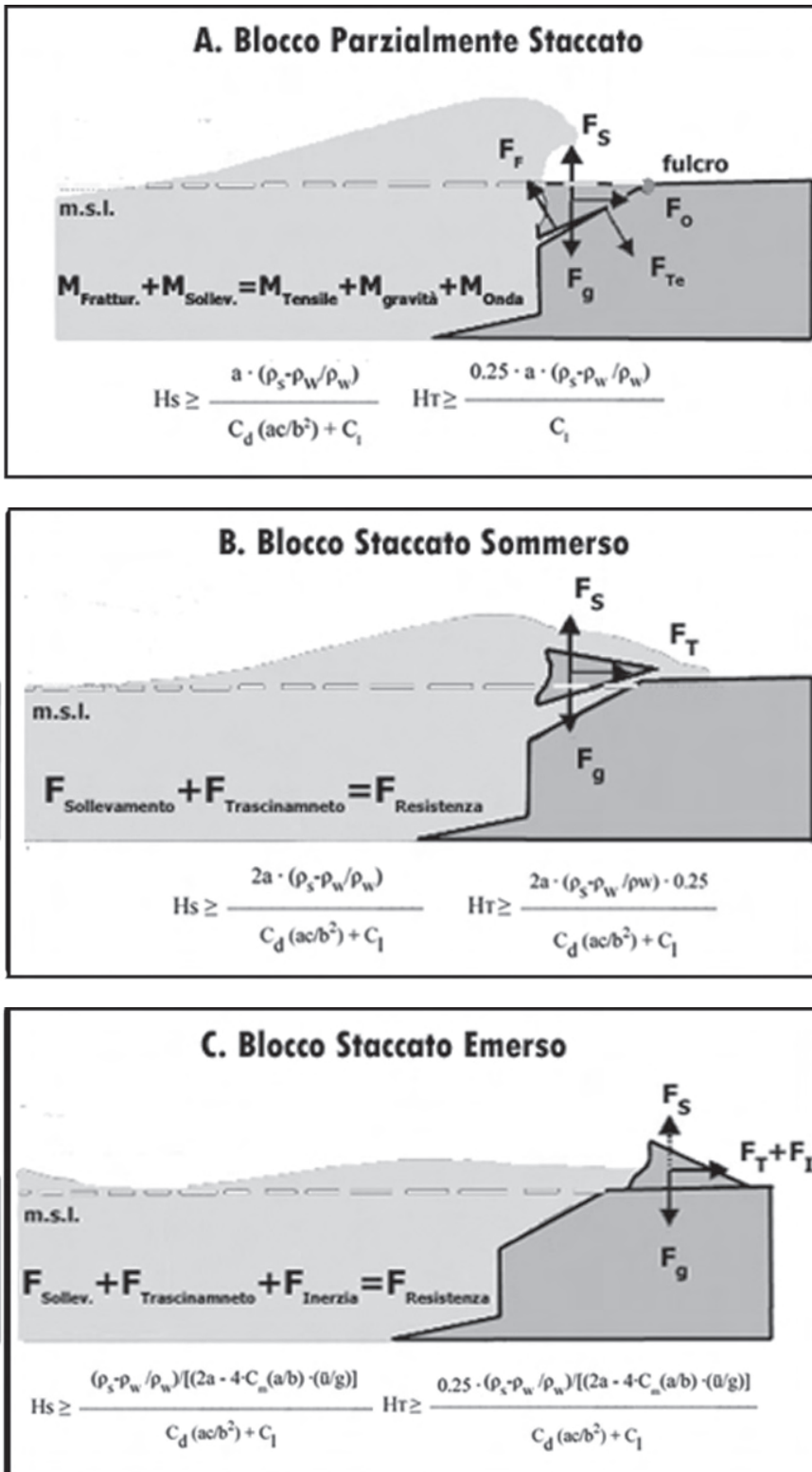


Fig. 9 - Equazioni idrodinamiche di Nott (2003) e rispettivi scenari di applicazione per il calcolo delle onde impattanti la costa e capaci di spostare i blocchi.
 - Nott's hydrodynamic equations (NOTT, 2003) useful to obtain minimum sea storm and/or tsunami height need to displace boulders. These equation have been developed starting from three different scenarios that take into account some pre-transport settings of the boulders.

6. - DISCUSSIONE

I blocchi studiati hanno forme complesse; per semplificare il calcolo del loro volume è stato associato ad ognuno di loro il poliedro

regolare più simile (prisma, tetraedro, piramide, ecc.). Per il calcolo dell'onda estrema dalle equazioni idrodinamiche risulta di particolare importanza la dimensione dell'asse maggiore a ; secondo Nott (1997; 2003) più

TAB. 2 - Densità specifiche ρ_s dei blocchi analizzati rispetto al tipo litologico e alla località.
 - Rock density ρ_s estimated for some samples collected from boulders displaced along coastal localities studied.

| Località | Tipo Litologico | ρ_s = densità dei blocchi |
|---|---|--------------------------------|
| Torre Santa Sabina - Polignano - Costa Adriatica | Calcarenite di Gravina (Plio-Pleistocene) | 1,56-1,65 g/ml |
| Torre Squillace - Punta Saguerra - Costa Ionica Occidentale | Biocalcarenite algale (Pleistocene Superiore-Tirreniano) | 2,18- 2,35 g/ml |
| Torre Santemiliano -Torre Sasso Costa Ionica Orientale | Calcareniti di Porto Badisco (Oligocene Superiore), Calcari (Oligocene) | 2,30-2,70 g/ml |

lungo è tale asse, maggiore è l'altezza d'onda necessaria per spostare il blocco. La posizione iniziale del blocco è di estrema importanza; se un blocco è poggiato sulla base maggiore (asse maggiore), esercita più attrito con il substrato e quindi l'onda necessaria per il suo spostamento dovrà essere più energica. Per stabilire quale onda sia quella che ha spostato i blocchi di calcarenite è stato utile confrontare i dati ottenuti in tabella 3 con la valutazione dei tempi di ritorno ottenuti dalla distribuzione di Gumbel delle altezze d'onda alle boe di Monopoli e Crotona (AMINTI & PRANZINI, 1993) (fig. 11). Supponendo che gran parte dei blocchi fossero ancora parzialmente attaccati al substrato della fascia adlitorale, risulta improbabile che tali blocchi siano stati dislocati da onde di tempesta comprese fra i 20 e i 48 metri di altezza; infatti, l'onda significativa, considerata quella media fra il 33% delle onde più alte della mareggiata massima prevista in un intervallo di 100 anni, è stimata di altezza pari a 6-6,5 metri per l'Adriatico Meridionale a Monopoli, e pari a 8 m per lo Jonio a Crotona. Naturalmente si tratta di onde a largo su acque profonde dove sono ubicati gli ondamenti, sotto costa queste si alzano proporzionalmente alla profondità dei fondali. Le altezze calcolate come necessarie per onde di mareggiate, se pur eccezionali, comunque non sono raggiungibili; pertanto i blocchi di maggiori dimensioni sono stati dislocati evidentemente da un evento di *tsunami*, caratterizzato da altezza d'onda minore ma da energia maggiore. I valori di altezza d'onda - e del conseguente *run-up* - ritenuti necessari in questo caso sono

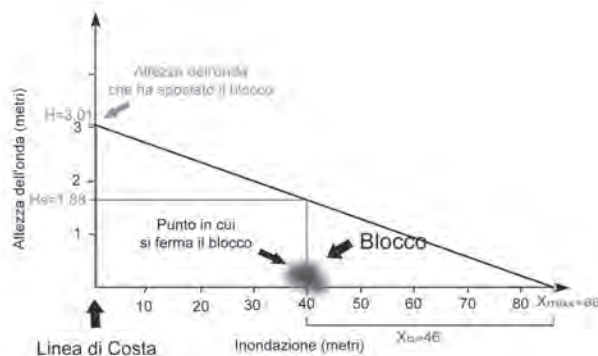


Fig. 10 - Schema del calcolo del limite di inondazione a partire dalla posizione di un blocco di 80 t in località Torre Squillace (Lecce).
 - Sketch used to calculate the inland penetration of the wave able to move a boulder, 80 tons heavy, from coastline to 40 m inland at Torre Squillace (Lecce) locality.

già stati riscontrati nell'area mediterranea.

Invece, i blocchi di dimensioni minori è molto probabile che siano stati spostati/sollepati da mareggiate eccezionali, dell'ordine di 4-5 m di altezza d'onda alla *breaking zone*, soprattutto se tali blocchi erano completamente staccati dal substrato (MASTRONUZZI & SANSÒ, 2004). Non è da escludere che anche mareggiate di altezza d'onda inferiori (2-3,5 m alla *breaking zone*) possano trascinare il blocco sul substrato. NOJI *et alii* (1985) hanno effettuato degli esperimenti sul trascinamento di blocchi, in funzione del coefficiente di trascinamento C_d e dal coefficiente di massa C_m che essi hanno da fermi e fuori dall'acqua. Subito dopo che un blocco ha subito l'impatto di un'onda, C_m diminuisce rapidamente mentre C_d aumenta, come se il blocco levigasse il

TAB. 3 - Altezze minime delle mareggiate eccezionali e degli tsunami calcolate, relativamente ad ogni scenario descritto nelle equazioni di NOTT (2003), utilizzando i blocchi di maggiori dimensioni presenti nelle varie località della costa meridionale pugliese. Sostituendo nella formula di HILLS & MADER (1997) il valore dell'altezza dello tsunami per blocchi in condizione di joint bounded è stato valutato anche il limite di inondazione per le stesse località.

- Minimum wave height for sea storm and/or tsunami calculated, considering boulders pre-transport settings, using the bigger boulders dimension found along many localities of the Apulia. Using HILLS & MADER (1997) formula have been evaluated inland penetration limits due to a tsunami wave inundation.

| Nott (2003) | Dimensioni assi (metri) | | | Peso Tons | Blocco parzialmente attaccato | | Blocco staccato sommerso | | Blocco staccato emerso | | Nome Località | Limite Inondazione Xtot |
|-------------|-------------------------|-------|-------|--------------|-------------------------------|----------|--------------------------|----------|------------------------|----------|-----------------------------|----------------------------|
| | a | b | c | | Hstorm | Htsunami | Hstorm | Htsunami | Hstorm | Htsunami | | |
| SQ13 | 6,650 | 2,700 | 1,900 | 80,000 | 48,714 | 12,178 | 7,084 | 1,190 | 6,549 | 1,167 | Torre Squillace (Lecce) | 86,150 |
| TA35 | 3,700 | 3,100 | 1,200 | 28,904 | 24,047 | 6,012 | 10,415 | 1,552 | 9,729 | 1,526 | Punta Saguerra (Taranto) | 66,852 |
| TA02 | 4,100 | 3,300 | 0,900 | 25,572 | 22,130 | 5,533 | 13,325 | 1,649 | 12,501 | 1,623 | Punta Saguerra (Taranto) | 35,029 |
| E098 | 3,500 | 2,100 | 1,600 | 31,860 | 32,386 | 8,096 | 6,524 | 1,384 | 5,890 | 1,350 | Torre Sant'Emiliano (Lecce) | 114,221 |
| E077 | 3,800 | 2,600 | 2,300 | 61,290 | 35,162 | 8,790 | 9,219 | 1,956 | 8,496 | 1,917 | Torre Sant'Emiliano (Lecce) | 120,573 |
| E120 | 5,000 | 3,500 | 1,500 | 70,740 | 46,266 | 11,566 | 10,968 | 2,327 | 10,329 | 2,293 | Torre Sant'Emiliano (Lecce) | 109,573 |
| S234 | 4,500 | 2,000 | 1,500 | 30,710 | 31,229 | 7,807 | 5,433 | 0,864 | 4,879 | 0,842 | Torre Sasso (Lecce) | 56,607 |
| SS24 | 2,400 | 1,800 | 0,500 | 3,100 | 7,931 | 1,983 | 7,228 | 0,548 | 6,408 | 0,532 | Santa Sabina (Brindisi) | 26,167 |
| SS51 | 2,900 | 2,400 | 0,700 | 7,900 | 9,584 | 2,396 | 9,382 | 0,711 | 8,584 | 0,696 | Santa Sabina (Brindisi) | 30,114 |
| SS79 | 3,300 | 2,200 | 0,500 | 4,300 | 10,905 | 2,726 | 10,670 | 0,808 | 9,680 | 0,790 | Santa Sabina (Brindisi) | 35,367 |
| SS78 | 1,700 | 2,700 | 0,600 | 3,100 | 5,618 | 1,404 | 11,306 | 0,857 | 10,451 | 0,840 | Santa Sabina (Brindisi) | 39,737 |
| PL17 | 3,200 | 2,100 | 1,500 | 21,168 | 19,035 | 4,759 | 6,125 | 0,835 | 5,530 | 0,815 | Polignano (Bari) | 48,545 |

substrato e la parte abrasiva ne frenasse il trascinarsi (Cd aumenta da 1,1 a 2,9).

Da queste considerazioni è stata individuata l'altezza minima dell'onda estrema più probabile necessaria per spostare ciascun blocco a seconda delle condizioni in cui esso è stato trovato (NOJI *et alii*, 1985). Ciò è servito da input per il calcolo dell'inondazione potenziale. Ipotizzando che l'altezza dell'onda sia proporzionale alle forze di trascinamento e di sollevamento descritte, si può considerare dinamicamente uguale il momento in cui il blocco comincia a muoversi con il momento in cui l'onda perde la forza per spostarlo. Da ciò si evince che la minima altezza dell'onda necessaria a spostare il blocco, è uguale all'altezza dell'onda che rilascia il blocco. Partendo da

questo valore, applicando la formula di HILLS & MADER (1997), è stata calcolata l'inondazione a partire dal punto in cui esso si è fermato sino al limite massimo raggiunto dall'acqua. Una volta ottenuto tale limite, si è aggiunta la distanza del blocco dalla linea di costa.

Procedendo a ritroso è stata calcolata l'altezza d'onda che ha spostato il blocco nel punto in cui è stato trovato. L'onda estrema necessaria per il dislocamento dei blocchi ha un volume d'acqua di dimensioni pari all'altezza calcolata - dal livello medio del mare alla cresta -, al perimetro costiero invaso e la superficie del mare sottesa, funzione quest'ultima della lunghezza d'onda di ogni tsunami. Questo volume di acqua è quello che inonda la costa.

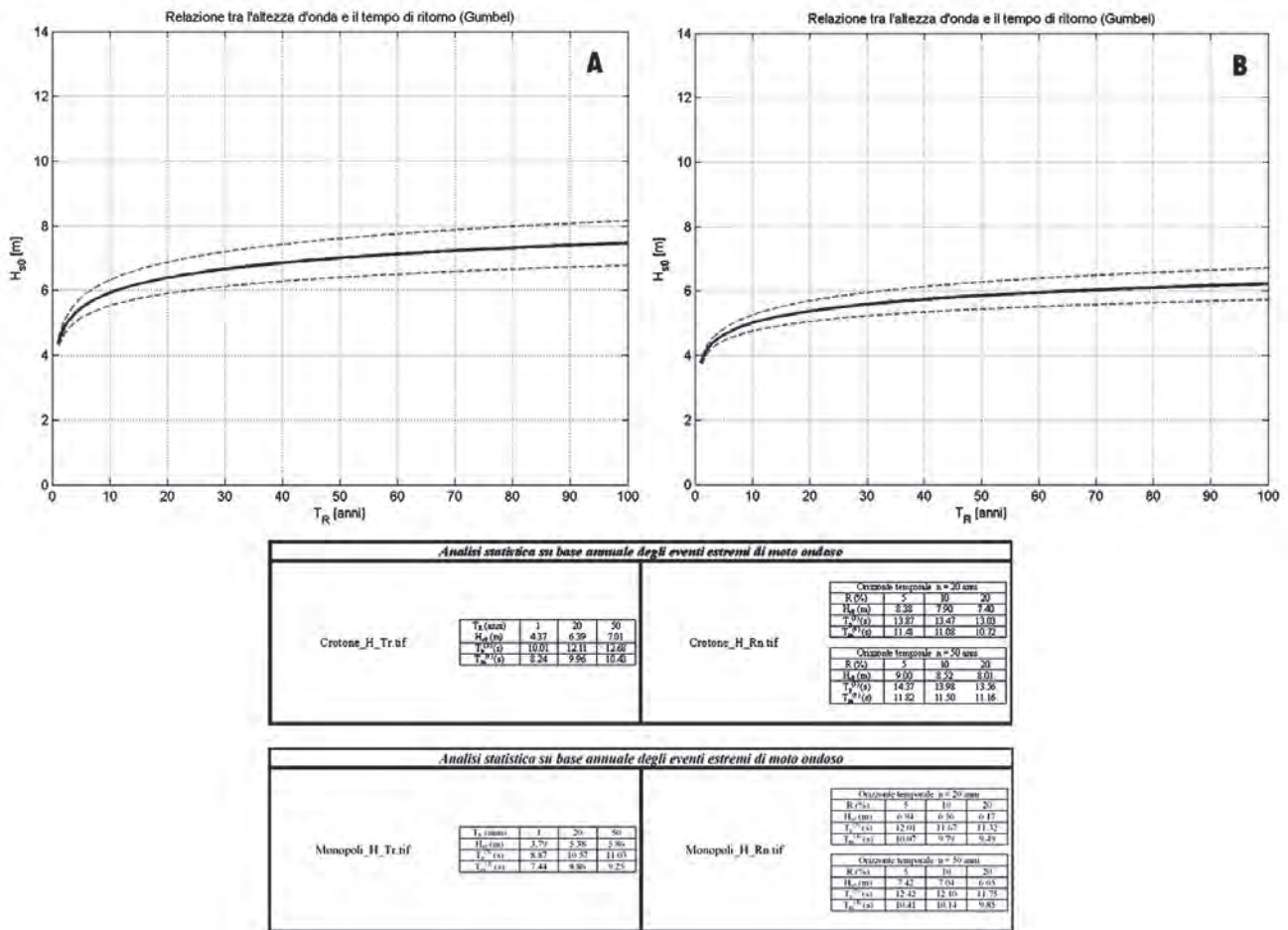


Fig. 11 - Relazione fra altezza d'onda significativa e tempi di ritorno di Gumbel per le stazioni ondamiche di Crotona (A) e Monopoli (B).
- These diagrams show the trend of the Gumbel distribution obtained using wave data from Crotona buoy (A) and Monopoli buoy (B).

7. - CONCLUSIONI

Lo studio dei siti campione lungo la costa ionica e lungo quella adriatica ha permesso di stimare le caratteristiche degli eventi di ondata estrema riguardo alla loro distribuzione e la loro intensità.

La costa compresa fra Santa Maria di Leuca e Capo d'Otranto è stata interessata da uno tsunami caratterizzato da un profondo limite di inondazione nella sola area di Torre Sant'Emiliano, perché la limitata estensione della piattaforma continentale e la profondità dei fondali hanno permesso all'onda di conservare gran parte della sua energia. Lungo buona parte di questo tratto costiero l'elevata pendenza della fascia costiera emersa ha limitato notevolmente il rischio di inondazione.

Nel tratto costiero che va da Capo San Vito a Lido Silvana a sud di Taranto - e limitatamente ad alcune aree della costa adriatica come a San Giovanni di Polignano - il gra-

do di inondazione risulta fortemente condizionato dall'elevata frastagliatura della costa che può consentire fenomeni di risonanza e amplificazione dell'altezza d'onda nelle numerose baie e cale ivi presenti, spesso anche effetto morfologico dell'impatto di ondatazioni estreme. Il tratto che va da Torre Chianca a Torre Colimena, lungo la costa occidentale del Salento, è quello più inondabile con un limite di penetrazione dell'onda che varia da 53 a 520 m in località *Vecchia Salina* (fig. 12) per effetto di un coefficiente di ruvidità estremamente basso.

Il valore minimo delle altezze d'onda di mareggiata eccezionale ritenute necessarie - in base all'applicazione delle equazioni di NOTT (2003) - a spostare i blocchi più pesanti supera l'altezza d'onda massima stimata per lo Jonio e per l'Adriatico ottenute dalla distribuzione dei tempi di ritorno di Gumbel. Così solo la presenza di un considerevole accumulo di blocchi di grosse dimensioni è indicativo del-



Fig. 12 - Il massimo limite di inondazione in località Vecchia Salina nei pressi di Torre Colimena (Lecce) calcolato considerando, secondo la formula di HILLS & MADER (1997), l'onda estrema di 3,01 m necessaria per spostare il blocco di 80 t rilevato presso Torre Squillace.
 - Maximum inundation limit estimated at Vecchia Salina locality near Torre Colimena (Lecce). This inundation limit have been obtained using a tsunami wave, 3.01 m high, in the HILLS & MADER (1997) formula.

l'impatto di uno tsunami; la presenza di un solo blocco non ne può essere assunta come diagnostica in quanto esso potrebbe rappresentare l'evidenza di un fenomeno di amplificazione locale del moto ondoso di mareggiata per sovrapposizione di più onde o per condizionamenti indotti dalla topografia dei fondali e/o della fascia costiera. In presenza di un considerevole numero di blocchi, le loro dimensioni messe in relazione alla conoscenza dei parametri meteomarini locali - anche stimati con Gumbel - permette di riconoscere il limite dimensionale fra accumuli dovuti a mareggiata eccezionale ed accumuli di blocchi dovuti a tsunami.

I blocchi presenti sul promontorio di Torre Santa Sabina - costa adriatica a nord di Brindisi - ne sono evidenza; essi risultano spostati in prevalenza da mareggiate eccezionali e solo alcuni da onde con caratteri idrodinamici propri di uno tsunami. Qui infatti le altezze d'onda calcolate necessarie per spostare alcuni blocchi sino al peso di circa 1.4 tonnellate rientrano come dimensioni massime nel clima meteomarino locale. Al contrario, blocchi di 5 e 6 tonnellate di peso non potrebbero essere stati spostati se non da onde di tsunami in quanto le onde di mareggiata necessarie eccedono di vari ordini di grandezza le massime ondate registrate e stimate, anche su lunghi tempi di ritorno. Proprio in quest'area la presenza di allineamenti di blocchi embricati dimostra che tale forma - sino ad ora considerata diagnostica dell'impatto di uno tsunami - è dovuta alla sovrapposizione degli effetti di più mareggiate e/o di tsunami.

RINGRAZIAMENTI

Il presente lavoro è finanziato dal progetto COFIN MIUR 2004-2006 "Valutazione del rischio da tsunami in Arco Calabro ed in Ardiatico" (Responsabile Nazionale: Prof. S. Tinti, Università degli Studi di Bologna - Responsabile dell'Unità dell'Università di Bari: Prof. G. Mastroianni - Responsabile dell'Unità dell'Università di Lecce: Prof. P. Sansò).

Esso è un contributo al IGCP Project n. 495 "Quaternary Land-Ocean interactions: driving mechanisms and coastal responses" dell' UNESCO-IUGS (Project Leader: Dr. Anthony Long, University of Durham, UK and Dr. Shahidul Islam, University of Chittangong, Bangladesh).

BIBLIOGRAFIA

- AMINTI P. & PRANZINI E. (1993) - *La difesa dei litorali in Italia*, pp. 326, Ed. delle Autonomie, Roma.
- ANDERSON H. & JACKSON J. (1997) - *Active tectonics of the Adriatic region*. Geophys. J.R. Astron. Soc., **91**: 937-983.
- ANTONOPOULOS J. (1979) - *Catalogue of tsunamis in the eastern Mediterranean from antiquity to present times*. Ann. Geofis., **32**: 113-130.
- BEDOSTI B. & CAPUTO M. (1987) - *Primo aggiornamento del Catalogo dei maremoti delle coste italiane*. Atti Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti, Classe Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, ser. VIII, **80** (7-12): 570-584.
- BOURROUILH-LE JAN F.G. & TALANDIER J. (1985) - *Sedimentation et fracturation de haute energie en milieu recifal: tsunami, ouragans et cyclones et leurs effets sur la sedimentologie et la geomorphologie d'un atoll: Motu et Hoa, a Rangiroa, Tuamotu, Pacifique SE*. Marine Geology, **67**: 263-333.
- BRYANT E.A. (2001) - *Tsunami: the underrated hazard*. Cambridge University Press, UK: pp. 320.
- BRYANT E.A. & NOTT J.F. (2001) - *Geological indicators of large tsunamis in Australia*. Natural Hazards, **24** (3): 231-249.
- CALAIS E., NOCQUET J.M., JOUANNE F. & TARDY M. (2002) - *Current strain regime in the western Alps from continuous global positioning system measurements, 1996-2001*. Geology, **30**, 651-654.
- CALDARA M., CENTENARO E., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. & SERGIO A. (1998) - *Features and present evolution of Apulian Coast (Southern Italy)*. J. Coastal Research, **26**: 55-64.
- CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1978) - *Adria. The African Promontory, in Mesozoic Mediterranean*. Paleogeography. Earth Sci. Rev., **15**: 213-272.
- CHEMELLO R. & RUSSO G.F. (2001) - *MaREP: Marine Reserve Evaluation Procedures: una metodica per la valutazione delle unità ambientali nelle aree marine protette*, Edizione Valtrend.
- CAPUTO M. & FAITA G. (1984) - *Primo catalogo dei maremoti delle coste italiane*. Atti Accademia Nazionale dei Lincei, Memorie, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, ser. VIII, **17** (7): 211-356.

- DAWSON A.G. (1994) - *Geomorphological effects of tsunami runup and backwash*. *Geomorphology*, **10**: 83-94.
- DEL GAUDIO V., PIERRI P., CALCAGNILE G. & VENISTI N. (2005) - *Characteristics of the low energy seismicity of central Apulia (southern Italy) and hazard implications*. *J. Seismology*, **9**: 39-59.
- D'INGEO F., CALCAGNILE G. & PANZA G.F. (1980) - *On the faultplain solutions in the Central-Eastern Mediterranean region*. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **22**: 13-22.
- DI MUCCIO L.A. & MASTRONUZZI G. (2000) - *Le pocket beach di Vulcano (Isole Eolie, Sicilia): analisi morfosedimentologica*. *Studi Costieri*, **3**: 41-55.
- FAVALI P., FUNICELLO R., MATTIETTI G., MELE G. & SALVINI F. (1993) - *An active margin across the Adriatic Sea (central Mediterranean Sea)*. *Tectonophysics*, **219**: 109-117.
- GIANFREDA F., MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (2001) - *Impact of historical tsunamis on a sandy coastal barrier: an example from the northern Gargano coast, southern Italy*. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, **1**: 1-6.
- GRAVINA A., MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (2005) - *Historical and prehistorical evolution of the Fortore River coastal plain and the Lesina Lake area (southern Italy)*. *Mediterraneé*, **1-2**: 107-117.
- JONES B. & HUNTER I.G. (1992) - *Very large boulders on the Coast of Grand Cayman, the effects of giant waves on rocky shorelines*. *J. Coastal Research*, **8**: 763-774.
- KELLETTAT D. & SCHELLMANN G. (2002) - *Tsunamis on Cyprus: field evidences and ¹⁴C dating results*. *Z. Geomorph.*, N.F., **46** (1): 19-34.
- HEARTY J.P. (1997) - *Boulder deposits from large waves during the last interglaciation on North Eleuthera Island, Bahamas*. *Quaternary Research*, **48**, 326-338.
- HECK N.H. (1947) - *List of seismic sea waves*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **37** (4): 269-286.
- HELLEY E.J. (1969) - *Field measurement of the initiation of large bed particle motion in blue creek near Klamath, California*. U.S. Geological Survey Professional Paper, **562-G**: pp.19.
- HILLS J.G. & MADER C.L. (1997) - *Tsunami produced by the impacts of the small asteroids*. *Ann. New York Acad. Sci.*, **822**: 381-394.
- LABOREL J. & LABOREL-DEGUEN F. (1994) - *Biological indicators of relative sea level variations and of co-seismic displacements in the Mediterranean region*. *J. Coastal Research*, **10**: 395-415.
- MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G. & SANSÒ P. (2002) - *Lineamenti e dinamica della costa pugliese*. *Studi Costieri*, **5**: 9-22.
- MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C. & SANSÒ P. (2004) - *Assessment of catastrophic wave impact in Apulia region (Southern Italy)* - In: C.A. BREBBIA (Ed.): "Risk analysis IV": pp. 681-689, Wessex Institute of Technology Press.
- MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C. & SANSÒ P. (2006) - *Boulders field: a valuable morphological indicator of paleotsunami in Mediterranean Sea*. *Z. Geomorph.*, N.F., in stampa.
- MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (1998) - *Morfologia e genesi delle Isole Chéradí e del Mar Grande (Taranto, Puglia, Italia)*. *Geogr.Fis. Dinam. Quat.*, **21**: 131-138.
- MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (2000) - *Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (Southern Italy)*. *Marine Geology*, **170**: 93-103.
- MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (Eds.) (2003). *Quaternary coastal morphology and sea level changes*. *Field Guide*. Puglia 2003, Final Conference - Project IGCP 437 UNESCO - IUGS, Otranto / Taranto - Puglia (Italy) 22-28 September 2003, GPS Coast Coast - Gruppo Informale di Studi Costieri, Research Publication, **5**: pp. 184, Brizio srl, Taranto.
- MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (2004) - *Large boulder accumulations by extreme waves along the Adriatic coast of southern Apulia (Italy)*. *Quaternary International*, **120**: 173-184.
- MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (2006) - *Risk assessment of catastrophic waves impacts on coastal environment*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **29** (2), in stampa.
- MOORE J.G. & MOORE G.W. (1984) - *Deposit from a giant wave on the island of Lanai, Hawaii*, *Science*, **226**: 1311-1315.
- MOORE J.G. & MOORE G.W. (1988) - *Large-scale bedforms in boulder gravel produced by giant waves in Hawaii*. In: H.E. CLIFTON (Ed.): "Sedimentologic consequences of convulsive geologic events". *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **229**: 101-110.
- MÖRNER N.A. (1994) - *Recorded sea level variability in the Holocene and expected future changes*. *Bull. INQUA Neotectonic Commission*, **17**: 48-53.
- NAKATA T. & KAWANA T. (1993) - *Historical and prehistoric large tsunamis in the southern Ryukyus, Japan*, in: *Tsunami '93*, Proc. IUGG/IOC Int. Tsunami Symp., Wakayama, Japan, August 23-27: pp. 297-307.
- NGDC (2001) - *Tsunami Data at NGDC*. URL: <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/tsu.shtml>.
- NOJI M., IMAMURA F. & SHUTO N. (1985) - *Numerical simulation of movement of large rocks transported by tsunamis*. Proc. IUGG/IOC Intern. Tsunami Symp: pp.189-197.
- NOTT J.F. (1997) - *Extremely high-energy wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia: determining the cause—tsunami or tropical cyclone*. *Marine Geology*, **141**: 193-207.
- NOTT J.F. (2003) - *Waves, coastal boulders and the importance of the pre-transport setting*. *Earth Planetary Science Letters*, **210**: 269-276.
- PIRAZZOLI P.A. (1991) - *World Atlas of Holocene Sea Level Changes*. *Oceanography Series*, **58**: pp. 300, Elsevier, Amsterdam
- PIRAZZOLI P.A. (1996) - *Sea Level Changes*, pp. 212, J. Wiley e Sons, Chichester.
- SENATORE M.R., DIPLOMATICO G., MIRABILE L., PESCATORE T. & TRAMOTUOLI M. (1982) - *Franamenti sulla scarpata continentale pugliese del Golfo di Taranto (Alto Ionio - Italia)*, *Geologica Romana*, **21**: 497-510.
- SCHIEFFERS A. (2002) - *Paletsunamis in the Caribbean. Field evidences and datings from Aruba, Curaçao and Bonaire*. *Essener Geographische Arbeiten*, **33**: pp. 186.
- SHUTO N. (1993) - *Tsunami intensity and disasters*. In: S. TINTI (Ed.): "Tsunamis in the World", pp. 197-216, Kluwer, Dor-drecht.
- SOLOVIEV S.L., SOLOVIEVA O.N., GO C.N., KIM K.S. & SHCHETNIKOV N.A. (2000) - *Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C.-2000 A.D.. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, pp. 242, Kluwer Academic Publ.
- STRAVISI F. (1973) - *Analysis of a storm surge in the Adriatic Sea by means of a two-dimensional linear model*. *Acc. Naz. Lincei*, ser. VIII, **54** (2): 243-260.
- TINTI S. & MARAMAI A. (1996) - *Catalogue of tsunamis generated in Italy and in côte d'Azur, France: a step towards a unified catalogue of tsunamis in Europe*. *Ann.*

Geofis., **39** (6): 1523-1300.

TINTI S., MARAMAI A. & GRAZIANI L. (2004) - *The new catalogue of the Italian tsunamis*. Natural Hazards, **33** (3): 439-465.

WHELAN F. & KELLETAT D. (2003) - *Analysis of tsunami deposits at Cabo de Trafalgar, Spain, using GIS and GPS technology*. Essener Geographische Arbeiten,

35: 11-25.

WMO (1995) - *Guide to meteorological instruments and methods of observation*, Geneva.

YOUNG R.W., BRYANT E.A. & PRICE D.M. (1996) - *Catastrophic wave (tsunami?) transport of boulders in southern New South Wales*. Australia, Z. Geomorph., N.F., **40** (2): 191-207.