

1792 年有明海津波の再現性水理実験

富樫 宏由*・平山 康志**・谷口 祐治***・松本 慎市****

1. 緒 言

雲仙普賢岳の火山活動は相変わらず活発に続いている。丁度 200 年前にも普賢岳の火山噴火活動が起こっており、これに伴う地震によって普賢岳より約 4km 東方に位置する 2 つの釣鐘状ドームから成る眉山の一峰天狗山の大崩壊が発生し、岩屑流は土石流と化して有明海に突入して津波を誘発し、死者 15,000 人に達する大災害をもたらした。しかし、眉山にはもう一峰七面山が残っており、これも天狗山と類似の脆弱な溶岩質から成る山体であるが、現在の火山活動の進展と共に、その崩壊とそれに伴った岩屑・土石流出による 1792 年（寛政 4 年）有明海津波の再発が危惧されている。

この有明海津波は、同様に山体崩壊に伴って発生した歴史上の巨大津波としてよく知られるアラスカ・リツヤ湾津波やイタリア・ヴェイオントダム津波とはいろいろな点で特性がかなり異なるが、特に比較的浅くて 2 次元的に広い遠浅の内湾で発生した大津波であるという意味では、日本はもとより世界的にも珍しい近代未経験の津波であるがために、その実態は不明である。これについては相田（1975）の線形長波理論による数値実験によって、その概要はある程度把握されている。しかし、最近の都司（1991）の古文書による研究と実地踏査によると、熊本県沿岸の津波の痕跡高は、相田の調査結果に比べて記録の測点数が多く、また値もかなり大きかったよ

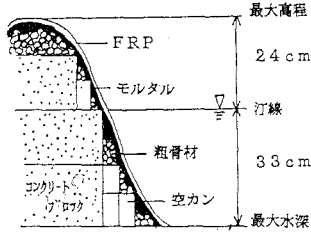
うでもあり、再発した場合を予測するためには、先ずはこの津波について現象の詳細を再検討する必要があるものと思われる。本研究は、この事例では従来行われたことのない水理模型実験によってその再現性を試行し、その実態を解明することを目的とする。

2. 実 験

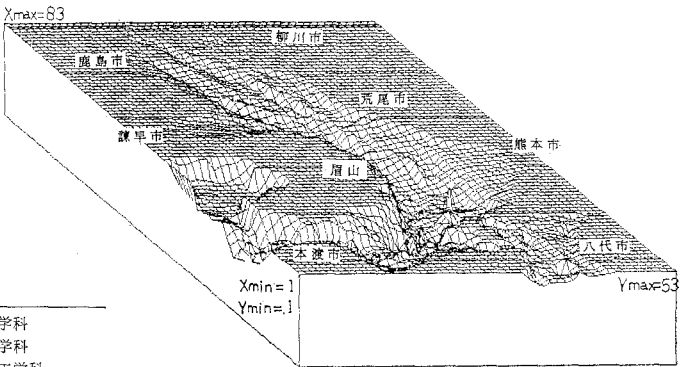
2.1 実験模型

水理模型はフルードの相似則によるものとし、模型縮尺は、有明海の現在地形と干拓の歴史のある 200 年前の旧地形との相違、古記録による津波の陸上週上痕跡高の大きさ、実験の測定方法・精度、模型製作の難易と精度等々を斟酌して、水平 1/8,000、鉛直 1/250 の歪模型とした。これによって、東西約 55 km×南北約 83 km の有明海のほぼ全域を含み、宇土半島の南側に一部八代海も含まれている。図一1 に示すように、最大水深は 80 m、最大高程は津波の最大痕跡高 50 m（真偽の程は別として）を考慮して 60 m までとってある。

図一2 に示すように、約 4 km 四方の島原を中心とする波源域の他は、海底及び陸上の地形を 1 km メッシュの格子点で高さを出して作製した。干潟が発達して干拓地の多い熊本・福岡・佐賀 3 県沿岸の海岸線は、いろいろな古文書の資料調査により、ほぼ 200 年前の干拓堤防の位置と見做される所まで後退して旧地形の再現を試みてある。干拓地の地盤高も、畦道等は別にして、ほぼ



図一1 模型製作断面図



図一2 有明海模型のメッシュ分割図

* 正 会 員 工 博 長崎大学教授 工学部社会開発工学科
** 長崎大学扶官 工学部社会開発工学科
*** 学生会員 長崎大学研究生 工学部社会開発工学科
**** 伊万里市役所

旧海底地形と見做してよいようである。波源域周辺の地形は、局部的には 500~250 m メッシュ間隔で高さを調べて特に急に形成したが、後述する理由でほぼ現在地形で作製している。波源域内の旧地形は不明であるが、次節で述べる理由で海岸付近は現在地形とほぼ同様な一様斜面と見做すことにした(図-3)。

2.2 波源の地形と造波運動機構のモデル化

さて、眉山の山体崩壊に伴った岩屑及び土石等の有明海への突入による造波運動機構のモデル化については、種々の古文書、従来の関連文献(例えば、太田, 1987; 片山, 1974等)とか最近の浜田ら(1991)によるボーリ

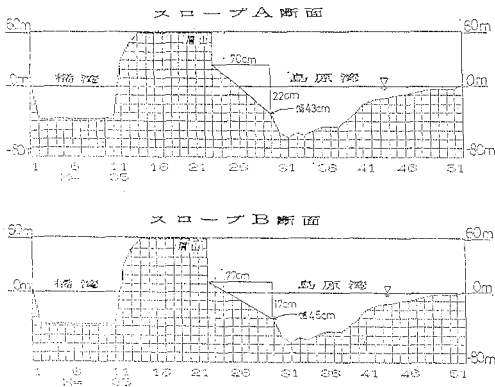


図-3 波源域の旧地形斜面モデル

	模型図	高さ	幅	奥行き
M 1		15 cm	4.2 cm	6.2 cm
M 2		15 cm	4.2 cm	6.2 cm
M 3		17 cm	4.2 cm	3.1 cm
M 4		18 cm	4.2 cm	2.5 cm
M 5		24 cm	4.2 cm	3.7 cm
M 6		24 cm	4.2 cm	3.5 cm

図-4 滑落物体モデル

ング調査報告書を参照して、海岸付近の旧地形を一様斜面の滑り台として、その上を崩壊物体が海中に突入するものと想定して、図-3 に示す2通りの旧地形斜面モデルを設置した。現海岸線と旧海岸線の間の崩壊物の堆積層厚は平均約 7 m, 大きい所で 15~20 m 位になっているようである。従って、1つの旧地形斜面は現在地形より 7~10 m 下に(スロープA), 他の1つは 15~20 m 下に(スロープB)直線滑り面として設定した。巾は上部が 3.4 km, 下部が 3.6 km 程度のやや台形状で、海中の先端部は現在海底地形にすり合わせてある。この上を崩壊堆積物から成る楔状の現在地形を滑り落とすことを基本としたが、実際は津波の発生・伝播と陸上遡上等の全体的な状況を見ながら、他にも試行錯誤的に合計6種類の滑落物体モデルを試作して実験を行った(図-4)。滑落継続時間は 5 min 程度とした。図-5 に有明海模型海域の概要を示す。

2.3 実験方法

滑落物体モデルによる造波方法については、当初は波源背後に設置してあるフラップ型造波機とロッドで連結して機械的な連動造波方式としたが、その運動状態を見てある程度心得た後は、繰返して実験する必要がない限り、滑落継続時間を見計って手動とした。

潮位は平均潮位と満潮位の2通りの場合について実験

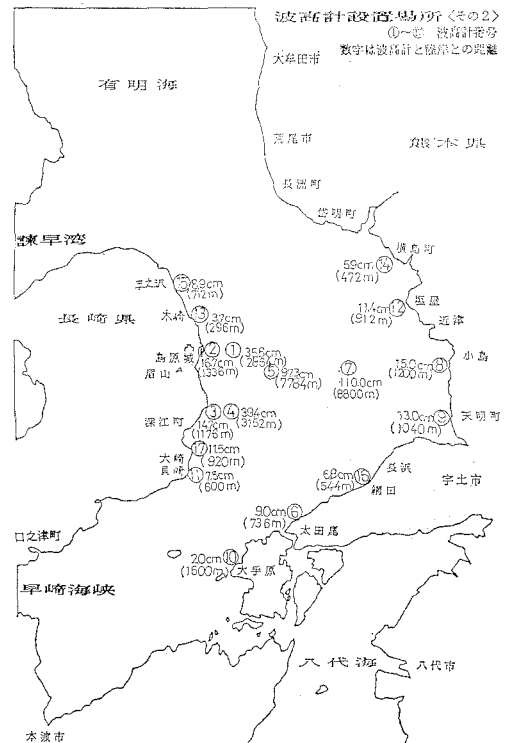


図-5 有明海の概要と測点配置の一例

を行った。容量式波高計による波形記録は、波源域周辺と島原半島及び熊本県沿岸の合計 18 測点（図-5）で同時測定し、パソコンによりフロッピーディスクに収録した。尚、測点数が非常に多く、陸上遡上高の目測は出来なかった。次章で沿岸各地における津波の陸上遡上痕跡高と比較するデータは、当該地点の汀線近傍に設置した波高計記録波形の正の最大振巾を用いてある。

3. 結果と考察

目的は1792年有明海津波の再現性を調べることであるが、そのための唯一の手段は古記録に基づく陸上遡上痕跡高の調査結果による検証である。この津波の発生はほぼ満潮時であったので、ここでは満潮位の場合のみを対象とする。実験結果によれば、最初に設定した旧地形斜面が浅いスロープ A の場合は、現地形はもとより他の全ての滑落物体モデルによっても造波効率が悪く、図-6 に滑落物体モデル M4 による発生波高が最も大きい場合の 1 例を示すが、想定される大きな津波は発生しなかった。ただし、スロープ A の場合は全て、島原南方の深江、大崎では第 1 波より 2、3 波目の方が波高が大きかった特徴が指摘される（図-7）。

次いで、2 番目に設定した旧地形斜面が深いスロープ B の場合は、全ての滑落物体モデルについて概して造波効率が良く、ほぼ想定される大津波が発生し得ることがわかったので、ここではこの場合の 3 例を示すことにす

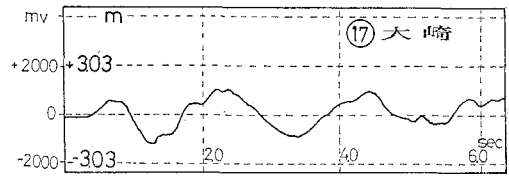


図-7 島原半島沿岸（大崎）の記録波形

る。測定は津波痕跡高の大きい熊本県沿岸を重視した。

図-8 は基本とする現在地形の滑落モデル M1 による場合である。対岸の熊本県沿岸のうち、中央部の熊本平野の辺りは実験値と痕跡高は類似しているが、その他の実験値は全体的に都司の調査結果による痕跡高の半分乃至それ以下である。島原半島沿岸でも、実験値は相田の調査結果による痕跡高よりもまだかなり小さい。従って、この滑落物体モデルは適当ではないことがわかる。

図-9 は滑落物体モデル M4 による実験結果であり、図-6 と比較すればスロープ A との相違が歴然としている。島原側の波源付近とその正面对岸の熊本側の平野部では、実験値は相田・都司両者の痕跡高よりも若干大きく、熊本県沿岸の塩屋では実験値と都司の痕跡高はほぼ一致しているが、その他の地点の実験値はまだ都司の痕跡高には及ばない。しかし、熊本県沿岸の実験値の地理的分布は、現在地形モデルによる図-8 の場合とよく似ており、痕跡高の地理的分布との類似性から見ても再現

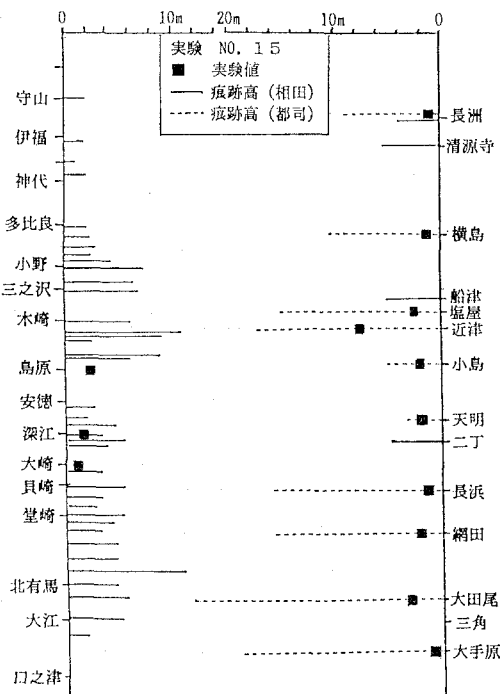


図-6 津波の高さ分布図

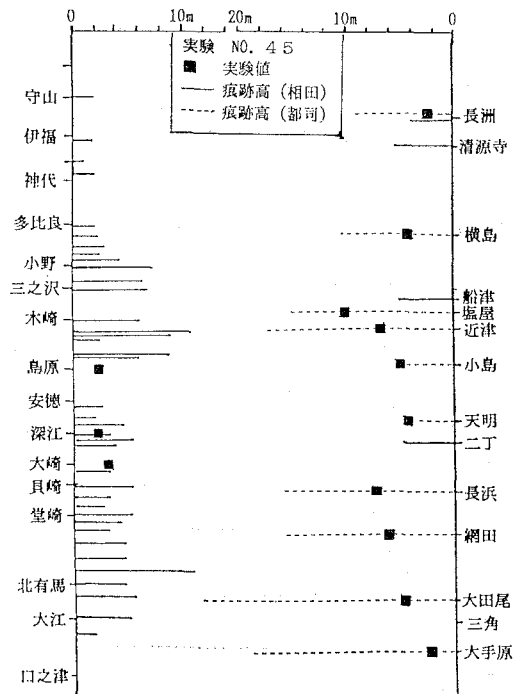


図-8 津波の高さ分布図

性は比較的良好に思われる。図-10 にはこの場合の熊本側を代表する3測点の記録波形を示すが、塩屋と小島では波峰がソイトン分裂し始めている。波源の最大振巾は、図-5の島原沖合①、④、⑤3点の平均で16.5 m、沿岸南北側に平均 8.7 m、周期は7~13 minであった。

図-11は、図-4に示すM6の逆さ船体舳先状のかなり丸みを帯びた滑落物体モデルによる実験結果である。島原半島沿岸の測点数を少し増した分だけ、相対的に熊本県沿岸の測点数が減っている。この場合の津波の高さの地理的分布は、前の図-8、9とは、定性的にも定量的にもかなり異なり、実験値は全体として大きく、相田と都司の調査結果の中間位になっているが、特に波源域とその正面の対岸は相田、都司による痕跡高の2倍位大きい。このように波源の発生波高が大きいために、津波は有明海の全域と八代海にまで拡がって伝播する状況が目に見えて確認され、寛政4年大津波の再現を想起させる結果であった。この場合の滑落物体のモデル形状は、恰も巨大土石流の先端部に類似したものが海中に突入したことを暗示している。突入速度は、滑落継続時間から逆算すると、少なくとも10 m/s 以上となりそうである。

図-12に、この場合の各測点の記録波形の全容を、島原半島沿岸と熊本県沿岸に2分して示す。波源の振巾は①17.3 m、②10.8 m、③10.7 m、④15.1 m、⑤17.5

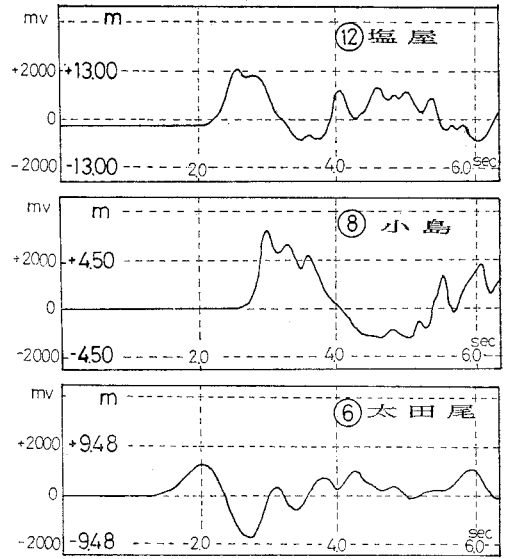


図-10 熊本県沿岸(3測点)の記録波形

m、周期は7~15 min、と大きかったので、島原半島沿岸でも、図-7とは異なり、測定範囲内では全て第1波が最大である。相田の数値実験で第2波以降で振巾が最大となるのは、この測定範囲外の北部と南部になる。

また、熊本県沿岸では、やはり第1波が殆ど同じ大きさで最大振巾となるが、それに後続する波形は測点毎に

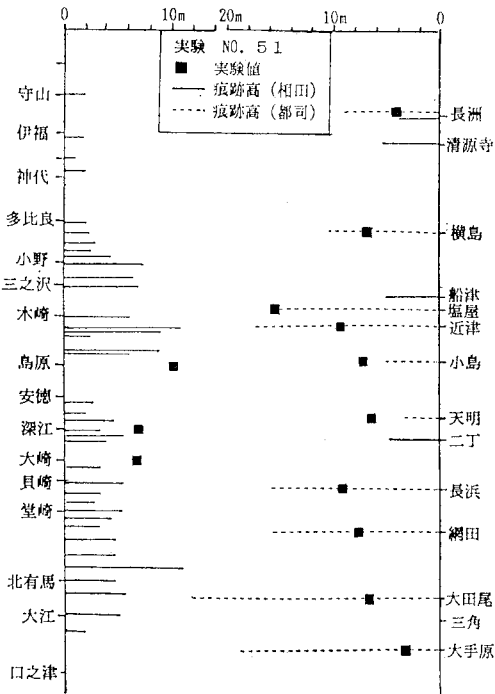


図-9 津波の高さ分布図

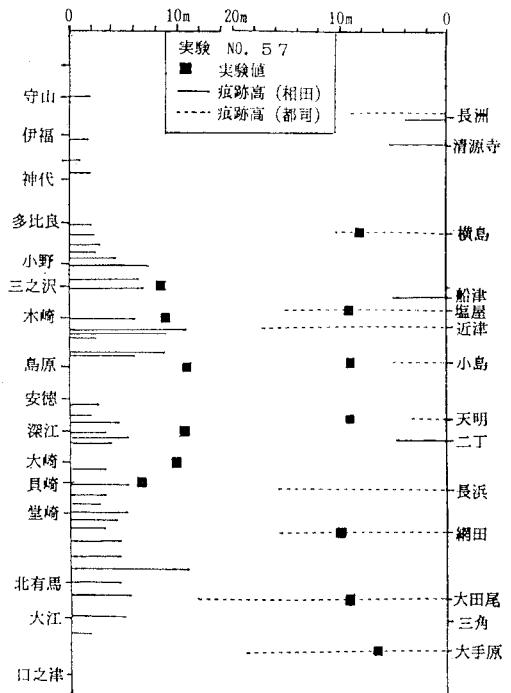


図-11 津波の高さ分布図

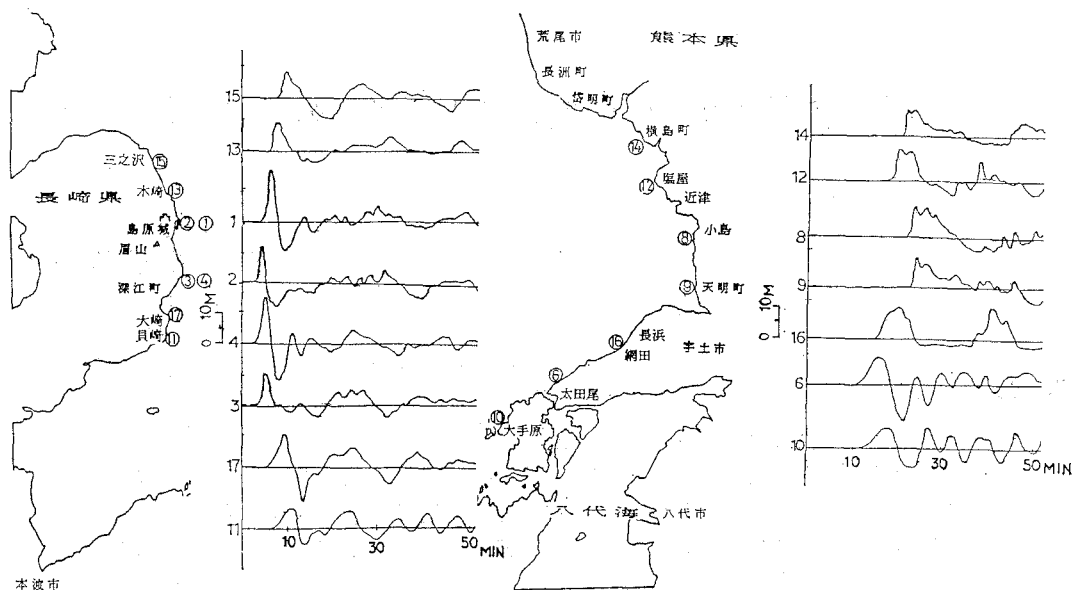


図-12 有明海沿岸各地の津波波形記録 (No. 57)

局所的な地形効果が現われて特徴的な変化をしている。
図-10 に示す同じ測点の波形は殆ど変わらない。

4. 結 論

実験結果は以下のように要約される。

1) 最初に設定した旧地形斜面が 7~10 m と浅い場合は、現在地形はもとより他の全ての滑落物体モデルによっても造波効率が悪く、想定される大きな津波は発生しないことがわかった。

2) 一方、2 番目に設定した旧地形斜面が 15~20 m と深い場合は、全ての滑落物体モデルについて概して造波効率が良く、特に逆さ船体触先状の滑落物体モデルが比較的大きな津波を発生し、これが有明海の全域と八代海にまで拡がって伝播することがわかった。従って、海中に突入した滑落体の先端部は、小山のように盛り上がって水を押し出していたことを示唆している。突入速度は、少なくとも 10 m/s 以上と推算される。

3) これを1792年有明海津波の沿岸における各地の痕跡高と比較すると、実験値は相田と都司の調査結果の中

間位にあり、ほぼ寛政4年大津波の再現を想起させる結果が得られた。この場合の波源域における津波の最大振幅(静水面上の高さ)は、正面の東側に 15~18 m、側面の南北側に約 11 m、周期は 10 min 前後であった。

謝 辞：本研究は、文部省科学研究費補助金、平成3年度総合研究(A)「土砂流出による津波の発生の予に関する研究」(研究代表者 入江 功九州大学教授)による研究の一部であることを付記して謝意を表する。

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 第2輯, 第28巻, pp. 449-460.
- 太田一也 (1987): 眉山大崩壊のメカニズムと津波, 月刊地球, Vol. 9, No. 4, pp. 214-220.
- 片山信夫 (1974): 島原大変に関する自然現象の古記録, 九州大学理学部 島原火山観測所研究報告, 第9号, pp. 1-45.
- 都司嘉宣 (1991): 寛政の大津波による熊本県沿岸部津波高さ分布, 「雲仙災害」防災シンポジウム資料, 東大地震研究所.
- 浜田政則・三沢良文・アイダン, オメール (1991): 島原市の地形・土質条件に関する考察——眉山崩壊のメカニズムと反復性——, 東海大学海洋学部, 40 p.