

10. 湖沼突入に伴う津波の流況に関する水理実験

10.1 はじめに

地震による地殻変動に伴った沈降域で形成される沿岸湖沼には、津波堆積物が残されることが多い。岡村・松岡（オンライン）は、大分県、徳島県、高知県沿岸に分布する沿岸湖沼におけるコアリング調査から、多くの津波堆積物を発見している（図 10-1）。このような津波堆積物は、史料などから判っている一連の南海トラフ巨大地震（図 10-2。図中の N1 は東海、N2 は東南海、N3 と N4 は南海の推定震源域を示す）による津波堆積物をすべて保存している訳ではない。岡村・松岡（2008）は湖沼に残された堆積層厚と津波外力の関係から、南海トラフ巨大地震の中でも、特に波源域や断層のすべり量が大きくなるといわれている連動型南海トラフ巨大地震（例えば、1707 年宝永地震）によると示唆している。沿岸湖沼の津波堆積物は平野部における津波堆積物よりも比較的保存状態も良い場合が多いため、沿岸湖沼の地形学的条件、湖底の堆積状況、その層厚と津波外力の関係が明らかになれば、古津波の諸相をより明確にすることができる。

松富ら（2001）は、1998 年パプアニューギニア地震津波におけるラグーン地形を対象とした水理実験を実施している。この研究は砂嘴上に群生していた椰子の津波減勢効果を評価するために行われた実験であったため、ラグーン内の津波（跳水）の水理学的特性については、沿岸津波の浸水深とラグーン内最大浸水深の関係に関する議論にとどまっている。ゆえに、沿岸湖沼やラグーンに突入する津波の水理学的特性について不明の点が多い。

以上から、湖沼に突入する津波の水理特性について、定量的に把握することを目的として、水理実験を実施する。

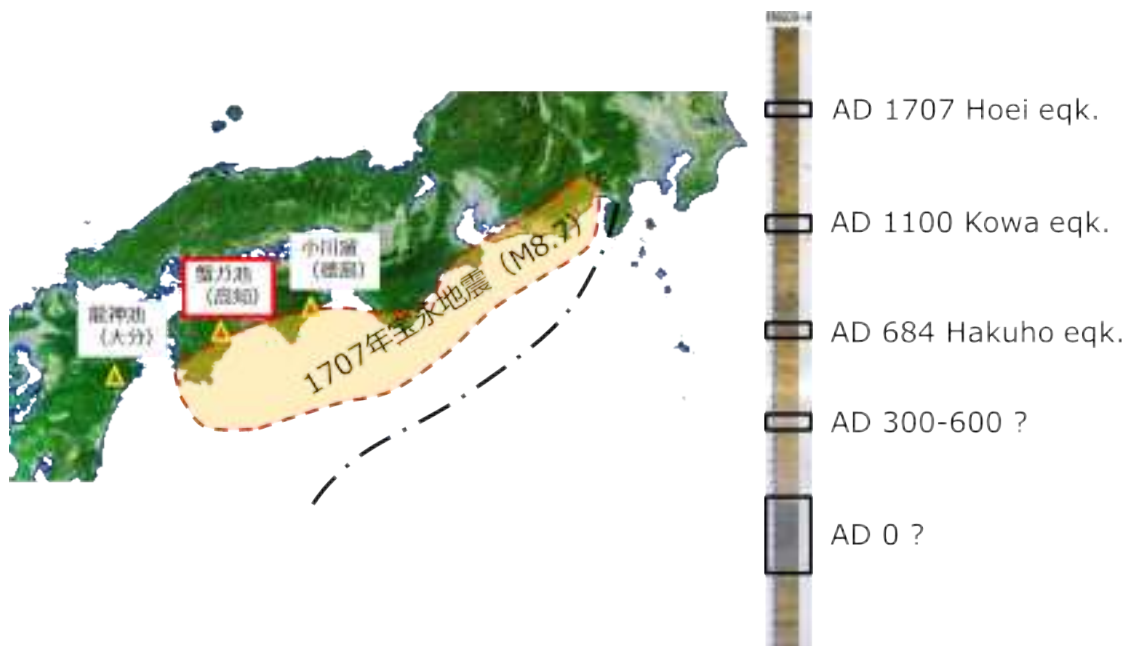


図 10-1 大分県，徳島県，高知県沿岸に分布する沿岸湖沼の位置とコアリングから得られた津波堆積物とその年代（岡村・松岡，オンラインに加筆）

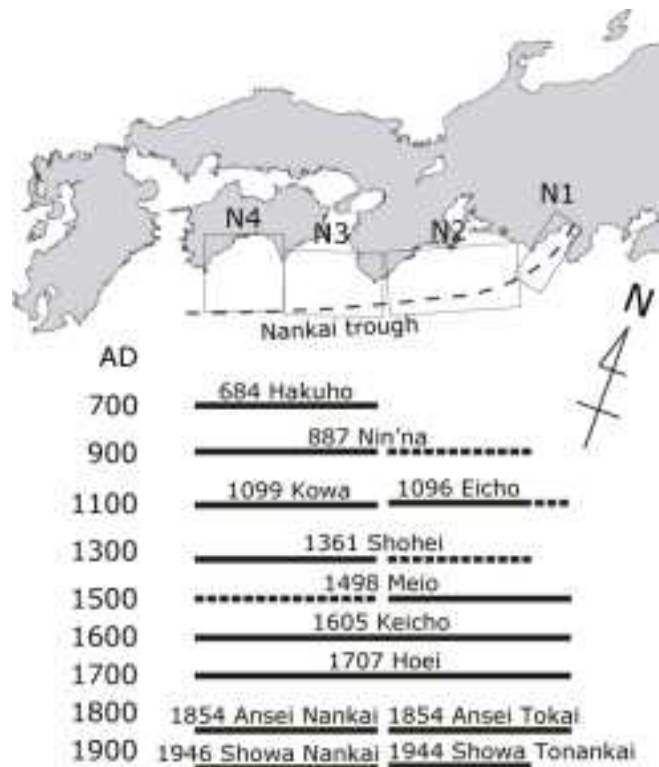


図 10-2 南海トラフ巨大地震の再来間隔とその震源域.

10.2 水理実験

(1)実験の概要

水理実験は、全長 17 m、幅 0.3 m の鋼矩形断面 1 次元水槽を用いた。水路の概略を図 10-3 に示す。津波氾濫流はゲート急開により再現した。ゲート下流 4 m 位置から 1/30 の斜面、浜堤を円弧地形で模した。また浜堤背後には全長 5 m の湖沼が設置してある。図中の H_U は貯留水深であり、この水位を変化させることにより、段波強度を変化させた。 D_p は湖沼水深である。水路下流端には斜面直後に設置したものと同様の円弧地形を設置し、円弧地形を越えた津波は自由に越流することができる場合（沿岸平野部に湖沼がある場合）と壁面を設けて完全反射とする場合（湖沼陸側が崖地形となっている場合）を検討する。

本実験では、湖沼を突入する津波の水理諸量の把握が目的であるため、低床はすべて固定床とし、豊浦標準砂を水路床に貼り付けることによって底面粗度を与えた。

本実験の模型縮尺は 1/100 としている。これは、大分県龍神池の水深や蟹ヶ池の水深を参考にしており、現地スケールで 2~10 m 程度の湖沼水深に対応する。

(2)計測項目と方法

本実験においての計測項目は水位と流速とした。図 10-4 に計測機器の位置を示す。S0 は斜面法先位置であり、S1 から S4 は汀線から浜堤頂上までの計測位置を 0.38 m 間隔で設置した。S0 は容量式波高計（KENEK 社製）を用いた。S1 から S4 までは超音波変位計（OMRON 社製）を用い、S4 のみ、プロペラ式流速計（KENEK 社製）で流速も測定している。P1 から P12 は湖沼内の計測位置を示し、P1 から P6 までは水位（超音波水位計、OMRON 社製）と流速（プロペラ式流速計、KENEK 社製）を 0.25 m 間隔で計測した。P7 から P12 までは、0.5 m 間隔で設置し、P7 は水位（超音波水位計、OMRON 社製）と流速（プロペラ式流速計、KENEK 社製）、P8 から P12 は水位（超音波水位計、OMRON 社製）を計測した。

流速については、プロペラの中心が低床から 5 mm となるように設置し、計測を行った。ただし、本計測で用いた流速計のレンジは ± 100 cm/s である一方で、浜堤直後の湖沼では、100 cm/s 以上の流速が生じていた。そのため、流速値においては 100 cm/s 以上の値は本報告では参考値とする。

各種データは電圧値で返されるため、デスクトップ PC の AD ボードに入力し、20 Hz サンプリングで計測を行った。実験は同様の実験ケースを 3 回繰り返し、その再現性を確認した。

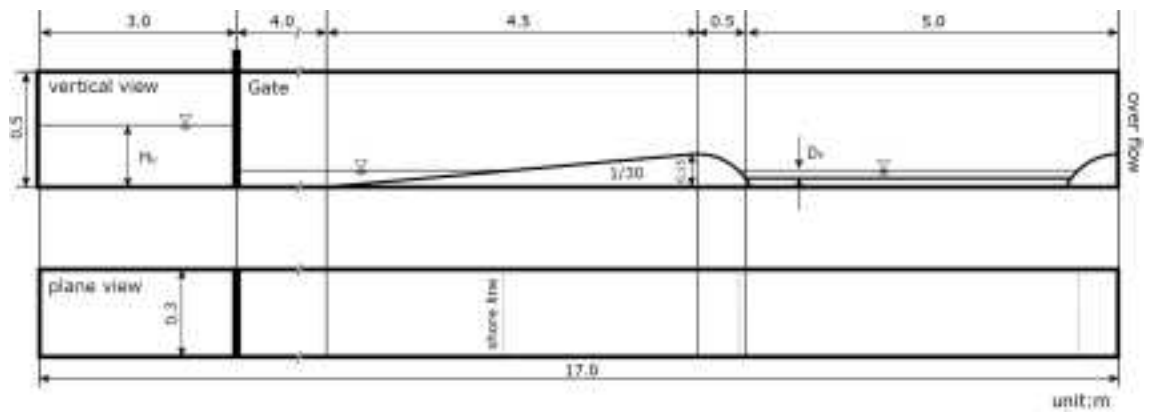


図 10-3 実験水路の概略

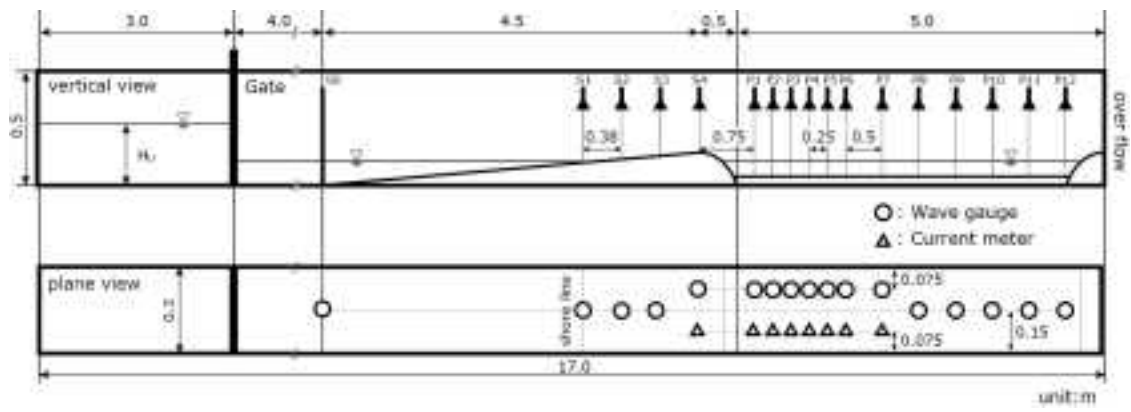


図 10-4 計測機器の位置

(3)実験条件

本実験条件を表 10-1 に示す。 H_U は 0.3, 0.35, 0.4 m の 3 パターンに変化させた。ゲート下流から斜面までの静水深 h_0 は 0.12 m とし、湖沼水面位置は静水位面に合わせた。 D_p については 0.05 m とした。なお、表中の*は現在実施中、あるいは今後実施予定の実験条件を示している。

表 10-1 実験条件

H_U , m	0.30, 0.35, 0.40
h_0 , m	0.12
D_p , m	0.025*, 0.05, 0.10*
下流端条件	越流, 完全反射*
移動床条件	斜面: 固定床, 移動床*
	湖底: 固定床, 移動床*

10.3 水理実験結果

(1)流況

図 10-5 に浜堤背後から湖沼における氾濫流況を示す。実験条件としては、 $H_U=0.4$ m, $D_p=0.05$ m である。

浜堤を越えた津波は湖沼に突入するとともに跳水を発生させながら湖沼を伝播していく(図 10-5(a))。湖沼に突入した津波により跳水位置より下流側では段波が再び生じ、下流側に向かって伝播していることがわかる(図 10-5(b), (c))。その後、湖沼内に移動跳水が生じ、跳水区間は下流側に移動していく(図 10-5(d), (e))。

図 10-6 に湖沼内における氾濫流況を示す。湖沼に突入した氾濫流は、上流側では跳水を発生させ、下流側では段波形態となって伝播している様子が見られる(図 10-6(a), (b))。また、下流端に到達した段波は上流側に向かうように反射して伝播し(図 10-6(c))、移動跳水区間に到達することで、跳水が消失する。このように湖沼内の氾濫流は、常流から射流、移動跳水や段波が湖沼内で形成するため、非常に複雑な流況となることがわかる。



(a) 湖沼内に突入直後の様子



(b) 跳水が発生している様子



(c) 上流側で移動跳水，下流側では段波となり伝播している様子



(d) 移動跳水となり下流側に移動している様子



(e) 撮影区間において射流状態となっている様子

図 10-5 浜堤背後から湖沼における氾濫流況



(a) 湖沼内の移動跳水と伝播する段波の様子



(b) 湖沼内の移動跳水が下流側へ移動している様子



(c) 湖沼内の移動跳水と湖沼下流で反射して上流に伝播する段波の様子

図 10-6 湖沼内における氾濫流況

(2)各測点における水位時系列

図 10-7, 10-8, 10-9 に各貯留水深に対応した斜面上における各測点での浸水深の経時変化を示す。各計測点の経過時間は段波の波面が斜面法先を通過した時刻を 1 s として同期を取っている。入射段波の周期は、本実験条件ではおおよそ 26~30 s 程度であり、現地スケールでは 4~5 min 程度の周期に対応する。また、S0 の段波高 D_b で段波強度に換算すると D_b/h_0 は 0.8~1.2 の範囲内となり、分散性を含まない砕波段波の条件となる。また、20 s 付近で 0.05 cm 程度の段波が計測されているが、これは水路上流部からの反射であるため、これ以降のデータは議論しない。

斜面法先近くの S0 や S1 では、氾濫初期の区間では波面が切り立った段波で伝播している様子や、S2 から S4 では緩やかな波形勾配となり、斜面上で砕波していることがわかる。

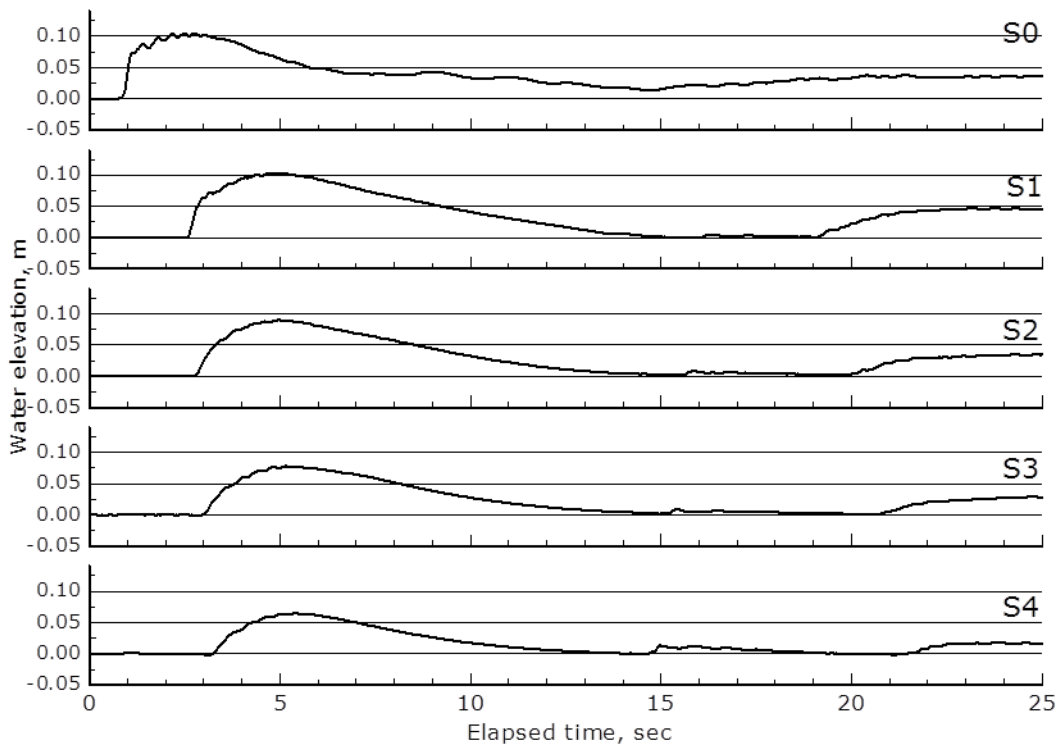


図 10-7 斜面上における各測点の浸水深経時変化 ($H_0=0.30$ m)

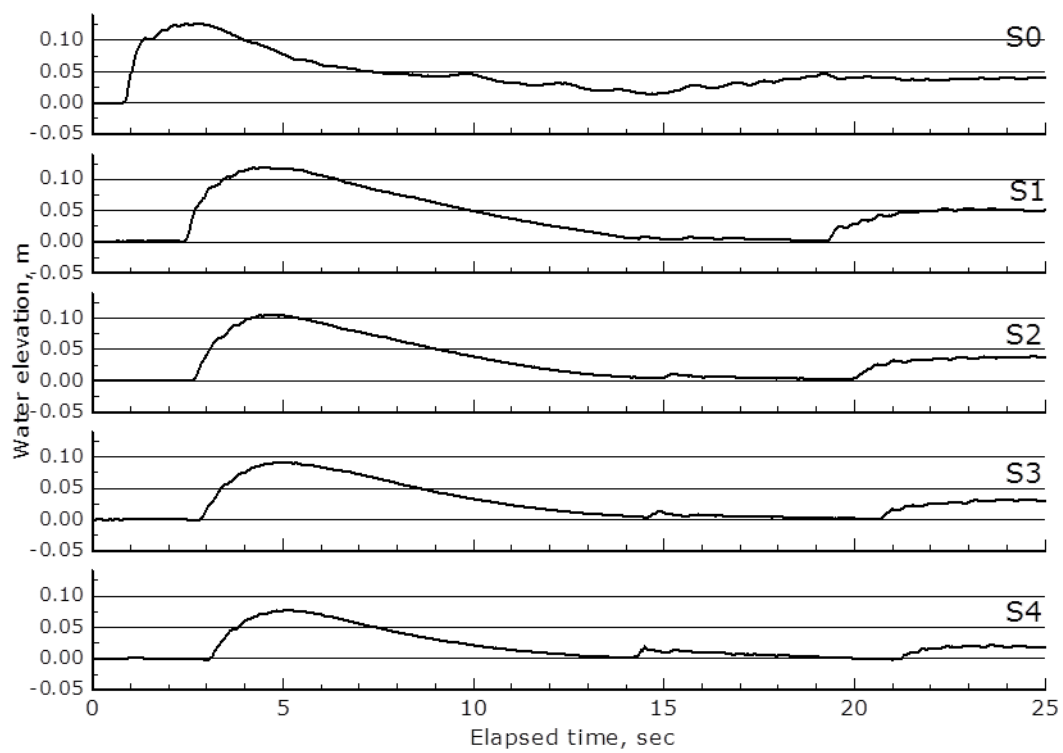


図 10-8 斜面上における各測点の浸水深経時変化 ($H_0=0.35$ m)

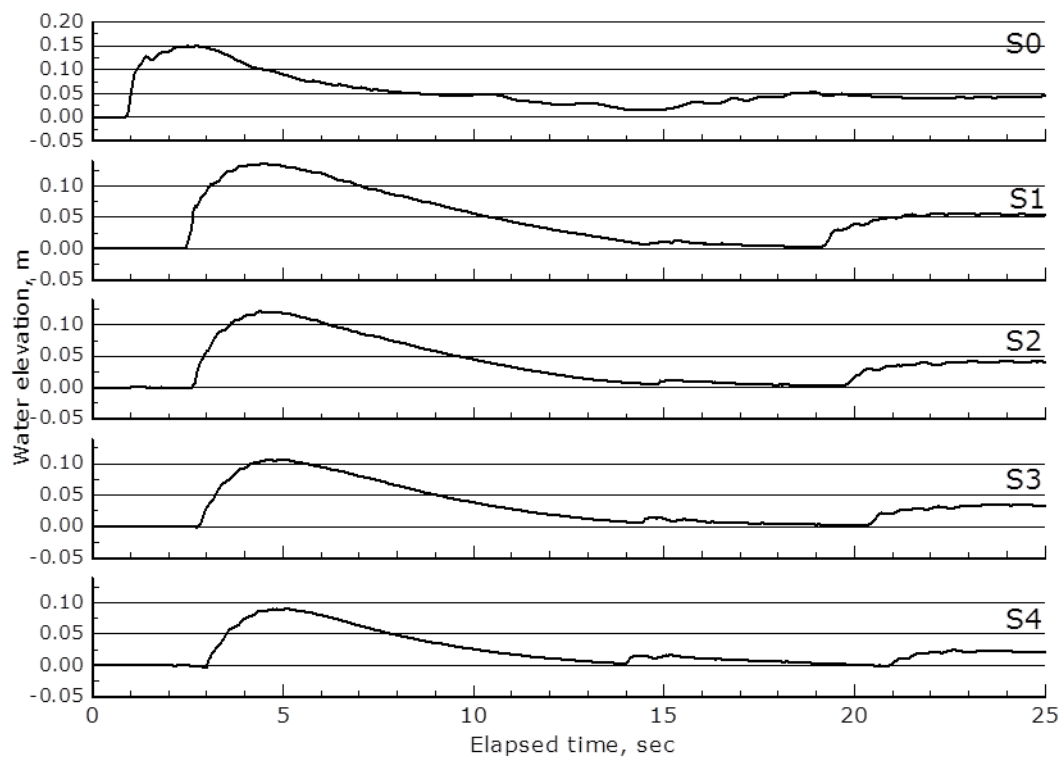


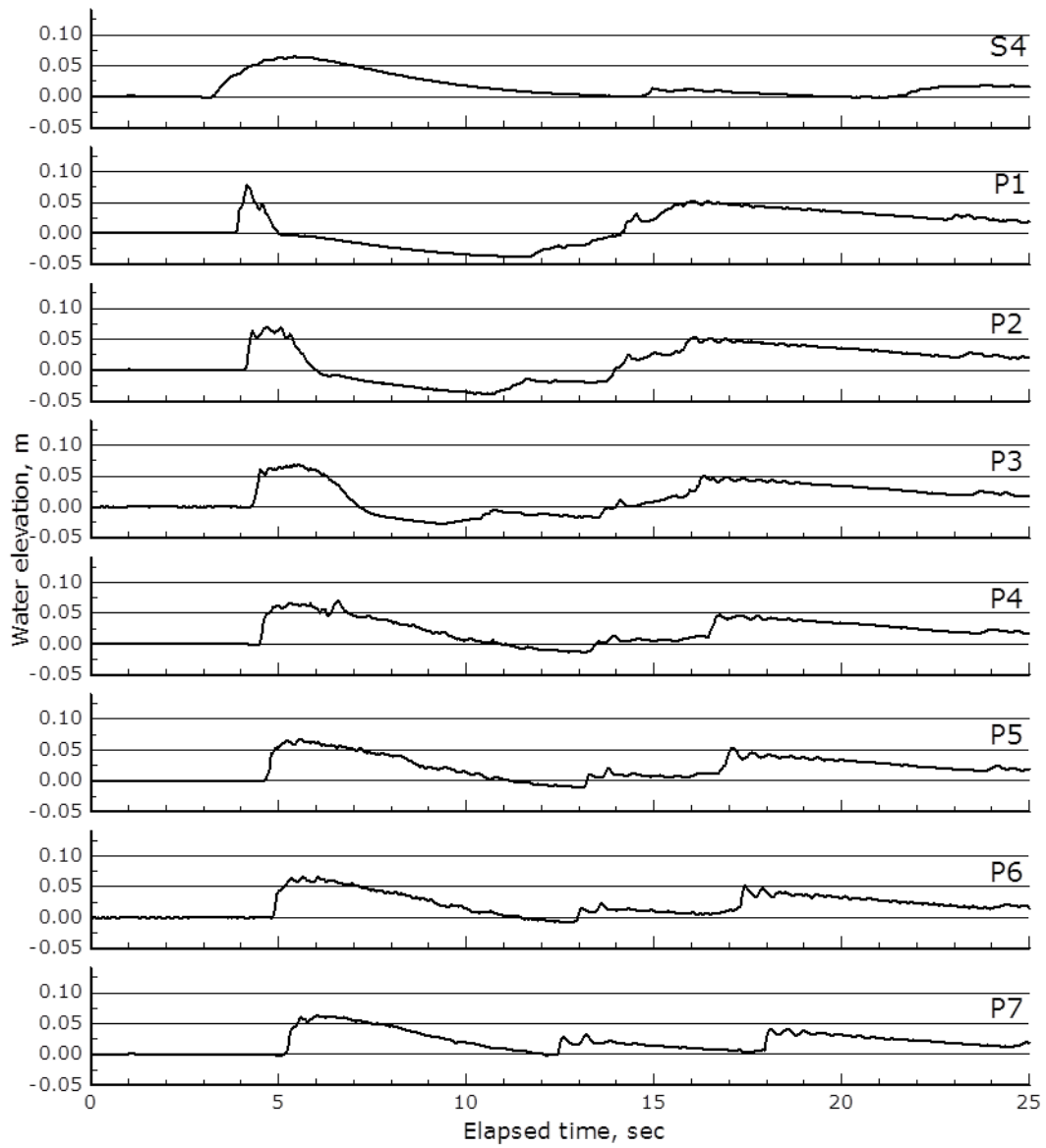
図 10-9 斜面上における各測点の浸水深経時変化 ($H_0=0.40$ m)

図 10-10, 10-11, 10-12 に湖沼内の水位経時変化を示す。ここでは湖沼の静水位を基準としている。

各図から、氾濫初期の段階では、段波の形態を呈しながら、湖沼に突入していることがわかる。また、外力が小さくなるにつれて、浜堤から離れるにしたがってその継続時間は長くなることがわかる。

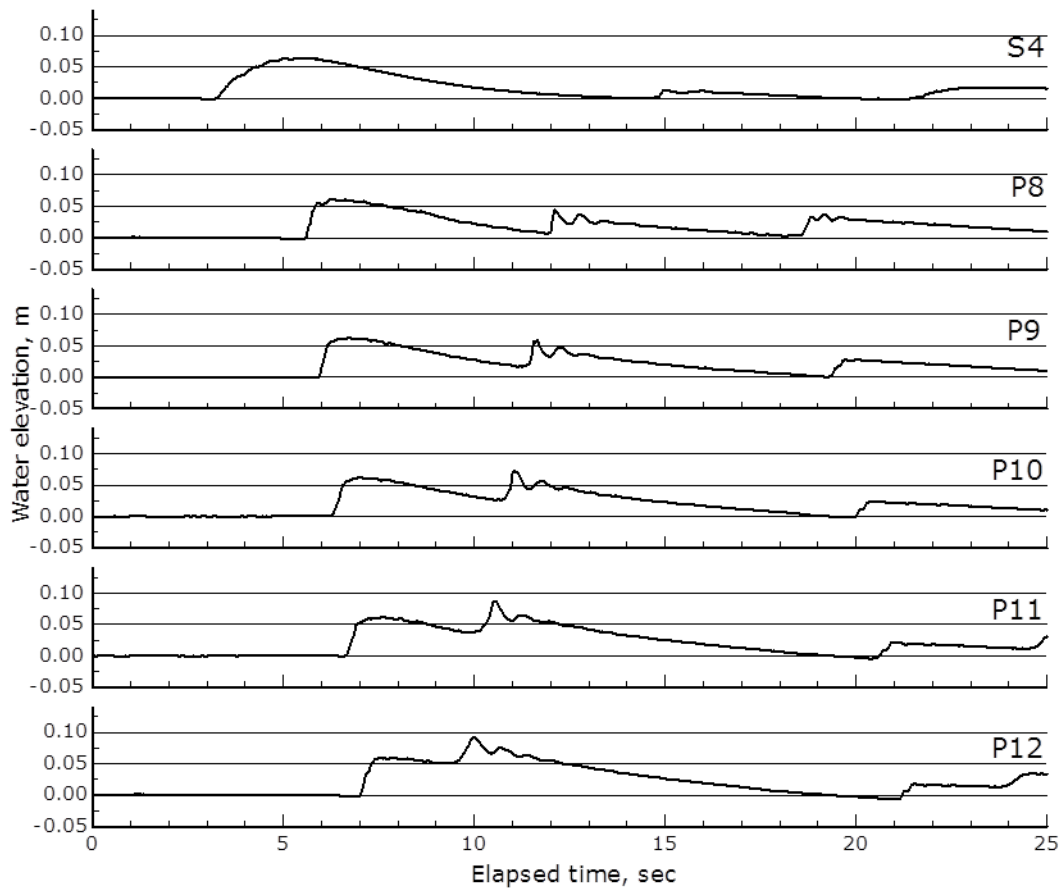
跳水発生後の流況を見ると (5 ~10 s), 浜堤近傍の湖沼では段波突入後に水位が低下していることがわかる。外力に因らず、水位の低下は最大で 0.04 m (湖沼低床から 0.01 m) である。また、水位が低下する範囲についても、外力に因らず P6 付近までということがわかる。このことは、津波外力と浜堤規模の関係によって湖沼内に突入する津波の水理量がコントロールされていることを示唆しており、特に浜堤頂上部付近で生じる限界流の影響によるものと考えられる。

さらに、湖沼の下流部からの反射段波が水位低下時 (10~15 s) に到達していることも興味深い。ただし、この関係は氾濫流主流方向の湖沼長さと津波の周期と関係付けられると考えられる。本実験では湖沼長さは一定としているため、今後の検討課題の一つとする。



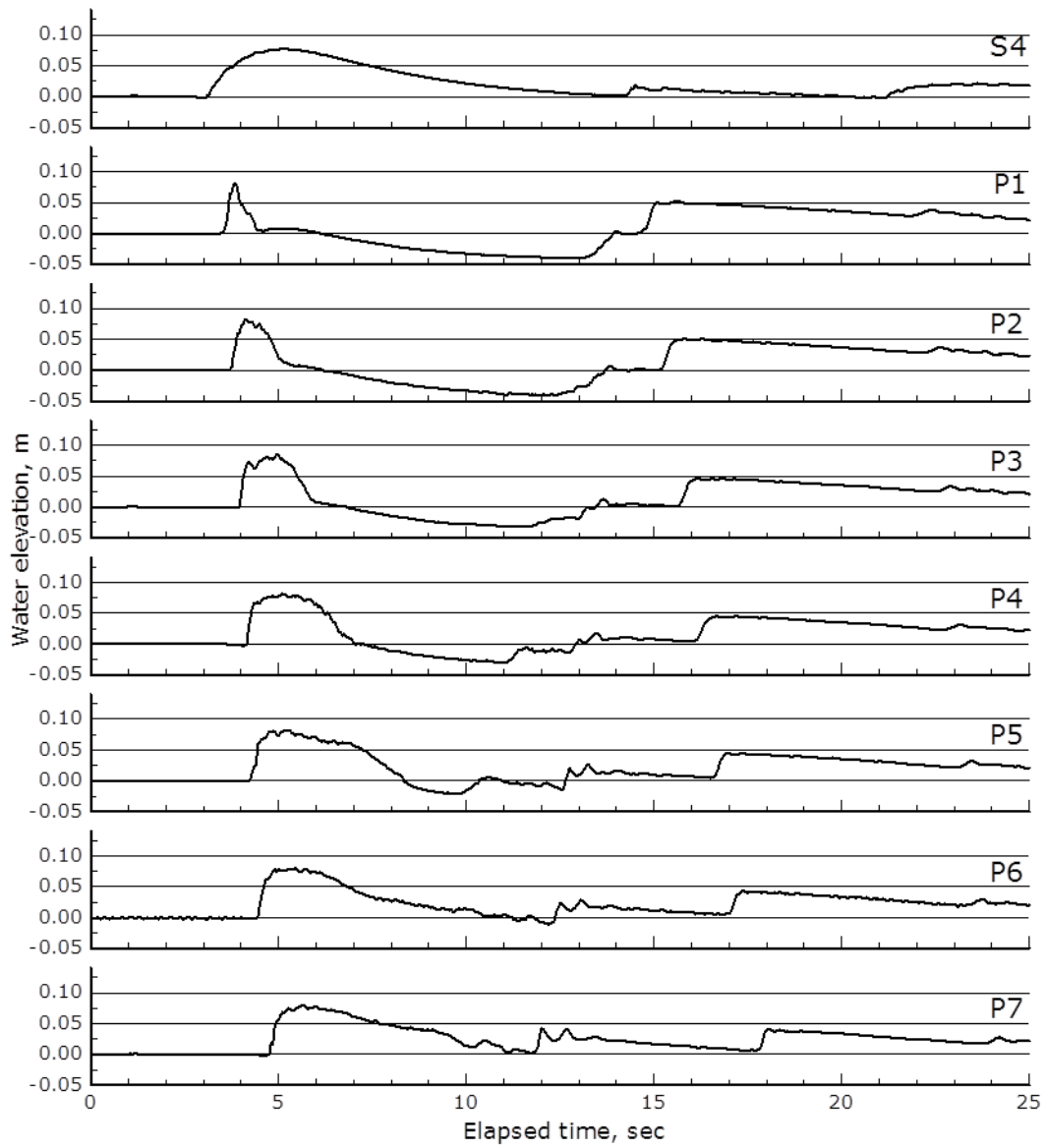
(a) P1 から P7

図 10-10 湖沼内の水位経時変化 ($H_0=0.30$ m)



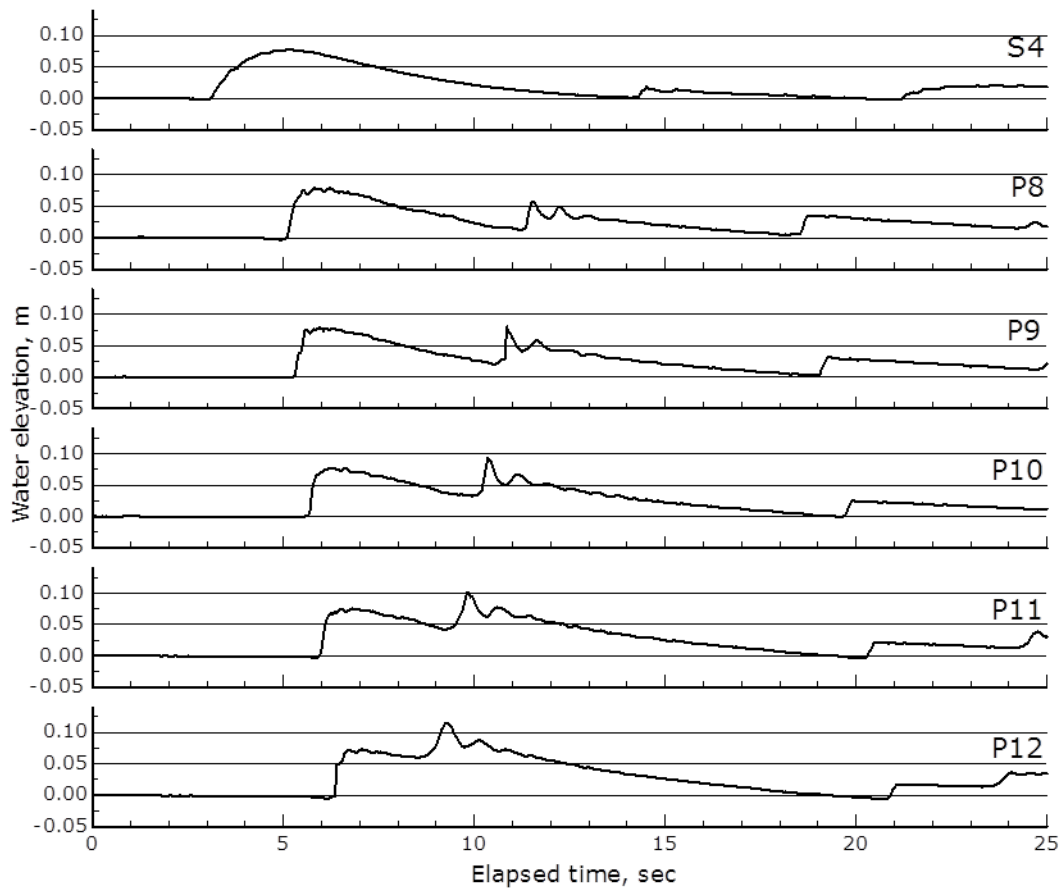
(b) P8 から P12

図 10-10 湖沼内の水位経時変化 ($H_0=0.30$ m)



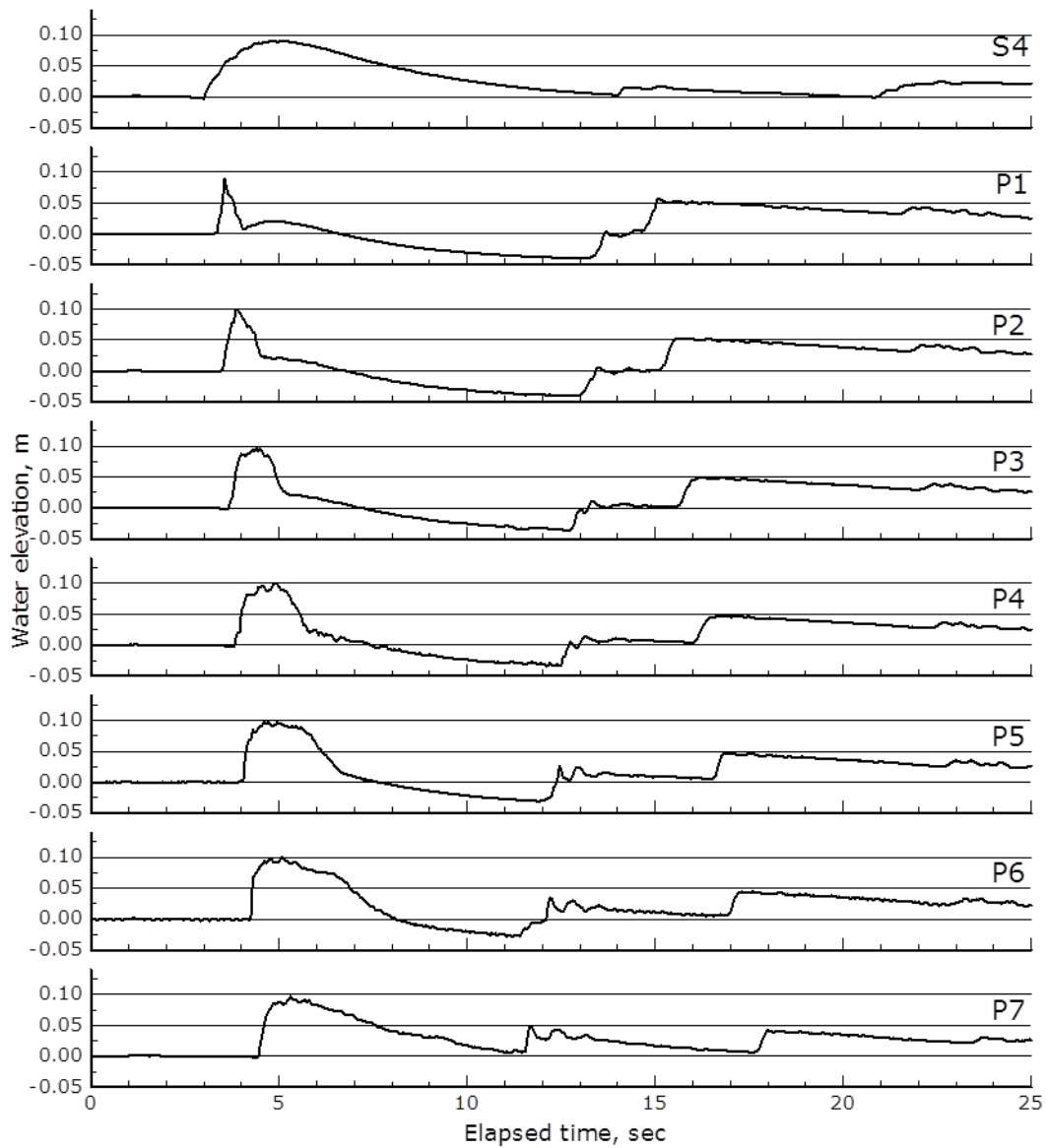
(a) P1 から P7

図 10-11 湖沼内の水位経時変化 ($H_0=0.35$ m)



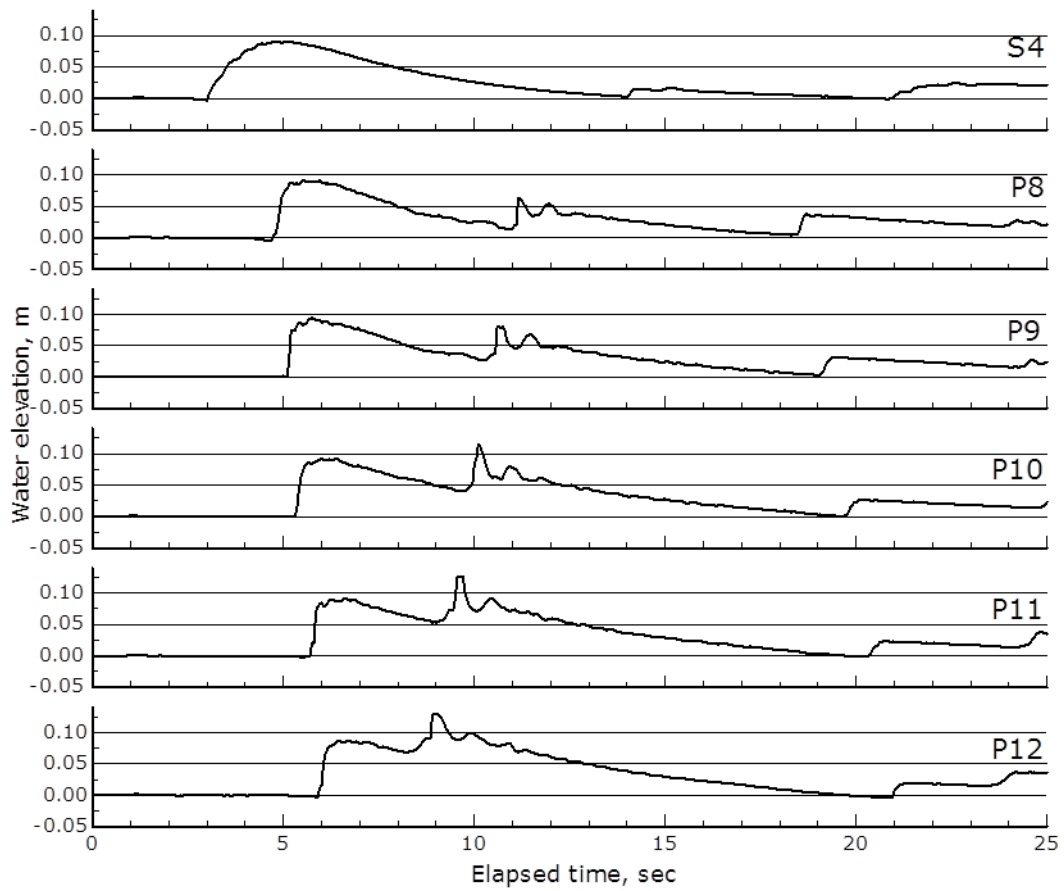
(b) P8 から P12

図 10-11 湖沼内の水位経時変化 ($H_0=0.35$ m)



(a) P1 から P7

図 10-12 湖沼内の水位経時変化 ($H_0=0.40$ m)



(b) P8 から P12

図 10-12 湖沼内の水位経時変化 ($H_0=0.40$ m)

図 10-13, 10-14, 10-15 に湖沼内の底面近傍における流速の経時変化を示す。流速については、±100 m/s のプロペラ流速計を用いたが、場所によっては 2 m/s 以上の流速が生じていた可能性もあるため、ここでは参考値として掲載する。

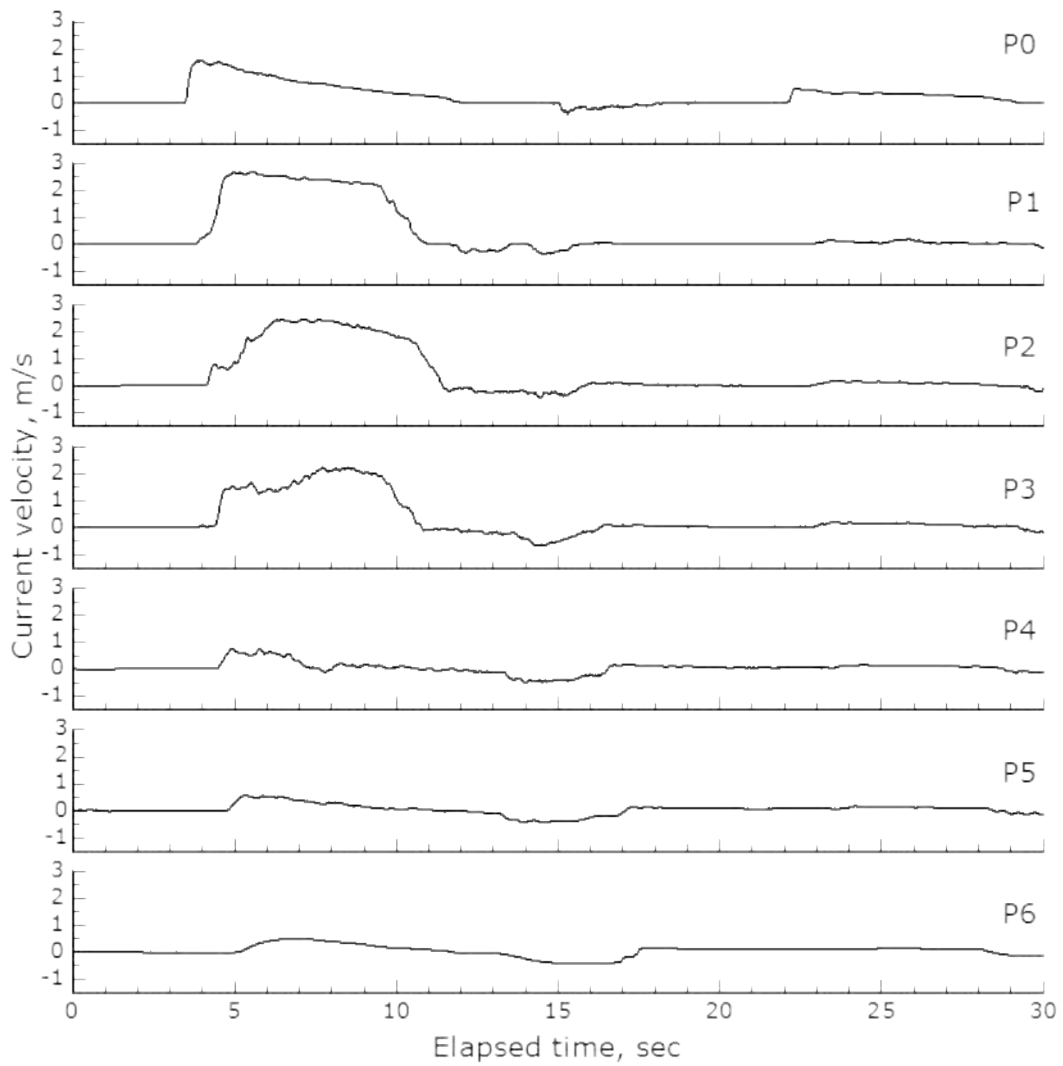


図 10-13 湖沼内の底面近傍における流速の経時変化 ($H_U=0.30$ m)

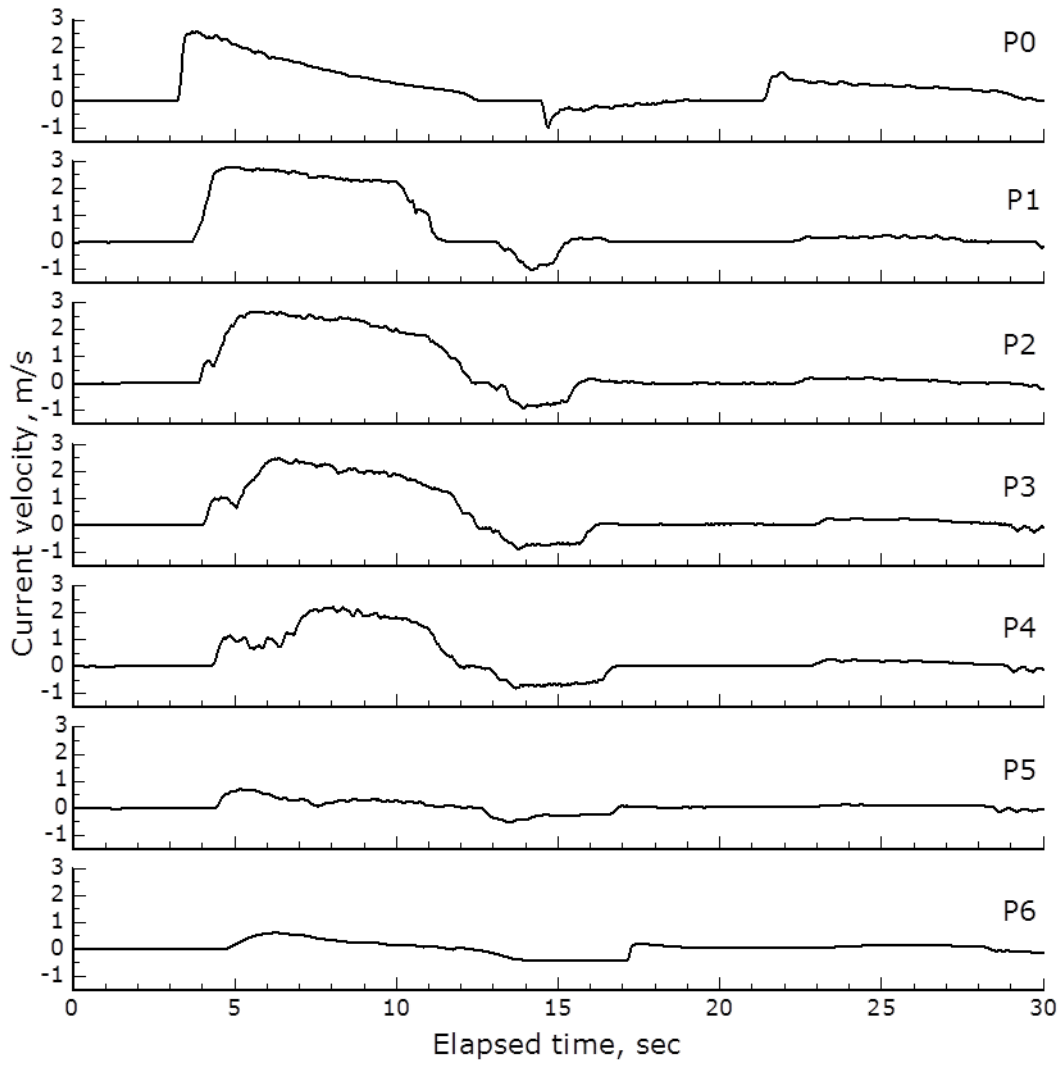


図 10-14 湖沼内の底面近傍における流速の経時変化 ($H_U=0.35$ m)

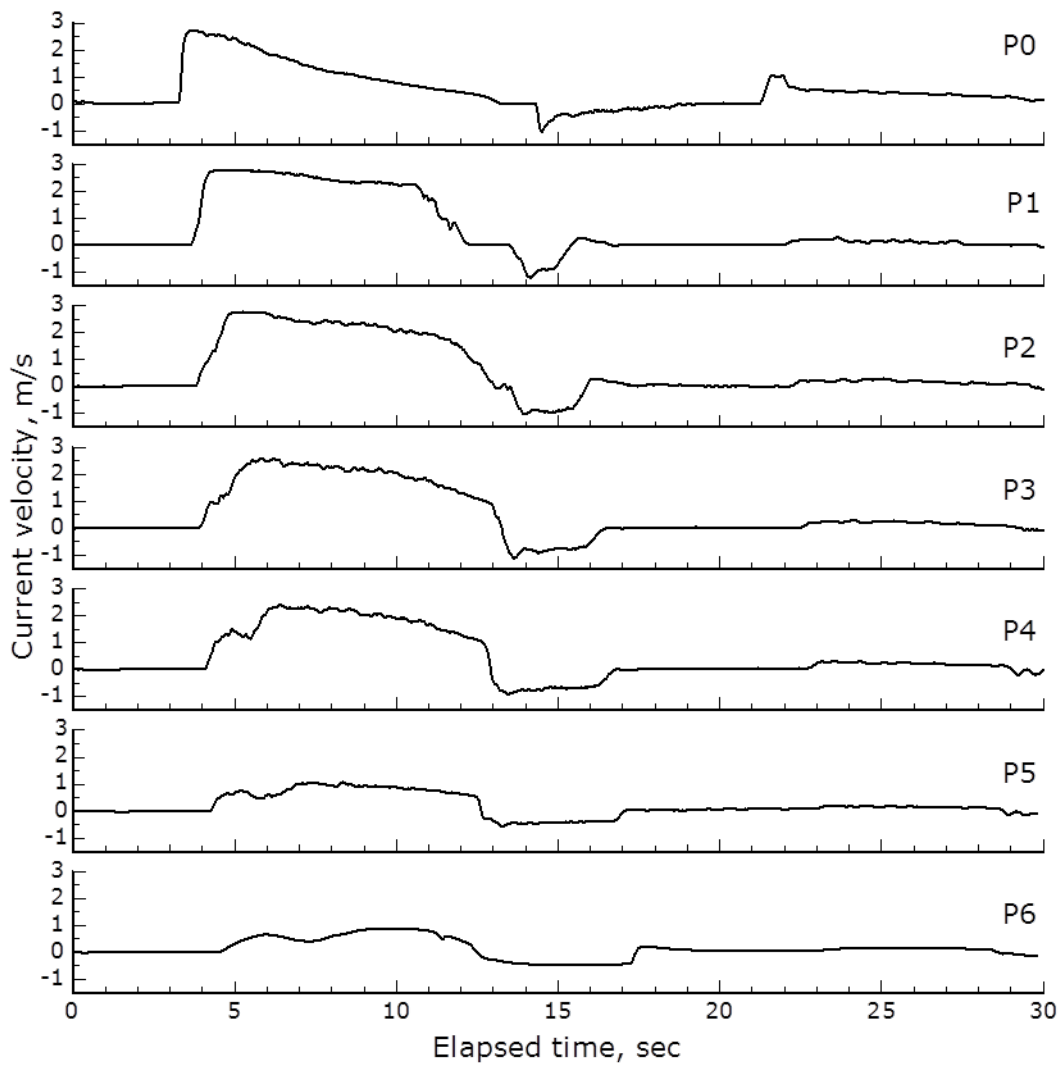


図 10-15 湖沼内の底面近傍における流速の経時変化 ($H_U=0.40$ m)

10.4 おわりに

湖沼に突入する津波の水理特性について、定量的に把握することを目的として、水理実験を実施した。本実験から、津波は湖沼に突入後の初期段階では、段波の形態を呈しており、外力が小さくなるにつれて、浜堤から離れるにしたがってその継続時間は長くなることがわかる。浜堤近傍の湖沼では段波突入後には水位が低下し、外力に因らずその水位の低下は最大で 0.04 m (湖沼低床から 0.01 m) であった。また、水位が低下する範囲についても、外力に因らず浜堤頂部から 2.0 m 付近までであった。このことは、津波外力と浜堤規模の関係によって湖沼内に突入する津波の水理量がコントロールされていることを示唆しており、特に浜堤頂上部付近で生じる限界流の影響によるものと考えられる。

今後の課題としては、湖沼内流況の支配因子を特定することが重要である。また、流況から、浜堤背後では射流が生じるため、掃流力も増大していると考えられる。今後実施する移動床実験と含めて、議論していく必要がある。

参考文献

- 岡村 眞・松岡裕美 (オンライン), 津波堆積物からわかる巨大南海地震の歴史, 東海・東南海・南海地震の連動性評価研究, <https://www.jamstec.go.jp/donet/rendou/report/predict02.html>, 参照 2014-3-10.
- 松富英夫・穂積拓哉・今井健太郎 (2001), 砂嘴植生域を越える津波の基礎水理, 土木学会海岸工学論文集, 48, 316-320.

1 1 . 津波移動床モデルの再現性の検討と改良

11.1 はじめに

将来発生する津波を推定するためには、既往津波を理解することが不可欠である。従来、歴史津波の調査では古文書や伝承などが主に用いられてきたが、近年、津波堆積物が注目されている。津波堆積物に関する現地調査は精力的に実施されており、貴重な研究成果が得られている。今後、津波堆積物は、資料の得にくい歴史津波を明らかにするための重要な研究方法になると期待される。

現地調査において津波堆積物が発見されれば、それは津波がその地点に来襲した物的証拠となるため、津波の浸水範囲を知る重要な手がかりとなる。そのため、これまでの津波堆積物に関する研究の多くは、津波の浸水範囲に関する情報を得ることを目的として実施されてきた。すなわち、津波堆積物は、他の痕跡調査と同様に、津波が到達したのかしなかったのかという情報のみしか利用されていないことになる。

しかし、津波堆積物にはより多くの津波に関する情報を含んでいると考えられる。例えば、層厚や粒径などの津波堆積物を規定するパラメータと津波堆積物が形成された地点の標高や勾配、粗度などのパラメータから、その堆積物を運搬し、堆積させて津波の動的なメカニズムを推定できる可能性もある。そこで、津波堆積物から当該津波を定量的に評価し、さらにその津波波源を推定する方法を検討することが必要である。

津波堆積物の定量的な評価には津波を対象とした移動床モデルが不可欠である。しかし、従来の津波移動床モデルは海域を対象として構築されており、全水深が小さく、地形が複雑に変化する陸域への適用性については十分に検証されていない。

また、2011年東北地方太平洋沖地震による津波(以下、2011東北津波)は、基礎部の侵食に伴う構造物の倒壊や土砂の堆積による復旧活動の妨げ等を誘発し、あらためて土砂変動に起因する多くの諸問題を提起した。高橋ら(1999)は、従前より津波による土砂変動の評価の重要性を指摘し、津波特有の現象である大量の砂の巻上げと沈降との非平衡性を考慮できる津波移動床モデル(以下、既往モデル)を提案している。既往モデルは、1960年チリ津波による気仙沼湾での地形変化に適用され、狭窄部周辺での再現性の向上を示す一方で、湾内全体の変動分布や変動量の再現に課題を残している。

そこで、本節では、既往モデルの基本概念を踏襲し、土砂変動に支配的な因子を抽出の上、津波の性質や最新の知見を踏まえた改良を行い、津波移動床モデルの再現性向上を目的とした。

11.2 津波移動床モデルの再現性向上のための因子の抽出と改良

解析対象領域としては宮城県の気仙沼湾を選定した。気仙沼湾は、原口ら(2012)が2011 東北津波前後における詳細な地形変動分布(図 11-1)を報告しており、津波移動床モデルの検証には最適である。

外力条件(境界条件)としては、気仙沼湾の湾口において、2011 東北津波の波形を与えた。この津波波形は、高川・富田ら(2012)が提案した津波波源モデルを用いて推定した。この推定波形の妥当性は、固定床計算を行い、相田の手法(1977)を用いた実績の浸水域との検証により確認した(図 11-2)。

移動床計算は表 11-1 の条件に基づき実施した。既往モデルを用いた移動床計算では、狭窄部などの特異な地形を除き、全体的に再現性に乏しく改善すべき課題が多い結果となった(図 11-3)。

土砂変動に支配的な因子を抽出するため、事前に種々の因子を対象とした感度分析を実施した結果、掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度、沈降速度の4因子が土砂変動への応答が大きいことが判明した。そこで、各因子の改良方法として、掃流力は、これを規定する摩擦速度に着目し、禰津ら(1995)が提案する高圧力勾配下での摩擦速度算定式(Log-wake 則)を適用した。流砂量式係数は、高橋ら(2011)が提案した粒径に応じた流砂量式係数を採用し、気仙沼湾の粒径(0.3mm)に対応する係数を推定して適用した。飽和浮遊砂濃度は、水中に浮遊できる砂の限界量であり、既往モデルでは定常(10%)を仮定していた。しかし、物理的には水の乱れに追従して変化すると推測されるため、乱流強度を規定する流速の関数として考慮した。沈降速度は、既往モデルにおいて静水中を仮定した Rubey の式より評価していた。しかし、津波のような乱流卓越場での沈降速度は静水中と異なることが報告されているため、川西ら(2005)が提案する乱流強度の関数式で評価した。

改良を試みた4つの因子に対し、個別に2011年東北津波を適用した。この結果、流砂量式係数の改良により、実績の特徴である狭窄部での侵食や湾口・湾奥での堆積がより明確に再現された(図 11-4)。飽和浮遊砂濃度の改良では、既往モデルの侵食・堆積量が強調され、課題とされてきた変動量の過小評価が改善された(図 11-5, 表 11-2)。前者では、掃流砂・巻上げ砂量のバランスが変化したこと、後者では巻上げ砂の上限の変化により巻上げ・沈降砂量が促進されたことに起因すると推測される。

最後に、これらの検証結果を踏まえ、流砂量式係数および飽和浮遊砂濃度の両改善を考慮したモデルを提案し再検証した結果、湾口での凹凸がさらに強調され、湾口から狭窄部にかけての再現性は、既往モデルと比べて著しく向上することができた(図 11-6)。

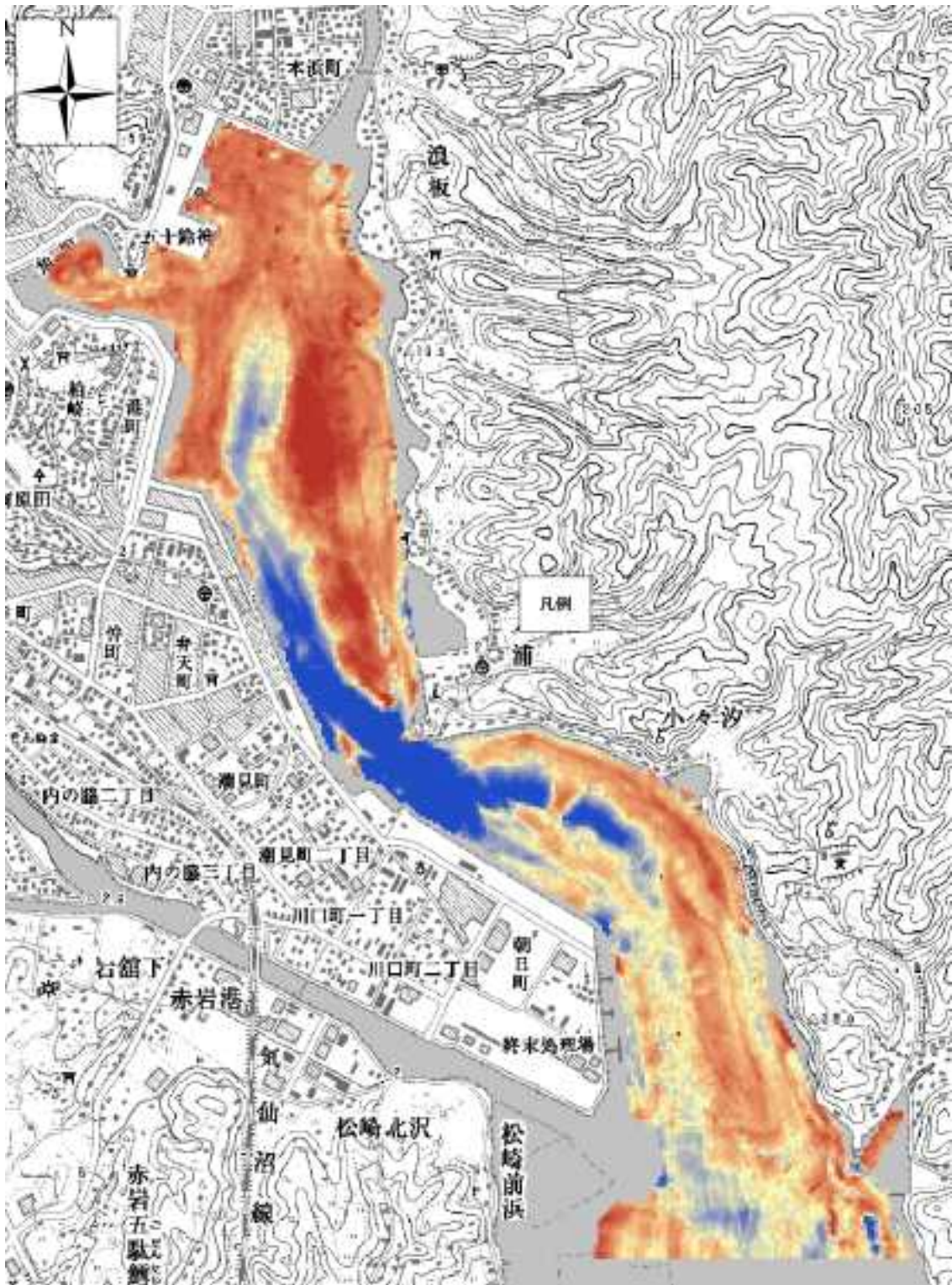


図 11-1 2011 東北津波による海底変動

表 11-1 津波移動床計算の計算条件

項目	計算条件
基礎式	非線形長波理論
差分法	Staggered 格子を用いた Leap frog 法
移動床モデル	高橋ら (1999)
計算格子数	451×401
格子サイズ	10 m
海域地形モデル	2011 東北津波発生 2 ヶ月前に測量
粗度係数	0.025
砂粒の粒径	0.3 mm
再現時間	2.5 時間
初期潮位	T.P +0.00 m
外力条件	高川・富田 (2011)

表 11-2 4 因子および提案モデルでの計算結果

		堆積量 (万m ³)	侵食量 (万m ³)	堆積率
基本ケース		32.48	82.38	0.28
実績		91.13	66.18	1.38
case1	底面せん断力	30.92	80.40	0.38
case2	流砂量式係数	19.85	23.24	0.85
case3	飽和浮遊砂濃度	102.77	161.49	0.64
case4	沈降速度	27.66	79.05	0.35
case5	流砂量式+ 飽和浮遊砂濃度	24.56	28.27	0.87

※堆積率＝堆積量÷侵食量

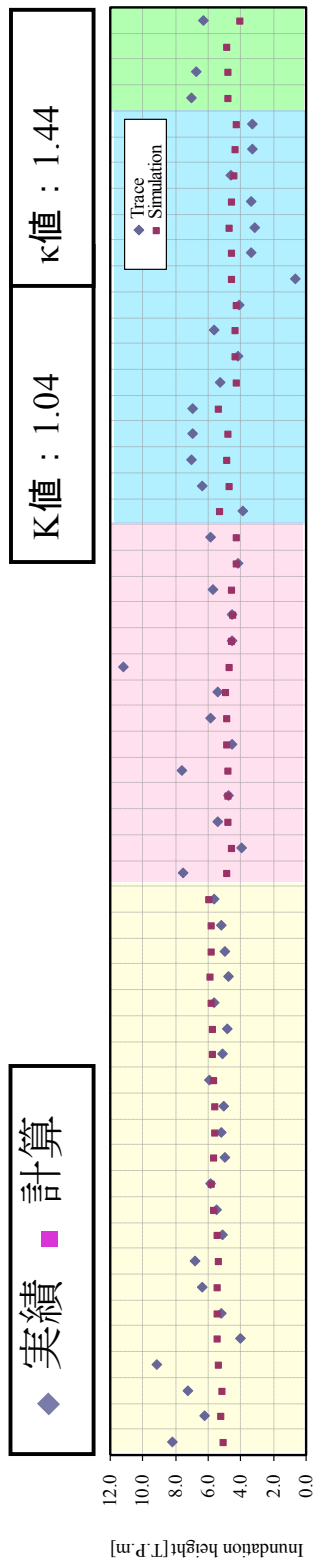


図 11-2 固定床計算による津波高と浸水範囲の検証

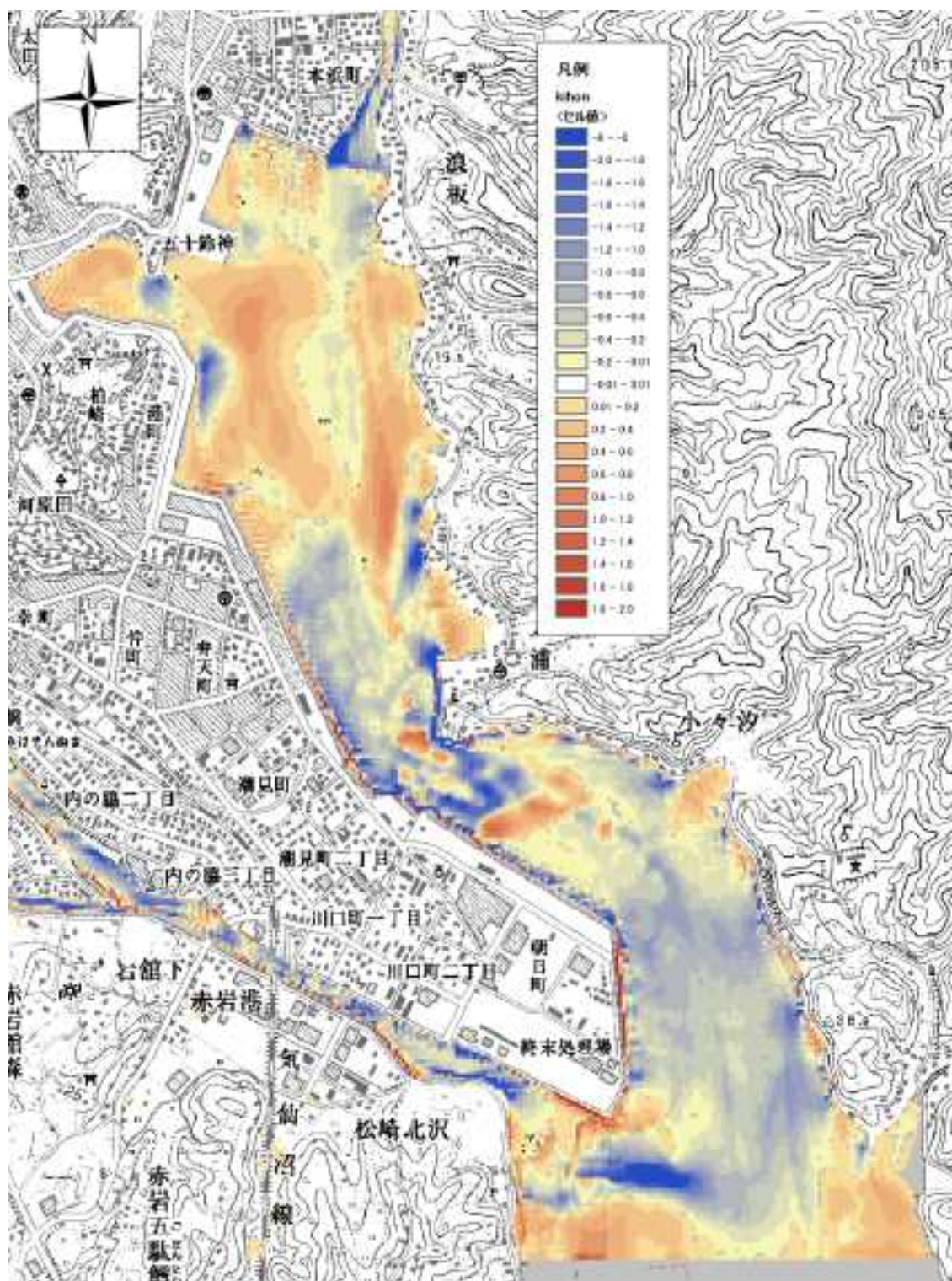


図 11-3 既往モデルを用いた移動床計算結果

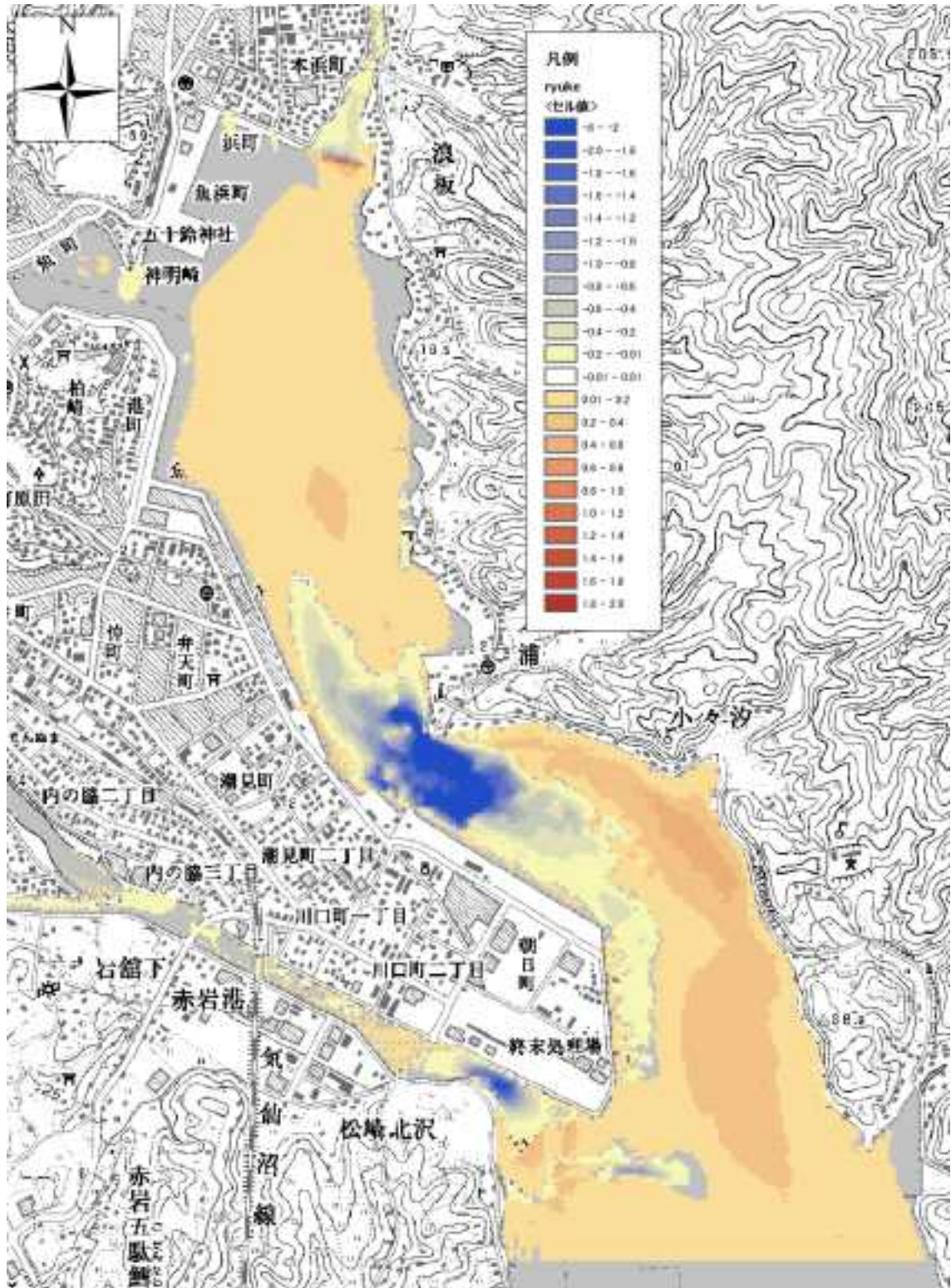


図 11-4 流砂量式係数を改良した移動床計算結果

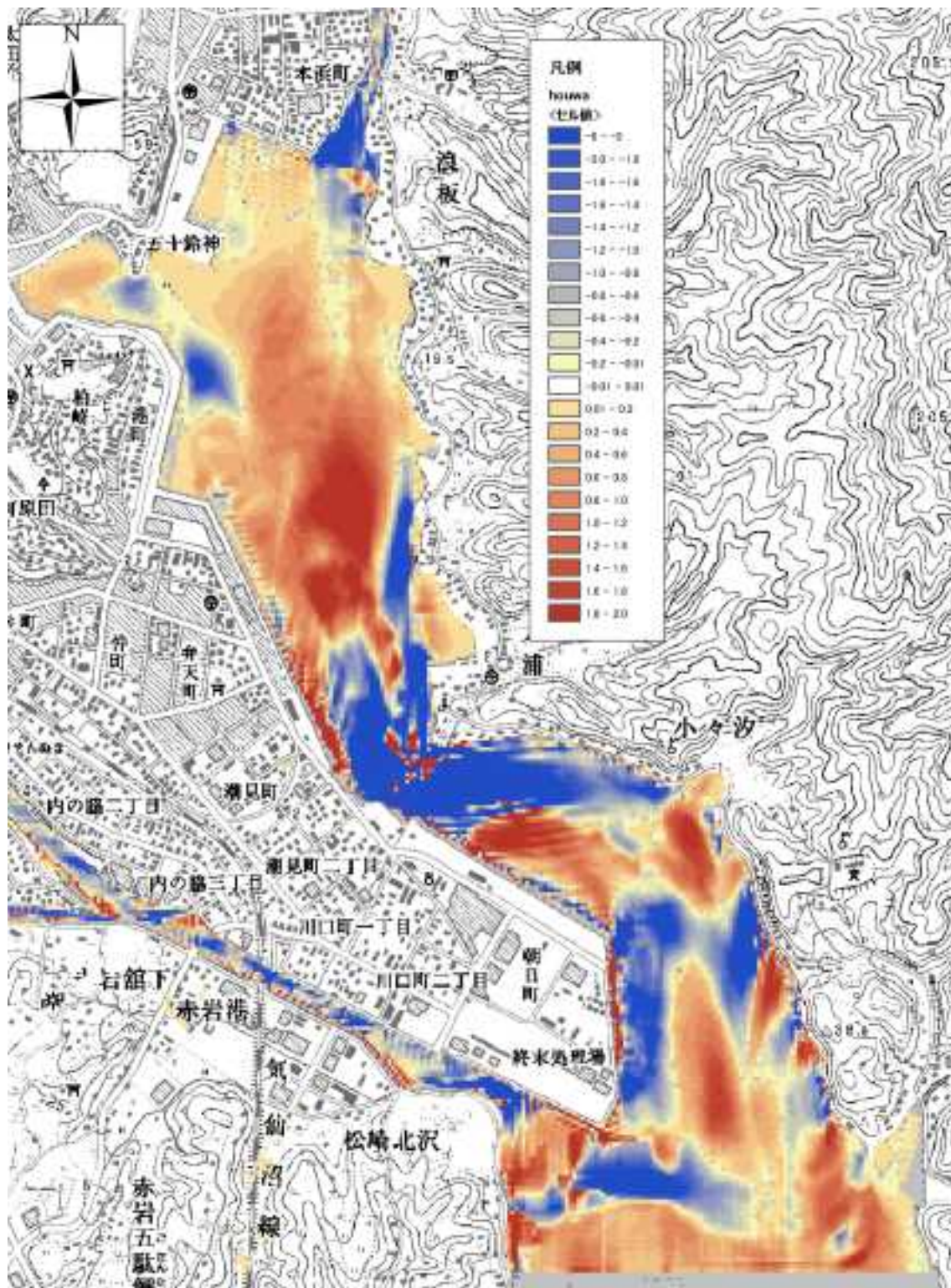


図 11-5 飽和浮遊砂濃度を改良した移動床計算結果

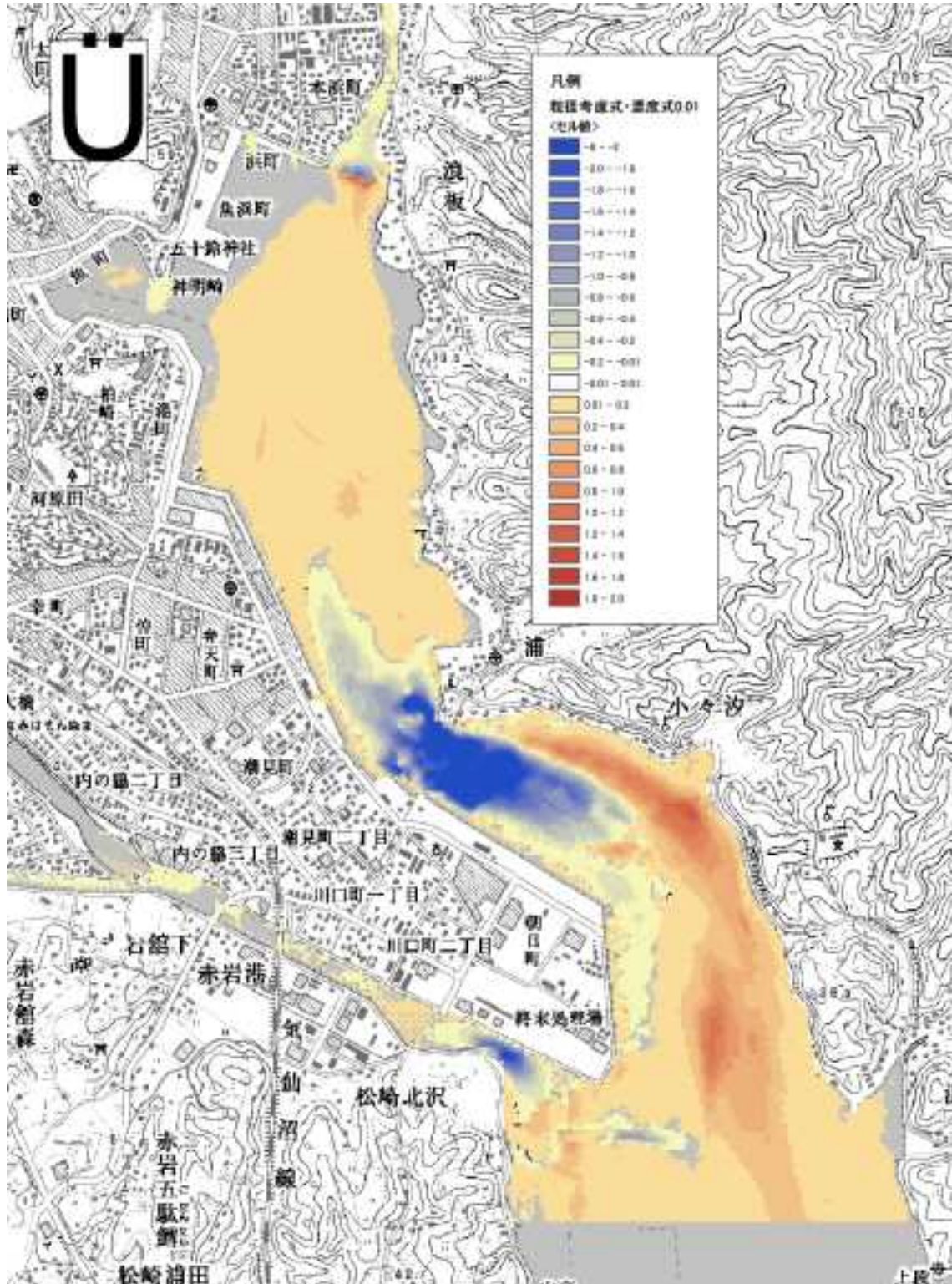


図 11-6 流砂量式係数および飽和浮遊砂濃度を改良した移動床計算結果

11.3 おわりに

現地調査から得られる津波堆積物に関する情報を基にして津波波源を推定することをめざして、津波による陸上での土砂移動および堆積のモデル化と解析コードの開発、実津波によるモデルと解析コードの検証、津波波源を推定する手法の標準化を行うため、以下を実施した。(1)気仙沼湾に來襲した 2011 東北津波の津波波形を推定した。(2)土砂変動に支配的な因子を感度分析により 4 因子抽出し、津波の性質や最新の知見を踏まえた改良を行った。(3)流砂量式係数と飽和浮遊砂濃度の改良は土砂変動に有意な変化をもたらし、既往モデルに比べて湾口から狭窄部にかけての変動分布の再現性を著しく向上させた。

参考文献

- 相田勇：三陸沖の古い津波のシミュレーション，東京大学地震研究所彙報，52，pp. 71-101，1977.
- 川西澄，塩崎遼平：乱流境界層における固体粒子の沈降速度，海岸工学論文集，第 52 卷，pp. 371-375，2005.
- 高川智博，富田孝史：時間発展を考慮した津波波源逆解析と観測点地盤変動量のリアルタイム推定，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 68，No. 2，pp. I_311-I_315，2012
- 高橋智幸，首藤伸夫，今村文彦，浅井大輔：掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発，海岸工学論文集，第 46 卷，pp. 606-610，1999.
- 高橋智幸，黒川貴博，藤田将孝，島田広昭：津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 67，No. 2，pp. I_231-I_235，2011.
- 禰津家久，門田章宏，戸田孝史，中川博次：加速流および減速流の解析手法とその乱流特性，土木学会論文集，No. 509/II-30，pp. 89-97，1995.
- 原口強，高橋智幸，久松力人，森下祐，佐々木いたる：2010 年チリ中部地震津波および 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による気仙沼湾での地形変化に関する現地調査，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 68，No. 2，pp. I_231-I_235，2012.

1 2 . 結 論

原子力発電所を対象とした確率論的津波ハザード評価に必要となる過去の津波発生に係るデータ（津波規模，繰り返し周期）を拡充するために，津波堆積物の情報に基づいて津波波源を推定する手法の開発が必要である．そこで，今年度は，津波堆積物に係る現地調査，津波による土砂移動および土砂堆積に係る水理実験，津波による土砂移動を再現するためのモデルの構築および解析コードの改良を実施した．

津波堆積物に係る現地調査と調査結果の解析は宮城県仙台湾（第2章），千葉県銚子市（第3章），大分県佐伯市（第5章），宮崎県串間市（第6章），高知県須崎市，土佐市宇佐町および愛媛県八幡浜市（第7章），タイ南西部（第8章）において実施した．また，2013年に実施した宮城県気仙沼湾での調査結果の解析を行った（第4章）．

津波による土砂移動および土砂堆積に係る水理実験としては，遡上に伴う津波堆積物を再現する実験水路の設計および開発を行った（第9章）．また，湖沼における津波堆積物を調べるために必要な湖沼に突入する津波の水理特定を定量的に測定した（第10章）．

津波による土砂移動を再現するためのモデルの構築および解析コードの改良としては，標準的に用いられている津波移動床モデルの再現性の検討と改良を行った（第11章）．