

土石流流下・津波発生・伝播段階における津波数値モデルの改良

後藤大地*・今村文彦**・鴨原良典***

土石流によって発生する津波は被害規模が大きいものの発生頻度が低く、発生・伝播機構に関する詳細な研究例は少ないために未だに実用性の高いモデル化が行われていない。本研究では、土石流突入による津波発生・伝播の現象や機構を水理実験によって明らかにし、一連の過程を土石流流下・津波発生・伝播の3つ段階に分けてモデル改良の検討を行った。従来の2層モデルを基礎として、土石流流下段階では底面粗度と水平拡散項が支配的であり、その係数を同定することで良好な結果を得た。津波伝播の段階では、二段階混合差分法を用いて波数分散性を考慮したモデルに改良した。津波発生段階では、混合を含めた相互作用力に課題が残っている。

1. はじめに

地滑りや土石流によって発生する津波は、1741年(寛保元年)渡島大島津波では約1500名(今村ら, 2003)、1792年の島原火山津波においても山体崩壊により津波が発生し、犠牲者1万5,000名以上を出している(相田, 1975)。また、最近では2002年12月イタリアのストロンボリ島においても溶岩流の突入によって津波が発生し、被害が報告されているが(ITIC, 2003)、地震による津波と比べて極めて発生頻度が低く実態には不明な点が多い。また、発生・伝播機構に関する詳細な研究例は少なく、3次元モデルなども提案されているが(Hermannら, 2001)、適用範囲は狭く未だに実用性の高いモデル化は行われていない(Thomsonら, 2001)。

土石流による津波発生・伝播については、松本ら(1998)により提案された2層流数値モデルを用いた数値解析が行われてきており、今村ら(2001)は、土石流突入による水理実験結果を参考に2層流数値モデルの適用性を調べている。ただし、発生する津波を議論する上で重要となる土石流流下の再現や、土石流突入時の2層界面での応力のモデル化に関する検討が不十分であった。また、被害規模の予測をする上で重要となる津波伝播計算においては、非地震性津波に特徴的な短周期成分を多く含む津波伝播の再現に課題が残っていた。

本研究は、土石流突入による津波発生・伝播までの現象を3つの段階に分け、各段階において2層流モデルによる解析手法を改良することを目的とする。特に、土石流の流下から突入による津波発生への過程においては、津波発生に大きく影響する諸係数(底面粗度係数 n , 水平拡散係数 ν , 水中底面粗度係数 n_w , 界面抵抗係数 f_{inter} , 界面抵抗継続時間 t_{inter})にパラメータスタディを行い、モデルと水理実験結果とを比較検討してその係数を同定する。また、津波伝播モデルを、二段階混合差分法を用

いて波数分散性を考慮したモデルに改良し、水理実験結果と比較検討する。

2. 土石流突入による津波伝播の解析手法

(1) 支配方程式

2層流数値モデルの支配方程式に、本研究で検討する項目を加えたモデルを以下に示す。なお、(1)式右辺の分散項は津波伝播の段階でのみ導入する。

(a) 上層(津波の発生・伝播)

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\eta_1 - \eta_2) + \frac{\partial M_1}{\partial x} + \frac{\partial N_1}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial M_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_1^2}{D_1} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{M_1 N_1}{D_1} \right) + g D_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial x} - INTF_x \\ &= \frac{h^2}{3} \frac{\partial^2 M_1}{\partial t \partial x^2} + \frac{h^2}{3} \frac{\partial^2 N_1}{\partial t \partial x \partial y} \\ \frac{\partial N_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_1 N_1}{D_1} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N_1^2}{D_1} \right) + g D_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial y} - INTF_y \\ &= \frac{h^2}{3} \frac{\partial^2 N_1}{\partial t \partial x^2} + \frac{h^2}{3} \frac{\partial^2 M_1}{\partial t \partial x \partial y} \dots\dots\dots (1) \end{aligned}$$

(b) 下層(土石流)

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta_2}{\partial t} + \frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial M_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_2^2}{D_2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{M_2 N_2}{D_2} \right) + g D_2 \\ &\cdot \left(\alpha \frac{\partial D_1}{\partial x} + \frac{\partial \eta_2}{\partial x} - \frac{\partial h_1}{\partial x} \right) + \frac{\tau_x}{\rho_2} + \alpha INTF_x = DIFF_x \\ \frac{\partial N_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_2 N_2}{D_2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{M_2 N_2}{D_2} \right) + g D_2 \\ &\cdot \left(\alpha \frac{\partial D_1}{\partial y} + \frac{\partial \eta_2}{\partial y} - \frac{\partial h_1}{\partial y} \right) + \frac{\tau_y}{\rho_2} + \alpha INTF_y = DIFF_y \\ &\dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

ここで、添え字の1, 2はそれぞれ上層, 下層を示し、 h : 水深、 η_1 : 静水面からの水位変化量、 η_2 : 土石流の厚さ、 M, N : 流量フラックス、 ρ : 密度、 $\alpha = (\rho_1/\rho_2)$: 密度比、 D : 全水深、 τ/ρ : 底面摩擦力、 $INTF$: 界面抵抗力、 $DIFF$: 水平拡散項を示す。

(2) 各せん断応力のモデル化

今回検討する各せん断応力の式を例として x 方向のみ

* 学生会員 修(工) 元東北大学大学院工学研究科土木工学専攻
** 正会員 工博 東北大学教授大学院工学研究科附属災害制御研究センター
*** 学生会員 修(工) 東北大学大学院工学研究科土木工学専攻

以下 (3)～(5) に示す。

$$INTF=f_{inter}\bar{u}\sqrt{\bar{u}^2+\bar{v}^2} \dots\dots\dots (3)$$

$$DIFF_x=\nu\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right) \dots\dots\dots (4)$$

$$\frac{\tau_x}{\rho}=\frac{gn^2}{D^{7/3}}M\sqrt{M^2+N^2} \dots\dots\dots (5)$$

ここで f_{inter} は界面抵抗係数、 ν は水平拡散係数、 n は底面粗度係数である。なお、数値解析の詳細については、今村ら (2001) または後藤 (2003) を参照されたい。

3. 土石流突入による津波発生・伝播の水理実験

可変傾斜式の土砂発生用二次元水路を設置し、水路上流に設置された給砂装置から比重 2.6、重量 30 kg の 4 号珪砂を水路に突入させて津波を発生させた。本水理実験は、陸上で発生した土石流が突入して津波が発生する点で 1972 年島原火山津波や 2002 年ストロンボリ火山性津波と類似している。

はじめに、津波発生に重要となる土石流流下過程を詳細に検討するために、斜路角度 37°、斜面状態は滑面と粗面の 2 ケース、水を除いた水路において土石流流下実験を行った。次に、津波発生・伝播過程を検討するために、斜路角度 30°、滑面斜路の水を張った水路で津波発生・伝播実験を行った。図-1 中に示された 3 点にレーザー変位計を設置して土石流層厚の時間波計を測定した。また、水位変化はデジタルビデオカメラで水路全体流況を撮影することにより時間毎の空間波形を測定し、図中に示された 4 点に波高計を設置して津波の時間波形を測定した。

4. 土石流流下段階での検討

(1) 基本的な考え方と計算条件

Hermann ら (2001) によれば、土石流突入により発生する津波を再現する場合、土石流の衝突速度や形状は非常に重要となる。今村ら (2001) は給砂装置に設置された土石流の形状を初期条件として与えた。この方法は最も簡便な方法であるが、ゲート開放直後の土石流の複雑な挙動を再現できなかった。これにより水面突入時の土石流形状や速度は実験と異なるものとなり、津波シ

ミュレーション結果に大きな影響を与えた。そこで、より正確に突入状況を再現するために土石流の境界条件として、ゲートから少し流下させた図-1 中の変位計・で計測された土石流の層厚を与えた。さらに、移流項を計算するために、変位計・から変位計・までの先端平均通過速度を与えた。ここで土石流の流速は層厚と相似形であると仮定し、式 (6) により設定した。実験結果より、斜路角度 37°滑面の時 U_{max} には 3.6 m/s、斜路角度滑面 30°の時 U_{max} には 2.2 m/s、斜路角度 37°粗面の時 U_{max} には 2.7 m/s を与えている。

$$U(t)=\frac{U_{max}}{\eta_{2max}}\eta_2(t) \dots\dots\dots (6)$$

ここで U : 土石流流速、 η_2 : 土石流層厚となる。本研究では、モデル中で土石流の水面衝突速度と形状を支配する底面摩擦項 (n) と水平拡散項 (ν) の係数について、表-1 に示すパラメータスタディを行った。37°滑面斜路、変位計・での比較結果を図-2 に、その結果を 30°滑面斜路に適用した結果を図-3、37°粗面斜路に適用した結果を図-4 示す。

(2) 解析結果と考察

図-2 より、 n と ν が大きくなることによって、土石流の流下速度が低下することがわかる。また、抵抗を増加させることで一定流量に対して流下速度が遅くなるために、層厚が厚くなっている。また、 ν が大きくなることで土石流先端の前面勾配が緩やかになることが示された。

水理実験結果と係数を変えた数値計算結果を比較し、特に土石流の水面衝突時刻と前面勾配、最大層厚に着目すると、滑面の底面粗度係数 n は 0.01、水平拡散係数 ν は 0.01 m²/s が妥当であると判断できる。

次に、図-3 で斜路角度 30°に同じ係数値を適用したところ、結果は良好に一致した。また、図-4 では、斜路角度 37°粗面において、滑面に比べて大きい値の底面摩擦

表-1 パラメータスタディケース

case	底面粗度 n (s/m ^{1/3})	水平拡散 ν (m ² /s)	水中底面粗度 n_w (s/m ^{1/3})	界面抵抗 f_{inter}	界面抵抗 継続時間 t_{inter} (s)
1-1	0.03	0.03	-	-	-
1-2	0.01	0.03	-	-	-
1-3	0.01	0.01	-	-	-

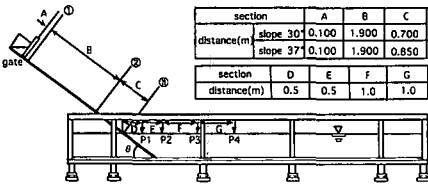


図-1 1次元土砂発生用水路

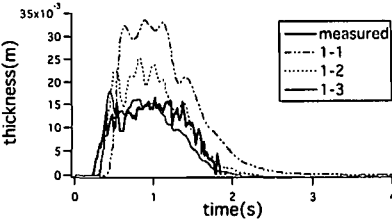


図-2 変位計③での比較結果 (斜路角度 37°, 滑面)

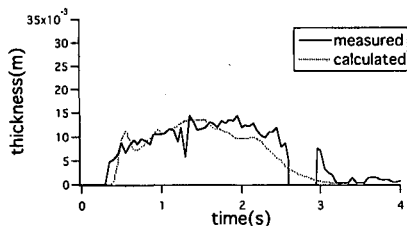


図-3 変位計③での比較結果 (斜路角度 30°, 滑面)

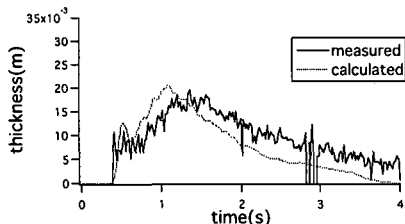


図-4 変位計③での比較結果 (斜路角度 37°, 粗面)

係数 $n=0.015$ を与えたところ、結果は良好に一致した。これにより、斜面を流下する土石流の挙動は底面粗度と水平拡散係数によって支配されること、これらの係数を同定することができれば挙動は良好に再現できることがわかった。

5. 土石流水面突入による津波発生段階の検討

(1) 土石流の水中での混合

土石流は水面に突入すると水との混合により土石流の層厚が増加し、またその先端で3次元的な流動場を形成していることが観測された。そのために水から受ける抵抗が増大し、流下速度を減少させた。しかし、2層流モデル中では混合による密度変化などは考慮しておらず、上下層の密度差が一定であるために、土石流先端での形状抵抗や界面抵抗が過小評価されて、土石流を低下させる要因になり得なかった。これが2層流モデルの課題である。ここでは、簡便に対応させるために、水中で底面粗度係数を変化させて検討を行った。その結果、水中底面粗度係数 n_w を 0.12 とする事により水中で土砂が受ける抵抗、速度減少を再現することができた。その結果、図-5、図-6 に示すように、土石流の先端位置はほぼ一致する結果を得た。

(2) 界面抵抗のモデル化

土石流の突入後に押し波が発生し、その後に顕著な引き波が生じることが報告された(今村ら, 2001)。ここでは、界面抵抗係数と界面抵抗継続時間について検討を行っており、本研究でも改めて表2に示すパラメータスタディを行った。0.2秒後と0.5秒後の空間波形比較結果をそれぞれ図-5、図-6に示す。

表-2 パラメータスタディケース

case	底面粗度 $n(s/m^{1/3})$	水平拡散 $\nu(m^2/s)$	水中底面粗度 $n_w(s/m^{1/3})$	界面抵抗 f_{inter}	界面抵抗 継続時間 $t_{inter}(s)$
2-1	0.01	0.01	0.12	0.1	0.2
2-2	0.01	0.01	0.12	0.2	0.2
2-3	0.01	0.01	0.12	0.5	0.2
3-1	0.01	0.01	0.12	0.2	0.35
3-2	0.01	0.01	0.12	0.2	0.45
3-3	0.01	0.01	0.12	0.2	0.37

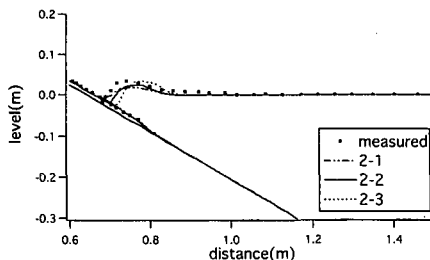


図-5 0.2秒後の空間波形

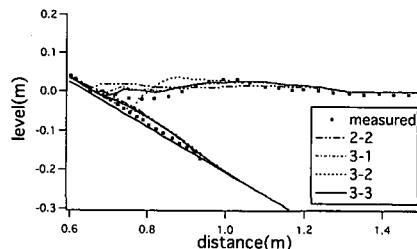


図-6 0.5秒後の空間波形

f_{inter} の影響を図-5の0.2秒後の空間波形で比較する。図-5を見ると、 f_{inter} が大きくなることにより境界付近で水を引き込む力と津波先端部を押す力が増大している様子がわかる。ここでは、津波波形に着目し各ケースを比較した結果、 f_{inter} は 0.2 が最も妥当であると判断できた。

t_{inter} の影響を図-6の0.5秒後の空間波形で比較する。 t_{inter} が長くなることによって引き込まれた水が前に押し出され、津波波高が増大している。これにより、第一波峰の後に谷が続く様子は再現されているが、峰と谷の波高は完全には一致していない。局所的な流れや、短周期成分における波数分散性などの影響があるものと思われる。

6. 津波伝播段階の検討

(1) 伝播段階の波数分散性の必要性

1次元水理実験で第1波の水深波長比をデジタルビデオカメラで撮影した空間波形で読みとって検討した。片対数グラフ横軸に水深波長比、縦軸に微小振幅波の波速と長波の波速の比をとって無次元化した微小振幅波と長

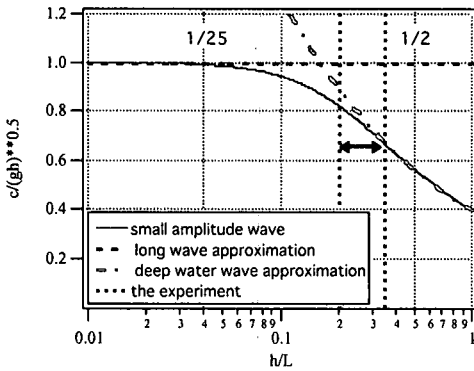


図-7 水理実験で発生した第1波の水深波長比

波近似と深海波近似とを比較したグラフを図-7に示す。一般的に水深波長比が1/25より小さい場合は長波で、1/2より大きな場合は深海波で近似することができる。デジタルビデオカメラで測定された波は様々な周期成分を有するために正確な情報を得ることは困難であるが、片対数グラフの性格上大きな差異が生じることはない。実際に突入後0.2秒後、0.5秒後の空間波形での第1波の波長に対する中間点の水深の比調べると、水理実験で発生した第1波の水深波長比はおおよそ0.2-0.35であり、図中矢印で示された範囲に相当する。また、図-8から図-11の波高計での実験結果を見ると、土石流突入により発生した津波の短周期成分が徐々に遅れて分散している様子が観察されるのに対して浅水理論による計算では波数分散現象を再現できていないことがわかる。これらより、実験で発生する津波は波数分散性を考慮しなければならないことがわかる。

(2) 二段階混合差分法

(1)式に示す、分散項を考慮した2次元ブシネスク方程式を上層の運動方程式に用いる。ブシネスク方程式は相対水深 $\sigma = H/L \sim 1$ 、水深波高比 $\varepsilon = \eta/H \ll 1$ の波を近似できる。

次に、二段階混合差分法の流れについて説明する。この方法では、(1)式の計算を二段階に分ける。

一段階目では、(8)式によって移流項と圧力項と界面抵抗項を解き、計算上の中間値 M^* を求める。いま、

$$\frac{1}{\Delta t} [M_{i+1/2,j}^* - M_{i+1/2,j}^{k-1/2}] + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - INTF_x = 0 \quad (7)$$

とおくと、

$$M_{i+1/2,j}^* = M_{i+1/2,j}^{k-1/2} - \Delta t \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - INTF_x \right] \quad (8)$$

となる。次に、二段階目で、一段目で求めた中間値を用いて分散項を含めた三行対角行列の差分式(9)式を Double sweep algorithm (原ら, 1997) で解くことになる。Double sweep algorithm は、直接解法である Gauss の消去法の1つであり、線形連立方程式 $Ax=B$ の係数行列 A が三行対角行列の場合に効率よく解ける方法である。ここで解くべき未知数は M のみとし、簡単のために二次元成分である N の時間勾配には前ステップと前々ステップの値を用いることにする。

$$\frac{1}{\Delta t} [M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i+1/2,j}^*] = \frac{h^2}{3} \left(\frac{\partial^3 M}{\partial t \partial x^2} + \frac{\partial^3 N}{\partial t \partial x \partial y} \right) \quad (9)$$

(3) 解析方法と結果の考察

数値計算計算は浅水理論に基づくもの(case A)、二段階混合差分法を用いて改良した2層流数値モデルに基づくもの(case B)、波高計 P1 で計測された津波波形を強制入力し、二段階混合差分法を用いて単層モデル(2層流モデルの土石流が無いモデル)で伝播数値実験を行ったもの(case C)の3ケースの計算を行った。図-8から図-11に波高計 P1 から P2 での比較結果を示す。case A は、波形が切り立ったままの状態を保って伝播している。これは、case A が改良前の浅水理論に基づくモデルであるために波数分散性を考慮しておらず、水理実験で確認された短周期成分の遅れが再現できていないためである。それに対して case B では、津波が上下に滑らかに振動しており、case A で再現できなかった波数分散性を再現できている。しかし、振幅と周期は一致していない。case C を見ると、波高に多少の差は見られるが、波数分散性を考慮することにより水理実験で発生した波を良く再現している。case B と case C の比較より、case B は

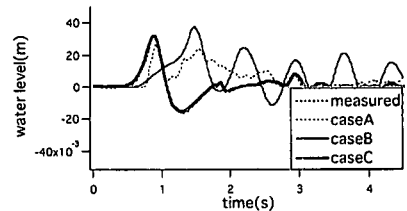


図-8 波高計 P1 での水位比較結果

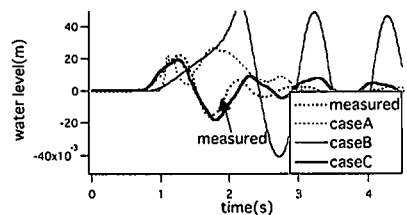


図-9 波高計 P2 での水位比較結果

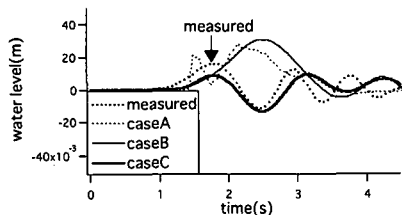


図-10 波高計 P3 での水位比較結果

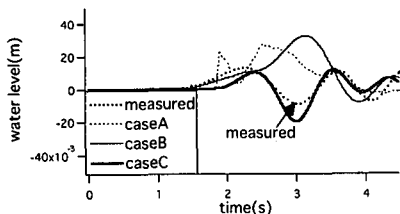


図-11 波高計 P4 での水位比較結果

土石流突入時の相互作用により形成される津波が再現できておらず、2層界面での相互作用力のモデル化に課題があると考えられる。また、case C より、土石流突入時の波形が再現できれば、土石流突入によって発生する津波の伝播は波数分散性を考慮した2層流数値モデルによって精度良く再現できることが分かった。

7. おわりに

水面突入前の土石流の挙動はほぼ良好に再現され、底面粗度係数 n と水平拡散係数 ν を同定することができた。滑面斜路の n は 0.01, ν は $0.01 \text{ m}^2/\text{s}$ が妥当であった。また、粗面斜路の n は 0.015, ν は $0.01 \text{ m}^2/\text{s}$ が妥当であった。

水中で土石流が受ける抵抗力をまとめて水中底面粗度とし、水中での n_w を 0.12 にしたところ突入後の土石流の流下速度を一致させることができた。ただし津波との相互作用力として扱っていないために物理的に正確なモデルとはいえ、さらなる検討が必要である。

界面抵抗係数 f_{inter} は、0.2 秒後の津波波形から 0.2 が

妥当であると判断できた。界面抵抗継続時間 t_{inter} に関して、 t_{inter} を 0.37 秒間とすることにより第一波峰に続く谷が伝播する様子は再現できたが波高は一致しなかった。

二段階混合差分法を用いることによって2層流数値モデルを波数分散性を考慮するモデルに改良したが、土石流突入時に発生する津波波形を再現できなかった。2層界面での相互作用力のモデル化にはさらなる検討が必要である。

謝辞: 本研究の一部は、科研費基盤 (B) (2) (12574016) の補助を受けた。また、水理実験や解析については「でんぱつ」との共同研究の一部で補助を受けた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 相田 勇 (1975): 1792 年島原眉山崩壊に伴った津波の数値実験, 地震 II, Vol. 28, pp. 449-460.
- 松本智裕・橋 和正・今村文彦・首藤伸夫 (1998): 土砂流による津波発生モデルの開発, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 345-350.
- 今村文彦・後藤大地・鴨原良典・喜多村雄一・松原隆之・高岡一章・伴 一彦 (2001): 土砂突入による津波発生機構に関する基礎検討, 海岸工学論文集, 第 48 巻, pp. 321-325.
- 今村文彦・大窪慈生・伴 一彦・高岡一章・三宮 明・山木 滋・小林英次 (2003): 「津輕藩御日記」の追加による寛保渡島沖津波 (1741) の詳細調査, 歴史地震, 第 18 号, pp. 166-175.
- 後藤大地 (2003): 土石流突入により発生・伝播する津波数値モデルの改良, 東北大学大学院修士論文, 76 p.
- 原信彦・後藤智明 (1997): 二段階混合差分法による非線形分散波の数値計算, 東海大学紀要工部, Vol. 37, No. 2, pp. 101-107.
- ITIC (2003): Stromboli tsunamis, Tsunami Newsletter, Inter. Tsunami Inform. Center, Vol. 35, No. 1, p. 1.
- Hermann, M. F., W. H. Hager and H. E. Minor (2001): Lituya Bay case: Rockslide impact and wave run-up, J. Sci. Tsunami hazards, Vol. 19, No. 1, pp. 3-22.
- Thomson, R. E., A. B. Rabinovich, E. A. Kulikov, I. V. Fine and B. D. Bornhold (2001): On numerical simulation of the landslide-generated tsunami of November 3, 1994 in Skagway Harbor, Alaska, , Tsunami Research at the End of a Critical Decade, Ed. by G. T. Hebenstreit, Kluwer Academic Pub., pp. 243-282.