

Alma Mater Studiorum – Università di Bologna

DOTTORATO DI RICERCA
MODELLISTICA FISICA PER LA PROTEZIONE
DELL'AMBIENTE

Ciclo XXI

Settore scientifico disciplinare GEO/10

MAREMOTI IN BACINI LIMITATI

Presentata da: SARA CAROLINA GALLAZZI

Coordinatore Dottorato

Relatore

Prof. Ezio Todini

Prof. Stefano Tinti

Esame finale anno 2009

INDICE

CAPITOLO 1	3
Introduzione	3
Effetto degli tsunami in bacini limitati costieri – alcuni casi storici	5
CAPITOLO 2	13
Stato dell'arte	13
CAPITOLO 3	19
Descrizione del modello numerico di maremoto	19
Le equazioni di shallow water	19
Lo schema numerico	20
Condizioni iniziali	22
Le griglie	23
CAPITOLO 4	25
Il 26 dicembre 2004	25
Piattaforma delle Seychelles	30
Il maremoto del 2004: conseguenze alle Seychelles	32
Effetto della Piattaforma delle Seychelles sulla Propagazione dei Maremoti	35
CAPITOLO 5	49
Tettonica dello Stretto di Messina	49
Gli tsunami storici nell'area	51
Il maremoto dell'11 gennaio 1693	51
Il maremoto del 6 febbraio 1783	53
Il maremoto del 28 dicembre 1908	54
Studio delle amplificazioni nello Stretto e nel porto di Messina	68
CONCLUSIONI	77
BIBLIOGRAFIA	79

CAPITOLO 1

Introduzione

Le onde di tsunami possono essere generate e propagarsi in ogni tipo di bacino di grandi o piccole dimensioni come oceani, baie, lagune, ecc. E la risposta di un bacino aperto o semiaperto di dimensioni limitate ad un'onda di maremoto è il tema trattato in questo lavoro di tesi.

Per bacini limitati si intende, in senso lato, qualsiasi “struttura” naturale o artificiale in grado di modificare in modo significativo un segnale marino rispetto al bacino circostante. Si possono quindi considerare bacini limitati le piattaforme oceaniche, gli stretti e i porti.

Il termine *tsunami* è giapponese (Figura 1.1) e significa onda (*nami*) del porto (*tsu*), perché tali onde spesso si sviluppano come fenomeni risonanti in porti in seguito a terremoti in mare aperto.



Figura 1.1: Ideogramma della parola giapponese “tsunami”
(http://www.geocities.com/elidoro/tsunami/ts_descrizione.html)

Per comprendere gli tsunami occorre distinguerli dalle maree e dalle onde generate dal vento. I venti soffiano sull'oceano e ne increspano la superficie con onde relativamente corte che creano delle correnti limitate ad uno strato d'acqua superficiale piuttosto sottile. Le tempeste e gli uragani in oceano aperto possono sollevare onde di oltre 30 metri ma anche queste, oltre una certa profondità, non creano alcun movimento.

Le maree producono correnti che raggiungono il fondo marino come fanno gli tsunami. A differenza delle onde prodotte dalla marea, però, gli tsunami non sono generati dall'attrazione gravitazionale di Sole o Luna.

I maremoti possono essere prodotti dall'impulso di un terremoto sottomarino, da frane che possono essere sia sottomarine sia subaeree, da eruzioni vulcaniche e, eventi molto più rari, da impatti di meteoriti.

Non tutti i terremoti sottomarini, però, sono in grado di generare maremoti. Perché questo si verifichi occorre che il terremoto abbia una profondità focale non troppo elevata, una magnitudo significativa e, soprattutto, abbia un meccanismo focale che provochi uno spostamento verticale del fondo marino in grado di mettere in moto la massa d'acqua sovrastante. Anche le frane sottomarine, con scivolamento di sedimenti (spesso attivato da terremoti), possono modificare l'equilibrio della massa d'acqua e produrre uno tsunami, così come la caduta in acqua di grossi blocchi rocciosi o di sedimenti in caso di frane subaeree. Talvolta violente eruzioni vulcaniche sottomarine possono creare una forza impulsiva che sposta la colonna d'acqua e genera il maremoto. Inoltre tsunami di origine vulcanica possono essere dovuti allo scivolamento in mare di masse di materiale lavico incandescente lungo i fianchi ripidi del vulcano.

Da un punto di vista fisico le onde di maremoto sono caratterizzate da lunghezze d'onda molto elevate, dell'ordine delle decine o centinaia di chilometri, quindi molto grande rispetto alla profondità dell'acqua in cui viaggiano, anche in oceano aperto. Questa caratteristica fa sì che le onde di maremoto si comportino come "onde in acque basse" (shallow water waves). Queste onde viaggiano ad elevata velocità in mare aperto, raggiungendo anche i 700-800 km/ora, e sono in grado di propagarsi per migliaia di chilometri conservando pressoché inalterata la loro energia ed essendo quindi in grado di abbattersi con eccezionale violenza anche su coste molto lontane dalla sorgente. Le onde di tsunami, che in mare aperto passano spesso inosservate per la loro scarsa altezza (una singola onda ha in genere un'altezza inferiore al metro), quando si avvicinano alla costa subiscono una trasformazione: la loro velocità si riduce (essendo direttamente proporzionale alla profondità dell'acqua) e di conseguenza l'altezza dell'onda aumenta, fino ad arrivare a raggiungere anche alcune decine di metri quando si abbatte sulla costa. L'altezza e l'impatto delle onde sulla costa è funzione di molti parametri. Infatti, oltre alla profondità dell'acqua anche la topografia del fondale marino e le caratteristiche della costa, come la presenza di insenature, golfi, stretti, o foci di fiumi che possono produrre effetti di amplificazione, giocano un ruolo determinante.

Effetto degli tsunami in bacini limitati costieri – alcuni casi storici

Le onde di maremoto possono eccitare modi di oscillazione propri dei porti che possono essere dannosi o addirittura distruttivi per i porti stessi.

In letteratura si possono trovare numerosi esempi di tsunami che hanno colpito bacini limitati. Il 23 febbraio 1887 in Liguria, è avvenuto un forte terremoto ($M=6.2-6.5$, vedi per esempio Ferrari (1991)) che ha generato uno tsunami osservato da Cannes a Genova lungo circa 250 km di costa.

Il terremoto ha colpito una vasta area dell'Italia settentrionale, il sud della Francia e la Corsica, causando ingenti danni lungo gran parte della costa ligure. Sono morte circa 600 persone e più di 2000 sono stati i feriti. E' stato l'evento più forte che ha colpito quest'area in oltre 1000 anni.

Sebbene le onde di maremoto non siano state distruttive, sono state abbastanza significative in alcune località lungo la costa e sono di grande interesse scientifico dal momento che hanno implicazioni pratiche.

Per ricostruire lo tsunami e stimare il run-up sulla costa occidentale della Liguria, sono stati consultati giornali e archivi dell'epoca. Uno degli aspetti più significativi trovati durante questa indagine è stato che, in tutti i punti osservati, il primo arrivo è stato negativo. Questa osservazione supporta l'assunzione che la rottura iniziale è da attribuirsi al rilascio di stress lungo una faglia normale offshore orientata lungo la linea di costa.

Il maremoto è stato registrato da due mareografi posizionati a Nizza e Genova e l'analisi di questi due mareogrammi ha permesso di ottenere maggiori informazioni riguardo al maremoto stesso.

La prima onda ha raggiunto il porto di Genova circa 24 minuti dopo il terremoto e quello di Nizza in 28 minuti. Il mareogramma registrato a Nizza indica un'improvvisa diminuzione del livello del mare (massima variazione 5.5 cm) parecchi minuti dopo il terremoto, seguita da altre oscillazioni con un periodo di 8 minuti. La natura di questa diminuzione non è chiara.

Al contrario, il mareogramma registrato a Genova mostra un carattere oscillatorio pronunciato seguito da una depressione minore. In questa stazione sono state osservate onde di altezza di 40 cm con oscillazioni che decadono lentamente. Un tale decadimento lento di energia indica un valore alto del fattore Q (fattore di qualità che indica la velocità con la quale l'energia di un'oscillazione si dissipa) per il porto di Genova (Eva & Rabinovich, 1997).

Il 3 novembre 1994, una sezione di 250 m della banchina della Pacific and Arctic Railway and Navigation Company (PARN) in costruzione nella parte orientale del porto di Skagway, Alaska (Figure 1.2-1.3), è franata rapidamente in acqua.



Figura 1.2: Vista aerea di Skagway, Alaska

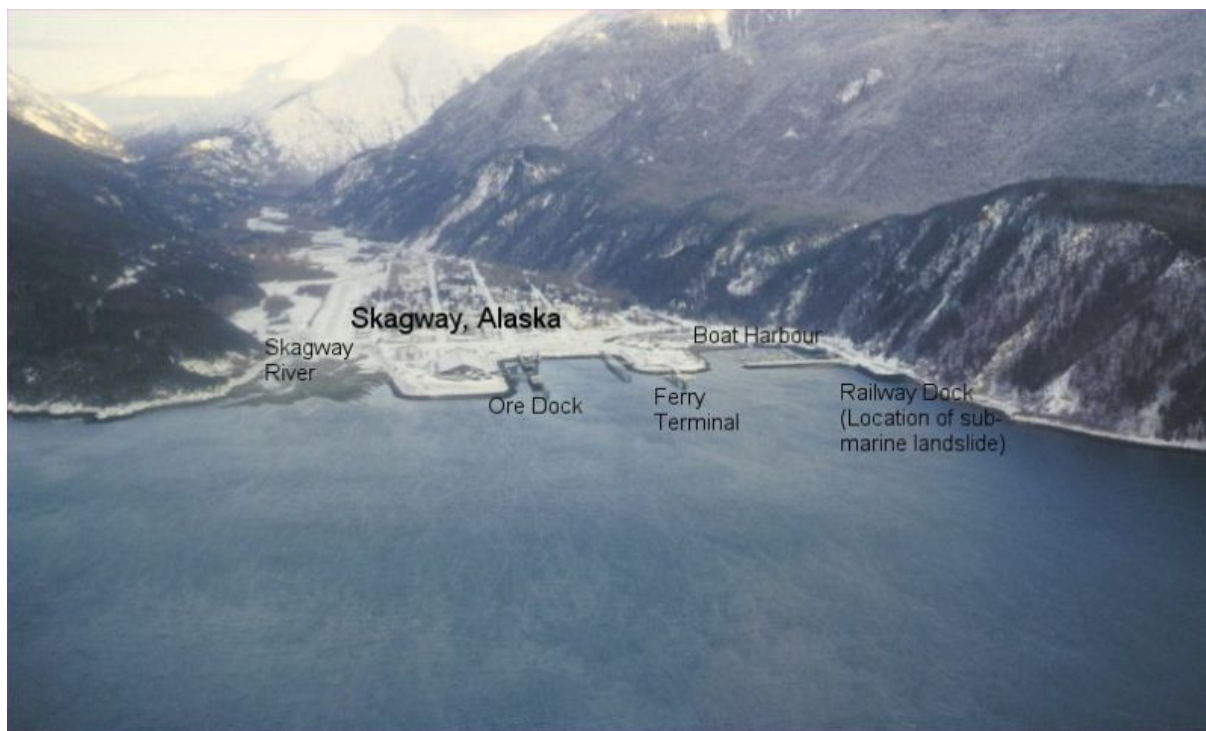


Figura 1.3: Particolare del porto di Skagway, Alaska
(http://www.baird.com/baird/en_html/skagway/skagway.html)

Lo smottamento è avvenuto circa 25 minuti dopo una marea molto bassa (-1.3 m), la più bassa marea da quando la banchina era in costruzione, ed è stato accompagnato da una serie di onde di tsunami di grande ampiezza stimate dai testimoni oculari essere alte 5-6 m nell'insenatura e 9-11 m lungo la linea di costa (Rabinovich et al., 1999) (Figura 1.4). Un mareografo analogico del NOAA ha registrato principalmente onde con un periodo di 3 minuti e con un'altezza massima di circa 2 m. La frana e il conseguente tsunami hanno causato la morte di una persona e danni stimati intorno a 21 milioni di dollari. Simulazioni numeriche dell'evento hanno rilevato che il periodo calcolato del modo fondamentale del porto di Skagway è di 3 minuti, in accordo con il periodo registrato dal mareografo del NOAA (Rabinovich et al., 1999).

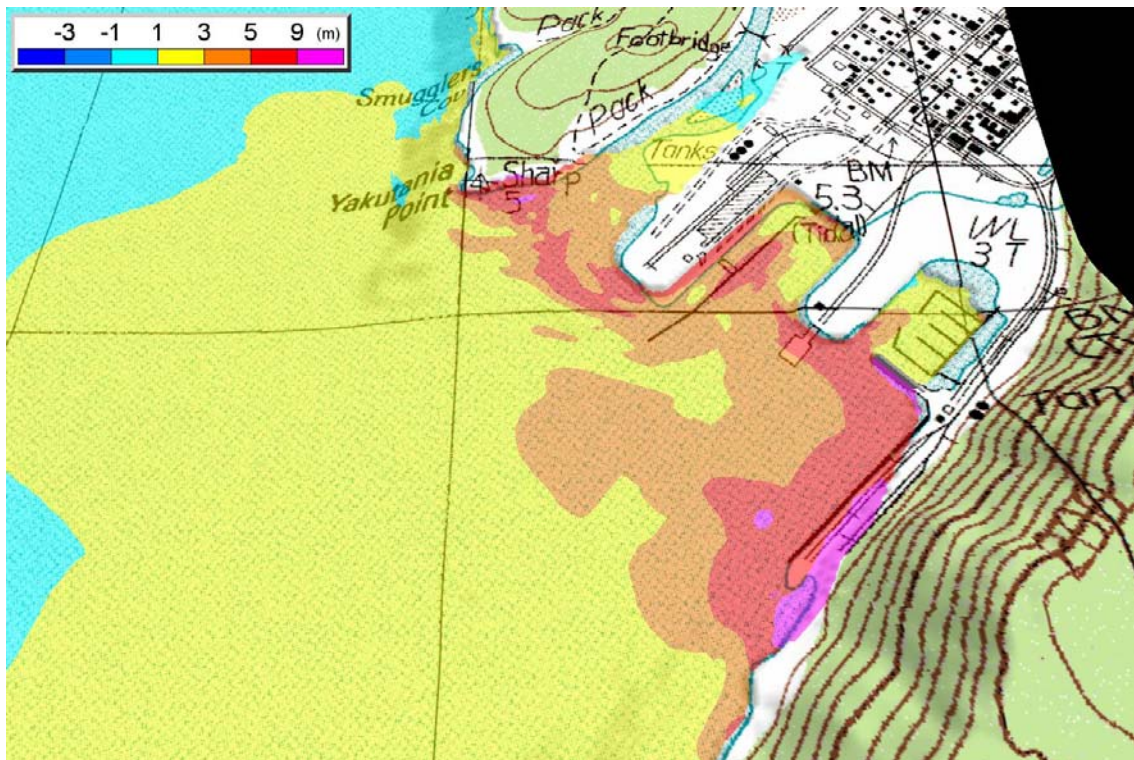


Figura 1.4: Altezze massime raggiunte dallo tsunami nel porto di Skagway, Alaska
 (http://www.baird.com/baird/en_html/skagway/skagway.html)

Il 16 ottobre 1979 una parte dell'estensione dell'aeroporto di Nizza è franata nel Mar Mediterraneo durante un'operazione di riempimento. La frana sottomarina con un volume iniziale di circa 10 milioni di m³ (Assier-Rzadkiewicz et al., 2000) ha provocato un piccolo maremoto, osservato da numerosi testimoni a Baia degli Angeli. I massimi effetti sono stati osservati a 10 km dalla sorgente, vicino alla città di Antibes che è stata colpita da onde di ampiezza di circa 3 metri. La frana e il conseguente maremoto hanno provocato una vittima ad Antibes e altre 9 tra le persone che lavoravano alla costruzione dell'estensione dell'aeroporto.

I risultati delle simulazioni numeriche indicano che l'inondazione osservata di fronte all'aeroporto di Nizza potrebbe essere stata causata da una frana sottomarina con un volume di 10 milioni di m³. Tuttavia, tenendo in considerazione le osservazioni dei testimoni oculari a Baia degli Angeli e l'onda negativa registrata dai mareografi, è possibile concludere che la frana da sola non è sufficiente a generare il maremoto osservato.

Oltre a maremoti generati da frane e terremoti, esistono anche onde simili a tsunami che sono generate da processi atmosferici. Tali onde sono principalmente associate ad onde

atmosferiche di gravità (onde generate nella bassa atmosfera da convezione, instabilità dinamiche e fronti), a salti di pressione, a passaggi di fronti, a tifoni e ad altri tipi di perturbazioni atmosferiche che normalmente in oceano aperto generano onde barotropiche e le amplificano vicino alla costa attraverso specifici meccanismi di risonanza. Tali fenomeni prendono il nome di meteotsunami e sono molto simili agli tsunami propriamente detti, hanno cioè gli stessi periodi (1-10 minuti), le stesse scale spaziali, simili proprietà fisiche e colpiscono la costa nello stesso modo distruttivo. Infatti quando si avvicinano alla costa, tali onde possono produrre ingenti danni alle strutture costiere e possono causare la perdita di vite umane. Queste onde di origine meteorologica hanno nomi locali specifici. Ad esempio alle Isole Baleari il fenomeno prende il nome di “rissaga”, in Sicilia “marubbio”, “milghuba” a Malta, “abiki” nella Baia di Nagasaki, Giappone, e “seebar” nel Mar Baltico.

Le oscillazioni dei porti in generale non sono generate localmente da una forzatura diretta all'interno del bacino, ma sono indotte da onde che arrivano dal mare aperto. Oscillazioni intense all'interno di un bacino si possono formare solo se la forzatura esterna è abbastanza alta. Le onde di tsunami generate da un terremoto in mare aperto possono essere sufficientemente forti senza il bisogno di nessun effetto di risonanza, mentre dalle onde generate da processi atmosferici si possono attendere livelli potenzialmente pericolosi solo se è presente un effetto di risonanza dovuto alla topografia locale o regionale. A questo riguardo, esistono numerosi studi sulla risposta dei porti alle onde generate da processi atmosferici.

Il 15 giugno 2006 alla 20:50 ora locale (18:50 UTC), il porto di Ciutadella (Isola di Minorca, Baleari, Spagna) è stato colpito dal più drammatico evento di “rissaga” degli ultimi 20 anni (Monserrat et al., 2006). Testimoni locali hanno riportato che un'improvvisa prima onda negativa di più di 4 m in ampiezza è coincisa con un ritiro catastrofico del mare all'interno del porto (Figura 1.5). Come conseguenza, molte imbarcazioni hanno rotto i loro ormeggi e sono state trascinate dalla corrente quando l'acqua è rientrata nel porto solo pochi minuti dopo (Figura 1.6). Più di 40 barche furono affondate o gravemente danneggiate con perdite economiche stimate intorno ai 10 milioni di euro (Figure 1.7 – 1.8). Questo evento è stato associato ad un improvviso sbalzo di pressione atmosferica sopra le Isole Baleari (Monserrat et al., 2006).



Figura 1.5: 15 giugno 2006, “Rissaga” nel porto di Ciutadella. Ritiro del mare dovuto alla prima onda negativa (<http://ichep.blogspot.com/2006/06/rissaga-ciutadella.html>)



Figura 1.6: 15 giugno 2006, “Rissaga” nel porto di Ciutadella. Pochi minuti dopo il ritiro, l’onda rientra nel porto (<http://ichep.blogspot.com/2006/06/rissaga-ciutadella.html>).



Figura 1.7: 15 giugno 2006, “Rissaga” nel porto di Ciutadella. Barche danneggiate dall’onda
(<http://ichep.blogspot.com/2006/06/rissaga-ciutadella.html>)



Figura 1.8: 15 giugno 2006, “Rissaga” nel porto di Ciutadella. Barche danneggiate dall’onda
(<http://ichep.blogspot.com/2006/06/rissaga-ciutadella.html>)

Il più forte meteotsunami nel Mediterraneo è avvenuto il 21 Giugno 1978 nella Baia di Vela Luka (Korcula Island, Croazia), quando un treno d’onde con un periodo di 15 minuti ha colpito il porto (Monserrat et al., 2006). Testimoni oculari hanno stimato che la massima

altezza dell'onda all'inizio della baia era di 6 m. Questo meteotsunami ha causato un'inondazione significativa e ingenti danni al porto e alle imbarcazioni all'interno del porto stesso. Sebbene non ci fossero mareografi nella baia, Orlic (1980) è stato in grado di mostrare che queste onde sono state provocate da una perturbazione atmosferica che si è propagata da sud-ovest a nord-est con una velocità di 22 m/s, suggerendo che le onde con ampiezza significativa all'interno del porto furono dovute ad effetti di risonanza legati all'accoppiamento di questa perturbazione con le onde in mare aperto.

I motivi per cui si studia la risposta di un bacino limitato alle onde di maremoto sono principalmente due. Innanzi tutto, come già detto, le onde di maremoto possono eccitare modi di oscillazione propri di tali bacini con effetti da dannosi a distruttivi. E' quindi necessario conoscerli sia nell'ottica della stima del rischio sia in quella della progettazione ingegneristica. In secondo luogo la risposta di un mareografo alle onde di maremoto è fortemente legata alle condizioni locali, in termini sia di configurazione del bacino sia di batimetria. La corretta detezione del segnale di maremoto presuppone quindi una conoscenza dettagliata del segnale di background. Il lavoro di tesi si basa su due esempi distinti. Il primo riguarda la piattaforma delle Seychelles nell'Oceano Indiano, mentre il secondo riguarda lo Stretto di Messina e il porto della città stessa.

CAPITOLO 2

Secondo la teoria di Fourier ogni segnale periodico può essere considerato come costituito da una serie di onde sinusoidali. L'applicazione della Fast Fourier Transform (FFT) al segnale nel tempo determina la scomposizione del segnale nelle sue componenti di frequenza generando "uno spettro di frequenze". L'ampiezza di ciascuna delle componenti di frequenza indica il contributo di quella componente nel segnale originale.

Come è stato detto nel capitolo precedente, le onde di maremoto possono eccitare modi di oscillazione propri dei porti o dei bacini limitati in generale. I metodi utilizzati per la determinazione di tali modi di oscillazione si basano sull'analisi spettrale e in letteratura sono presenti numerosi studi riguardanti tali metodi. Qui di seguito cercheremo di dare una visione d'insieme di tali metodi e vedremo anche alcune applicazioni a casi reali.

Stato dell'arte

Riuscire a determinare i modi propri di oscillazione di bacini limitati è di rilevante importanza per diversi motivi. Innanzi tutto, riuscire a stimare le proprietà risonanti di una topografia locale permette la costruzione di mappe di rischio. In secondo luogo, come già detto, le onde di maremoto possono eccitare le oscillazioni proprie dei bacini limitati con effetti dannosi sulle strutture e quindi la conoscenza di tali modi propri è importante anche dal punto di vista della progettazione ingegneristica.

Gli studi sul problema delle oscillazioni sono stati effettuati fin dagli inizi del 1900 e si sono focalizzati soprattutto su oscillazioni libere e forzate in bacini chiusi o semi-chiusi di forma regolare o irregolare, ma è a partire dalla seconda metà del '900 che si è sviluppato grandemente l'interesse teorico e di laboratorio su tale problema. Studi su bacini semi-chiusi esposti all'azione di onde con periodo lungo, mostrarono che l'imboccatura dei bacini ha un effetto in contrasto con le aspettative: se l'imboccatura del bacino è piccola, allora le oscillazioni all'interno del bacino stesso sono amplificate. Questo è dovuto alla diminuzione di dissipazione dell'energia dal bacino verso il mare aperto. Questo viene chiamato "Harbor Paradox" ed è stato studiato da Miles e Munk nel 1961.

Lee (1971) studiò bacini semi-chiusi di forma regolare e arbitraria a profondità costante. Per bacini di forma regolare, sviluppò un metodo con soluzione esatta che è stato chiamato teoria del porto rettangolare, mentre per un bacino di forma arbitraria, sviluppò un approccio

numerico chiamato teoria del porto arbitrario. I metodi sono stati applicati al bacino est e al bacino ovest del porto di Long Beach, California, USA ed i risultati mostrano un buon accordo tra i metodi numerico e sperimentale.

Bruun (1981) e Raichlen (1966) hanno fornito modi di oscillazioni libere per bacini semi-chiusi di forma geometricamente semplice e con topografia del fondale variabile. Mei (1989) e Yamada et al. (1983) hanno condotto campagne di misure dirette e su modelli in laboratorio per studiare l'eccitazione dei modi di oscillazione nel porto di Sendai, nella baia di Kamaishi-Ryoishi e nel porto di Ofunato in Giappone. Essi hanno esaminato il metodo di Lee (1971), che era sviluppato per bacini di forma arbitraria ma con profondità costante. E' stato trovato che il metodo di Lee dà stime ragionevoli per quanto riguarda i modi di oscillazione di ordine basso ma per alcuni casi sono stati osservati errori in periodi risonanti, dovuti all'assunzione di profondità costante.

Yalciner et al.(2006) hanno presentato un metodo, già sviluppato da Yalciner et al., 1995, nel quale i periodo di oscillazione per bacini di forma e batimetria irregolari possono essere ottenuti direttamente come dati di output di una singola simulazione numerica: il bacino viene eccitato con un'onda di frequenza costante e le fluttuazioni al suo interno sono simulate attraverso un metodo numerico che risolve la forma non lineare delle equazioni di onda lunga. Dei mareogrammi sintetici calcolati in vari punti del bacino vengono poi analizzati gli spettri: i picchi sulle curve corrispondono ai periodi delle oscillazioni libere del sistema. Tale metodo è stato testato, in un primo momento, usando bacini di forma regolare, un bacino quadrato con fondale piatto con due differenti condizioni al contorno (chiusa e semi-chiusa) e un bacino chiuso rettangolare con fondo piatto. Si è potuto osservare che vi è buon accordo tra i risultati numerici ed analitici. Come caso di studio, il metodo è stato poi applicato ad un bacino di forma e batimetria irregolari, il Mar di Marmara.

Le onde di maremoto che arrivano dal mare aperto sono fortemente influenzate dalla topografia locale e dalla batimetria, come nel caso di piattaforme continentali e baie e porti associati.

Omori (1902) fu probabilmente il primo a mostrare che i periodi di onde di maremoto registrate da stazioni costiere spesso sono gli stessi di quelli delle onde lunghe ordinarie. La sua spiegazione fu che la baia o la porzione di mare oscillano come un pendolo fluido con un suo periodo proprio.

Numerosi lavori fatti sull'analisi spettrale dei segnali di maremoto in varie regioni dell'oceano (e.g., Takahasi e Aida, 1961, 1963; Miller et al., 1962; Watanabe, 1964; Loomis,

1966; Miller, 1972; Yaroshen'j'a, 1974; Sanchez e Farreras, 1983; Abe, 1984; Van Dom, 1984, 1987; Soloviev e Kulikov, 1987; Abe, 1990; Baptista et al., 1992) hanno confermato questa conclusione ed hanno mostrato che gli spettri dei segnali di maremoto derivanti da differenti terremoti sono simili se presi nelle stesse località, ma possono essere abbastanza differenti per lo stesso evento se presi in località vicine.

La ricostruzione della sorgente di un maremoto è un problema chiave che riguarda la ricerca degli tsunami. Certamente, il modo migliore per risolvere questo problema è misurare le onde di maremoto in oceano aperto vicino all'area della sorgente e lontano dalla distorsione della topografia sotto costa. A dispetto di alcuni recenti successi in questo campo (vedi anche Gonzalez e Kulikov, 1993), ci sono, al momento, troppo pochi segnali di maremoto in mare aperto per determinare le implicazioni di questo tipo di approccio. Il numero maggiore di osservazioni esistenti di onde di maremoto sono state ottenute dalle stazioni poste sulla costa. Questo è il motivo per cui è così importante trovare un modo per separare gli effetti di sorgente e di topografia nei segnali di maremoto vicino a costa.

Raichlen et al. (1983) fecero un tentativo di combinare calcoli numerici di risposta dinamica di un porto ad onde incidenti con le osservazioni di un maremoto reale all'interno del porto. Per ricostruire lo spettro in oceano aperto, si servirono dei segnali di tre differenti tsunami registrati nel porto di Hilo (Hawaii). Tuttavia i calcoli hanno dimostrato che sorgono dei problemi nel trattare il porto come "trasduttore", in particolare, problemi legati alle semplificazioni del modello numerico.

Rabinovich (1997) ha introdotto un nuovo approccio basato sull'analisi comparativa degli spettri di maremoto e di background. Per valutare il rapporto tra lo spettro di tsunami e quello di background, è possibile stimare e rimuovere gli effetti di risonanza dovuti alla topografia locale ed ottenere così degli spettri con caratteristiche invarianti. In seguito, le caratteristiche ottenute dall'analisi dei dati mareografici possono essere confrontati con le caratteristiche del terremoto ricavate dai dati sismici. Come applicazione di questo metodo Rabinovich prese in considerazione tre maremoti: 21 dicembre 1991 e del 4 ottobre 1994 nel Pacifico nord orientale e 12 luglio 1993 nel Mar del Giappone. L'esistenza di informazioni sismologiche e geodetiche per tutti e tre gli tsunami studiati gli ha permesso di stabilire che i parametri di sorgente ottenuti dall'analisi degli spettri ricavati da segnali di maremoto registrati sulla costa, sono in buon accordo con i dati teorici.

Come è già stato detto nel capitolo precedente, la risposta di un mareografo alle onde di maremoto è fortemente legata alle condizioni locali, in termini sia di configurazione del

bacino sia di batimetria. Il saper distinguere, quindi, un segnale di maremoto da onde lunghe generate da perturbazioni atmosferiche (meteotsunami) e da oscillazioni di background, può essere di grandissimo aiuto soprattutto in termini di tsunami warning.

Come prima cosa, uno tsunami warning è basato sull'informazione sismica, in particolare sulla magnitudo, M_w , relativa al terremoto sottomarino che ha generato il maremoto. Tuttavia, qualche volta capita che forti terremoti non generino maremoti distruttivi estesi e come conseguenza di questo si hanno dei costosi falsi allarmi. Altre volte, invece, succede che terremoti relativamente deboli producano onde di maremoto significative. Quindi per ridurre l'impatto degli tsunami sulla costa, per aiutare a prevenire i falsi allarmi e per attenuare lo tsunami hazard, è importante creare una rete di mareografi sia in mare aperto sia sulla costa che sia affidabile. Tali mareografi sono anche importanti per la stima di periodi risonanti dovuti alla topografia locale, per la costruzione di mappe di rischio lungo la costa (local tsunami-zoning) e per la diffusione di informazioni relative alle altezze e ai tempi di arrivo delle onde entrati.

Rabinovich (1997) e Monserrat (1998) hanno suggerito un semplice approccio per analizzare tsunami/meteotsunami e per ricostruire le loro caratteristiche di sorgente. L'idea generale è che da un'analisi comparativa dell'evento e degli spettri di background, è possibile separare gli effetti della sorgente e della topografia. Eliminando quindi l'influenza della topografia e considerando solo la sorgente, è possibile identificare questi fenomeni e ottenere informazioni riguardo alla loro natura. Rabinovich e Stephenson (2004) hanno presentato uno studio per valutare la qualità dei dati e l'efficienza delle 13 stazioni che costituiscono una rete mareografica installata in Canada sulla costa della British Columbia. Di queste 13 stazioni, 3 sono state selezionate per essere utilizzate come stazioni di tsunami warning. All'interno dello stesso lavoro sono state anche esaminate le caratteristiche risonanti dovute alla topografia locale e possibili amplificazioni delle onde di maremoto che si avvicinano alla costa dal mare aperto. I dati utilizzati per l'analisi sono quelli relativi a due maremoti, quello del 23 giugno 2001 generato dal terremoto del Perù ($M_w = 8.4$) e quello del 12 ottobre 2001 generato dal terremoto di Queen Charlotte ($M_w = 6.3$). Le caratteristiche spettrali di entrambi gli tsunami sono state messe a confronto con quelle di onde lunghe generate da una forte tempesta e con quelle di ordinarie oscillazioni di background. Dall'analisi dei segnali registrati nelle diverse stazioni si è ricavato che molte di queste stazioni presentano una forte risonanza a periodi che vanno da 2.5 a 20 minuti ed indicano che queste località sono vulnerabili a tsunami di frequenza relativamente alta. Inoltre gli spettri relativi alla sorgente mostrano differenze

molto chiare tra le onde lunghe associate ad una sorgente sismica, il cui periodo tipico è di 10-30 min, e quelle generate da una tempesta che tipicamente hanno periodi più corti.

Il lavoro presentato in questa tesi è focalizzato sulla risposta di bacini limitati alle onde di maremoto. I bacini presi in considerazione sono la piattaforma delle Seychelles e lo Stretto di Messina e il porto della città stessa. Per analizzare tale risposta sono stati utilizzati due metodi differenti: nel caso delle Seychelles ci siamo serviti dell'analisi spettrale e nel caso dello Stretto di Messina abbiamo utilizzato le curve di amplificazione. I metodi ed i risultati ottenuti sono presentati nei capitoli 4 e 5.

CAPITOLO 3

Descrizione del modello numerico di maremoto

I maremoti sono fenomeni generati da uno spostamento impulsivo di una grande massa d'acqua e sono caratterizzati da onde molto lunghe che si propagano velocemente in mare aperto su fondali con profondità basse rispetto alla lunghezza d'onda tipica di uno tsunami. Uno degli approcci più utilizzati per descrivere matematicamente questo tipo particolare di onde consiste nell'utilizzare le equazioni di Navier-Stokes in approssimazione di shallow water (acqua bassa). In questo capitolo verrà presentata una breve introduzione di questa teoria e il metodo numerico utilizzato per risolvere queste equazioni all'interno del codice UBO-TSUFDF, un software sviluppato e mantenuto dal gruppo di ricerca sui maremoti dell'Università di Bologna e utilizzato per ottenere i risultati delle simulazioni mostrate in questa tesi. Il software, che è ancora in una fase di sviluppo, è stato utilizzato con buoni risultati in diversi progetti e lavori del gruppo (Tinti et al., 2008 e Tinti et al., 2009).

Le equazioni di shallow water

Nella formulazione della teoria che è stata utilizzata per sviluppare il codice UBO-TSUFDF, le equazioni di conservazione della massa e del momento vengono approssimate trascurando la componente verticale dell'accelerazione delle particelle rispetto a quella di gravità, e vengono utilizzate le due grandezze M e N , chiamate in letteratura discharge fluxes, che sostituiscono le più tradizionali componenti orizzontali della velocità u e v , rispettivamente lungo gli assi x e y . Queste quantità sono legate alle velocità dalle seguenti relazioni:

$$M = u(h + \eta) = uD \quad (3.1)$$

$$N = v(h + \eta) = vD \quad (3.2)$$

dove η ed h rappresentano rispettivamente la profondità del mare e l'elevazione della superficie marina rispetto al livello medio di equilibrio. Introducendo, poi, anche la colonna d'acqua D (definita come somma della profondità e della elevazione), le equazioni possono essere espresse nel seguente modo:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + f_x = 0 \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + f_y = 0 \quad (3.5)$$

dove f_x e f_y rappresentano le componenti orizzontali dell'attrito del fondale.

Le componenti dell'attrito vengono espresse attraverso le seguenti espressioni

$$f_x = \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{(M^2 + N^2)}$$

$$f_y = \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{(M^2 + N^2)}$$

dove n è il coefficiente di roughness di Manning, un parametro molto usato anche per scopi ingegneristici.

Lo schema numerico

Un metodo molto diffuso per risolvere le equazioni alle derivate parziali è quello delle differenze finite. Il dominio di calcolo viene discretizzato e in ogni punto le equazioni vengono calcolate sostituendo alle derivate i rispettivi rapporti incrementali. Per determinare questa approssimazione generalmente le funzioni vengono sviluppate in serie di Taylor nell'intorno di un punto, troncando opportunamente all'ordine desiderato. L'accuratezza del metodo non dipende solo quindi dal numero di punti in cui si divide il dominio, ma anche dall'ordine dell'errore di troncamento che si utilizza nel passaggio dalla derivazione alla differenza.

Nel codice UBO-TSUFDF è stato utilizzato uno schema alle differenze centrali del secondo ordine con griglie strutturate, chiamato leap-frog. In questo schema la griglia di calcolo è formata da celle regolari di forma rettangolare, ma è sfalsata (staggered). Questo significa che le grandezze (in questo caso i flussi M ed N e l'elevazione η) vengono calcolate in posizioni spostate di mezzo passo di griglia le une rispetto le altre (vedi Figura 3.1).

Senza entrare nel dettaglio della descrizione dell'implementazione delle equazioni utilizzate nel modello numerico, di seguito viene riportata la formulazione discreta dei termini lineari della formule (3.3-3.5), come esempio del passaggio dalle equazioni continue a quelle discrete:

$$\eta_{i,j}^{k+1} = \eta_{i,j}^{k-1} - \frac{\Delta t}{\Delta x} [M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2}] - \frac{\Delta t}{\Delta y} [N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2}] \quad (3.6)$$

$$M_{i+1/2,j}^{k+1/2} = M_{i+1/2,j}^{k-1/2} - gD_{i+1/2,j}^k \frac{\Delta t}{\Delta x} [\eta_{i+1,j}^k - \eta_{i,j}^k] \quad (3.7)$$

$$N_{i,j+1/2}^{k+1/2} = N_{i,j+1/2}^{k-1/2} - gD_{i,j+1/2}^k \frac{\Delta t}{\Delta y} [\eta_{i,j+1}^k - \eta_{i,j}^k] \quad (3.8)$$

Osservando il set di formule (3.6-3.8) si nota che lo sfasamento delle griglie non è solo spaziale, ma anche temporale, dal momento che le elevazioni vengono calcolate nei passi temporali di indice intero k , mentre M ed N vengono calcolate ai tempi semi-interi $k+1/2$ e $k-1/2$.

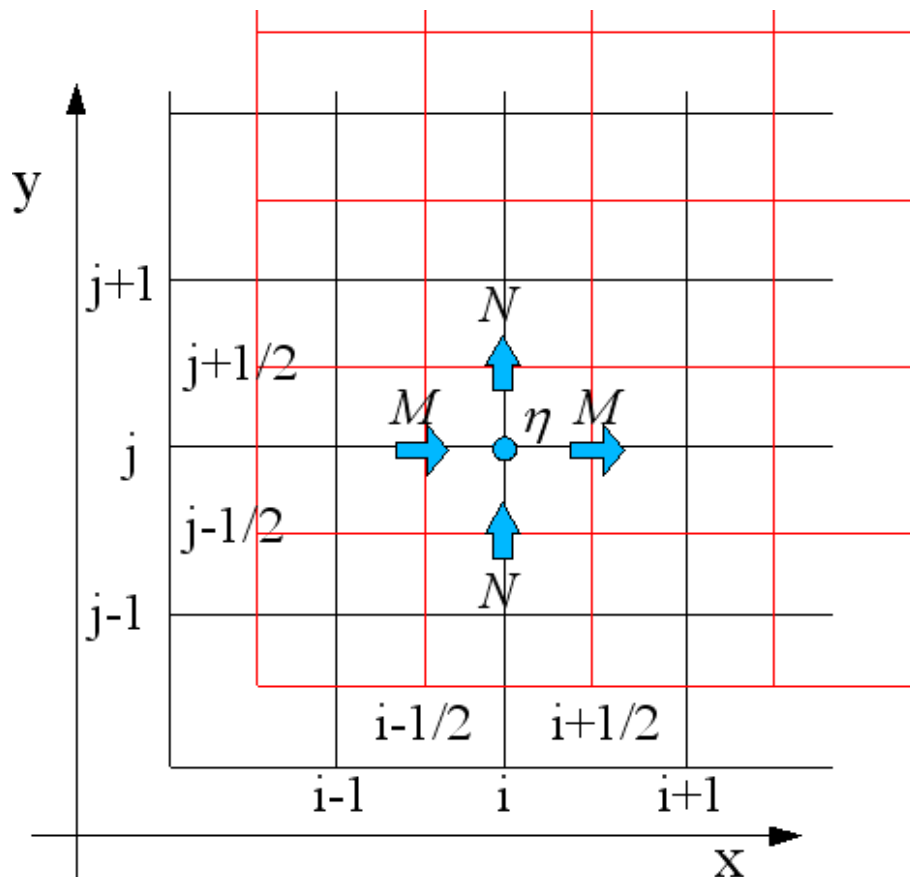


Figura 3.1: Schema leap-frog. Per la stessa cella l'elevazione η viene calcolata nella posizione (i,j) , la M nella posizione $(i+1/2,j)$ e la N nella posizione $(i,j+1/2)$.

Condizioni iniziali

La maggior parte dei maremoti è generata da due principali tipi di eventi sorgente: il terremoto e la frana. Nel primo caso la rottura della faglia deve essere localizzata in mare o molto vicino alla costa in modo da poter provocare lo spostamento verticale di una massa d'acqua sufficientemente grande. In generale risulta una buona approssimazione considerare istantaneo l'impulso sismico e si può quindi assumere che lo spostamento verticale della superficie d'acqua all'istante $t = 0$ del maremoto, corrisponda al relativo spostamento cosismico del suolo provocato dal terremoto.

Nel secondo caso la frana deve essere almeno in parte sottomarina, e il tipo di condizione iniziale è diverso, dato che in questo caso la frana evolve anche dopo aver innescato il maremoto, e questo effetto deve essere considerato nel calcolo fino a che la frana stessa non si fermi o non raggiunga una profondità tale da essere trascurabile.

Nel codice UBO-TSUFDF è possibile utilizzare entrambi i tipi di sorgente per studiare casi riconducibili a eventi accaduti nel passato oppure a possibili scenari futuri.

In questa tesi vengono mostrati i risultati ottenuti dalle simulazioni basate su una delle ipotesi di sorgente del disastroso evento che ha colpito l'Oceano Indiano il 26 dicembre 2004.

Un altro modo di entrare con una condizione iniziale nel programma UBO-TSUFDF è quello di utilizzare forzature sui contorni del dominio, utilizzando funzioni o curve sintetiche per analisi più teoriche come le frequenze tipiche di risonanza di un bacino o di un porto.

Per lo studio sullo Stretto di Messina che viene presentato in questa tesi vengono applicate delle forzature di tipo sinusoidale da nord, che attaccano lo stretto con treni d'onda periodici (si veda Capitolo 5).

La funzione utilizzata per forzare in ogni punto del boundary è definita come segue:

$$\eta_{i,j}^k = A \sin\left(\frac{2\pi}{T} k \Delta t\right) \quad (3.9)$$

dove k rappresenta l'indice dei passi temporali e Δt l'intervallo temporale utilizzato nella discretizzazione, mentre T e A sono rispettivamente il periodo e l'ampiezza dell'onda.

Le griglie

Per poter affrontare con maggior dettaglio lo studio dell'impatto delle onde sulla costa e la relativa possibile inondazione di specifiche zone di interesse, è necessaria una risoluzione molto alta delle zone studiate. Dal momento che all'interno del dominio di calcolo deve essere presente anche l'area della sorgente, e che in molti casi questa può essere anche molto lontana dalla zona su cui si focalizza lo studio dettagliato, risulta evidente che una sola griglia con una risoluzione di pochi metri diventa impensabile per domini che possono raggiungere alcune migliaia di km². Partendo da questa considerazione è stato quindi introdotto un algoritmo in grado di calcolare l'evoluzione del moto tra griglie a diversa risoluzione, in modo da risparmiare tempo di calcolo dove una bassa risoluzione è più che sufficiente per la propagazione (mare aperto), concentrando una maggior precisione solo nelle aree di interesse. Nelle figure 3.2 e 3.3 vengono mostrate le griglie utilizzate per le simulazioni presentate in questo lavoro, ovvero le cinque griglie che permettono di arrivare alla risoluzione di circa 30 metri per studiare la zona delle Seychelles nel caso dell'evento di Sumatra del 2004 (Figura 3.2), e le tre griglie che arrivano fino a una risoluzione di 8 metri nel porto di Messina per il caso della zona della Sicilia orientale.

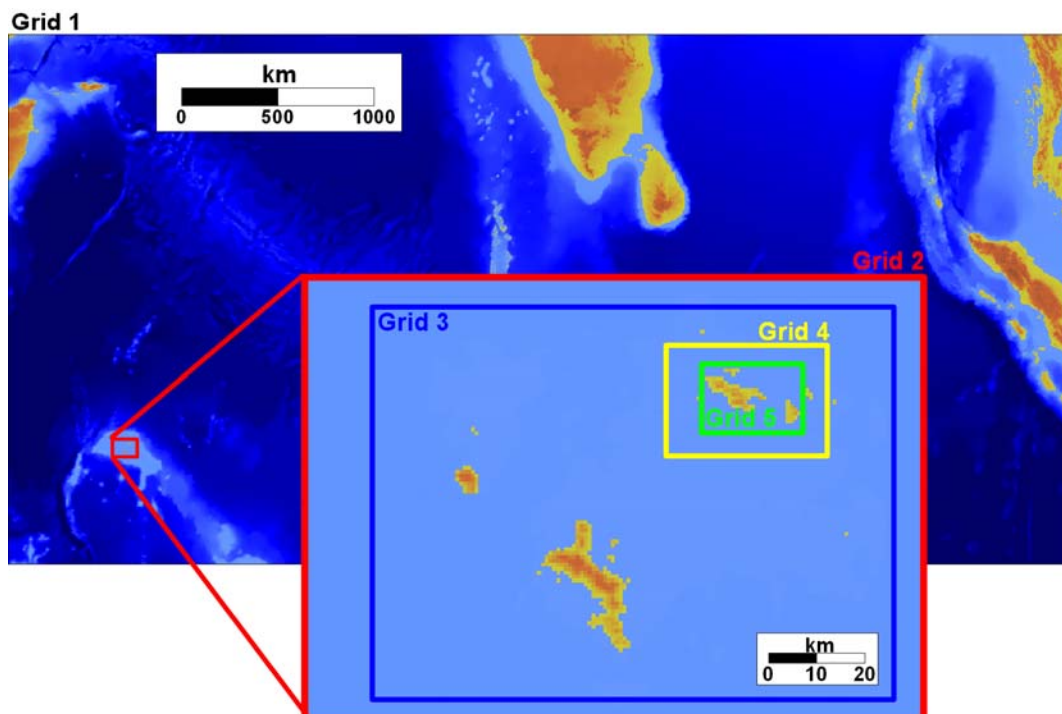


Figura 3.2: Griglie innestate: esempio di sistema multi-griglia utilizzato per la simulazione del maremoto di Sumatra del 2004. Si passa da una risoluzione di quasi 2.5 km per la Grid 1 a una risoluzione di circa 30 m per la Grid 5 (rettangolo verde)

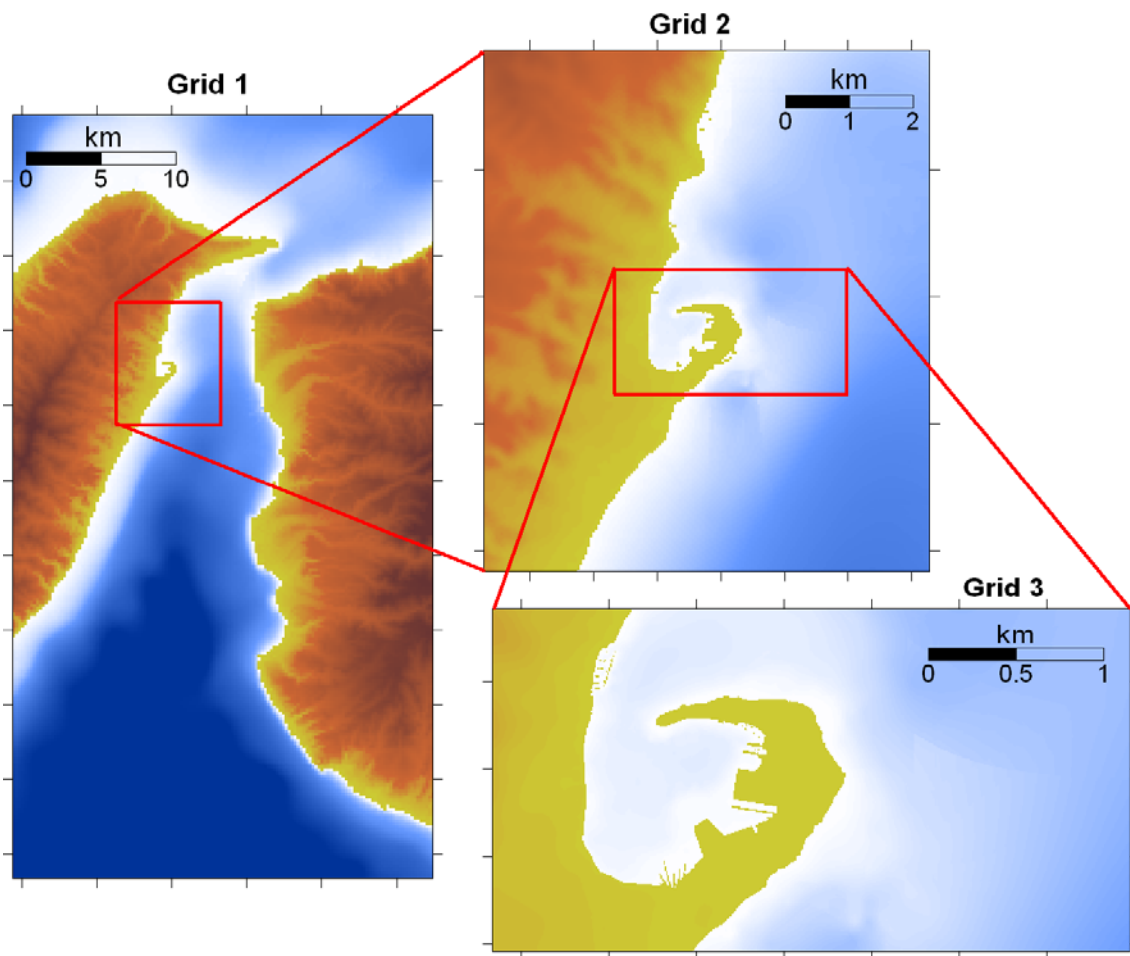


Figura 3.3: Griglie innestate: sistema multi-griglia utilizzato per lo studio della zona dello Stretto di Messina ed in particolare del porto di Messina stesso. Qui la risoluzione della griglia maggiore (Grid 1) è di 200 m, arrivando fino a un passo spaziale di 8 m per la sola zona del porto (Grid 3). La griglia intermedia (Grid 2) ha passo di 40 m.

CAPITOLO 4

In questo capitolo verrà trattato il primo esempio di bacino limitato considerato in questo lavoro di tesi: la piattaforma delle Seychelles. Dato che per il nostro studio sulla risposta di un bacino limitato alle onde di maremoto, siamo partiti, nel caso delle Seychelles, da un caso reale, il primo paragrafo sarà dedicato brevemente al terremoto del 26 dicembre 2004 ed al conseguente tsunami. Nel secondo paragrafo scenderemo più nello specifico, occupandoci delle conseguenze del maremoto alle Seychelles, con particolare attenzione all'isola di Mahè ed in particolare a Pointe La Rue, località in cui è installato un mareografo che ha registrato il maremoto. Infine, nell'ultimo paragrafo, verranno presentati sia il metodo utilizzato per l'analisi del segnale sia i risultati in termini di analisi spettrale.

Il 26 dicembre 2004

Il terremoto di Sumatra ha avuto luogo in un complesso sistema tettonico che coinvolge principalmente la placca Indo-Australiana e due segmenti della sezione sud-orientale della placca Eurasiatica, cioè le sotto-placche di Burma e della Sonda (Figura 4.1).

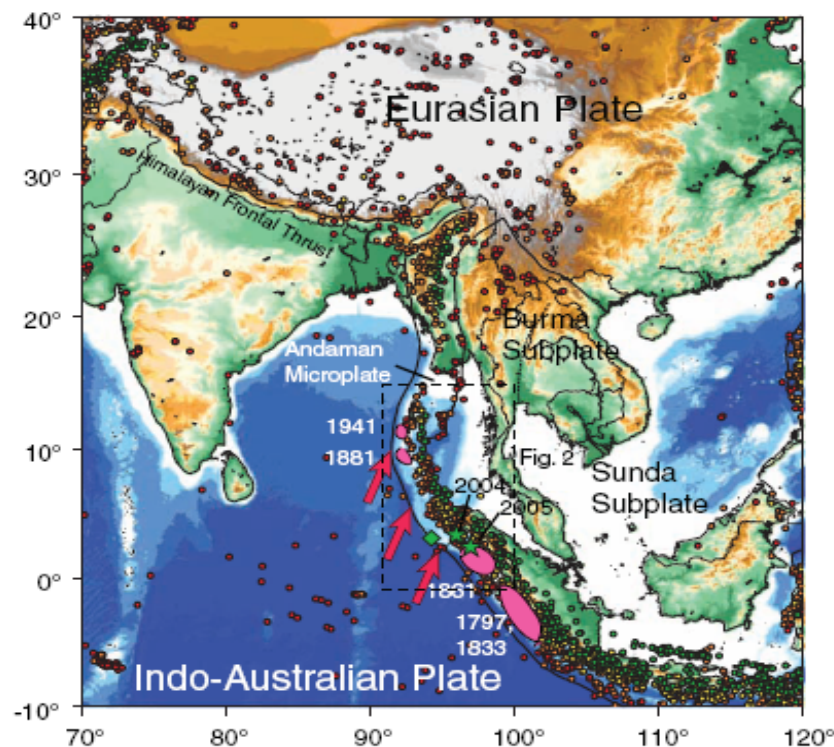


Figura 4.1: Sistema di placche e sismicità della zona del terremoto di Sumatra fornita dal NEIC e tratta da Lay et al., 2005.

La placca Indo-Australiana si muove in direzione nord-nordest con una velocità di circa 46-60 mm/yr rispetto alla sotto-placca della Sonda (Menke et al., 2006). Ad est dell'Himalaya, il margine di placca si sviluppa verso sud attraverso Myanmar, continuando al largo come una zona di subduzione lungo le Isole Andamane e le Isole Nicobar. Più a sud volge progressivamente a est sviluppandosi a sud della costa di Java. Lungo i bordi di queste due placche si sono verificati forti terremoti con magnitudo, M_w , maggiore di 8.0 (nel 1797 ($M_w = 8.2$), nel 1883 ($M_w = 9.0$), nel 1861 ($M_w = 8.5$) e nel 1881 ($M_w = 7.9$)) che hanno prodotto alcuni tsunami locali distruttivi. Tuttavia, per oltre un secolo, la regione è stata relativamente tranquilla dal punto di vista sismico. Il 23 dicembre 2004 alle 14:59:03 UTC l'intera placca Australiana ha iniziato a muoversi partendo da nord delle isole Macquarie, 900 km a sud-est dell'Australia, con un terremoto di magnitudo 8.1. La placca Australiana si stava piegando. Alle 00:58:47 GMT, 7:58:47 ora locale a Jakarta, del 26 Dicembre 2004, l'enorme quantità di sforzo che si era accumulato durante il secolo scorso, ha dato inizio alla rottura del bordo della placca ad una profondità di 30 km, a circa 160 km al largo di Sumatra. La magnitudo, M_w , è stata stimata tra 9.15 e 9.30, equivalente a 1.1×10^{18} J, molto più dell'energia totale rilasciata dai terremoti negli ultimi dieci anni. La distribuzione degli aftershock (Figura 4.2) suggerisce una frattura lunga 1300 km che si estende da nord-ovest della punta settentrionale di Sumatra fino alle Isole Andamane (Lay et al., 2005). Il numero di aftershock con magnitudo maggiore di 5 è stato il più grande mai osservato (Figura 4.3). Il terremoto è stato sentito più a nord del Bangladesh e più a ovest delle Maldive. Questo è stato il secondo terremoto più forte mai registrato dopo quello che ha colpito il Cile nel 1960 ($M_w = 9.5$). Banerjee et al. (2005), Catherine et al. (2005), Vigny et al. (2005) e Hashimoto et al. (2006), hanno utilizzato i dati ricavati da stazioni GPS poste nel far-field a distanze tra 400-1300 km dalla rottura per determinare lo slip della faglia durante la scossa principale: è stato così possibile ricavare un modello di slip per questo terremoto con un valore massimo di 30 m. Banerjee et al. (2005) hanno stimato che lo slip medio lungo la rottura è di circa 5 m. Hashimoto et al. (2006) hanno suggerito che al di sotto delle Isole Nicobar lo slip cosismico è stato di oltre 14 m. Gahalaut et al. (2006) hanno migliorato la risoluzione del campo di slip e le caratteristiche della rottura utilizzando lo spostamento cosismico derivato da un GPS near-field. Essi hanno stimato uno slip cosismico di 3.8-7.9 m al di sotto delle Isole Andamane e di 11-15 m sotto le Isole Nicobar. Hanno inoltre stimato uno spostamento cosismico orizzontale

e una subsidenza verticale lungo le Isole Andamane- Nicobar, di 1.5-6.5 m e 0.5-2.8 m, rispettivamente. Entrambi i modelli di slip, geodetico e sismologico, sono d'accordo nel sostenere che lo slip maggiore si ha vicino all'estremo sud della zona di rottura e diminuisce man mano che ci si sposta verso nord, lungo cioè la direzione di rottura della faglia.

E' stato possibile anche determinare la velocità con cui si è propagata la rottura. Sono state fatte molte analisi e sono tutte concordi con l'affermare che la rottura è avvenuta in due fasi, una fase iniziale veloce a 2.8 km/s che è durata 200 s e ha rotto 500-600 km della parte sud della faglia, seguita immediatamente da una seconda fase, più lenta, che ha rotto la rimanente sezione nord.

Le stime di questa seconda fase sono varie; Tolstoy e Bohnenstiehl (2005) danno un valore di 2.1 km/s, Guilbert et al. (2005) danno 2.1-2.5 km/s e de Groot-Hedlin (2005) fornisce il valore di 1.5 km/s. Ishii et al. (2005) invece non determinano una diminuzione della velocità e danno un valore costante di 2.8 km/s per tutti i 1200 km della rottura (Menke et al.,2006).

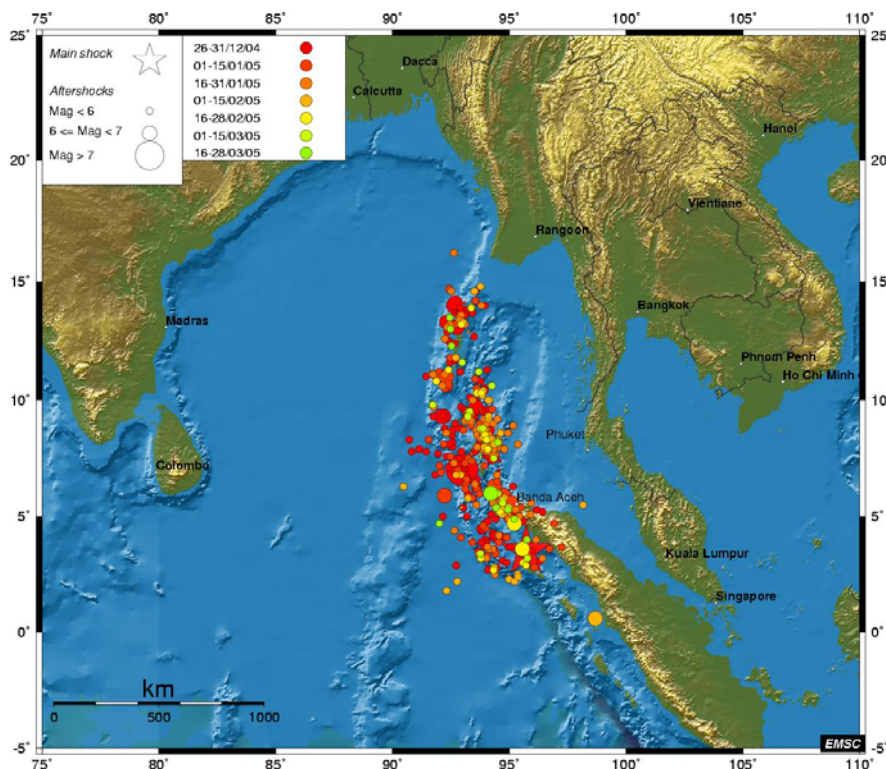


Figura 4.2: Distribuzione degli aftershock dal 26 dicembre 2004 al 28 marzo 2005

(http://www.emsc-csem.org/Doc/SUMATRA_261204.html)

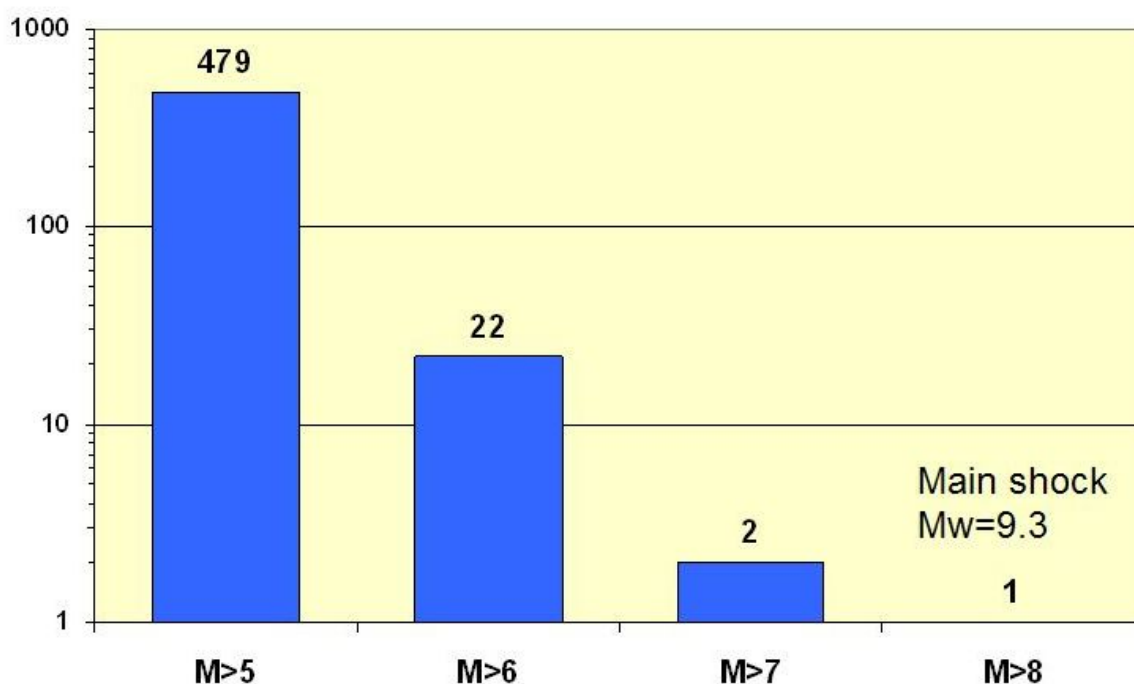


Figura 4.3: Numero di eventi per intervallo di magnitudo (dal 26/12/2004 al 28/03/2005) (http://www.emsc-csem.org/Doc/SUMATRA_261204.html)

Da uno spostamento verticale di 10 m associato all'improvviso movimento di placche adiacenti, sono state generate onde distruttive. Centinaia di migliaia di morti e miliardi di dollari di danni sono le stime delle conseguenze dello tsunami. E' stato il terzo per intensità, preceduto dallo tsunami causato dall'esplosione del vulcano Krakatau nel 1883 e da quello occorso dopo il terremoto del Cile del 1960, ma è stato il primo "dell'era strumentale" ed è stato chiaramente registrato da un grande numero di mareografi anche negli altri oceani. Modelli di propagazione hanno dimostrato che le dorsali oceaniche hanno funzionato come guide per la trasmissione di energia dello tsunami dall'area sorgente fino a regioni lontane del Pacifico e dell'Atlantico (Rabinovich et al., 2007). Le prime misure strumentali dello tsunami sono state rese disponibili circa 3 ore dopo il terremoto e sono state riportate in tempo reale dal mareografo di Cocos Island posizionato approssimativamente a 1700 km dall'epicentro. Tali dati rivelano una prima onda di altezza di 30 cm seguita da un lungo treno di oscillazioni con massima ampiezza picco-picco di 53 cm (Titov et al., 2005). Mareogrammi e misure di run-up in località dell'India e dello Sri Lanka, posti ad una distanza simile dall'epicentro, mostrano ampiezze almeno 10 volte maggiori rispetto ai valori registrati a Cocos Island. Dati provenienti da altri mareografi posizionati in località dell'Oceano Indiano danno variazioni di ampiezze da 3 m a meno di 0.5 m con una attenuazione non sempre ben definita con l'aumentare della distanza dalla sorgente. Non necessariamente le altezze dell'onda sono

correlate con il run-up nelle vicinanze del mareografo. Pochi mareogrammi a disposizione per aree che hanno avuto una notevole inondazione, mostrano altezze dell'onda da 2 a 5 volte più piccole del run-up misurato nella stessa area. Per esempio, a Chennai, India, un'altezza di 1.5 m si traduce in un run-up di 3-4 m; a Phuket, Thailandia, ad un'altezza di 1.5 m corrisponde un run-up di 3-6 m. Questa ben nota discrepanza complica la determinazione delle altezze di tsunami dai dati presi sulla costa. Dati provenienti da regioni al di fuori dell'Oceano Indiano presentano un'immagine ancora più complessa del comportamento del maremoto. Le misure indicano che, contrariamente al campo vicino, le massime altezze dell'onda di maremoto non sono associate alle onde principali. Nel Nord Atlantico e nel Nord Pacifico le onde più alte arrivano in un intervallo che va da parecchie ore a un giorno dopo lo tsunami iniziale. Inoltre, le onde che sono state registrate a Callao, Perù, posto 19.000 km a est dell'epicentro, sono maggiori in ampiezza rispetto a quelle registrate a Cocos Island 1700 km a sud della sorgente. Allo stesso modo, anche l'ampiezza delle onde ad Halifax, Nuova Scozia, è maggiore di quelle a Cocos Island, sebbene si siano propagate per più di 24.000 km ad ovest attraverso l'Oceano Indiano e poi a nord attraverso l'Oceano Atlantico (Titov et al., 2005). Anche a Crescent City, California, sulla costa ovest degli Stati Uniti, a più di 23.000 km dalla sorgente dello tsunami, è stata registrata un'altezza di 61 cm (Bryant, 2008) (Tab. 4.1).

Misure altimetriche da satellite delle ampiezze dell'onda di maremoto sono state ottenute dai satelliti Jason-1 e Topex/Poseidon che sono transitati sull'Oceano Indiano approssimativamente 2 ore dopo la scossa di terremoto. Le tracce hanno incrociato il fronte d'onda che si sta espandendo nella Baia del Bengala in direzione sud fino a 1200 km dallo Sri Lanka. Le misure hanno rivelato che in queste località dell'Oceano Indiano le ampiezze delle onde principali sono di circa 50-70 cm (Titov et al, 2005).

<i>Ocean</i>	<i>Country</i>	<i>Location</i>	<i>Lat</i>	<i>Long</i>	<i>Max height (m)</i>
Indian	Australia	Cocos Is.	-12.12	96.88	0.53
Indian	Seychelles	Pointe La Rue	-4.68	55.53	2.86
Pacific	United States	Crescent City	41.43	-124.13	0.61
Pacific	Perù	Callao	12.05	-77.05	0.68
Atlantic	Canada	Halifax	44.73	-63.98	0.43

Tab. 4.1 Altezze significative dello tsunami del 26 dicembre 2004 registrate dai mareografi di tutto il mondo (Edward Bryant, "TSUNAMI, The Underrated Hazard", second edition, 2008)

Piattaforma delle Seychelles

Le Isole Seychelles sono una piccola nazione insulare situata nell'Oceano Indiano a nord-est del Madagascar e circa 1600 km ad est delle coste del Kenia. Le Seychelles sono comprese fra i 4° S e i 10° S e fra i 46° E ed i 54° E (Figura 4.6). La nazione è un arcipelago di 155 isole tropicali, la maggior parte delle quali sono piccole e disabitate. Il territorio si estende su soli 457 km², ma le isole sono sparse in una zona economica esclusiva (tale zona, talvolta indicata con l'acronimo ZEE, è un'area del mare, adiacente alle acque territoriali, in cui uno Stato costiero ha diritti sovrani per la gestione delle risorse naturali e giurisdizione in materia di installazione ed uso di strutture artificiali o fisse, ricerca scientifica, protezione e conservazione dell'ambiente marino) di 1.374.000 km². Circa il 90% della popolazione (di 82500 persone) vive sull'isola di Mahè e il 9% su Praslin e La Digue.

Le Seychelles si dividono in sei grandi arcipelaghi e due isole singole. A differenza di altre isole, le Seychelles non sono di origine vulcanica e si dividono in isole granitiche e coralline. Alla prime appartiene il gruppo detto Plateau de Mahè (le Inner Islands): le principali, oltre a Mahè, sono Praslin, Silhouette, La Digue, Curieuse Island, Felicità, Fregate, Sainte Anne, North Island, Marianne, Grand Soeur, Cousin e Cousine.

Le isole del Plateau vengono ulteriormente suddivise in 4 gruppi: Mahè e le sue isole satelliti, le due isole di Silhouette e di North Island, l'arcipelago di Praslin, La Digue e Fregate con le isole vicine.

La formazione granitica di queste isole può dirsi unica poiché in nessuna parte del mondo esistono isole granitiche di tali dimensioni poste a migliaia di chilometri di distanza dalla terra ferma.

Il secondo gruppo di isole, quelle coralline, venne annesso all'arcipelago di Mahè solo fra il 1903 e il 1932.

Le isole coralline si articolano in cinque arcipelaghi e atolli principali: l'arcipelago delle Amirantes con gli atolli di St. Joseph e di Piovre e i Bancs Africains, l'atollo di Aldabra con l'isola di Assomption, l'atollo di Cosmoledo con l'isola di Astore, l'arcipelago di Alphonse con gli atolli di St. François e Bijoutier ed infine gli arcipelaghi di Faquhar e Providence. A questo gruppo di isole appartengono inoltre Coetivy e Ile Plate.

Esistono due tipi di isole coralline: i banchi sabbiosi, come quelli di Coetivy e delle Amirantes, che sorgono su una dorsale marina in acqua poco profonda e i banchi coralliferi e atolli che si innalzano da grandi profondità come l'atollo di Aldabra.

Dal punto di vista geo-morfologico, le Seychelles giacciono sul Banco delle Seychelles, una piattaforma sottomarina poco profonda che ha un'estensione di circa 43.000 km² e che raramente supera i 65 m di profondità. Il Banco delle Seychelles è una placca micro-continentale medio- oceanica sommersa e l'arcipelago è composto principalmente di masse granitiche del tardo Precambriano tagliate da intrusioni minori del Terziario. In generale, viene considerato stabile dal punto di vista tettonico poiché ciò che rimane del più importante terrazzamento costiero relativo all'ultima epoca interglaciale si trova a soli 6-9 m sopra il livello attuale del mare: questo terrazzamento si trova ad una quota simile (8m) ad Aldabra, il che implica una stabilità a carattere regionale (Camion et al., 2004).

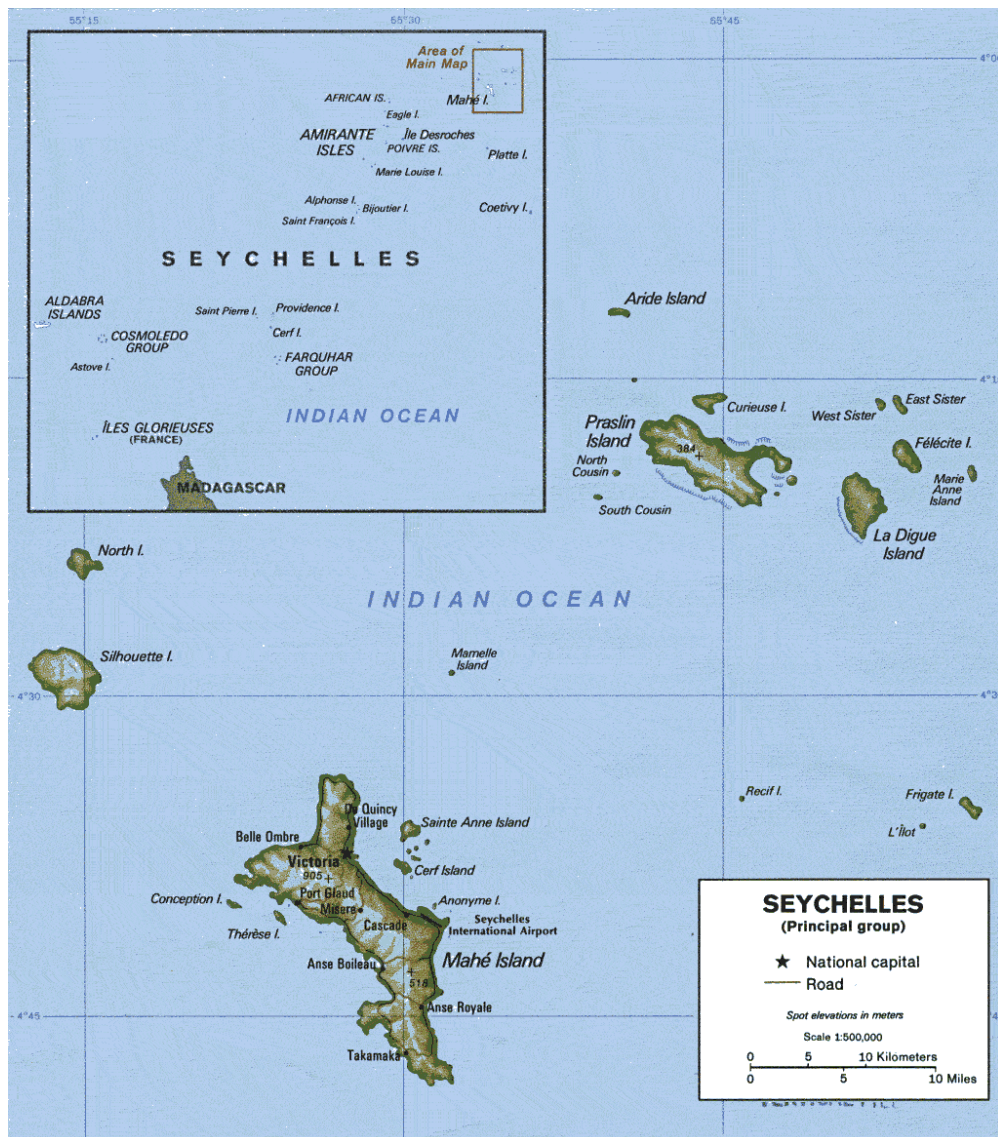


Figura 4.4: Mappa geografica dell'Arcipelago delle Seychelles.
<http://www.continentenero.it/mappe/cartinaseychelles.shtml>

Il maremoto del 2004: conseguenze alle Seychelles

A circa 5000 km da Sumatra, le 115 isole della Repubblica delle Seychelles non si trovano sulla linea d'impatto dello tsunami. Solamente due morti sono stati collegati al maremoto. Tuttavia lo tsunami ha avuto un impatto considerevole dal punto di vista infrastrutturale ed economico, specialmente sulle isole granitiche situate a nord.

Le onde di maremoto hanno raggiunto le Seychelles circa alla stessa ora in cui hanno colpito le Mauritius e Salalah, Oman, e cioè circa 7 ore dopo il terremoto. Il propagarsi dell'onda è stato determinato, su larga scala, dalle rifrazioni dell'onda intorno alla zona sud-est dello Sri Lanka e alla zona sud dell'India e, su scala locale, da effetti di rifrazione attraverso le Maldive e l'Arcipelago delle Isole Chagos che sono stati attraversati dallo tsunami circa 4h e 2h30m prima, rispettivamente.

Tutte le località dell'Oceano Indiano ad ovest dell'epicentro del terremoto sono state raggiunte da una prima onda positiva.

Il primo arrivo è stato registrato dal mareografo di Pointe La Rue (Figura 4.5), nell'isola di Mahè, alle 08:08- 08:12 UTC (12:08- 12:12 ora locale). Il livello raggiunto dall'onda è di 0.59 m al di sopra del livello medio del mare (MSLD). La prima onda di ampiezza significativa è arrivata alle 9:12 UTC (13:12 ora locale) ed ha fatto registrare un picco di 1.16 m (MSLD). Sia il primo arrivo sia la prima onda di ampiezza significativa sono stati seguiti da eventi di abbassamento di -1.53 m (MSLD) alle 8:56 e 9:36-9:40 rispettivamente (Hagan et al., 2007).



Figura 4.5: Tide gauge di Pointe La Rue. Danni strutturali alla banchina nella parte esterna del molo, Jackson et al., 2005, Effects of the 26 December 2004 Indian Ocean tsunami in the Republic of Seychelles/Report of the Canada-UNESCO Indian Ocean Tsunami Expedition)

Il mareografo installato a Pointe la Rue ha mostrato che l'attività è durata per tutta la giornata del 27 dicembre, e il segnale di maremoto ripulito dalla marea ha la forma di un involuppo che decresce in un periodo di 24 ore. Il 28 dicembre i residui erano ancora presenti, ma dell'ordine di 10 cm o meno; il 30 dicembre l'evento cessa (Figura 4.6).

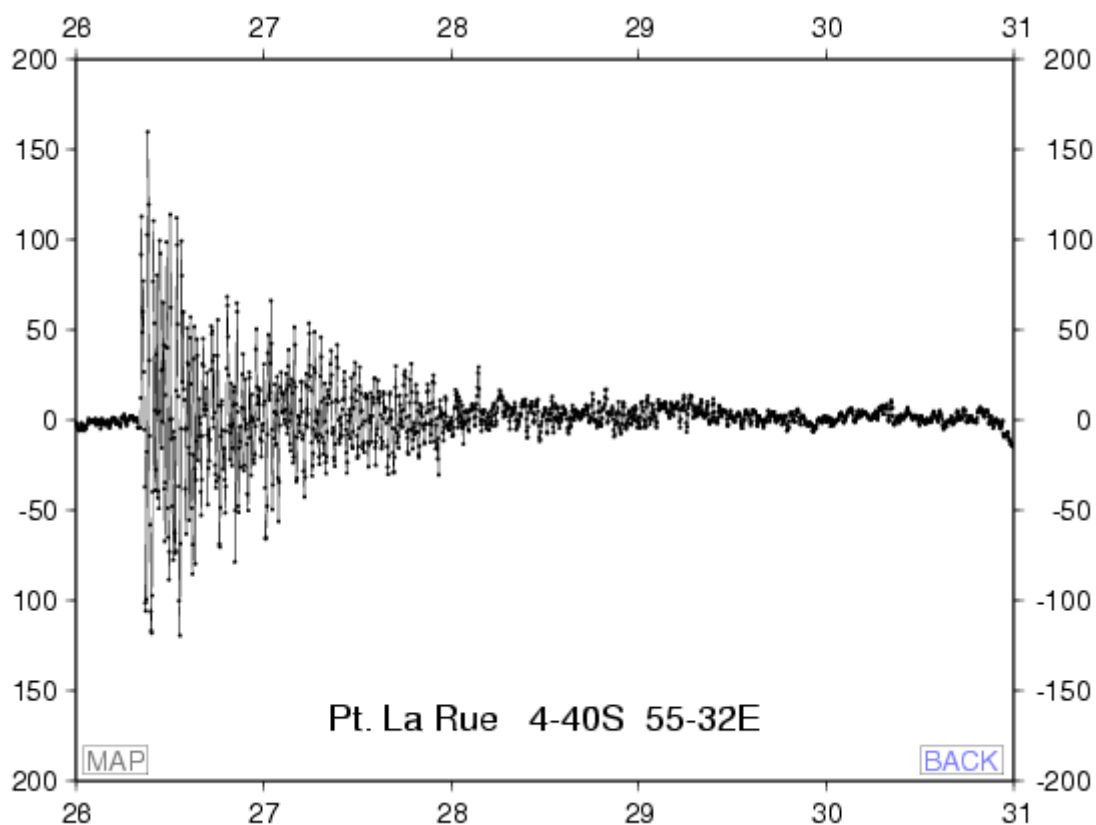


Figura 4.6: Segnale di maremoto registrato a Pointe La Rue e ripulito dalla marea (National Meteorological Service Seychelles/University of Hawaii Sea Level Center: <http://ilikai.soest.hawaii.edu/uhsic/iotd/plarbr.html>)

Una delle caratteristiche principali del maremoto nel bacino dell'Oceano Indiano è stata la differenziazione tra stazioni, posizionate sulla piattaforma continentale o alti strutturali oceanici, che hanno mostrato la presenza di un segnale con ampiezza significativa per parecchi giorni, e stazioni, localizzate nella zona centrale dell'oceano, che hanno mostrato un forte segnale iniziale ma con piccole oscillazioni successive. Le Seychelles appartengono chiaramente alla prima categoria. L'implicazione è che lo tsunami ha eccitato alcune forme di oscillazione proprie della piattaforma, come la piattaforma delle Seychelles, che hanno amplificato e prolungato il segnale di maremoto.

Prendendo in considerazione le altezze dell'onda di maremoto sulla costa, il run-up e l'inondazione, è possibile vedere come questi parametri varino in modo considerevole da sito a sito su distanze spesso minori di 10 km. Ad esempio ad Anse Boileau sulla costa ovest di Mahè, è stato osservato un run-up di 2.5 m, mentre a Grande Anse, 5 km a nord, si è verificata un'inondazione di 4.3 m. Mentre in generale gli impatti sono stati maggiori sulle coste

orientali che si trovano di fronte alla direzione di arrivo dell'onda, sulle coste sottovento di Mahè e di Praslin sono stati notati segnali significativi di maremoto.

Su larga scala, le simulazioni dell'evento hanno mostrato una divergenza dello tsunami intorno alla zona poco profonda del Plateau delle Mascarene, il riflusso del fronte d'onda intorno ai margini di scarpata e la convergenza dell'onda verso numerose località sottovento del Plateau, compreso il Banco delle Seychelles.

La rifrazione su scala di piattaforma è supportata dal fatto che, osservando un punto a nord-ovest di Praslin, si possono vedere le onde giungere da nord-est (Hagan et al., 2007). È possibile immaginare che sul Banco delle Seychelles si siano verificati numerosi effetti di rifrazione intorno alle isole più grandi. È per questo motivo che testimoni oculari che si trovavano ad Anse à la Mouche sulla costa sottovento sudoccidentale di Mahè, hanno visto treni d'onda che si avvicinavano alla baia sia da nord sia da sud.

Limitandoci ad una scala locale, quello che si può osservare è che l'impatto dell'onda di maremoto cambia a seconda dell'orientazione della linea di costa. Così, per esempio, a Beau Vallon, Mahè, che è rivolta a nord, il massimo run-up è stato di 1.7 m, leggermente al di sopra di una normale alta marea. Inoltre, le onde vengono incanalate tra le rocce dei promontori all'interno delle baie e vengono condizionate dalla topografia delle barriere coralline posta al largo, in particolare dalla presenza o assenza di passaggi in acqua profonda attraverso il sistema di barriere. Nelle località che si trovano di fronte alla barriera è possibile notare che le onde di maremoto si infrangono sulla barriera stessa e quindi si propagano attraverso la barriera come attraverso un foro. Questi flussi d'acqua sono condizionati dalle interazioni con la topografia del fondale. In particolare, si può notare che il run-up è spesso maggiore all'inizio di canali profondi che passano attraverso le barriere coralline (Hagan et al., 2007).

Effetto della Piattaforma delle Seychelles sulla Propagazione dei Maremoti

Lo studio della risposta della piattaforma delle Seychelles ad un segnale di maremoto è stato sviluppato prendendo ad esempio il maremoto generato dal terremoto del 26 dicembre 2004 al largo dell'isola di Sumatra. Siamo partiti da un modello di sorgente per il terremoto che coincide con quello proposto dal PMEL\NOAA di Seattle i cui parametri di sorgente sono: magnitudo del terremoto 9.3, slip medio 18 m, lunghezza della faglia 700 km e larghezza che varia fra 100 e 150 km. Basandoci su questo modello di sorgente, sono state fatte delle simulazioni numeriche e in particolare sono stati calcolati i mareogrammi in mareografi

virtuali allineati lungo la direttrice che dalla sorgente arriva fino alla piattaforma delle Seychelles. La posizione dei mareografi (Figura 4.7) è stata scelta in modo tale da seguire le variazioni della forma d'onda in oceano aperto e sulla piattaforma.



Figura 4.7: Posizione dei mareografi virtuali rispetto alla sorgente.

Le simulazioni numeriche sono state fatte con il codice UBO-TSUFDF che risolve le equazioni di Navier- Stokes, lineari e non-lineari, in approssimazione di shallow-water.

Un primo risultato ottenuto dalle simulazioni numeriche sono le elevazioni massime e minime delle onde di maremoto presentate in Figura 4.8, dove è possibile vedere come il pattern generale dei campi sia determinato da due fattori principali: la direttività della sorgente e la batimetria. Si può inoltre osservare come le piattaforme agiscano da amplificatori come nel caso delle Seychelles o da vere e proprie barriere come nel caso delle Maldive.

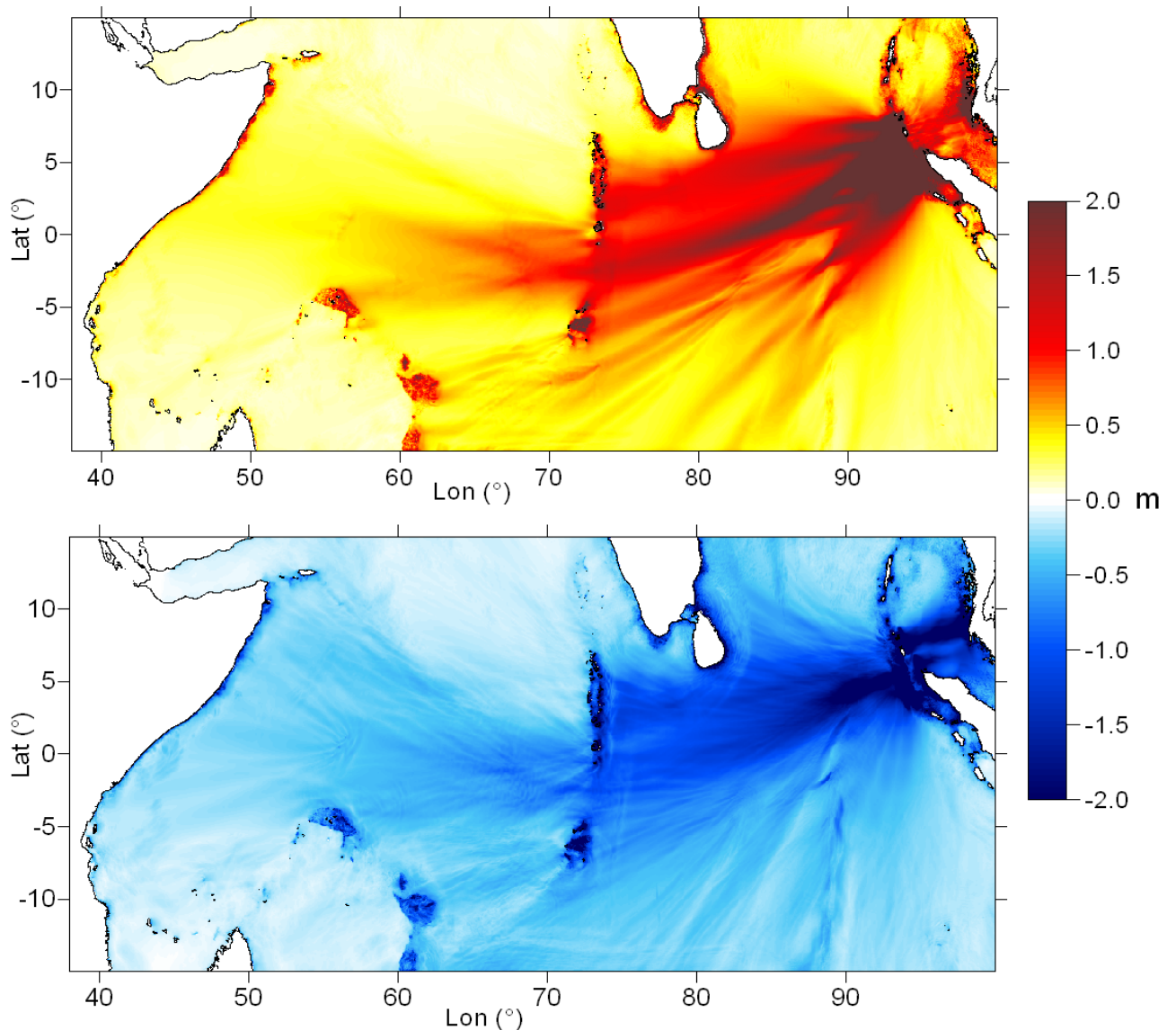


Figura 4.8: Elevazioni massime e minime del maremoto del 2004

I mareogrammi calcolati nei mareografi virtuali sono mostrati nelle Figure 4.9-4.13. Osservando i mareogrammi in oceano aperto (C3-C27), si può notare una sostanziale uniformità dei segnali. I principali cambiamenti sono il tempo del primo arrivo e l'ampiezza del segnale che diminuisce all'aumentare della distanza dalla sorgente sia perché le onde viaggiano in acque più profonde sia a causa dello spreading geometrico. Osservando invece il segnale calcolato nei mareografi virtuali posti sulla piattaforma delle Seychelles (P1-P2), si può notare come questo presenti caratteristiche diverse sia in termini di ampiezza (vi è amplificazione), sia di durata della perturbazione, che infatti persiste per un tempo piuttosto lungo.

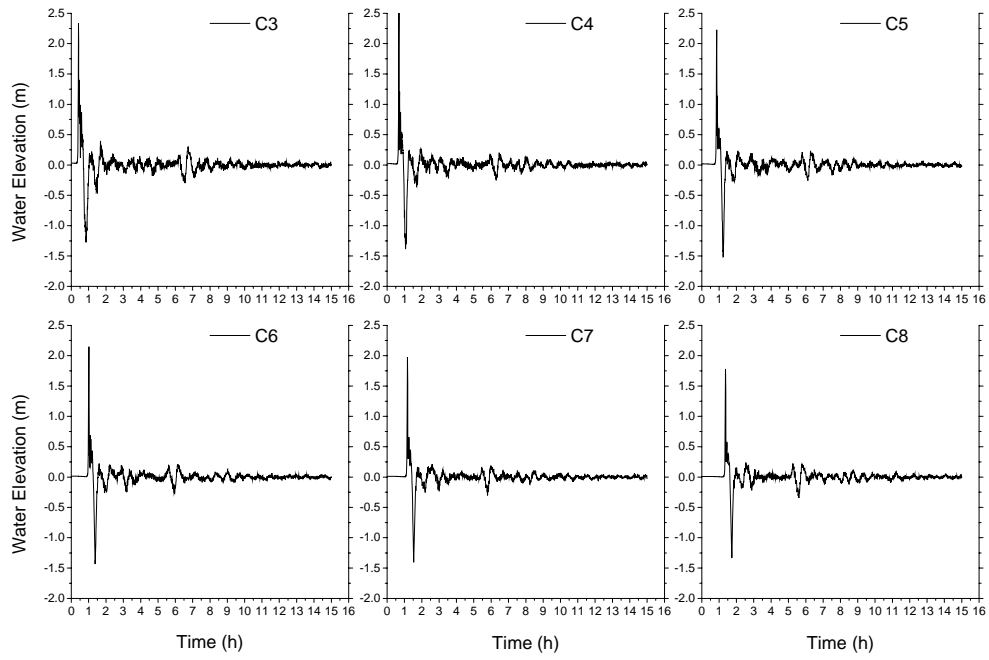


Figura 4.9: Mareogrammi calcolati nei mareografi C3-C8

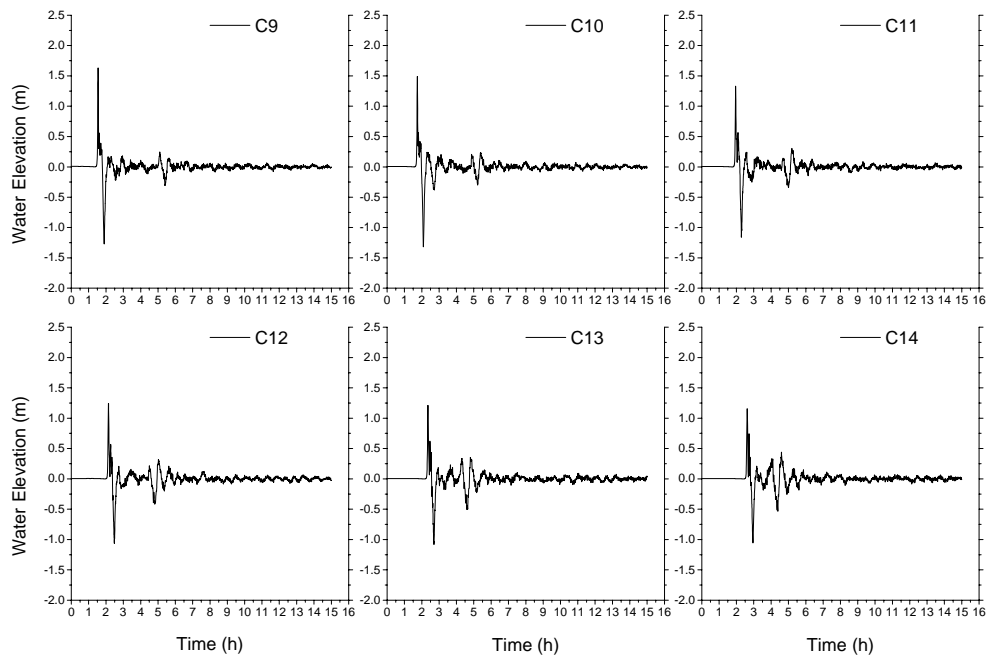


Figura 4.10: Mareogrammi calcolati nei mareografi C9-C14

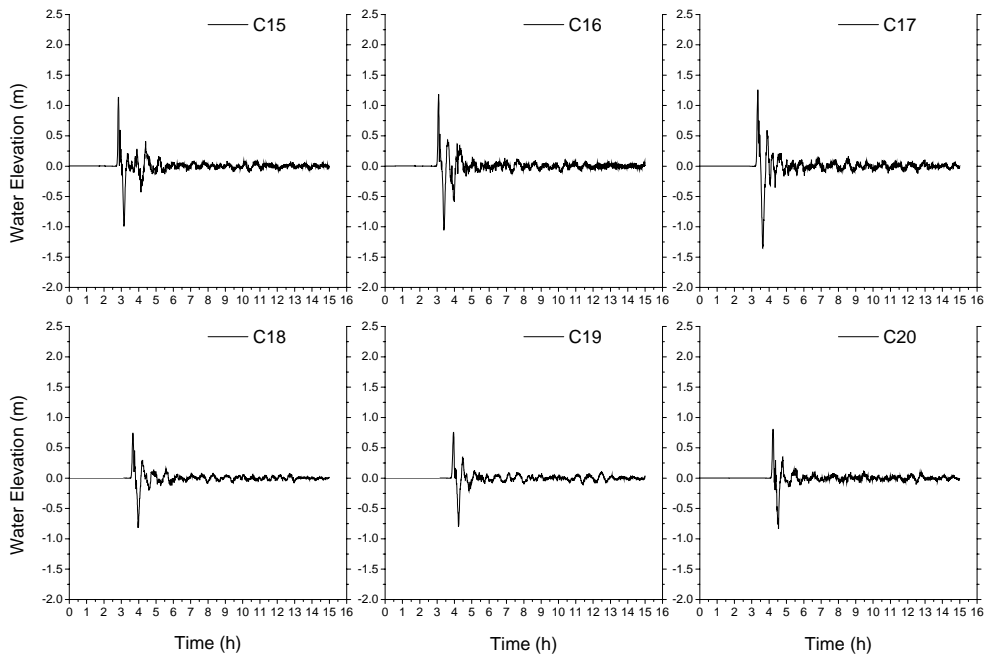


Figura 4.11: Mareogrammi calcolati nei mareografi C15-C20

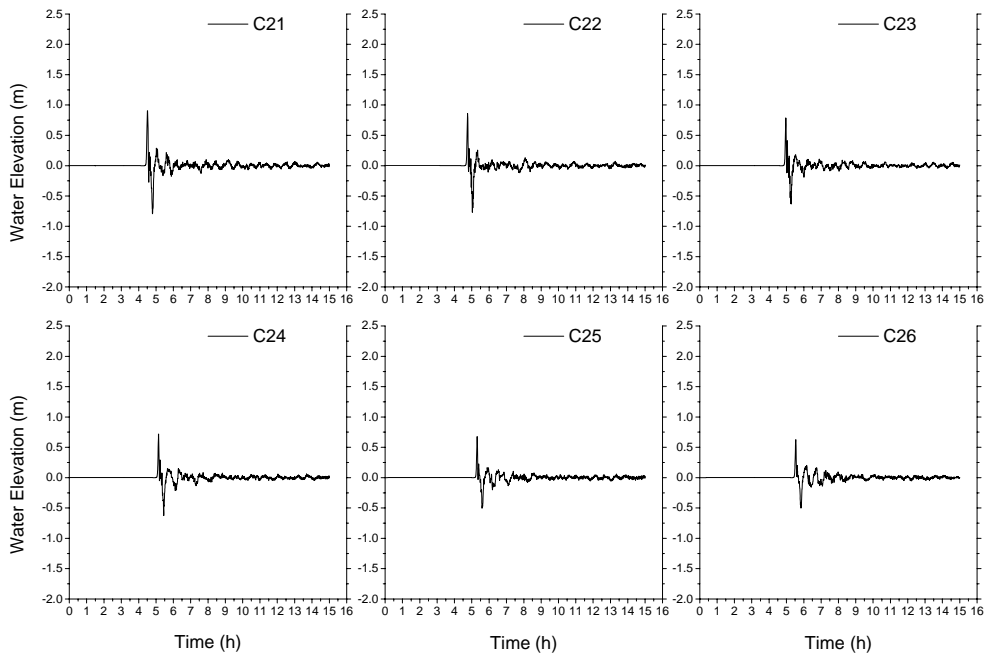


Figura 4.12: Mareogrammi calcolati nei mareografi C21-C26

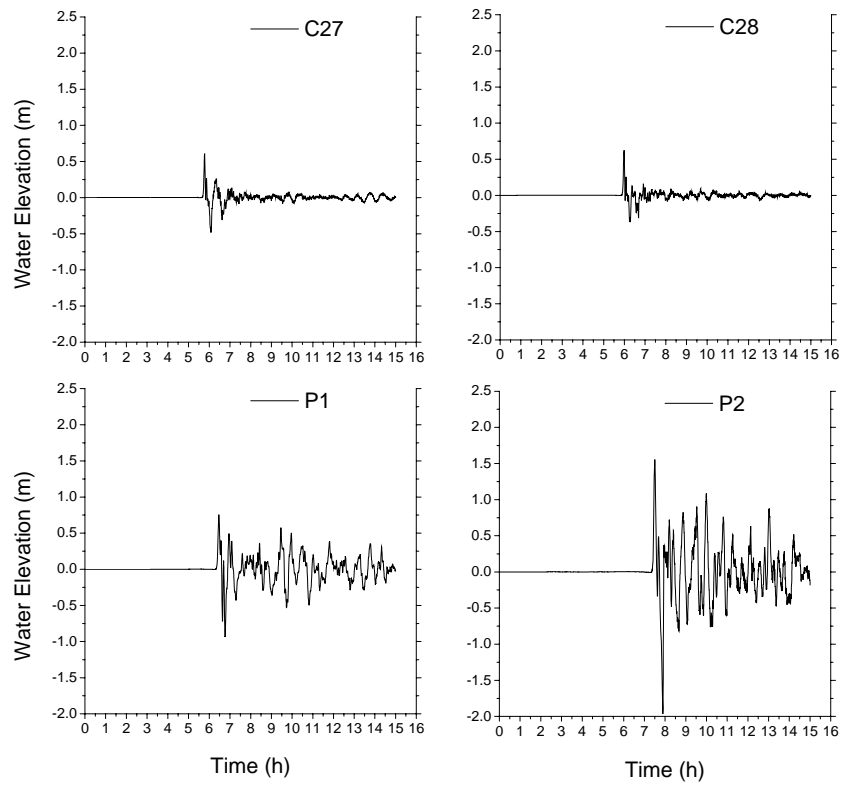


Figura 4.13: Mareogrammi calcolati nei mareografi C27, C28, P1 e P2, dove P1 e P2 sono i mareografi in piattaforma

L'analisi spettrale è uno dei metodi più consolidati e potenti per estrarre informazioni da una serie temporale. Per avere una misura, in funzione della frequenza, del contributo in potenza dei diversi mareogrammi calcolati, è stata perciò eseguita un'analisi spettrale. Per ogni mareogramma, abbiamo scelto una finestra temporale di 7 ore prendendo in considerazione solo la porzione di segnale diversa da zero. In Figura 4.14 viene mostrato un esempio del lavoro preliminare fatto su ogni singolo mareogramma per la scelta della finestra temporale.

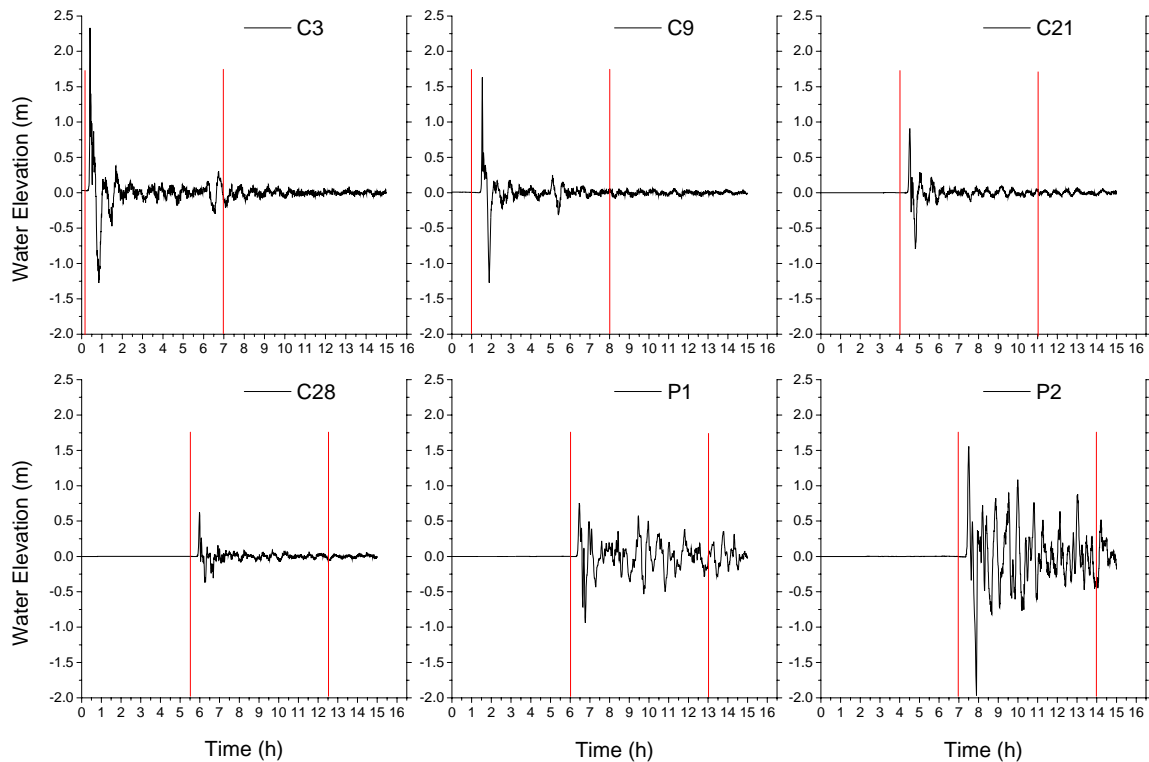


Figura 4.14: Esempio delle finestre temporali scelte per l'analisi spettrale

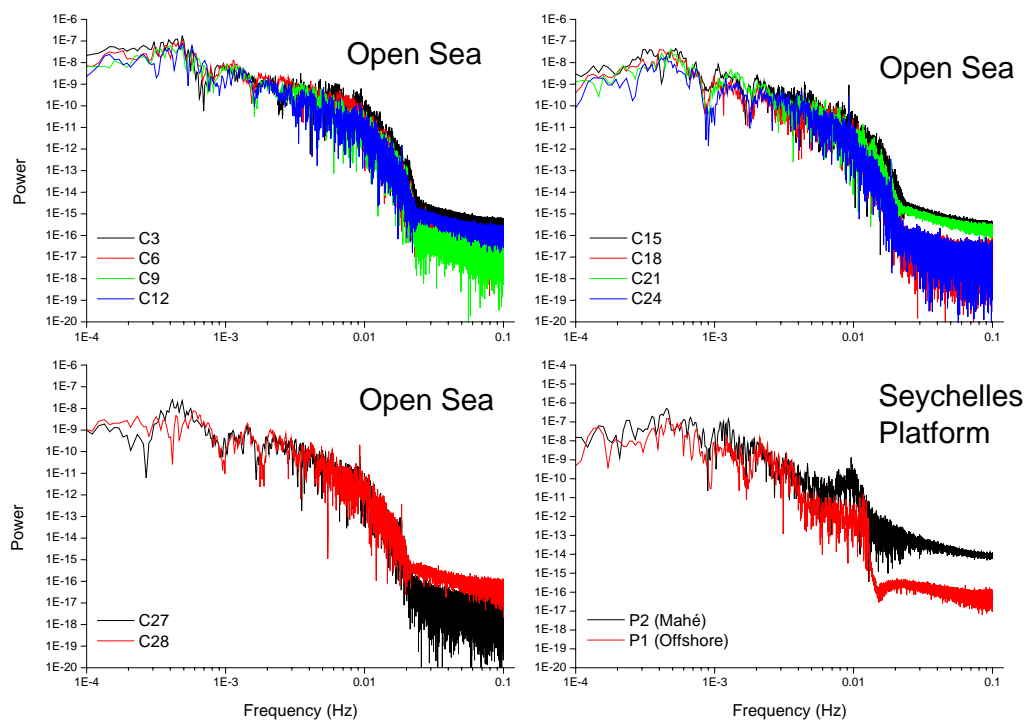


Figura 4.15: Spettri dei mareogrammi

Una volta stabilita la finestra temporale uguale per tutti i mareogrammi considerati, sono stati calcolati gli spettri. Dal grafico riassuntivo di Figura 4.15 si può notare che gli spettri per i mareografi offshore (indicati nei grafici con la dicitura Open Sea) sono simili e presentano dei picchi intorno ai 1000 secondi che sono le frequenze tipiche del maremoto del 2004, un cambio di pendenza dopo i 100 secondi ed una coda piuttosto lunga attribuibile a rumore numerico di griglia. Gli spettri dei mareografi in piattaforma (Seychelles Platform) presentano anch'essi dei picchi intorno ai 1000 secondi dovuti al maremoto e dei picchi intorno ai 100 secondi che sono da attribuire all'effetto della piattaforma, ed in particolare sia alla diversa configurazione batimetrica sia alla geometria costiera.

L'11 Gennaio 1993, lo University of Hawaii Sea Level Center ha installato un mareografo a Pointe La Rue che ora è sotto la responsabilità del Meteorological Office of the Directorate of Civil Aviation (Figure 4.16-4.17). Tale mareografo ha registrato il maremoto del 2004, ed è quindi stato possibile fare un confronto tra i mareogrammi osservato e calcolato. Osservando la Figura 4.18, si nota che il segnale calcolato è più basso in ampiezza rispetto al segnale osservato e questo può essere dovuto o ad una scarsa conoscenza della batimetria sotto costa

in particolare laddove il mareografo è installato oppure al coefficiente d'attrito usato nelle nostre simulazioni che potrebbe essere troppo alto.



Figura 4.16: Posizione del mareografo in Pointe la Rue, Mahé



Figura 4.17: Mareografo di Pointe La Rue installato l'11 Gennaio 1993

http://www.env.gov.sc/html/sea_level_monitoring.html

Dopo aver confrontato i segnali osservato e calcolato nella stazione di Pointe La Rue, è stato fatto un confronto anche degli spettri dei segnali stessi. Per fare l'analisi spettrale dei segnali, è stata seguita la stessa procedura utilizzata in precedenza: è stata quindi considerata di nuovo la finestra temporale di 7 ore partendo dalla porzione di segnale diversa da zero. A differenza del caso precedente, però, qui è stato necessario ri-campionare il segnale calcolato a causa di un diverso tempo di campionamento dei due segnali: il segnale osservato, infatti, ha un passo di campionamento di 4 minuti e quello calcolato ha un passo di 5 secondi. I risultati ottenuti sono mostrati in Figura 4.19 dove si può notare che lo spettro del segnale calcolato è più basso di un fattore 10 in Potenza, che si traduce in un fattore 3 in Ampiezza, rispetto allo spettro del segnale osservato a conferma di quello che era già stato osservato nei mareogrammi.

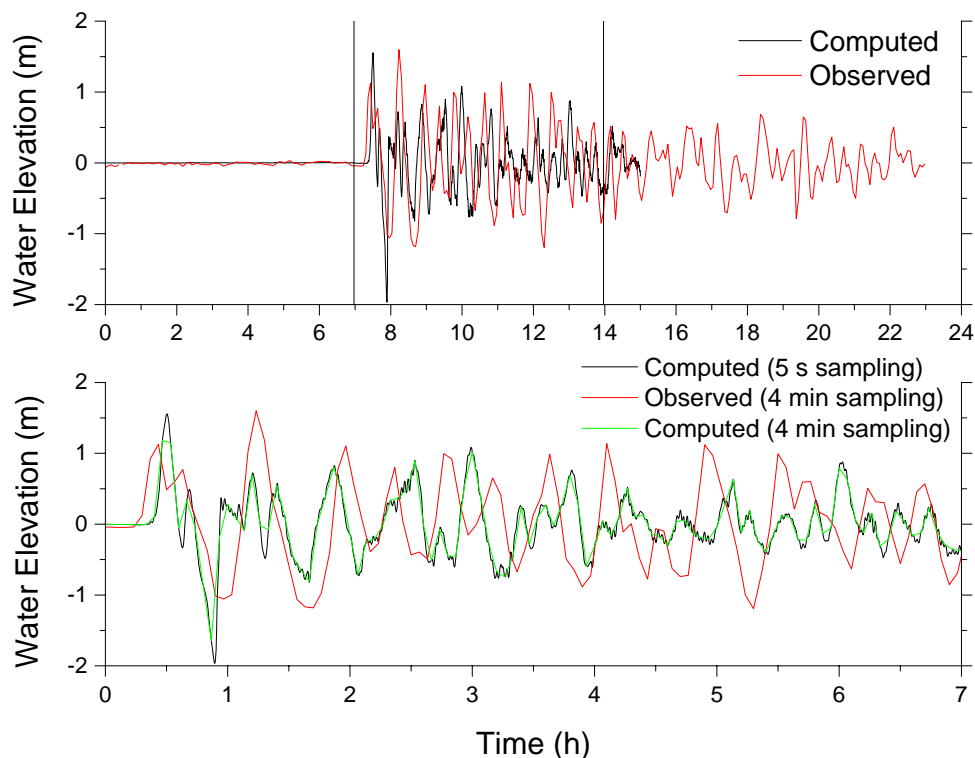


Figura 4.18: Confronto tra mareogramma osservato e calcolato a Pointe La Rue.

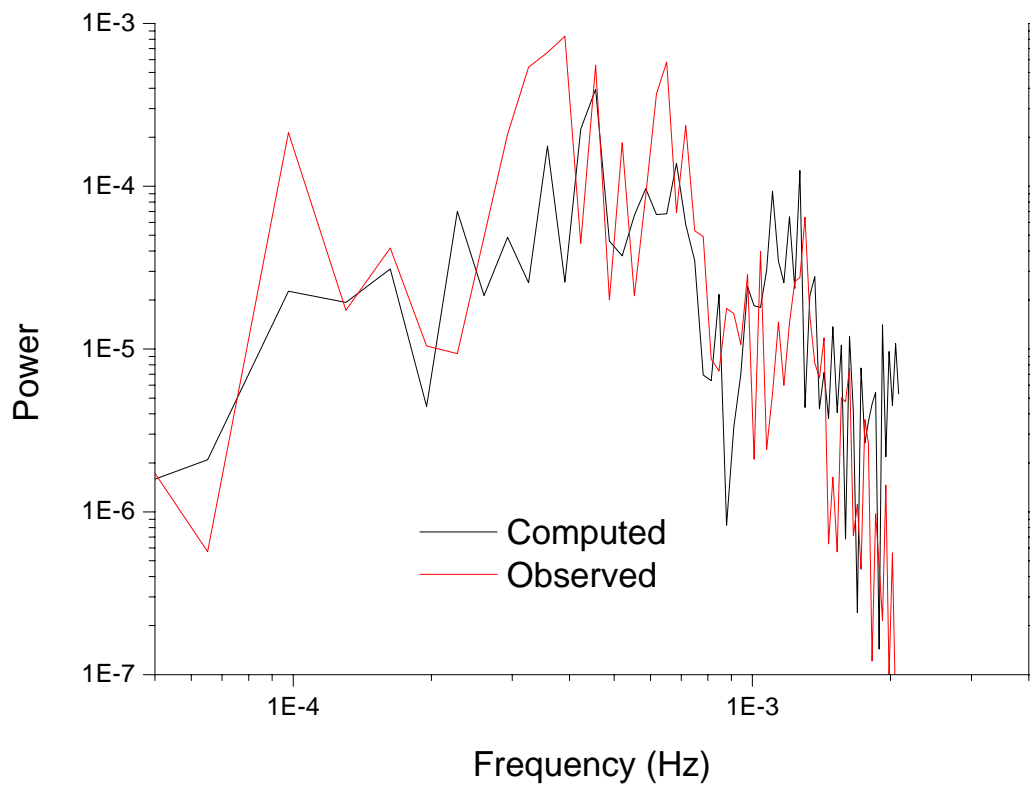


Figura 4.19: Spettri dei mareogrammi calcolato e registrato.

E' stato fatto un ulteriore lavoro per esaminare in modo ancora più dettagliato le differenze tra la piattaforma e il mare aperto. E' stato calcolato lo spettro medio in mare aperto (Figura 4.20) ed è stato messo a confronto con gli spettri ricavati dai mareogrammi di piattaforma e di Pointe La Rue.

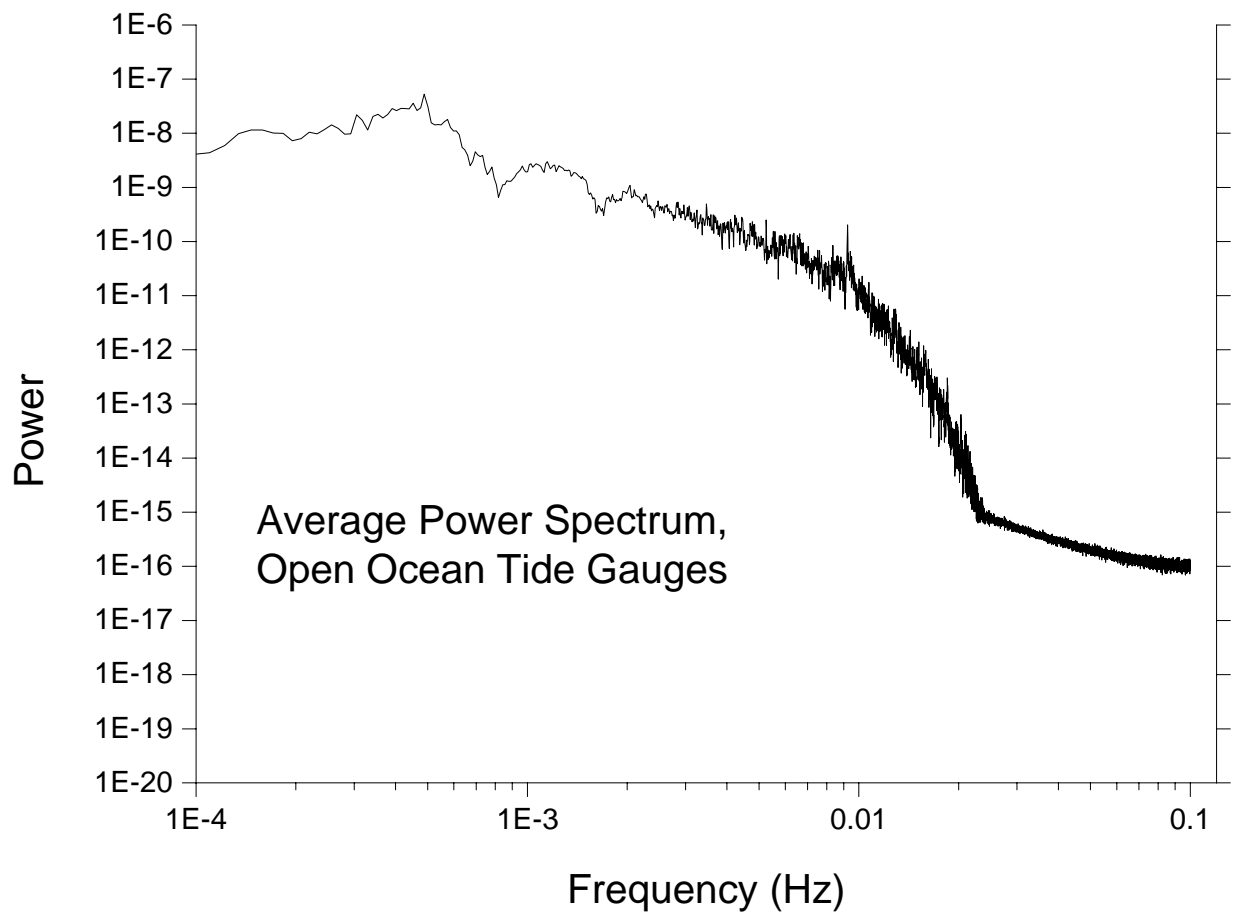


Figura 4.20: Spettro medio dei mareogrammi in mare aperto.

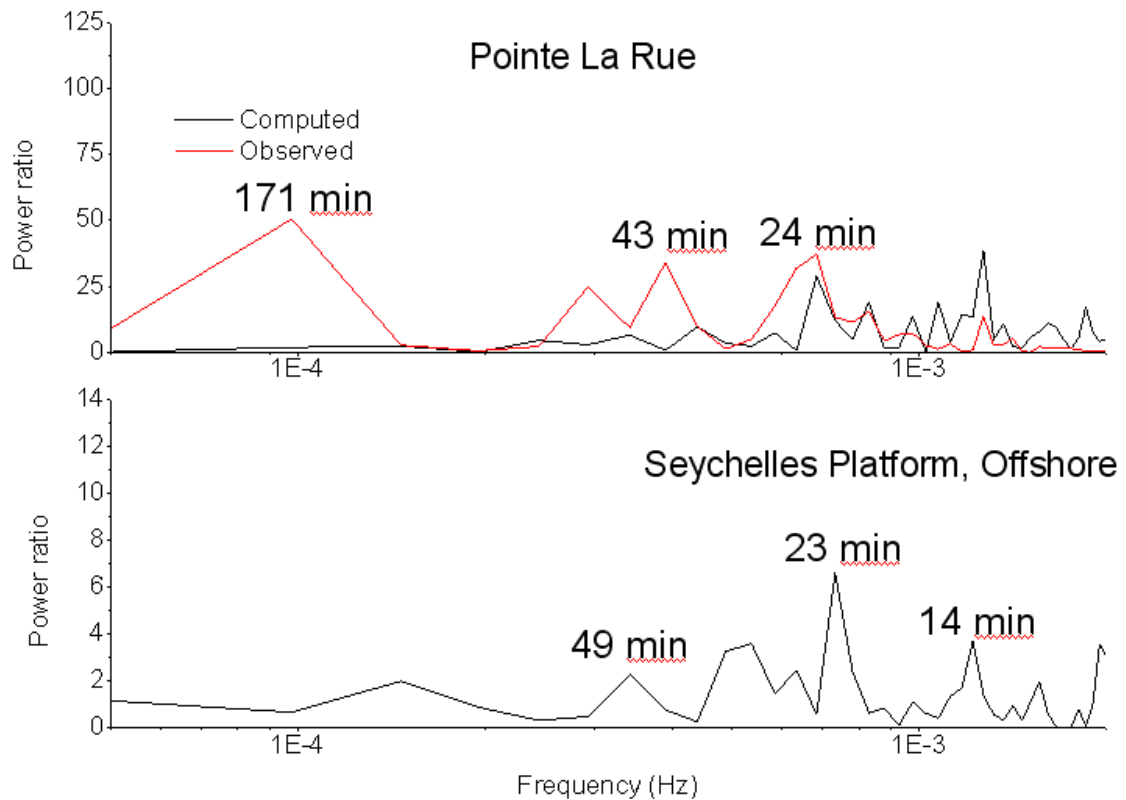


Figura 4.21: Rapporto tra lo spettro ricavato dai mareogrammi calcolati in piattaforma e lo spettro medio in mare aperto

Analizzando i grafici di Figura 4.21 (upper panel), si può osservare, anche in questo caso, che i picchi intorno ai 43 minuti sono da attribuirsi alle frequenze tipiche di maremoto e quelli intorno ai 24 e 14 minuti sono relativi alle frequenze tipiche di piattaforma. Un risultato molto simile si può osservare nel grafico sottostante relativo al rapporto tra lo spettro medio in mare aperto e lo spettro del segnale in piattaforma ma offshore. Come ultima osservazione, il picco intorno ai 170 minuti nel segnale osservato è probabilmente dovuto a residui di marea non opportunamente filtrati nella registrazione da noi utilizzata.

CAPITOLO 5

In questo capitolo l'attenzione verrà focalizzata sullo stretto di Messina come secondo principale esempio di bacino limitato. Numerosi sono gli aspetti che differenziano questo caso dal bacino delle Seychelles esaminato nel capitolo precedente. Un primo aspetto significativo riguarda il contesto tettonico, che verrà brevemente descritto nel primo paragrafo di questo capitolo. In secondo luogo, lo stretto di Messina rappresenta una zona ad alta attività sia dal punto di vista sismico che da quello della tsunamigenesi. Collegata a questo aspetto è una terza differenza sostanziale rispetto al caso delle Seychelles: storicamente, nello stretto di Messina gli eventi di maremoto più devastanti sono legati a sorgenti locali, cioè poste all'interno dello stretto stesso. La pericolosità legata a sorgenti remote, come ad esempio l'arco ellenico occidentale, non va comunque trascurata. Nel secondo paragrafo del capitolo verrà proposta una breve descrizione delle caratteristiche e degli effetti dei tre maremoti storici più distruttivi che hanno colpito la zona, in particolare quelli dell'11 gennaio 1693, del 6 febbraio 1783 e del 28 dicembre 1908. Oltre a fornire una descrizione degli eventi, l'analisi permetterà di sottolineare l'alto grado di pericolosità legato ai maremoti nella zona e quindi l'importanza di una dettagliata conoscenza delle caratteristiche delle onde di maremoto generate nello stretto o nelle sue immediate vicinanze, e del tipo di risposta del bacino a suddette onde. L'approccio utilizzato per stimare quest'ultima è descritto nell'ultimo paragrafo del capitolo dove vengono anche presentati i risultati in termini di curve di amplificazione.

Tettonica dello Stretto di Messina

La zona sud della Calabria e quella est della Sicilia sono fra le aree più attive, dal punto di vista sismico, dell'Italia e di tutto il Mediterraneo. L'area è caratterizzata da un sistema di faglie normali risalenti al Quaternario che sono interpretate come l'espressione di un regime regionale estensionale a carattere regionale nella direzione ESE-WNW. Questo sistema di faglie si estende per una lunghezza di circa 370 km e consiste di segmenti di faglia distinti, ciascuno con una lunghezza che può variare approssimativamente da 10 km a 45 km. Tale zona si estende in modo più o meno continuo lungo la parte interna dell'arco Calabro e attraversa lo Stretto di Messina per poi proseguire verso la Sicilia dove, in accordo con numerosi autori, trova la sua principale espressione al largo delle coste Ioniche fino all'altopiano Ibleo. La struttura più imponente che caratterizza la parte sud-est del sistema di

faglie è la Scarpata Ibleo-Maltese che separa il dominio continentale Ibleo da quello oceanico Ionico (Figura 5.1) (Tinti e Armigliato, 2003).

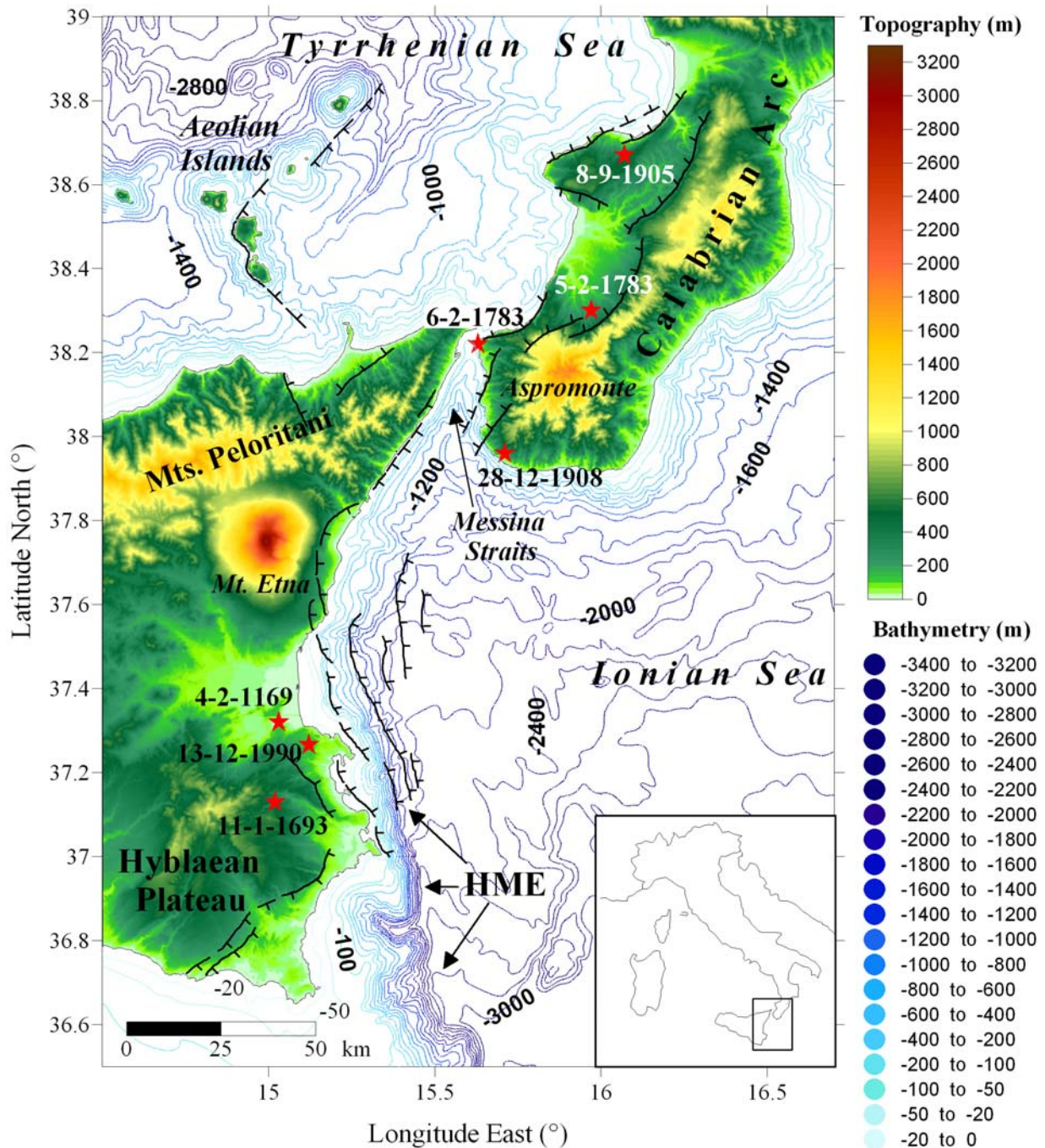


Figura 5.1: Mappa sismotettonica dell'Arco Calabro e della Sicilia Orientale. Per i lineamenti di faglia vedi Bianca et al. (1999) e Monaco e Tortrici (2000). Epicentri dei terremoti dal Gruppo di lavoro CPTI (2004) (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>) L'epicentro relativo al 1908 da Michellini et al., 2004

Gli tsunami storici nell'area

Nei secoli scorsi tale zona fu colpita da terremoti distruttivi che hanno dato origine a maremoti. Fra i maremoti più devastanti ricordiamo quello dell'11 gennaio 1693, quello del 6 febbraio 1783 e quello del 28 dicembre 1908.

Il maremoto dell'11 gennaio 1693

Il terremoto del gennaio 1693 colpì un vasto territorio in due riprese, a distanza di 2 giorni. La prima scossa avvenne il 9 gennaio alle 4:30, ora locale. Nonostante le difficoltà riscontrate nel distinguere gli effetti di questo primo evento da quelli del terremoto successivo, fu possibile attribuire un valore di intensità a 26 località e delineare, in maniera soddisfacente, il quadro complessivo degli effetti. I danni maggiori si ebbero ad Augusta, dove crollarono poco meno della metà delle case e si ebbero 200 morti; ad Avola due quartieri furono quasi interamente distrutti; a Noto molti edifici crollarono e si ebbero oltre 200 vittime. Danni analoghi si verificarono anche a Floridia, Lentini e Melilli. Crolli totali si ebbero a Catania, Vizzini e Sortino mentre lesioni e crolli parziali si verificarono a Siracusa e a Militello in Val di Catania. La scossa fu sentita senza danni a Messina, Palermo ed Agrigento. I limiti dell'area di risentimento sono segnati a nord da Monteleone (l'attuale Vibo Valentia) e a sud dall'isola di Malta.

La seconda scossa è avvenuta l'11 gennaio ($M_{aw} = 7.4$, dove con M_{aw} si indica la magnitudo momento equivalente ricavata da dati macrosismici) (Gerardi et al., 2008). L'epicentro fu localizzato in Val di Noto, vicino a Lentini, Carlentini e Melilli. Gli effetti furono catastrofici anche perché si sovrapposero a quelli dell'evento precedente. L'area colpita fu, tuttavia, molto più vasta: fu colpito un intero territorio di oltre 14000 km², considerando solo l'area dei danni maggiori (Boschi et al., 2000). Complessivamente danni di rilievo furono riscontrati in un'area che va dalla Calabria meridionale a Palermo e all'arcipelago maltese. Furono colpite tutte le città più importanti della Sicilia sud orientale: Catania fu quasi interamente distrutta così come Acireale e tutti i piccoli insediamenti sparsi sul versante orientale dell'Etna. Distruzioni vastissime si verificarono in tutti i centri della Val di Noto: Vizzini, Sortino, Scicli, Ragusa, Palazzolo Acreide, Modica, Melilli, Lentini, Ispica, Occhiolà, Carletini, Avola, Augusta e Noto. Siracusa, Caltagirone, Vittoria e Comiso subirono crolli molto estesi. Nel complesso sono 70 i centri in cui si verificarono danni uguali o maggiori al IX MCS (Figura 5.2). Anche Messina ed altri centri della costa nord orientale, fra cui Patti e Naso, subirono crolli e danni gravi, mentre a Palermo, Agrigento e Reggio Calabria si ebbero crolli

parziali e lesioni. In alcuni centri della Calabria meridionale furono riscontrati danni più leggeri.

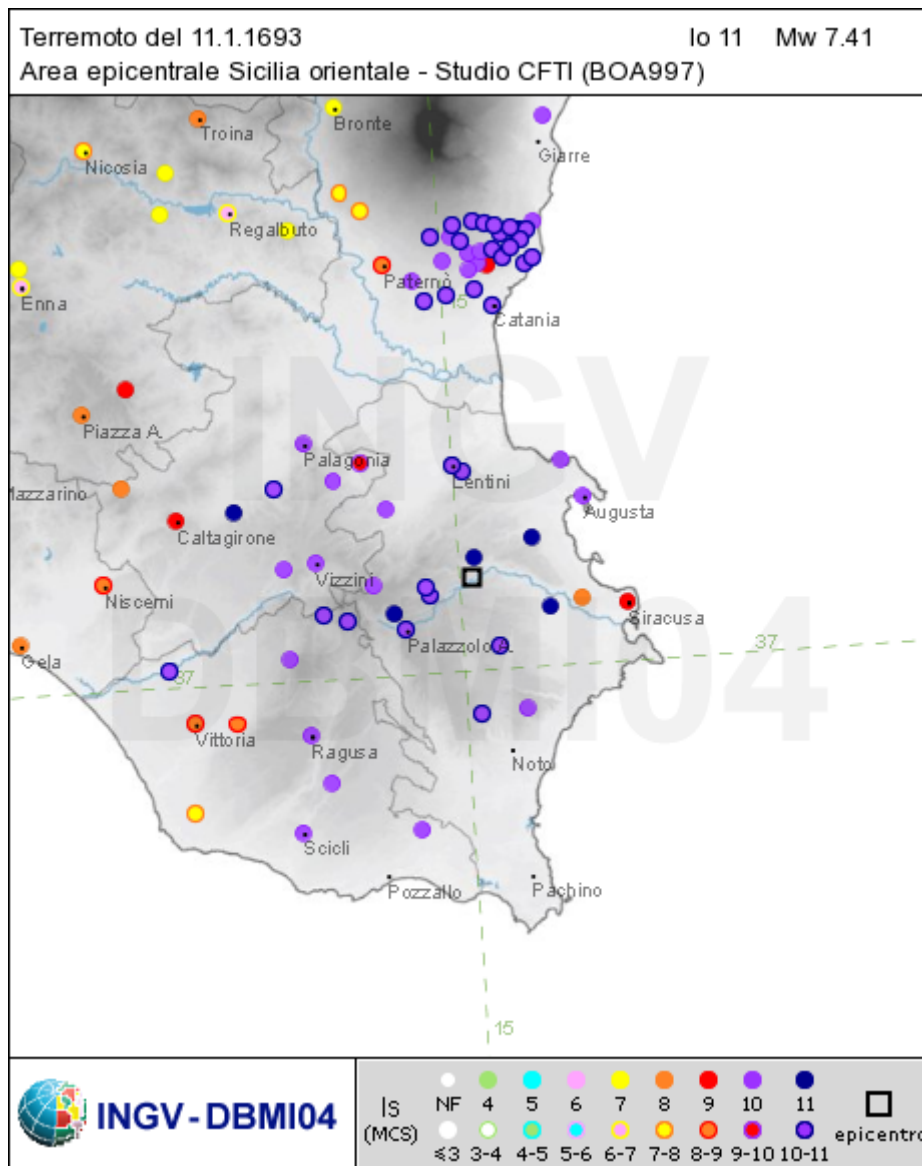


Figura 5.2: valori macrosismici (intensità) per il terremoto dell'11 gennaio 1693
(<http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04>)

Le fonti risultano contraddittorie sul numero complessivo di vittime che furono comunque molte migliaia. La statistica ufficiale, redatta nel maggio del 1693, riporta circa 54000 morti, di cui 12000 a Catania (63% della popolazione totale allora residente), 5045, il 51% del totale, a Ragusa, 1840, il 30% del totale, ad Augusta, 3000, il 25%, a Noto, 3500, il 23%, a Siracusa e 3400, il 19% del totale, a Modica (Boschi et al., 2000). In seguito al terremoto, un grosso maremoto colpì l'intera costa est della Sicilia, ed fu osservato anche alle Isole Eolie e nel vecchio porto di Marina di Ragusa, Mazzarelli (dall'arabo Marsa A'Rillah ovvero piccolo

approdo), sulla costa sud dell'isola (Gerardi et al., 2008). La linea costiera fu inondata per una lunghezza di circa 230 km. A Messina il mare si ritirò di circa 100 m e successivamente invase la costa inondando il bacino del porto. L'inondazione più grande fu descritta a Mascali, dove il mare invase la costa per circa 1.5 km verso l'interno.

La località più colpita fu la città di Augusta, dove il mare inizialmente si ritirò lasciando il porto completamente asciutto, per poi attaccare la costa inondandola per circa 165 m verso l'interno. La città fu inondata fino al Monastero di San Domenico: le onde raggiunsero un'altezza di 15 m (Tinti et al., 2004).

Il maremoto del 6 febbraio 1783

La sequenza sismica del 1783 (Figura 5.3) fu costituita da cinque forti scosse che avvennero fra febbraio e marzo e provocarono danni in molte città della Calabria e della Sicilia nord orientale. I maremoti furono osservati dopo le due scosse del 5 febbraio 1783 ($M_{aw} = 6.9$) e del 6 febbraio 1783 ($M_{aw} = 5.9$). Nonostante i dati relativi allo tsunami del 5 febbraio 1783 fossero scarsi e generici, fu possibile separare gli effetti dei due maremoti sulle località colpite a partire da tutte le descrizioni storiche.

Il maremoto del 6 febbraio 1783 colpì la costa siciliana da Messina a Torre Faro e la costa calabra da Reggio Calabria a Scilla per una lunghezza totale di 40 km. Il terremoto non fu la causa principale del maremoto. Lo tsunami, infatti, potrebbe essere stato provocato da un'enorme caduta di massi indotta dal terremoto: una porzione del Monte Paci (nella parte sud-ovest della spiaggia di Scilla) collassò improvvisamente in mare (Tinti et al., 2004). L'onda di maremoto più alta fu di circa 16 m. Lo tsunami fu particolarmente disastroso a causa dell'alto numero di vittime, soprattutto a Scilla dove provocò la morte di 1500 persone che si erano rifugiate sulla spiaggia per sfuggire alla distruzione della città a causa del terremoto. A Marina Grande (Scilla) fu osservata un'altezza dell'onda compresa tra 6 m e 9 m. A Messina il livello del mare si alzò di 2 m e raggiunse il mercato del pesce uccidendo 28 persone (Gerardi et al., 2008).



Figura 5.3: Stampa dell'epoca raffigurante il terremoto del 1783.

(<http://www.cannarozzo.it/Bivongi/lastoria/1783.aspx>)

Il maremoto del 28 dicembre 1908

Il terremoto del 28 dicembre 1908 fu l'evento naturale più catastrofico del ventesimo secolo in Italia. Colpì un'area che comprende la Calabria del sud e la Sicilia nord orientale (Figura 5.4). Il terremoto provocò un violento maremoto nello Stretto di Messina che causò molti danni e numerose vittime. In tutte le località raggiunte dal maremoto, il primo movimento osservato fu un ritiro del mare (in alcuni luoghi di circa 200 m) per alcuni minuti ed una successiva inondazione della costa con almeno 3 grandi onde (Figura 5.5). Le oscillazioni del livello del mare durarono molte ore per poi diminuire gradualmente. In alcune località l'onda più grande fu la prima, mentre in altre fu la seconda. Si è potuto osservare che il run-up (Figura 5.6) diminuì con l'aumentare della distanza dalla sorgente ma all'interno dello Stretto questo effetto fu mascherato dagli effetti di amplificazione locale (Tinti et al., 2004).

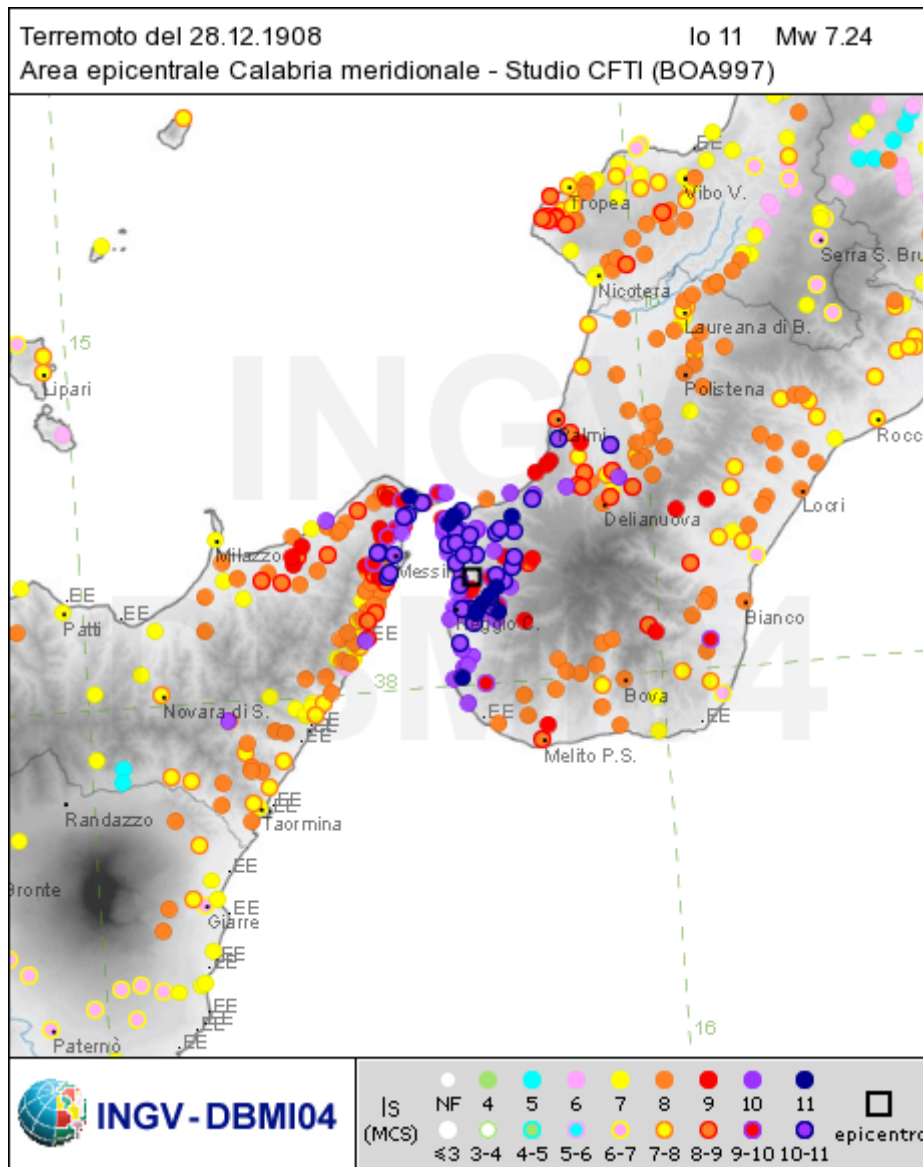


Figura 5.4: valori macrosismici (intensità) per il terremoto del 28 dicembre 1908
 (<http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04>)

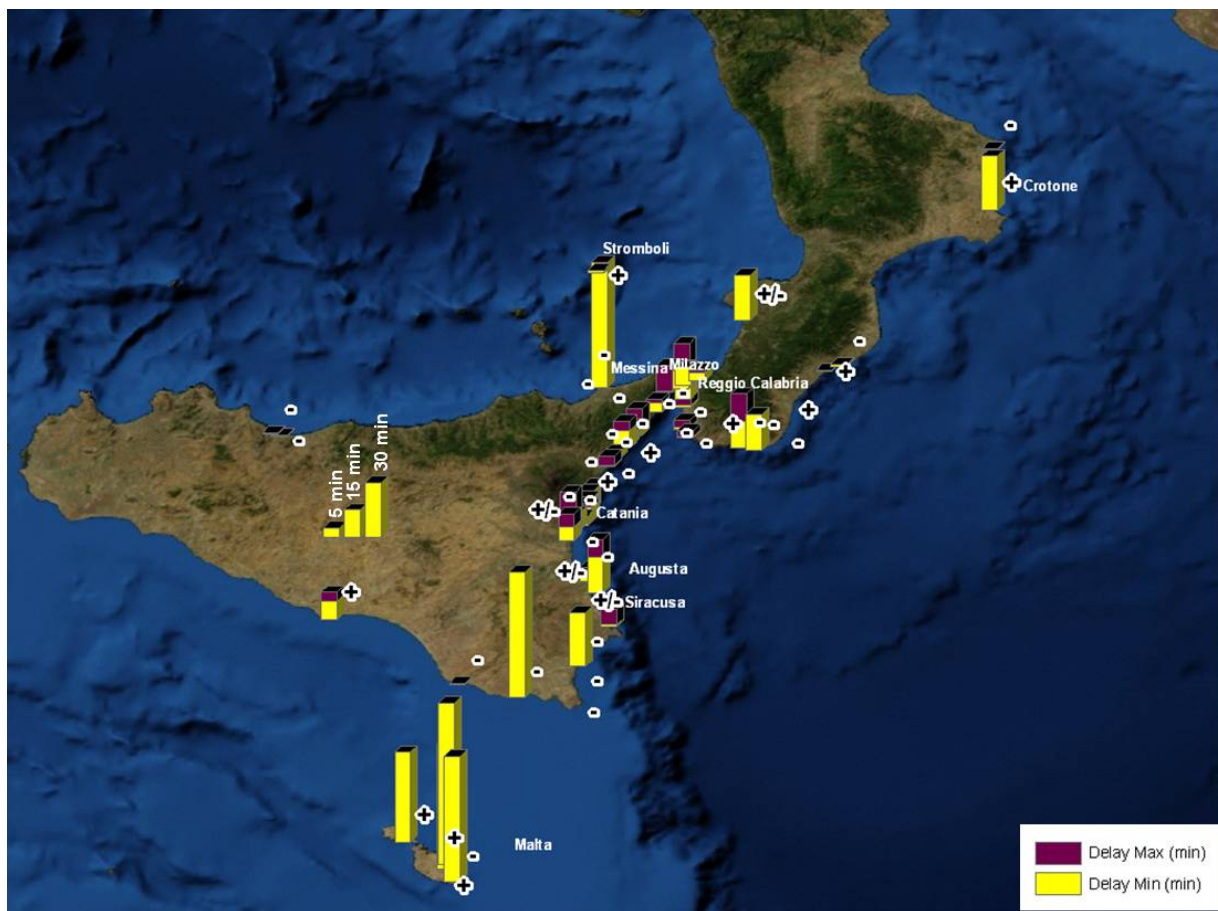


Figura 5.5: Delay time e polarità dei primi arrivi nelle località colpite dal maremoto del 1908



Figura 5.6: Run-up nelle località colpite dal maremoto del 1908

Terremoto, maremoto e incendi distrussero circa il 90% delle costruzioni esistenti a Messina e a Reggio Calabria (Figure 5.13-5.17) uccidendo più di 80000 persone (Gerardi et al., 2008). Il maremoto raggiunse le coste sud della Calabria e le coste orientali della Sicilia pochi minuti dopo il terremoto, causando numerosi danni e morti. Gli effetti dello tsunami si osservarono anche lungo la costa tirrenica della Sicilia fino a Termini Imerese, nel Canale di Sicilia a Licata e nell'isola di Malta dove il livello del mare aumentò di più di 1 m. Il run-up misurato a Messina (Figura 5.7) vicino alla capitaneria di porto, in Via Vittorio Emanuele, vicino alla fortezza di San Salvatore fu di circa 3 m, mentre quello misurato alla foce del torrente Portalegni fu di circa 6 m. Furono riscontrati molti danni: molte barche ormeggiate furono danneggiate in modo grave, i moli all'interno del porto furono distrutti, molti muri crollarono e il Cimitero degli Inglesi fu completamente distrutto. A Briga Marina (Figura 5.8) molte case crollarono e 46 persone annegarono. A Giardini Naxos (Figura 5.9) il livello dell'acqua raggiunse i 9.50 m: due persone rimasero uccise e molte imbarcazioni furono danneggiate. Il massimo run-up raggiunto, per quanto riguarda la parte siciliana dello Stretto, fu misurato lungo la costa nord orientale della Sicilia a Capo Sant'Alessio e fu di 11.7 m. Anche a Catania (Figura 5.10) furono riscontrati dei danni soprattutto alle imbarcazioni ormeggiate nel porto.

In particolare fu possibile distinguere sul muro della stazione mareografica 4 differenti segni lasciati dall'onda (Tinti et al., 2004).



Figura 5.7: Immagine georeferenziata del Porto di Messina in cui sono rappresentati i valori di run-up e i luoghi di interesse colpiti dal maremoto del 1908

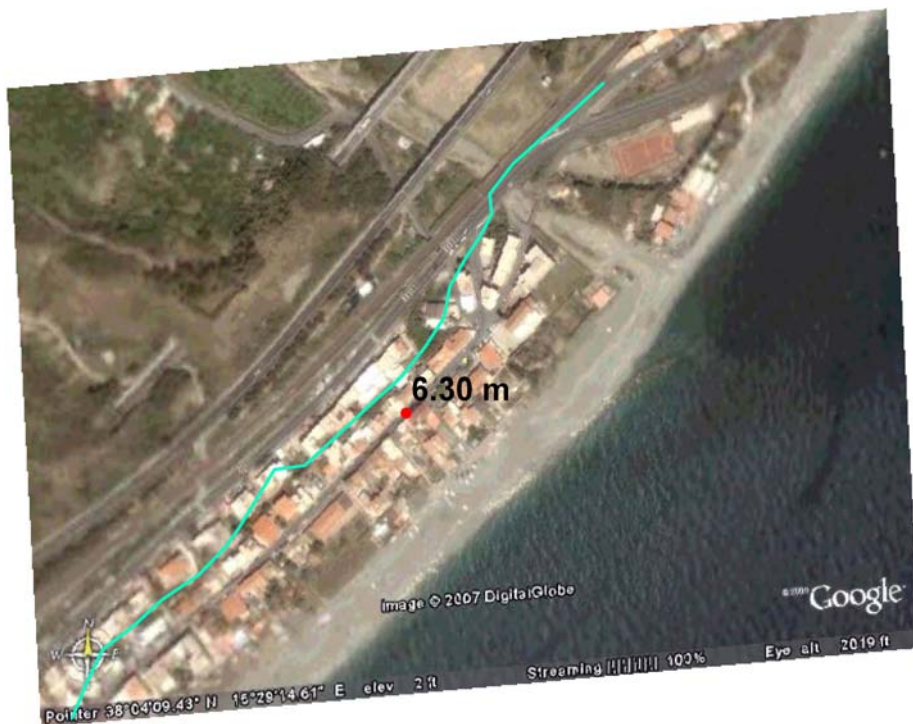


Figura 5.8: Immagine georeferenziata di Briga in cui sono rappresentati il valore di run-up e la linea di inondazione ricostruita attraverso dati storici



Figura 5.9: Immagine georeferenziata di Taormina e Giardini Naxos in cui sono rappresentati i valori di run-up

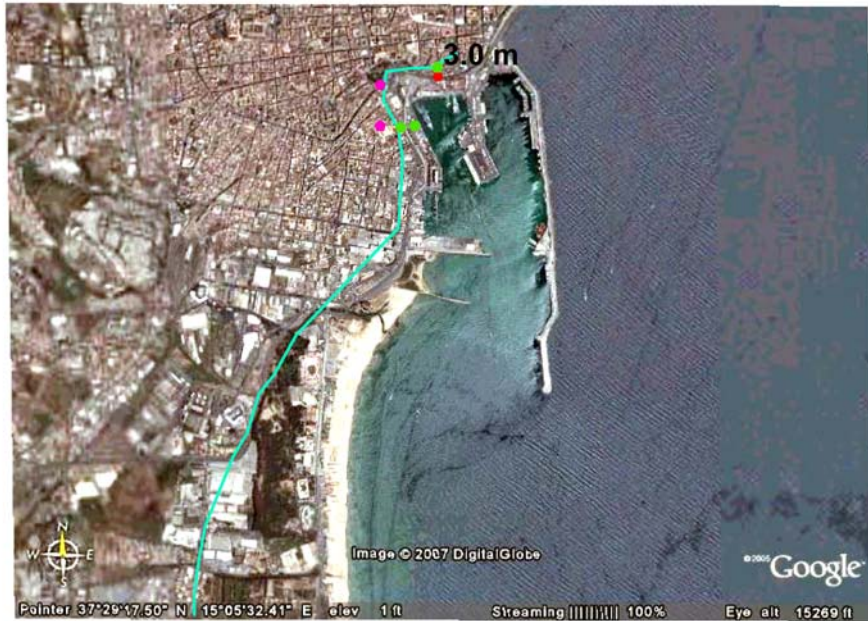


Figura 5.10: Immagine georeferenziata di Catania in cui sono rappresentati il valore di run-up, la linea d'inondazione ricostruita a partire da dati storici e alcuni punti di interesse colpiti dal maremoto

Per quanto riguarda la parte calabra dello Stretto, a Reggio Calabria (Figura 5.11) furono danneggiate numerose navi all'interno del porto e alcune costruzioni furono completamente rase al suolo, a Villa S. Giovanni gran parte delle linee ferroviarie furono distrutte. In alcune località come Scilla, Nicotera, Troppa e Scalea, il mare inondò la spiaggia. In questa parte dello Stretto di Messina, il massimo run-up osservato, 13 m, fu misurato a Pellaro (Figura 5.12).



Figura 5.11: Immagine georeferenziata di Reggio Calabria in cui sono rappresentati il valore di run-up, la linea d'inondazione ricostruita a partire da dati storici e alcuni punti di interesse colpiti dal maremoto



Figura 5.12: Immagine georeferenziata di Pellarò in cui sono rappresentati il valore di run-up, la linea d'inondazione ricostruita a partire da dati storici e alcuni punti di interesse colpiti dal maremoto



**Figura 5.13: 28 Dicembre 1908. Reggio Calabria
(Calendario 2009, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia)**



**Figura 5.14: 28 Dicembre 1908. Messina, Corso Garibaldi
(Calendario 2009, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia)**



**Figura 5.15: 28 Dicembre 1908. Messina, zona del Porto
(Calendario 2009, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia)**



**Figura 5.16: 28 Dicembre 1908. Campo Calabro, chiesa parrocchiale
(Calendario 2009, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia)**



**Figura 5.17: 28 Dicembre 1908. Villa S. Giovanni
(Calendario 2009, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia)**

Studio delle amplificazioni nello Stretto e nel porto di Messina

La descrizione degli eventi storici presentata nel paragrafo precedente ha chiaramente evidenziato la grande portata della pericolosità legata ai maremoti nello stretto di Messina. Lo studio che verrà svolto in questo paragrafo è inteso ad aggiungere un tassello che permetta di corredare l'informazione sulla pericolosità con la conoscenza della risposta dello stretto e del porto di Messina alle onde di maremoto. I risultati che verranno presentati in termini di curve di amplificazione possono fornire informazioni utili a un duplice scopo. Da una parte, conoscere il tipo di amplificazione che un'onda di maremoto può subire è importante dal punto di vista della stima del rischio legato all'impatto su determinate strutture e lungo particolari tratti di costa. Dal punto di vista ingegneristico, le curve di amplificazione possono essere utili sia per la gestione e l'eventuale miglioramento delle strutture e infrastrutture esistenti, come ad esempio i porti, sia per la progettazione di opere future. Il secondo importante aspetto è legato all'early warning: conoscere le caratteristiche fisiche delle onde di maremoto che potrebbero attaccare le coste dello stretto e saperle distinguere dal segnale di background è di importanza fondamentale nella progettazione di un sistema di allerta rapido.

Come fu accennato nell'introduzione del capitolo, l'analisi condotta per lo stretto di Messina è diversa da quella svolta nel caso delle Seychelles. Una prima motivazione è legata alle caratteristiche geometriche e batimetriche dello stretto (vedi Figura 5.18): la geometria è assimilabile a quella di un canale aperto sia a nord sia a sud, ed inoltre il porto di Messina rappresenta un bacino semichiuso all'interno di un bacino più esteso ma comunque limitato. Dal punto di vista batimetrico, lo stretto è una specie di imbuto con gradienti batimetrici molto forti e totalmente privo di piattaforme come quella su cui si trovano le Seychelles. Una seconda serie di motivazioni è legata alla diversità del tipo di sorgenti (terremoti e frane) che possono generare maremoti nel bacino, alla ancora insufficiente conoscenza delle sorgenti sismiche responsabili degli eventi storici più importanti ed all'assenza di registrazioni mareografiche nel campo vicino per i maremoti storici. Tutto questo ha suggerito di non partire da un caso "reale" e di adottare una strategia alternativa rispetto all'analisi spettrale. Questa consiste nel forzare il bacino lungo uno dei suoi contorni con forzature sinusoidali di periodi diversi, ma comunque tipici dei maremoti che si pensa possano colpire lo stretto nel futuro, anche sulla base delle conoscenze storiche. In particolare, i risultati presentati di seguito sono stati ottenuti applicando forzature con periodi nell'intervallo 5-30 minuti a passi di 100 secondi (Figura 5.19) lungo il contorno settentrionale del dominio mostrato in Figura 5.18. Abbiamo quindi simulato numericamente il maremoto per ogni periodo forzante ed in

particolare abbiamo calcolato i mareogrammi relativi a ciascun caso in differenti punti dello Stretto e del porto di Messina (Figura 5.18).

Le simulazioni numeriche sono state eseguite con il codice UBO-TSUFDF che risolve le equazioni di Navier- Stokes, lineari e non-lineari, in approssimazione di shallow-water. Le griglie utilizzate per le simulazioni hanno passi di 200 m, 40 m e 8 m.

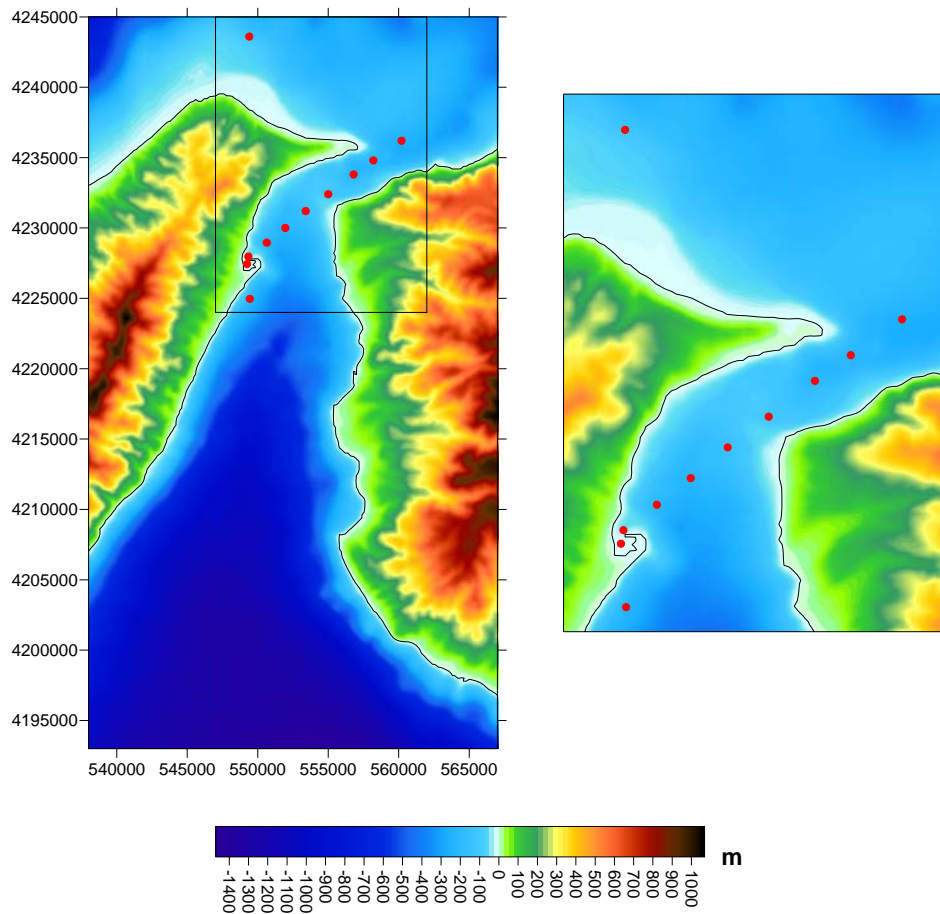


Figura 5.18: Posizione dei mareografi virtuali in cui sono stati calcolati i mareogrammi.

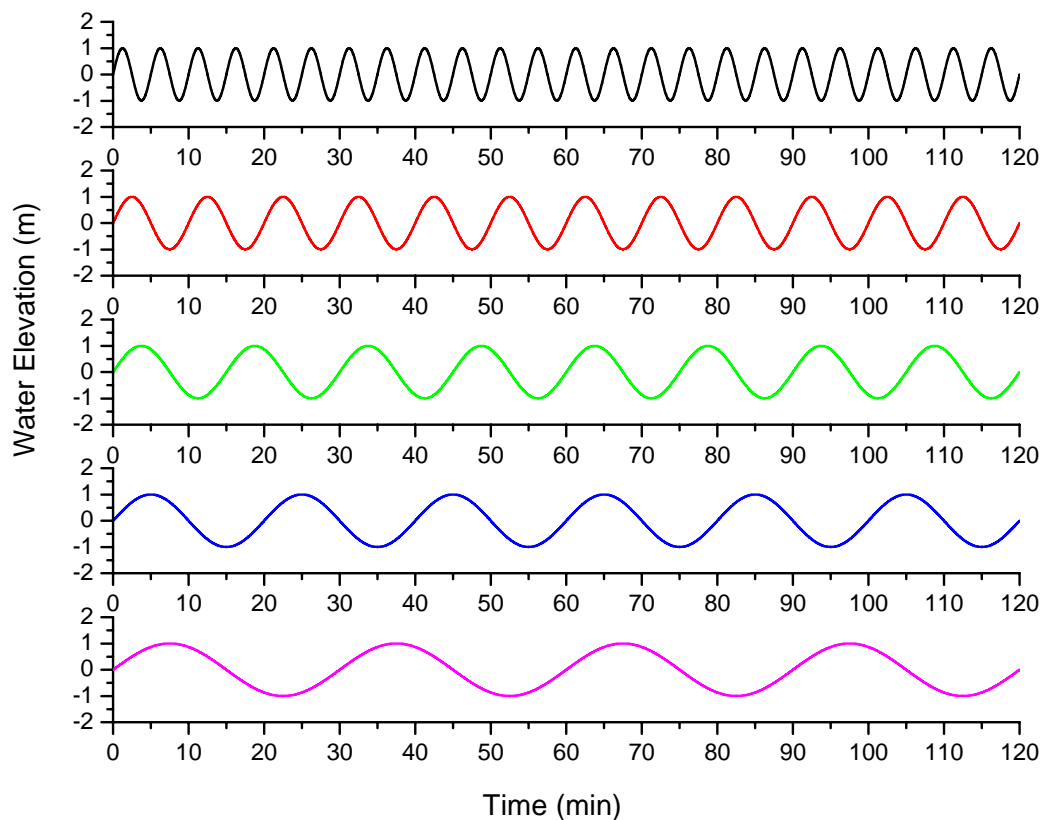


Figura 5.19: Esempi di forzanti applicate nella parte nord del bacino.

I mareogrammi calcolati in diverse stazioni virtuali sono mostrati nelle Figure 5.20-5.23. Osservando il mareogramma calcolato nel mareografo virtuale posto vicino alla sorgente, denominato C34 (Figura 5.20), si nota che, per i vari periodi di forzatura, dopo un breve transiente, il segnale diventa stazionario e ricalca la forzatura stessa a parte un'amplificazione che si vede soprattutto nel periodo dei 10 minuti dovuta all'onda riflessa.

I mareogrammi relativi ai mareografi virtuali indicati con C16, C54 e C59, mostrati nelle Figure 5.21, 5.22, 5.23. presentano un transiente molto più lungo e di ampiezza massima che può essere maggiore o minore della parte stazionaria. La stessa cosa può essere osservata in tutti gli altri mareogrammi calcolati nello stretto e all'interno del porto, qui non mostrati.

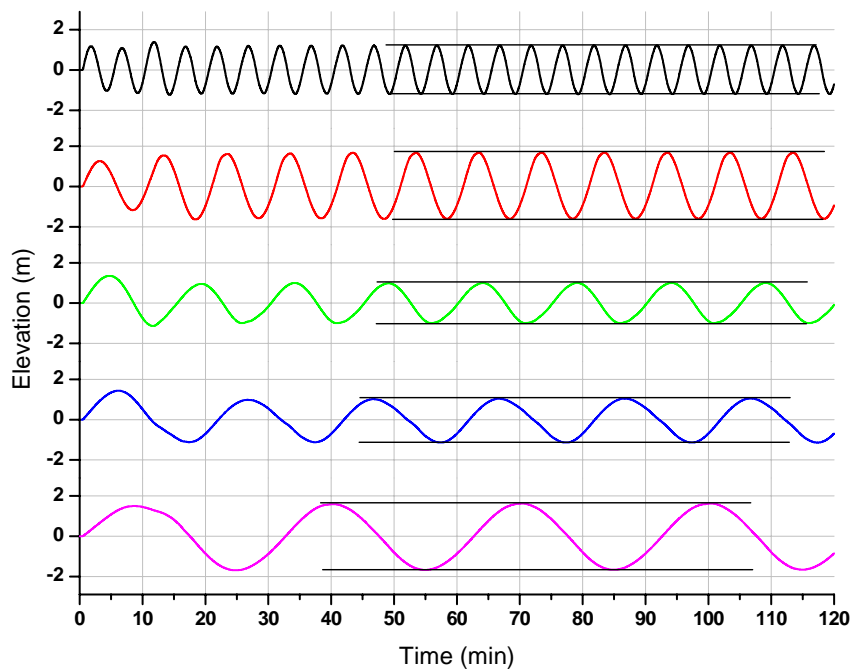


Figura 5.20: Mareogrammi calcolati in C34, mareografo virtuale posto vicino alla sorgente

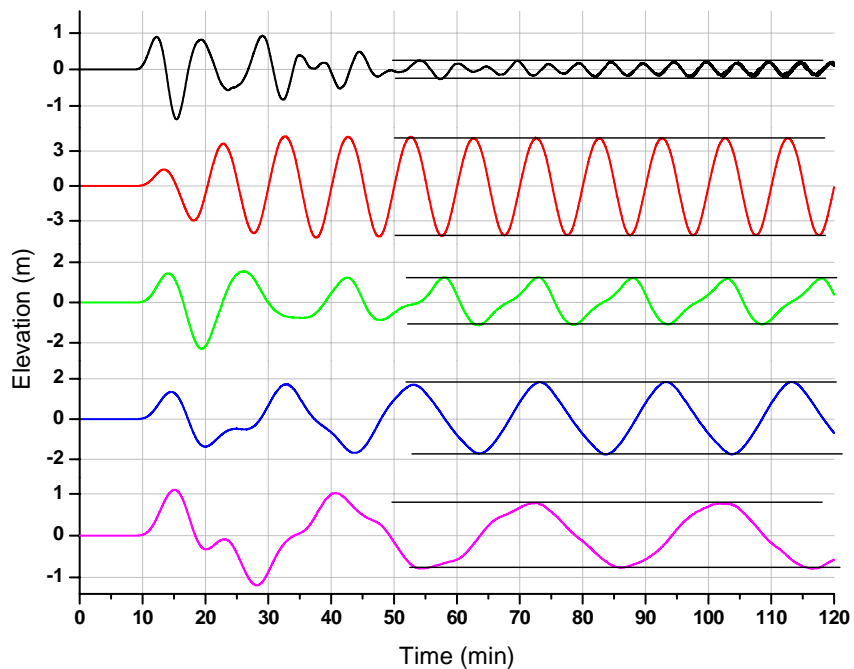


Figura 5.21: Mareogrammi calcolati in C16, mareografo virtuale posto all'interno del porto di Messina

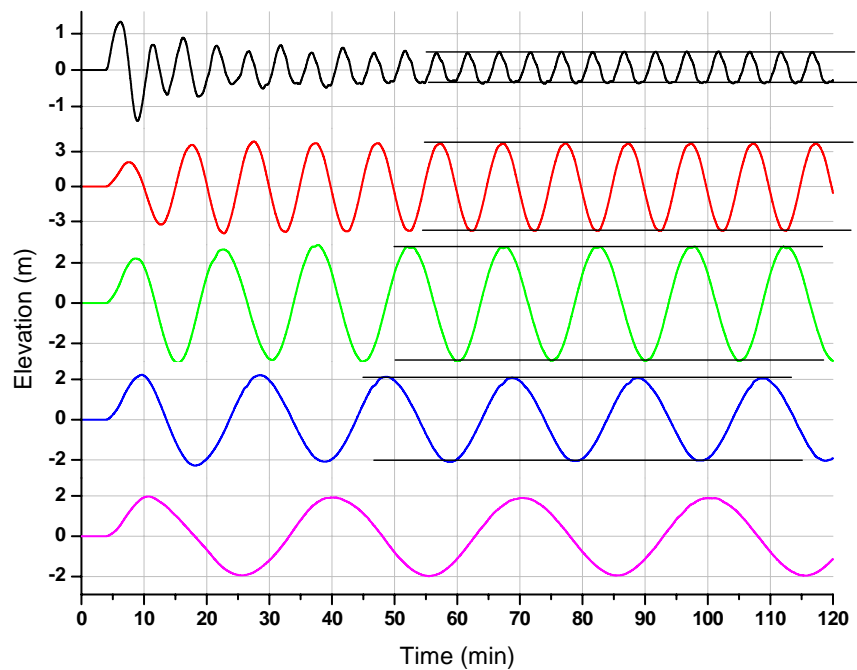


Figura 5.22: Mareogrammi calcolati in C54, mareografo virtuale posto all'imboccatura dello Stretto di Messina

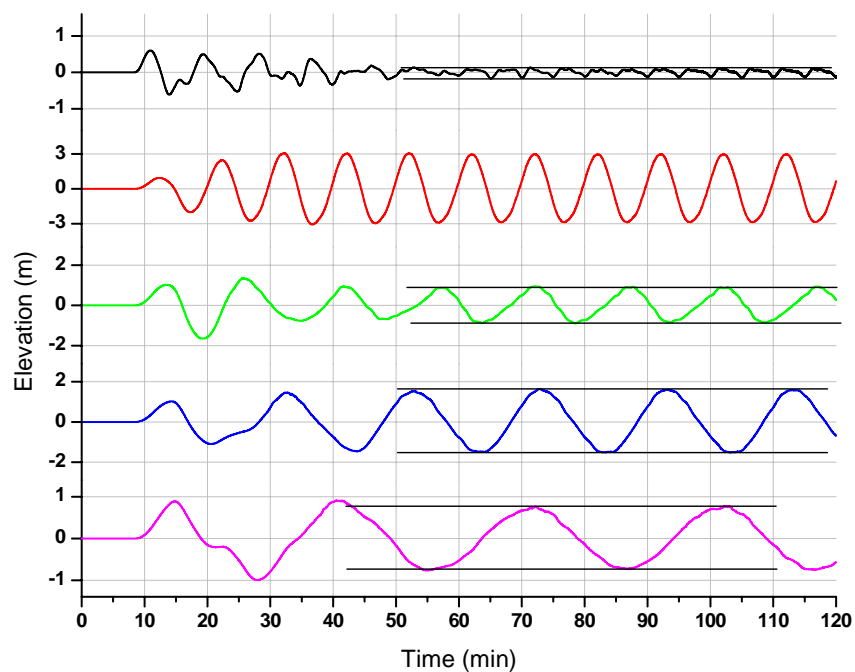


Figura 5.23: Mareogramma calcolato in C59, mareografo virtuale posto vicino all'imboccatura del porto di Messina

Basandoci esclusivamente sulla parte stazionaria del segnale, abbiamo calcolato le ampiezze picco-picco ed in seguito abbiamo ricavato le curve di amplificazione per ogni stazione e per ogni periodo forzante. I risultati sono illustrati nelle Figure 5.24a e 5.24b.

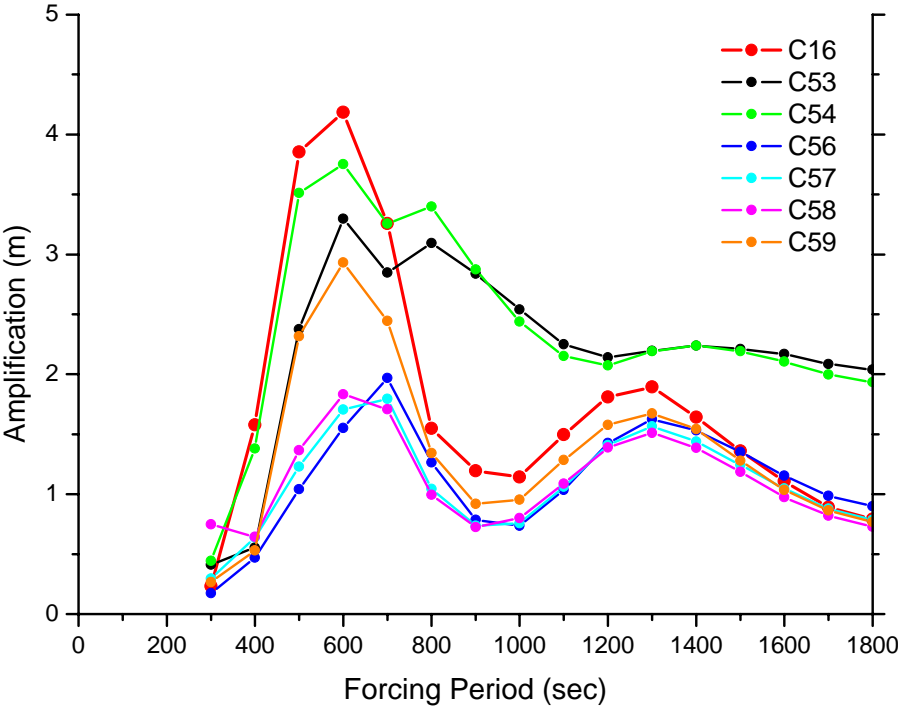


Figura 5.24a: Curve di amplificazione per i diversi mareografi e le diverse forzature

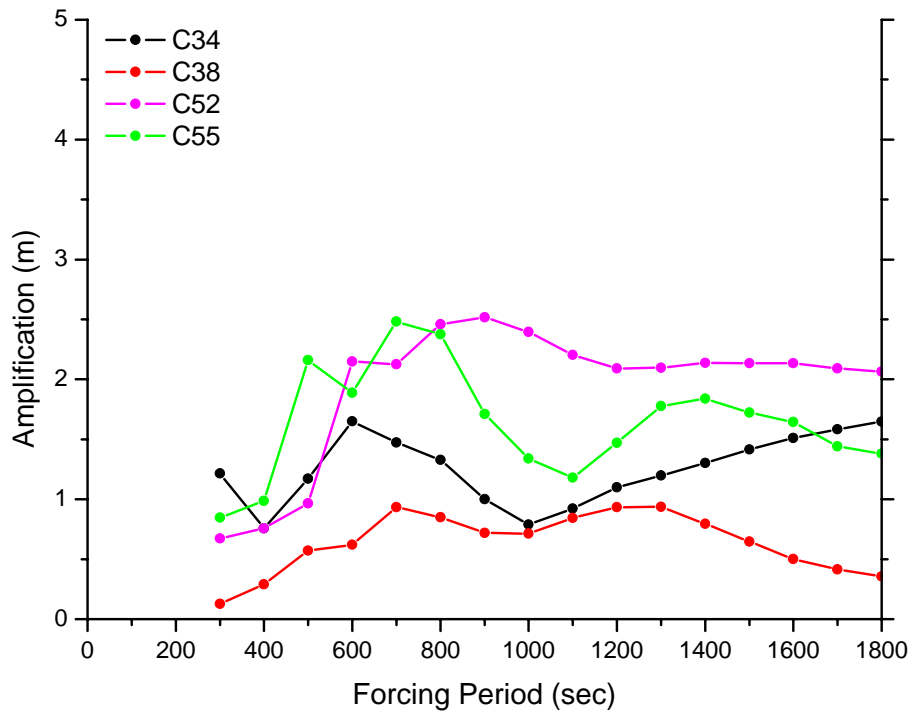


Figura 5.24b: Curve di amplificazione

Analizzando i grafici delle curve di amplificazione (Figure 5.24a, 5.24b), si può osservare che l'amplificazione massima si ottiene per periodi di forzatura intorno ai 10 minuti, come avevamo già notato in precedenza osservando i mareogrammi calcolati nei mareografi virtuali. E' inoltre possibile vedere che c'è un secondo picco di amplificazione più piccola intorno ai 20 minuti.

Infine abbiamo plottato le massime amplificazioni nel bacino e i periodi corrispondenti in Figura 5.25. Si può osservare come all'esterno dello Stretto il pattern generale è piuttosto complicato a causa dell'interazione tra le onde di forzatura e le onde riflesse. Nella parte nord dello Stretto i periodi dominanti sono intorno ai 10 minuti, mentre solo a sud del porto di Messina i periodi che producono amplificazione massima sono intorno ai 20 minuti. Questo può essere dovuto alle caratteristiche geometriche e batimetriche dello stretto a nord e a sud del porto di Messina. Andando da nord a sud, infatti, lo stretto tende ad allargarsi e le onde di maremoto si propagano in acque via via più profonde.

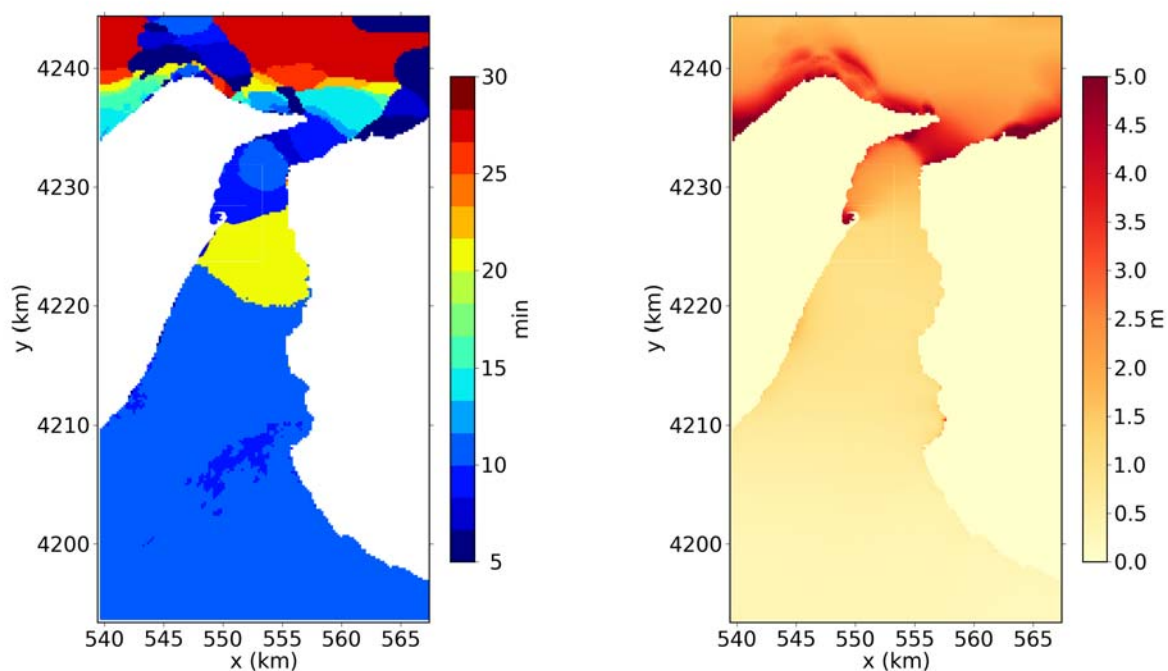


Figura 5.25: Massime amplificazioni (grafico a destra) e periodi corrispondenti (grafico a sinistra)

Infine in Figura 5.26 è possibile vedere uno zoom dei precedenti risultati nel porto di Messina. Nel riquadro superiore è confermata la separazione nel valore dei periodi relativi ai massimi a nord e a sud del porto. Nel riquadro inferiore si può meglio apprezzare il valore dell'amplificazione all'interno del porto di Messina, che può essere fino a 5 volte il valore dell'ampiezza iniziale dell'onda.

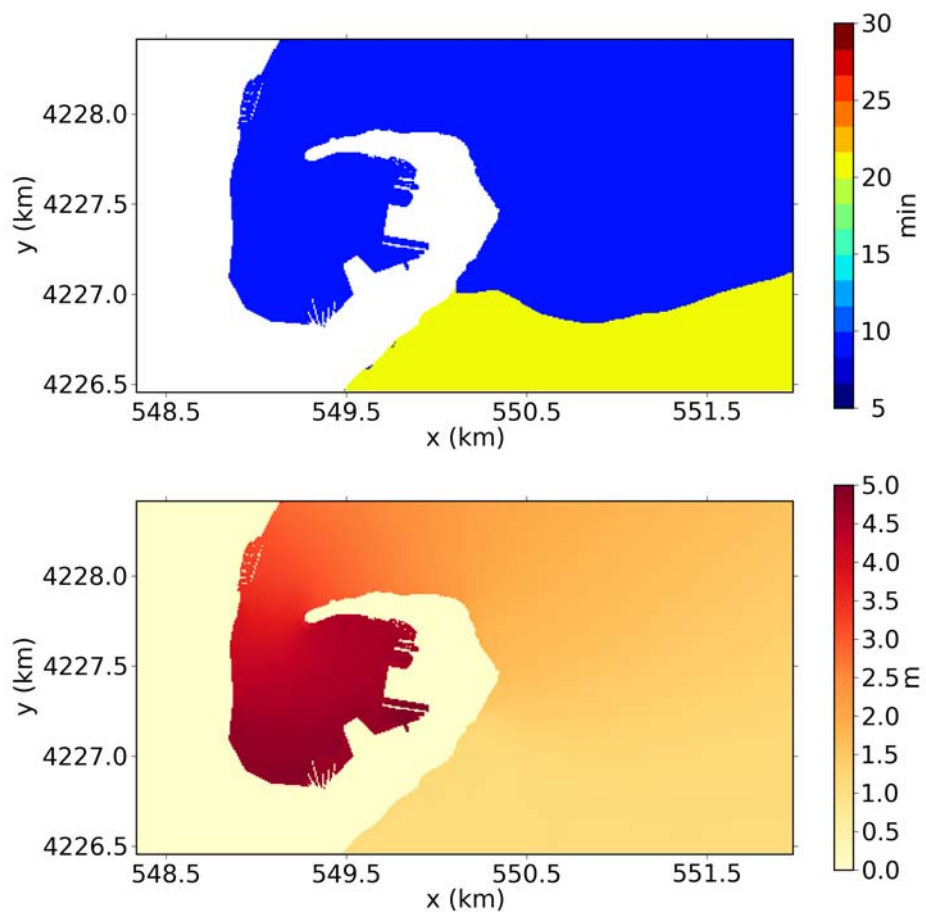


Figura 5.26: Zoom del Porto di Messina. Massime amplificazioni (grafico in basso) e periodi corrispondenti (grafico in alto)

CONCLUSIONI

In questa tesi abbiamo trattato la risposta ad onde di maremoto di bacini limitati dove per bacino limitato si intende un bacino in grado di modificare in modo significativo il segnale di maremoto rispetto al mare aperto circostante. Da questo punto di vista sono da considerare bacini limitati le piattaforme continentali, i canali e i porti.

Nell'ambito della tesi abbiamo preso in considerazione due casi distinti, la piattaforma delle Seychelles e lo stretto di Messina e il porto della città stessa e ad essi sono stati applicati due metodi di analisi differenti.

Per studiare il caso delle Seychelles siamo partiti da un maremoto reale, quello generato dal terremoto di Sumatra del 26 dicembre del 2004. Partendo da un modello di sorgente per il terremoto proposto dal PMEL/NOAA, è stato simulato numericamente il maremoto ed in particolare sono stati calcolati i mareogrammi in diversi mareografi virtuali posizionati lungo la direttrice che dalla sorgente arriva fino alla piattaforma. A partire da questi mareogrammi è stata fatta un'analisi spettrale, in particolare è stato calcolato il rapporto tra gli spettri dei mareogrammi calcolati sulla piattaforma e lo spettro medio dei mareogrammi in mare aperto. E' stato inoltre calcolato lo spettro del segnale registrato alla stazione di Pointe La Rue. Dall'analisi degli spettri è possibile notare, nel rapporto tra lo spettro medio in mare aperto e lo spettro ricavato dai mareogrammi a Pointe La Rue, la presenza di picchi intorno ai 43 minuti che sono da attribuirsi alle frequenze tipiche di maremoto e quelli intorno ai 24 e 14 minuti che sono relativi alle frequenze tipiche di piattaforma. Un risultato molto simile si può osservare considerando il rapporto tra lo spettro medio in mare aperto e lo spettro del segnale in piattaforma ma offshore, in cui vi sono picchi intorno ai 49 minuti (frequenze tipiche di maremoto) e picchi intorno ai 23 min (frequenze tipiche di piattaforma). Come ultima osservazione, sempre considerando il rapporto tra lo spettro medio in mare aperto e lo spettro a Pointe La Rue, si può notare la presenza di un picco intorno ai 170 minuti nel segnale osservato dovuto probabilmente a residui di marea non opportunamente filtrati nella registrazione da noi utilizzata.

Lo stretto di Messina rappresenta un caso interessante perché ha una geometria simile a quella di un canale aperto sia a nord sia a sud ed inoltre contiene il bacino del porto di Messina. Il metodo utilizzato per lo studio della risposta dello stretto e del porto alle onde di maremoto differisce da quello utilizzato nel caso delle Seychelles.

Il bacino è stato forzato con onde sinusoidali di differenti periodi all'interno dell'insieme delle frequenze tipiche di maremoto. Abbiamo simulato numericamente il maremoto e abbiamo ottenuto così i mareogrammi per le diverse forzature calcolati in mareografi virtuali posti sia all'esterno che all'interno dello stretto e del porto di Messina. Tutti i mareogrammi calcolati nello stretto e nel porto di Messina presentano un transiente di ampiezza variabile seguito da una parte stazionaria. Ed è basandoci esclusivamente su quest'ultima parte che abbiamo calcolato le ampiezze picco- picco da cui sono state ricavate le curve di amplificazione per ciascun sito. Dall'analisi delle curve di amplificazione è possibile vedere che l'amplificazione massima si ottiene per periodi di forzatura intorno ai 10 minuti e che si ottiene inoltre un secondo picco di minore ampiezza intorno ai 20 minuti. Abbiamo inoltre ricavato le massime amplificazioni nello stretto e i periodi corrispondenti e da qui è possibile vedere come all'esterno dello stretto il pattern sia complicato a causa delle interazione tra le forzature e le onde riflesse, come nella parte nord dello stretto i periodi dominanti siano intorno ai 10 minuti ed infine come invece a sud del porto di Messina le amplificazioni massime si abbiano per periodi intorno ai 20 minuti.

BIBLIOGRAFIA

- Ammon C.J., Ji C., Thio H-K., Robinson D., Ni S., Hjorleifsdottir V., Kanamori H., Lay T., Das S., Helmberger D., Ichinose G., Polet J., Wald D., 2005, Rupture process of the 2004 Sumatra–Andaman earthquake, *Science*, **308**, 1133–1139.
- Assier-Rzadkiewicz S., Heinrich P., Sabatier P.C., Savoye B., Bourillet J.F., 2000, Numerical Modelling of a Landslide-generated Tsunami: The 1979 Nice Event, *Pure and Applied Geophysics*, **157**, 1707-1727.
- Banerjee P., Pollitz F.F., Bürgmann R., 2005, The size and duration of the Sumatra–Andaman earthquake from far-field static offsets, *Science*, **308**, 1769–1772.
- Boschi, E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise G., Gasperini P., (eds), 2000, Catalogue of Strong Italian Earthquakes, *Ann. Geofis.*, **43**, pp 268, con database su CD-ROM.
- Brayant E., 2008, *TSUNAMI, The Underrated Hazard*, Springer, 167-178.
- Bruun, P., 1981. *Port Engineering*, Gulf Publishing Co., Book Division, Houston, pp. 94–108.
- Camoin G.F., Montaggioni L.F., Braithwaite C.J.R., 2004, Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean, *Marine Geology*, **206**, 119-146.
- Catherine J.K., Gahalaut V.K., Sahu V.K., 2005, Constraints on rupture of the December 26, 2004, Sumatra earthquake from far-field GPS observations, *Earth Planet Sci Lett*, **237**, 673–679.
- Eva C., Rabinovich A.B., 1997, The February 23, 1887 tsunami recorded on the Ligurian Coast, western Mediterranean, *Geophysical Research Letters*, **24**, 2211-2214.
- Gahalaut V.K., Nagarajan B., Catherine J.K., Kumar S., 2006, Constraints on 2004 Sumatra–Andaman earthquake rupture from GPS measurements in Andaman–Nicobar Islands, *Earth Planet Sci Lett*, **242**, 365–374.
- Gerardi F., Barbano M.S., De Martini P.M., Pantosti D., 2008, Discrimination of Tsunami Source (Earthquake versus Landslide) on the Basis of Historical Data in Eastern Sicily and Southern Calabria, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 2795-2805.
- de Groot-Hedlin C.D., 2005, Estimation of the rupture length and velocity of the Great Sumatra earthquake of Dec 26, 2004 using hydroacoustic signals, *Geophys Res Lett*, **32**, L11303. DOI 10.1029/2005GL022695.

- Gruppo di lavoro CPTI (2004). Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04). INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>
- Guilbert J., Vergoz J., Schissele´ E., Roueff A., Cansi Y., 2005, Use of hydroacoustic and seismic arrays to observe rupture propagation and source extent of the Mw = 9.0 Sumatra earthquake. *Geophys Res Lett*, **32**, L15310. DOI 10.1029/2005GL022966.
- Hagan A.B., Spencer T., Stoddart D.R., Loustau-Lalanne M., Renaud R., 2007, Tsunami Impacts in the Republic of Seychelles, Western Indian Ocean, *Tsunami and coral reef*, **504**, 315-331.
- Hashimoto M., Choosakul N., Hashizume M., Takemoto S., Takiguchi H., Fukuda Y., Frjimori K., 2006, Crustal deformations associated with the great Sumatra–Andaman earthquake deduced from continuous GPS observation, *Earth Planets Space*, **58**, 127–139.
- Ishii M., Shearer P.M., Houston H., Vidale J.E., 2005, Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra–Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array, *Nature*, **435**, 933–936. DOI 10.1038/nature03675
- Lay T., Kanamori H., Ammon C.J., Nettles M., Ward S.N., Aster R.C., Beck S.L., Bilek S.L., Brudzinski M.R., Butler R., DeShon H.R., Ekström G., Satake K., Sipkin S., 2005, The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004, *Science*, **308**, 1127-1133.
- Lee, J., 1971. Wave induced oscillations in harbors of arbitrary geometry. *Journal of Fluid Mechanics*, **45**, (Part 2), 375–394.
- Mei, C. C., 1989. The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves, *Advanced Series on Ocean Engineering*, **vol. 1**. World Scientific, Singapore.
- Menke W., Abend H., Bach D., Newman K., Levin V., 2006, Review of the source characteristics of the Great Sumatra- Andaman Islands earthquake of 2004, *Surveys in Geophysics*, **27**, 603-613.
- Michellini, A., De Simoni B., Amato A., Boschi E., 2005, Collecting, digitizing, and distributing historical seismological data. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **86** (28), 261; doi:10.1029/2005EO280002.
- Monserrat S., Rabinovich A.B., Casas B., 1998, On the reconstruction of the transfer function for atmospherically generated seiches, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2197–2200.
- Monserrat S., Vilibic I., Rabinovich A.B., 2006, Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **6**, 1035-1051.

- Omori F., 1902, On tsunamis around Japan (in Japanese), *Rep. mp. Earthquake Comm.*, **34**, 5-79.
- Rabinovich A.B., 1997, Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 12663-12676.
- Rabinovich A.B., Thomson R.E., Kulikov E.A., Bornhold .D., Fine I.V., 1999, The landslide-generated tsunami of November 3, 1994 in Skagway Harbor, Alaska: A case study, *Geophysical Research Letters*, **26**, 3009-3012.
- Rabinovich A.B., Stephenson F.E., 2004, Longwave Measurements for the Coast of British Columbia and Improvements to the Tsunami Warning Capability, *Natural Hazards*, **32**, 313-343.
- Rabinovich A.B., Thomson R.E., 2007, The 26 December 2004 Sumatra Tsunami: Analysis of Tide Gauge Data from the World Ocean Part 1. Indian Ocean and South Africa, *Pure and Applied Geophysics*, **164**, 261-308.
- Raichlen, 1966. Harbor resonance, interaction of structures and waves. In: Ippen, A.T. (Ed.), *Coastline and Estuarine Hydrodynamics*. McGraw Hill, New York, 281–315.
- Raichlen F., Lepelletier T.G., Tam C.K., 1983, The excitation of harbors by tsunamis, in *Tsunamis – Their Science and Engineering*, Iida K., Iwasaki T. (eds), Terra Sci., Tokyo, 147-159.
- Stucchi et al., 2007, DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04 <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>. *Quaderni di Geofisica*, **49**, pp.38.
- Tinti S., Armigliato A., 2003, The use of scenarios to evaluate the tsunami impact in the southern Italy, *Marine Geology*, **199**, 221-243.
- Tinti S., Maramai A., Graziani L., 2004, The New Catalogue of Italian Tsunamis, *Natural Hazards*, **33**, 439-465.
- Tinti S., Tonini R., Pontrelli P., Pagnoni G., Santoro L., 2008, Tsunami risk assessment in the Messina Straits, Italy, with application to the urban area of Messina, *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly 2008, Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, EGU2008-A-08045.
- Tinti S., Tonini R., Pagnoni G., Gallazzi S., Manucci A., Armigliato A., and Zaniboni F., 2009, Scenarios of tsunami impact in the town of Catania, Italy: a combination of numerical modelling results and vulnerability considerations, *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly 2009, Vol. 11, EGU2009-7588.

- Titov V.V., Rabinovich A.B., Mofjed O.H., Thomson R.E., Gonzalez F.I., 2005, The global reach of the 26 December 2004 Sumatra tsunami, *Science*, **309**, 2045-2048.
- Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., 2005, Hydroacoustic constraints on the rupture duration, length, and speed of the Great Sumatra–Andaman earthquake, *Seismol Res Lett*, **76**, 419–425.
- Vigny C., Simons W.J.F., Abu S., Bamphenyu R., Satirapod C., Choosakul N., Subarya C., Socquet A., Omar K., Abidin H.Z., Ambrosius B.A.C., 2005, Insight into the 2004 Sumatra–Andaman earthquake from GPS measurements in southeast Asia, *Nature*, **436**, 201–206.
- Yalciner, A.C., Kuran, U., Akyarlyi, A., Imamura, F., 1995. An investigation on the propagation of Tsunamis in the Aegean sea by mathematical modeling. In: Tsuchiya, Y., Shuto, N. (Eds.), *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 55–70.
- Yalciner A.C., Pelinovsky E.N., 2006, A short cut numerical method for determination of periods of free oscillations for basins with irregular geometry and bathymetry, *Ocean Engineering*, **34**, 747-757.
- Yamada, N., Yamamoto, S., Hosokawa, Y., 1983. Field observations and analyses of long-period oscillation in harbors and bays, *Coastal Engineering in Japan*, **26**.