

南西諸島を含む九州南部における津波数値シミュレーションと 津波脆弱性調査

理工学研究科 柿沼 太郎

1. 事業の目的

本研究は、南西諸島を含む九州南部の、津波生成・伝播の数値シミュレーションを実施し、津波の伝播特性を調べるとともに、津波に対する防災施設の現況を調査し、今後のハード・ソフト両面の災害対策に対する基礎資料を収集することを目的とする。本報告では、主として、津波の数値シミュレーションに関して述べる。

2. 事業の背景

日本は、地震多発地帯であり、また、プレート間地震は、津波を生成することが多い。九州沖もこの例外でなく、宮崎県沖においては、マグニチュード7～7.6程度の日向灘地震が、十数年から数十年に一度といった比較的短い周期で発生している。この日向灘地震は、特に、震源域が浅い場合、大きな津波被害を及ぼす可能性が高い。また、近畿地方及び四国地方沖の太平洋では、東南海地震や南海地震が、それぞれ、百年に一度といった頻度で発生している。東南海地震と南海地震は、歴史的に見て同時期に発生する確率が高い。その際に想定されるマグニチュードは、8～8.6と大きく、新想定でも連動型とされている。一方、南西諸島海域では、島嶼が断続的に連なり、海底地形が複雑で、急峻な場所も多く、地盤を構成する地質によっては、海底地震や火山噴火が地すべりを誘発する可能性が高く、それに伴う津波の発生が懸念される。また、島嶼部では、津波が四方から集中するのみならず、島嶼セイシュといった特有の現象が現れることがあり、津波が増幅される可能性がある。このように、九州地方において、津波対策は、重要な課題の一つである。

3. 予算の使途

本研究では、南海地震津波や日向灘地震津波、そして、桜島からの土砂流入を想定した津波の数値シミュレーションを実施して、九州南部における津波の生成・伝播特性を調べた。本研究室は、津波生成・伝播解析のためのプログラムを開発しており、これを適用した並列解析のためのコンピュータは、別途予算で購入したが、このプログラムを実行するためのFORTRANコンパイラを本予算で購入した。そして、記録媒体であるハード・ディスクを購入し、数値解析結果のデータ・ファイルやアニメーション・ファイルを記録させた。

一方、九州南部沿岸域の津波脆弱性を調査した。すなわち、九州本島南部の沿岸域を踏査し、ヒアリングを実施して、海岸地形の概略と港湾構造物の現況を把握することを試みた。そのために、調査地点の位置を特定するGPS受信機を購入した。また、測定の必要性や、調査効率の向上を考慮し、学生を帯同した。移動には、レンタカーを利用した。

4. 南海地震津波及び日向灘地震津波を対象とした津波伝播の数値シミュレーション

(1) 数値解析法

非粘性かつ非圧縮性である流体の非回転運動を対象とする。流体の密度 ρ は、流体内で一様、かつ、時間的に一定であると仮定する。速度ポテンシャルを $\phi(\mathbf{x}, z, t) = \sum_{\alpha=0}^{N-1} \{f_{\alpha}(\mathbf{x}, t) \cdot z^{\alpha}\} \equiv f_{\alpha} z^{\alpha}$ のように N 個のべき関数の重み付き級数に展開する。変分法を適用すると、次式のような非線形方程式系 (柿沼, 2001) が得られる。

$$\zeta^{\alpha} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\alpha + \beta + 1} \nabla \{ (\zeta^{\alpha + \beta + 1} - b^{\alpha + \beta + 1}) \nabla f_{\beta} \} - \frac{\alpha \beta}{\alpha + \beta - 1} (\zeta^{\alpha + \beta - 1} - b^{\alpha + \beta - 1}) f_{\beta} = 0 \quad (1)$$

$$\zeta^{\beta} \frac{\partial f_{\beta}}{\partial t} + \frac{1}{2} \zeta^{\beta + \gamma} \nabla f_{\beta} \nabla f_{\gamma} + \frac{1}{2} \beta \gamma \zeta^{\beta + \gamma - 2} f_{\beta} f_{\gamma} + g \zeta = 0 \quad (2)$$

ここで、 $\zeta(\mathbf{x}, t)$ 及び $b(\mathbf{x})$ は、それぞれ、水面変動及び底面形であり、 $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ は、水平方向の微分演算子である。重力加速度 g は、 9.8 m/s^2 とする。なお、本研究では、速度ポテンシャルの展開項数を $N = 1$ とし、波の分散性を考えない。基礎方程式系を差分方程式系に変換し、差分法（山下ら, 2012）により時間発展を解く。

(2) 1946年南海地震津波の伝播シミュレーション

計算対象領域及びこの領域内の水深分布を図1に示す。ただし、静水深が 20 m 以下となる水域では、静水深を 20 m とし、津波の砕波減衰を無視した。また、陸域と海域の境界条件を完全反射の鉛直壁とし、他方、開境界には、Sommerfeld の放射条件を適用した。

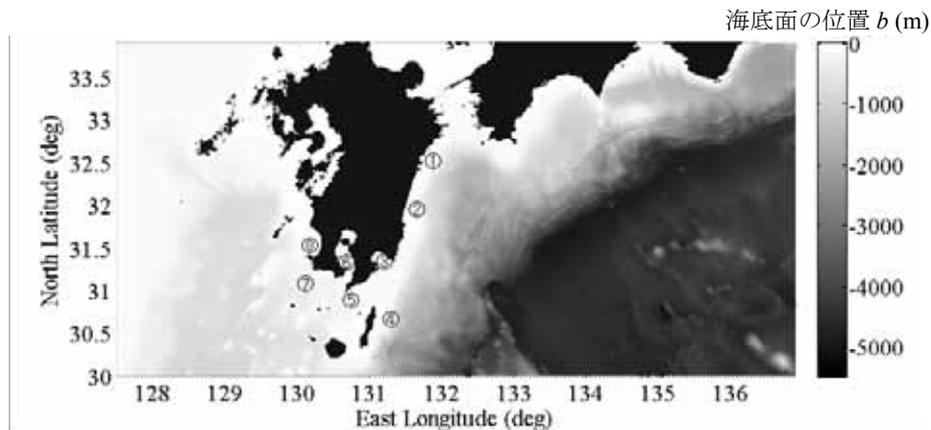


図1 計算対象領域内の水深分布

表1に、1946年南海地震の静的断層パラメタ（相田, 1982）を示す。ここで、各パラメタは、それぞれ、断層の西端点を断層基準点と定め、緯度 N 、経度 E 、深さ d 、北から東回りに断層の走行方向を測った角度 θ 、断層面の傾き角 δ 、断層の食い違い方向を走行方向より反時計回りに測った角度 λ 、走行方向の長さ L 、傾斜方向の幅 W 、そして、食い違い量 U である。

表1 1946年南海地震の静的断層パラメタ

	N (°)	E (°)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	32.68	134.75	1	250	20	104	120	120	500
②	33.24	136.22	10	250	10	127	150	70	400

表1のパラメタに基づき、Mansinha・Smylie（1971）の理論を適用して、海底地形の変動量を算定した。そして、津波初期波形の水位を海底地盤の永久変位と等しいと仮定し、図2に示すような津波初期波形を時刻 $t = 0$ 分において与えた。

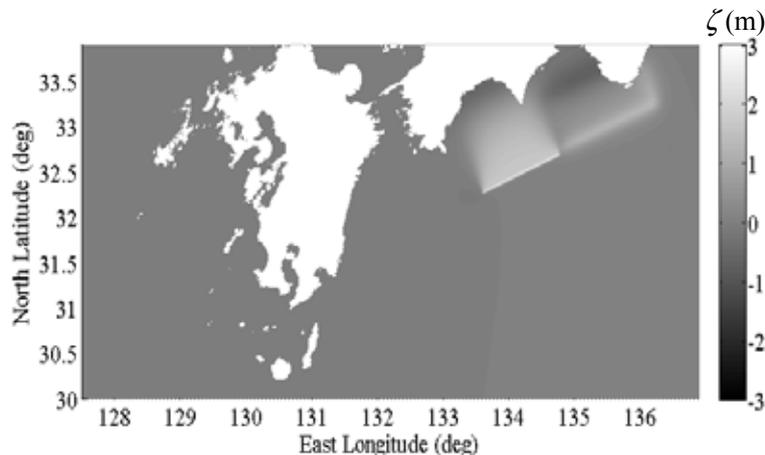
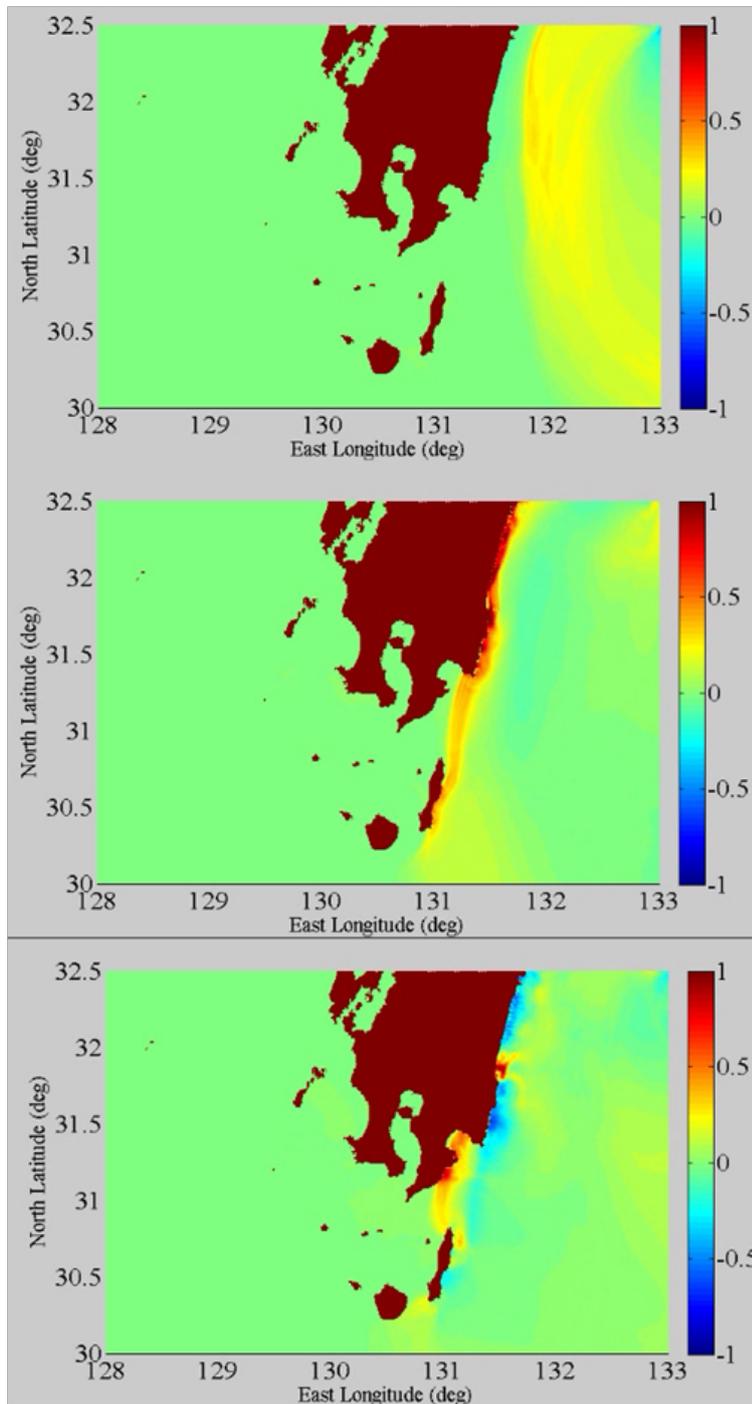


図2 1946年南海地震津波の津波初期波形

数値解析において、計算格子間隔は、緯度方向 928 m、経度方向 786 m とした。

1946 年南海地震津波の伝播過程の数値解析結果を図 3(a) 及び図 3(b) に示す。ここで、水面変動の単位は、m である。

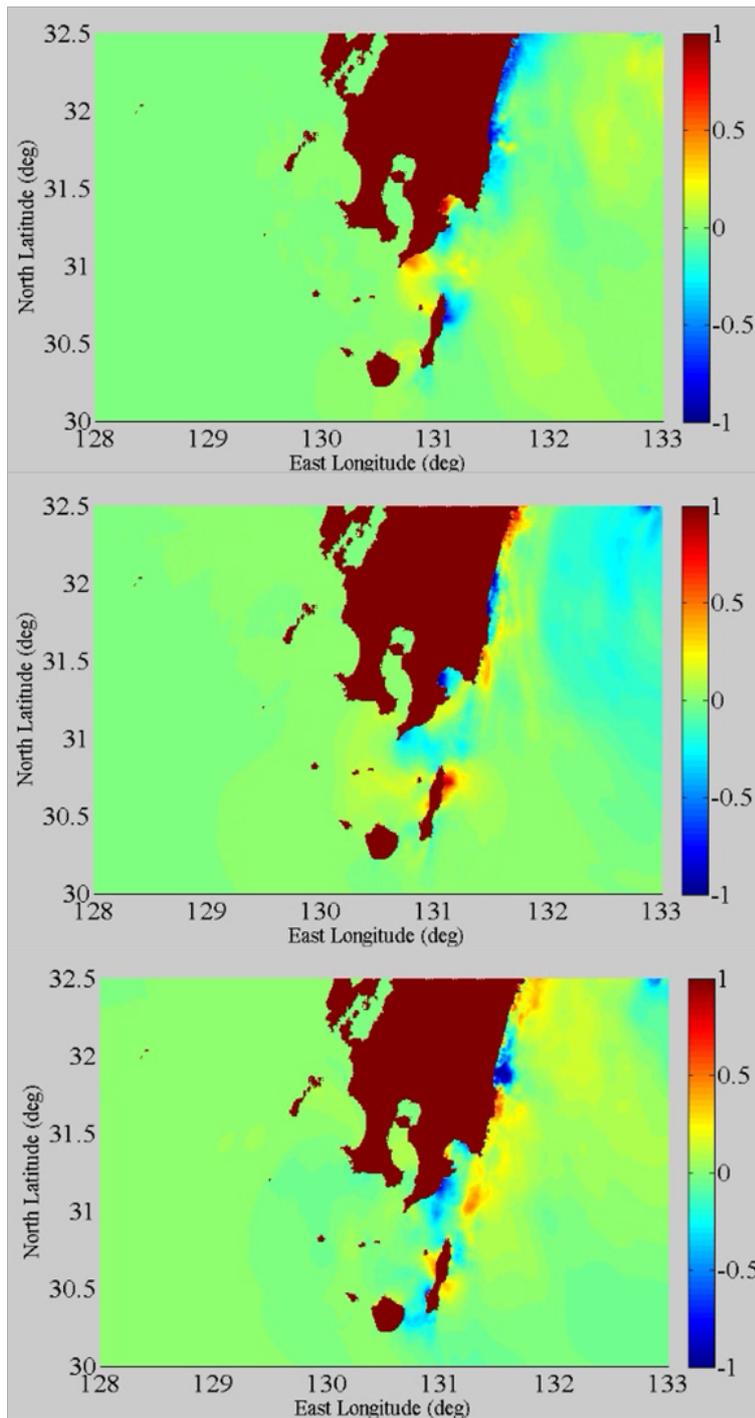


$t = 24$ 分
第 1 波が九州本島に接近している。

$t = 47$ 分
第 1 波が九州本島東岸に到達した。
津波の到達地点は、九州南部東岸
の広域にわたる。

$t = 56$ 分
津波が志布志湾内に進入した。宮
崎県沖における津波の集中が顕著
である。

図 3(a) 1946 年南海地震津波の伝播過程の数値解析結果 (水面変動の単位: m)



$t = 68$ 分
第1波が大隅半島南端に到達した。

$t = 83$ 分
第1波は、錦江湾内に殆ど進入していない。

$t = 118$ 分
九州本島で反射した津波が、種子島の方に向かっていている。また、静水深の比較的浅い各地点において、津波の集中・増幅が見られる。

図 3(b) 1946 年南海地震津波の伝播過程の数値解析結果 (図 3(a) の続き, 水面変動の単位: m)

図 4 に、図 1 に示す①～⑧の各地点における水面変動を示す。各地点の静水深は、それぞれ、①延岡: 73 m、②宮崎: 57 m、③志布志 10 km 沖: 93 m、5 km 沖: 52 m、④種子島: 76 m、⑤佐多岬: 110 m、⑥指宿: 91 m、⑦枕崎: 40 m、⑧南さつま: 336 m である。

津波第1波は、①延岡、②宮崎及び③志布志 (10 km 沖) に、それぞれ、 $t = 33$ 分、34 分及び 46 分に到達している。この後、岸に近づくにつれ、津波は、浅水変形によって波高を増す。南海地震津波の第1波は、九州東岸の広域に來襲すると言える。

また、②宮崎では、第1波よりも第2波の方が津波高さが大きい。これは、宮崎県沖に水深の浅い大陸棚が存在するためである。すなわち、陸から反射した津波は、水深の浅い大陸棚から、急激に水深が大きくなる日向灘の水域に向かうが、この水深急変部において津波が再び反射し、

大陸棚上に津波がトラップされる。そして、陸からの反射波と、大陸棚によりトラップされた波が、入射波と重なり、その結果、②宮崎の津波高さに、こうした変動が現れる。

③志布志（5 km 沖）では、第 1 波の津波高さは、静水深が同様の値である②宮崎における津波高さに近い 0.58 m となった。また、第 4 波が、第 1 波とほぼ同じ津波高さを示した。これは、志布志湾内における津波の反射・重なりによると考えられる。南海地震津波は、志布志湾内に、比較的大きな津波をもたらす危険性がある。

④種子島東岸は、波源から直接伝播した津波でなく、九州本島からの反射が大きくなっている。大隅半島～種子島間は、水深が比較的浅く、津波高さが大きくなりやすい場所であると言える。

⑤佐多岬には、第 1 波が $t = 73$ 分に到達し、その後、九州本島東岸を陸伝いに伝播して来た津波が到来する。

⑥指宿には、第 1 波が $t = 90$ 分に到達し、その後、第 1 波よりも津波高さがやや大きな第 3 波が現れた。従って、鹿児島湾内にも、大隅半島からの反射波が進入したことがわかる。ただし、九州本島東岸を襲う津波と比較して、指宿における津波高さは、5 分の 1 程度であった。

⑦枕崎では、③志布志におけるような、波の反射等による複雑な挙動が見られなかった。

⑧南さつまでは、静水深が 336 m と大きく、津波による水面変動は、殆ど見られなかった。

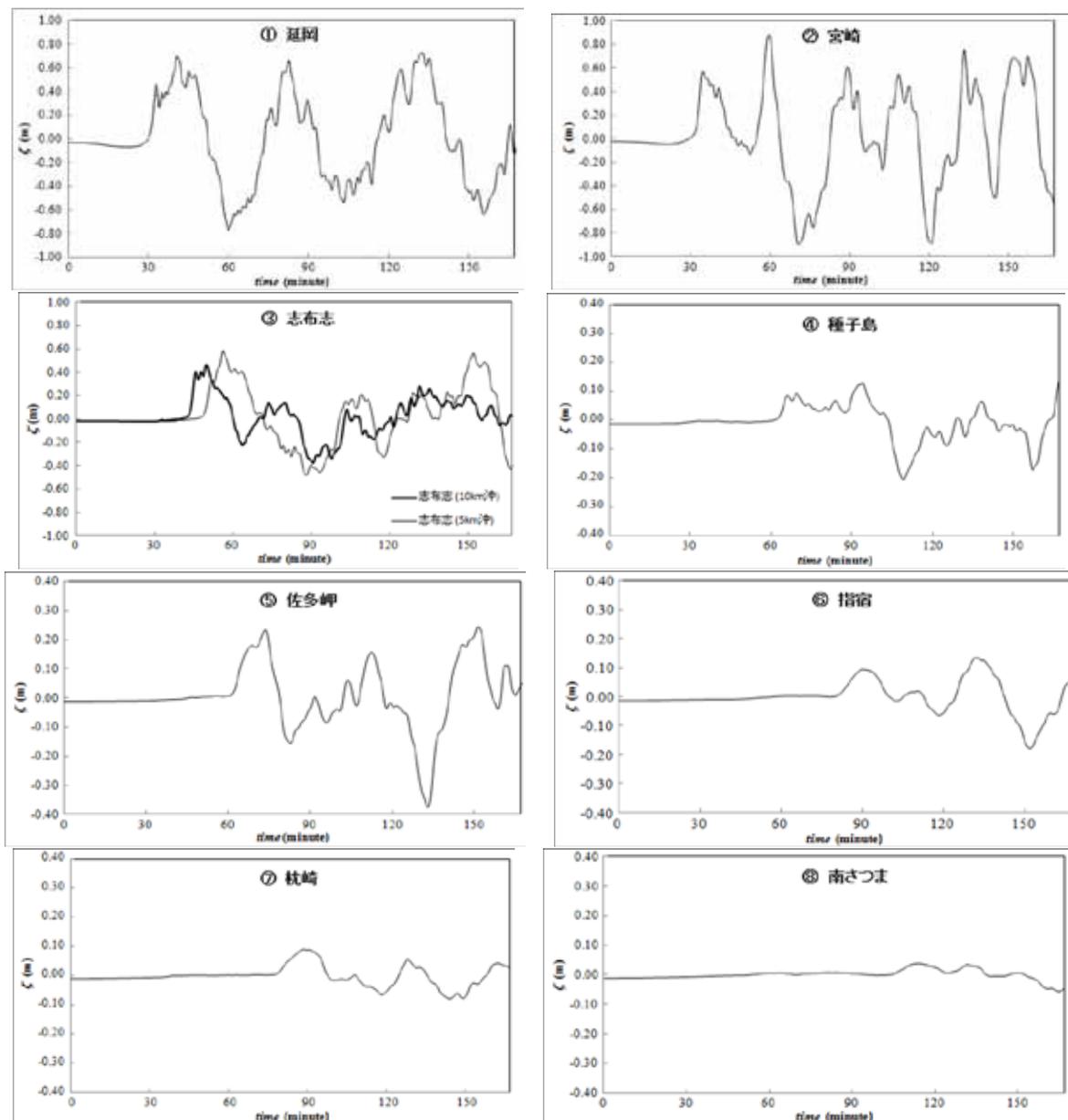


図 4 1946 年南海地震津波に伴う図 1 の①～⑧の各地点における水面変動

(3) 1968年及び1970年日向灘地震津波の伝播シミュレーション

計算対象領域の水深分布を図5に示す。ただし、静水深が10 m以下となる水域では、静水深を10 mとし、津波の砕波減衰を無視した。陸域と海域の境界条件を完全反射の鉛直壁とし、他方、開境界には、Sommerfeldの放射条件を適用した。

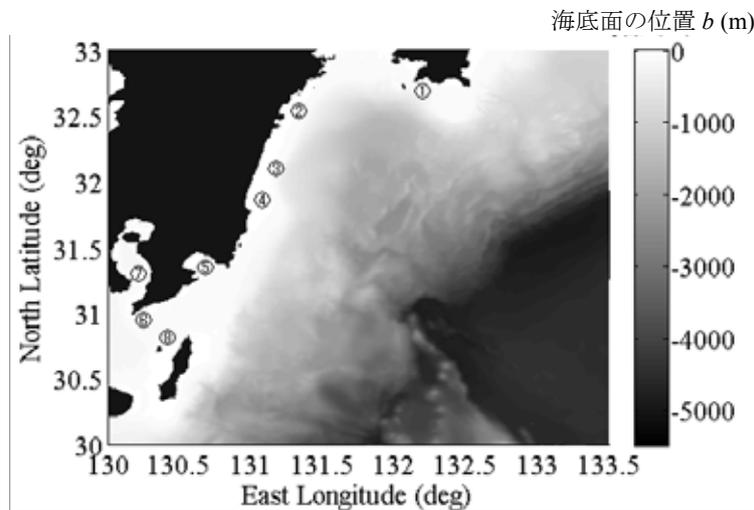


図5 計算対象領域の水深分布

表2及び表3に、それぞれ、1968年及び1970年日向灘地震の静的断層パラメタ (Shiono *et al.*, 1980) を示す。

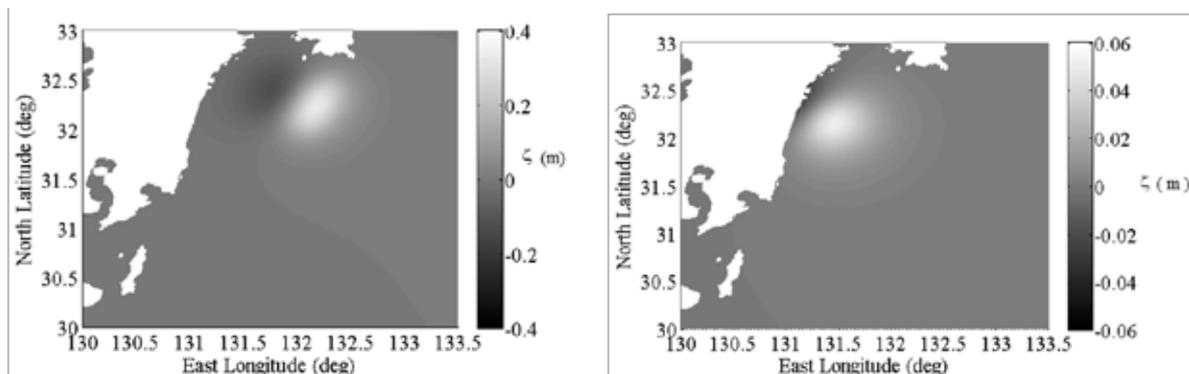
表2 1968年日向灘地震の静的断層パラメタ

N (°)	E (°)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
32.45	132.82	27	207	17	90	56	32	160

表3 1970年日向灘地震の静的断層パラメタ

N (°)	E (°)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
32.29	131.98	44	215	10	90	31	24	100

表2及び表3のパラメタに基づき、Mansinha・Smylie (1971) の理論を適用して、海底地形の変動量を算定した。そして、津波初期波形の水位を海底地盤の永久変位と等しいと仮定し、図6に示すような津波初期波形を時刻 $t=0$ 分において与えた。



(a) 1968年日向灘地震

(b) 1970年日向灘地震

図6 1968年及び1970年日向灘地震の津波初期波形

数値解析において、計算格子間隔は、緯度方向 923 m、経度方向 790 m とした。

図 5 に示す①～⑧の各地点における 1968 年及び 1970 年日向灘地震津波の水面変動の数値解析結果を図 7 に示す。各地点の静水深は、それぞれ、①大月: 131 m、②延岡: 73 m、③西都: 102 m、④宮崎: 57 m、⑤志布志 10 km 沖: 93 m、5 km 沖: 52 m、⑥佐多岬: 110 m、⑦指宿: 91 m 及び⑧西之表: 95 m である。

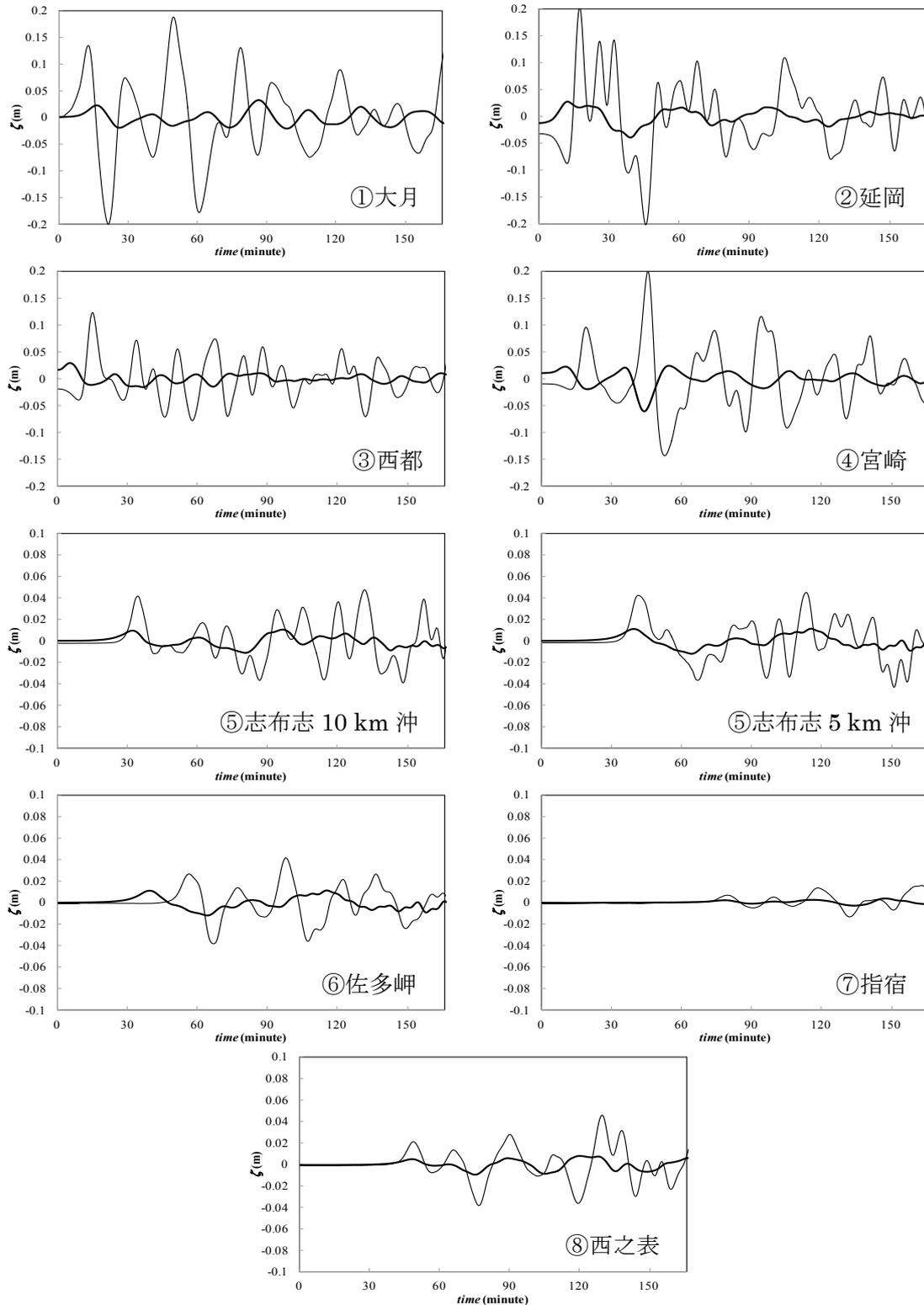


図 7 1968 年及び 1970 年日向灘地震津波に伴う図 5 の①～⑧の各地点における水面変動 (細線及び太線は、それぞれ、1968 年及び 1970 年日向灘地震津波の水面変動を表わす。)

波減が九州に近い日向灘地震津波の場合においても、地震発生から 2 時間経過してもなお、各地点で水面変動が残存する。志布志以南の⑤～⑧の地点では、大きな津波高さが現れていないが、①～④の地点では、⑤～⑧の地点に比べて大きな水面変動が見られる。ただし、1968 年と 1970 年の日向灘地震津波では、津波高さに明らかな差があり、1970 年日向灘地震津波は、①～⑧のいずれの地点においても、津波高さが 0.05 m に達しなかった。また、1968 年日向灘地震津波では、②延岡、③西都及び④宮崎において、津波が複雑な挙動を示した。これは、前述した 1946 年南海地震津波の場合と同様、津波が大陸棚上にトラップされたためである。

5. 桜島からの土砂流入を想定した津波の生成・伝播の数値シミュレーション

(1) 数値解析法

桜島は、活火山であり、大噴火によって山体崩壊が生じる可能性が否めない。そこで、桜島の山体崩壊等に伴いすべり下りた土砂が鹿児島湾に流入した場合、どのような津波が生成されるのかを数値解析により検討した。ここでは、密度が相対的に大きな流体を湾に流入する土砂に見立て、その総質量や流入速度を設定し、生成される津波の津波高さとの関係を調べた。その際、数値解析を MPS 法 (Koshizuka・Oka, 1996) により行なった。この基礎方程式は、連続方程式及び Euler の運動方程式であり、圧力は、Poisson 方程式を解いて求める。なお、本研究では、入部・仲座 (2011) による MPS 法の数値モデルを適用した。このモデルでは、自由水面の判定に粒子数密度の空間勾配を用いるため、水面における圧力擾乱が生じにくい。

(2) 桜島からの土砂流入を想定した津波の生成・伝播の数値解析

計算対象領域は、図 8 に示す、桜島西岸にある地点 S (N34°34'38"、E130°35'56") と甲突川河口の地点 R (N31°34'20"、E130°34'9") を結ぶ約 2.7 km の直線上の 1.6 km の区間とする。そして、津波の方向分散がないものと仮定して、断面 2 次元の数値解析を行なった。この直線に沿った水深分布を図 9 に示す。



図 8 桜島を含む鹿児島湾の一部の領域

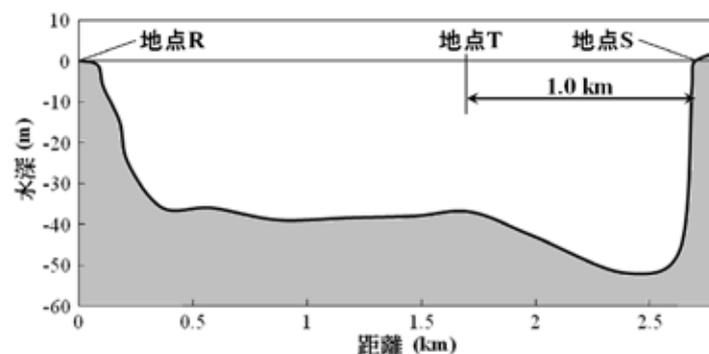


図 9 図 8 に示す鹿児島湾内の直線 RS に沿った水深分布

湾に流入する土砂に見立てる、密度が大きな流体の密度 ρ_s は、土砂の空隙を考慮した値である $1,600 \text{ kg/m}^3$ とした。また、その初期形状は、図 10 に示すような、高さ H 、長さ L の長方形とし、これを構成するすべての粒子に、鹿児島湾へと水平に向かう初速 V を与えた。すなわち、初期状

態において、流入土砂の先端は、地点 S の静水汀線に位置し、初速の向きは、地点 S から地点 R に向かう向きとする。これらの設定値を表 4 に示す。ここで、初速 $V=100$ km/h は、一般に、火砕流が示すと考えられている最大程度の流下速度の大きさである。ところで、粒子間距離を数 m に設定して、現地スケールを対象とした解析を MPS 法により行なったところ、正しい結果が得られなかった。そこで、数値解析では、粒子間距離を狭くするために、長さの縮尺 1/2,000 の領域を解析対象とした。すなわち、粒子間距離を 0.001 m とし、総粒子数を約 21,500 個とした。そして、得られた物理量を Froude の相似則により実スケールに換算した。

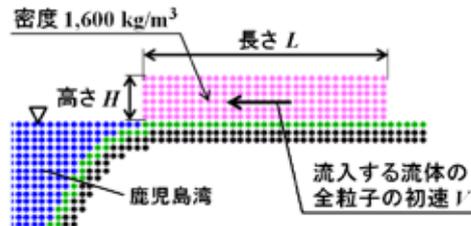


図 10 桜島からの流入土砂の初期状態

表 4 桜島からの流入土砂の計算条件

CASE	高さ H (m)	長さ L (m)	初速 V (km/h)	粒子数 (個)
LONG-fast	12	62	100	186
MIDDLE-fast		42		126
SHORT-fast		22		66
LONG-slow	12	62	50	186
MIDDLE-slow		42		126
SHORT-slow		22		66
long-fast	6	62	100	93
middle-fast		42		63
short-fast		22		33
long-slow	6	62	50	93
middle-slow		42		63
short-slow		22		33

地点 S から地点 R に向かって 1.0 km 沖に進んだ、図 9 に示す地点 T における水面変動の計算結果を図 11 及び図 12 に示す。地点 T における最高水位は、流入土砂の初期高さ $H=12$ m の場合、図 11 より、約 3.3 m~12.1 m であり、 $H=6$ m の場合、図 12 より、約 2.4 m~6.0 m となっている。地点 T における津波第 1 波の峰の高さを η_1 、第 2 波の峰の高さを η_2 とする。 L 及び V が等しい場合の η_1 を比較すると、すべての場合において、 $H=12$ m の場合の方が $H=6$ m の場合よりも η_1 が大きい。また、 H 及び L が等しい場合の η_1 を比較すると、 $H=12$ m 及び $H=6$ m の両者の場合とも、 $L=22$ m の場合を除いて、 V が大きい方が η_1 が大きい。更に、 $H=12$ m 及び $H=6$ m の両者の場合とも、 $L=22$ m かつ $V=100$ km/h の場合を除いて、 η_1 が η_2 よりも大きい。 $L=22$ m かつ $V=100$ km/h の場合には、流入する流体は、初速が大きい、長さが短いため、比較的短い時間で水面下に潜ってしまい、津波第 1 波の峰の高さがあまり大きくなりませんが、水中に潜った密度の大きな流体を沖向きに越えて行く津波第 2 波は、第 1 波よりも峰の高さが大きくなっている。以上のように、津波高さは、流入土砂の総質量、初期形状の高さ及び長さ、そして、流入速度に依存する。

なお、流入土砂の空隙を考慮せず、密度の大きな流体の密度を $\rho_s=2,600$ kg/m³ とした場合の数値解析も行なった。表 4 の LONG-fast の場合の、土砂の流入並びに津波の生成・伝播過程の数値シミュレーション結果を図 13 に示す。このとき、表 4 の条件に対して、地点 S から 1.0 km 沖の地点 T における最高水位は、 $H=12$ m の場合、約 4.5 m~17.8 m、 $H=6$ m の場合、約 3.1 m~8.7 m となり、 η_1 は、それぞれ、 $\rho_s=1,600$ kg/m³ とした場合の約 1.3~1.5 倍となった。また、 $\rho_s=2,600$ kg/m³ とした場合、 $H=4$ m、 $L=22$ m、かつ、 $V=50$ km/h のとき、地点 T で、 $\eta_1 < \eta_2$ となり、第 1 波と第 2 波の峰の高さの逆転現象が生じた。

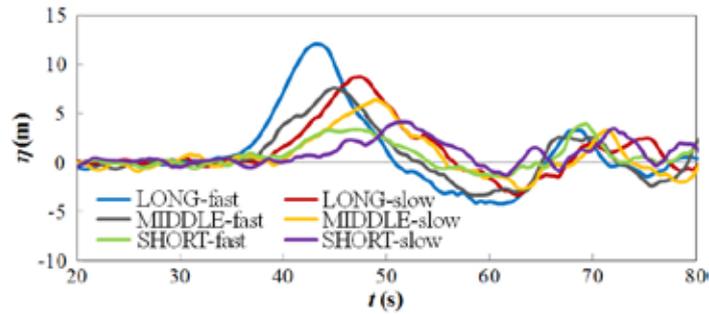


図 11 $H = 12 \text{ m}$ の場合の土砂流入に伴う水面変動（ここで、図 8 に示す桜島西岸の地点 S より甲突川河口の地点 R に向かって 1.0 km 沖に進んだ地点 T における計算結果が示されている。）

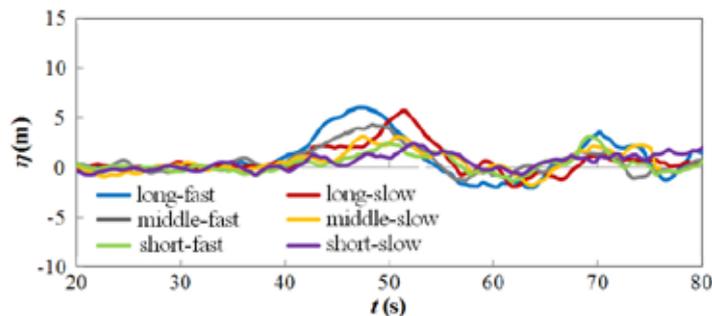


図 12 $H = 6 \text{ m}$ の場合の土砂流入に伴う水面変動（ここで、図 8 に示す桜島西岸の地点 S より甲突川河口の地点 R に向かって 1.0 km 沖に進んだ地点 T における計算結果が示されている。）

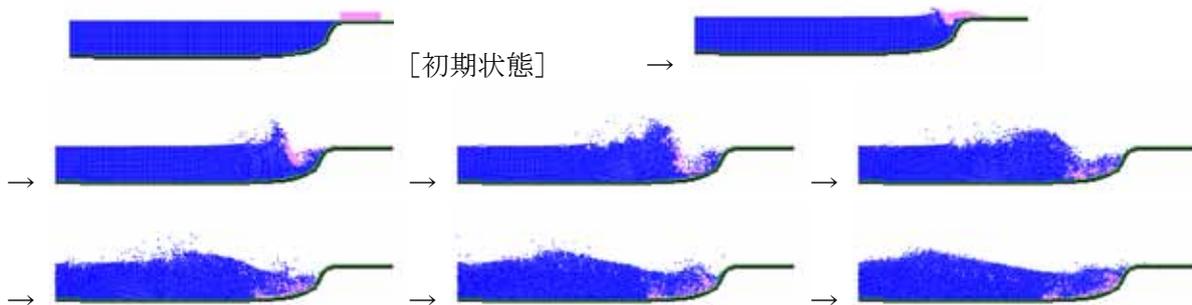


図 13 流入土砂の密度が $\rho_s = 2,600 \text{ kg/m}^3$ であるときの表 4 の LONG-fast の場合の解析結果

参考文献

- 相田 勇: 南海道沖の津波の数値実験, 東京大学地震研究所彙報, Vol. 56, pp. 713-730, 1982.
- 入部綱清・仲座栄三: 新たな勾配計算手法による MPS 法の精度向上に関する研究, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 67, No. 1, pp. 36-48, 2011.
- 柿沼太郎: 透水性海浜における内部波の挙動の数値計算, 海岸工学論文集, 第 48 巻, pp. 146-150, 2001.
- 山下 啓・柿沼太郎・山元 公・中山恵介: マッサシステム形成過程の数値解析, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. 6-10, 2012.
- Koshizuka, S. and Oka, Y.: Moving particle semi-implicit method for fragmentation of incompressible fluid, Nuclear Science and Eng., Vol. 123, pp. 421-434, 1996.
- Mansinha, L. and Smylie, D. E.: The displacement fields of faults, Bull. Seismological Society of America, Vol. 61, pp. 1433-1440, 1971.
- Shiono, K., Mikumo, T., and Ishikawa, Y.: Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to inter-mediate-depth earthquakes, J. Physics of the Earth, Vol. 28, pp. 17-43, 1980.