

Università degli studi di Bologna

Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche Naturali

Dipartimento di Fisica – Settore di Geofisica

Studio di maremoti prodotti da frane e terremoti mediante simulazioni numeriche

Tesi di Dottorato di:

Gianluca Pagnoni

Relatore:

Prof. Stefano Tinti

Referente:

Prof. Maurizio Bonafede

Coordinatore:

Prof. Michele Dragoni

Dottorato di ricerca in Geofisica – XIX ciclo

Esame finale anno 2007 – Settore scientifico disciplinare GEO/10

Indice

Introduzione.....	pag. 1
Capitolo 1: Modello numerico	pag. 5
2.1 Modello di maremoto.....	pag. 5
2.1 Termine di eccitazione e funzione di trasferimento	pag. 7
Capitolo 2: I maremoti del 30 Dicembre 2002 a Stromboli	pag. 9
2.1 Introduzione	pag. 9
2.2 Modelli di frana utilizzati	pag. 11
2.3 Le simulazioni dei maremoti	pag. 16
2.4 Analisi dei risultati	pag. 29
Capitolo 3: Modello analitico di frana.....	pag. 35
3.1 Dinamica del modello di frana.....	pag. 36
3.2 Calcolo degli impulsi	pag. 38
3.3 Modello unidimensionale.....	pag. 43
3.4 Modello 2D	pag. 53
3.4.1 Variazione della posizione della frana.....	pag. 54
3.4.2 Variazione della larghezza della frana.....	pag. 56
3.4.3 Funzione di trasferimento	pag. 61
Capitolo 4: Maremoti di origine tettonica.....	pag. 65
4.1 Il maremoto del 17 Luglio 2006 a Giava.....	pag. 65
4.2 Modello teorico	pag. 66
4.3 Modelli di faglia.....	pag. 67
4.3 Dati e testimonianze.....	pag. 69
4.5 Simulazioni	pag. 70

Conclusioni.....pag. 81

Elenco delle figurepag. 85

Bibliografiapag. 87

Introduzione

Il termine maremoto in ambito internazionale è sostituito dalla parola tsunami che deriva dal giapponese e letteralmente significa grande onda nel porto. Spesso nei media si usa impropriamente l'espressione "onda anomala". In oceanografia essa è invece utilizzata per denotare quelle onde, denominate in inglese "freak waves", che sono simili alle onde da vento, ma di ampiezza assai maggiore e transienti (e pertanto anomale), e la cui generazione è ancora controversa, per quanto concordemente collegata all'azione di fenomeni non lineari sul campo d'onde. I maremoti scientificamente sono definiti come onde di gravità caratterizzate da grande lunghezza d'onda, nell'ordine delle decine ma anche delle centinaia di chilometri e da periodi che variano da parecchie decine di secondi a parecchie decine di minuti. I maremoti possono essere generati da diversi fattori; la causa più frequente sono i terremoti, ma si debbono aggiungere anche le frane, le eruzioni vulcaniche laviche e in ultimo come probabilità ma non come importanza, l'impatto di meteoriti o asteroidi in mare. Il maremoto può viaggiare anche per lunghe distanze senza disperdere troppo la propria energia. Perciò, può costituire un pericolo anche per coste distanti dalla zona di generazione, come ben sanno da tanti anni i paesi che si affacciano sull'Oceano Pacifico, ma che è diventato di conoscenza comune dopo il disastroso maremoto del dicembre 2004 nell'Oceano Indiano. La velocità del maremoto dipende dalla profondità del mare; in mare aperto quindi si distingue per le velocità elevate, che possono raggiungere anche 600-700 km/h, e ampiezze molto basse. In prossimità della costa, al contrario, rallenta, la lunghezza d'onda diminuisce, mentre l'ampiezza aumenta. Talvolta le onde somigliano a veri e propri muri d'acqua. Il maremoto si può presentare sia come un'onda positiva che come un ritiro, che lascia scoperto il fondo marino per centinaia di metri; riconoscere un maremoto dalle caratteristiche del primo arrivo può rivelarsi determinante per salvare la propria vita. Molte persone, vedendo un ritiro del mare, infatti, possono essere tentate ad avvicinarsi alla riva per la curiosità di osservare cosa succede, o addirittura ad inoltrarsi sul fondale scoperto per raccogliere pesci, privandosi della possibilità e del tempo per fuggire dall'onda che si prepara ad arrivare.

Durante il corso di dottorato, i maremoti sono improvvisamente diventati un argomento di grande rilevanza per effetto dell'evento del 26 dicembre 2004 generato al largo di

Sumatra; in questa occasione il maremoto ha mostrato tutte le sue caratteristiche più distruttive ed insieme quanto poco le comunità sulla costa dei vari paesi fossero preparate all'impatto di onde di tsunami, il che è stato una concausa dell'ingente numero di vittime e di danni. Il lavoro di tesi inizia da un altro evento contemporaneo, di dimensioni molto minori, un doppio maremoto che ha provocato molti danni soprattutto sull'isola di Stromboli e nella vicina Panarea. Fortunatamente il bilancio dei maremoti del 30 Dicembre 2002 non conta alcuna vittima, soprattutto perché si sono verificati in inverno lontano dalla stagione turistica, con le spiagge di fatto deserte. L'isola di Stromboli è da lungo tempo oggetto di studio. Nella fattispecie, prima dell'inizio del lavoro di tesi, l'interesse era concentrato su un possibile maremoto olocenico generato dal collasso gravitazionale della Sciara del Fuoco con masse intorno al km^3 (Tinti et al., 2003). Quel maremoto a Stromboli era legato ad un evento catastrofico; con i maremoti del 2002 si è visto come anche frane locali, nell'ordine dei 10^6 m^3 , possono generare onde di maremoto distruttive e costituire un pericolo per la popolazione locale.

La parte principale di questo lavoro è stata incentrata sullo studio di quelle proprietà che rendono più o meno tsunamigeniche le frane. Il primo capitolo introduce il modello generale per lo studio dei maremoti basato sulle equazioni di Navier-Stokes in approssimazione di shallow water e spiega il rapporto che lega il modello di frana con quello di maremoto.

Nel secondo capitolo viene presentata la simulazione degli eventi del 30 dicembre, effettuata mediante un codice basato sugli elementi finiti. Le simulazioni considerano quattro modelli di frana di cui due sono considerati rappresentativi dei due eventi di frana e dei conseguenti maremoti, mentre i restanti due sono utilizzati per studiare alcune caratteristiche delle frane in funzione alla capacità di generare dei maremoti: numero di Froude, distribuzione di massa e funzione di trasferimento.

Il terzo capitolo illustra un modello semi-analitico di frana introdotto con lo scopo di approfondire la conoscenza di alcune proprietà tsunamigeniche delle frane al di là del caso particolare di Stromboli. Utilizzeremo quindi un bacino di dimensioni regolari con una batimetria formata da un piano inclinato seguito da un piano orizzontale.

Il quarto ed ultimo capitolo propone invece lo studio del maremoto del 17 Luglio 2006 a Giava generato da un terremoto in mare aperto. Questo capitolo mostra come viene

trattato un maremoto di origine tettonica e, se confrontato con la parte di lavoro su Stromboli, evidenzia tratti comuni che caratterizzano il nostro modello di propagazione dei maremoti agli elementi finiti applicato a due casi completamente diversi.

Capitolo 1

Modello numerico

1.1 Modello di maremoto

Questo lavoro di tesi si occupa della simulazione di maremoti generati da frane e da terremoti. Pare perciò opportuno affrontare nella parte iniziale della tesi la descrizione del modello numerico agli elementi finiti. Il modello si applica ad un fluido incomprimibile e non viscoso la cui trattazione si basa sulle equazioni non lineari di Navier Stokes in approssimazione di shallow water. La validità dell'assunzione richiede che la lunghezza delle onde di maremoto sia molto maggiore della profondità del bacino. I maremoti hanno lunghezze d'onda di decine e persino centinaia di chilometri, mentre la profondità del mare è quasi ovunque inferiore a 10 chilometri (i punti più profondi supera di poco gli 11500 metri nella fossa di Mindanao o gli 11000 metri nella fossa delle Marianne, entrambe nel Pacifico). Quindi possiamo considerare valida l'approssimazione di shallow-water, secondo la quale le velocità verticali sono trascurabili e le velocità orizzontali delle particelle di fluido non dipendono dalla profondità.

Il sistema di equazioni si può scrivere come:

$$\partial_t \eta = \partial_t h_s - \nabla \cdot [(h + \eta) \vec{v}] \quad (1.1a)$$

$$\partial_t \vec{v} = -g \nabla \eta - (\vec{v} \cdot \nabla \vec{v}) \quad (1.1b)$$

dove la (1.1a) rappresenta l'equazione di continuità e la (1.1b) la conservazione del momento.

Qui η è l'elevazione della superficie istantanea del mare sopra il livello medio di equilibrio, h la profondità locale e \vec{v} il vettore delle velocità orizzontali, mentre con g esprimiamo l'accelerazione di gravità. Il termine $\partial_t h_s$ nell'equazione del momento è il

termine di eccitazione per una forzatura variabile nel tempo come può essere considerata una frana. Nel prossimo paragrafo sarà spiegato in modo adeguato.

Il sistema è completato dalle seguenti condizioni al contorno, per un open-boundary o mare aperto:

$$\bar{v} \cdot \bar{n} = \frac{g}{c} \eta \quad (1.2)$$

che permette allo tsunami di uscire liberamente dal dominio senza generare delle riflessioni indesiderate mentre attraversa il contorno. Qui \bar{n} indica il versore normale al contorno con direzione uscente. Sui close-boundary o costa la condizione imposta è:

$$\bar{v} \cdot \bar{n} = \frac{g}{c} \eta (1 - R) \quad (1.3)$$

dove R è il coefficiente di riflessione e può variare tra 0 e 1. La condizione $R=1$ corrisponde ad una riflessione pura dell'onda che impatta sulla costa, mentre, se $R < 1$ il contorno diventa parzialmente trasparente o translucido, il che implica una perdita di energia ad ogni interazione con il contorno.

Il modello assume che la linea di costa è stazionaria e non si muove con le onde, il che equivale ad assumere che il contorno è un muro verticale. Tecnicamente, questo non permette un calcolo dell'inondazione e delle altezze di run-up, ma solo il calcolo della massima elevazione dell'acqua sulla costa. Spesso non si tratta di una seria limitazione, dal momento che si sa che la massima elevazione dell'acqua approssima abbastanza bene l'altezza di run-up.

Una ulteriore perdita di energia può essere impostata sul boundary di costa attraverso un termine dipendente dalla componente della velocità tangenziale alla costa:

$$\partial_t K \propto -(\bar{v} \cdot \bar{t})^2 (1 - C_t^2) \quad (1.4)$$

dove K indica la densità spaziale di energia cinetica del maremoto, \bar{t} è il versore tangente al contorno e C_t è un coefficiente che assume valori tra 0 e 1. Quando $C_t=1$, il contorno è senza attrito e non c'è perdita di energia, mentre nel caso di $C_t=0$, la dissipazione di energia dovuta alle correnti parallele alla costa è massima.

Nelle nostre simulazioni i valori standard che assumiamo sono $R=0.99$ e $C_t=0.95$, il che ha un doppio effetto: 1) il controllo di instabilità numeriche che si potrebbero creare durante una simulazione di lungo periodo in prossimità di forti irregolarità di contorno, e 2) una modesta perdita di energia sui contorni di costa, che è praticamente equivalente alla dissipazione di energia associata al più tradizionale termine di bottom friction sul lato destro dell'equazione del momento (1.1b) (tale termine ha la forma $-C_b \vec{v}|\vec{v}|(h+\eta)^{-1}$, dove il coefficiente C_b può essere preso costante (vedi Mader, 1988; Satake, 1995; Tinti et al., 2000b) o funzione dell'altezza totale della colonna di acqua mediante il coefficiente di rugosità di Manning (vedi Choi et al., 2003).

Questo sistema di equazioni viene risolto su griglie di elementi triangolari di dimensione variabile che vengono costruite mediante un algoritmo di isotropizzazione. La dimensione degli elementi dipende implicitamente dalla profondità del bacino h . Infatti, quando si costruiscono le griglie si tende a rendere uniforme il tempo di attraversamento degli elementi $t_e=l_e/v_e$. Poiché la velocità $v_e=(gh)^{1/2}$ varia in funzione della profondità, tenere uniforme il tempo di attraversamento t_e impone che la grandezza degli elementi l_e aumenti al crescere di h . Il risultato è che vicino alla costa dove la profondità è bassa gli elementi di griglia sono più piccoli rispetto a zone in mare aperto con profondità maggiori. Gli elementi triangolari e la proprietà di infittimento vicino costa permette di descrivere le linee di costa molto dettagliatamente. L'aspetto negativo del metodo numerico agli elementi finiti che richiede un'inversione matriciale è dato dai tempi di calcolo richiesti, in genere molto maggiori di modelli corrispondenti alle differenze finite. I tempi di calcolo dipendono dal numero di nodi della griglia, dalla durata della simulazione e dal passo di avanzamento temporale.

1.2 Termine di eccitazione e funzione di trasferimento

Il termine $\partial_t h_s$ nell'equazione di continuità rappresenta il termine forzante ed è il termine che lega il modello di frana con quello di maremoto. Qui h_s indica l'elevazione istantanea della superficie del mare causata dal passaggio della frana sul fondo marino. Nel nostro modello, la relazione fra h_s e lo spessore locale H_L della frana

sul fondale (quantificato mediante il modello di frana) è calcolato attraverso una funzione di trasferimento che dipende dalla profondità locale dell'oceano h secondo la legge:

$$\partial_t h_s = \partial_t H_L \operatorname{sech} \alpha \quad \alpha = \frac{2\pi h}{L_S} \quad (1.5)$$

dove L_S è la lunghezza caratteristica della porzione immersa della frana. Questa funzione agisce come filtro dei segnali ad alte frequenza, in accordo con la formula teorica della teoria 3D della funzione di Green (vedi Kajiura, 1963; Ward, 2001; Ward e Day, 2003). È importante osservare che se noi ammettiamo che $\partial_t h_s$ è esattamente uguale a $\partial_t H_L$, ciò equivale ad assumere che il disturbo sul fondo marino è riprodotto invariato sulla superficie del mare, che è una buona approssimazione solo quando la dimensione della frana è molto maggiore rispetto alla profondità del mare in cui si trova, come è ipotizzato in un modello di shallow water “puro”. L'uso della funzione di trasferimento $\operatorname{sech} \alpha$ attribuisce un differente potenziale tsunamigenico a frane con differenti lunghezze caratteristiche L_S (corrispondente a diverse aree di base) e che si muovono su differenti profondità marine. Un effetto è che le frane hanno molta più capacità di eccitare onde quando si muovono sotto costa ($\alpha \approx 0$ e $\partial_t h_s \approx \partial_t H_L$) rispetto a quando scorrono su fondali molto profondi ($\alpha \gg 1$ and $\partial_t h_s \ll \partial_t H_L$).

Il calcolo del termine di eccitazione $\partial_t h_s$ collega il modello di frana con quello di maremoto. Questo deve essere dato come input al programma di simulazione di maremoto su tutti i nodi della griglia e per ogni time step, per tutta la durata del moto della frana. Dal momento che i due modelli usano differenti griglie spaziali, è necessario un programma intermedio di interfaccia che riporta i termini di eccitazione da una griglia all'altra.

Capitolo 2

I maremoti del 30 Dicembre 2002 a Stromboli

I maremoti del 30 dicembre 2002 a Stromboli sono l'evento di maremoto più importante in Italia degli ultimi 50 anni ed ha riportato in primo piano il pericolo derivante dalla generazione e dall'impatto di onde di maremoto sulle coste italiane. Stromboli è un'isola vulcanica dell'arcipelago delle Eolie posta nella parte meridionale del mar Tirreno, conosciuta per la sua particolare attività vulcanica a cui storicamente sono legati numerosi eventi di maremoto. Il 30 dicembre 2002 a seguito di una straordinaria attività vulcanica si verificarono numerose frane di diverse dimensioni, due delle quali a distanza di sette minuti l'una dall'altra causarono due maremoti che hanno attaccato tutte le coste dell'isola di Stromboli provocando ingenti danni. Qui di seguito verrà esposto il contributo alla ricostruzione degli eventi derivante dalle simulazioni numeriche (Tinti et al., 2005c) pubblicato durante il periodo di dottorato.

2.1 Introduzione

L'isola vulcanica di Stromboli appartiene all'arcipelago delle Eolie poste nella parte meridionale del Mar Tirreno. Il vulcano è caratterizzato da una persistente attività stromboliana che si manifesta con periodiche esplosioni dalla sommità del cono ogni 10-20 minuti, e con eruzioni più intense di carattere effusivo con un tasso di ricorrenza di qualche anno. Di tanto in tanto si verificano eruzioni di maggiore intensità con il lancio di bombe e scorie che impattano su un'ampia zona attorno al cono, e possono manifestarsi con colonne eruttive, ceneri, nuvole di gas, flussi piroclastici, e anche con grandi colate di lava dal cono principale, o da altri coni che si aprono temporaneamente. Molti di questi parossismi sono stati registrati nell'ultimo secolo e alcuni di questi sono stati accompagnati da maremoti (vedi Il catalogo dei maremoti di Tinti et al., 2004 e il recente riesame dei maremoti nelle isole Eolie di Maramai et al., 2005). L'ultima di queste crisi è durata dal Dicembre 2002 al Luglio 2003, e ha obbligato la protezione civile ad evacuare l'isola per alcuni mesi. Il 28 Dicembre 2002 una grossa fessura si è

aperta alla base del cratere di nord-est del vulcano e una abbondante colata lavica si estese sulla parte nord della Sciara del Fuoco fino al mare. Il 30 Dicembre 2002, circa verso le 11:30 ora locale (GMT +1), mediante una camera termica si vide una risalita di fumo e vapore da una lunga frattura sul versante della Sciara del Fuoco (Bonaccorsi et al., 2003), a posteriori interpretata come la corona superiore e il fianco laterale di una porzione sub-aerea della frana.

Gli episodi principali di cedimento sono accaduti 2 ore più tardi, alle 13:15 e 13:22 ora locale. Questi eventi sono stati registrati dalle stazioni sismometriche sia a corto periodo che a larga banda situate a Stromboli e Panarea, situata 20 km a SSW di Stromboli. L'analisi dei segnali ci consente di determinare il momento in cui sono partite le frane e possiamo concludere che il complesso evento include numerosi episodi di franamenti. Notiamo comunque che l'identificazione di ogni singola frana ed il corrispondente volume è piuttosto complicata ed incerta (Bonaccorso et al., 2003; Pino et al., 2004; La Rocca et al., 2004).

Entrambe le frane hanno generato un maremoto. I maremoti sono stati registrati da un mareografo installato a Panarea da INGV-CNT e ISMAR-CNR per monitorare il processo di emissione sottomarina anomala e la deformazione del fondo marino che stava avvenendo pochi km a largo delle coste di Panarea. Gli strumenti erano settati per registrare il livello medio del mare su una finestra temporale di 5 minuti e con passo di 40 s ed era piazzato solo a 40 cm sotto il livello minimo di marea aspettato. I dati registrati perciò non sono utili per distinguere precisamente e determinare il tempo di arrivo dei due maremoti ed è anche pesantemente condizionato dal taglio delle onde negative sotto la soglia. A causa dei pochi dati strumentali, i racconti raccolti durante i primi giorni dai testimoni rivestono un ruolo fondamentale nella ricostruzione dell'evento (Tinti et al., 2005a). Dalla loro analisi si è concluso che sono stati generati due distinti maremoti e che probabilmente erano entrambi abbastanza grandi per provocare ingenti danni sulle coste di Stromboli. Le onde generate hanno colpito numerosi punti della costa con differenti gradi di violenza e nella maggior parte dei casi il secondo evento è stato più debole rispetto al primo. Il lavoro effettuato è focalizzato sulle simulazioni numeriche degli eventi. Il codice è formato da due distinti modelli usati per la simulazione del moto dei corpi frananti e la propagazione dei conseguenti maremoti.

2.2 Modelli di frana utilizzati

Fra le numerose simulazioni di frane effettuate sono stati scelti 4 casi che abbiamo considerato maggiormente interessanti: 2 riproducono la prima frana sottomarina (caso 1A e caso 1B), 1 per la seconda frana subaerea (caso 2) e 1 per un ipotetico caso di frana sia subaerea che sottomarina (caso 3).

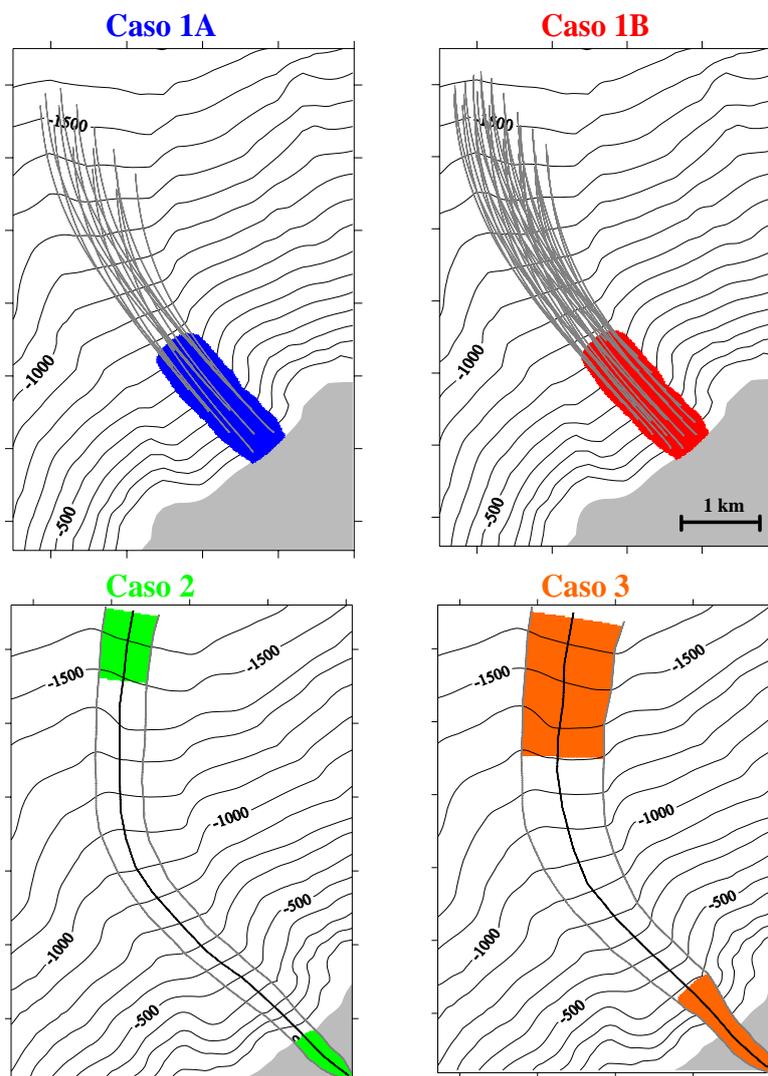


Figura 1

La prima frana ha una lunghezza trasversale che è circa un terzo di quella laterale ed è elaborata attraverso il modello 2D. Il caso 1A e 1B hanno lo stesso volume di circa 16 milioni di m^3 e la medesima posizione di partenza (fig. 1). La posizione corrisponde al luogo dove è stata osservata una depressione sottomarina e copre una superficie di circa 700 m di larghezza e 2.2 km di lunghezza fino ad una profondità di 750 m (Chiocci et al., 2003). Il caso 1A e 1B differiscono per la distribuzione di massa del corpo franante. Nel caso 1A il corpo ha una semplice sezione triangolare trasversalmente e assialmente simmetrica con un'altezza costante lungo la pendenza. Il caso 1B corrisponde ad un corpo con una distribuzione di massa diversa lungo il pendio: l'altezza della frana è più alta nella regione vicino alla costa (circa 35 m) e diminuisce gradualmente verso mare, il che è conforme ai dati sperimentali. Una visione tridimensionale delle diverse forme delle frane si può vedere in figura 2.

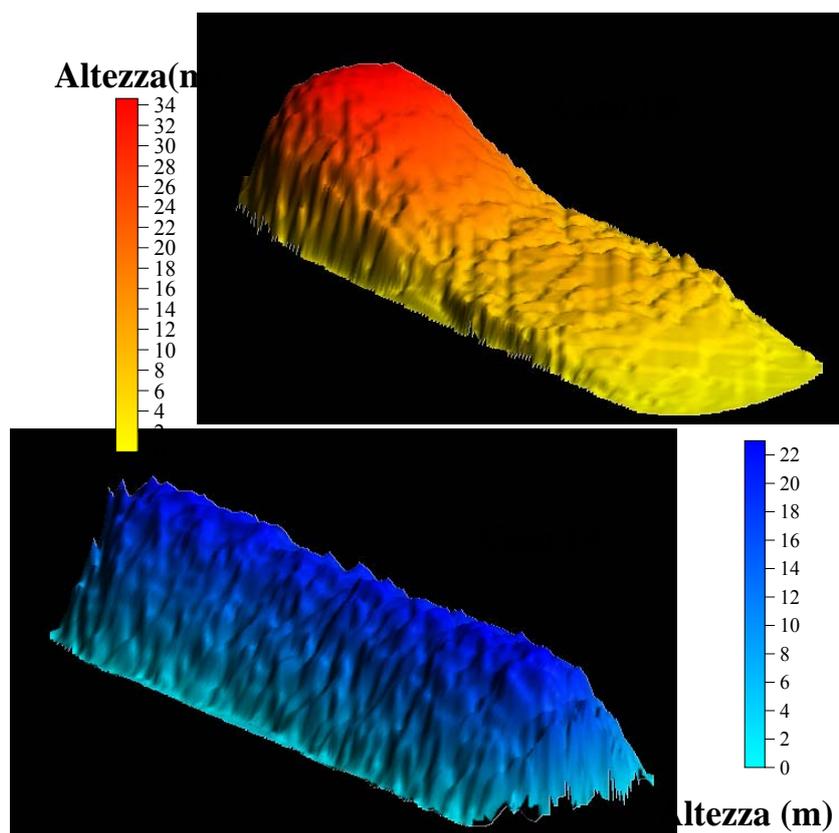


Figura 2

I corpi sono discretizzati con una matrice a blocchi a base quadrata. Il numero dei blocchi è per scelta tenuto basso (15 per il caso 1A e 32 per il caso 1B). Questo ci

permette solo una descrizione grossolana del corpo, ma che è comunque sufficientemente accurata per permettere il calcolo degli impulsi di maremoto, dal momento che il potenziale tsunamigenico è piuttosto insensibile ai dettagli spazio-temporali ad alta frequenza.

I casi 2 e 3 sono trattati attraverso un modello unidimensionale di frana, che è sufficiente per fornire la risoluzione richiesta, data l'assottigliamento della sezione trasversale della massa del corpo nella parte alta della frana: per esempio, nel caso 2 il rapporto tra le due lunghezze è di circa un sesto. La posizione iniziale delle frane dei casi 2 e 3 è rappresentata nella figura 1. La frana subaerea occupa il settore settentrionale della Sciara del Fuoco fino a raggiungere la linea di costa. Questa corrisponde all'area nella quale la mattina del 31 dicembre durante una campagna foto-termica da elicottero fu vista una doppia linea di fessurazione (Bonaccorso et al., 2003). Il volume qui considerato è meno che $5 \times 10^6 \text{ m}^3$, e rappresenta circa il 50% della massa mancante confrontando dati fotogrammetrici pre- e post-crisi (Baldi et al., 2003). Il caso 3 è presentato per completare la discussione: infatti si tratta di un corpo parzialmente emerso e parzialmente sottomarino con un volume dello stesso ordine di grandezza dei casi 1 e 2. Comunque, si pensa che non rappresenti né la prima, né la seconda frana. Il modello unidimensionale triangolare, al contrario del modello 2D, richiede di definire a priori la traiettoria dei blocchi della frana insieme alla superficie spazzata dal corpo franante. Questa traiettoria è scelta sulla base dei risultati delle simulazioni del modello 2D fatte girare per i casi 1A e 1B e segue approssimamene la linea di massimo gradiente topografico.

Nella figura 1 si possono vedere le traiettorie delle masse frananti dei quattro casi presi in considerazione. Un parametro interessante per la generazione del maremoto è la velocità della frana in particolare in rapporto alla velocità di fase delle onde di maremoto. In figura 3 sono graficate le velocità ottenute dalle quattro simulazioni in funzione del tempo. Si può notare come tutte le simulazioni hanno velocità caratterizzate da una prima fase di forte accelerazione seguita da una lunga fase di decelerazione. Il principale fattore che governa l'accelerazione è la pendenza locale della superficie di scivolamento. I casi 1A e 1B trattano frane con la medesima posizione iniziale e quindi sono simili nella prima fase del moto essendo determinati dagli stessi valori di forza di gravità. In seguito il moto delle due frane si differenzia

poiché il corpo del caso 1B è più spesso vicino alla costa ed è condizionato da un drag resistivo più forte. La frana subaerea (caso 2) inizia su un versante più ripido e raggiunge una maggiore velocità più rapidamente. Il caso accademico 3 è intermedio fra la coppia di casi 1A-1B ed il caso 2 per quanto riguarda la posizione iniziale, e quindi non sorprende che la velocità calcolata dei blocchi nella prima fase giace tra le curve di velocità degli altri casi (fig. 3). I picchi di velocità calcolati sono alti, compresi tra i 40 e 60 m/s, ma sono più bassi rispetto a valori che si possono trovare in letteratura per frane subaeree che collassano in mare (v. Ward e Day, 2002).

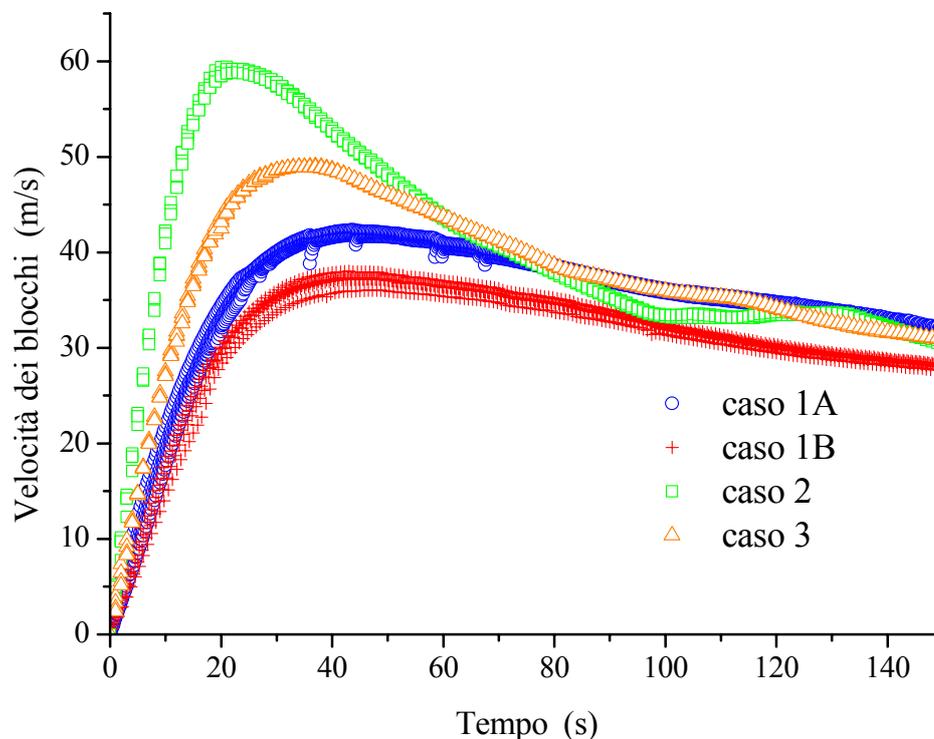


Figura 3

Come già anticipato, per determinare la tsunamigenicità della frana è importante calcolare il rapporto tra la velocità della frana e la velocità di fase del maremoto, rapporto detto numero di Froude Fr (Tinti e Bortolucci, 2000a,b). Per un corpo rigido che scivola sott'acqua su un fondale piatto dell'oceano di profondità h , Fr è definito come il rapporto della velocità orizzontale del corpo V_h con la velocità delle onde, che in approssimazione di shallow water è semplicemente $(gh)^{1/2}$, cioè $Fr = V_h / (gh)^{1/2}$. Più in generale, per un corpo deformabile che scivola sopra una batimetria più complessa, Fr

può essere definito e calcolato come il valore di Froude medio su tutta la parte sommersa del corpo. Per una frana divisa in blocchi il valore del numero di Froude considerato è la media sui blocchi immersi.

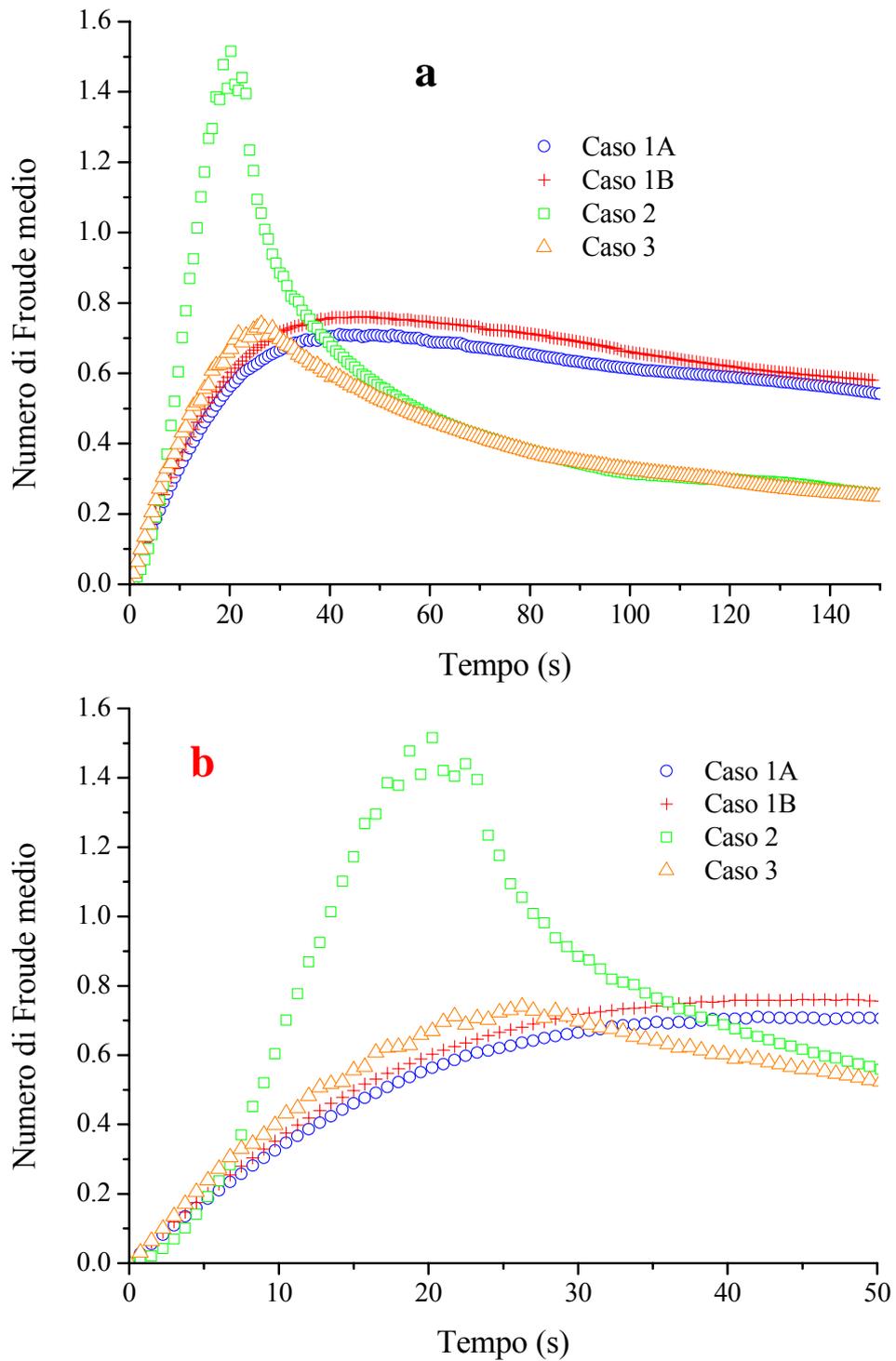


Figura 4

I risultati sono mostrati nelle figure 4a e 4b dove la media del numero di Froude dei quattro casi è graficato in funzione del tempo. Si può vedere come le curve hanno una crescita iniziale seguita da una diminuzione. All'inizio sia il numeratore che il denominatore crescono, ma è maggiore il guadagno di velocità della frana rispetto all'aumento di velocità del maremoto associato all'aumento della profondità. In un secondo momento, il corpo rallenta e raggiunge profondità più elevate, ed entrambi questi fattori provocano la riduzione di Fr . Le curve corrispondenti ai casi 1A e 1B, relative alle frane che si muovono da una posizione iniziale posta sott'acqua, sono abbastanza "lisce" e vicine tra loro, rimanendo sempre sotto il valore dell'unità. La curva del caso corrispondente a quello subaereo, all'inizio quando la frana entra in acqua ha un rapido incremento e raggiunge un picco di molto superiore al valore 1. In seguito, essa assume valori più piccoli rispetto a quelli del caso 1A e 1B. Questo è dovuto al fatto che nell'intervallo 80-150 s queste frane hanno sì una velocità simile, ma nel caso 2 la frana si trova a profondità maggiore, dal momento che era molto più veloce nella fase iniziale. La curva del caso 3 rappresenta il caso ideale della frana sia sottomarina che subaerea. Un netto cambiamento di gradiente può essere osservato nella curva poco dopo i 25 s, momento in cui tutta la parte subaerea finisce di entrare in mare.

2.3 Le simulazioni dei maremoti

Il sistema di equazioni in approssimazione di shallow-water è stato risolto mediante una tecnica numerica agli elementi finiti su due griglie di elementi triangolari aventi varie dimensioni. La prima è una griglia con un alto dettaglio che copre solamente la zona sorgente ed una fascia in prossimità delle coste di Stromboli: la complessa geometria della linea di costa è ricostruita in un modo veramente accurato in questa griglia. La seconda griglia copre un'area geografica maggiore che comprende anche Panarea. Il maremoto fu osservato anche fuori da questa area, in tutto il Tirreno meridionale, ma gli effetti furono trascurabili a confronto con quelli delle zone vicino alla sorgente che abbiamo preso in considerazione. L'estensione del dominio delle griglie si può vedere nelle figure 6 e 10 e nelle figure 9 e 13, dove sono mostrati i campi di elevazione dei maremoti associati al caso 1B ed al caso 2, campi calcolati con il modello numerico. La prima griglia, chiamata in seguito G1, è formata da 24323 triangoli e 12612 nodi. La

media della distribuzione della lunghezza tipica L_T dei triangoli (L_T qui è definita come la radice quadrata dell'area del triangolo) è circa 64 m mentre il primo quartile della distribuzione di L_T è 8 m. La seconda griglia, G2, è più lasca, e copre un'area maggiore con un numero di nodi minore. Comprende 6118 nodi e 11735 triangoli: il 50% dei valori di L_T è sotto i 440 m, mentre il 25% è minore di 240 m.

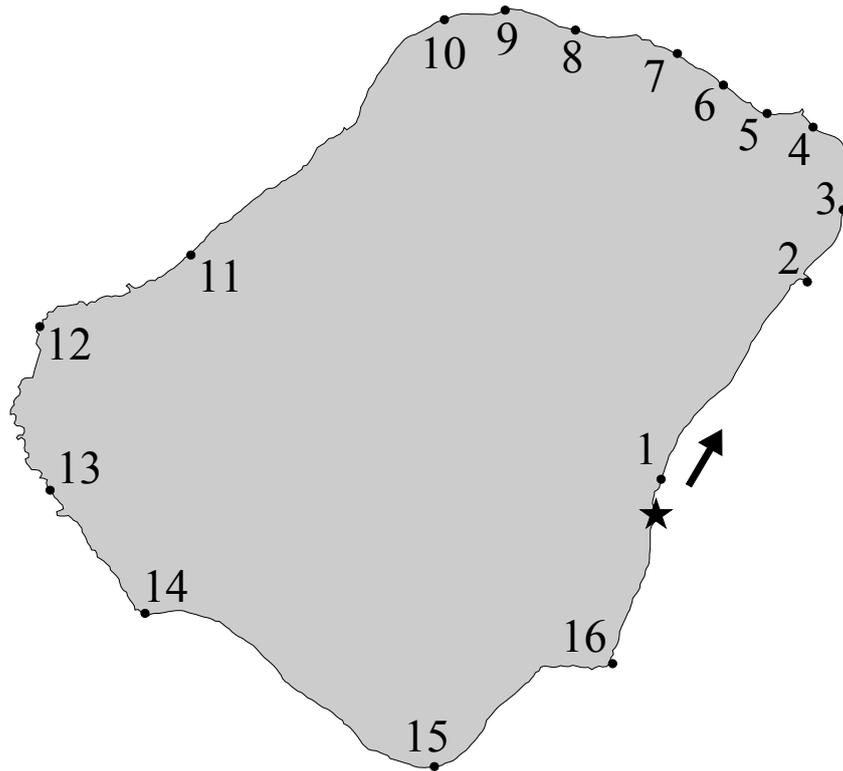


Figura 5

Solo due maremoti saranno illustrati in dettaglio in questo capitolo. Essi corrispondono ai casi di frana 1B e 2 che rappresentano la prima e la seconda delle frani più importanti. I maremoti relativi ai casi rimanenti 1A e 3 saranno esposti solo brevemente. I risultati delle simulazioni del primo maremoto (caso 1B: frana sottomarina con una distribuzione di massa irregolare) sono mostrati nella serie di figure 6-9. I campi di elevazione dell'acqua calcolati su G1 sono plottati in quattro istanti differenti fino a 150 s in fig. 6. Il maremoto è generato dalla sorgente posta sotto la Sciara del Fuoco e propaga in mare aperto con fronti quasi circolari. I fronti viaggiano molto più lentamente vicino a costa, e dopo 2.5 min dal momento che la frana è partita, che coincide con il tempo di origine del maremoto, hanno già raggiunto più di metà

dell'intera costa di Stromboli. Vicino alla costa il fronte viene fortemente deviato per effetto della rifrazione. Il fenomeno è più accentuato lungo la costa sud, a causa della forte pendenza del pendio sommerso dell'edificio vulcanico. Un osservatore sulla costa vede il fronte del maremoto avanzare velocemente in mare aperto, prima per lo più in direzione parallela alla linea di costa, e poi lo vede colpire la costa obliquamente. La separazione delle creste e delle depressioni in mare aperto è molto più grande rispetto alla regione sotto costa dove la velocità delle onde è minore.

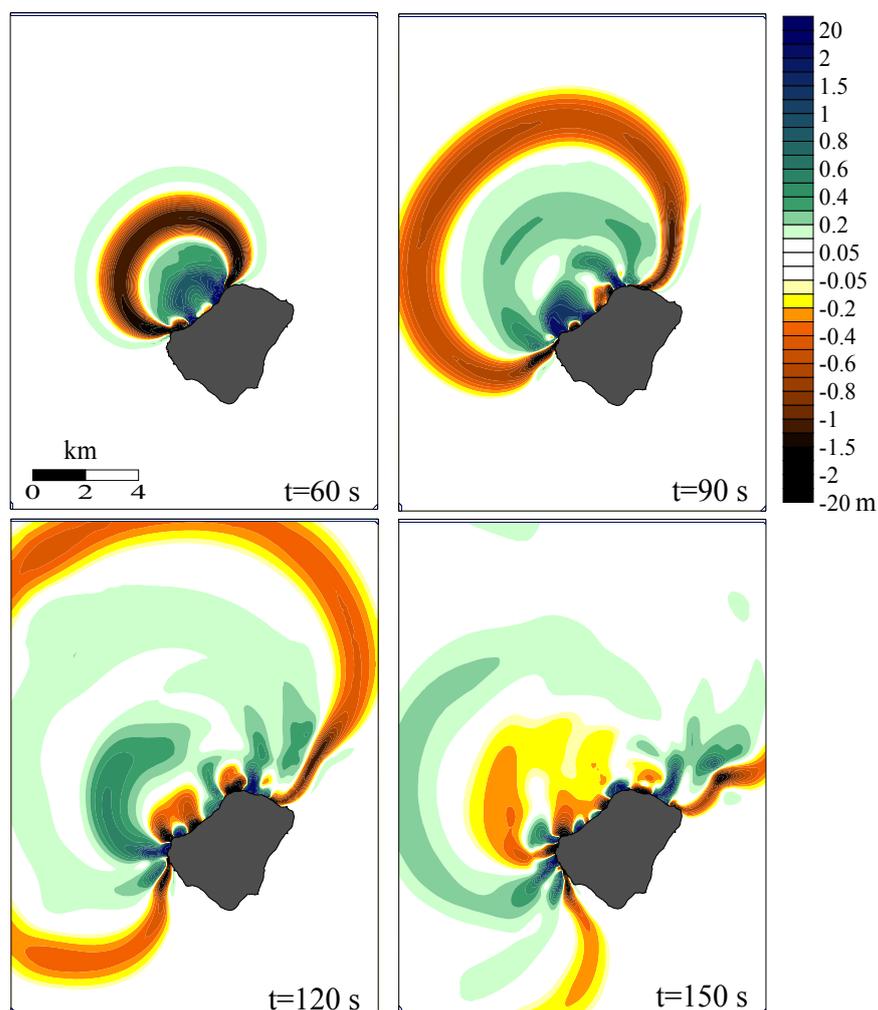


Figura 6

La figura 7 mostra i mareogrammi calcolati su alcuni nodi di costa, la cui posizione può essere vista in figura 5. La numerazione dei punti è in senso orario partendo da Malpasseddu (numero 1) che è posto dall'altra parte dell'isola rispetto alla zona sorgente. In fig. 5, la stella sulla costa a sud del punto 1 segna l'origine da cui è calcolata la distanza per le massime elevazioni calcolate sulla costa.

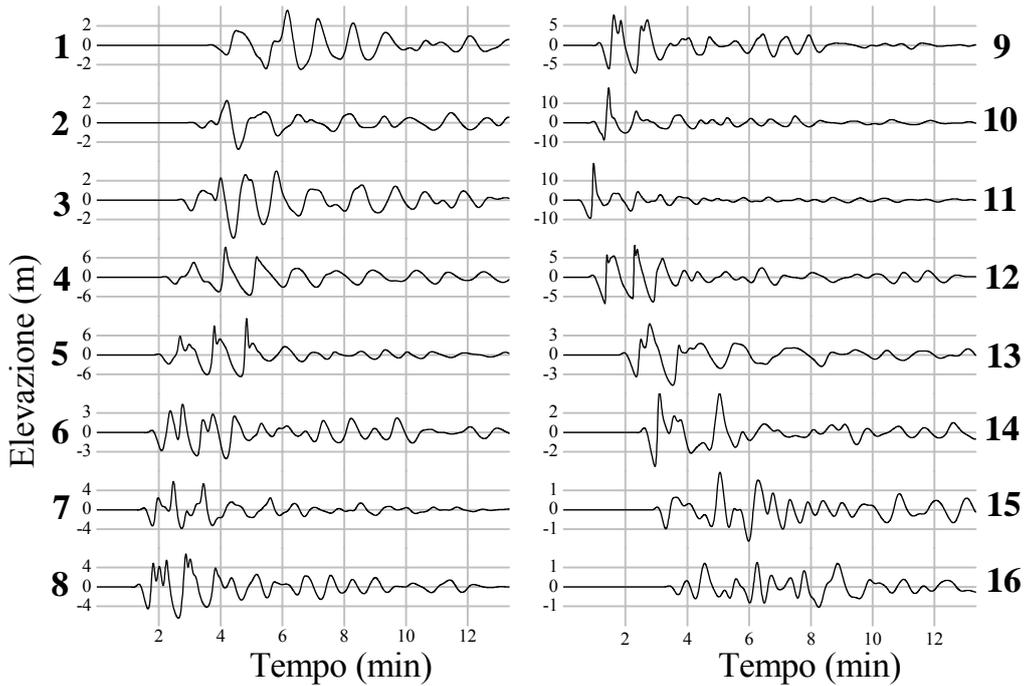


Figura 7

I punti 2-8 corrispondono al segmento di costa NE, da Pizzillo a Piscità: questa è la zona dove si concentra la maggiore parte di abitazioni sia di residenti che di turisti. Il nodo 13 posto nell'angolo SW dell'isola corrisponde al paese di Ginostra situato su un alto costone. L'analisi dei mareogrammi calcolati in fig. 7 rivela che il maggiore segnale di maremoto inizia con un forte ritiro dell'acqua (sebbene talvolta sia preceduto da una piccola cresta) e che il numero di onde di ampiezza rilevante cambia da luogo a luogo. Nei due nodi che sono i più vicini alla sorgente, uno a nord (nodo 10) e l'altro a sud (nodo 11), il maremoto appare come un'onda di dipolo di grande ampiezza (sequenza di grandi creste e depressioni) seguita da un numero di oscillazioni più piccole. Nella maggior parte delle località distanti, i segnali sono dominati da un

numero di due e tre onde. L'onda più grande non è sempre la prima: può anche essere la seconda o la terza. Solitamente la transizione dell'elevazione dell'acqua dal negativo al positivo è più veloce rispetto alla transizione opposta da cresta a depressione. Questo significa che la forma delle onde che si propagano è fortemente asimmetrica ed è caratterizzata da fronti ripidi (simili ad un muro d'acqua) prossimi alla rottura, un processo che non è preso in considerazione dal modello numerico. Il nodo 1, il più distante dalla zona sorgente, è l'ultimo ad essere colpito dalle onde dopo circa 4 min.

Le oscillazioni maggiori in ampiezza hanno un periodo prevalente di circa 1 min, sebbene oscillazioni di frequenza maggiore possono essere viste specialmente in corrispondenza di grandi onde positive (vedi i nodi 5,6,8,9 e 12). Le elevazioni massime e le minime calcolate lungo tutta la costa (su tutti i nodi della griglia G1) sono plottate in fig. 8a, b. Il grafico mostra chiaramente come l'intensità del maremoto decade appena aumenta la distanza dalla zona sorgente. Nell'area della Sciara del Fuoco, le elevazioni massime calcolate raggiungono valori di circa 30-40 m, ma sul lato opposto dell'isola nella maggior parte del segmento di costa da punta Lazzaro (nodo 14) a Punta dell'Omo (nodo 16), i massimi non raggiungono i 2 m. La figura 8b mostra un dettaglio della figura 8a. Lo zoom è stato effettuato sulla linea di costa che va da Pizzillo (nodo 2) a Punta Frontone (nodo 9), posizionato a ovest di Piscità (nodo 8); in questo tratto di costa si trovano la maggior parte delle costruzioni di Stromboli più vulnerabili all'attacco delle onde di maremoto, e qui i danni causati dal maremoto sono stati i più importanti. Le massime elevazioni calcolate dal modello possono essere confrontate con le altezze di runup misurate sul campo durante diverse campagne di raccolta dati post evento (Tinti et al., 2005b). L'accordo è abbastanza soddisfacente, specialmente nella parte centrale del grafico corrispondente alla punta NE di Stromboli, da Punta Lena nord (compresa tra i nodi 3 e 4) a Ficogrande (nodo 5). Le discrepanze che si evidenziano sono concentrate nel segmento tra i nodi 7 e 8, corrispondente a sequenze di piccole spiagge in insenature separate da promontori rocciosi. Qui l'impatto del maremoto è pesantemente influenzato dalla batimetria locale e più probabilmente dalla locale topografia delle parte inondata, che non è stata presa con il dettaglio necessario nel modello numerico.

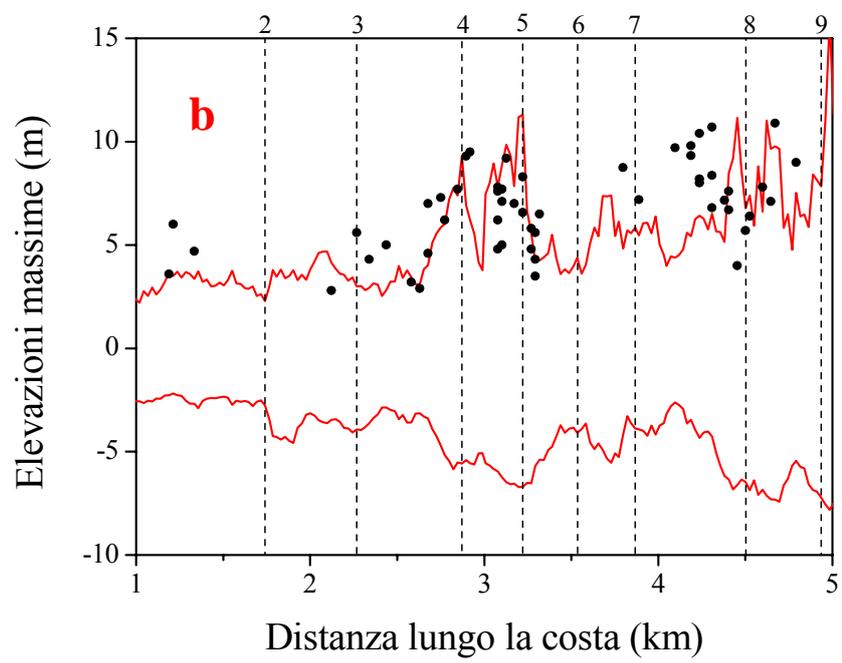
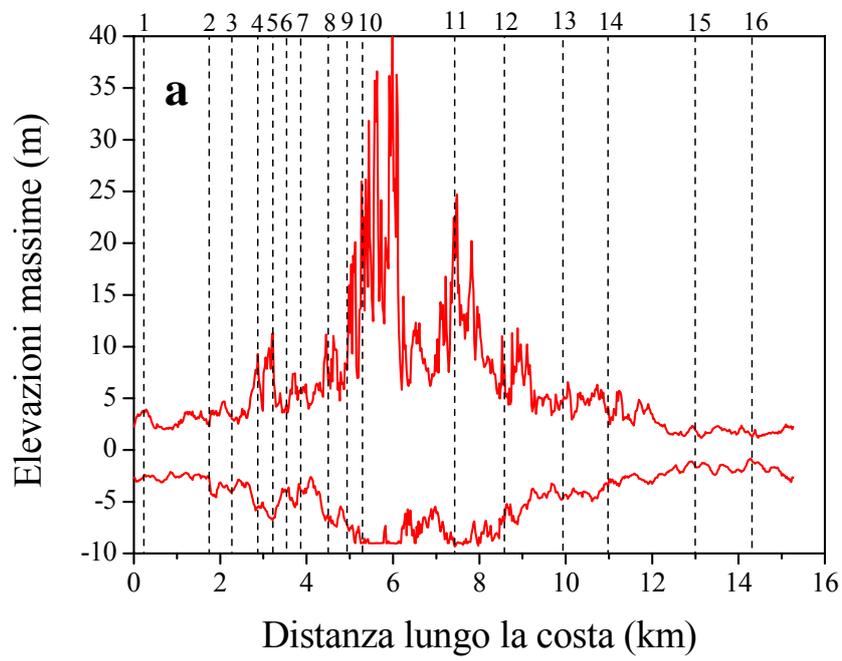


Figura 8

La propagazione del maremoto verso l'isola di Panarea è stata calcolata utilizzando la griglia G2. Le mappe dei campi di elevazioni del mare arrivano fino a 6 min dall'inizio dello tsunami e sono mostrate nella fig. 9.

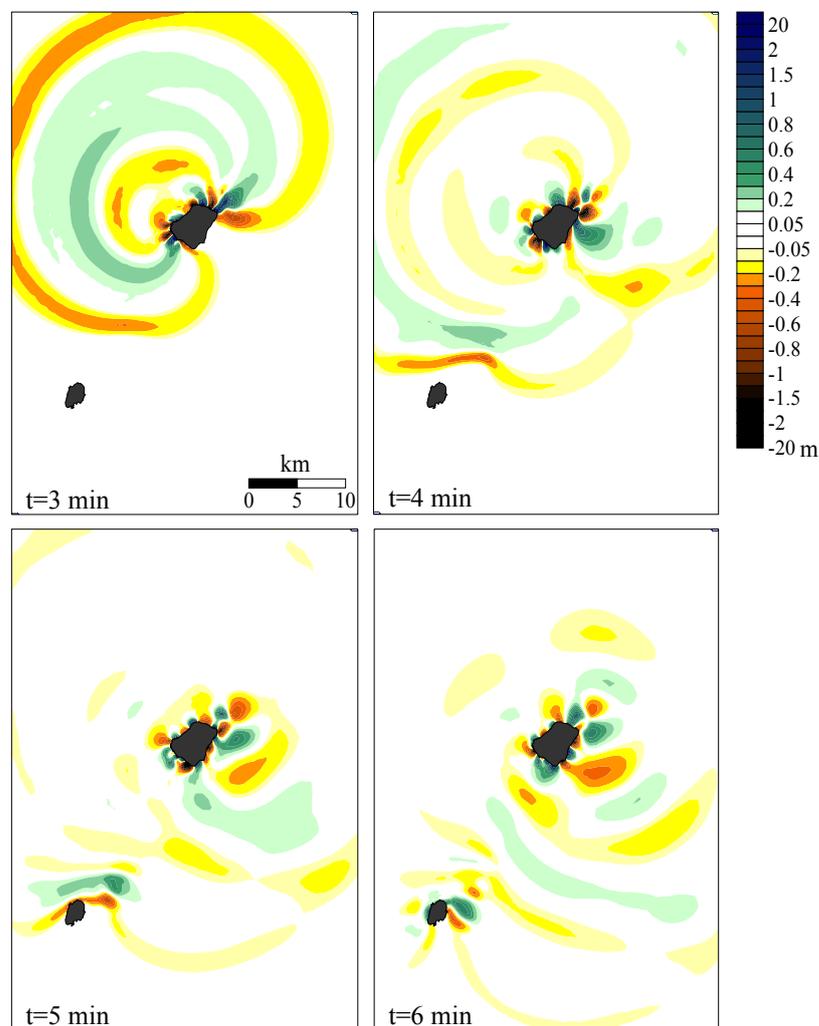


Figura 9

La griglia è troppo lasca per apprezzare i dettagli del maremoto, ma si possono calcolare in modo corretto il tempo ed il fronte di propagazione. L'immagine presa a 3 min mostra che il principale fronte in mare aperto si irradia dall'area sorgente attraverso onde quasi circolari. L'attacco alle coste di Stromboli non è ancora completo. Un minuto più tardi l'intera costa di Stromboli è già stata colpita dal maremoto, mentre l'onda negativa che avanza sta quasi colpendo la costa nordest di Panarea. Nei campi calcolati a 5 e 6 min, si può vedere che il maremoto ha già lasciato il dominio di calcolo

su tre lati, ma avanza lentamente verso sud, dal momento che è rallentato dalla zona a bassa profondità attorno all'isola di Panarea. Due caratteristiche meritano di essere citate: 1) il maremoto si propaga verso Panarea con una sequenza di onde caratterizzata da una lunghezza d'onda minore di 10 km; 2) le onde di maremoto tendono a rimanere attorno a Stromboli per lungo tempo. Questa è una forma di intrappolamento di energia che ha luogo quando onde lunghe interagiscono con isole oceaniche, una condizione che è soddisfatta pienamente in questo caso. Le caratteristiche di propagazione sono già state sottolineate in precedenti studi sui maremoti (vedi Tinti e Vannini, 1995). Queste caratteristiche erano già state viste durante lo studio mediante simulazioni numeriche di un maremoto generato nell'isola di Stromboli da un collasso laterale del cono vulcanico, simile a quello che ha originato la Sciara del Fuoco nell'Olocene (Tinti et al., 2000c e 2003). L'insieme delle figure 10-13 serve ad illustrare il secondo maremoto che è stato causato dalla frana subaerea (caso 2). I primi campi di elevazione attorno a Stromboli sono inseriti nella figura 10. I mareogrammi sul set di nodi di costa (fig. 5) sono graficati in figura 11. I massimi e minimi di elevazione lungo la costa di Stromboli sono nella figura 12a, e nella figura 12b sono confrontati con i dati misurati (Tinti et al., 2005b), mentre i campi di elevazione calcolati sulla griglia G2 sono rappresentati nella figura 13. Alcuni dei commenti sulla velocità e sul tempo di arrivo, sulla rifrazione dei fronti, e sull'intrappolamento delle onde rimangono gli stessi del caso precedente. Adesso è di maggiore interesse sottolineare le principali differenze. Primo, questo tsunami arriva sulla costa con una cresta, che corrisponde ad una inondazione della costa (fig. 10). La principale caratteristica del maremoto in prossimità della zona sorgente sembra essere una sequenza di cresta-depressione-cresta (vedi mareogramma 10 e 11 fig. 11). I massimi e minimi di elevazione lungo la costa (fig. 12a) decadono con l'aumentare della distanza dalla Sciara del Fuoco, con una distribuzione leggermente differente da quella del caso 1B. Somiglianze e differenze possono essere apprezzate meglio esaminando l'ingrandimento delle curve nella figura 12b. Questa ci mostra che persino i massimi ed i minimi calcolati per il caso 2 sono abbastanza grandi, ma tendono a sottostimare i dati dei runup osservati, sebbene nell'area di Ficogrande (nodo 5) l'accordo sembra sufficientemente buono.

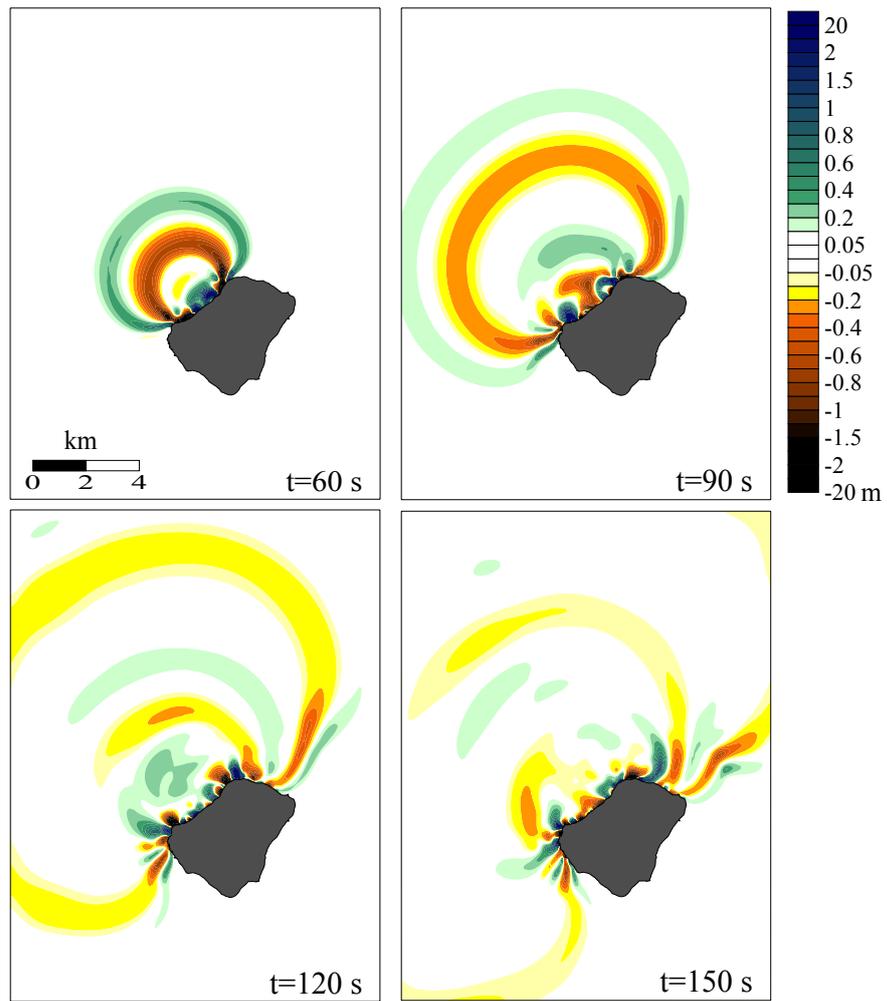


Figura 10

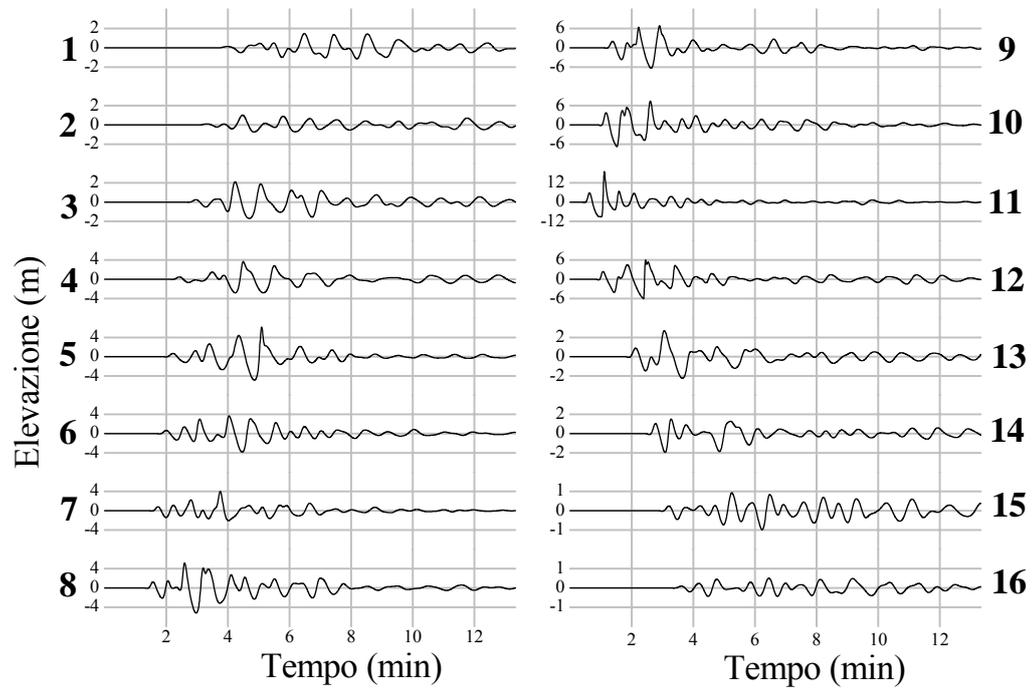


Figura 11

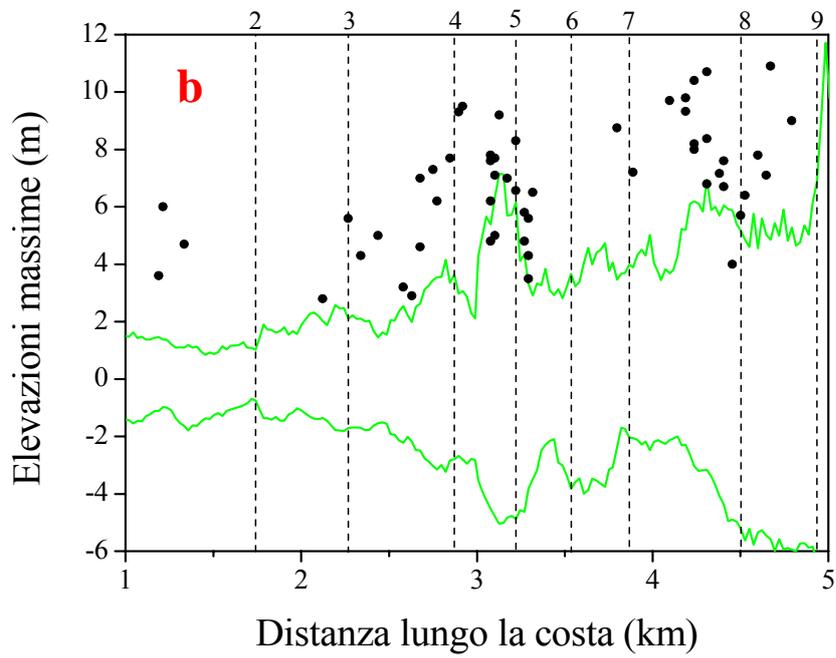
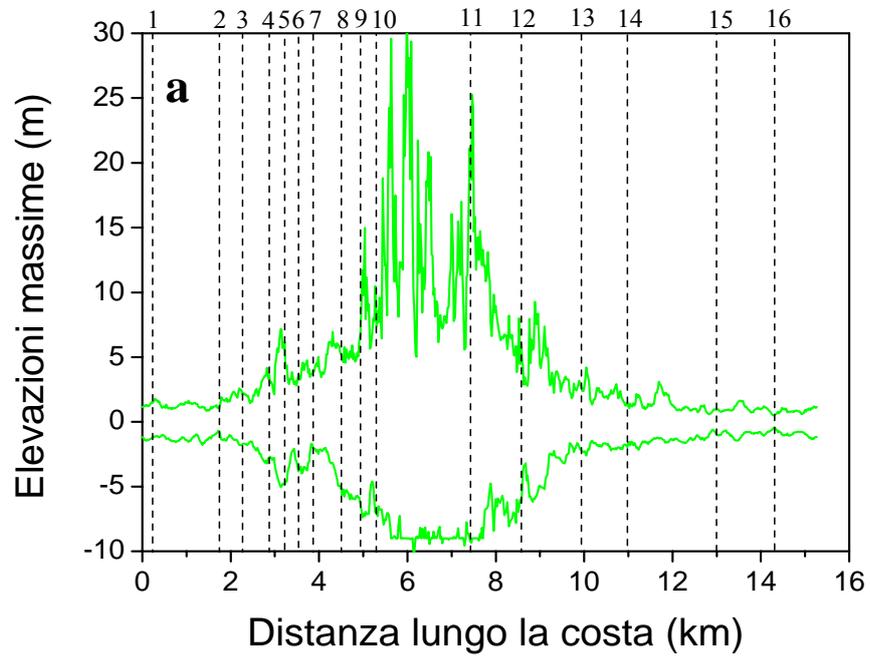


Figura 12

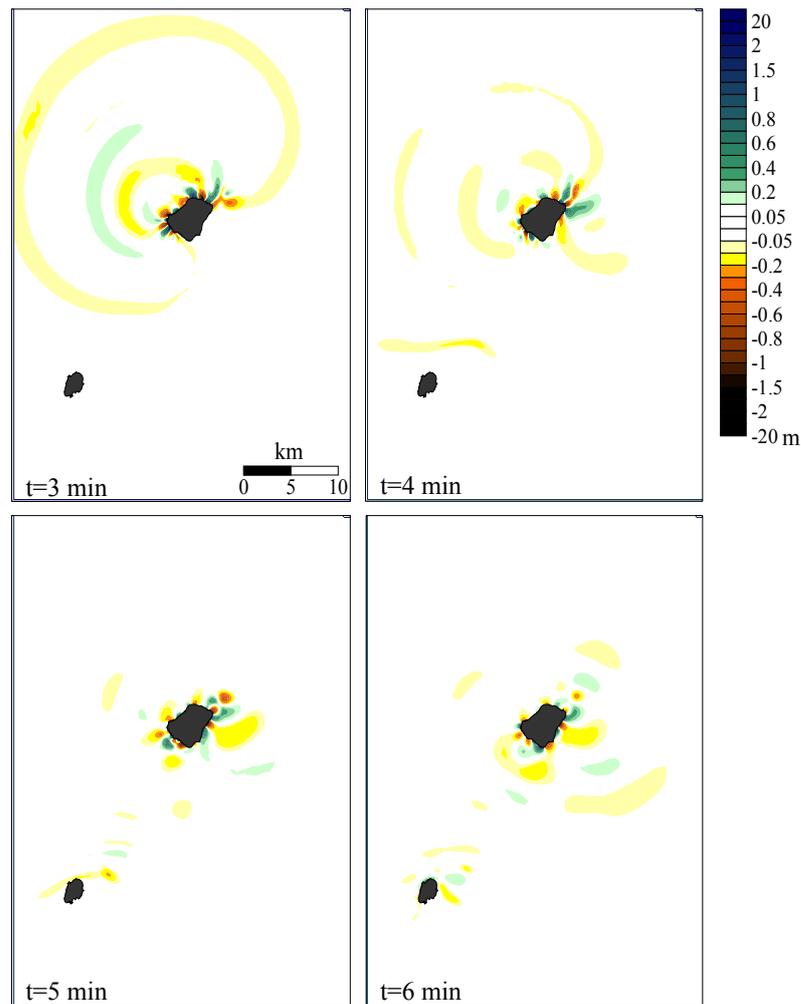


Figura 13

Per i casi 1A e 3 sono presentati solo gli zoom delle curve delle elevazioni massime e minime calcolate lungo la costa confrontate con i runup misurati. La frana sottomarina caratterizzata da un corpo di forma prismatica triangolare (sezione trasversale triangolare e longitudinalmente uniforme, vedi fig. 2), la cui posizione è mostrata nella fig. 1 (caso 1A), genera uno tsunami che produce i runup mostrati nella figura 14. Si può vedere che i valori calcolati sottostimano pesantemente i dati osservati. La figura 15 fa riferimento al caso ipotetico (caso 3) di un corpo di frana che ha approssimativamente la stessa grandezza dei casi 1A e 1B, ma è posta parzialmente sopra e parzialmente sotto il livello del mare (fig. 1). La distribuzione dei runup sintetici mostra una rilevante

discrepanza dagli osservati con una generale tendenza verso la sottostima, con l'eccezione di un punto isolato dove la stima è buona.

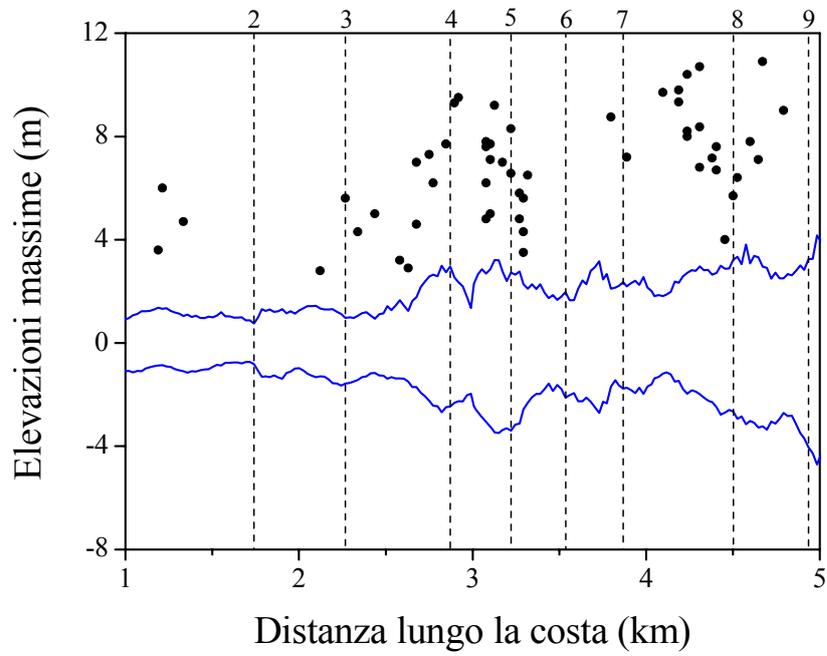


Figura 14

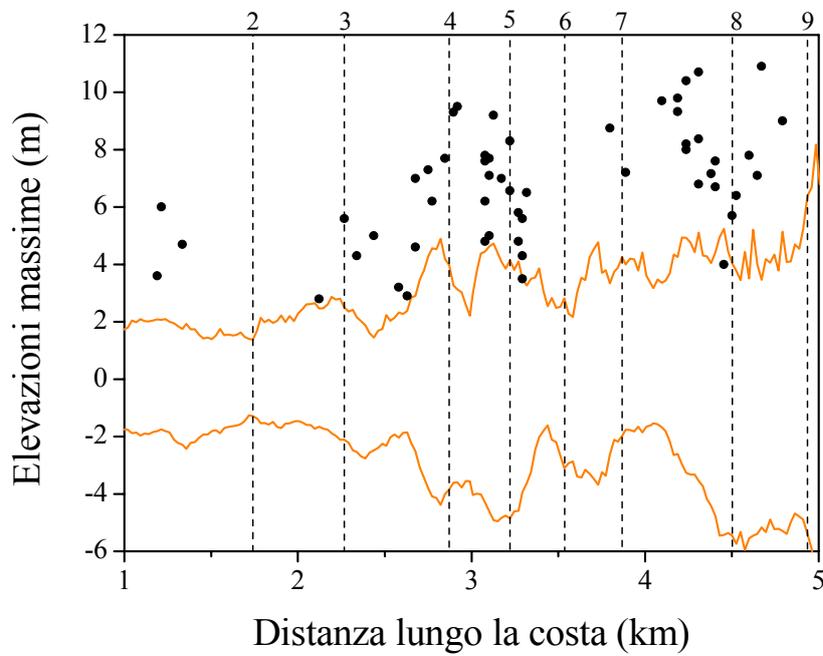


Figura 15

2.4 Analisi dei risultati

Le simulazioni numeriche dei quattro casi di frana e maremoto trattate qui forniscono alcune importanti indicazioni. Si può ritenere che i casi 1B e 2 sono i più rappresentativi degli eventi del 30 dicembre del 2002, corrispondenti alla prima e alla seconda frana e ai conseguenti maremoti. I casi 1A e 3 sono stati aggiunti in questo studio a scopo integrativo dal momento che aggiungono informazioni per la discussione.

La prima considerazione riguarda la generazione dei maremoti. L'efficienza del processo tsunamigenico è noto essere collegato, fra gli altri fattori, alla geometria ed alla velocità della frana, e alla profondità dell'acqua. Le frane più larghe e più spesse in genere producono i maremoti più grandi. L'analisi teorica che usa la teoria 3D lineare dei fluidi e la teoria lineare e non lineare in approssimazione di shallow-water (Tinti e Bortolucci, 2000a; Ward, 2001; Liu et al., 2003) come gli studi che analizzano i casi storici (Murty, 2003), mostrano una correlazione positiva tra ampiezza del maremoto e lo spessore ed il volume della frana. Inoltre, l'approssimazione di shallow-water predice che le frane che si muovono sott'acqua ad una velocità orizzontale prossima alla velocità di fase delle onde lunghe (cioè $F_R=1$, una condizione conosciuta come regime critico), sono molto più efficaci nel produrre un maremoto rispetto sia alle frane più lente (sub-critico) sia a quelle molto veloci (super-critico) (vedi Tinti e Bortolucci, 2000b; Tinti et al., 2001; Trifunac et al., 2002). L'analisi tridimensionale lineare mostra che le frane in oceano profondo generano perturbazioni più basse di quelle che si muovono in acque basse, mentre la teoria di shallow-water non prevede differenze. Questo effetto di filtro che dipende dalla profondità dello strato d'acqua, viene considerato esplicitamente dal nostro modello attraverso il fattore di riduzione $\text{sech}\alpha$ che appare nel termine di forzatura del maremoto delle equazioni idrodinamiche. La forma del profilo nella direzione del moto è un altro fattore rilevante. L'esempio di un corpo rigido che scivola può aiutare a capire meglio questa questione. In questo caso il termine di forzatura $\partial_t h_s$ dipende dalla grandezza del gradiente dello spessore della frana lungo la traiettoria del corpo in virtù della relazione $\partial_t H_L = -\vec{V}_h \cdot \nabla H_L$, dove \vec{V}_h è la velocità orizzontale della frana. Un corpo con sezione longitudinale quasi rettangolare

è caratterizzato da un profilo quasi discontinuo in fondo (all'inizio) della frana (poiché $|\nabla H_L|$ è molto grande), che dà luogo ad un impulso positivo (negativo) sulla superficie del mare. Una tipica frana ha un profilo dolce, ma un analogo effetto, che tende a far salire il livello del mare davanti alla frana e ad abbassarlo nella parte dietro. Naturalmente l'effetto degli impulsi della frana sulla superficie del mare è condizionato dalla profondità locale dell'acqua, che è espresso mediante fattore di riduzione $\text{sech } \alpha$ dipendente dalla profondità. Le frane del caso 1A e 1B sono entrambe sottomarine e hanno velocità simile, e sono le più lente del gruppo (fig. 3). Il loro differente potere tsunamigenico può essere spiegato dall'andamento della funzione di trasferimento media data nella fig. 16, ma anche la differente distribuzione spaziale di questa funzione gioca un ruolo.

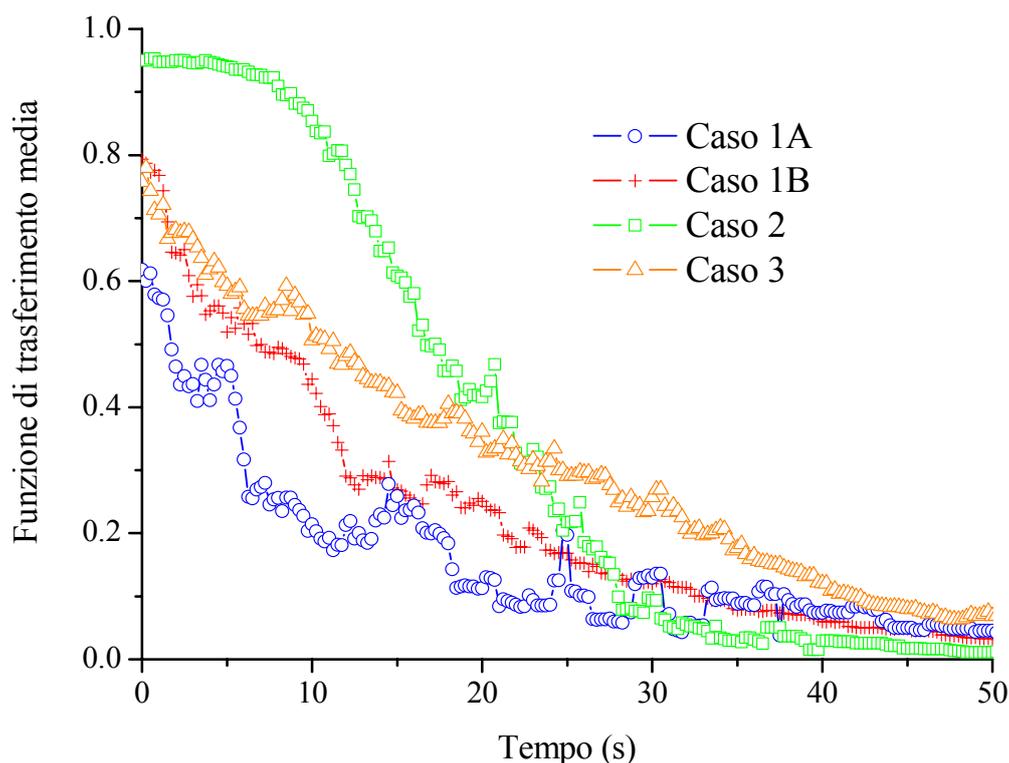


Figura 16

La frana del caso 1B ha la massa concentrata nella regione di acqua più bassa, il che significa che il suo profilo qui è molto ripido, poiché passa rapidamente da uno spessore

massimo di 35 m a 0, ed è più dolce in mare aperto. Durante la prima fase del moto, questa frana imprime grossi impulsi negativi in acqua bassa e piccoli impulsi in acqua profonda, che sono, in aggiunta, fortemente ridotti dal fattore $\text{sech}\alpha$ che dipende dalla profondità. In confronto, la frana del caso 1A genera impulsi meno intensi vicino a costa e impulsi più grandi lontano dalla costa, ma questi sono tagliati dalla funzione di trasferimento. Il risultato è che per entrambe le frane, l'effetto degli impulsi negativi sotto costa è prevalente; questi sono tuttavia più grandi per il caso 1B che per il caso 1A, e ciò incide sulla grandezza del maremoto prodotto. Il caso 2 è importante dal momento che dimostra che un volume 3-4 volte minore rispetto a quello degli altri casi è capace di generare un maremoto più grande di quelli associati ai casi 1A e 3 e di grandezza simile a quello prodotto dal caso 1B. Questo risultato può essere spiegato in virtù delle seguenti considerazioni. Primo, la frana è subaerea e guadagna una velocità maggiore poiché parte da un pendio più ripido (fig. 3). Secondo, la frana si stacca sopra il livello del mare, e quando entra completamente in mare è così veloce da essere abbondantemente supercritica. (fig. 4). Un altro rilevante aspetto è che la corrispondente funzione di trasferimento produce una piccola attenuazione nei primi 10 s del moto ed è sostanzialmente più alta per gli altri casi almeno fino a 25 s (fig. 16). La combinazione dei fattori precedenti significa che l'intervallo di tempo fra i 10 e i 20 s durante il quale la frana è vicino al regime critico e l'effetto di filtraggio della funzione di trasferimento è più grande, ma non ancora drammatico, è la fase di maggior efficacia di produzione del maremoto. In seguito, attorno ai 25 s, la frana transita ad una condizione sub-critica attraversando la linea di $F_R=1$ (vedi fig. 4b) (ciò è dovuto al fatto che la sua velocità cala mentre la velocità di fase del maremoto aumenta). Comunque, in questo caso l'attenuazione operata dalla funzione di trasferimento è abbastanza efficace e, di conseguenza, il termine di forzatura del maremoto diventa abbastanza piccolo.

La spiegazione basata sul numero di Froude con il grafico della funzione di trasferimento è semplice ed attraente, ma non può comprendere la piena complessità del processo di generazione, e non può sempre essere usata per stimare la grandezza del maremoto prodotto. Un esempio di tale ambiguità si può ottenere confrontando i casi 1A, 1B e 3. Questi trattano corpi con approssimativamente gli stessi volumi (16-17 milioni di m^3), ma con differenti distribuzioni di massa e posizioni iniziali. I grafici con i massimi e minimi di elevazione (fig. 8b, 12b, 14 e 15) possono essere usati per

classificare le risultanti altezze di maremoto. Si vede che il caso 1B produce il maremoto più grande, il caso 3 è intermedio e il caso 1A, produce le onde più basse che sono mediamente 2-3 volte più basse di quelle del caso 1B. L'uso del numero medio di Froude e della funzione di trasferimento graficati nelle figure 4 e 16 aiuta a spiegare perché il maremoto generato nel caso 1A è il più debole, e può essere chiamato in causa per chiarire la differenza risultante (circa un fattore 1.5-2) fra i maremoti del caso 1B e 3. Al contrario sia il grafico del numero di Froude che della funzione di trasferimento puntano a favorire la tsunamigesi del caso 3. Questo prova che i criteri precedenti sono piuttosto rozzi, e non possono sostituire il programma di simulazione per una corretta stima della dimensioni del maremoto prodotto.

La seconda serie di considerazioni appartiene alla propagazione del maremoto. I risultati delle nostre simulazioni devono essere confrontati con le osservazioni, che di fatto sono i racconti dei testimoni (Tinti et al., 2005a) ed i rilievi effettuati nelle campagne post evento (Tinti et al., 2005b). Solo poche persone sono riuscite a riconoscere l'arrivo di due maremoti distinti, probabilmente perché l'intervallo tra i due (solo 7 minuti) era troppo breve, e il secondo arrivo era sovrapposto alla coda del primo. Comunque tutti quelli che hanno osservato gli eventi dall'inizio sostengono che il primo arrivo sia stato un ritiro dell'acqua. Le nostre simulazioni spiegano bene questo effetto. Infatti, il primo maremoto, rappresentato dal caso 1B, è caratterizzato da un'onda positiva in testa (vedi i campi di elevazione fig. 6), con un'ampiezza così piccola che non poteva attrarre l'attenzione dei testimoni. La loro attenzione è stata sicuramente attratta dal successivo ritiro sostanziale del mare. D'altra parte il maremoto del caso 2, che per noi rappresenta il secondo maremoto, ha un primo arrivo positivo ben definito.

Il numero di grandi onde differisce da posto a posto ed è collegato sia alla batimetria che alla sorgente. Prima, il segnale tende ad essere più semplice nei nodi molto vicini alla regione della Sciarra del Fuoco dove le caratteristiche della sorgente sono molto evidenti: una sequenza di dipolo, tipo depressione-cresta per il primo tsunami, una triplice cresta-depressione-cresta per il secondo. Nei nodi più distanti, la sequenza delle oscillazioni principali diventa più lunga e più complessa. In alcuni nodi entrambe le simulazioni (caso 1B e 2) danno lo stesso numero di grandi onde, il che significa che l'effetto della batimetria locale è predominante. Per esempio, questo succede per il nodo 5 che corrisponde a Ficogrande (vedi i mareogrammi calcolati in figura 7 e 11). Qui i

testimoni riportano di aver visto una successione di onde per entrambi i maremoti. Il primo arrivo non è sempre il più grande. In molti casi l'onda più grande è la seconda o la terza del treno di onde. La forma d'onda calcolata nei mareogrammi non è simmetrica: l'acqua cresce più velocemente di quanto si abbassi, il che suggerisce che la forma dell'onda è anche asimmetrica con una transizione ripida dalla depressione alla cresta dell'onda. Un osservatore a terra avrebbe visto l'onda avvicinarsi alla costa quasi come un muro verticale di acqua. Probabilmente queste onde erano vicine al punto di rottura, e onde rotte sono state viste e documentate da alcuni testimoni che si trovavano molto prossimi alla costa in alcuni posti. La rottura delle onde non è inclusa nel modello, che comunque tiene conto della dissipazione dell'energia che si verifica nell'interazione delle onde con la morfologia costiera.

Un effetto importante è la direzione del maremoto che è dominata dalla batimetria. La rifrazione causa il piegamento dei fronti che viaggiano attorno all'isola di Stromboli, colpendo la costa in modo obliquo. Questo è stato osservato da molte persone ed era anche documentato dalle campagne post evento, poiché le correnti associate alle onde che hanno attaccato la costa hanno lasciato segni visibili della loro direzione; in particolare, il mare in fase di inondazione aveva abbastanza momento per piegare verso il basso i paletti di ferro di molte reti metalliche e recinti. Il più importante set di dati raccolti nelle campagne post evento è la raccolta di altezze di runup. Dopo gli eventi non c'era modo di discriminare fra le altezze del primo e del secondo maremoto. Quello che è stato visto era l'effetto cumulativo. Gli osservatori non hanno chiarito completamente qual era il più grande. Da alcuni resoconti si sa che il primo maremoto è stato il più distruttivo in alcuni posti come Ficogrande (nodo 5 nella figura 5). Da altri, si sa che il secondo maremoto ha attaccato Punta Lena nord (fra i nodi 3 e 4) con grande violenza. Da un ulteriore rapporto si sa che entrambi i maremoti hanno causato allagamenti simili a Scari (nodo 3). Le nostre simulazioni mostrano che tutte e due le frane, la sottomarina del caso 1B e la subaerea del caso 2, sono capaci di produrre onde distruttive sulla parte a nord est della costa di Stromboli. Le massime e minime elevazioni confrontate con le altezze di runup (fig. 8b e 12b) danno risultati soddisfacenti, che mostrano, comunque, che il primo maremoto era generalmente più grande del secondo.

Le osservazioni finali riguardano i tempi di propagazione. I maremoti sono abbastanza lenti attorno a Stromboli, sebbene siano abbastanza rapidi da colpire l'intera costa dell'isola in meno di 4 min. Come ci si aspetta, sono più veloci in acque profonde, e arrivano all'isola di Panarea in poco meno di 5 min. Questo è stato stimato dalla media delle simulazioni calcolate sopra la griglia G2 ed è mostrato nelle figure 9 e 13. Il tempo di propagazione può essere stimato dalle registrazioni di tre stazioni sismometriche a larga banda di una rete mobile che era stata installata sull'isola di Panarea ad una piccola distanza dalla costa e che hanno registrato sia i segnali della frana sia l'impatto dei maremoti (La Rocca et al. 2004). L'accordo è molto soddisfacente.

Capitolo 3

Modello analitico di frana

Le frane possono essere motivo di pericolo diretto, ma anche in via indiretta per i fenomeni disastrosi che esse inducono, come ha dimostrato la recente sequenza di eventi del 30 dicembre 2002 a Stromboli, trattato nel capitolo precedente, dove i maggiori danni all'abitato ed i maggiori pericoli per le persone si debbono ricondurre ai maremoti causati dalle frane più che alle frane stesse. Il caso di Stromboli ha quindi dato risalto al tema dello studio di maremoti generati da masse instabili, ed in questo contesto abbiamo deciso di studiare alcune delle proprietà tsunamigeniche delle frane sottomarine e subaeree mediante un modello analitico per il calcolo della dinamica del corpo franante attraverso il quale si determinano gli impulsi per la generazione del maremoto. Il modello analitico di frana ci è servito soprattutto per analizzare in particolare due indicatori per la tsunamigenicità delle frane: il numero di Froude e funzione di trasferimento. Il modello implementato ha come prima importante assunzione quella di trattare un corpo rigido indeformabile di volume costante formato da un unico blocco la cui forma nella direzione di spostamento è definita da una gaussiana simmetrica (fig. 1). L'assunzione di blocco rigido per il corpo franante è una scelta conservativa poiché è nota la maggiore capacità tsunamigenica di questi rispetto ai corpi deformabili nei quali diventa importante la reologia (Jiang e LeBlond, 1992 e 1994; LeBlond e Jones, 1995).

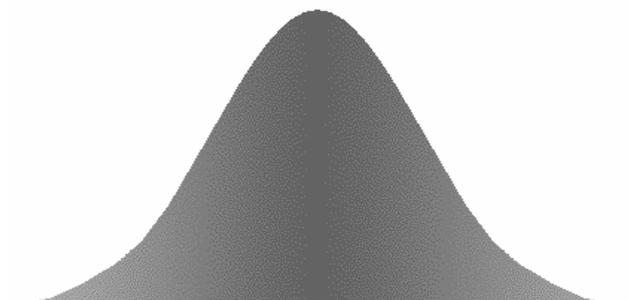


Figura 1

3.1 Dinamica del modello di frana

Il piano di scivolamento su cui scorre la frana è molto semplice ed è formato da un piano inclinato (α angolo di inclinazione) e da un piano che riprende un fondale piatto. Il piano obliquo ha una lunghezza sulle coordinate dell'asse orizzontale di 3000 m e raggiunge i 2000 m di profondità partendo da una profondità minima di 20 m (fig. 2a, b).

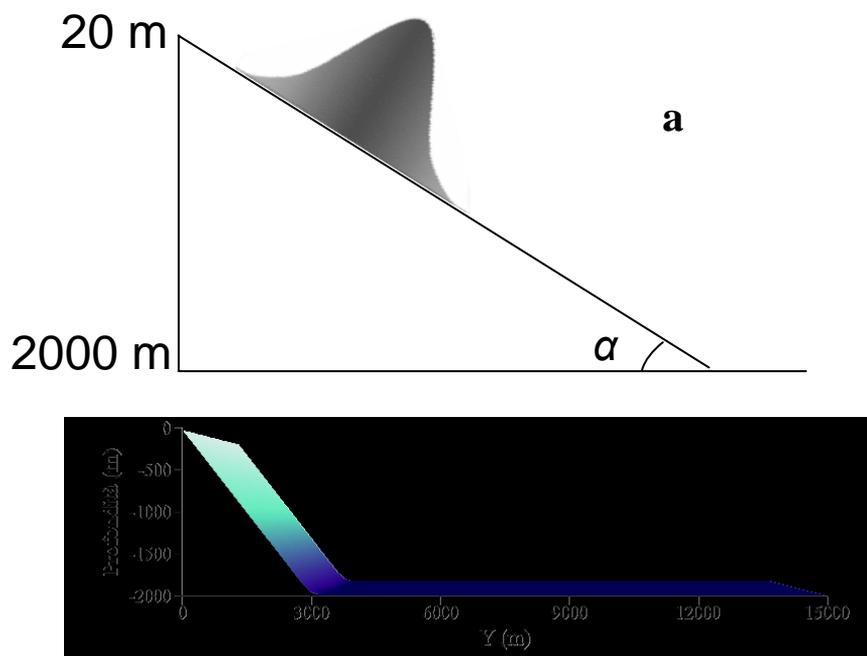


Figura 2

La dinamica della massa franante è calcolata sul centro di massa ed è governata dalla forza di gravità, dalla spinta di Archimede e dalla forza di attrito; può essere descritta con l'aiuto delle seguenti formule:

$$G_1 = v g (\sin \alpha - \mu \cos \alpha) \quad \text{sul piano inclinato} \quad (3.1a)$$

$$G_2 = -v \mu g \quad \text{sul fondale piatto} \quad (3.1b)$$

dove g è l'accelerazione di gravità, μ è il coefficiente di attrito di Coulomb e v , definito come:

$$v = \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_s} \quad (3.2)$$

rappresenta la spinta di Archimede.

Il coefficiente v può assumere un valore prossimo a 1 se la ρ_w del fluido attorno alla frana è molto minore della densità della frana stessa ρ_s , come si verifica per le frane subaeree, mentre per le frane sottomarine v è sensibilmente inferiore all'unità.

La frana si muove con accelerazione costante G_1 lungo il piano inclinato e con accelerazione costante negativa G_2 in mare aperto dove il fondo è piatto. Supponiamo che l'accelerazione passi gradualmente e linearmente in un intervallo di tempo $[t_1, t_2]$ da G_1 a G_2 , quando il corpo transita in corrispondenza della transizione da piano inclinato a fondo marino piatto. All'istante t_1 il fronte della frana raggiunge il punto del cambio di pendenza, mentre dall'istante t_2 in poi tutta la frana si muove sul fondo piatto. Detto ciò, risolveremo il problema del movimento della massa così formulato:

$$\begin{cases} a(t) = G_1 & 0 < t < t_1 \\ a(t) = G_2 + (G_1 - G_2)(t_2 - t)/(t_2 - t_1) & t_1 \leq t \leq t_2 \\ a(t) = G_2 & t_2 < t \end{cases} \quad (3.3)$$

dove $a(t)$ rappresenta l'accelerazione del blocco all'istante t , mentre t_1 e t_2 sono i rispettivi istanti in cui la massa raggiunge e lascia il cambio di pendenza.

Il grafico temporale della velocità della frana calcolato in base alle espressioni precedenti ha l'andamento tipico mostrato in Figura 3.

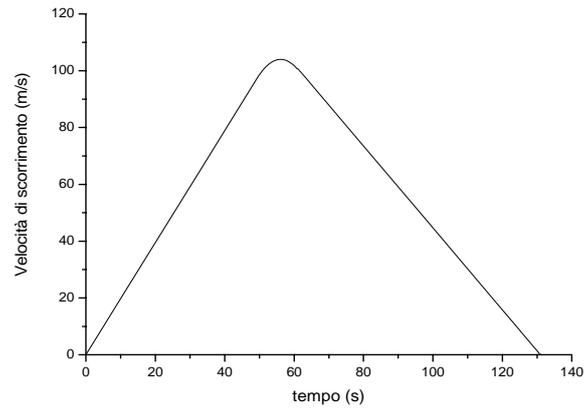


Figura 3

3.2 Calcolo degli impulsi

Il sistema di equazioni per la simulazioni di maremoto rimane lo stesso del caso di Stromboli:

$$\partial_t \eta = \partial_t h_s - \nabla \cdot [(h + \eta) \vec{v}] \quad (3.4a)$$

$$\partial_t \vec{v} = -g \nabla \eta - (\vec{v} \cdot \nabla \vec{v}) \quad (3.4b)$$

completato dalle medesime condizioni al contorno:

$$\vec{v} \cdot \vec{n} = \frac{g}{c} \eta \quad \text{boundary aperto} \quad (3.5a)$$

$$\vec{v} \cdot \vec{n} = \frac{g}{c} \eta (1 - R) \quad \text{sulla costa} \quad (3.5b)$$

Il termine forzante $\partial_t h_s$ esprime il passaggio della frana sul fondale marino ed è definito dalla formula:

$$\partial_t h_s = \partial_t H_L \operatorname{sech} \alpha \quad \alpha = \frac{2\pi h}{L_S} \quad (3.6)$$

Come già detto nel capitolo precedente, la funzione $\operatorname{sech} \alpha$, chiamata funzione di trasferimento, agisce da filtro passa-basso eliminando le alte frequenze. Nelle simulazioni che presenteremo nei prossimi paragrafi consideriamo la $\operatorname{sech} \alpha$ sempre uguale ad 1 ad eccezione del paragrafo in cui se ne andranno a studiare gli effetti specifici.

Il nostro modello analitico di frana come già detto viene definito tramite la funzione gaussiana simmetrica che si può scrivere come:

$$y = A e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} \quad (3.7)$$

dove A rappresenta l'altezza massima della gaussiana. La lunghezza (L) del corpo di frana sul piano di scivolamento è presa uguale a 6σ . La scelta di rappresentare il corpo franante come una funzione gaussiana simmetrica permette di effettuare calcoli semianalitici, anche se non banali.

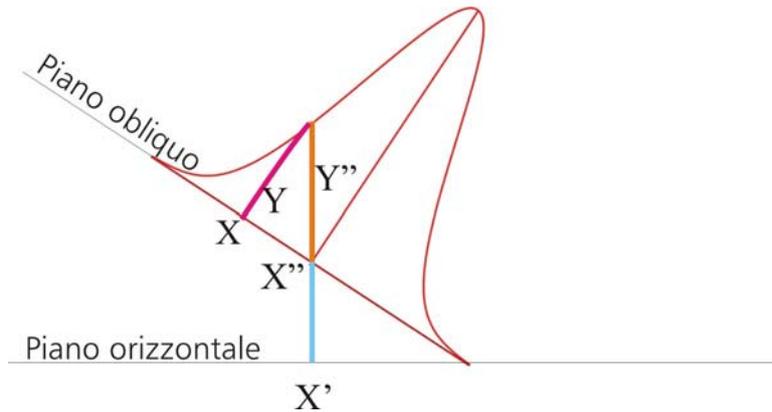


Figura 4

La funzione che definisce la funzione gaussiana (3.7) esprime lo spessore y data la posizione x sul piano inclinato. Ma y che non è la grandezza che ci interessa per il calcolo degli impulsi. La funzione utile per determinare gli impulsi di maremoto è la y'' , cioè lo spessore in direzione verticale, espressa in funzione di x' che rappresenta la posizione sull'asse orizzontale. Per passare dalla $y(x)$ alla $y''(x')$, utilizziamo le seguenti trasformazioni di variabili:

$$\begin{cases} x'' = x + y \operatorname{tg} \alpha \\ y'' = \frac{y}{\cos \alpha} \end{cases} \quad (3.8)$$

$$\begin{cases} x' = x'' \cos \alpha \\ y' = y'' \end{cases} \quad (3.9)$$

Attraverso la (3.8) esprimiamo una relazione tra la funzione che definisce la gaussiana (x, y) e l'incognita y'' che serve ad esprimere l'altezza della frana e la sua posizione sull'asse Ox' in funzione delle coordinate sul piano inclinato. Con la (3.9) si passa dalle coordinate sul piano inclinato (x'', y'') a quelle sul piano orizzontale (x', y') . Si noti che y' ed y'' hanno lo stesso significato.

Qui di seguito mostro esplicitamente alcuni passaggi che permettono di esprimere y'' (o y') in funzione di x' .

$$\begin{aligned}
y &= A \exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma^2}\right) \\
y'' &= \frac{A}{\cos \alpha} \exp\left[-\frac{(x'' - y'' \sin \alpha)^2}{2\sigma^2}\right] \\
y' &= \frac{A}{\cos \alpha} \exp\left[-\frac{(x' - y' \sin \alpha \cos \alpha)^2}{2\sigma^2 \cos^2 \alpha}\right] \\
\ln\left(y' \frac{\cos \alpha}{A}\right) &= -\frac{(x' - y' \sin \alpha \cos \alpha)^2}{2\sigma^2 \cos^2 \alpha} \\
2\sigma^2 \cos^2 \alpha \ln\left(y' \frac{\cos \alpha}{A}\right) &= -(x' - y' \sin \alpha \cos \alpha)^2 \\
\pm \sqrt{2}\sigma \cos \alpha \sqrt{\ln\left(\frac{A}{y' \cos \alpha}\right)} &= x' - y' \sin \alpha \cos \alpha \\
x' &= y' \sin \alpha \cos \alpha \pm \sqrt{2}\sigma \cos \alpha \sqrt{\ln\left(\frac{A}{y' \cos \alpha}\right)}
\end{aligned} \tag{3.10}$$

L'espressione (3.10) è la relazione inversa di quella cercata. L'espressione diretta può essere ricavata per via numerica. Occorre comunque apportare una lieve modifica alla formulazione precedente. La gaussiana tende a zero all'infinito. Poiché il nostro modello è assunto con lunghezza finita ($L=6\sigma$), la frana risulterebbe bruscamente troncata ed i relativi impulsi, proporzionali al gradiente del profilo, risulterebbero di ampiezza infinita all'inizio ed alla fine della frana. Per eliminare questo problema si è imposto che il profilo $y(x)$ soddisfacesse le seguenti condizioni:

$$\begin{aligned}
y(3\sigma) &= y(-3\sigma) = 0 \\
y(0) &= A
\end{aligned} \tag{3.11}$$

La (3.11) impone che lo spessore della frana si annulli per $x=-3\sigma=3\sigma$ e che la sua altezza massima ($x=0$) sia uguale ad A . Il risultato è una funzione pseudo-gaussiana $g(x)$ definita dalla seguente espressione:

$$g = \frac{A}{1-\beta} \left[\exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma^2}\right) - \beta \right] \quad (3.12)$$

dove il parametro di traslazione β è dato da:

$$y = A e^{-\frac{(x=3\sigma)^2}{2\sigma^2}} = A e^{-\frac{(3\sigma)^2}{2\sigma^2}} = A e^{-4.5} = \beta \quad (3.13)$$

Infine, applicando le trasformazioni precedenti (3.8), (3.9), (3.10) possiamo ricavare la funzione che data l'altezza g' della frana misurata lungo la verticale associa ad essa la corrispondente posizione x' sul piano orizzontale, avendo la proprietà di annullarsi agli estremi e di avere l'altezza massima di $A/\cos\alpha$:

$$x' = g' \sin \alpha \cos \alpha \pm \sqrt{2\sigma \cos \alpha} \sqrt{\ln\left(\frac{A}{g'(1-\beta)\cos \alpha + A\beta}\right)} \quad (3.14)$$

Determinata la funzione che lega x' a g' , essa può essere facilmente invertita per via numerica, ottenendo $g'(x')$, ed altrettanto semplicemente si può calcolare il gradiente del profilo della frana dg'/dx' che è alla base del calcolo della funzione forzante del maremoto.

I risultati che presenterò nei paragrafi seguenti confronteranno i risultati di diverse simulazioni. E' utile evidenziare sin dall'inizio della discussione i valori di quelle variabili che abbiamo precedentemente introdotto e che non verranno cambiate nel corso delle simulazioni:

$$\left\{ \begin{array}{l} A = 5m \\ L = 6\alpha = 1200m \\ \alpha = 33.42 \\ \mu = 0.25 \\ \rho_f = 2500Kg/m^3 \end{array} \right. \quad (3.15)$$

3.3 Modello unidimensionale

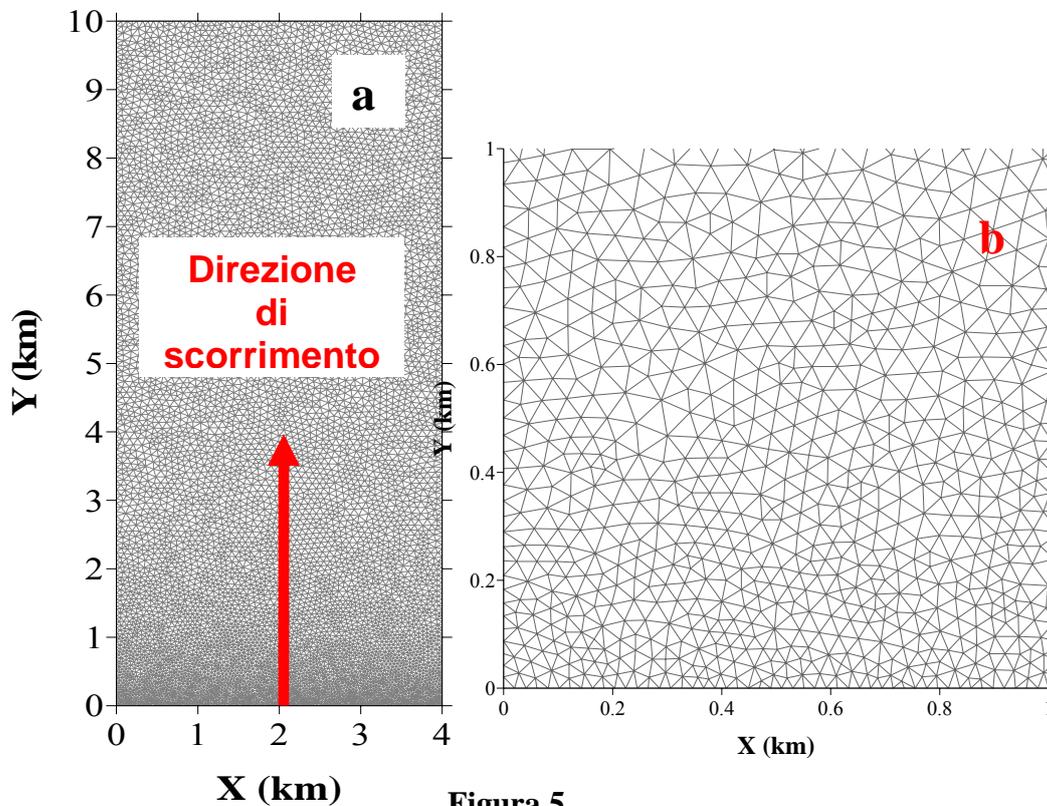


Figura 5

In questa sezione si prende in esame una delle principali caratteristiche tsunamigeniche delle frane: la velocità, in particolare in relazione alla velocità di fase delle onde di maremoto, il che trova espressione nel numero di Froude. Lo studio è condotto mediante un modello di frana unidimensionale, realizzato in pratica utilizzando un modello 2D ma uniforme trasversalmente. Le simulazioni di maremoto sono effettuate su una griglia di forma rettangolare formata da elementi triangolari: essa è lunga 10 km e larga 4 km. La griglia che possiamo vedere nella figura 5 insieme ad uno zoom, ha tre contorni chiusi ed uno aperto posto a $Y=10$ km che soddisfano le condizioni al contorno mostrate nel capitolo 1. I coefficienti di riflessione utilizzati impongono una riflessione totale sui contorni chiusi e non annullano le velocità tangenziali. Lo zoom della griglia ci permette di apprezzare come la dimensione degli elementi cresca allontanandosi dalla costa in corrispondenza dell'aumento di profondità: il codice numerico di creazione della griglia, infatti, tende a mantenere uniforme l'*element crossing time*, creando triangoli più grandi dove il

maremoto è più veloce. La direzione di scorrimento della frana, come è indicato nella figura 5, è lungo l'asse delle Y.

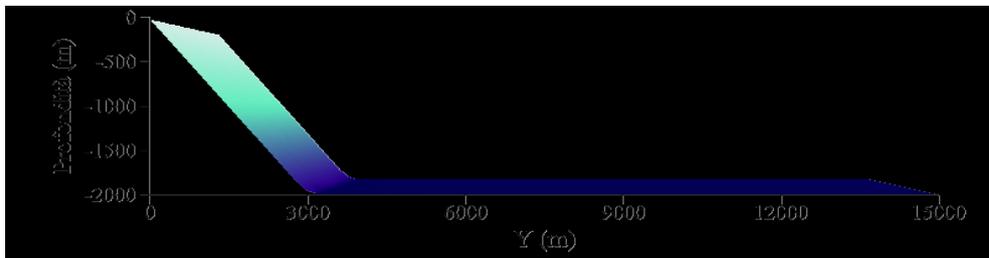


Figura 6

Per studiare in che modo la generazione del maremoto dipende dalla velocità della frana abbiamo variato la posizione iniziale della frana sul piano inclinato. Tale posizione sarà indicata mediante la posizione dell'intersezione dell'asse modale della frana Y_n (che per una frana simmetrica coincide con l'asse di simmetria) sul piano di scivolamento.

Le simulazioni effettuate hanno considerato otto casi che coprono tutta la casistica che ci interessa, ovvero frane sia totalmente sottomarine sia puramente subaeree sia parzialmente subaeree e subacquee. I valori scelti, espressi in metri, per coprire questa casistica vanno da $Y_n=1600$ a $Y_n=-3200$. Si tenga presente che la linea di costa coincide con l'asse $Y=0$ e che valori negativi corrispondono alla parte a terra.

La velocità per alcuni dei casi esaminati è mostrata nella figura 7 in funzione della posizione della frana sull'asse delle Y. Si tratta della velocità lungo il piano di scivolamento e come si può vedere essa è continua anche nel passaggio del cambio di pendenza tra il piano inclinato ed il piano orizzontale.

Le velocità graficate mostrano un andamento comune simile ad una campana, e si possono riconoscere tre fasi: una prima parte di accelerazione nella quale la frana si trova sul piano inclinato, una seconda parte di passaggio tra accelerazione e decelerazione che rappresenta il passaggio della frana sul punto di cambio pendenza e l'ultima fase di decelerazione in cui il blocco, trovandosi sul fondale piatto, subisce l'azione della sola forza di attrito.

Spostando il punto di partenza della frana si aumenta la massima velocità raggiungibile ed aumenta anche la velocità di entrata in acqua della frana. Come si può vedere, la frana con $Y_n=-400$ quando si trova a $Y=0$ a già una velocità superiore ai 40 m/s.

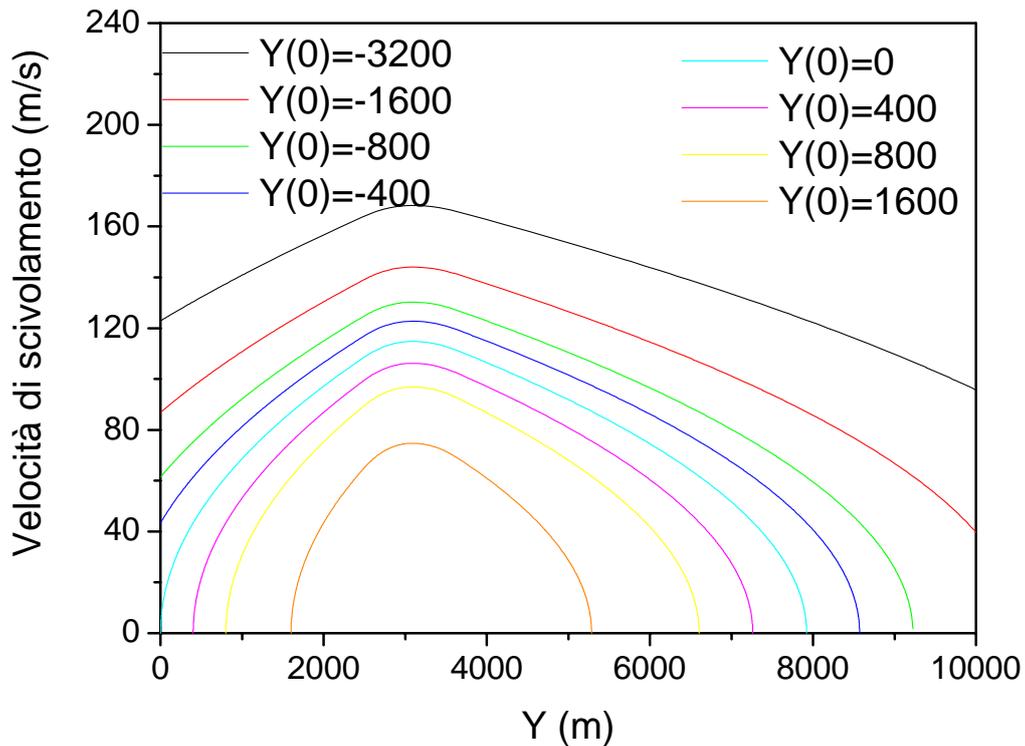


Figura 7

Come abbiamo già visto discutendo il caso delle frane di Stromboli un parametro rilevante per l'efficacia tsunamigenica di una frana è il numero di Froude Fr , che ricordo è definito come il rapporto tra la velocità della frana e velocità di fase delle onde di maremoto. Si noti che la velocità che si utilizza per la frana non è quella lungo il piano di scorrimento, ma la componente orizzontale. Tale componente è naturalmente discontinua nella transizione tra piano inclinato e piano orizzontale nel bacino di figura 6. Questo è quindi il motivo della discontinuità di tutte le curve che rappresentano il numero di Froude in funzione della posizione della frana, graficate in figura 8. Il numero di Froude *sente* il passaggio fra i due piani come un salto positivo di velocità. Dal grafico si può vedere come per i casi con posizione di partenza da

$Y_n=0$ a 1600 il numero di Froude non supera il valore di 0.8 tenendosi lontano dal valore critico che è rappresentato da $Fr=1$. Quando $Fr < 1$ si dice che la frana è in condizione sub-critica e le onde di maremoto viaggiano più veloci della frana. Quando il numero di Froude si avvicina all'unità, la frana ed il maremoto viaggiano in modo accoppiato, il che rappresenta la condizione di massima tsunamigenicità. Le frane che partono parzialmente o totalmente subaeree hanno valori iniziali di Froude molto alti poiché sotto costa, dove la velocità del maremoto è bassa, hanno velocità già alte. Sono frane supercritiche, ed il maremoto segue la frana. Guardando il grafico della figura 8 si vede che il caso con $Y_n=-1600$ è quello che più a lungo ha un numero di Froude prossimo all'unità e dovrebbe quindi essere il caso più tsunamigenico tra quelli considerati.

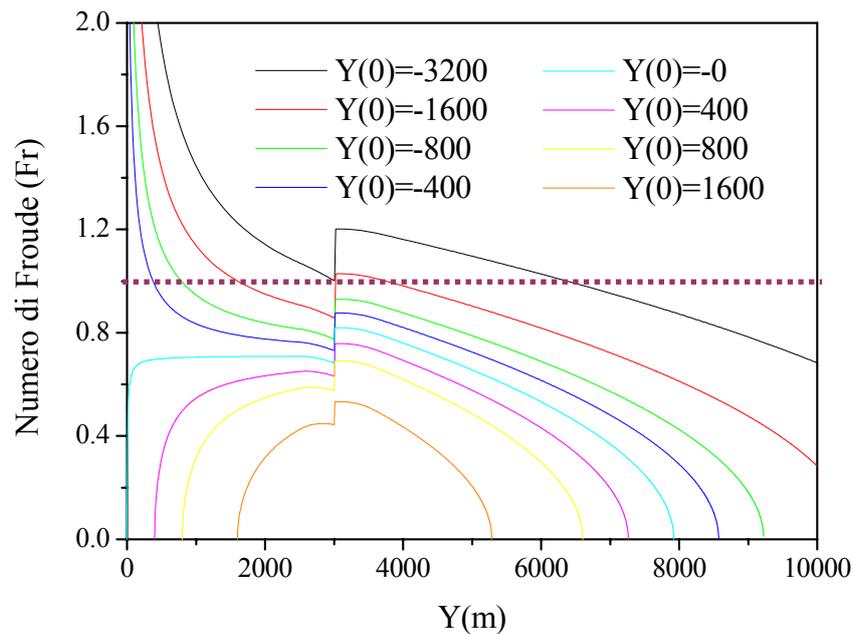


Figura 8

Per discutere i risultati delle simulazioni è preferibile dividere i casi in due classi: la prima è quella delle frane che considero immerse, per le quali almeno la metà del corpo franante si trova in acqua quando inizia a scivolare: $Y_n = 0, 400, 800, 1600$; la

seconda classe è composta dalle frane principalmente emerse e che passano per $Y=0$ con velocità diversa da 0 e sono $Y_n=-3200,-1600,-800,-400$.

Per tutti i casi vengono mostrati i profili dell'onda a tempi diversi ed i mareogrammi in quattro posizioni diverse illustrate nella figura 9: due poste sul piano inclinato una delle quali sulla costa (nodo 1) e due sul fondo piatto di cui una sul bordo superiore del bacino (nodo 4).

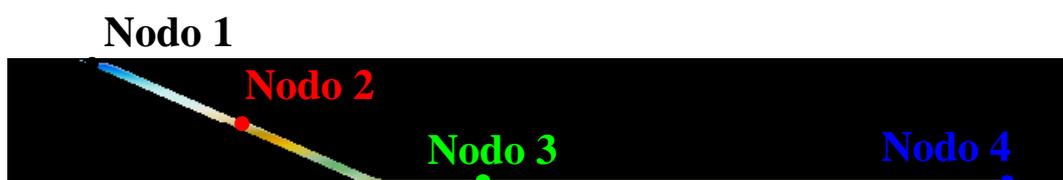


Figura 9

In figura 10 si possono vedere i profili dei tre casi della classe delle frane immerse, e in figura 11 i rispettivi mareogrammi. Si noti che le scale in entrambe le figure cambiano da caso a caso. Per tutte le simulazioni i profili mostrati partono da 20 s e finiscono a 120 s separati temporalmente di 20 s. Il segmento rosso in ogni grafico rappresenta la posizione istantanea della frana. Per le prime tre simulazioni considerate si vede che dopo 120 s il treno di onde principale è già uscito dal dominio. Tutti i casi si trovano in regime subcritico e quindi le frane si muovono più lentamente delle onde di maremoto. Le frane con un numero di Froude più vicino al regime critico producono onde di maremoto maggiori, come è evidente dall'osservazione dei mareogrammi. Il caso con $Y_n=0$ raggiunge altezze in mare aperto di circa 4 m, mentre le onde degli altri casi sono molto minori con valori inferiori ad 1 m. Un altro dato che si può ricavare dai mareogrammi è il tipo di polarità del primo arrivo sulla costa: per il caso $Y_n=0$ che rappresenta una frana in parte emersa ed in parte immersa il primo arrivo è positivo, mentre per gli altri due casi dove la frana è quasi totalmente immersa il primo arrivo è negativo. Per i nodi a largo il primo arrivo è sempre positivo.

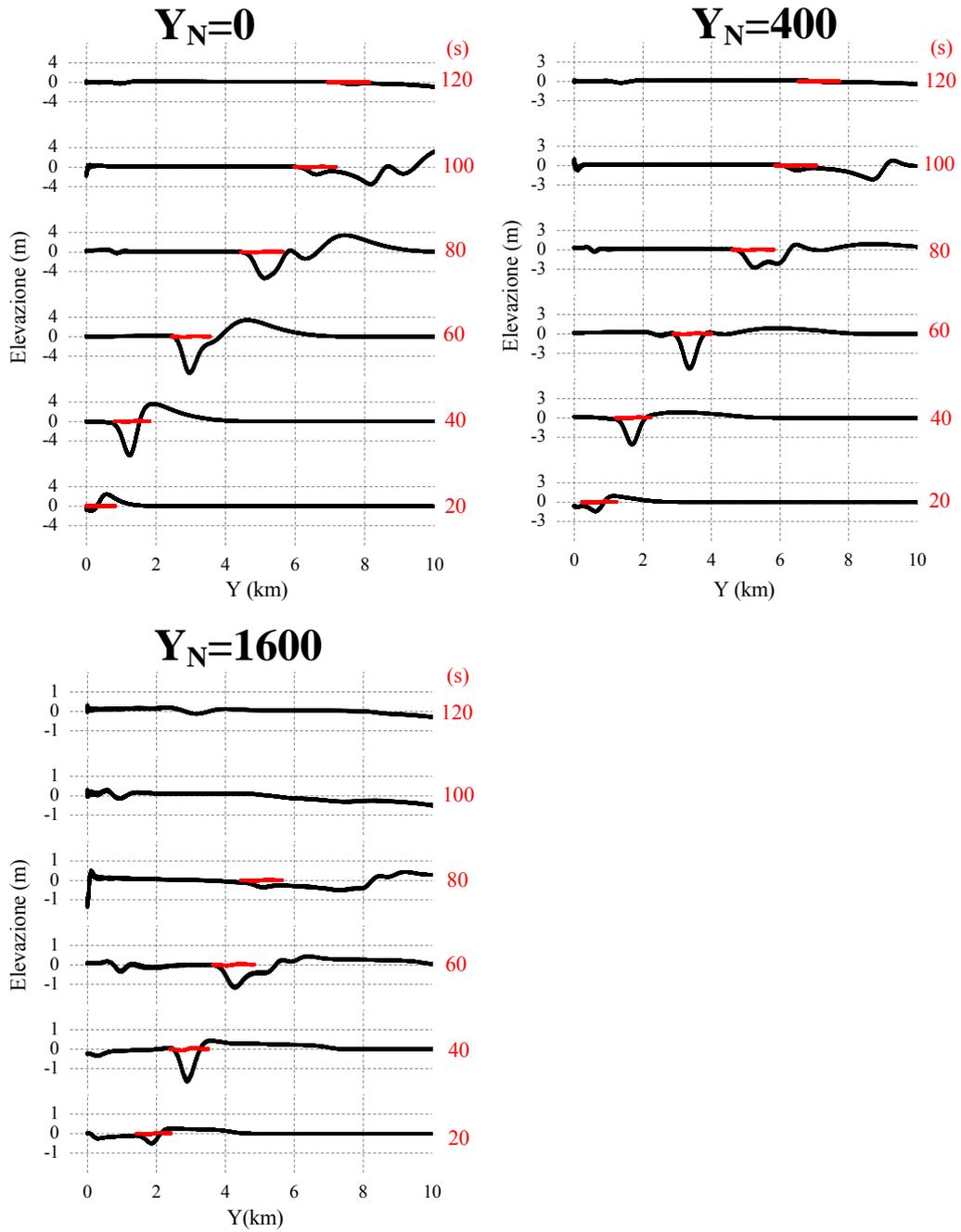


Figura 10

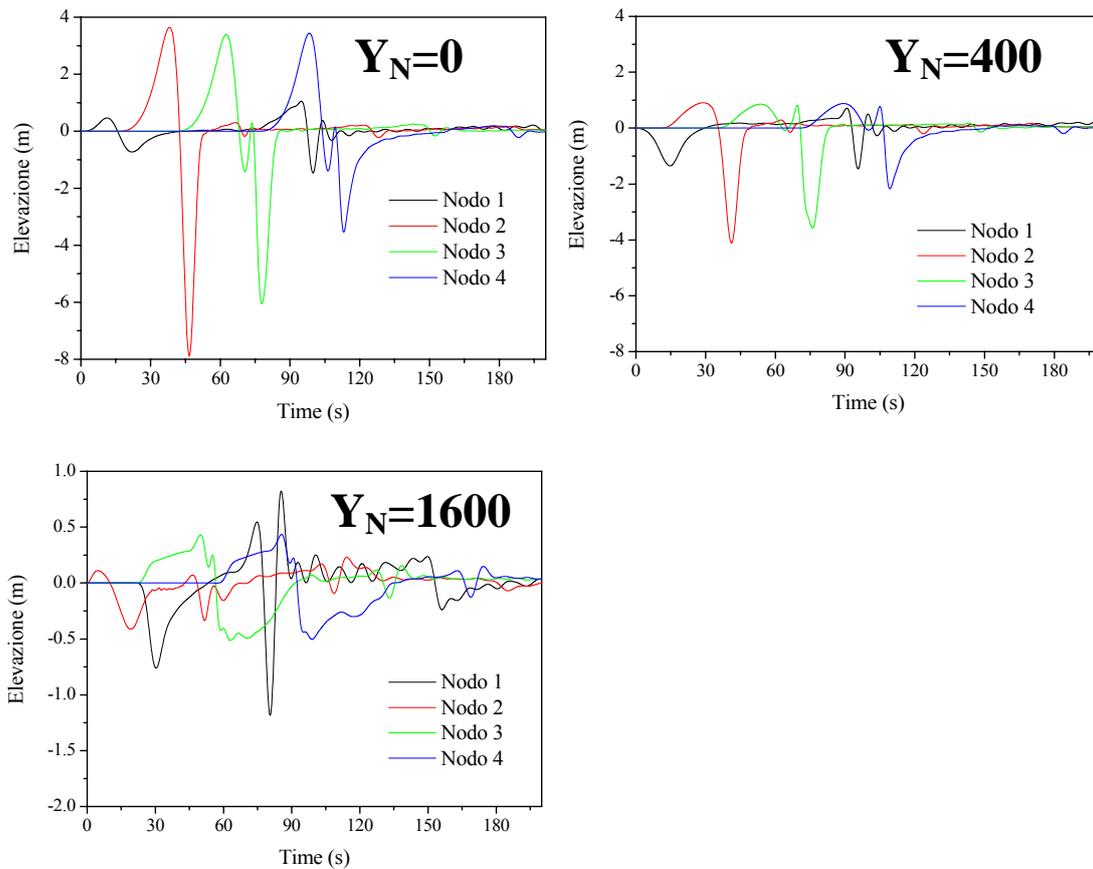


Figura 11

Per la classe delle frane emerse vengono mostrati i profili ed i mareogrammi dei casi $Y_n=-400,-1600,-3200$. Per gli ultimi due casi, il tempo d'inizio delle simulazioni di maremoto è l'istante in cui la frana entra in acqua e si genera il primo impulso. La tendenza evidenziata precedentemente continua ad essere valida. Le frane che più a lungo si avvicinano al valore critico producono maremoti più energetici: le onde più alte si ottengono proprio per il caso $Y_n=-1600$. Guardando i profili, si capisce bene il significato di regime critico: quando la frana ed il maremoto viaggiano alla stessa velocità, la frana entra praticamente in risonanza con le onde di maremoto continuando sempre a rinforzare le stesse onde. Invece, nei regimi sub-critico e super-critico la frana crea treni d'onda secondari solitamente più bassi che possono interferire negativamente con il treno d'onde principale. Questo è evidente ad esempio

per il caso $Y_n=-400$ nella figura 12: la frana interferisce con il ventre dell'onda principale e tende a ridurlo, mentre il fronte positivo rimane invariato. Nel caso $Y_n=-1600$, la frana è più tsunamigenica nei primi 50 s, mentre per il caso $Y_n=-3200$ lo è nell'intervallo 30-60 s. Per quanto riguarda i primi arrivi (v. figura 13) sia sulla costa che in corrispondenza dei nodi in mare aperto, si nota che essi sono tutti positivi.

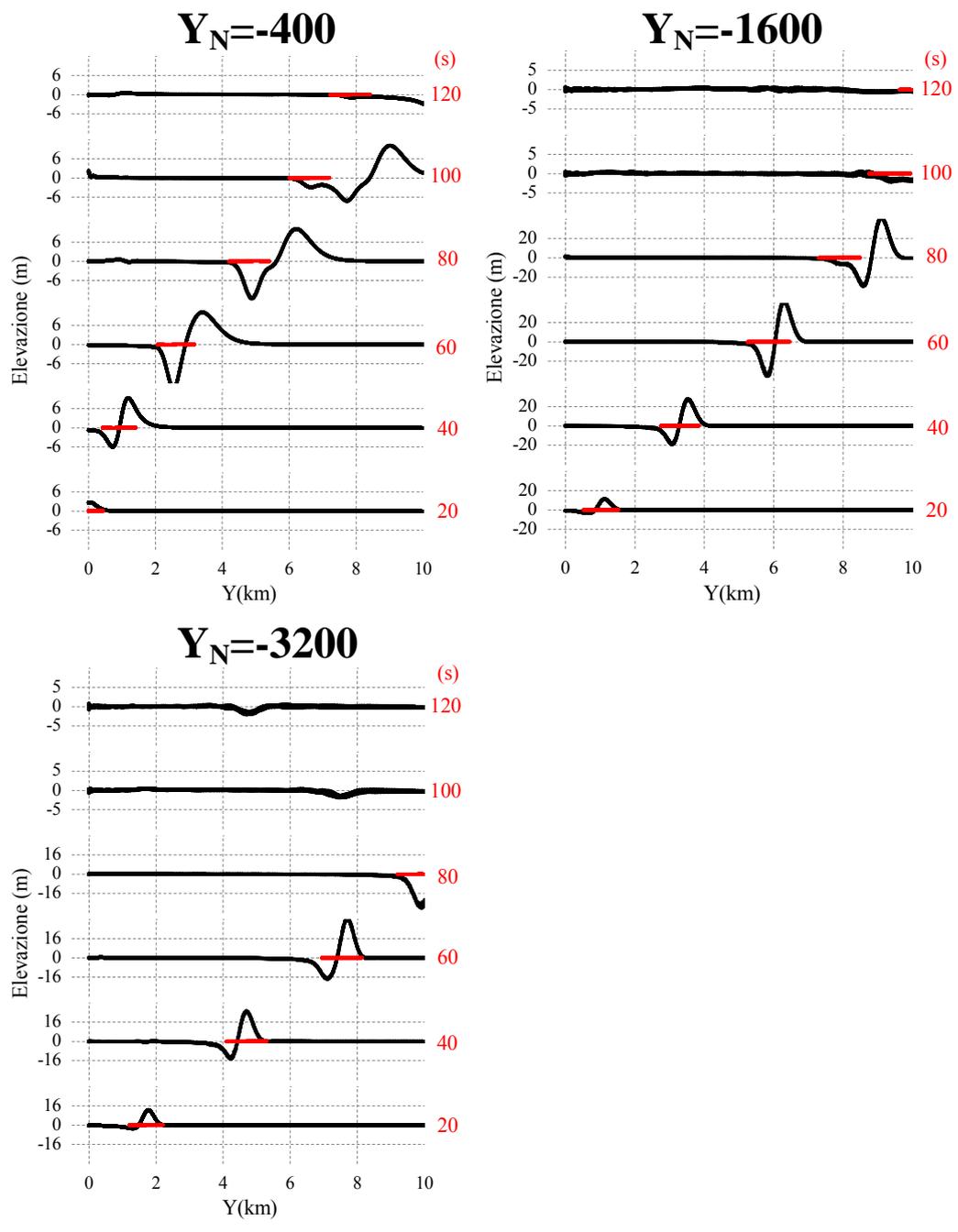


Figura 12

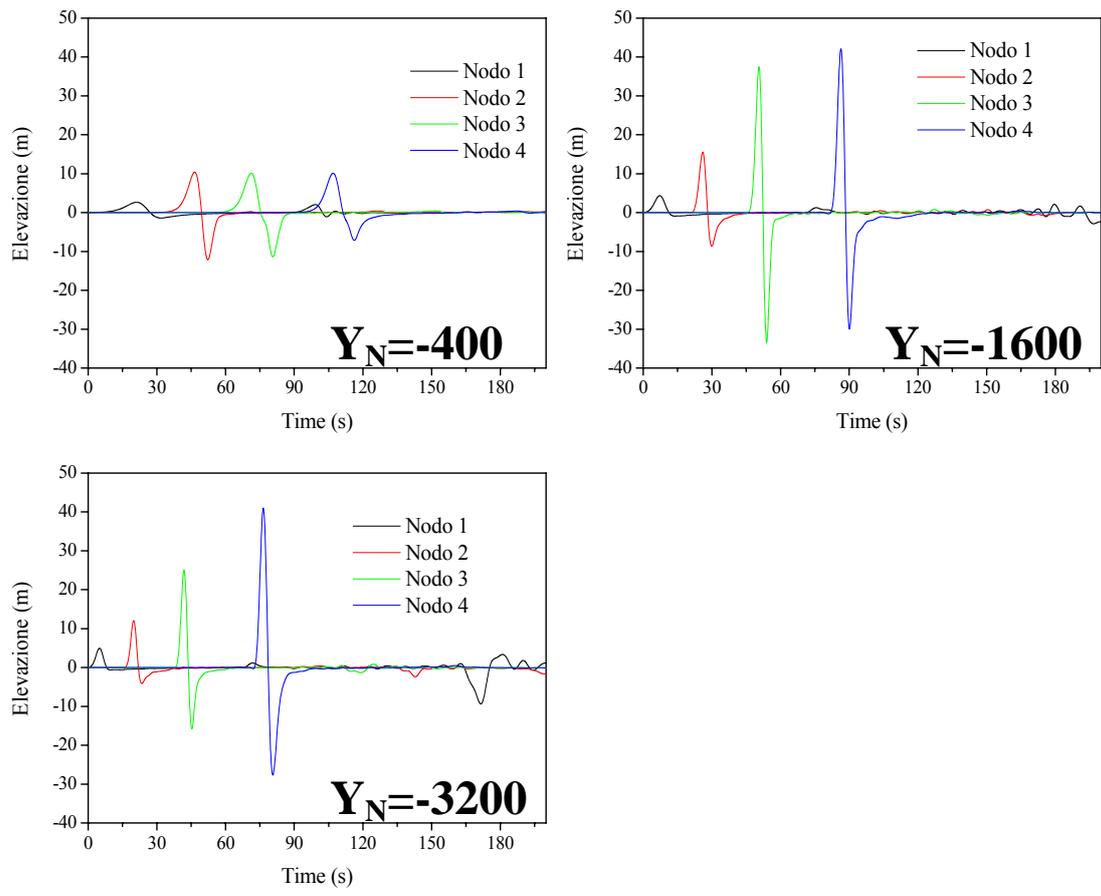


Figura 13

3.4 Modello 2D

In questa parte dello studio, si esaminano i maremoti generati da frane con un fronte finito. Per consentire il confronto con il modello 1D trattato in precedenza, si utilizza un bacino con le stesse caratteristiche batimetriche: nella direzione trasversale alla direzione di propagazione la batimetria è costante, e quindi la dinamica della frana rimane invariata conservando un moto lungo l'asse delle Y . La forma trasversale della frana è definita da una funzione sinusoidale con larghezza di base definita da W (vedi figura 14). Nelle prossime simulazioni prendiamo come valore di riferimento $W=2000$ m.

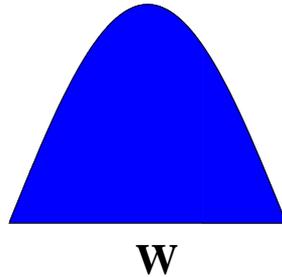


Figura 14

La griglia utilizzata (vedi figura 15) per le simulazioni è un quadrato di 10 km di lato: il lato per $Y=0$ con X compreso fra 0 e 10 km definisce la linea di costa e quindi vi si impone la condizione di contorno chiuso, mentre i rimanenti tre lati sono aperti per consentire l'uscita dell'onda senza la generazione di onde riflesse. L'asse di simmetria longitudinale della frana è rappresentato da $X= 5$ km. Si noti che essendo frana e bacino simmetrici rispetto a questo asse, ci si attende che anche le onde di maremoto lo siano. Le lievi asimmetrie riscontrabili nei risultati delle simulazioni presentati in seguito sono dovuti ad errori numerici.

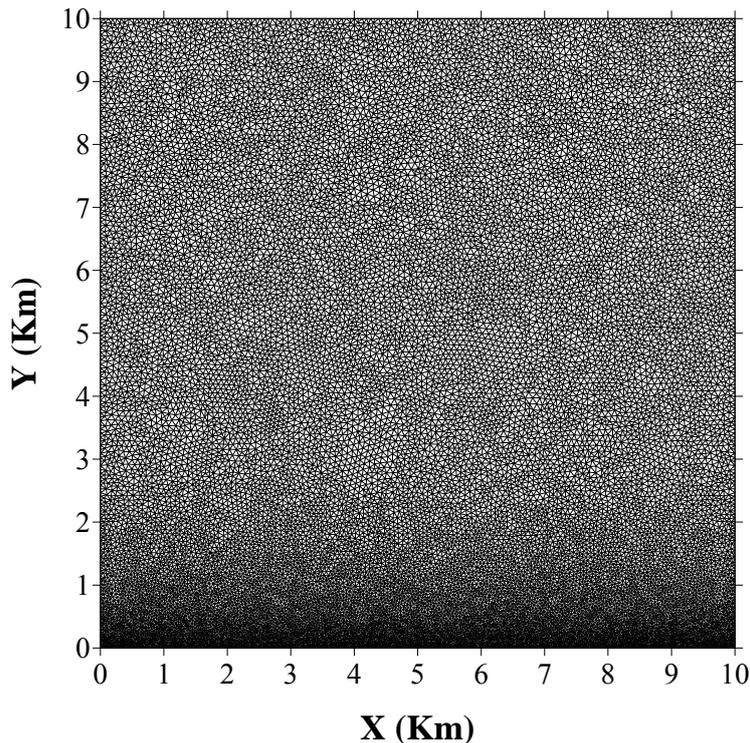


Figura 15

Con le simulazioni prodotte con questo modello si concentra prima di tutto l'attenzione sulle onde di maremoto sulla costa in funzione sia della velocità della frana che della larghezza della frana W . In un secondo momento considereremo l'effetto che produce la funzione di trasferimento sia sulla costa sia nella propagazione del maremoto in mare aperto.

3.4.1 Variazione della posizione iniziale della frana

Le prime simulazioni riprendono quelle effettuate con il modello unidimensionale. Poiché la dinamica della frana non è cambiata rimangono validi i grafici delle velocità e del numero di Froude (fig. 7, 8). Nella figura 16 si sono graficate le massime e le minime altezze raggiunte dal maremoto sulla costa ($0 \leq X \leq 10$ km). Come nella discussione precedente, è utile suddividere le simulazioni in due classi. I grafici hanno le ascisse comprese tra 1 km e 9 km, con esclusione del primo e dell'ultimo chilometro. L'andamento dei massimi sulla costa (fig. 17) è caratterizzato da una campana centrale di larghezza comparabile con la larghezza della frana W

accompagnata da massimi laterali minori che tendono a crescere allontanandosi dal centro. I minimi hanno un andamento simile, ma la campana centrale raggiunge valori minori rispetto ai minimi laterali che tendono a crescere spostandosi dal centro ed a raggiungere un massimo a circa 2500 m dal centro.

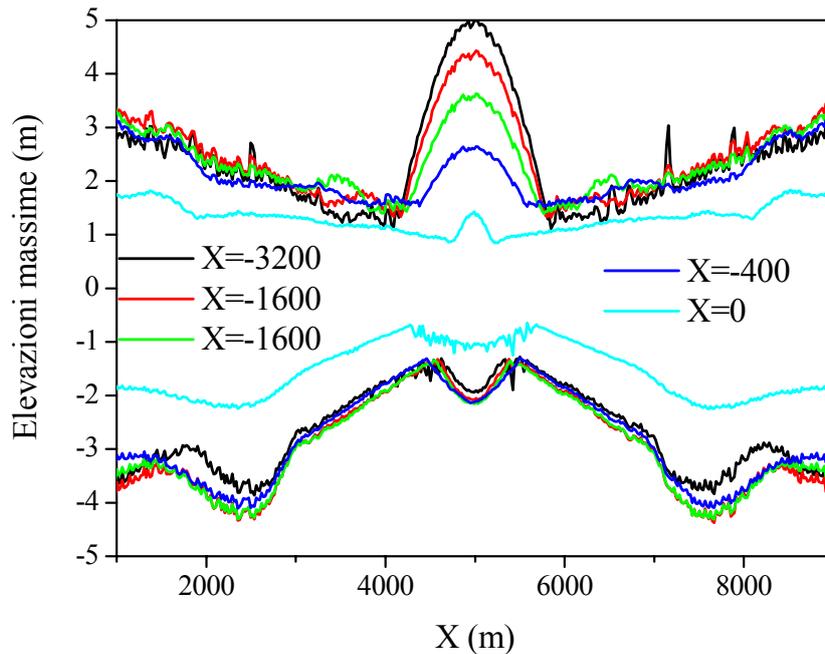


Figura 16

Le curve dei massimi e dei minimi sulla costa per la classe delle frane emerse sono quasi identiche: l'unica differenza riguarda l'altezza della campana centrale dei massimi che cresce all'aumentare della distanza della frana dalla linea di costa e quindi all'aumentare della sua velocità di entrata in mare. Il massimo valore raggiunto dal massimo centrale è di 5 m e riguarda il caso con $Y_n = -3600$ ed arriva a 2.5 m nel caso $Y_n = -400$, mentre i massimi laterali assumono come valore massimo 3 m. I minimi variano da un minimo centrale di poco inferiore ai -2 m fino ad un minimo laterale inferiore ai -4 m. Per confronto, in questo grafico è stato inserito anche il caso $Y_n = 0$ e si vede che le curve di questo caso hanno un andamento simile, ma valori più bassi.

In figura 17 ci sono i massimi ed i minimi per le simulazioni della classe delle frane immerse. I valori raggiunti dalle curve sono abbondantemente inferiori a quelli della classe delle frane emerse. Non si evidenzia quel massimo centrale che si vedeva per la classe precedente e si può notare come i massimi ed i minimi laterali tendono ad abbassarsi come valori assoluti quando si allontana il punto di partenza della frana dalla costa.

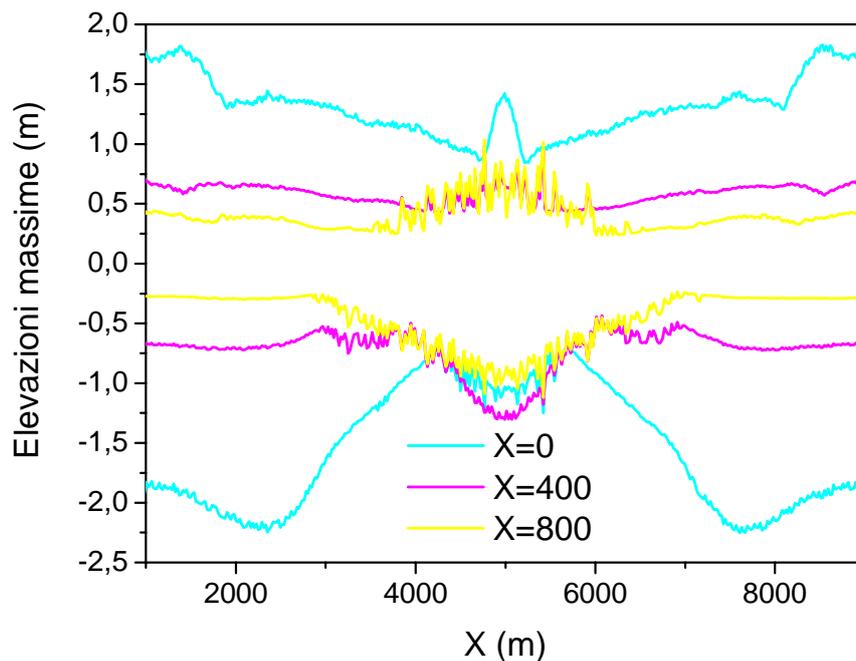


Figura 17

3.4.2 Variazione della larghezza della frana

Le simulazioni presentate in questa sezione intendono illustrare l'influenza della larghezza della frana sui massimi e minimi calcolati sulla costa tenendo invariata la posizione iniziale di partenza. I parametri del modello di frana rimangono quelli indicati nel paragrafo del modello teorico e come posizione iniziale abbiamo considerato il caso con $Y_n=0$. Abbiamo considerato tre casi prendendo i seguenti valori di larghezza: 1000, 2000 e 4000 m. Nella figura 18 si vedono i rispettivi massimi e minimi confrontati

anche con i risultati delle simulazioni 1D. Una tendenza inaspettata emerge da queste curve: i massimi laterali tendono ad aumentare diminuendo la larghezza del corpo di frana. Aumentando la larghezza sembra che i massimi laterali tendano ad appiattirsi verso il valore massimo raggiunto dalle simulazioni 1D. I massimi centrali sono circa simili per tutti tre i casi con la campana centrale che tende ad allargarsi aumentando la larghezza della frana. I minimi hanno un andamento più incerto, anche se sembra confermata la stessa tendenza dei massimi con valori laterali crescenti al diminuire della larghezza della frana.

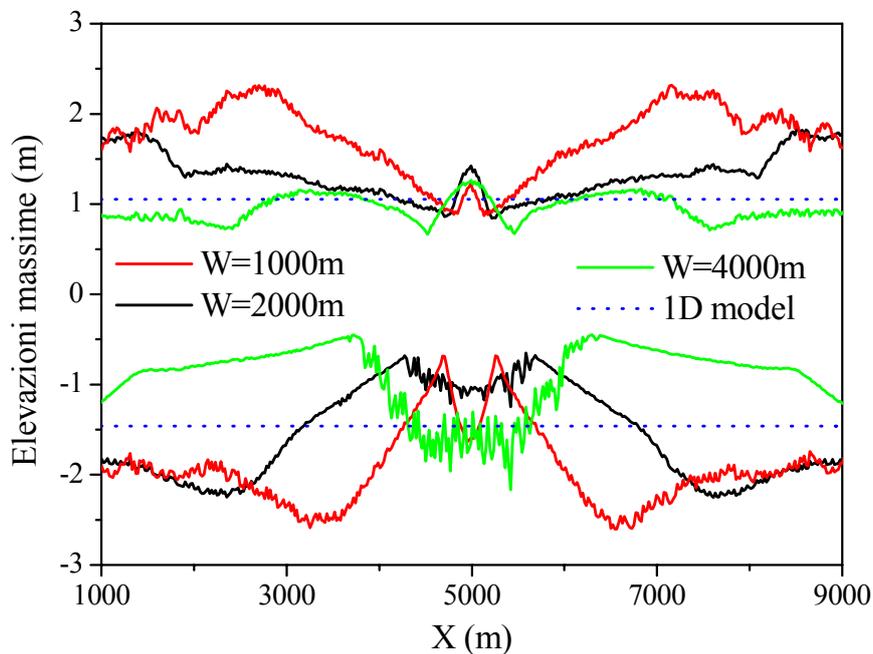


Figura 18

Il modello 2D ci permette di analizzare la propagazione laterale del maremoto generato come possiamo vedere nei campi di elevazione (fig. 19) e nei profili presi sull'asse di simmetria della griglia (fig. 20), dove possiamo confrontarci con il modello 1D, ad istanti diversi. Nella figura 19 confrontiamo i campi di elevazione per i casi $W=1000$ e $W=4000$, mentre nei grafici dei profili si confrontano tutti tre i casi simulati insieme ai risultati ottenuti con il modello 1D. Sia i campi di elevazione che i profili mostrano che il fronte principale che si propaga in mare aperto è caratterizzato da una cresta seguita da una depressione, che si complica nel tempo. Al contrario di quello che succede per i

massimi ed i minimi laterali sulla costa che aumentano diminuendo la larghezza della frana W , nei profili si vede come l'aumento di W comporta un aumento delle altezze delle onde di maremoto. I profili per i quattro casi rappresentati mostrano curve con un andamento simile (che si differenziano solo per le altezze delle onde principali) a quello del modello 1D, per il quale si ottengono comunque valori più alti poiché non vi è una propagazione laterale lontano dalla zona di scorrimento della frana. È importante notare che il fronte principale è arcuato e si propaga in tutte le direzioni, anche verso la costa, e raggiunge la linea di costa in prossimità del tracciato della frana: sulla costa esso dà luogo a *edge waves* che si allontanano dalla zona sorgente verso i contorni laterali della griglia

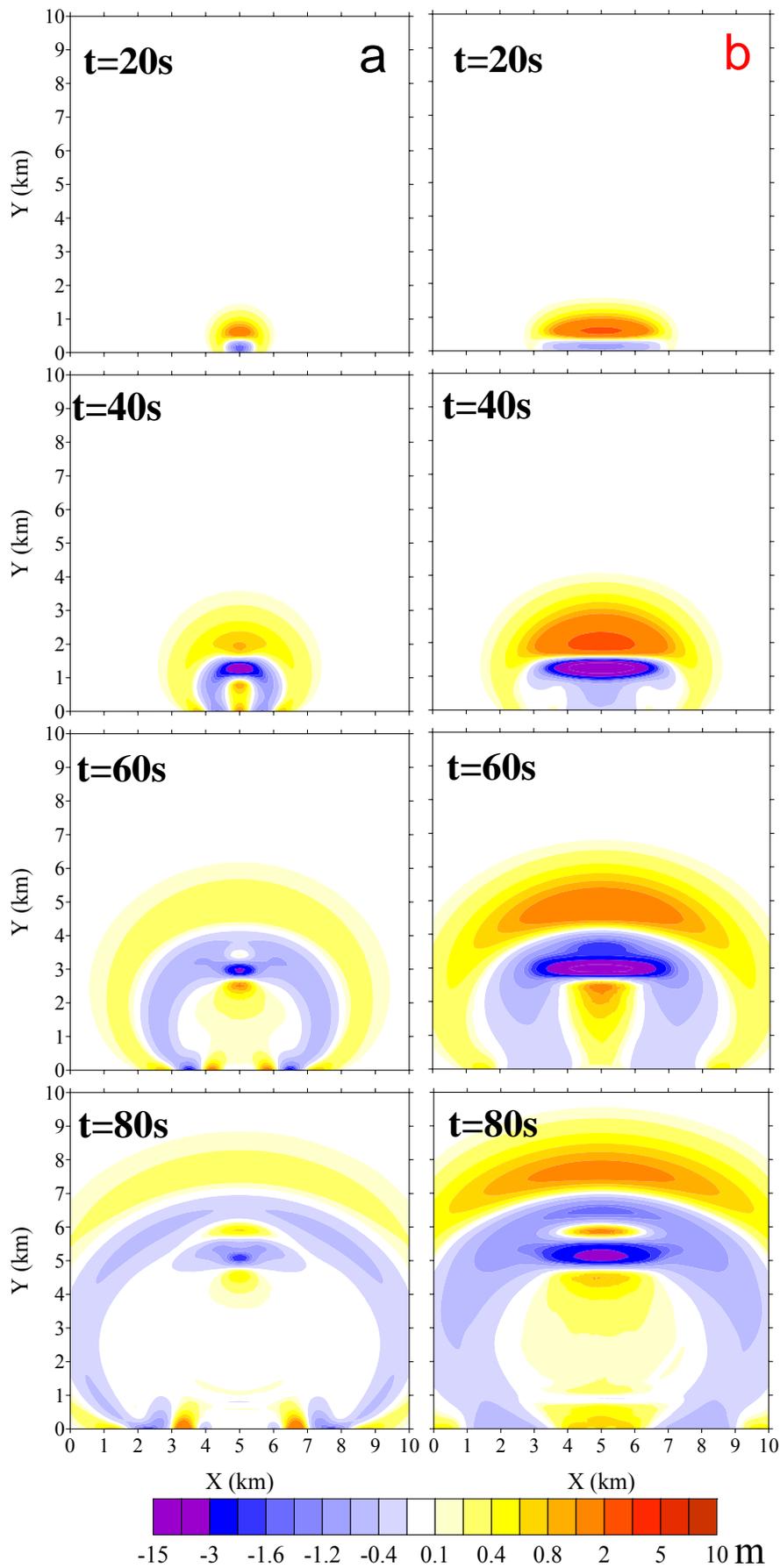


Figura 19

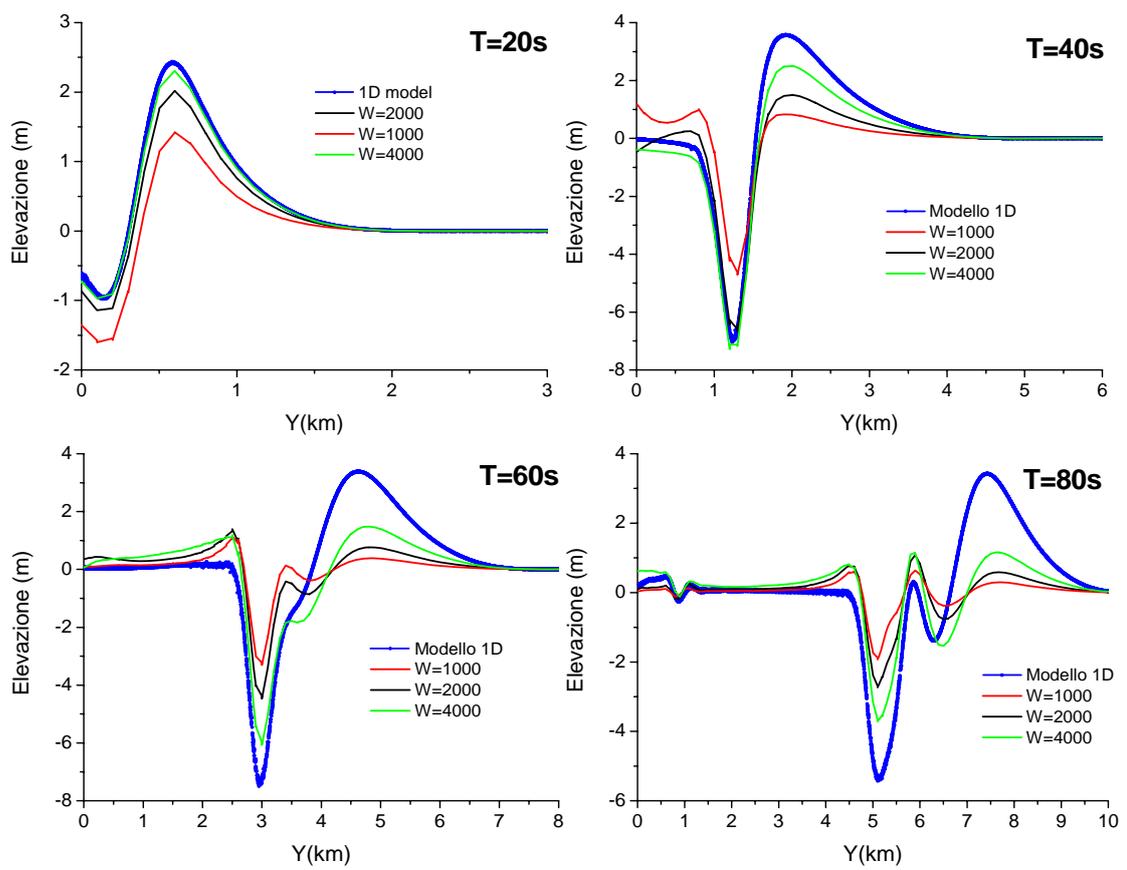


Figura 20

3.4.3 Funzione di trasferimento

Qui di seguito viene discusso l'effetto della funzione di trasferimento che abbiamo già introdotto e definito precedentemente in questo modo:

$$\partial_t h_s = \partial_t H_L \operatorname{sech} \alpha \quad \alpha = \frac{2\pi h}{L_S}$$

dove h è la profondità locale del mare ed L_S , dimensione tipica della frana viene qui assunto uguale a 4σ .

La funzione di trasferimento agisce come un filtro passa-basso, tagliando le alte frequenze ed attribuendo un diverso potenziale tsunamigenico a frane di differenti dimensioni e che si muovono a diversa profondità.

Qui di seguito compareremo i risultati di simulazioni con e senza la funzione di trasferimento. Per il caso standard o di riferimento intendiamo la simulazione senza funzione di trasferimento con $W=2000$ m e $Y_N=0$.

La figura 21 mostra l'energia contenuta nel dominio di calcolo durante la simulazione di maremoto suddivisa in energia trasmessa dalla frana al mare, energia del maremoto interna al dominio di calcolo ed energia del maremoto uscita attraverso i boundary aperti. È evidente la forte riduzione di energia trasmessa dalla frana quando agisce la funzione di trasferimento. La frana filtrata attraverso la funzione di trasferimento riesce a produrre impulsi di maremoto solo nei primi 35-40 s, mentre la frana standard continua ad immettere energia per ancora 20 s. Comunque la differenza di energia trasmessa nei due casi è importante fin dai primi istanti di moto della frana. L'effetto è evidente guardando soprattutto i profili (fig. 22), dove già all'istante $t=20$ s, la differenza delle onde dei due maremoti prodotti è importante. L'andamento generale della propagazione e del fronte principale, come mostrano i campi di elevazione (fig. 23), non variano e sono caratterizzati da una sequenza cresta-depressione-cresta. Per il caso con funzione di trasferimento, si vede che la depressione è molto più intensa rispetto alle creste che la precedono e la seguono. Partendo parzialmente immersa e parzialmente emersa la parte frontale della frana che genera impulsi positivi si trova dopo poco tempo in acque profondità ove l'attenuazione della funzione di trasferimento

è assai efficace. Il retro della frana al contrario transita sotto costa, ove l'effetto della funzione di trasferimento è minore, dando così luogo ad un'onda negativa di maggiore intensità.

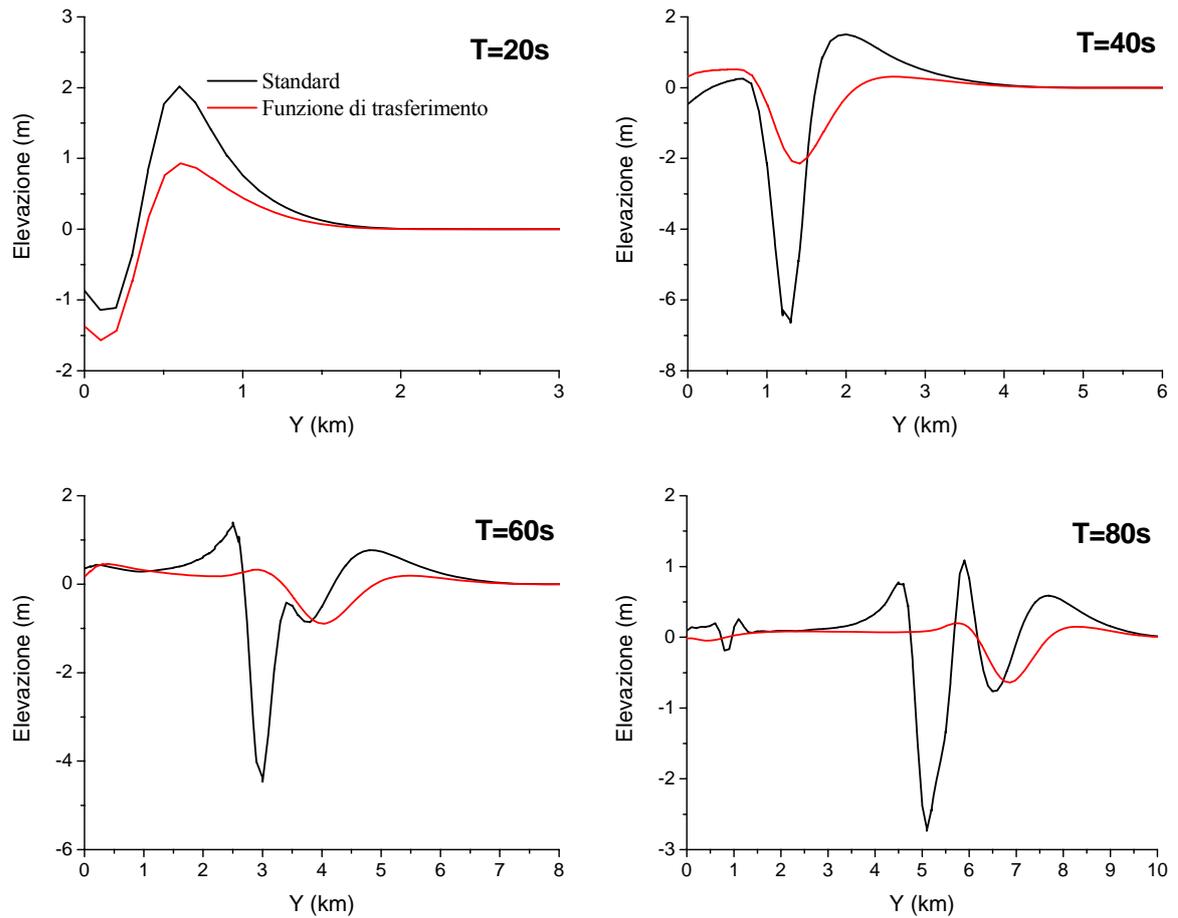


Figura 21

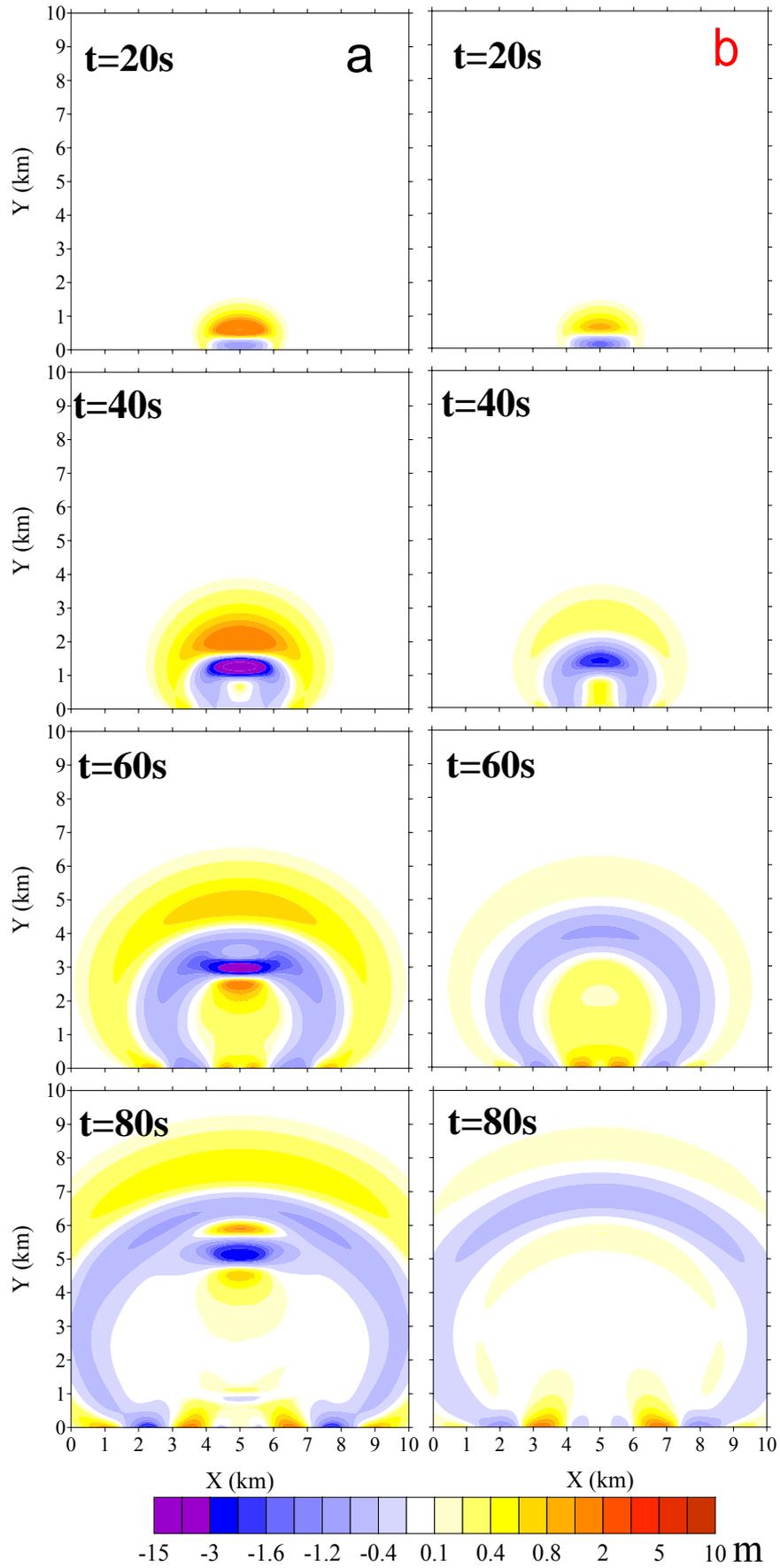


Figura 22

Nella figura 24 sono illustrate le elevazioni massime e minime lungo la costa per frane che partono da differenti posizioni. Per le frane parzialmente emerse ($Y_n=-400, -1600$) si nota una riduzione dei massimi e dei minimi laterali mentre i massimi e i minimi centrali rimangono praticamente inalterati. Per quanto riguarda le frane immerse, i massimi non variano molto e tendono ad aumentare, mentre i minimi hanno una sostanziale diminuzione. Escludendo i massimi centrali si può notare che i valori più alti sono raggiunti dal caso $Y_N=-400$ al contrario di quello che ci poteva aspettare dai risultati del modello 1D. La frana con $Y_N=-1600$ infatti ha una velocità tale che si trova rapidamente in acque profonde dove il filtro operato dalla funzione di trasferimento diventa importante.

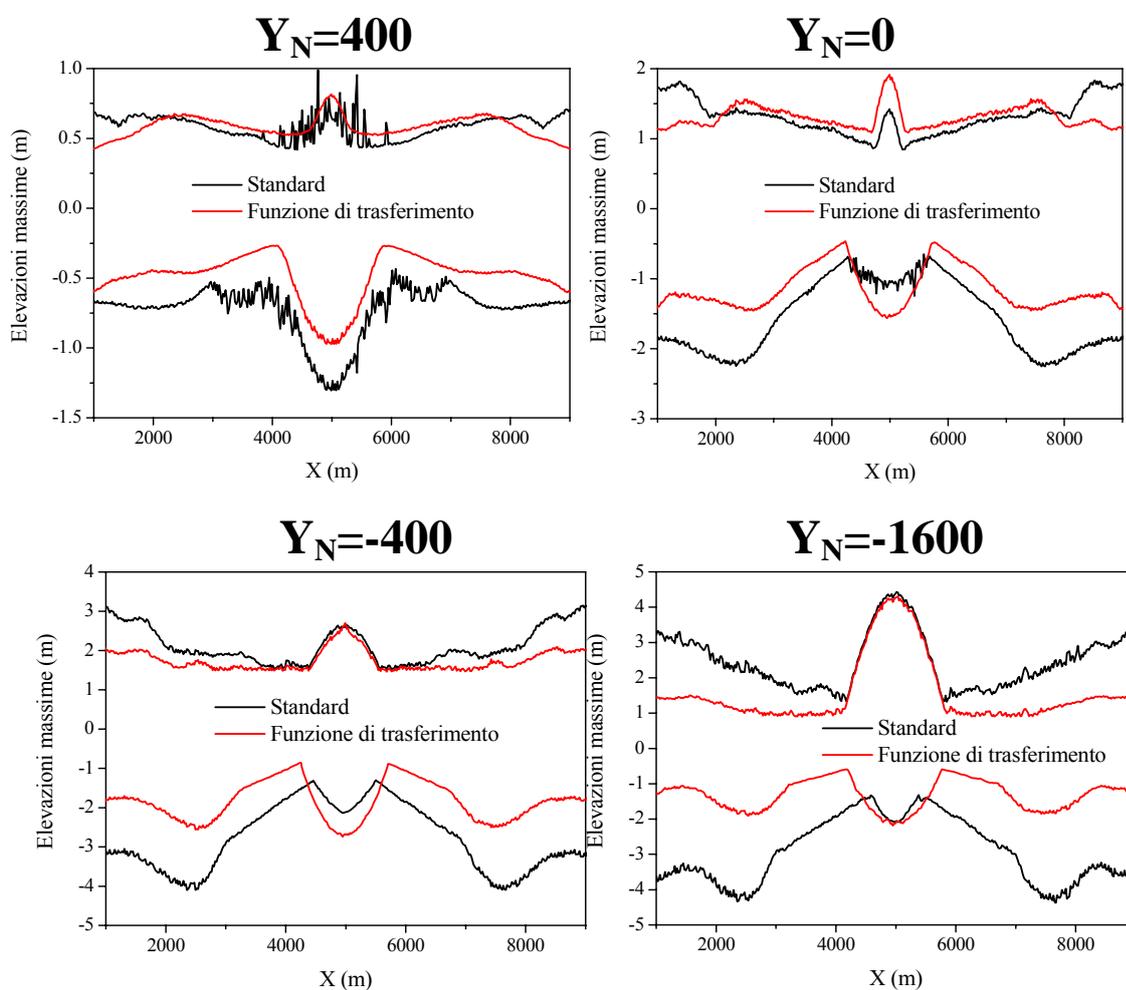


Figura 23

Capitolo 4

Maremoti di origine tettonica

In questo capitolo viene presentato uno studio su un maremoto di origine tettonica, determinato cioè da un terremoto. Nel corso degli studi di dottorato ho condotto analisi di numerosi tsunami indotti da sismi sottomarini, tra i quali posso menzionare il maremoto nel Golfo di Izmit, Turchia, del 18 agosto 1999 ed il maremoto dell'Oceano Indiano del 26 dicembre 2004. Sono stati condotti anche studi di scenario, cioè si sono analizzati casi di possibili maremoti sia nel Golfo di Corinto, Grecia, che in numerose aree sorgente del Mediterraneo. Parte di tali studi condividono caratteri comuni. A mo' di esempio, qui ci si concentra sulla presentazione del caso più recente fra quelli analizzati, ovvero il maremoto del 17 luglio 2006 a Giava.

4.1 Il maremoto del 17 Luglio 2006 a Giava

Giava è un'isola indonesiana che tettonicamente appartiene alla parte di placca Eurasiatica che qui assume anche il nome di placca della Sonda. La sua particolare posizione presso il margine di placca, in prossimità della fossa di subduzione ove la placca Australiana si immerge al di sotto di quella della Sonda, trova riscontro nell'alto tasso di sismicità con forti terremoti a cui frequentemente sono legati eventi di maremoto molto distruttivi. Nella figura 1 si possono vedere i terremoti avvenuti dal 1973 ad oggi con $M > 6$. Le stelle indicano tre terremoti (1994 $M_W=7.8$, 2004 $M_W=9$, 2006 $M_W=7.7$) che hanno generato anche un maremoto. Tali terremoti sono assimilabili sia per la magnitudo che sia per gli effetti dello tsunami sulla costa, e possono essere classificati tutti e due come "tsunami earthquake" (vedi Newman e Okal, 2001), categoria di sismi nota per avere uno spettro particolarmente intenso nelle basse frequenze e per dare luogo a tsunami più energetici di sismi ordinari di pari magnitudo. Il terremoto del 17 luglio 2006 ha avuto una magnitudo $M_W=7.7$ ed il suo ipocentro è stato localizzato in una zona in mare aperto a sud di Giava a circa 34 km di profondità. Il terremoto in quanto tale non ha provocato danni ma ha generato un maremoto che ha

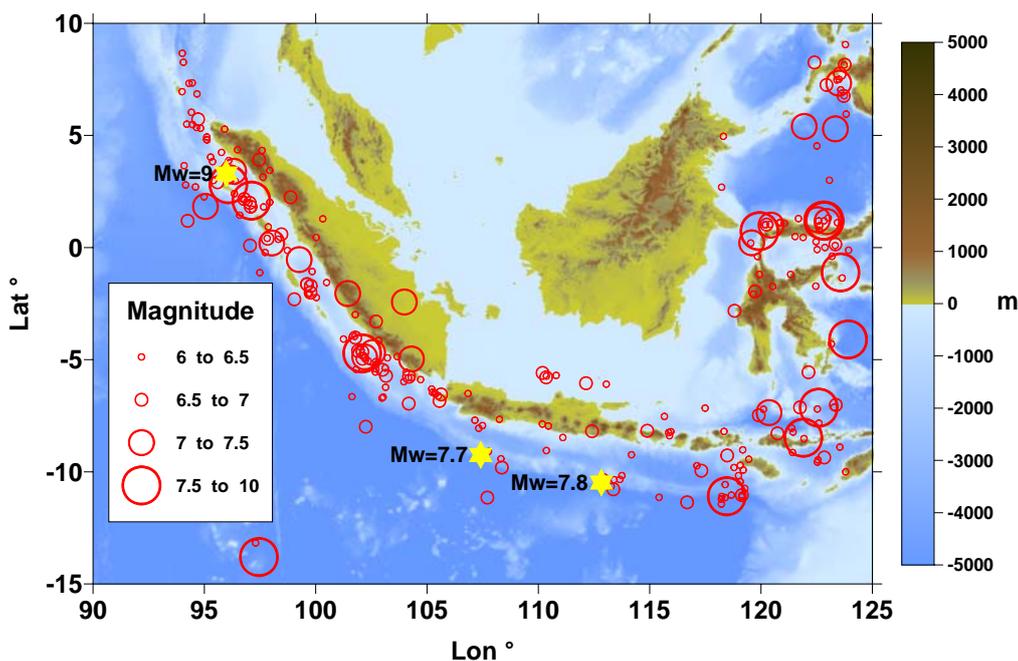


Figura 1

avuto effetti devastanti in molte zone della parte centrale della costa sud di Giava, causando la distruzione di numerose area abitate e circa 700 vittime. Il tratto di costa colpito dalle onde di maremoto si estende per circa 300-400 km.

Nei mesi successivi all'evento diversi gruppi di ricercatori hanno condotto campagne di raccolta dati i cui risultati hanno mostrato run-up che localmente superano i 7 m e che mediamente sono superiori ai 3 m. Il maremoto è stato registrato anche da diversi mareografi situati in tutta l'area dell'oceano Pacifico.

Il nostro studio è stato finalizzato a trovare la maggiore corrispondenza tra i dati disponibili di run-up misurati e i dati ottenuti dalle simulazioni numeriche agli elementi finiti attraverso un metodo trial-and-error, per riuscire a porre alcuni vincoli sulle proprietà della faglia sorgente.

4.2 Modello teorico

Il modello per la simulazione dei maremoti di origine tettonica si basa sulle equazioni di Navier-Stokes non lineari in approssimazione di shallow water (vedi capitolo 1), ma nell'equazione del momento viene eliminato il termine di eccitazione, e quindi il sistema si può scrivere come:

$$\partial_t \eta = -\nabla \cdot [(h + \eta)\bar{v}]$$

$$\partial_t \bar{v} = -g\nabla \eta - (\bar{v} \cdot \nabla \bar{v})$$

dove le variabili hanno il medesimo significato del capitolo 1. Rimangono invariate anche le condizioni sul contorno che rappresenta i tratti di costa e per i coefficienti R e C_i si assumono i seguenti valori: $R=0.99$ e $C_i=0.95$. Senza il termine di forzatura variabile nel tempo, tipico di un caso di frana, il maremoto viene indotto imponendo una condizione iniziale diversa da zero. Di fatto si impone che la velocità iniziale del maremoto sia identicamente nulla, ma che l'elevazione iniziale della superficie del mare eguagli lo spostamento verticale co-sismico indotto sul fondo marino dal terremoto. Ciò equivale ad assumere che tale spostamento sia istantaneo, ovvero che si verifichi in un tempo molto minore rispetto al tempo necessario all'onda di maremoto per lasciare la zona sorgente. Quest'ultimo può essere indicato come tempo di attraversamento della zona sorgente (source crossing time) e si può approssimare con il periodo dominante del maremoto T_0 : infatti, poiché per sorgenti totalmente sottomarine il maremoto ha lunghezza d'onda iniziale λ_0 dello stesso ordine della larghezza W della faglia, il source crossing time W/c è approssimabile con λ_0/c che rappresenta una stima di T_0 . L'assunzione di movimento del fondo marino istantaneo è accettabile se si confronta il tempo di rottura della faglia, circa 10 s, con il periodo tipico delle onde di maremoto, tra i 100 e 1000 s.

Le condizioni iniziali, una volta assegnati i parametri di faglia indicati nella tabella 1, si calcolano mediante le formule di Okada (Okada, 1992) corrette per tenere conto degli effetti batimetrici secondo un metodo introdotto dapprima da Tanioka e Satake (1996) ed adattato agli elementi finiti da Tinti e Armigliato (1999).

4.3 Modelli di faglia

Il terremoto del 17 luglio 2006 a Giava secondo le stime dell'USGS ha come tempo origine e coordinate epicentrali rispettivamente le 08:19:28 UTC (corrispondenti alle 15:19:28 ora locale) e 107.320°E, 9.222°S, con profondità focale di 34 km e magnitudo $M_W=7.7$.

Nelle simulazioni si prendono in considerazione quattro diversi modelli di faglia che partendo dalla magnitudo deducibile dalla Harvard Moment Tensor Solution differiscono per posizione e geometria. I parametri di faglia sono indicati nella tabella 1.

	L (km)	W (km)	Strike(°)	Dip (°)	Rake (°)	Slip(m)	Depth(km)
Caso1	127	28	289	10	95	3.3	5
Caso2	127	28	289	10	95	3.3	5
Caso3	100	50	289	10	95	2.35	5
Caso4	100	50	289	10	95	2.35	5

Tabella 1
Parametri sismici dei 4 modelli di faglia considerati

I modelli di faglia 1-3 hanno la medesima posizione, ma slip e dimensione differenti: i parametri della prima sono dedotti attraverso la formula empirica che lega la magnitudo allo slip (Wells e Coppersmith, 1994), mentre la seconda assume valori più adatti a riprodurre faglie in zone di subduzione (vedi fig. 2). La medesima scelta è stata fatta per la coppia di faglie 2-4 che sono state traslate verso est rispetto alla coppia 1-3.

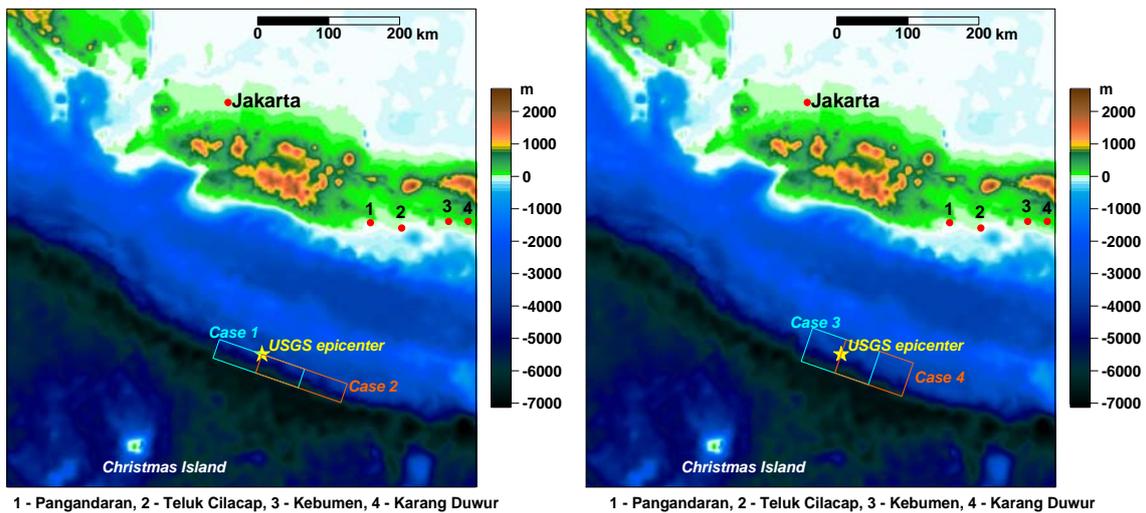


Figura 2

4.4 Dati e testimonianze

I dati di maremoto provengono generalmente dalle campagne post-evento di raccolta di dati e di testimonianze ed inoltre, qualora siano disponibili, da stazioni mareografiche che hanno registrato le onde di maremoto.

Il maremoto di Giava del 2006 è stato registrato da diverse stazioni mareografiche tra cui due poste sulle coste australiane, una nelle isole Cocos ed una a Christmas island. Il nostro dominio di simulazione comprende solo una di queste stazioni, quella situata a Christmas island, e quindi confronteremo la registrazione, ripulita dalla marea, con un mareogramma calcolato in prossimità della posizione della stazione mareografica.

Nelle settimane e mesi successivi al maremoto sono state condotte campagne di rilevamento da parte di diversi gruppi di ricercatori, tra le quali abbiamo considerato in particolare il lavoro pubblicato da Lavigne et al. (2007).

In questo articolo sono menzionate alcune testimonianze che indicano sia il tempo di arrivo delle onde che la loro polarità e sono stati pubblicati i valori dei runup misurati sulla costa di Giava, in particolare nella zona centrale di Giava, dove sono stati rilevati i danni più gravi e si è contato il numero più alto di morti.

Le testimonianze raccolte indicano che generalmente tutta la costa è stata colpita da una sequenza di tre onde delle quali la seconda era la maggiore, seguita dalla terza. Invece, pare che la prima avesse un valore positivo molto basso, in pratica osservato soltanto da poche persone.

I tempi di arrivo citati sono: per la zona di Pangandaran circa le 16:19, quindi un'ora dopo il terremoto; a Karangsari, posta a pochi km da Pangandaran, le 16:20; a Kebongcarik un intervallo di tempo compreso fra le 16:16 e le 16:20; per Cilacap le 16:18; per Baron le 16:30 e per Bali le 17:00. Le ultime due località sono esterne al dominio computazionale e quindi non saranno utili per discriminare le simulazioni.

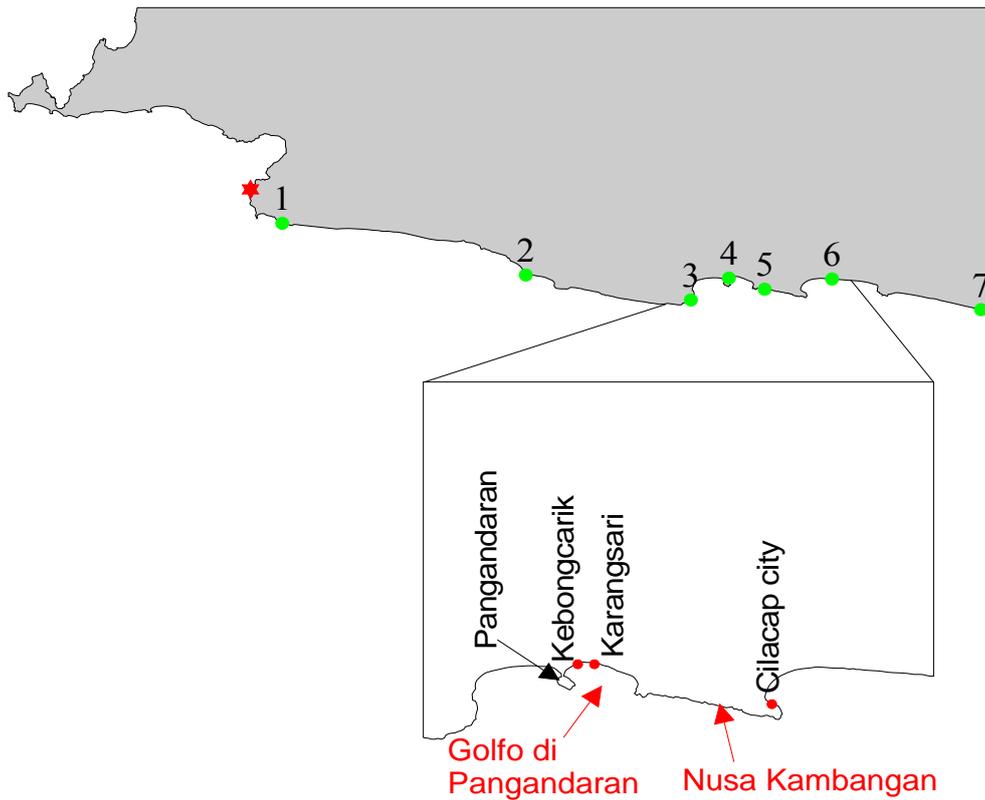


Figura 3

Le misure di runup indicano valori lungo tutta la porzione di costa considerata superiori ai 3 m con massimi di altezza superiori agli 8 m nel golfo di Pangandaran in prossimità delle città di Kebongcarik e di Karang Sari ed addirittura di circa 16 metri nella penisola di Nusa Kambangan.

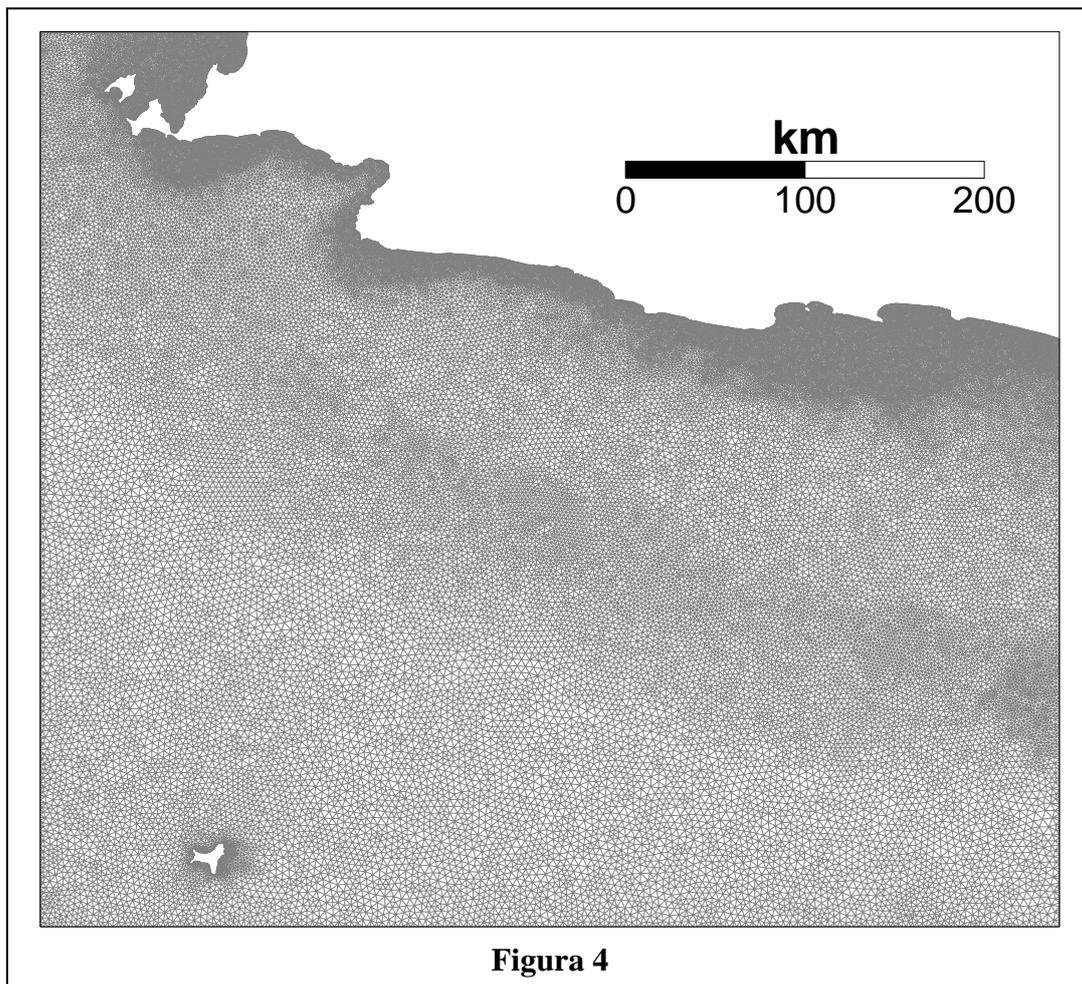
4.5 Simulazioni

Le simulazioni di maremoto sono state implementate utilizzando una griglia locale che comprende una parte della costa di Giava circa fino alla città costiera di Keburuhan (fig. 4)

La griglia è composta da 49359 nodi e 96191 elementi, la cui dimensione varia da un minimo di 231 m ad un massimo di 5000 m. Il 50 % di questi elementi ha una lunghezza inferiore ai 1600 m e solo il 10%, tipicamente nella zona vicina alla costa, è sotto i 500 m. Le simulazioni hanno calcolato il maremoto per un tempo di

propagazione di 5400 s con un time step di 2 s. Per ogni simulazione il tempo di calcolo è variato da 6 a 10 ore a seconda del tipo di output scelto.

Le prime considerazioni generali sulle simulazioni possono essere fatte guardando i campi di elevazione massima e minima. Le figure 5 e 6 mostrano chiaramente che i casi 1-3 producano massimi e minimi più accentuati in prevalenza nella parte a ovest del golfo di Pangandaran, mentre i casi 2-4 focalizzano la loro energia verso le zone di Pangandaran e di Nusa Kambangan. Un dato che accomuna tutte le simulazioni è la



forte influenza della batimetria locale immediatamente al largo della costa, come è possibile rilevare dalle figure 5 e 6 che evidenziano delle lingue di massimi e minimi comuni a tutti i casi e che quindi non possono dipendere né dalla posizione né dalle caratteristiche delle faglie considerate.

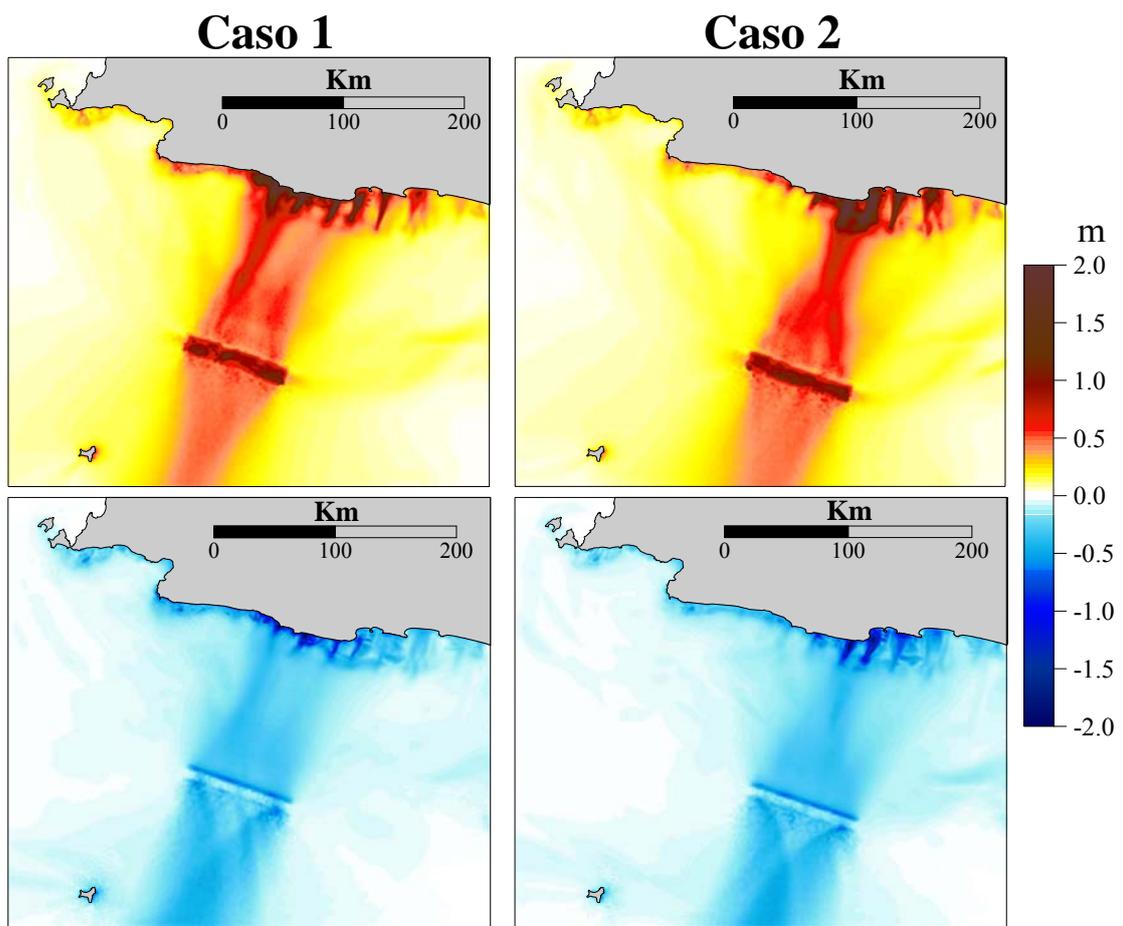


Figura 5

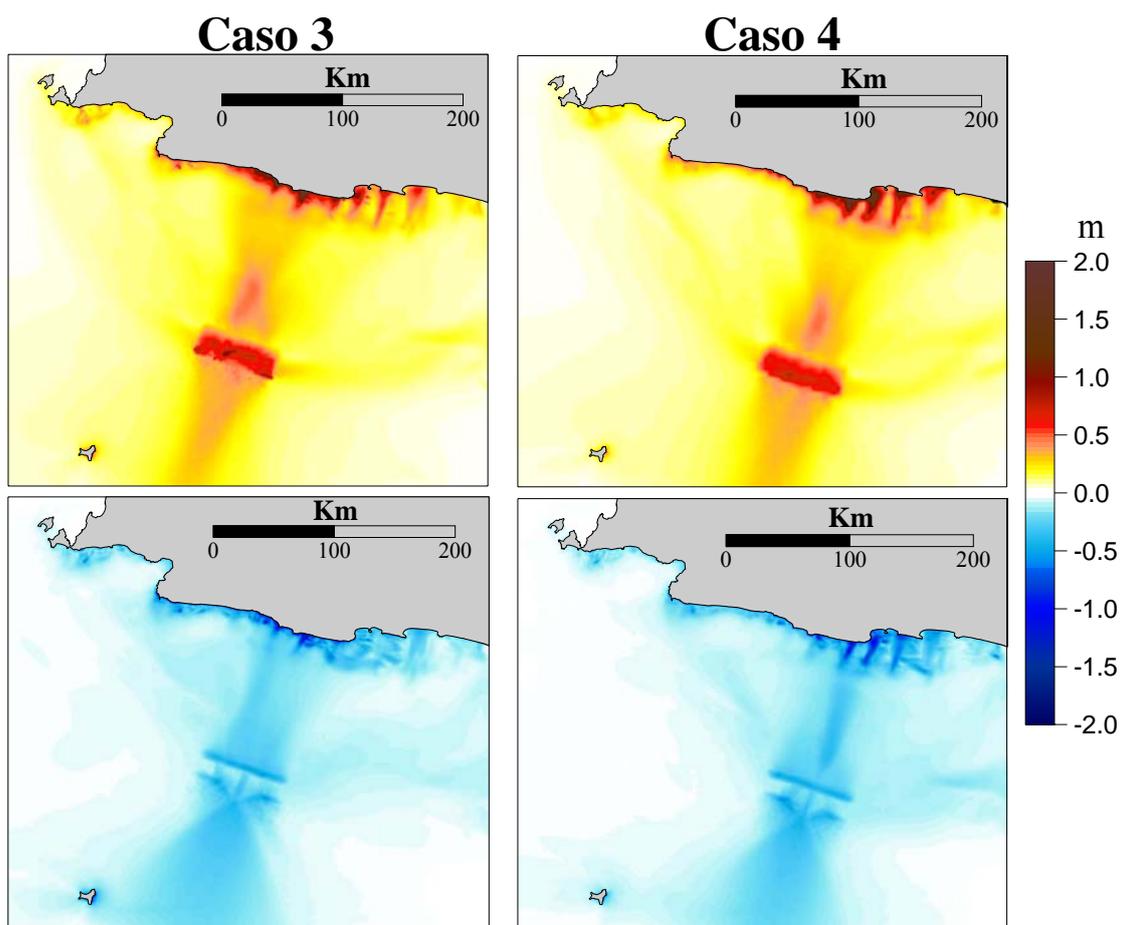


Figura 6

I valori delle massime e minime elevazioni sulla costa (fig. 7) confermano quanto detto per i campi di elevazione. Sul grafico non sono state inserite le misure di runup poiché si vede chiaramente che le simulazioni per i quattro casi sottostimano ampiamente i dati misurati, valori medi superiori ai 3 m e massimi sopra i 10 m. I numeri presenti nella figura 7 rimandano ai punti indicati sulla cartina (fig. 3) dove con una stella si indica l'inizio della parte di costa considerata.

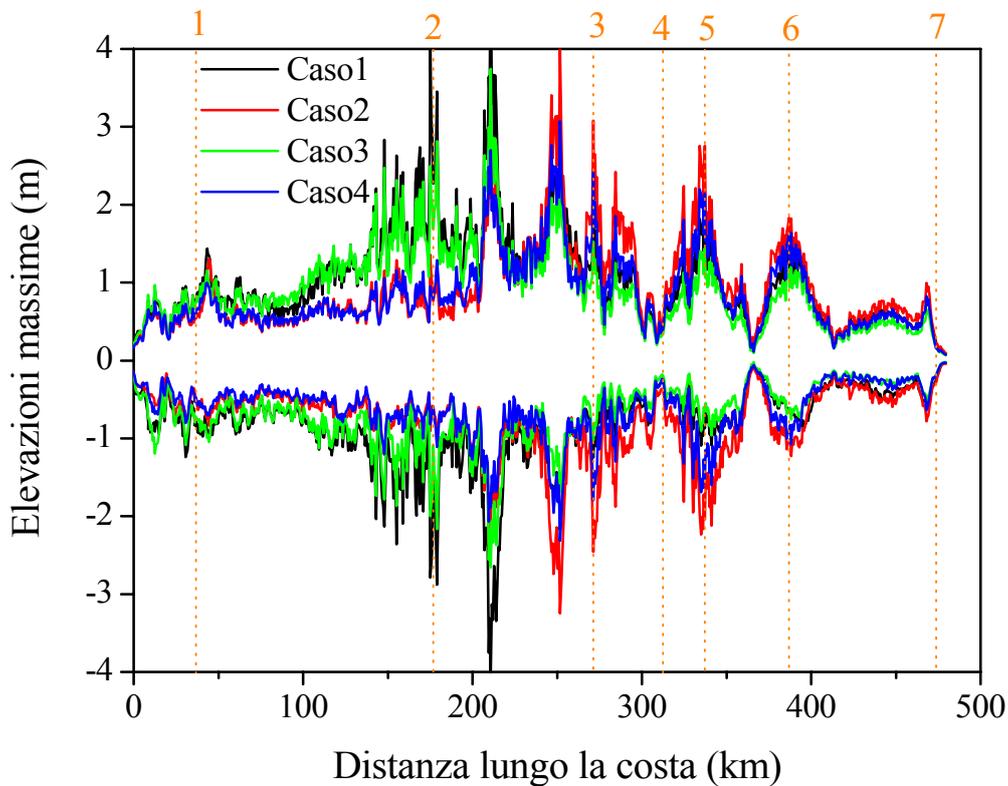


Figura 7

I nodi sulla costa di Giava su cui sono stati calcolati i mareogrammi sono stati scelti sia per avere una buona copertura spaziale sia per potere operare il confronto con i dati ottenibili dalle testimonianze quali il tempo di arrivo. Alcuni mareogrammi sono graficati nelle figure da 8 a 10. Sono designati con i numeri dei nodi da 1 a 7 e la loro posizione è ricavabile dalla mappa di figura 3. La stessa numerazione è stata utilizzata nella figura 7. I mareogrammi calcolati mostrano come primo segnale significativo un ritiro del mare seguito da due positivi importanti, di cui il primo è il maggiore. Il tempo di arrivo per la zona di Pangandaran (nodo 4) è fissato dalle testimonianze alle 16:19, circa un'ora dopo il terremoto. Questo dato è stato ricavato da un orologio, trovato in una scuola devastata dal maremoto con le lancette ferme su questo orario, ed è quindi da riferirsi alla prima grande inondazione. Secondo le simulazioni, il tempo di arrivo del primo positivo (come si vede dal grafico del nodo 4 di figura 9) varia tra 58 e 60 minuti per i casi 1 e 3. Nella zona di Cilacap (nodo 6) il maremoto è arrivato alle 16:18

secondo Lavigne et al. (2007). Qui il mareogramma calcolato vede arrivare il primo segnale significativo, negativo, dopo circa 60 minuti, mentre il positivo più grande arriva 4 minuti dopo. La propagazione dei quattro casi sembra sovrastimare il tempo di arrivo, anche se ad una attenta lettura dell'articolo di Lavigne et al. il tempo di arrivo dato dagli autori si riferisce all'arrivo di una prima onda molto bassa che ha causato un lieve avanzamento della linea di battigia. Esso è poi stato seguito, secondo quegli autori, da un'inondazione ben maggiore dopo circa 2 o 3 minuti (alle ore 16:21-22, cioè in tutto dopo circa 62-63 minuti dal terremoto). Nel mareogramma calcolato per il caso 2 (vedi figura 9), l'inondazione, che ha il culmine a circa 64 minuti, ha inizio attorno ai 62 minuti, dato che non si discosta troppo dal dato sperimentale. Per gli altri mareogrammi proposti nelle figure 8, 9 e 10 non ci sono misure sperimentali sui tempi di arrivo con cui paragonarli, ma sono utili per comprendere i tempi di propagazione del maremoto. Il primo tratto di costa colpito è la zona intorno al nodo 2 dove l'onda impiega meno di mezz'ora per arrivare. A seguire sono attaccate le zone limitrofe. Per la zona di costa che comprende il golfo di Pangandaran e la zona di Cilacap i tempi di arrivo sono molto più lunghi per la presenza di una piattaforma di bassa profondità che rallenta la velocità di propagazione delle onde di maremoto. Occorre inoltre evidenziare che le coste hanno qui una geometria complessa che induce rifrazione e riflessioni multiple e l'interpretazione fine dei mareogrammi non è semplice.

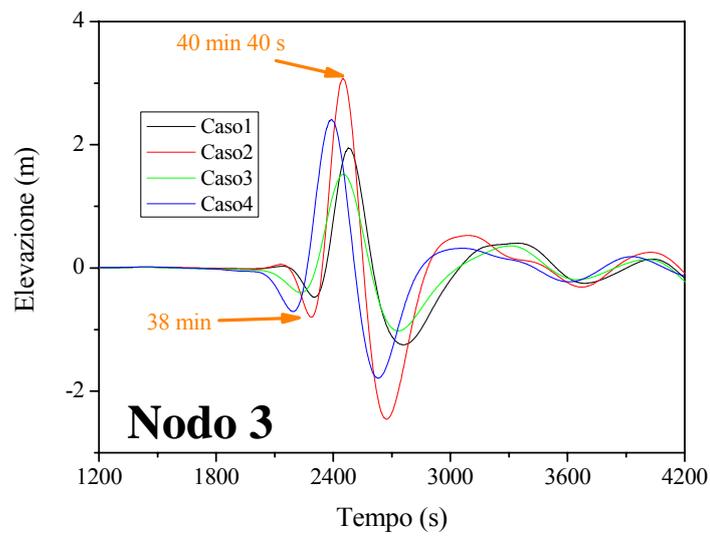
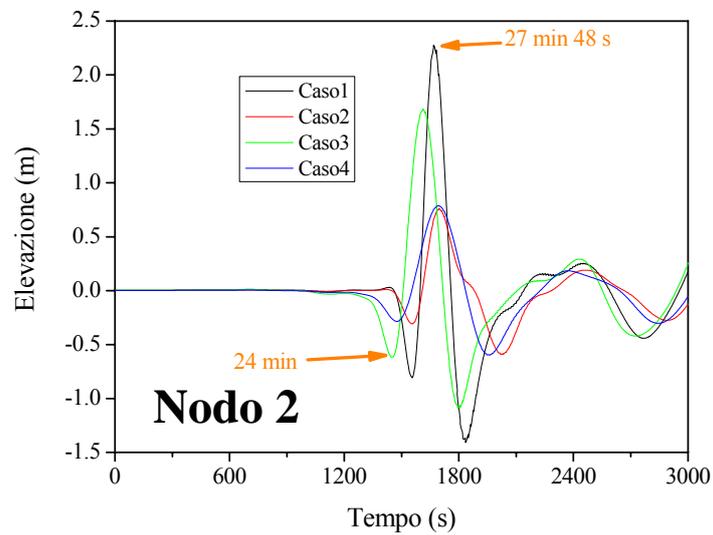
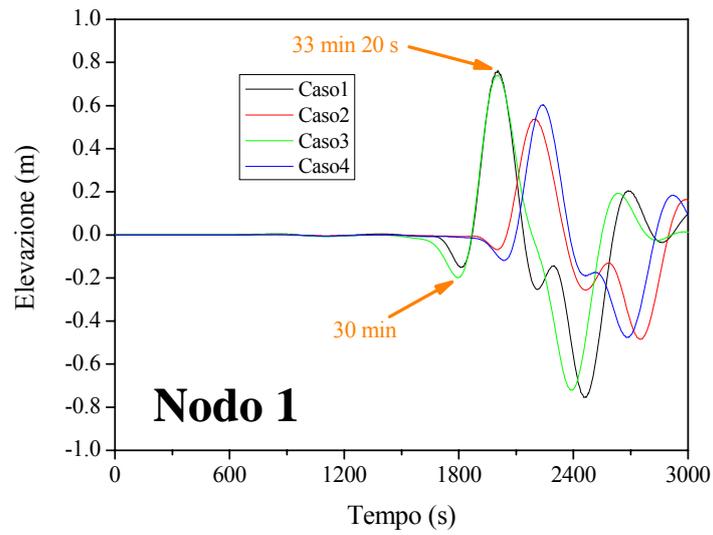


Figura 8

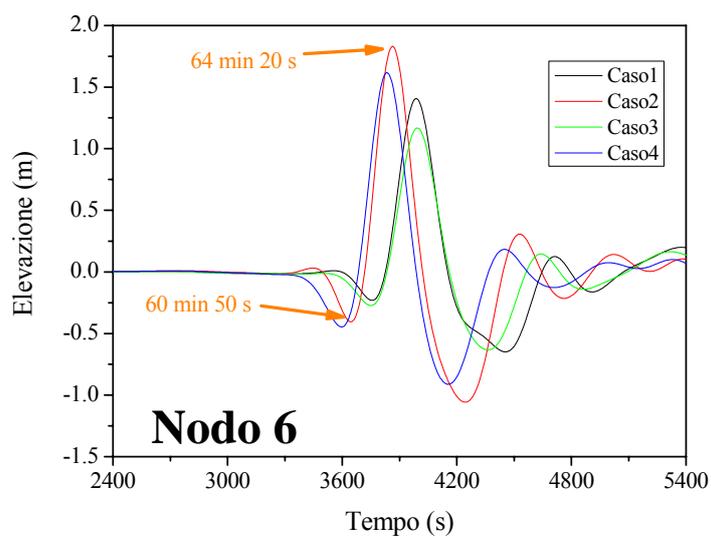
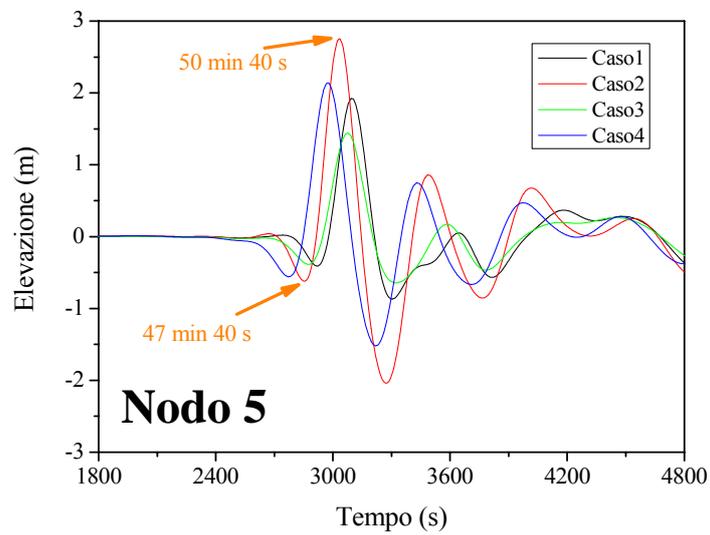
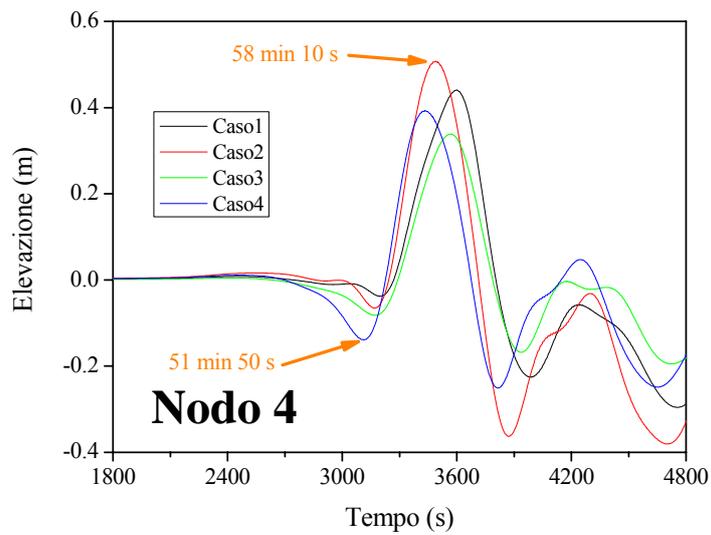


Figura 9

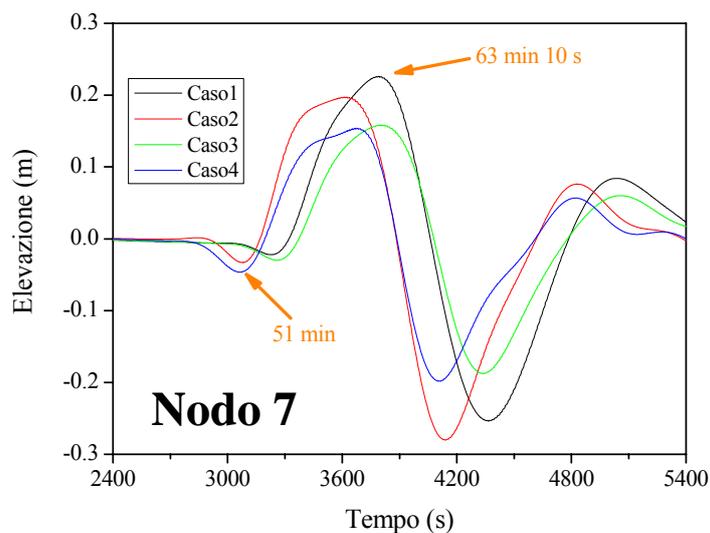


Figura 10

Un dato più oggettivo su cui confrontarci è il record della stazione mareografica australiana di Christmas Island che si trova a sud della zona sorgente del maremoto. Dal mareogramma appare che il maremoto ha impiegato circa 18 minuti per arrivare al mareografo, si è manifestato con un primo arrivo di polarità positiva e con una lunga

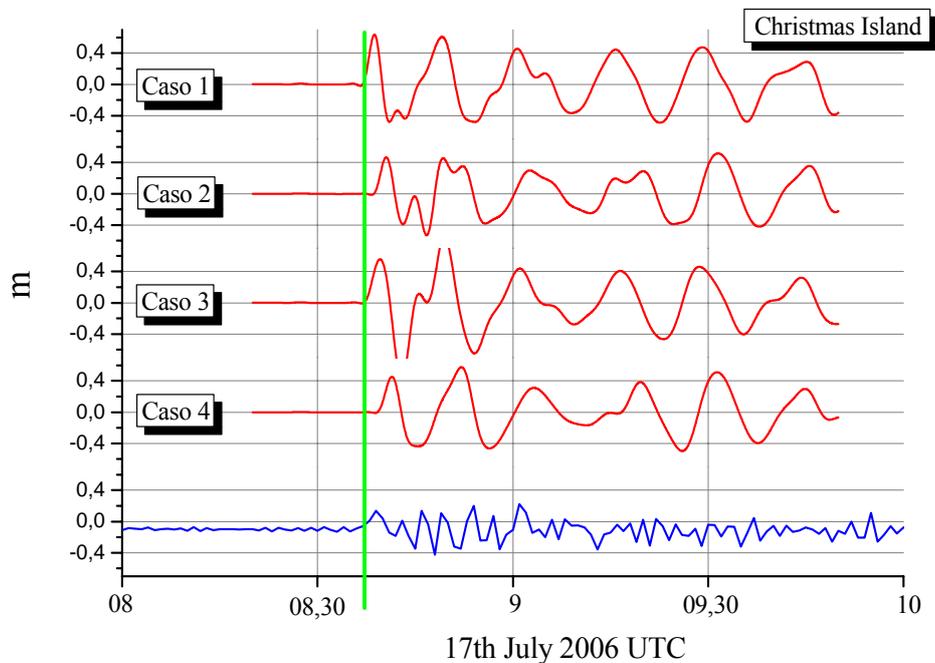


Figura 11

sequenza di oscillazioni comprese fra circa -30 e +30 cm e con un periodo di circa 3 minuti. In figura 11 sono messi a confronto le simulazioni dei quattro casi ed il mareogramma sperimentale ripulito dalla marea. I segnali calcolati differiscono sia per ampiezza che per periodo da quello registrato, il quale ha una ampiezza del 30-40% minore, ma soprattutto una frequenza dominante più che doppia. Quest'ultimo dato può essere spiegato dalla scarsa risoluzione con cui l'isola di Christmas è stata rappresentata nella griglia di calcolo. Si noti che il primo arrivo è correttamente positivo. I tempi di arrivo dei maremoti calcolati sono abbastanza simili tra loro; tra i quattro casi possiamo asserire che il caso 1 ed il caso 3 sono quelli che più si avvicinano al tempo di arrivo osservato.

Conclusioni

Il lavoro di ricerca che ho condotto durante il periodo di dottorato ha avuto come obiettivo lo studio dei maremoti di origine tettonica, ma soprattutto dei maremoti generati da frane. L'evento italiano che ha caratterizzato e segnato questo periodo è il doppio maremoto del 30 dicembre 2002 a Stromboli. All'inizio della tesi sono state presentate le simulazioni numeriche che riescono a spiegare in modo molto soddisfacente la sequenza degli accadimenti (Tinti et al., 2005). Nella relativa discussione sono stati evidenziati i parametri che più influenzano la tsunamigenicità delle frane. In seguito, lo studio dell'efficienza tsunamigenica di masse mobili è stato compiuto mediante un modello semi-analitico di frana che scende lungo un piano inclinato in bacino con profondità costante offshore.

Le simulazioni dei casi di Stromboli (capitolo 2) hanno mostrato il ruolo fondamentale rivestito dal numero di Froude. L'evidenza deriva soprattutto dal confronto dei risultati per il caso della frana subaerea (caso 2) con i risultati degli altri modelli di frana. È infatti rilevante che, pur avendo una massa molto inferiore, circa un quarto di quella degli altri corpi di frana considerati, riesce a generare onde di maremoto superiori ai casi 1A e 3 e quasi comparabili a quelle del caso della massa totalmente sottomarina (caso 1B).

Un altro parametro correlato al numero di Froude è l'effetto della funzione di trasferimento è la funzione di trasferimento. Le frane pur avendo grandi velocità e quindi un numero di Froude, che tende al regime critico ($F_r=1$), perdono altrettanto velocemente efficacia e non riescono più a generare onde di maremoto quando arrivano a grande profondità. Questo è dovuto alla funzione di trasferimento che agendo da filtro passa-basso, inizia a tagliare gli impulsi della frana quando si allontana dalla costa e, nel caso specifico della batimetria della Sciara del Fuoco, dopo circa 30 s riduce gli impulsi quasi dell' 80%.

Un ruolo importante nella generazione delle onde di maremoto è anche la distribuzione di massa; il confronto dei casi 1A e 1B, ha evidenziato che corpi di frana con masse concentrate vicino a costa con profili ripidi sono più efficaci e generano onde maggiori. Nel terzo capitolo sono state riprese queste tematiche ed affrontate mediante un modello analitico di frana che in generale ha confermato la grande importanza del numero di

Froude e dell'effetto della funzione di trasferimento. La prima parte del capitolo tratta un modello 1D attraverso il quale si è messo in risalto il significato del numero di Froude e sottolineato il valore del regime critico. Una frana è tanto più tsunamigenica quanto più la sua velocità orizzontale è prossima a quella del maremoto e quindi una frana molto veloce può generare un maremoto meno intenso rispetto ad una più lenta ma più vicina al regime critico. Il modello 2D è stato utilizzato per studiare principalmente gli effetti su una costa rettilinea. Le principali indicazioni sono state: aumentando la velocità di entrata in acqua i massimi e minimi del maremoto lungo la costa crescono in corrispondenza della zona sorgente (parte centrale del grafico dei massimi e delle minime elevazioni), mentre lateralmente i massimi hanno andamenti quasi identici. Variando la larghezza della frana, si osserva che al largo la propagazione rimane praticamente invariata e cresce solo l'intensità delle onde in modo proporzionale alla larghezza mentre i massimi lungo la costa si comportano diversamente. Il massimo centrale tende ad allargarsi con la larghezza della frana mantenendo circa invariata l'altezza, mentre i massimi laterali crescono di intensità tanto più si diminuisce la larghezza della frana. L'ultimo paragrafo del terzo capitolo vuole sottolineare l'effetto della funzione di trasferimento e si vede chiaramente dai profili del maremoto come l'applicazione di tale filtro faccia sì che la frana perda efficacia molto rapidamente. Per quanto riguarda i massimi e minimi lungo la costa, si vede l'abbassamento dei massimi laterali.

Nel quarto capitolo è stato presentato lo studio di un maremoto di origine tettonica, e si sono analizzate diverse sorgenti per tentare di caratterizzare la sorgente mediante il confronto fra i maremoti simulati ed il maremoto osservato. Per il caso del maremoto di Giava del 17 luglio 2006, sono state considerate quattro possibili faglie. I risultati non permettono di determinare univocamente quale dei quattro modelli di faglia sia il migliore. Servono comunque per sottolineare alcuni aspetti già emersi anche discutendo i maremoti di Stromboli: il modello numerico di simulazione di maremoto, pur con griglie di risoluzione molto più bassa di quelle utilizzate per Stromboli, fornisce buoni risultati sul calcolo della propagazione dei maremoti (tempi di arrivo, primi arrivi), ma sottostima i valori di runup. Un calcolo accurato di run-up richiede infatti griglie di risoluzione adeguata e batimetrie-topografie note con adeguata precisione. Ciò è stato possibile per Stromboli, ma non per Giava. Infatti in quest'ultimo caso non sono

disponibili batimetrie e topografie più raffinate di quelle a due minuti primi (ETPO2) ed un minuto primo (GEBCO) messe a disposizione da agenzie internazionali. D'altro canto, anche se fossero disponibili data set a maggiore risoluzione, non si potrebbe costruire una griglia della risoluzione richiesta che copra un dominio così vasto come la porzione dell'Oceano Indiano interessata dal maremoto, in quanto la griglia sarebbe formata da milioni di elementi e di nodi ed il modello di simulazione agli elementi finiti richiederebbe tempi di calcolo molto lunghi. Il modello appare particolarmente adatto per lo studio dei maremoti locali, perché essi permettono di coniugare le esigenze di risoluzione con quelle delle dimensioni della griglia di calcolo (in termini di numero accettabile di elementi), dovendo coprire un'area geografica limitata. Il caso di Stromboli ne è un tipico esempio. Il modello numerico agli elementi finiti infatti qui dispiega tutte le sue potenzialità. In particolare preme sottolineare la proprietà del modello di definire al meglio le zone vicino alla costa e la linea di costa tormentata tipica di un'isola vulcanica.

Elenco delle figure

Capitolo 2	pag. 5
1 – Grafico 2D del moto delle frane nella zona di mare davanti la Sciara del Fuoco. Il caso 1B e il caso 2 rappresentano rispettivamente la prima e la seconda frana che hanno generato maremoto. I casi 1A e 1B hanno la stessa posizione di partenza e la medesima massa, ma distribuzioni diverse. Queste sono state calcolate mediante un modello di frana 2D. Le traiettorie dei blocchi di frana sono plottate in grigio. I casi 2 e 3 utilizzano un modello di frana 1D e le aree colorate (verde ed arancione) rappresentano la posizione di partenza e di arrivo. Le label in figura indicanti le profondità sono in m.	pag. 11
2 – Grafico 3D delle frane sottomarine. Il caso 1A ha una cross-section triangolare ed una uniforme nella direzione longitudinale. Il caso 1B ha una cross-section circa uniforme e in direzione longitudinale una distribuzione di massa concentrata vicino a costa che diminuisce gradualmente verso mare.	pag. 12
3 – Velocità dei blocchi in funzione del tempo. Sono stati usati differenti simboli e colori per ogni frana. Il caso 2 raggiunge il picco di velocità in circa 20 s mentre il caso 1B è sempre il più lento fra i 4 casi ed impiega più tempo a raggiungere il suo massimo di velocità.	pag. 14
4 – Numero di Froude medio in funzione del tempo nei primi 150 s (a); ingrandimento del grafico nell'intervallo di tempo 0-50 (b). Solo la frana subaerea (caso 2) riesce ad avvicinarsi al regime critico del numero di Froude ($F_r=1$).....	pag. 15
5 – Nodi di griglia (G1) posti sulla costa di Stromboli: 1 Malpasseddu, 2 Pizzillo, 3 Scari, 4-5 Ficogrande, 6-8 Piscità, 9 Punta Frontone, 10 Punta Labronzo, 11 zona sud della Sciara del Fuoco, 12 Punta Chiappe, 13 Ginostra, 14 Punta Lazzaro, 15 Punta Lena, 16 Punta dell'Omo. La Punta Lena (nord) è situata tra i nodi 3 e 4. La stella segna il punto da dove è calcolata, in senso orario, la distanza lungo la costa usata nelle figure 8, 12, 14, e 15	pag. 17
6 – Maremoto generato dalla frana sottomarina (caso 1B). Campi di elevazione dell'acqua calcolati sulla griglia G1 a diversi istanti.	pag. 18
7 – Maremoto generato dalla frana sottomarina (caso 1B). Mareogrammi calcolati nei nodi sulla costa (fig. 5) Ogni mareogramma ha una scala propria.....	pag. 19

- 8 – Maremoto generato dalla frana sottomarina (caso 1B). **a** Massime e minime elevazioni di acqua calcolate lungo i nodi di costa della griglia G1. **b** Dettaglio della costa dove le altezze di runup sono state misurate (pallini neri). La distanza è la lunghezza curvilinea presa in senso orario dal punto di origine (stella in fig. 5). Le linee tratteggiate verticali segnano le posizioni sulla costa dei nodi dati in fig. 5 pag. 21
- 9 – Maremoto generato dalla frana sottomarina (caso 1B). Campi di elevazioni calcolati a diversi istanti sulla griglia G2 che comprende le isole di Stromboli e di Panarea. pag. 22
- 10 – Maremoto generato dalla frana subaerea (caso 2). Campi di elevazione dell'acqua calcolati sulla griglia G1 a diversi istanti. pag. 24
- 11 – Maremoto generato dalla frana subaerea (caso 2). Mareogrammi calcolati nei nodi sulla costa (fig. 5). Ogni mareogramma ha una scala propria. pag. 25
- 12 – Maremoto generato dalla frana subaerea (caso 2). **a** Massime e minime elevazioni di acqua calcolate lungo i nodi di costa della griglia G1. **b** Dettaglio della costa dove le altezze di runup sono state misurate (pallini neri). La distanza è la lunghezza curvilinea presa in senso orario dal punto di origine (stella in fig. 5). Le linee tratteggiate verticali segnano le posizioni sulla costa dei nodi dati in fig. 5.. pag. 26
- 13 – Maremoto generato dalla frana subaerea (caso 2). Campi di elevazioni calcolati a diversi istanti sulla griglia G2 che comprende le isole di Stromboli e di Panarea.. pag. 27
- 14 – Maremoto generato dalla frana sottomarina (caso 1A). Elevazioni massime dell'acqua calcolate lungo i nodi di costa della griglia G1 nella regione dove sono stati misurati le altezze di runup (pallini neri). pag. 28
- 15 – Maremoto generato dalla frana subaerea e sottomarina (caso 3). Elevazioni massime dell'acqua calcolate lungo i nodi di costa della griglia G1 nella regione dove sono stati misurati le altezze di runup (pallini neri). pag. 28
- 16 – Funzione di trasferimento $media\ sech\alpha$ in funzione del tempo. La funzione è calcolata prendendo la media di questa su tutti i nodi della griglia di simulazione di maremoto che a un dato istante è attraversata dalla frana. Nel calcolo la lunghezza tipica L_S è presa uguale alla radice quadrata dell'area basale della parte sommersa della frana, che è fornita dal programma di simulazione di frana ad ogni time step. pag. 30

Capitolo 3.....pag. 35

- 1 – Profilo del corpo di frana nella direzione di propagazione definito attraverso una funzione gaussiana. pag. 35
- 2 – Grafico 1d dei piani di scivolamento della frana. **a** Piano inclinato con α angolo di inclinazione su cui scorre la frana. **b** Profilo 1D della batimetria della griglia. pag. 36
- 3 – Andamento tipico della velocità della frana in funzione del tempo caratterizzato da una fase di accelerazione, frana sul piano inclinato; una fase intermedia, la frana sta attraversando il punto di cambio pendenza; un ultima fase di decelerazione, la frana è sul piano orizzontale. pag. 36
- 4 – Gaussiana sul piano inclinato. Per calcolare gli impulsi necessita conoscere Y'' in funzione di X' . Passando attraverso le coordinate $(X,Y) \rightarrow (X',Y') \rightarrow (X'',Y'')$ otteniamo una espressione di X' in funzione di Y'' pag. 40
- 5 – Griglia per la simulazione dei maremoti nel caso unidimensionale. **a** Griglia rettangolare formata da elementi triangolari la cui dimensione dipende dalla profondità, a maggiore profondità corrisponde un elemento di dimensione maggiore; la freccia rossa indica la direzione di scorrimento della frana. **b** Ingrandimento di un angolo della griglia, si vede il dettaglio degli elementi triangolari. pag. 43
- 6 – Profilo 1d della batimetria della griglia. pag. 44
- 7 – Velocità della frana in funzione della posizione sul piano di scivolamento. Sono plottate le curve scegliendo diverse posizioni di partenza. Le curve che hanno posizioni di partenza negative ($Y_N=-1600$) entrano in acqua con una velocità diversa da zero. pag. 45
- 8 – Numero di Froude calcolato sulla posizione dell'asse di simmetria della frana (Y_n). La velocità della frana che entra nell'espressione del numero di Froude ($F_r=V_h/(gh)^{1/2}$) è quella orizzontale e non quella sul piano di scivolamento (fig. 7).pag. 46
- 9 – Posizione sul piano di scivolamento dei nodi su cui sono stati calcolati i mareogrammi. pag. 47
- 10 – Profili dei campi di elevazioni ad intervalli regolari di 20 s fino a 120 s per 3 casi della classe di frane sottomarine. La linea rossa rappresenta la posizione della frana, nel caso $Y_N=1600$ la frana dopo 80 s è già ferma. pag. 48
- 11 – Mareogrammi per 3 casi della classe di frane sottomarine nei 4 nodi scelti (fig. 9).pag. 49

- 12 – Profili dei campi di elevazioni ad intervalli regolari di 20 s fino a 120 s per 3 casi della classe di frane subaeree. La linea rossa rappresenta la posizione della frana, nei casi $Y_N=-1600$ e $Y_N=-3200$ la frana esce dal dominio della griglia di simulazione dei maremoti prima di 120 s. pag. 51
- 13 – Mareogrammi per 3 casi della classe di frane subaeree nei 4 nodi scelti (fig. 9)... pag. 52
- 14 – Profilo del corpo di frana trasversale alla direzione di scorrimento definito mediante una funzione sinusoidale con larghezza di base uguale a W pag. 53
- 15 – Griglia per la simulazione dei maremoti nel modello di frana 2D. La griglia è quadrata di dimensione 10X10 km con un unico lato definito chiuso (costa) a $Y=0$ pag. 54
- 16 – Elevazioni massime e minime calcolate sui nodi del boundary chiuso ($Y=0$), il tratto di costa graficato parte da $X=1000$ fino a $X=9000$. Qui sono confrontate le curve della classe delle frane subaeree insieme al caso ($Y_N=0$). pag. 55
- 17 – Elevazioni massime e minime calcolate sui nodi del boundary chiuso ($Y=0$), il tratto di costa graficato parte da $X=1000$ fino a $X=9000$. Qui sono rappresentate le curve della classe delle frane sottomarine. pag. 56
- 18 – Elevazioni massime e minime calcolate sui nodi del boundary chiuso ($Y=0$), il tratto di costa graficato parte da $X=1000$ fino a $X=9000$. Qui sono rappresentate le curve calcolate variando la larghezza di base del corpo di frana W confrontate con il valore massimo e minimo di altezza ottenuto con il modello unidimensionale. . pag. 57
- 19 – Campi di elevazione dell'acqua per i casi $W=1000$ (a) e $W=4000$ (b) ad istanti intervallati di 20 s fino ad 80 s..... pag. 59
- 20 – Profili dei campi di elevazioni presi lungo l'asse di simmetria della griglia nella direzione di scorrimento della frana. Le curve mostrano i 3 casi di simulazioni ottenute variando la larghezza, confrontate con il modello unidimensionale a istanti diversi. pag. 60
- 21 – Profili dei campi di elevazioni presi lungo l'asse di simmetria della griglia nella direzione di scorrimento della frana. Le curve mostrano il confronto tra le simulazioni di maremoto con e senza funzione di trasferimento (standard) a diversi istanti. La curva nera è il caso senza funzione di trasferimento mentre il rosso è quello dove la funzione è stata applicata. pag. 62

- 22 – Campi di elevazione dell'acqua per i casi con funzione di trasferimento (a) e senza, caso standard (b). pag. 63
- 23 – Elevazioni massime e minime calcolate sui nodi del boundary chiuso ($Y=0$), il tratto di costa graficato parte da $X=1000$ fino a $X=9000$. La figura mostra 4 grafici in cui sono plottate il confronto tra le curve dei massimi e minimi con e senza l'applicazione della funzione di trasferimento. Ogni grafico rappresenta una diversa posizione iniziale di partenza rappresentative sia della classe delle frane sottomarine che di quelle subaeree. pag. 64

Capitolo 4.....pag. 65

- 1 – Sismicità dell'area Indonesiana con magnitudo superiore a 6 dal 1973 ad oggi. Le stelle sono posizionate sugli epicentri del terremoto di Sumatra (2004, $M_w=9$), e di Giava (1994, $M_w=7.8$; 2006, $M_w=7.7$). Tutti questi terremoti hanno generato un maremoto. pag. 66
- 2 – Posizione e geometria delle faglie rispetto l'epicentro calcolato dall'USGS per i 4 modelli di faglia. I puntini rossi indicano 4 città importanti della costa sud-orientale di Giava pag. 68
- 3 – Linea di costa della griglia di simulazione. Sono indicati con i punti verdi i nodi di costa della griglia dove sono calcolati i mareogrammi. La stella rossa indica l'origine da cui è calcolata la distanza lungo la costa usata nella figura 7. Un dettaglio della costa indica le città e le zone dove sono state misurate le altezze di runup e dove sono state raccolte testimonianze sui primi arrivi del maremoto. pag. 70
- 4 – Griglia per la simulazione dei maremoti. pag. 71
- 5 – Campi di elevazioni massime e minime dell'acqua registrate durante tutta la simulazione per i casi 1 e 2. pag. 72
- 6 – Campi di elevazioni massime e minime dell'acqua registrate durante tutta la simulazione per i casi 3 e 4. pag. 73
- 7 – Massime e minime elevazioni dell'acqua calcolate lungo i nodi di costa della griglia. La distanza è la lunghezza curvilinea presa da sinistra verso destra dal punto di origine (stella in fig. 3). Le linee tratteggiate verticali segnano le posizioni sulla costa dei nodi dati in fig. 3. pag. 74

- 8 – Mareogrammi calcolati nei nodi di griglia sulla linea di costa (fig. 3). Ogni grafico della figura mostra i mareogrammi calcolati per i 4 casi sui un nodi: 1, 2 e 3; ogni grafico ha una scala propria. Sono indicati i tempi di arrivo delle prime onde positive e negative. pag. 76
- 9 – Mareogrammi calcolati nei nodi di griglia sulla linea di costa (fig. 3). Ogni grafico della figura mostra i mareogrammi calcolati per i 4 casi sui nodi: 4, 5 e 6; ogni grafico ha una scala propria. Sono indicati i tempi di arrivo delle prime onde positive e negative..... pag. 77
- 10 – Mareogrammi calcolati sul nodo 7 (fig. 3). Sono indicati i tempi di arrivo delle prime onde positive e negative..... pag. 78
- 11 – Confronto tra il mareogramma registrato a Christmas Island e i mareogrammi calcolati per i 4 casi su un nodo di costa della griglia vicino alla posizione del mareografo. pag. 78

Bibliografia

- Baldi P, Belloli F, Fabris M, Marsella M, Monticelli R, Signoretto V (2003) La fotogrammetria digitale differenziale del versante della Sciara del Fuoco (isola di Stromboli) dopo l'evento del 30 Dicembre 2002. *7^a Conferenza Nazionale ASITA "L'informazione territoriale e la dimensione del tempo"*, Verona 28-31 Ottobre 2003.
- Bonaccorso A, Calvari S, Garfi G, Lodato L, Patané D (2003) Dynamics of the December 2002 flank failure and tsunamis at Stromboli volcano inferred by volcanological and geophysical observations. *Geophys.Res.Letters*, 30(18): 1941, doi:10.1029/2003GL017702.
- Bortolucci E (2001) Modelli dinamici di frane e dei maremoti indotti. *PhD Thesis: Dottorato di Ricerca in Fisica, XIV Ciclo, a.a. 2000-2001*, Università di Bologna, pp.1-126.
- Chen H., Lee C.F. (2003) A dynamic model for rainfall-induced landslides on natural slopes. *Geomorphology*, 51: 269-288.
- Chiocci FL, Bosman A, Romagnoli C, Tommasi P, De Alteris G (2003) The December 2002 Sciara del Fuoco (Stromboli Island) submarine landslide: a first characterisation. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003, *Geophysical Research Abstracts*, Vol.5, CDROM Version.
- Choi BH, Pelinovsky E, Hong SJ, Woo SB (2003) Computation of tsunamis in the East (Japan) Sea using dynamically interfaced nested model. *Pure and Applied Geophysics*, 160: 1383-1414.
- Dattilo G, Spezzano G (2003) Simulation of a cellular landslide model with CAMELOT on high performance computers. *Parallel Computing*, 29: 1403-1418.
- Gusiakov VK (2001) "Red", "Green" and "Blue" tsunamigenic earthquakes and their relation with conditions of oceanic sedimentation in the Pacific. In *"Tsunami Research at the End of a Critical Decade"* (Hebenstreit G T, Ed.) Kluwer Academic Publishers, *Advances in Natural and Technological Research*, 18: 17-32.

- Harbitz CB (1992) Model simulations of tsunamis generated by the Storegga Slides. *Marine Geology*, 105: 1-21.
- Hebert H, Piatanesi A, Heinrich P, Schindel  F, Okal EA (2002) Numerical modeling of the September 13, 1999 landslide and tsunami at Fatu Hiva island (French Polynesia). *Geophys.Res.Lett.*, 29(10) art. no.1484.
- Jiang L, LeBlond PH (1992) The coupling of a submarine slide and the surface waves it generates. *J.Geophys.Res.*, 97: 12,731-12.744.
- Jiang L, LeBlond PH (1994) Three-dimensional modeling of tsunami generation due to a submarine mudslide. *J.Phys.Oceanogr.*, 24: 559-572.
- Kajiura K (1963) The leading wave of a tsunami. *Bull.Earthq.Res.Int.*, 41: 535-571
- La Rocca M, Galluzzo D, Saccorotti G, Tinti S, Cimini GB, Del Pezzo E (2004) Seismic signals associated to landslides and tsunami at Aeolian islands, Italy. *Bull.Seism.Soc.Am.*, 94: 1850-1867.
- Lavigne F, Gomez C, Giffo M, Wassmer P, Hoebreck C, Mardiatno D, Prioyono J, Paris R (2007) Field observations of the 17 July 2006 Tsunami in Java. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 7: 177-183.
- LeBlond PH, Jones AT (1995) Underwater Landslides Ineffective at Tsunami Generation, *Sci Tsunami Hazards*, 13: 25-26.
- Liu P L-F, Lynett P, Synolakis CE (2003) Analytical solutions for forced long waves on a sloping beach. *J.Fluid Mech., Cambridge UK*, 478: 101-109.
- Mader CL (1988) Numerical Modeling of Water Waves. *Univ. of California Press, Berkeley*: pp.206.
- Maramai A, Graziani L, Tinti S (2005) Tsunami in the Aeolian islands (southern Italy): a review. *Marine Geology*, 215: 11-21.
- Murty TS (2003) Tsunami wave height dependence on landslide volume. *Pure and Applied Geophysics*, 160: 2147-2153.
- Okada Y (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull.Seism.Soc.Am.*, 82: 1018-1040.
- Okal EA, Newman AV (2001) Tsunami earthquakes: the quest for a regional signal. *Phys. of the Earth and Planetary Interiors*, 124: 45-70.

- Pino NA, Ripepe M, Cimini GB (2004) The Stromboli volcano landslides of December 2002: A seismological description. *Geophys.Res.Lett.*, 31, L02605, doi:10.1029/2003GL0118385.
- Satake K (1995) Linear and nonlinear computations of the 1992 Nicaragua earthquake tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 144: 455-470.
- Tanioka Y, Satake K (1996) Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. *Geophys.Res.Lett.*, 23: 861-864.
- Tinti S, Vannini C (1995) Tsunami trapping near circular islands. *Pure and Applied Geophysics*, 144: 595-619.
- Tinti S, Armigliato A (1999) Seismic displacements of non-flat sea floor in tsunami generation: application to the 1693 case in SE Sicily, Italy. *Proc. International Conference on Tsunamis*, Paris, 26-28 May 1998, pp. 225-245..
- Tinti S, Bortolucci E (2000a) Analytical investigation on tsunamis generated by submarine slides. *Annali di Geofisica*, 43: 519-536.
- Tinti S, Bortolucci E (2000b) Energy of water waves induced by submarine landslides. *Pure and Applied Geophysics*, 157: 281-318.
- Tinti S, Bortolucci E, Romagnoli C (2000c) Computer simulations of tsunamis due to flank collapse at Stromboli, Italy. *J.Volcanol.Geoth.Res.*, 96:103-128.
- Tinti S, Bortolucci E, Chiavettieri C (2001) Tsunami excitation by submarine slides in shallow-water approximation. *Pure and Applied Geophysics*, 158: 759-797.
- Tinti S, Pagnoni G, Zaniboni F, Bortolucci E (2003) Tsunami generation in Stromboli and impact on the south-east Tyrrhenian coasts. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 299-309.
- Tinti S, Maramai A, Graziani L (2004) The new catalogue of the Italian tsunamis. *Natural Hazards*, 33: 439-465.
- Tinti S, Manucci A, Pagnoni G, Armigliato A, Zaniboni F (2005a) The 30th December 2002 tsunami in Stromboli: sequence of the events reconstructed from the eyewitness accounts. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5: 763-775.

- Tinti S, Maramai A, Armigliato A, Graziani L, Manucci A, Pagnoni G, Zaniboni F (2005b) Quantitative observations of the physical effects of the Stromboli tsunamis occurred on December 30, 2002. *Bull.Volcanol.*, 68: 450-461.
- Tinti S, Pagnoni G, Zaniboni F (2005c) The landslides and tsunamis of the 30th of December 2002 in Stromboli analysed through numerical simulations. *Bull.Volcanol.*, 68: 462-479.
- Trifunac MD, Hayir A, Todorovska MI (2002) A note on the effects of nonuniform spreading velocity of submarine slumps and slides on the near-field tsunami amplitudes. *Soil Dyn.Earthq.Eng.*, 22: 167-180.
- Ward SN (2001) Landslide tsunami, *J.Geophys.Res.*, 106 (B6): 11,201-11,216.
- Ward SN, Day S (2002) Suboceanic Landslides. *In 2002 Yearbook of Science and Technology, McGraw-Hill*, 349-352.
- Ward SN, Day S (2003) Ritter island volcano - lateral collapse and the tsunami of 1888, *Geophy.J.Intern.*, 154: 891-902.
- Wells DL, Coppersmith KJ (1994) New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull.Seism.Soc.Am.*, 84(4): 974-1002.