

# **Lo Tsunami:**

## **Il fenomeno, le sue caratteristiche e la sua presenza lungo le coste italiane**

*Tommaso Pinat<sup>(1)</sup>, Fabio Romanelli<sup>(1)</sup>, Giuliano F. Panza<sup>(1,2)</sup>*

*<sup>(1)</sup>Dipartimento di Scienze della Terra (DST), Università di Trieste*

*<sup>(2)</sup>International Center for Theoretical Physics (ICTP), Miramare, Trieste*

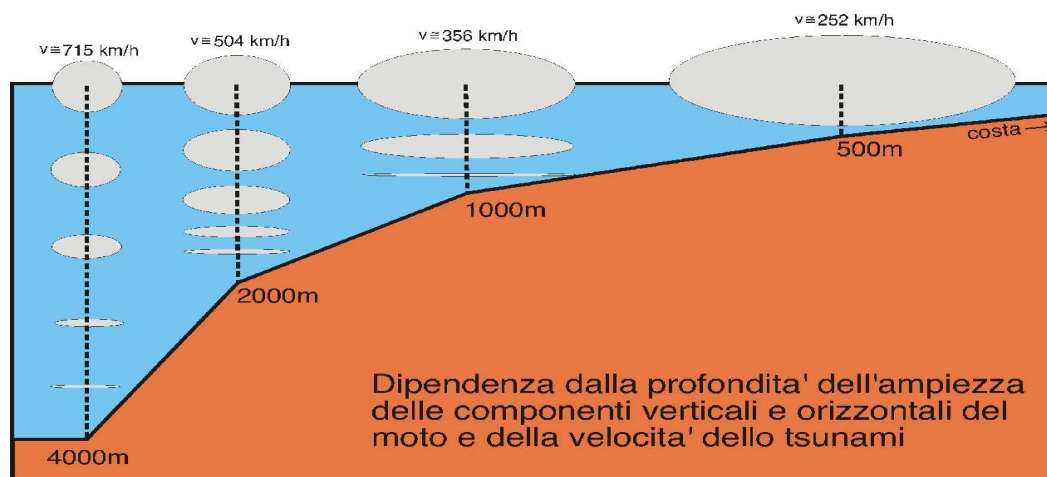
Un'onda che avvicinandosi alle coste cresce a dismisura e si abbatte su cose e persone senza lasciare scampo. Questa e' l'immagine che la maggior parte di noi si figura sentendo parlare di maremoti; ma in realtà la stragrande maggioranza dei maremoti e' costituita da eventi piccolissimi, tanto da non poter essere nemmeno rilevati. Nel mondo scientifico internazionale il fenomeno fisico, comunemente chiamato maremoto, e' noto con il nome di Tsunami.

Un maremoto è generato da una perturbazione di tipo impulsivo, o in ogni caso molto breve rispetto ai periodi caratteristici del maremoto stesso (dell'ordine di centinaia o migliaia di secondi), che coinvolge una considerevole massa d'acqua. Nella grande maggioranza dei casi tale perturbazione risulta essere un evento sismico, ovvero un terremoto. Per questa ragione talora le onde di maremoto vengono descritte con il termine "seismic sea wave". In realtà anche questo appellativo risulta incorretto (o riduttivo) per descrivere la totalità del fenomeno, poiché numerosi eventi hanno evidenziato come il maremoto possa avere anche origini completamente diverse, quali: eruzioni vulcaniche, impatti meteorici, frane aeree, semiaeree e sottomarine. Tuttavia resta l'evento sismico, sottomarino o nell'entroterra a pochi chilometri dalla costa, il principale produttore di maremoto e, tra l'altro, va detto che gli tsunami non generati da terremoti sono soggetti ad una più rapida dissipazione e, dunque, molto raramente riescono a raggiungere coste lontane dalla zona di generazione.

L'onda di tsunami si forma quando la massa d'acqua, praticamente incompressibile, investita dalla perturbazione sismica, tende a ritornare verso l'iniziale posizione di equilibrio per effetto della forza di gravità. E' dunque la forza di gravità che, fungendo da forza di richiamo, dà effettivamente origine all'onda (che talora è detta appunto "gravitational wave"). Di conseguenza si può pensare allo tsunami come ad un fenomeno originato da energia che oscilla alternativamente tra le due forme di energia cinetica e di energia potenziale

gravitazionale. E' evidente allora come l'entità di un maremoto sia strettamente correlata alla profondità  $H$  dell'oceano o del mare in cui viene generato: tanto più grande è lo spessore  $H$  dello strato d'acqua in prossimità della sorgente, tanto maggiore sarà la massa d'acqua spostata dall'equilibrio e, quindi, tanto maggiore sarà l'ampiezza massima dell'onda.

Le dimensioni delle onde di maremoto possono essere davvero enormi e raggiungere negli oceani ampiezze di alcuni metri; ampiezze che dopo un tragitto anche di migliaia di chilometri, arrivate in prossimità della costa, aumentano di un fattore che varia da 2 a 10, quando avviene lo shoaling, termine con cui si indica specificatamente la progressiva crescita dell'onda all'avvicinarsi alla terraferma (Fig.1). Approssimandosi alla costa, a causa dell'assottigliamento dello strato liquido in cui si propaga, che causa una diminuzione della velocità dell'onda, lo tsunami viene ad occupare un volume d'acqua sempre minore. In rispetto del principio di conservazione dell'energia ed in conseguenza dell'incompressibilità dell'acqua, l'energia trasportata dallo tsunami viene progressivamente ridistribuita, facendo aumentare l'ampiezza dell'onda.. Bisogna in ogni modo ricordare che i casi di maremoti di grandi proporzioni sono molto rari in quanto richiedono terremoti generatori di magnitudo prossima a 8. Terremoti di tale entità avvengono con una frequenza media di circa uno all'anno. Considerato che, all'incirca, solo uno ogni 10 di questi eventi si trovava ipocentro al di sotto o in prossimità di un oceano o in terra ferma, ma in prossimità della costa, e quindi nelle condizioni di generare un maremoto, si può affermare che tsunami molto rilevanti avvengono, su scala globale, con una frequenza minore o uguale ad uno ogni 10 anni.



**Fig. 1** - Lo shoaling (ovvero la progressiva crescita dell'onda all'avvicinarsi alla terraferma). Le ellissi rappresentano il moto di una particella d'acqua al passaggio di un maremoto. Avvicinandosi alla costa sia la componente orizzontale che quella verticale dell'onda aumentano (in rispetto del teorema di conservazione dell'energia), mentre la velocità di propagazione dell'onda ( $v$ ) decresce.

Bisogna in ogni modo ricordare che i casi di maremoti di grandi proporzioni sono molto rari in quanto richiedono terremoti generatori di magnitudo prossima a 8. Terremoti di tale entità avvengono con una frequenza media di circa uno all'anno. Considerato che, all'incirca, solo uno ogni 10 di questi eventi ha ipocentro al di sotto di un oceano o in terra ferma, ma in prossimità della costa, e quindi nelle condizioni di

generare un maremoto, si può affermare che tsunami molto rilevanti avvengono, su scala globale, con una frequenza minore o uguale ad uno ogni 10 anni.

Nonostante ciò, anche nel Mediterraneo sono stati osservati maremoti di proporzioni notevoli. Le coste dell'Egitto, di Cipro, di Creta e dell'Italia Meridionale e della Spagna Meridionale sono, da un'analisi dei cataloghi storici, le più esposte al fenomeno tsunami. Dal confronto di numerosi cataloghi emerge che, negli ultimi 2000 anni, non meno di una settantina di maremoti, correlati ad altrettanti eventi sismici, ha colpito le coste italiane<sup>1,2,3,4</sup>. In alcuni casi l'apice del run-up (ovvero la fase finale dello shoaling, in cui, ormai a ridosso della linea costiera, l'ampiezza dell'onda di tsunami aumenta in modo non lineare) ha raggiunto diversi metri. Nel Mediterraneo, l'evento del 1303 è stato particolarmente distruttivo, con effetti dello tsunami, conseguente a questo sisma, osservati lungo tutte le coste del Mediterraneo orientale: a Creta, a Cipro, lungo le coste libanesi e, soprattutto, in Egitto<sup>5</sup>. Tra gli eventi che hanno colpito le coste dell'Italia meritano particolare menzione: il maremoto dovuto all'evento sismico del 14 aprile 1672 nell'Adriatico centrale, quello conseguente al terremoto di Messina del 28 dicembre 1908 e quello presso la Sciara del Fuoco (Stromboli) del 30 dicembre 2002 (quest'ultimo originato da una frana semiaerea, ma soprattutto sottomarina). Anche se dal punto di vista statistico il Mar Tirreno risulta la zona italiana maggiormente esposta (soprattutto in seguito alla presenza di diversi vulcani sommersi), è difficile fare una graduatoria di rischio; la maggior parte delle coste italiane può essere severamente colpita, come riportato dai molti cataloghi storici<sup>1,2,3</sup>. Ad esempio, in un mare come l'Adriatico, bacino di dimensioni piuttosto modeste e con sismicità locale di livello medio, le segnalazioni di tsunami storici nelle cronache sono numerose (Fig. 2). Il rischio è particolarmente rilevante perché all'eventuale onda di maremoto può sommarsi l'onda di marea che in Adriatico raggiunge il metro ed è quindi circa il doppio del valor medio riscontrato nel Mediterraneo; a ciò va aggiunta l'urbanizzazione che nel secolo scorso ha interessato lunghi tratti di costa molto bassa, disabitati al tempo degli eventi riportati dalla cronache storiche. È quindi evidente che è necessario agire per mettere in sicurezza le aree costiere italiane in caso di maremoto.

L'educazione della popolazione a questo fenomeno, spesso sottovalutato, è sicuramente il primo passo da compiere. È opportuno insegnare a chi si trova in aree a rischio (autoctoni, turisti e visitatori in genere) che un sisma in prossimità di una costa può con buona probabilità dare luogo ad uno tsunami. Inoltre, per talune aree, è auspicabile la pianificazione di esercitazioni di evacuazione ed eventualmente la costruzione di rifugi dislocati sul territorio, tenendo conto della pericolosità della zona.

---

<sup>1</sup> Caputo, M. and Faita, G., 1984. Primo catalogo dei maremoti delle coste italiane, Atti Accademia Nazionale dei Lincei, Memorie Classe Scienze Fisiche, Matematiche, Naturali, s. VIII, 17, 213-356, Roma.

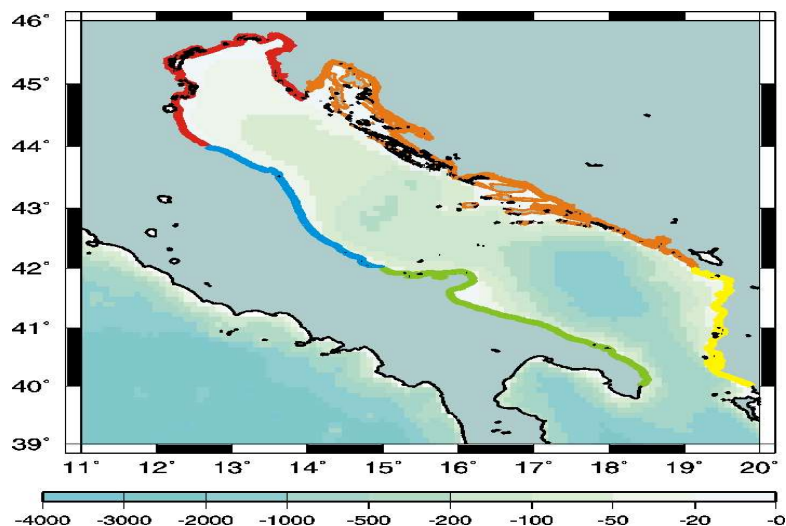
<sup>2</sup> Bedosti B. and Caputo, M., 1986. Primo aggiornamento del catalogo dei maremoti delle coste italiane, Atti della Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti Classe Scienze Fisiche, Matematiche, Naturali, s. VIII, 80, 570-584, Roma.

<sup>3</sup> Tinti S., Maramai A., Graziani L., 2004, The new catalogue of the Italian tsunamis, Natural Hazards, 33, 439-465.

<sup>4</sup> Pinat, T., Romanelli, F., Panza, G.F., 2005. Catalogue of reported tsunami events in the Adriatic Sea (from 58 B.C. to 1979 A.D.), ICTP Internal Report, IC/IR/2005/1, Miramare-Trieste, 2005.

<sup>5</sup> El-Sayed, A., Romanelli, F., Panza, G.F., 2000. Recent seismicity and realistic waveforms modeling to reduce the ambiguities about the 1303 seismic activity in Egypt, Tectonophysics, 328, 341-357.

Ad ogni modo è la prevenzione la migliore alleata contro il maremoto. Le strade che possono essere intraprese in questo senso sono due: (1) *rilevare* e (2) *prevedere*.



**Fig. 2** – Mapa batimetrica dell'Adriatico con la distribuzione, per zone costiere, dei maremoti storici nel bacino<sup>6</sup>:

- Verde** = Coste Italiane Meridionali (11 eventi);
- Blu** = Coste Italiane Centrali (14 eventi);
- Rosso** = Coste dell'Alto Adriatico (10 eventi);
- Arancio** = Coste Croate e Serbo-Montenegrine (10 eventi);
- Giallo** = Coste Albanesi (13 eventi).

Dato che le onde sismiche viaggiano ad una velocità almeno cinque volte superiore a quella del maremoto, esse rappresentano un ottimo precursore deterministico per il maremoto stesso. La possibilità di *rilevare* la propagazione di uno tsunami è legata alla realizzazione di una rete di sensori (tipicamente sensori di pressione come quelli del sistema DART, Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis, del Pacifico settentrionale) al largo delle coste, capace di segnalare l'avvicinamento di un'onda di maremoto in tempo utile per la messa in sicurezza di persone e cose lungo i litorali. Questo sistema, largamente impiegato in area oceanica dove i tempi di percorrenza degli tsunami superano abitualmente le diverse ore, potrebbe essere utilmente impiegato in gran parte del Mediterraneo, mentre risulta inadeguato in bacini di modesta estensione, come l'Adriatico, le cui coste sono interessate da eventi potenzialmente tsunamigenici, localizzati anche in terra ferma. In questo caso, infatti, le distanze tra la sorgente del maremoto (ipocentro) e le coste possono essere talmente brevi che i tempi di percorrenza non sono sufficientemente lunghi da permettere le operazioni di rilevazione e trasmissione dell'allarme alle zone a rischio, con conseguente evacuazione della popolazione. Un esempio calzante, ricavabile dal relativamente recente passato, è costituito dal terremoto del 1511. L'epicentro di questo evento sismico è stato localizzato nell'entroterra<sup>6</sup>, in prossimità della costa su cui si affaccia la città di Trieste. Da numerose testimonianze storiche esso risulta che l'evento sismico aver ha generato un maremoto,

<sup>6</sup> Fitzko, F., Suhadolc, P., Aoudia, K., Panza, G.F., 2005. Constraints on the location and mechanism of the 1511 Western-Slovenia earthquake from active tectonics and modeling of macroseismic data, Tectonophysics, in press.

anche se di modesta entità, che colpì tutte le coste dell'alto Adriatico, comprese Trieste e Venezia. In questo caso le distanze tra l'epicentro e le località principali interessate dall'evento sono comprese tra circa 20 km (Trieste) e circa 120 km (Venezia); di conseguenza i tempi di percorrenza del maremoto stimati per tali distanze, pur in presenza di uno strato d'acqua molto sottile che impedisce velocità molto elevate (da 50 a 90 km/h), sono compresi tra i circa 10 minuti impiegati per raggiungere Trieste e l'ora e un quarto circa necessari a raggiungere Venezia. E' dunque evidente come, in condizioni di questo tipo, il *rilevare* la propagazione del maremoto risulta di scarsa utilità al fine di una comunicazione di allarme sufficientemente tempestiva, tale da consentire la messa in sicurezza delle aree interessate.

La *previsione* del maremoto, in questi casi, è quindi strettamente legata alla previsione del sisma generatore. Tuttavia i terremoti, come descritto nel capitolo 3, non sono prevedibili con precisione deterministica, ma solo con incertezze spaziali di centinaia di chilometri ed incertezze temporali di centinaia di giorni. Dunque, **quando la distanza dalla costa della sorgente sismica è piccola, la previsione del maremoto, nelle zone circostanti, deve essere intesa come individuazione delle aree tsunamigeniche, ovvero delle aree in cui può verificarsi un sisma in grado di produrre lo sviluppo del maremoto** Una volta individuate tali aree, la metodologia da applicare è quella del calcolo di scenari di pericolosità. Ciò viene realizzato tramite il calcolo di mareogrammi (ovvero gli equivalenti, per i maremoti, dei sismogrammi per i terremoti), ottenuti sia con metodi analitici<sup>7,8</sup> che con metodi numerici<sup>9</sup>. In base ai modelli analitici sviluppati, è evidente che uno tsunami può essere generato sia da sismi con ipocentri sotto il fondo marino che da eventi nell'entroterra, ma in prossimità della linea di costa. Tale fatto modifica notevolmente, aumentandolo, il numero delle zone sismiche capaci di produrre maremoti.

Per il caso di sorgente tsunamigenica localizzata in mare aperto (*offshore*) si usa il metodo detto della *somma modale*<sup>6</sup>. La modellazione è stata applicata con successo allo studio dell'evento del 1303: le massime ampiezze calcolate per numerosi siti lungo le coste mediterranee orientali sono risultate in buon accordo con i dati storici ed è stato inoltre possibile utilizzare i mareogrammi ottenuti per discriminare fra la presenza di una singola sorgente sismica oppure di due, favorendo la seconda ipotesi. La stessa modellazione è stata applicata, a scopo preventivo, per calcolare mareogrammi sintetici per alcune località costiere dell'Adriatico, ed è quindi possibile stimare quali proporzioni potrebbe raggiungere un maremoto che dovesse abbattersi su di esse, in funzione delle caratteristiche tipiche della sismicità locale e della batimetria dei fondali antistanti.

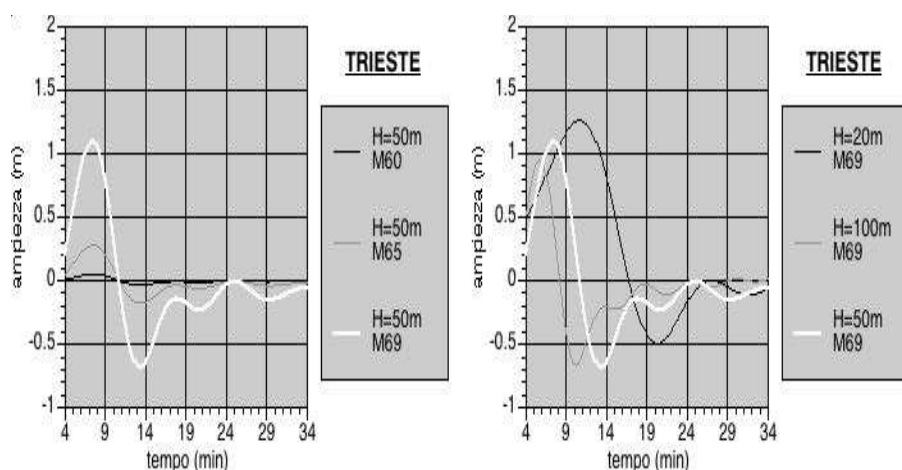
Nel caso di sorgente localizzata nell'entroterra, ma in prossimità della linea di costa (*inland/coastal*) è stato sviluppato un metodo analitico basato sulle funzioni di Green e perciò detto *Green's functions method*<sup>7</sup>. Per il già citato caso del 1511 sono stati realizzati diversi esperimenti di simulazione, facendo variare i parametri più significativi per la tsunamigenesi (ad esempio: profondità **H** del mare attraversato, distanza **d** della sorgente dalla costa, e profondità ipocentrale **h** della sorgente dalla costa, magnitudo **M<sub>w</sub>**, , etc.). I risultati ottenuti hanno fornito dei valori per le ampiezze massime fino a 1.2 m a Trieste (Fig. 3) e fino a 3.5 m a Venezia (Fig. 4) e

<sup>7</sup> Panza, G.F., Romanelli, F., Yanovskaya, T.B., 2000. Synthetic tsunamis mareograms for realistic oceanic models, G.J.I., 141, 498-508

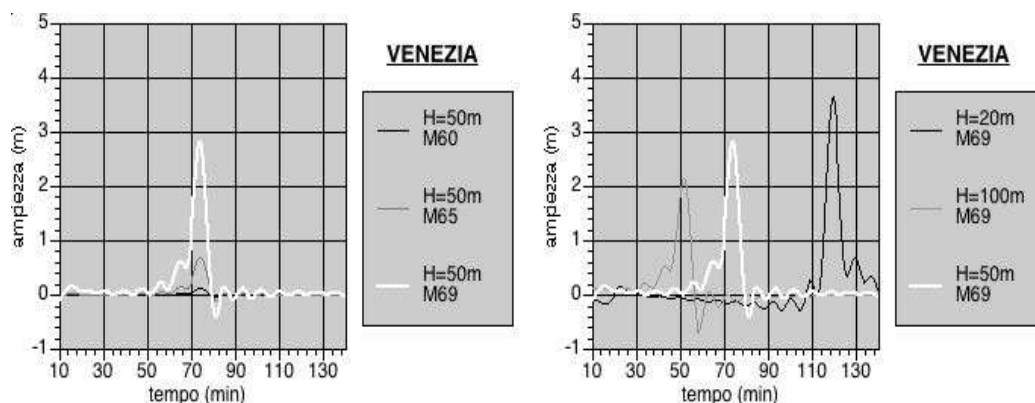
<sup>8</sup> Yanovskaya, T.B., Romanelli, F., Panza, G.F., 2003. Tsunamis excitation by inland/coastal earthquakes: the Green function approach, NHESS, 3, 353-365

<sup>9</sup> Tinti S., Gavagni I., Piatanesi A., 1994. A finite-element numerical approach for modelling tsunamis, Annali di Geofisica, 37, 1009-1026

risultano in buon accordo con quanto riportato nelle cronache dell'epoca, nelle quali si riferisce che: *“Un maremoto...violento fu quello causato dal disastroso terremoto del 1511 (...). Le ondate provocate dal sommovimento del mare costrinsero la popolazione di Trieste a mettersi in salvo nella parte alta della città, mentre a Venezia le onde si elevarono fino all'altezza delle finestre delle case...”*<sup>10</sup> e *“Si sentirono orribilissimi terremoti, uno dei quali, il 26 marzo (1511), tra le ore due e le tre dopo mezzogiorno... molti villaggi restarono rovinati, e sì grande era l'accrescimento del mare, che gli abitanti di Trieste si trasportarono ad alloggiare sotto il Castello”<sup>10</sup>.*



**Fig. 3** – Mareogrammi sintetici relativi allo tsunami del 1511, generato da una sorgente localizzata in terraferma, calcolati per la città di Trieste in funzione (a snx) della magnitudo ( $M_w= 6.0; 6.5; 6.9$ ) e (a dx) dello spessore dello strato liquido attraversato ( $H= 20m; 50m; 100m$ ). Qui sono mostrati i risultati ottenuti fissando la sorgente sismica nell'entroterra, ad una distanza  $d =17$  km dalla linea di costa e ad una profondità ipocentrale  $h=10$  km.



**Fig. 4** – Mareogrammi sintetici relativi allo tsunami del 1511, generato da una sorgente localizzata in terraferma, calcolati per la città di Venezia in funzione (a snx) della magnitudo ( $M_w= 6.0; 6.5; 6.9$ ) e (a dx) dello spessore dello strato liquido attraversato ( $H= 20m; 50m;$

<sup>10</sup> Storia Cronografica di Trieste dalla sua Origine all'Anno 1695, Annali dal 1695 al 1848 del Procuratore Civico Pietro Kandler.

100m). Qui sono mostrati i risultati ottenuti fissando la sorgente sismica nell'entroterra, ad una distanza  $d = 17$  km dalla linea di costa e ad una profondità ipocentrale  $h = 10$  km.

L'importanza pratica della modellazione di mareogrammi sintetici diventa evidente nel calcolo di definire scenari di rischio per aree o località di importanza commerciale, industriale o turistica, con ovvie ricadute pratiche. Un interessante recente esempio è costituito quello relativo dallo studio per la messa in sicurezza dell'area industriale di Augusta-Priolo, realizzato promosso nel 2004 per dall'APAT (Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i servizi Tecnici)<sup>11</sup>.

L'area industriale di Priolo si sviluppa lungo la costa del Golfo di Augusta, tra le città di Siracusa e Augusta. Questo settore della Sicilia Sud Orientale è noto per essere stato interessato storicamente da terremoti fra i più energetici mai registrati sul territorio italiano e quindi si trova in una situazione in cui la possibilità di generazione di tsunami non è assolutamente trascurabile e richiede un'analisi accurata.

La maggiore pericolosità capacità tsunamigenica per quest'area è associata al sistema di faglie Ibleo-Maltese (scarpata di Malta). La combinazione infatti della distanza della sorgente dalla linea di costa (dell'ordine o maggiore di 10 km) con le magnitudo in gioco (dell'ordine di 6 od inferiori) rendono, in questo caso, gli scenari tsunamigenici con sorgente in terra meno interessanti, almeno in termini di ampiezza massima (confrontabile od inferiore), dell'onda di tsunami in mare aperto. In una prima fase speditiva, Per una definizione quantitativa della pericolosità connessa col maremoto è stato effettuato definita mediante uno studio parametrico, col quale che ha permesso di essere evidenziataevidenziare l'influenza della geometria della sorgente sismica (dei parametri del meccanismo focale) (strike, dip, rake, profondità focale) sul potenziale tsunamigenico di realizzare una stima speditiva della pericolosità di tsunami al sito associato al sistema Ibleo-Maltese, tenendo conto dei periodi caratteristici del moto di Tsunami. Al tale studio parametrico nel caso di maremoto risulta relativamente più semplice, rispetto al caso di terremoto, perché lo spettro di eccitazione (frequenza dominante pari a circa 0.006 Hz) è perfettamente simmetrico, e il considerare un evento di magnitudo diversa provoca una semplice variazione nell'ampiezza massima del moto, legata ad un fattore semplicemente moltiplicativo (ad esempio, se un evento avesse magnitudo 7.4 anziché 7.2, le ampiezze andrebbero raddoppiate, come previsto dalla definizione della magnitudo da momento  $M_w = \log(M_0)/1.5 - 10.73$ ). I risultati dello studio parametrico hanno permesso di definire una configurazione sorgente-ricevitore che va intesa come un compromesso fra alcune configurazioni suggerite e risulta nell'adozione di una profondità focale pari a 10 km ed una distanza epicentrale pari a 18 km. Tale configurazione è stata adottata per l'analisi speditiva finale della pericolosità di tsunami al sito prescelto.

L'analisi speditiva è seguita ha poi costituito la base per la successiva un'analisi dettagliata, che è stata svolta grazie allo sviluppo di un metodo ibrido analitico-numerico. Tale approccio con permesso di avere una modellazione che tiene conto, in maniera dettagliata, delle variazioni batimetriche prossime al sito (metodo numerico), usando come input una serie di segnali calcolati sfruttando la notevole efficienza del

<sup>11</sup> “La messa in sicurezza dell'area industriale di Priolo-Augusta rispetto ai rischi da terremoto e maremoto”, APAT, Rapporti, 41/2004.

metodo analitico modale. Sono stati dunque calcolati i mareogrammi, in una serie di punti corrispondenti al confine in acqua della griglia di calcolo numerica, applicando il *metodo modale*<sup>6</sup> sia a diversi ad un modello oceanico lateralmente omogeneo (1D) che eterogeneo (2D), sia lateralmente omogenei (1D) che eterogenei (2D). Questo confine, parallelo alla linea di costa, rappresenta il luogo dei punti dove applicare le condizioni al contorno per il metodo alle differenze finite e permette di trovare le soluzioni delle equazioni in acqua bassa a partire dalla batimetria dettagliata del fondale. Dato che lo studio oggetto del rapporto riguardava l'interazione di un maremoto di assegnate caratteristiche e le coste della rada di Augusta, nella definizione dell'andamento dei fondali si è curata anche la topografia delle aree emerse.

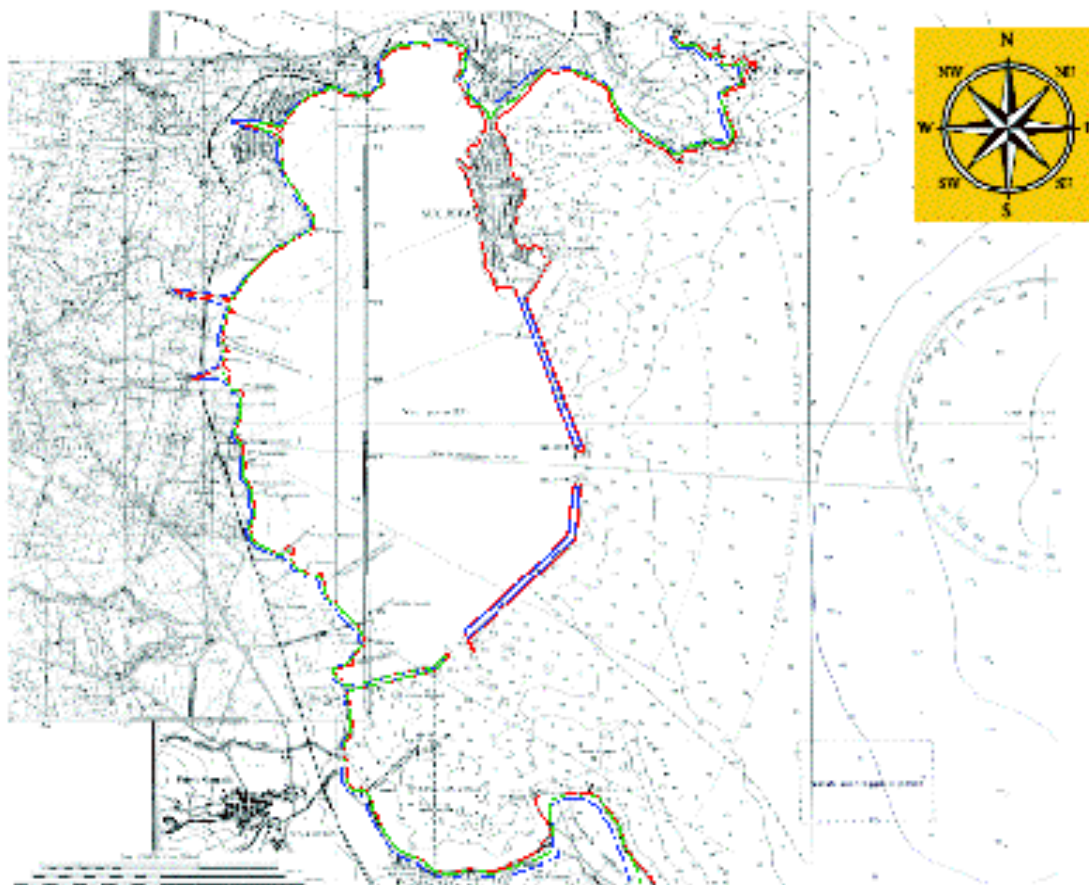
Il treno di onde del maremoto di input 1D è caratterizzato al largo da una prima cresta di modesta ampiezza, circa pari a 0.25m, e con tempo di attraversamento del livello medio pari a circa 60s. A seguire, il cavo ha un'ampiezza molto maggiore, di circa 1.5m, e un tempo di attraversamento del livello medio pari a circa 120s. Infine, la successiva cresta ha un'ampiezza paragonabile a quella del precedente cavo, circa pari 1.5m, ma un tempo di attraversamento del livello medio inferiore, pari a circa 60s. Dopo la successione descritta (comunemente indicata con il termine di "*leading waves*") si hanno le cosiddette "*trailing waves*", cioè le ondulazioni di periodo ed ampiezza decrescenti nel tempo. Tali ondulazioni hanno scarso interesse in termini di run-up lungo la costa, soprattutto in confronto con il run-up delle *leading waves*. I risultati delle simulazioni numeriche mostrano che l'area maggiormente esposta al maremoto, durante la sua propagazione verso costa, è l'isola di Augusta, che risulta completamente investita dalla risalita della seconda cresta del maremoto. Oltre al centro di Augusta, l'area maggiormente colpita è la zona delle saline alle spalle del porto Xifonio: la massima risalita del moto ondoso in tale zona è pari ad un centinaio di metri. La differenza tra le distanze di risalita tra il centro di Augusta e la zona delle saline è chiaramente legata alla diversa altezza dell'onda di maremoto nelle due zone, fenomeno dovuto a due fattori: il primo è legato alla diffrazione del maremoto che investe direttamente il centro di Augusta mentre viene diffratto verso la zona delle saline; il secondo è legato alla presenza della secca San Pietro, che attenua l'energia del moto ondoso incidente lungo le coste delle saline.

Il treno di onde del maremoto di input 2D è caratterizzato al largo da una prima cresta di modesta ampiezza, circa pari a 0.65m, e con tempo di attraversamento del livello medio pari a circa 180s. A seguire, il cavo ha un'ampiezza molto maggiore, di circa 4.0m, e un tempo di attraversamento del livello medio pari a circa 90s. Infine, la successiva cresta ha un'ampiezza minore a quella del precedente cavo, circa pari 2.5m, e un tempo di attraversamento del livello medio paragonabile, pari a circa 90s. Le *trailing waves*, in questo caso, sono più piccole se rapportate alla *leading wave* (circa pari al 10%). I risultati delle simulazioni numeriche mostrano che l'area maggiormente esposta al maremoto, durante la sua propagazione verso costa, è sempre l'isola di Augusta, che risulta completamente investita dalla risalita della seconda cresta del maremoto. Oltre al centro di Augusta, l'area maggiormente colpita è sempre la zona delle saline alle spalle del porto Xifonio: la massima risalita del moto ondoso in tale zona è pari a circa 200m. La differenza tra le distanze di risalita tra il centro di Augusta e la zona delle saline è chiaramente legata alla diversa altezza dell'onda di maremoto nelle due zone.

La Fig.5 mostra il confronto tra la linea di costa in condizioni di quiete e due esempi di possibile le linee di massima penetrazione del maremoto dei maremoti innescati dagli input 1D e 2D. Si può notare che le aree inondate sono sensibilmente coincidenti per i diversi maremoti (a meno di una maggiore penetrazione alle spalle

del porto Xifonio). Si può quindi dire che, sotto l'ipotesi di impermeabilità, resistenza e non tracimabilità delle difese esterne, la costa interna della rada è sensibilmente al riparo da grandi danni. Al contrario, l'isola di Augusta risulta estremamente esposta: nel primo scenario (maremoto 1D) sull'isola si ha la risalita di un'onda di ampiezza pari a circa 1.5m mentre nel secondo scenario (maremoto 2D) si può avere la risalita di un'onda di ampiezza pari a circa 3m. Dunque, l'energia distruttiva che impatta Augusta cambia notevolmente nei due scenari. Altri punti a rischio, anche se di diversa natura, sono le imboccature della rada in cui si ottengono velocità al passaggio del fronte d'onda di circa 1.6m/s (bocca centrale) e 1.2m/s.

In conclusione, tramite l'analisi dei dati storici ed il calcolo degli scenari è possibile determinare le aree maggiormente a rischio, e quindi fornire un elemento essenziale per: (a) la scelta di dove sia più opportuna la dislocazione di una rete di rilevamento e di allarme per i maremoti, (b) la costruzione di una eventuale rete di rifugi opportunamente distribuiti sul territorio, (c) la messa in sicurezza di aree industriali, commerciali e turistiche dal rischio tsunami.



**Fig. 5** – Mappa di confronto tra la linea di costa in condizioni di quiete (linea blu) e le linee di massima penetrazione dei due maremoti di scenario considerati (linee verde e blu (linea verde per lo scenario 1D e rossa blu per il 2D)). Le aree inondate sono sensibilmente coincidenti per i diversi maremoti (a meno di una maggiore penetrazione alle spalle del porto Xifonio). Pertanto, sotto l'ipotesi di impermeabilità, resistenza e non tracimabilità delle difese esterne, la costa interna della rada è sensibilmente al riparo da grandi danni. Al contrario, l'isola di Augusta

risulta estremamente esposta; nel primo scenario (1D) sull'isola si ha la risalita di un'onda di ampiezza pari a circa 1.5m (linea verde) mentre nel secondo scenario (2D): si può verificare la risalita di un'onda di ampiezza pari a circa 3m (linea rossa). Dunque, l'energia distruttiva che impatta Augusta cambia notevolmente nei due scenari.

In conclusione, tramite l'analisi dei dati storici ed il calcolo degli scenari è possibile determinare le aree maggiormente a rischio, e quindi fornire un elemento essenziale per: la scelta di dove sia più opportuna la dislocazione di una rete di rilevamento e di allarme per i maremoti, la costruzione di una eventuale rete di rifugi opportunamente distribuiti sul territorio, la messa in sicurezza di aree industriali, commerciali e turistiche dal rischio tsunami.