

2024年能登半島地震津波における飯田港の短周期波の再現： 分散性評価および数値モデル選定の重要性

千田優*・高川智博**・鈴木高二郎***・鶴田修己****

要 旨

浅海域を伝播する津波では、津波先端部が短周期の複数の波に分裂（ソリトン分裂）しながら段波形状を示す波状段波が生じる場合がある。波状段波は防波堤に衝撃的な津波波力を作用させうるため、波状段波の発生判定と入力波形の適切な設定は、耐津波設計上重要である。

2024 年 1 月 1 日に発生した能登半島地震津波では、石川県珠洲市の飯田港に到来する短周期波の映像記録が残されている。この短周期波がソリトン分裂による波状段波であると裏付けられる物理的根拠は示されておらず、海底地すべり起因の短周期波である可能性は否定できない。そこで、本研究では、この短周期波を含む津波の伝播過程を明らかにすることを目的として、海底地すべりは考慮せず、複数の断層モデルと 3 種類の計算条件（非分散、浅海域分散、全域分散）を用い、痕跡高、浸水域、映像記録、および映像記録から推定された港内水位時系列に基づく検証を行った。その結果、国土地理院の断層モデル gsi0115 による計算が、飯田港の津波挙動を最も良好に再現した。また、飯田港周辺で短周期波の出現が確認され、その生成過程や波形形状はソリトン分裂の特徴に一致していた。再現計算から、飯田港には東側からの第一波、南東側からソリトン分裂を伴って到達する短周期の第二波、ならびに複数のエッジ波が到達していたことが示され、特にエッジ波は複雑な浸水挙動に大きな影響を及ぼしていた。また、大水深域での分散性を考慮した全域分散モデルは、浅海域における短周期波の到達時刻ならびに空間的な波峰位置の再現性を向上させた。さらに、複数の指標による評価から、断層幅が狭い場合や波長が短い津波では大水深域での分散性が短周期波の再現に重要となること、ならびに先行する引き波が非線形性を増大させて分裂を促進することが示された。これらの知見は、波状段波やそれに伴う衝撃的な津波波力を適切に評価するためには、局所的な地形条件のみならず、断層幅、波源域や伝播経路上の水深などに基づく分散性の事前評価と、それに応じた数値モデルの選定が重要であることを示唆する。

キーワード：2024年能登半島地震津波，ソリトン分裂，分散効果，数値シミュレーション，飯田港

*港湾・沿岸海洋研究部 港湾・沿岸海洋研究部 主任研究官

**港湾空港技術研究所 津波高潮研究グループ グループ長

***港湾空港技術研究所 特別研究主幹

****港湾空港技術研究所 耐波研究グループ グループ長

〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 国土交通省国土技術政策総合研究所

電話：046-844-5019 Fax：046-842-9265 e-mail：ysk.nil-46pr@gxb.mlit.go.jp

Reproduction of Short-Period Waves and Soliton Fission at Iida Port during the 2024 Noto Peninsula Earthquake Tsunami: Importance of Dispersion Assessment and Numerical Model Selection

CHIDA Yu*

TAKAGAWA Tomohiro**

SUZUKI Kojiro***

TSURUTA Naoki****

Synopsis

In tsunamis propagating into shallow water, soliton fission can generate short-period wave trains and undular bores, which may exert impulsive tsunami forces on breakwaters. Therefore, accurate identification of undular-bore occurrence and appropriate specification of input waveforms are important in tsunami-resistant design. During the 2024 Noto Peninsula Earthquake tsunami on January 1, short-period waves were captured in video records at Iida Port, Suzu City, Ishikawa Prefecture. This study aimed to clarify the propagation process of the tsunami, including these short-period waves, using multiple fault models and three computational settings: non-dispersive, shallow-water dispersive, and fully dispersive. The simulations were validated against tsunami trace heights, inundation extent, video records, and a water-level time series inferred from the video footage. The results showed that the GSI fault model gsi0115 best reproduced the tsunami behavior at Iida Port. The simulations indicated that the port was affected by a first wave arriving from the east, a second wave accompanied by soliton fission arriving from the southeast, and multiple edge waves; in particular, the edge waves contributed significantly to the complex inundation behavior. In addition, the fully dispersive model, which accounts for dispersion in deep water, improved the reproduction of soliton fission in shallow water. Evaluation using multiple indices further showed that dispersion in deep water becomes important for tsunamis with narrow fault widths or short wavelengths, and that the preceding drawdown enhanced nonlinearity and promoted wave splitting. These findings suggest that appropriate evaluation of impulsive tsunami forces associated with undular bores and soliton fission requires not only local bathymetric conditions but also prior assessment of dispersive effects based on source characteristics and corresponding selection of numerical models.

Key Words : 2024 Noto Peninsula Earthquake Tsunami, soliton fission, wave dispersion effects, numerical simulation, Iida port

* Senior Researcher, Port, Coastal and Marine Department, NILIM
** Head, Tsunami and Storm Surge Group, PARI
*** Senior Director, Coastal Ocean Department, PARI
**** Head, Maritime Structures Group, PARI
National Institute for Land and Infrastructure Management
Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism
3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan
Phone : +81-46-844-5019 Fax : +81-46-842-9265 e-mail : ysk.nil-46pr@gxb.mlit.go.jp

目 次

1. はじめに	1
1.1 耐津波設計における波状段波の評価と本研究の位置づけ	1
1.2 本研究で取り扱う主要用語の説明	1
1.3 2024年能登半島地震津波における飯田港の被害と未解明の課題	2
1.4 本研究の目的	3
2. 数値モデルおよび計算条件	3
2.1 数値モデルの概要	3
2.2 計算領域	4
2.3 計算ケースの設定	5
2.4 津波初期波源	5
2.5 計算結果の検証用データ	5
3. 断層モデルの評価	7
3.1 痕跡データとの比較	7
3.2 浸水域との比較	9
3.3 港内津波波形との比較	9
3.4 映像記録との比較	10
4. 飯田港に到達した津波の詳細解析	12
4.1 津波伝播浸水過程	12
4.2 大水深域における分散効果の影響	14
5. 考察	16
6. 結論	18
6.1 本研究で明らかになった飯田港における津波挙動	18
6.2 大水深域分散と数値モデル選定への示唆	18
6.3 耐津波設計への貢献可能性と今後の課題	19
謝辞	19
参考文献	19

1. はじめに

1.1 耐津波設計における波状段波の評価と本研究の位置づけ

防波堤の耐津波設計においては、津波波力を適切に評価することが重要である。国土交通省港湾局による「防波堤の耐津波設計ガイドライン（国土交通省港湾局，2013）」では、防波堤に作用する津波波力の算定にあたり、波状段波の発生の有無および越流の有無を踏まえて適切な算定式を選定することが求められている（図-1）。特に、波状段波が発生する場合には、衝撃的な段波波力が極めて大きく、谷本式で算定される津波波力では明らかに過小評価となるため、修正谷本式を用いるとされている。また、波状段波による津波波力を考慮する条件としては、おおむね入射津波高さが水深の30%以上、あるいはシミュレーション等による津波高さが水深の60%以上で、かつ海底勾配が1/100以下程度の遠浅海岸が一つの目安とされている。さらに、防波堤に作用する津波波力を求めるための津波高さの算定にあたっては、防波堤を考慮した数値シミュレーションを行うことが原則とされている。

一方で、防波堤の性能照査で考慮すべき津波作用は、最大津波高や最大流速だけでは十分に定まらない。上記ガイドラインでは、津波波力や流速等の作用を適切に設定するにあたり、津波高、流速、来襲方向、周期特性、時間変化特性、継続時間といった津波の特性と地形、水深、防波堤配置、天端高さなどの港湾の諸条件を踏まえ、数値解析や水理模型実験の結果を十分に検討することが求められる。すなわち、波状段波の有無の判定のみならず、その判定の前提となる入力波形をどのような数値モデルで求めるかも、実務上きわめて重要な課題である。

本研究は、この課題に関連して、2024年能登半島地震津波において石川県珠洲市の飯田港で観測された短周期波に着目し、波源モデルの不確実性と分散性の扱いが異なる数値計算条件の違いが、波形再現と現象解釈にどのような影響を与えるかを検討するものである。本研究の知見は、特に、波状段波やそれに伴う衝撃的な津波波力の評価に先立つ入力波形の設定という観点から、耐津波設計実務における数値モデル選定に対して示唆を与える。

1.2 本研究で扱う主要用語の説明

「ソリトン分裂」とは、浅海域で津波波面が急峻化し、非線形効果と分散効果の相互作用によって、津波先端部が複数の短周期波へと分裂する現象を指す。飯田港で映像に捉えられた短周期波は、この現象により生じた可能性がある。

「波状段波」とは、長波長の津波先端部が短周期の複数の波に分裂（ソリトン分裂）しながら段波形状を示す波であり、耐津波設計ガイドラインでは衝撃的な津波波力が極めて大きくなるものとして扱われている。したがって、波状段波の有無は、防波堤に作用する津波波力の評価において重要な分岐点となる。

「分散性」とは、波長の異なる成分が異なる速度で伝播することに起因して波形が変化する性質をいう。津波の分散性は、浅海域でのソリトン分裂による短周期波の形成に関与するだけでなく、大水深域での伝播過程において第一波や第二波の波長や波形を変形させ、その結果として浅海域への入射波形そのものを変化させうる。本研究では、浅海域のみで分散を考慮したモデルと、波源域から沿岸まで分散を考慮したモデルを比較することにより、この大水深域分散の役割にも着目する。

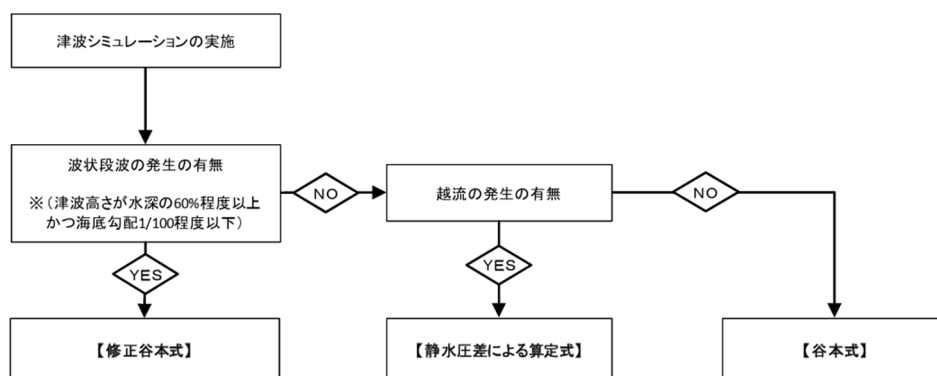


図-1 防波堤に対する津波波力算定手順。国土交通省港湾局(2013)より引用。



図-2 短周期波の到来を示す映像記録のスナップショット。ANNnewsCH(2024)を加筆修正。

1.3 2024年能登半島地震津波における飯田港の被害と未 解明の課題

2024年1月1日16時10分（日本標準時），石川県能登地方の深さ約15 kmを震源とするマグニチュード7.6の地震が発生した（気象庁，2024）。この地震により，石川県輪島市および志賀町で最大震度7が観測された。この地震は大規模な津波を引き起こし，能登半島沿岸，特に珠洲市や能登町に甚大な被害をもたらした。さらに，富山湾では海底地すべりに起因する津波も発生した可能性が指摘されている（Yanagisawa et al., 2024）。

地震後に実施された様々な研究グループによる現地調査（Heidarzadeh et al., 2024; Inagaki et al., 2025; Iwasa et al., 2025; Tajima et al., 2024; Takagi et al., 2024; Yuhi et al., 2024a）では，広範囲の浸水が確認され，珠洲市や能登町を含む能登半島東部では，浸水深および遡上高は概ね3～6 mであったと報告されている（Heidarzadeh et al., 2024; Takagi et al., 2024; Yuhi et al., 2024b）。本研究の対象である珠洲市飯田港では，東防波堤基部や先端部，西防波堤パラペットにおける被災などが生じた（鈴木ら，2024）。また，津波到達時の映像記録（ANNnewsCH, 2024）が残されており（図-2），津波が時間差を伴って二方向から到来し，防波堤を越流する様子が確認されている（鈴木ら，2024; Yamanaka et al., 2024）。飯田港の津波挙動を検討する上で，この映像記録は極めて重要な観測資料である。

能登半島地震後には，防波堤被害と広範囲な浸水が生じた飯田湾・飯田港周辺を対象として，Takagi et al. (2024), Yamanaka et al. (2024), Masuda et al. (2024), Fukui et al. (2025) により詳細な解析が行われている。これらの研究は解析手法こそ異なるものの，局所的な津波増幅と大きな被害の背景にある物理機構については概ね一致している。すなわち，第一波は地震発生後約20分で飯田湾に到達した一方，広範な浸水や構造物被害の主因は後続波で

あった。その主な要因として，複雑な海底地形と大陸棚地形が挙げられている（Masuda et al., 2024; Fukui et al., 2025）。大陸棚上では津波がエッジ波としてトラップされ，湾の北側・南側の双方から沿岸に沿って伝播し，それらが飯田港および近傍で重なることで大規模な浸水を引き起こしたと考えられている（Yamanaka et al., 2024; Masuda et al., 2024）。

これまで日本海側の海域活断層や一部の内陸活断層は，国土交通省(2014) および日本海地震・津波調査プロジェクト（JSPJプロジェクト）により特定されている。JSPJプロジェクトでは，複数のスケーリング則を用いて177通りの断層の組み合わせに対する滑り量が推定され，日本海沿岸の津波高が計算された（Satake et al., 2022）。Fujii and Satake (2025) は，JSPJプロジェクトに基づく断層位置を仮定したインバージョン結果に基づき，能登半島地震津波は主に能登半島北岸に位置するNT4, NT5, NT6断層での約3 mの滑りによって発生したものであり，北東側のNT2およびNT3断層の滑りは直接的には大きく寄与しないと結論づけた（それぞれの位置関係は図-3参照）。一方，Masuda et al. (2024) および Fukui et al. (2025) は，国土交通省モデルのF42断層西側に波源を加えることで，飯田湾および飯田港における津波高と浸水域が大きく増加することを示している。この領域は，おおむねJSPJプロジェクトにおけるNT3の位置に対応する。これらの不一致は特に初期水位の不確実性に関して，さらなる調査の必要性を浮き彫りにしている。

また，映像記録には短周期波列の到達も捉えられている。鈴木ら(2024)は，その伝播特性からこれらの波がソリトン分裂に起因する可能性を示唆した。しかし，現時点では，映像に記録された波がソリトン分裂による波状段波であったことを物理的に裏付けた研究はない。今回の地震では，海底地すべりに起因する複数の津波波源の

可能性も指摘されており (Tajima et al., 2024; Yanagisawa et al., 2024), 他の成因も否定できない。もし観測された波がソリトン分裂による波状段波であったならば, その前面で強い衝撃的な津波波力が発生しうするため (Asakura et al., 2003; Ikeno et al., 2006), 港湾構造物の被災の要因となった可能性がある。したがって, 飯田港における防波堤被害の要因を検討する上でも, これら短周期波の成因と特性を適切に評価することが重要である。

このような短周期波は, 一般に, 浅海域において波面が急峻化することで短波長成分が生じ, これに非線形効果と分散効果が作用することによって発達するソリトン分裂により形成される。この現象は過去の津波事例においても数値シミュレーションを通じて検討されてきた (Glimsdal et al., 2006; Grue et al., 2008; Shuto, 1985)。また, 津波の分散効果は浅海域での短周期波生成に関与するだけでなく, 大水深域における波高の減衰, 波長の伸長, 分散波列の形成といった波形変化にも影響を及ぼすことが知られている。ソリトン分裂によって生じる短周期波を適切に再現するためには, 非線形性と分散性の双方を扱えるモデルが必要である。

しかしながら, 既往研究で実施されている能登半島地震津波のシミュレーション (Fujii and Satake, 2024; Fukui et al., 2025; Takagi et al., 2024; Yamanaka et al., 2024) は, 主として線形長波あるいは非線形長波理論に基づいており, 分散効果が支配的な現象の再現には限界がある。飯田港で短周期波が実際に観測されていることを踏まえると, その発生と伝播の過程を明らかにするためには, 波源モデルの不確実性に加え, 分散性の考慮の有無や分散性の考慮範囲が異なる数値モデルによる比較検証が必要である。

1.4 本研究の目的

以上を踏まえ, 本研究の目的は, 2024年能登半島地震津波において飯田港で観測された短周期波を含む津波挙動を, 複数の断層モデルおよび分散性の扱いが異なる複数の数値計算条件を用いて再現・比較し, 現象を最もよく説明する条件を明らかにすることである。具体的には, 痕跡高 (Yuhi et al., 2024a; Yuhi et al., 2024b), 浸水範囲 (国土地理院, 2024a), 映像記録 (ANNnewsCH, 2024), および映像から推定された港内水位の時系列変化 (Yamanaka et al., 2024)を用いて各モデルの再現性を検証し, 飯田港に到達した津波の伝播浸水過程を詳細に記述する。さらに, 浅海域分散モデルと全域分散モデルを比較することにより, 大水深域での分散が近地津波の波形変形およびソリトン分裂による短周期波の出現特性にどのように影

響するかを検討する。

本論文の構成は以下のとおりである。2章では本研究で用いた数値モデル, 数値シミュレーションの条件, 検証データについて説明する。3章では複数の検証データとの比較を通じて飯田港の津波挙動をもっともよく再現する断層モデルを評価する。4章では3章で選定した断層モデルに基づき, 飯田港に到達した津波の伝播浸水過程を詳細に解析するとともに, 大水深域における分散が近地津波の波形変形および短周期波の出現に及ぼす影響を検討する。5章では分散時間や短周期波出現条件に関する既往知見を用い, 第二波でソリトン分裂が顕著に生じた要因と分散性評価および数値モデル選定の考え方について考察する。6章では, 本研究で得られた主要な知見を整理するとともに, 耐津波設計における入力波形設定および数値モデル選定への示唆と今後の課題を述べる。

なお, 本論文はChida et al.(2025)の内容に補足説明を追加したものである。そのため, 本論文を引用する際にはChida et al.(2025)も参考文献に挙げられたい。

2. 数値モデルおよび計算条件

2.1 数値モデルの概要

本研究では, 津波の伝播および浸水のシミュレーションに, 港湾空港技術研究所で開発された高潮津波シミュレータSTOC (Storm surge and Tsunami simulator in Ocean and Coastal areas)を用いた (富田ら, 2016; Tomita et al., 2006)。STOCは静水圧近似に基づく多層モデル STOC-ML と, 非静水圧近似に基づく多層モデル STOC-IC の2つの流動サブモデルから構成され, いずれもレイノルズ平均ナビエ・ストークス方程式に基づいている。STOC-MLは鉛直流速を無視できる場合には単層モデルとして用いられることが多く, この場合一般的な津波計算で広く用いられる非線形長波方程式と等価である。一方, STOC-ICは鉛直流速成分とそれに伴う圧力変動を考慮することにより, 分散項を明示的に導入することなく津波の分散性を表現できる。この点は, 分散項を含む支配方程式を離散化するブシネスク型アプローチ (Horrillo et al., 2006; Glimsdal et al. 2006; Baba et al. 2017)とは異なる。

STOC-MLとSTOC-ICは, ネスティングにより接続して用いることができる。すなわち, 沖合の広域計算にはSTOC-MLを適用し, 非静水圧効果が重要となる浅海域や構造物周辺の詳細計算にはSTOC-ICを選択的に適用できる。浅海域におけるSTOC-ICの適用性は, ソリトン分裂に関する水理実験との比較 (富田・高橋, 2012; 高橋・富田, 2013) や2011年東北地方太平洋沖地震津波における

久慈港の浸水域および痕跡高との比較（高橋・富田，2013）を通じて定量的に検証されている。

前述のように、映像記録からソリトン分裂に起因すると考えられる短周期波が砕波しながら飯田港に到達した可能性が示唆されている。STOC には Kennedy et al. (2000)

による砕波モデルが組み込まれているため、過去の適用事例（富田・丹羽，2013; 富田・高橋，2012）に倣い、本研究でも砕波モデルを適用した計算を試みた。しかし、砕波モデルの適用の有無によって津波水位に有意な差は認められなかった。このことは、砕波モデルのパラメータ調整が必要である可能性を示している。本研究の主眼は短周期波の出現と分散性の役割にあるため、砕波モデルの詳細な調整は今後の課題とし、本解析では適用しないこととした。

2.2 計算領域

計算領域は津波伝播源域から飯田港周辺までを含むように設定した。津波伝播浸水シミュレーションは、後述する 2D および 2D3D については、6 段階のネスティンググリッドを用いて実施した（図-3）。最も粗いグリッドの解像度は 1,350 m で、より詳細な領域に向かって 1:2 または 1:3 の比率で細分化している。飯田港周辺（4.5 km × 5.5 km）における水平グリッド解像度は 12.5 m である。なお、

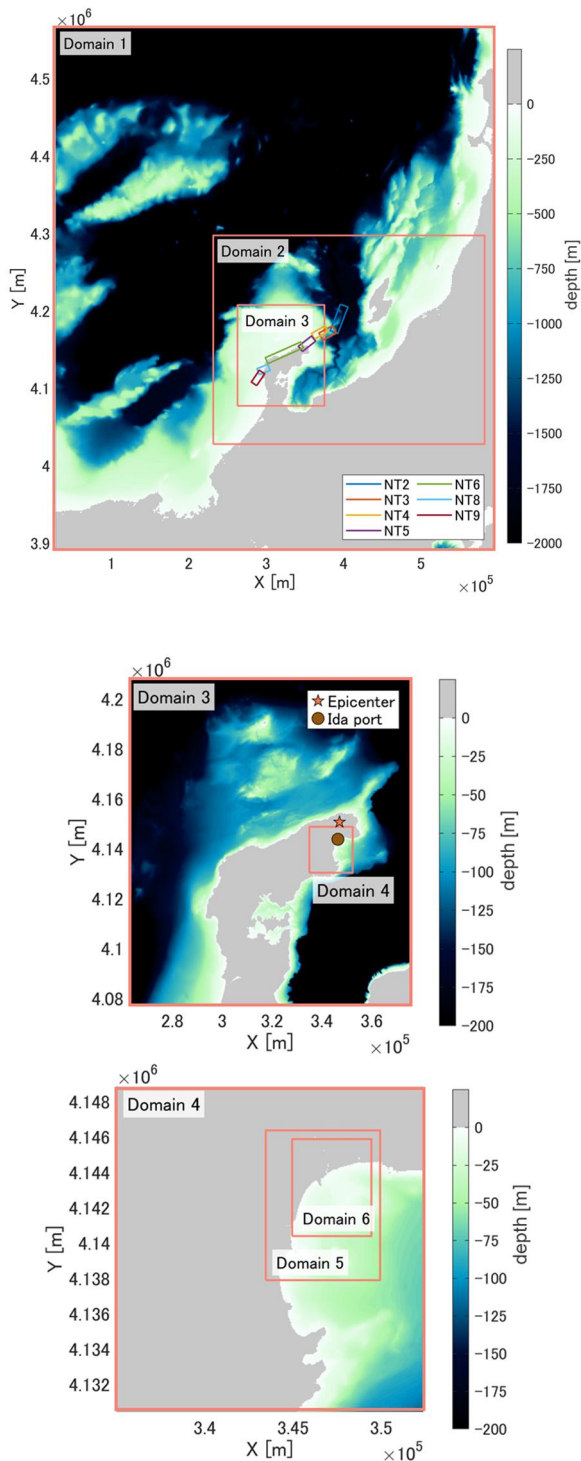


図-3 2D および 2D3D における計算領域

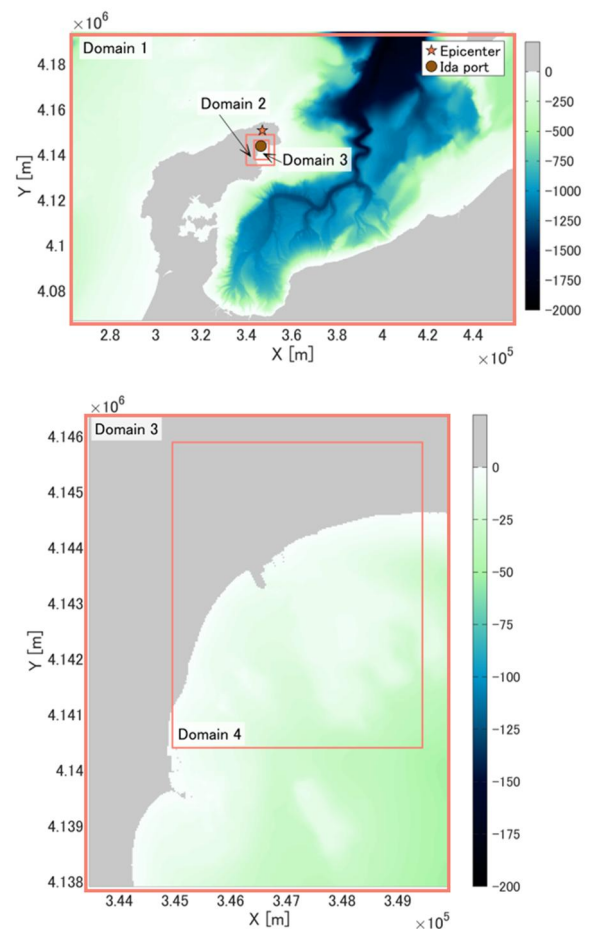


図-4 3D における計算領域

後述する全域分散モデル(3D)では、計算負荷を低減するため、最外縁領域を図-3より狭く設定し、3段階のネスティンググリッドを用いた(図-4)。この設定が飯田港周辺のシミュレーション結果に影響しないことは確認している。

各計算領域における海底地形は、日本水路協会が提供する M7000 シリーズを基に作成した。飯田港周辺の陸上地形については、国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル(5 mメッシュ、標高精度の標準偏差0.3 m)を基に作成した。飯田港の防波堤は、計算グリッド上で線形構造境界として表現した。

2.3 計算ケースの設定

本研究では、分散性が津波の伝播および浸水に及ぼす影響を評価するため、以下の3つの計算ケースを設定した。各ケースの計算領域の詳細は表-1に示す。

- ・ 非分散モデル、以下 2D

全計算領域で単層の STOC-ML を用いる。これは非線形長波モデルに相当する。

- ・ 浅海域分散モデル、以下 2D3D

浅海域での分散性の影響を評価するため、飯田港周辺の最も詳細な領域(Domain 6)のみで STOC-IC(多層)を用いる。その直上の粗い領域(Domain 5)では STOC-ML(多層)を、それ以外の領域では STOC-ML(単層)を用いる。STOC-IC(多層)の最小鉛直グリッド解像度は0.3 mである。

- ・ 全域分散モデル、以下 3D

大水深域で生じる分散性とその沿岸への伝播を捉えるため、波源域を含む全計算領域で STOC-IC(多層)を用いる。最詳細領域における鉛直グリッド解像度は、2D3DのDomain 6における STOC-IC(多層)と同一である。なお、3Dの計算結果は、大水深域での分散効果を議論する4.2節以降でのみ示す。

2.4 津波初期波源

初期津波水位の設定には、国土地理院が2024年1月2日、1月15日、1月30日に公表した3つのモデル(国土地理院, 2024b; 水藤ら, 2024)と、Fujii and Satake (2024)による1つのモデルの計4種類の断層モデルを用いた。以下ではそれぞれを gsi0102, gsi0115, gsi0130, fs と略記する。これら4つの断層モデルを用いたのは、波源の不確実性を考慮するとともに、飯田港周辺に到達した津波を最もよく再現するモデルを特定し、その津波特性を詳しく把握するためである。

各モデルの断層パラメータを表-2に、初期水位分布を図-5に示す。海底の水平・鉛直地殻変動量は Okada (1985)により算定し、初期水位には水平変位に伴う水位変動(Tanioka and Satake, 1996)も考慮した。なお、本研究では地殻変動は瞬時に生じるものと仮定し、断層破壊の進行に伴う時間変化は考慮していない。

2.5 計算結果の検証用データ

各断層モデルによる津波伝播浸水シミュレーションの再現性を評価するため、以下の観測・調査データを用いた。

- ・ 土木学会海岸工学委員会の研究グループによる津波痕跡調査データ(Yuhi et al., 2024a; Yuhi et al., 2024b)
- ・ 国土地理院が公開した空中写真判読による浸水範囲推定図(国土地理院, 2024a)
- ・ 珠洲市役所屋上から撮影された津波到達時の映像(ANNnewsCH, 2024)
- ・ 上記映像から推定された飯田港内の津波水位時系列(Yamanaka et al., 2024)

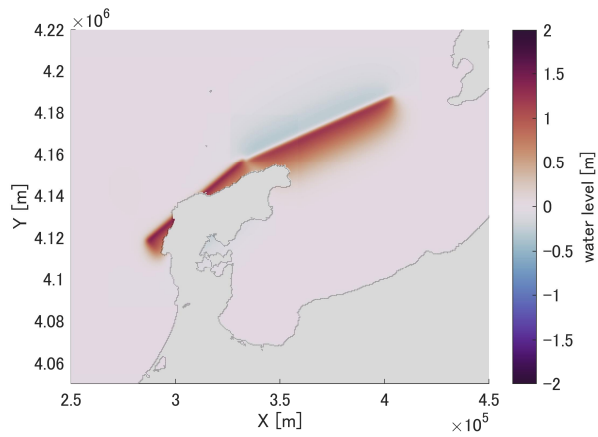
これらの観測・調査データと計算結果を比較することにより、飯田港における津波を最も高い精度で再現する断層モデルを特定する。

表-1 計算領域の設定。2D は 2D3D と同等であるが、z 方向の格子数を 1 としている点が異なる。

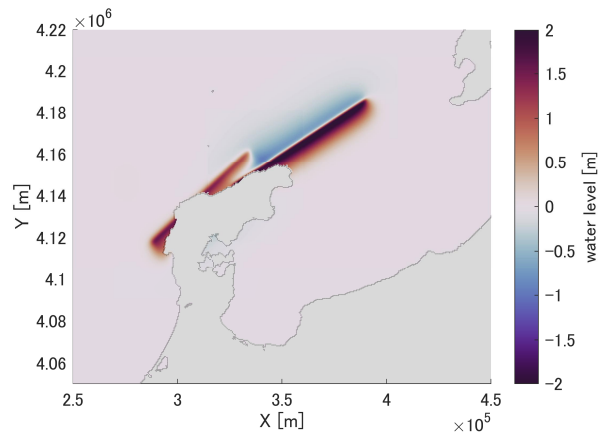
	Domain	計算格子数 (x×y×z)	水平方向の格子 解像度[m]	x 方向(東西)の領域 [m]	y 方向(南北)の領域[m]
2D3D	Domain 1	420×500×1	1350	[28325, 593975]	[3892325, 4565975]
	Domain 2	780×600×1	450	[231725, 582275]	[4028225, 4297775]
	Domain 3	750×870×1	150	[263075, 375425]	[4077575, 4207925]
	Domain 4	348×369×1	50	[335025, 352375]	[4130475, 4148875]
	Domain 5	260×340×8	25	[343462.5, 349937.5]	[4137912.5, 4146387.5]
	Domain 6	360×440×17	12.5	[344956.25, 349443.75]	[4140406.25, 4145893.75]
3D	Domain 1	1300×851×12	150	[263075, 457925]	[4066925, 4194425]
	Domain 2	249×270×9	50	[339975, 352375]	[4135425, 4148875]
	Domain 3	260×340×17	25	[343462.5, 349937.5]	[4137912.5, 4146387.5]
	Domain 4	360×440×17	12.5	[344956.25, 349443.75]	[4140406.25, 4145893.75]

表-2 断層モデルのパラメータ

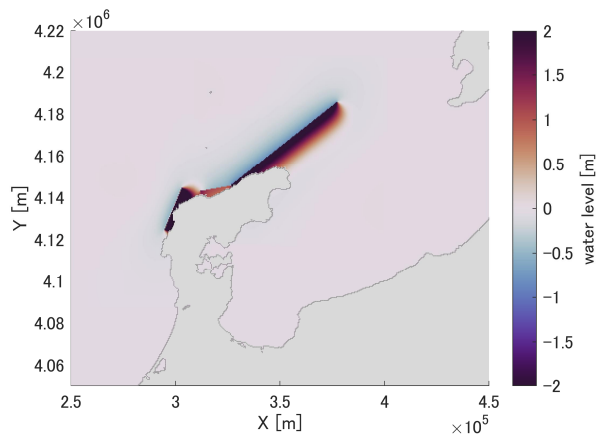
ケース	緯度 [deg]	経度 [deg]	長さ [km]	幅 [km]	深さ [km]	走向 [deg]	傾斜角 [deg]	すべり角 [deg]	滑り量 [m]
gsi0102	37.194	136.592	60.7	13.0	1.7	50.1	25.4	128.6	3.48
	37.548	137.115	76.4	21.9	1.7	66.1	54.1	105.3	2.22
gsi0115	37.185	136.608	63.8	11.9	1.8	46.9	26.0	124.4	3.85
	37.439	137.037	76.0	10.8	1.2	56.9	59.0	99.3	4.31
gsi0130	37.245	136.682	21.7	11.9	0.1	22.6	40.2	83.6	6.69
	37.417	136.875	16.2	20.8	0.0	79.7	54.4	140.7	2.95
	37.446	137.037	64.6	11.9	0.0	51.9	49.7	114.1	4.57
fs	37.993	137.927	36.6	16.32	0.3	201	50	78	0.97
	37.69	137.764	19.98	16.58	0.3	242	50	117	0.5
	37.681	137.397	19.84	16.51	0.3	61	60	122	0.5
	37.528	137.208	21.64	17.09	0.3	52	60	108	0.53
	37.387	136.73	2.61	16.74	0.3	66	60	124	1.16
	37.49	136.83	10.72	16.44	0.3	64	65	126	0.37
	37.257	136.611	15.12	16.74	0.3	69	60	128	0.44
	37.1	136.535	18.41	16.74	0.3	34	60	94	0.49



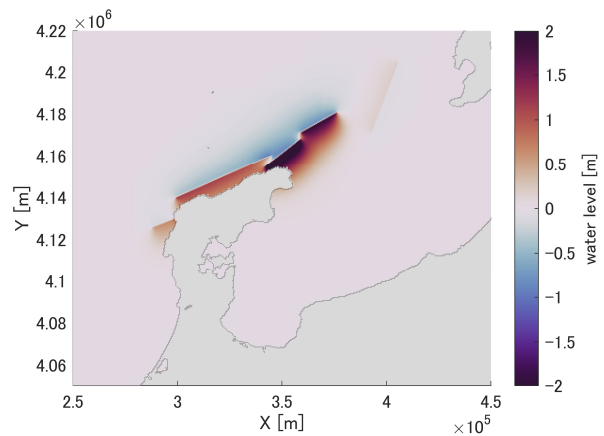
(a) gsi0102



(b) gsi0115



(c) gsi0130



(d) fs

図-5 各断層モデルから計算された初期津波水位分布

3. 断層モデルの評価

3.1 痕跡データとの比較

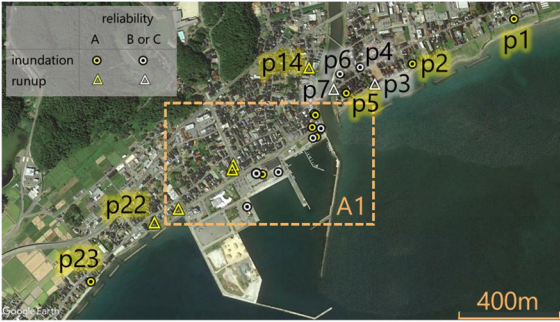
土木学会の合同調査チーム (Yuhi et al., 2024a; Yuhi et al., 2024b) が取得した飯田港周辺23地点の痕跡高のうち、信頼度Aのデータを用いて、シミュレーションで得られた津波高との比較を行った。本節で示す結果は2D3Dによるものである。痕跡データには、遡上高と浸水高の両方が含まれる。図-6(a), (b) に比較対象とした地点を、図-6(c) に地点ごとの比較結果を示す。横軸が各地点における痕跡高を示しており、同じ痕跡高に記す色違いのプロットが各断層モデルから得られた計算値である。すべての断層モデルで、痕跡高が3.5 mを超える地点では過小評価が見られた。これらの地点 (P9, P10, P11, P13) の痕跡は建物壁面に残されたものであり、計算ではそのような局所条件を十分に表現できていない可能性がある。特に gsi0130 と fs では、これらの地点で1.5~2.5 m程度の過小評価が生じており、周辺でほとんど浸水が生じていない計算結果と対応している。

一方で、モデル間の全体的な再現性には明確な差が見られた。浸水範囲における津波高の再現性評価には、Aida (1978)による指標 K および κ を用いた (式(1))。

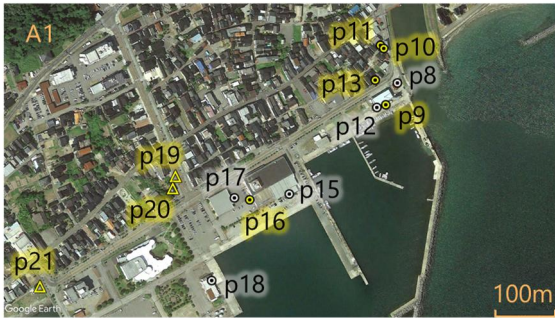
$$\log K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log K_i$$
$$\log \kappa = \left[\frac{1}{n} \left\{ \sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - n(\log K)^2 \right\} \right]^{1/2}$$

式(1)

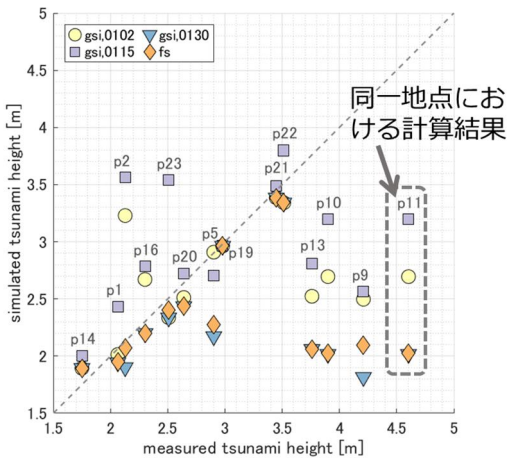
ここで n は地点数、 K_i は地点 i における観測津波高と計算津波高の比、 K は観測津波高と計算津波高の比の幾何平均、 κ はその対数正規標準偏差である。土木学会の指標 (土木学会, 2002) では、 K が1に近く、0.95~1.05の範囲に含まれていて、かつ κ が1.45未満であれば、全体として良好な一致であるとみなされる。表-3 にAida (1978)の指標による評価結果を示す。gsi0115の K は1.00であり、一般に良好とされる範囲に入っていた。他方、他の断層モデルでは K が1.05を超え、全体として痕跡高を過小評価する傾向が認められた。なお、 κ はすべてのモデルで1.45未満であった。gsi0115の K が良好であったのは、エッジ波による影響と考えられるP2やP23における局所的な過大評価と建物壁面に残された痕跡値の過小評価 (P9, P10, P11, P13)が全体として均衡していたためと考えられる。



(a) 飯田港周辺の痕跡高の位置。黄色および白色のマーカーは、それぞれ信頼度 A および B/C を示す。丸印は浸水高、三角印は遡上高を示す。



(b) (a)の A1 領域の拡大図



(c) 各地点における比較。(a)および(b)で示す位置における痕跡高 (横軸) と計算結果 (縦軸) の対応。

図-6 2D3D の計算結果と痕跡高の比較

表-3 Aida (1978)の指標による全体評価の結果		
ケース	K	κ
gsi0102	1.11	1.29
gsi0115	1.00	1.30
gsi0130	1.29	1.37
fs	1.26	1.35

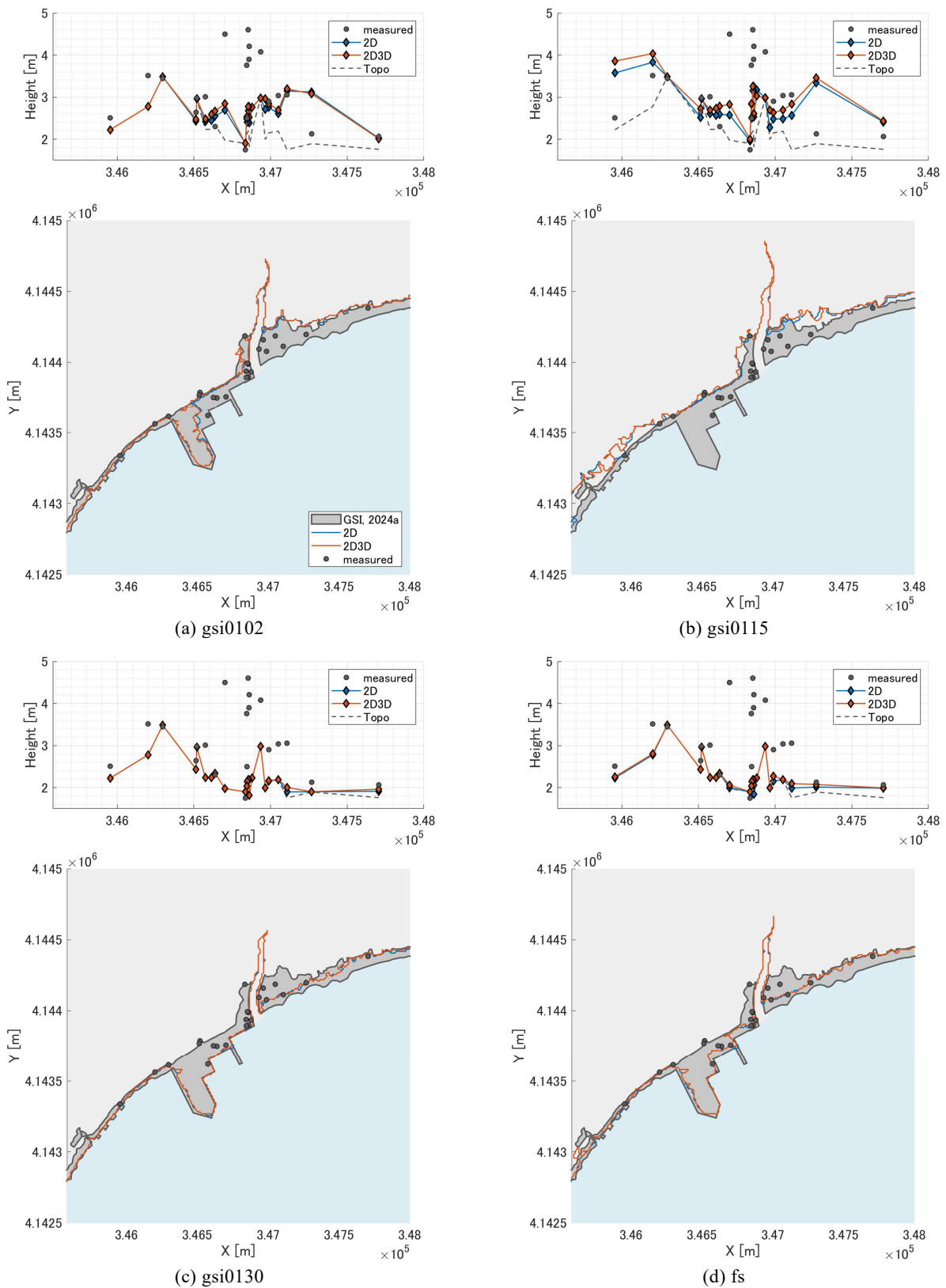


図-7 浸水域および水位の計算結果の比較。各パネル上段は、観測痕跡高と、2D および 2D3D による計算最大水位、ならびに地形を比較したものである。各パネル下段は、計算浸水域（2D：青線、2D3D：橙線）と推定浸水域（国土地理院 (2024a), 灰色領域）を比較したものである。

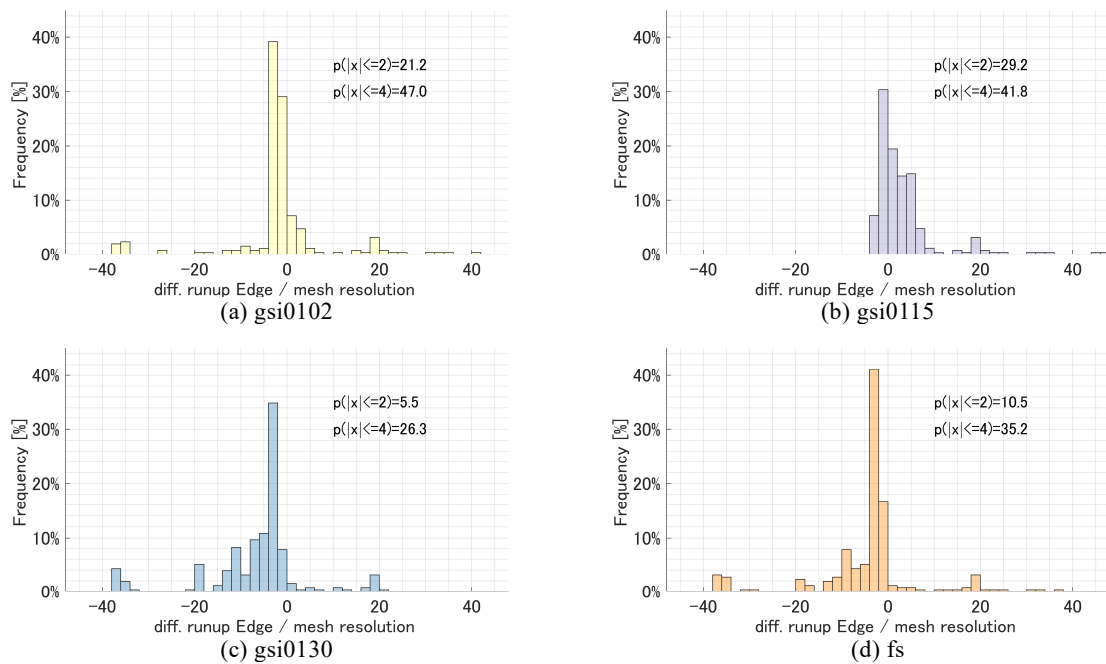


図-8 国土地理院 (2024a)による遡上端位置と 2D3D の計算結果との差. 横軸は無次元誤差であり, 計算結果による遡上端位置と推定浸水域による遡上端位置との差を格子幅で除した値を表す. 各パネル右上の数値は, 誤差がそれぞれ 2 格子以内および 4 格子以内に収まる頻度を示す.

表-3 国土地理院(2024a)による浸水面積と計算結果との比.

case	Ratio
gsi0102	0.757
gsi0115	1.166
gsi0130	0.242
fs	0.375

3.2 浸水域との比較

図-7は, 国土地理院 (2024a)による推定浸水域と各シミュレーション結果を比較したもので, あわせて現地調査による痕跡高 (Yuhi et al., 2024b) も示している. 図中に示す結果は, 2D3Dによるものと2Dによるものを併記しているが, 2D と 2D3D の差は小さく, 分散性の考慮の有無によって生ずる短周期波の出現が浸水域における空間的な浸水範囲や痕跡高に与える影響は限定的であることが示された.

gsi0130 と fs は, 浸水域および最大水位を全体に過小評価しており, 飯田港背後ではほとんど浸水が生じていない. これは, 前節で確認された痕跡高の過小評価とも整合的である. gsi0102 は, 飯田港西側岸壁付近の一部で過小評価が見られるものの, 全体としては比較的良好一致している. これに対し gsi0115 は, 全体として最もよく

一致している一方, 飯田港の東および西の領域の一部で遡上端をやや過大評価した. これは飯田港周辺で浸水をもたらしたエッジ波の波高をやや大きく見積もっている可能性を示唆している. ただし, 岸壁背後を含む浸水を再現できたのは gsi0115 のみであった.

図-8に示す遡上端位置の差の頻度分布によれば, 観測との差が4メッシュ以内 (50 m以内) に収まる割合は, gsi0102 で68.2%, gsi0115 で71.0%であった. これに対し, gsi0130 は31.8%, fs は45.7%にとどまり, 再現性は明らかに低い. 浸水面積比の比較 (表-4) でも, gsi0130 と fs は国土地理院 による推定浸水面積の約30%しか再現していないことが分かる.

3.3 港内津波波形との比較

Yamanaka et al. (2024) は, 映像記録から港内側防波堤壁面と水面の境界を追跡することにより, 津波水位時系列を推定している. この時系列は, カメラアングルの変更により防波堤壁面がフレーム外に出るまで, すなわち地震発生から約32分後の第一波の引き波まで得られている.

図-9は水位の時系列を比較した結果である. 図に示す結果は2D3Dによるものである. Yamanaka et al. (2024) の推定結果では, 地震発生から約1,200秒後に約1.5 mの第一

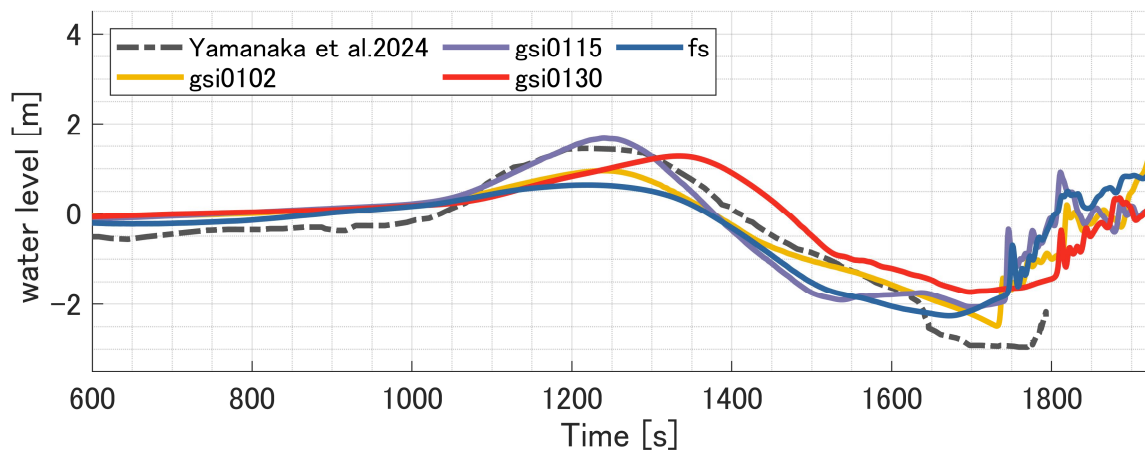


図-9 飯田港内の水位時系列 (Yamanaka et al., 2024) と計算結果の比較。

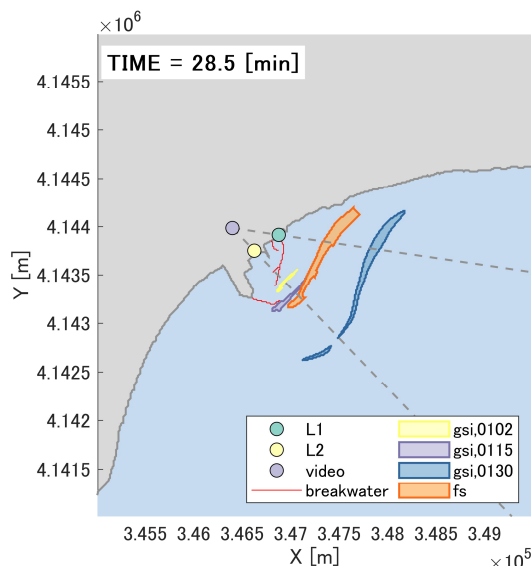
波が到達していることが分かる。gsi0102 および fs は第一波の周期を概ね再現しているものの、ピーク高を過小評価しており、その値はそれぞれ約1.0 m、約0.6 mであった。gsi0130ではピーク高については比較的良好に再現しているものの、到達時刻が約100秒遅れている。これに対し gsi0115 は、第一波の周期とピーク高の双方を最もよく再

現し、ピーク後の引き波も適切に捉えていた。

もっとも、第一波のピーク高は約1.5 mであり、図-6(a)、(b) に示した痕跡高より小さい。このことから、第一波だけでは飯田港周辺で観測された痕跡高を説明できない。それでも、シミュレーション全体の妥当性を評価するうえでは、最大水位や浸水域だけでなく、水位の時間変化も検証対象に含める必要がある。したがって、痕跡高の再現には不十分であっても、第一波の波形を適切に再現できていることは、モデル全体の信頼性を判断するうえで重要である。



(a) 映像記録のスナップショット



(b) 計算における波峰位置

図-10 短周期波到来時の波峰位置の比較。計算結果は2D3Dによる。

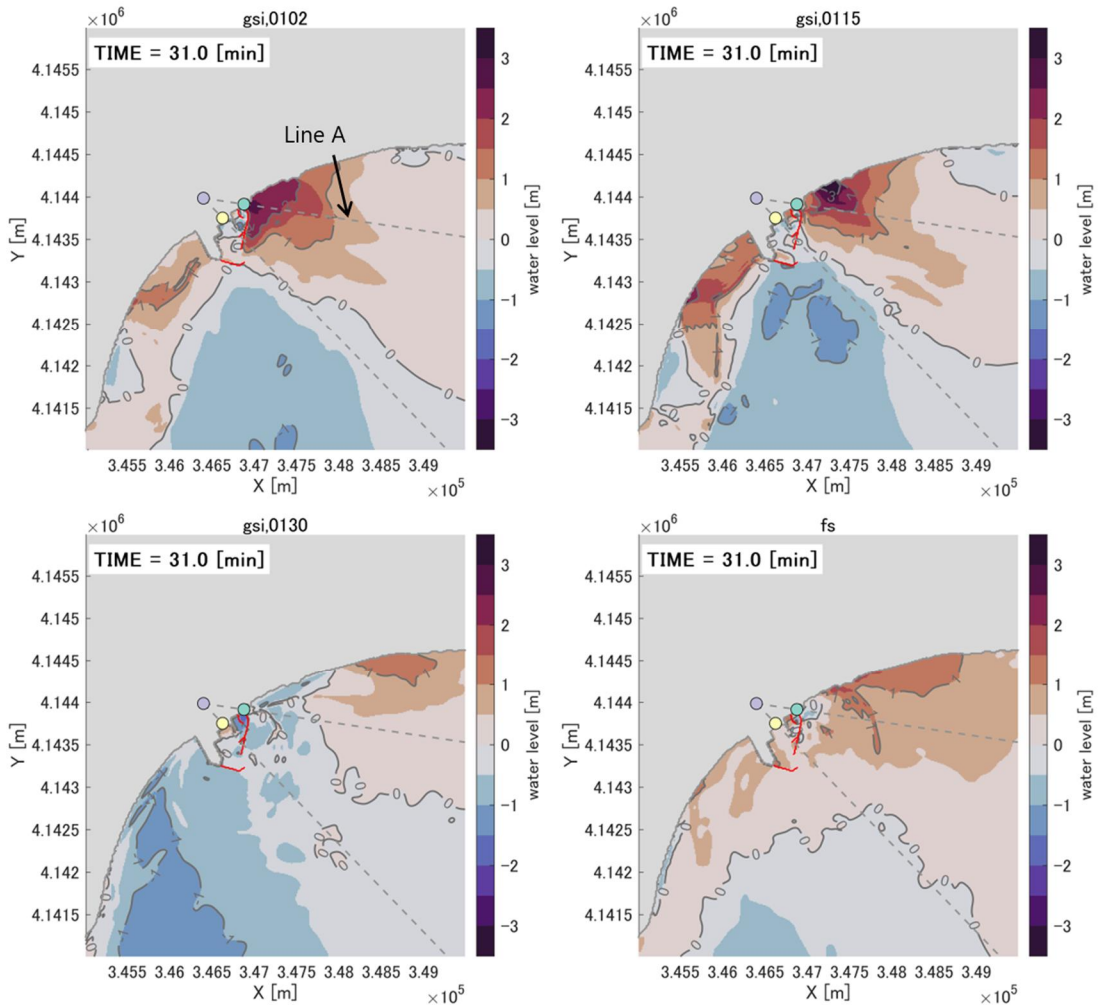
3.4 映像記録との比較

図-10および図-11では、映像記録に捉えられた短周期波およびエッジ波の位置と同時刻のシミュレーション結果を比較した。いずれも2D3Dの結果である。シミュレーション結果の緑色 (L1) および黄色 (L2) の円は、それぞれスナップショット内の緑色および黄色の円の位置 (いずれも構造物上にプロット) に対応している。また、図-11ではカメラアングルの変更によりL2は含まれていない。なお、シミュレーション結果の図示 (図-10(b)) にあたっては、分裂した波のうち先頭の波峰のみを抽出している。

図-10(a) に示すスナップショットでは、砕波しながら進行する分裂波の波頂がL1付近からスナップショットに示されたL2を超えて防波堤に近い位置まで伸びていることが確認できる。図-10(b)の波峰位置比較によれば、波峰がスナップショットの位置に近いモデルとして gsi0130 または fs が挙げられるが、gsi0130 では進行が遅い。一方、gsi0102 および gsi0115 では、波峰は L2 近傍の狭い領域にのみ存在していた。



(a) 映像記録のスナップショット



(b) 計算水位の空間分布

図-11 エッジ波到来時の水位の比較. 計算結果は 2D3D による.

図-11のエッジ波到達時の比較では、スナップショットから、砕波しながら進行するエッジ波が L1 とカメラ位置を結ぶ線 (Line A) の内側、すなわち港内側に位置していることが分かる。これに対し、gsi0130 および fs では、エッジ波は Line A の外側にあり、水位は約1 mである。gsi0102 および gsi0115 では、水位2 m以上の領域が Line A より港内側に存在しており、映像記録に近い結果となった。ただし gsi0102 では、この高水位域がすでに防波堤

に達しており、映像記録に比べて到達が早すぎる。実際には、映像記録の時刻から約10秒後に防波堤を越流し始めた。

以上の定性的比較から、gsi0102 では短周期波・エッジ波ともに到達時刻が早すぎることで、gsi0115 では短周期波の広がりはやや小さいものの、エッジ波の到達時刻と空間範囲は映像記録に比較的近いこと、gsi0130 および fs ではエッジ波の位置と波高の再現性が低いことが分かった。

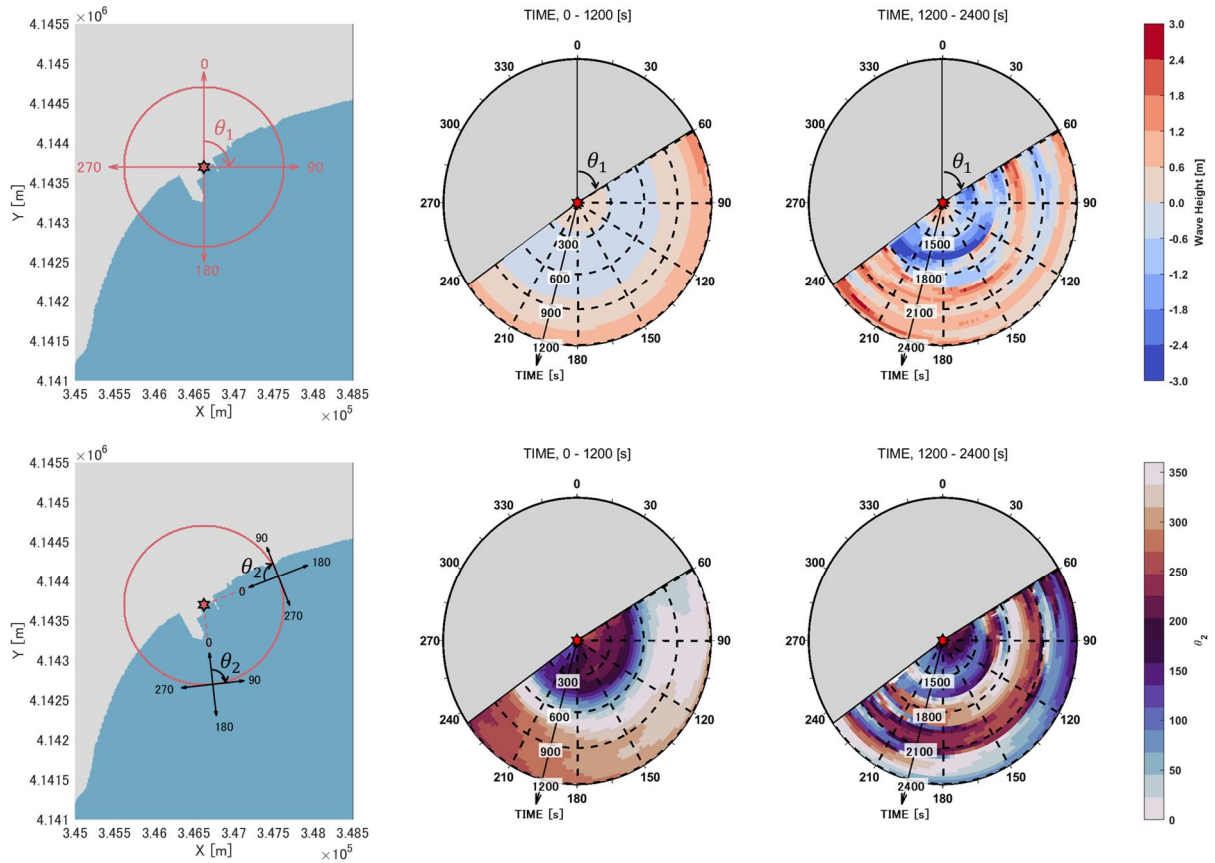


図-12 飯田港に到来する津波の空間分布の時刻歴. 上段：飯田港を中心とする半径 1 km の円周上における水位の空間分布の時刻歴. 下段：同一円周上における流向の空間分布の時刻歴. θ_1 は方位角, θ_2 は流向を示す.

ただし、ここでの比較はあくまで定性的なものであり、
 今後は映像記録の詳細解析によって、より定量的な検証
 を行う必要がある。

以上で述べたとおり、各断層モデルによる伝播浸水シ
 ミュレーションを比較した結果、一部で浸水深や浸水域
 をやや過大評価するものの、gsi0115 が飯田港周辺の津波
 伝播および浸水過程を最も高い精度で再現する断層モデ
 ルであると結論付けた。

4. 飯田港に到達した津波の詳細解析

4.1 津波伝播浸水過程

波源域からの津波伝播過程については、既往研究
 (Takagi et al., 2024; Yamanaka et al., 2024) ですでに報告が
 されている。飯田湾沖に延びる飯田海脚の影響により、
 飯田港を含む湾全体に津波エネルギーが集中したと考え
 られており、本研究のシミュレーションでも同様の傾向
 が確認された。そこで本節では、既往研究で十分に詳述

されていない、飯田港における具体的な津波の到達過程
 と浸水過程に焦点を当てる。以下では、3章の結果に基づ
 き、gsi0115 を用いた 2D3D の計算結果を示す。

図-12上段は、飯田港（図中の星印）を中心とする半径
 1 kmの円周上における水位時系列を、円周方向に沿って
 示したものである。飯田港中心から円周上の各点への角
 度を方位角 θ_1 と定義する。図-12下段は、同じ円周上にお
 ける流向を示しており、飯田港中心へ向かう流れを $\theta_2 =$
 0° と定義している。したがって、図-12下段にて白系統で
 示される領域は飯田港へ向かう流れ、 θ_2 が 180° 前後の黒
 系統で示される領域は港から沖へ向かう流れに対応する。

まず、地震発生から1,200秒までと、その後の1,200～
 2,400秒とでは、水位変動の周期が明瞭に異なる。1,200秒
 までに見られる水位上昇は第一波であり、約800秒から緩
 やかに上昇を開始し、約1,000秒で1 mを超える。このとき
 $\theta_1 = 60^\circ \sim 120^\circ$ 付近に飯田港へ向かう流れが見られる（図
 -12下段の白系統の領域）ことから、第一波は主として東
 側から飯田港に到達したことが分かる。また、 $\theta_1 = 180^\circ$

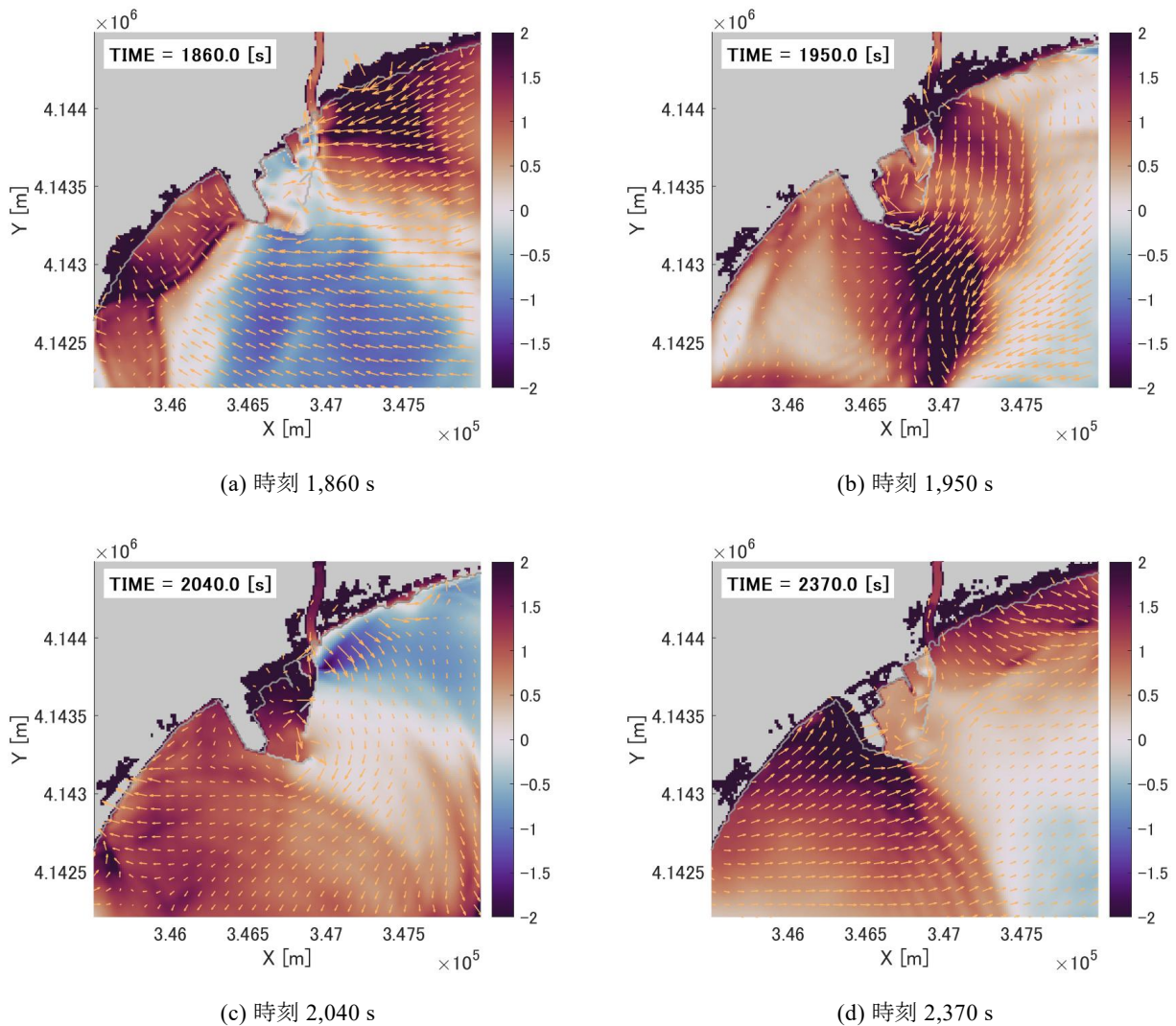


図-13 飯田港到来時における津波水位の空間分布のスナップショット。

では流向が約 270° （東から西に向かう流れ）であり，第一波到達時には，波源からの直接波が能登半島を回り込むように回折し，飯田港だけでなく周辺一帯の水位を上昇させていたことが示される。

これに対し，1,500～1,700秒には， θ_1 が約 120° の南東方向で θ_2 が 180° （つまり，飯田港から離れる向き）の強い引き波が見られ，水位は約 -2 mに達する．この引き波は約1,700秒まで続き，その直後に極めて短周期の津波成分が南東側から到達する．流向から見ると，この波はほぼ飯田港へ向かって直進しており，3章で述べた短周期波に対応し，その波高は2 mを超えている．

さらにその約120秒後には， θ_1 が約 90° の東側から飯田港へ向かう別の津波が到達し，その波高も2 mを超える．飯田港周辺に浸水をもたらした津波水位のスナップショ

ットを示した図-13によれば，この津波は飯田港東側で浸水を引き起こしており，東岸に沿って伝播するエッジ波（またはエッジボア）に対応する．このエッジ波は，防波堤を越流するだけでなく，防波堤沿いに港内へ侵入し，港背後の浸水にも寄与している．

その後，2,200～2,400秒には， θ_1 が約 225° の南西方向から飯田港へ向かう津波が確認され，その波高も2 mを超える．これは南西から到達した別のエッジ波であり，飯田港西側岸壁周辺で浸水を引き起こしている．

図-14は，飯田港に到達した津波の方向，到達時刻，およびその波高を整理したものである．地震発生後2,400秒以内に，異なる方向から4つの明瞭な到達が確認される．すなわち，東から到達する比較的緩やかな第一波，南東から到達する短周期波を伴う第二波，東岸沿いを進行す

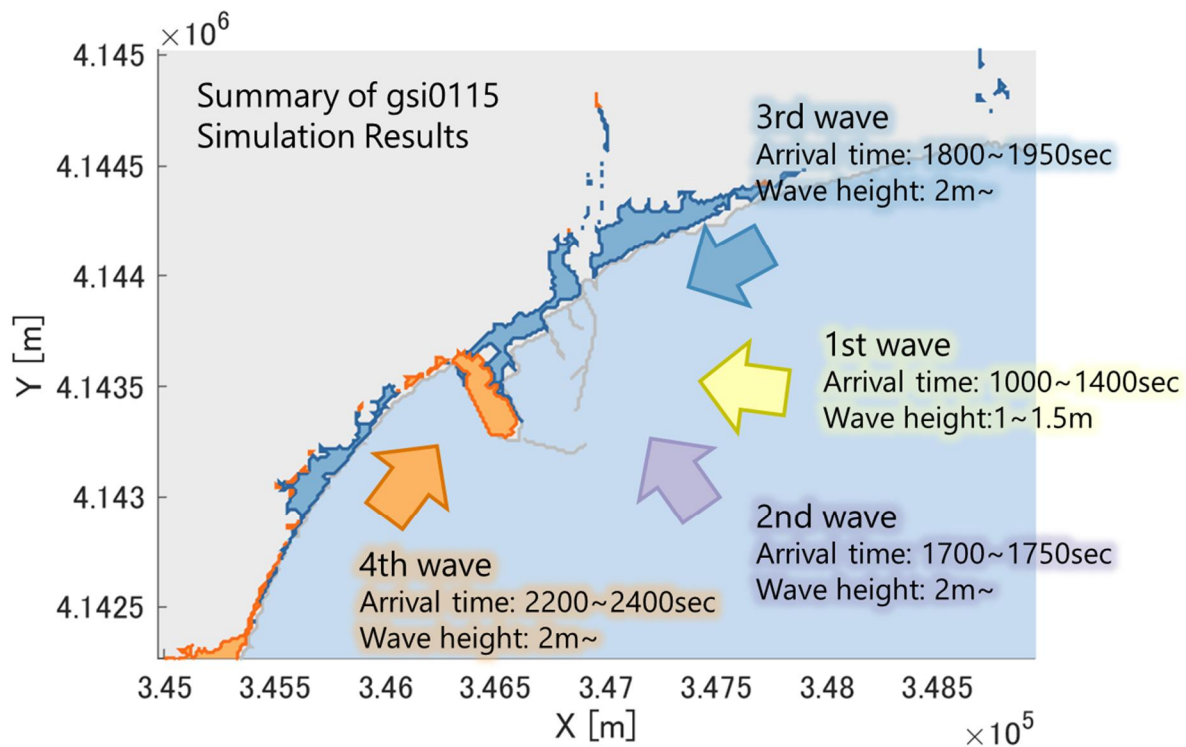


図-14 飯田港に到来した津波の到達時刻，到来方向，および概略波高のまとめ．陸上の着色領域は浸水域を示し，その色は矢印の色に対応している．すなわち，陸上の青色領域は第3波による浸水域を示す．なお，本図は gsi0115 による計算結果を総合的に解釈して整理したものである．

るエッジ波，そして南西から到達する別のエッジ波である．飯田港周辺の浸水過程は，これら複数の成分が時間差を伴って重なり合うことで形成されており，特に港背後の浸水にはエッジ波の寄与が大きいと判断される．

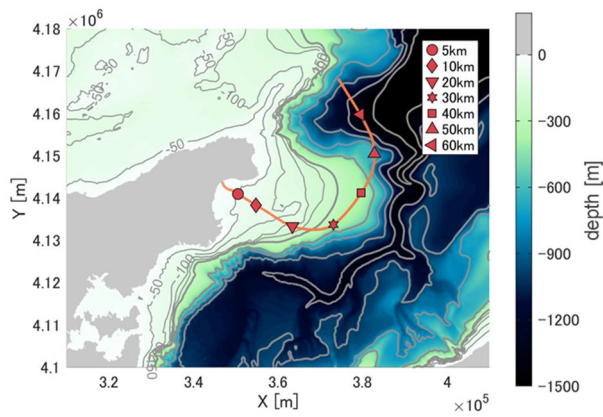
4.2 大水深域における分散効果の影響

岩瀬ら(2002)は，大水深域における波数分散効果の強さが，初期津波場を構成するフーリエ成分の相対的な大きさに依存することを示し，波源の平均水深，断層幅，傾斜角から算出される簡易評価指標 I_D を提案した．岩瀬ら(2002)はこの I_D が1を超える場合，大水深域での分散効果の影響は無視できないと結論付けた．本研究では，この I_D を用いて，能登半島地震津波における大水深域分散の重要性を確認した．gsi0115では，波源域平均水深561.3 mを用いると $I_D = 4.81$ となり，大水深域での分散効果は無視できないことが示された．3章で用いた他の断層モデルでも I_D はおおむね3前後であり，いずれも分散効果が無視できない条件にあった．本研究で I_D が比較的大きい値を示した主因は，断層幅が約10 kmと狭かったためであ

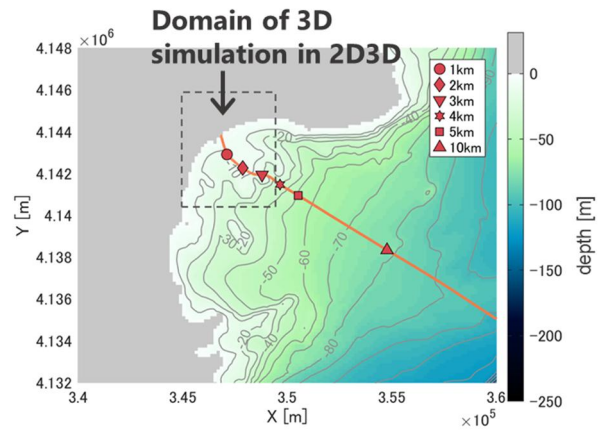
る．

次に，大水深域分散が飯田港近傍の津波波形に与える影響を検討するため，飯田港周辺のみで非静水圧モデルを適用した2D3Dと，波源域から沿岸まで非静水圧モデルを適用した3Dを比較した．図-15(c)および図-15(d)は図-15(a)および図-15(b)に示す波向線(Satake, 1988)に沿った各地点の水位時系列を示している．図-15(c)からは，沖合50~60 kmの時点ですでに大水深域分散による波形変形が現れていることが分かる．具体的には，第一波ピークの低下，第一波および第二波の波長伸長，さらに第二波背後の分散波列の形成である．

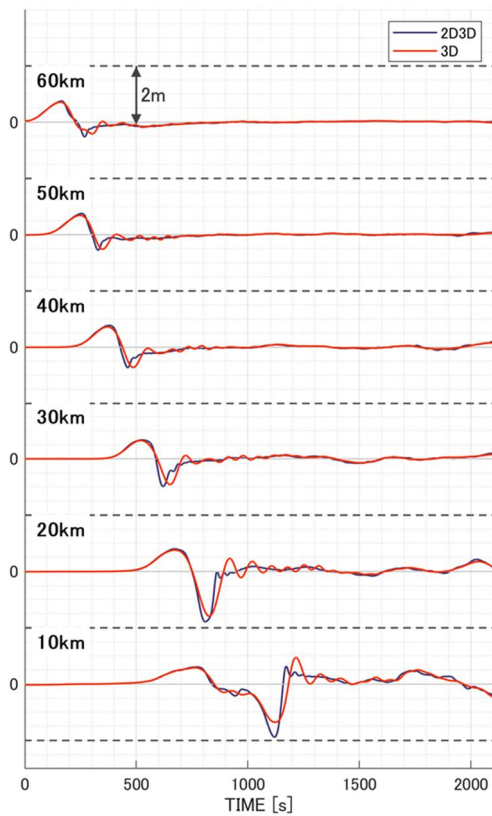
10 km地点では，第一波形状に2D3Dと3Dの大きな差はないが，第一波後の引き波と第二波ピークには明瞭な差が見られる．引き波のピークは2D3Dで約-2 m，3Dで約-1.4 mであり，3Dでは第二波ピークの出現も約20~30秒遅れる．その結果，2D3Dの方が第二波前面で急峻になる．両モデルで10 km地点に向かって第二波ピークが増大するが，これは非線形増幅ではなく，飯田海脚による屈折の影響と考えられる．実際，10 km地点では水深約77 m，



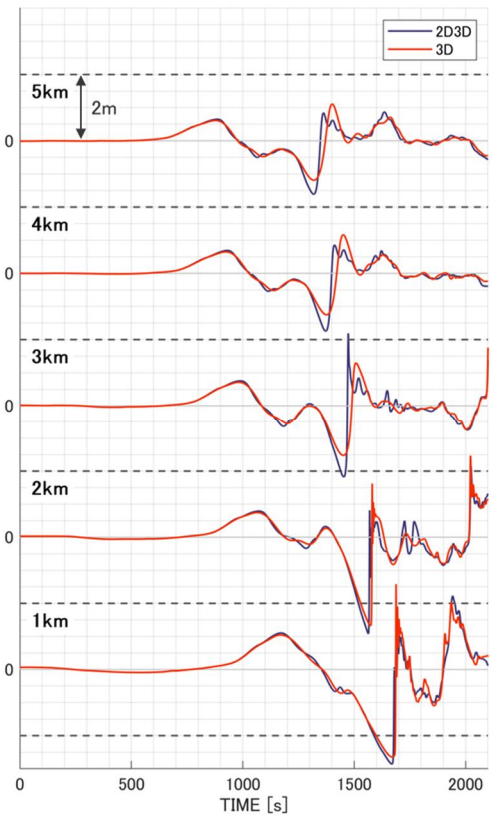
(a) 10-60 km の抽出位置



(b) 1-5 km の抽出位置



(c) 10-60 km の抽出点における水位時系列



(d) 1-5 km の抽出点における水位時系列.

図-15 飯田港に向かう波向線上における津波水位時系列と抽出位置.

波高約1 mであり、波高水深比は約0.01にすぎず、非線形増幅の可能性は低い。第一波で同様の増幅が見られないのは、第一波が等深線に沿って能登半島を回り込むように伝播し、第二波ほど屈折の影響を受けないためである。浅海域に入ると、この違いは短周期波の出現に直接つ

ながる。図-15(d)によれば、第一波については到達時刻の差はほとんどなく、飯田港に最も近い1 km地点でもピーク差は約5 cmにとどまる。一方、第一波後の引き波から第二波にかけては差が顕著となり、第二波前面は急峻化して複数の短周期波へと分裂する。波面の急峻化とそ

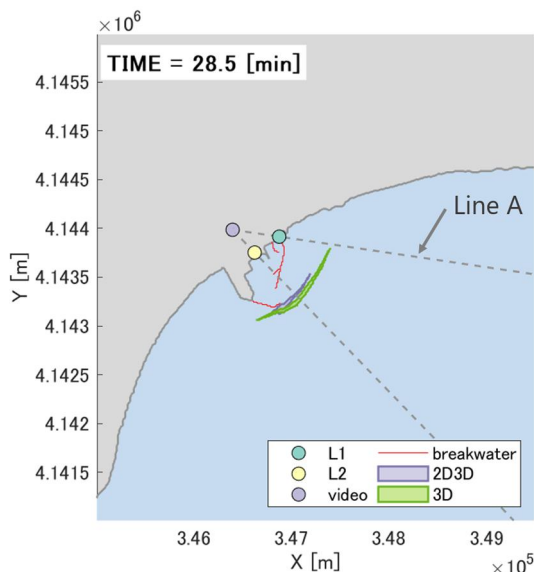


図-16 2D3D と 3D における短周期波到来時の波峰位置の比較．断層モデルは gsi0115 である．比較時刻は図-10 と同じである．

れに続く短周期波列の形成はソリトン分裂の特徴であり，4.1節で確認された飯田港の南東方向から到達する短周期波は，ソリトン分裂によるものと判断できる．

ただし，分裂の発生位置と時刻はモデルによって異なる．2D3D では，急峻な波面が非静水圧領域に入った直後の3 km地点で分裂波が出現するのにに対し，3D ではより遅れて2 km地点（水深7.98 m）で発生する．3D では分裂波の通過も約15秒遅れ，図-16に示されるように，波峰位置は2D3D より約80 m沖側にずれている．また，その空間的広がりも Line A に達するまで大きく，映像記録との対応は3Dの方がよく，大水深域の分散性を考慮することで改善した結果を得た．ただし，繰り返しになるが，この違いは定性的比較に基づくものであり，厳密な定量評価には今後の映像解析が必要であることには留意が必要である．

5. 考察

4.2節で示したように，大水深域から浅海域への伝播過程での分散を考慮すると，浅海域に出現する分裂波の特性は変化する．そこで本章では，なぜ第二波でソリトン分裂による短周期波が顕著に現れたのか，またどのような場合に分散を考慮した津波伝播モデルを選択すべきかについて，分散の定量指標 (Glimsdal et al., 2013; Yamanaka et al., 2018) に基づいて考察する．

Glimsdal et al. (2013) は，伝播過程における分散の累積効果を定量化する指標として，式(2)に示す分散時間 τ を提案した．

$$\tau = 6Lh^2/\lambda^3 \quad \text{式(2)}$$

ここで， L は伝播距離， h は水深， λ は波長である．すなわち，津波が長距離を伝播するほど，水深が深いほど，また波長が短いほど， τ は大きくなる．特に λ は3乗で効くため，波長の短さが分散時間に与える影響は大きい．

Glimsdal et al. (2013) は，この λ を断層幅で代表させて τ を評価した．本研究でも同様に，gsi0115の断層幅を用いて τ を算出する（表-5 A列）と，図-15(a)に示した海岸線から10 km地点～60 km地点の区間において，すべての地点で τ は0.05を超え，一部では0.1以上に達した．Glimsdal et al. (2013) は $\tau > 0.1$ を分散が無視できない目安としており，本事例でも沿岸から20～30 km程度の地点でその水準に達していた．これは，伝播途中で波数分散の影響が顕在化する区間が存在することを示している．

ただし，本研究の対象である能登半島地震津波では，波源域が岸に近いという特徴がある（すなわち，伝播距離 L が短い）．この場合でもgsi0115の断層幅は10.8 kmと狭く， τ の分母が小さくなるため，比較的短い伝播距離でも大水深域での分散が現れやすい．断層幅を用いた τ の評価では第一波と第二波を区別できないものの，岩瀬ら(2002)の評価で得られた結果と同様に，本事例では大水深域分散を無視しにくいことを示している．

分散の影響をさらに詳しく見るために，10 kmおよび20

表-5 Glimsdal et al. (2013)に基づく分散時間

海岸全からの距離	(A) 断層幅から計算した分散時間	(B) 3D 計算から得られた波長を用いて計算した分散時間（第1波/第2波）	(C) 2D3D 計算から得られた波長を用いて計算した分散時間（第1波/第2波）
60 km	0.0526	-	-
50 km	0.0786	-	-
40 km	0.0945	-	-
30 km	0.1156	-	-
20 km	0.1232	0.016/0.259	0.017/1.353
10 km	0.0648	0.015/0.479	0.017/2.672

km地点のシミュレーション波形から波長 λ を直接推定し、 τ を再評価した（表-5 B列およびC列）。ここでは、各波形から得られた半周期の2倍に長波の波速 $\sqrt{gh}$ を乗じて波長を求め、水深 h は波向線の始点から対象地点までの平均水深とした。第一波については、水位が10 cmを超える時間を半周期とし、第二波については、第一波後の負のピークから第二波の正のピークまでの時間を半周期とした。この再評価により、第一波と第二波の違いはより明瞭になった。第一波の波長は約16 kmと長く、 τ は小さいため、分散の影響は限定的である。これは、2D3Dと3Dの双方で第一波の波形がほぼ一致していたこととも整合する。これに対し、第二波の波長は2.92~5.17 kmと著しく短く、 τ は無視できない水準まで増加する。図-15(c)において3Dで第二波背後に分散波列が現れたことは、この評価と整合的である。さらに、2D3Dは沖合で非分散であるため、沖合での波長伸長を表現できず、より短い第二波波長を与えている。

以上より、断層幅に基づく簡便な評価と、シミュレーションの時系列波形から波長を求めた評価のいずれも、本事例で分散を無視できないことを示している。したがって、津波伝播シミュレーションに先立ち、断層幅などの波源パラメータに基づいて分散の重要性を概略評価することは、分散を考慮したモデルを採用すべきかどうかを判断するうえで有用である。

次に、なぜソリトン分裂による短周期波が第二波で顕著に現れたのかを、Yamanaka et al. (2018)の結果を用いて考察する。Yamanaka et al. (2018)は、沖合から入射する理想化津波が一定勾配斜面を遡上する際の分裂波出現条件を整理しており、入射波は式(3)で与えられる。

$$\eta_{in} = A \cos\{\omega(t - t_0)\} \exp\left\{-\frac{\omega^2(t - t_0)^2}{2\alpha^2}\right\} \quad \text{式(3)}$$

ここで、 η_{in} は境界での入射津波、 A は津波振幅、 ω は角周波数、 t_0 は津波ピーク時刻、 α は先行津波の影響を表す係数である。図-17によれば、非線形強度 ε と正規化伝播距離 K がともに大きいほど、分裂波は出現しやすくなる。これらは式(4)で定義される。

$$\frac{\varepsilon}{K} = \frac{A/h}{L/\lambda} \quad \text{式(4)}$$

これらの指標は、浅水変形による非線形性の増大と、伝播距離および波長に基づく分散性の効果を表すものである。特に α が大きいほど、すなわち先行する引き波の影響が強いほど、分裂波出現の境界は緩くなる。これは、引き波による水位低下が後続波の実効的な非線形性を高めるためである。

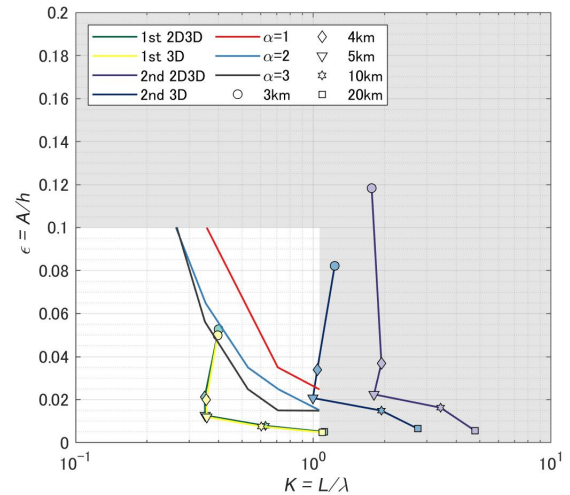


図-17 ソリトン分裂によって生成される短周期波の出現に関する非線形強度 ε と正規化伝播距離 K の関係。色付きの線はYamanaka et al. (2018)の結果を示し、赤： $\alpha = 1$ 、青： $\alpha = 2$ 、黒： $\alpha = 3$ 。マーカー付きの線は本研究の計算結果を示す。

図-17中に示した第一波および第二波の $\varepsilon - K$ 関係を見ると、第一波では波長が長く波高も大きくないため、両モデルとも大部分の点が分裂境界の左下に位置する。したがって、第一波を入射波とみなした場合、ソリトン分裂による短周期波の発生は考えにくい。ただし、3 km地点では $\alpha = 3$ の境界を上回っており、先行する引き波が存在した場合、あるいは第一波の振幅がさらに大きかった場合には、第一波でも分裂が生じる可能性は残る。第一波について2D3Dと3Dの差が小さいことは、この波に対する大水深域分散の影響が小さいことを反映している。

これに対して第二波では、第一波よりも波長が短いため、正規化伝播距離 K は大きくなる。さらに、4.2節で示したように、先行する大きな引き波によって実効振幅が増加し、非線形強度 ε も増大する。実際、飯田港から5 km地点では、第二波の波高自体は第一波と大きく変わらないにもかかわらず、 ε は約2倍となっている。加えて、2D3Dでは沖合で波長伸長が表現されないため、より短い波長に起因して K がさらに大きくなる。これらの結果から、第二波は両モデルにおいてYamanaka et al. (2018)の分裂境界より上側に位置し、ソリトン分裂が生じやすい条件にあったと解釈できる。

第一波と比べると、第二波では ε の増加よりも K の増加の方が顕著である。このことは、沿岸で観測された短

周期波の主因が、沖合で形成された短波長特性にあったことを示唆している。ただし、本研究で扱った ε および K の範囲の多くは、Yamanaka et al. (2018) が直接検討した条件範囲の外側にある。そのため、同研究の境界曲線をそのまま外挿して解釈している点には一定の留保が必要であり、より大きな ε および K を持つ条件での追加検討が望まれる。

工学的観点から見ると、浅海域のみに分散を考慮した 2D3D であっても、5 km 地点の入射波形からはソリトン分裂による短周期波の発生可能性を予測できる。しかし、4.2 節および本章前半で示したように、大水深域での分散は沖合波形そのものを変形させ、その結果として浅海域への入射波形、ひいては短周期波の到達時刻、波峰位置、空間的広がりを変化させる。したがって、2D3D による浅海域波形の信頼性には限界があり、短周期波の砕波や構造物作用を評価する工学的目的に対しては不十分である可能性がある。港湾・海岸構造物の設計や評価においては、分散効果を事前に評価したうえで、適切なモデルを選択して津波伝播計算を行うべきである。

分散効果の事前評価については、本研究で示したように、岩瀬ら (2002) や Glimsdal et al. (2013) の方法により、断層パラメータから大水深域分散の影響を概略把握できる。分散は一般に波源短軸方向の伝播で顕著になりやすいが (岩瀬ら, 2002)、能登半島地震津波のように地形の影響で伝播方向が複雑な場合でも、計算負荷の小さい 2D 計算や波向線追跡法 (Satake, 1988) を併用することで、分散の影響を受けやすい領域を概ね見積もることができる。なお、Glimsdal et al. (2013) は $\tau > 0.1$ を一つの目安としているが、本研究では τ がおおむね 0.05 を超えた段階で分散の影響が現れ始めた。この値は一般的な閾値として断定すべきものではなく、少なくとも本事例ではその程度から影響が認められた、という位置づけにとどめるのが適切である。今後は事例の蓄積を通じて、この点をさらに検証する必要がある。

6. 結論

6.1 本研究で明らかになった飯田港における津波挙動

本研究では、2024 年 1 月 1 日に発生した能登半島地震津波において、石川県珠州市飯田港で映像記録に捉えられた短周期波に着目し、その再現と関連する津波特性の解明を試みた。複数の初期津波波源モデルと、分散性の扱いが異なる複数の数値シミュレーション手法（非分散モデル、浅海域分散モデル、全域分散モデル）を用い、津波痕跡調査結果、推定浸水域、映像記録、および映像

から推定された港内水位時系列を用いて総合的な検証を行った。その結果、2024 年 1 月 15 日に国土地理院が公表した断層モデル gsi0115 が痕跡高、浸水域、港内における第一波の波形、ならびに映像に捉えられた短周期波およびエッジ波の到達状況を含め、飯田港の津波挙動を最も高い精度で再現することが示された。

gsi0115 を用いた再現計算から、飯田港には異なる方向から異なる時刻に複数の津波成分が到達していたことが明らかとなった。地震発生から約 1,000 秒後に東側から到達する比較的緩やかな第一波、約 1,700 秒後に南東側からソリトン分裂を伴って到達する第二波、さらにその後東側および南西側から到達する複数のエッジ波である。これらの成分は単独で作用したのではなく、時間差を伴って重なり合うことにより、飯田港周辺における複雑な浸水過程を形成していた。特に、エッジ波は港周辺の浸水挙動に大きく寄与しており、飯田港で見られた被害の空間分布を理解する上で重要な役割を果たしていた。

また、映像記録に捉えられた短周期波については、その到達方向、時刻、および波形変形の特徴から、浅海域で生じたソリトン分裂に起因する可能性が高いことが示された。したがって、本研究は、飯田港における津波被害が、単一の津波波群によるものではなく、第一波、ソリトン分裂を伴う第二波、および複数のエッジ波が重なり合う複雑な津波伝播浸水過程の結果として生じたことを明らかにしたものである。ただし、本論文で示した結果は、あくまで飯田港周辺における再現性に関するものであり、他地域でも同様の傾向が成り立つことを意味するものではない点には留意する必要がある。

6.2 大水深域分散と数値モデル選定への示唆

本研究では、浅海域のみで分散を考慮したモデルと、波源域から沿岸まで分散を考慮した全域分散モデルとを比較することにより、大水深域分散が飯田港に到達する津波波形に与える影響を検討した。その結果、大水深域での分散は、近地津波であっても無視できない場合があることが示された。全域分散モデルでは、飯田港から数十 km 沖合の段階で、第一波ピークの低下、第一波および第二波の波長伸長、ならびに第二波後方の分散波列の形成が認められ、これらの沖合での波形変形が、浅海域における短周期波の出現特性に影響していた。特に、短周期波の到達時刻、波峰位置、および空間的広がりについては、全域分散モデルの方が映像記録との整合性が高かった。

複数の指標を用いた評価からは、断層幅が狭い場合や波長が短い津波では、大水深域での分散性が重要となる

ことが示された。gsi0115を含む本研究の断層モデルでは、断層幅がおよそ10 kmと比較的狭く、岩瀬ら(2002)による指標 I_D は3前後から4.81の値を示した。これは、大水深域における波数分散効果が無視できない条件にあったことを示唆する。また、Glimsdal et al. (2013)に基づく分散時間 τ の評価からも、本事例では沖合伝播の段階で分散の影響が顕在化していたことが確認された。さらに、短周期波の発生には、大水深域分散だけでなく、先行する引き波による非線形性の増大が重要であった。第二波は第一波に比べて波長が短く、分散の累積効果を受けやすかったうえ、大きな先行引き波によって実効的な波高水深比が増大し、ソリトン分裂が生じやすい条件にあった。したがって、飯田港で観測された短周期波を適切に再現するためには、浅海域だけで分散を考慮するのは不十分であり、波源特性と伝播過程を踏まえたうえで、大水深域分散を含むモデルを採用すべきかどうかを事前に判断する必要がある。

以上の結果は、ソリトン分裂のような複雑な現象を適切にシミュレーションするには、局所的な地形条件のみならず、波源特性に基づく分散効果の事前評価と、それに応じた数値モデル選定が不可欠であることを示している。これは、波状段波やそれに伴う衝撃的な津波波力を評価する際、入力波形の設定が実務上の重要な前提条件であることを意味する。

6.3 耐津波設計への貢献可能性と今後の課題

防波堤の耐津波設計ガイドラインでは、波状段波が発生する場合には衝撃的な津波波力が大きくなるため、修正谷本式を適用するとされている。一方で、防波堤に作用させる津波高さは、防波堤を考慮した数値シミュレーションにより求めることが原則であり、その設定にあたっては津波高、流速、来襲方向、周期特性、時間変化特性、継続時間などを適切に考慮する必要がある。したがって、波状段波の有無の判定や波力式の選択に先立ち、入力波形をどの数値モデルで取得するかは、実務上きわめて重要である。

本研究の知見は、波状段波やそれに伴う衝撃的な津波波力を適切に評価するためには、局所的な津波高さ・水深比や海底勾配だけでなく、波源特性に基づく分散効果の事前評価と、それに応じた数値モデル選定が重要であることを示唆する。すなわち、本研究は波力算定式そのものを直接更新するものではないが、その前提となる入力波形の設定方法とモデル選定の判断に対して、具体的事例に基づく知見を与えるものである。

もっとも、本研究は飯田港を対象とした一事例の検討

であり、これだけで現行の波状段波判定条件や設計実務上の簡便条件を直接更新する一般則を与えるものではない。しかし、本研究は、局所的な地形条件のみに基づく簡便な判定では十分に捉えきれない可能性のある現象として、沖合での分散変形と先行波履歴が浅海域の短周期波特性に影響しうることを示した点で意義がある。今後、類似事例の蓄積、水理模型実験、および追加の数値解析を通じて、波状段波の発生予測や分散モデル選定指針の高度化を進めていきたい。

(2026年5月21日受付)

謝辞

本研究の一部は、東京大学地震研究所・京都大学防災研究所拠点間連携共同研究プログラムの援助をうけ実施されました。ここに謝意を表す。

参考文献

- ANNnewsCH (2024) : 地震から津波が到達するまで...32分 ノーカット 石川・珠洲市 2024年1月1日, 2025年3月25日参照, YouTube. https://youtu.be/T_839fN7ZNU?si=uSCTcEqfeDX10yg8
- 岩瀬浩之, 後藤智明, 藤間功司, 飯田邦彦 (2002) : 深海域における波数分散効果が近地津波の伝播に及ぼす影響に関する考察, 土木学会論文集, 2002 巻, 705 号, p. 101-114
- 気象庁 (2024) : 令和6年能登半島地震の地震活動と防災事項ポータルサイト, 2025年3月25日参照, <https://www.data.jma.go.jp/kanazawa/shosai/notojishinportal.html>
- 国土交通省港湾局 (2013) : 防波堤の耐津波設計ガイドライン, <https://www.mlit.go.jp/common/001012142.pdf>
- 国土交通省 (2014) : 日本海における大規模地震に関する調査検討会, 2025年3月25日参照, https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/daikibojishinchousa/
- 国土地理院 (2024a) : 空中写真判読による津波浸水域(推定), 2025年3月25日参照, https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/20240101_noto_earthquake.html#7
- 国土地理院 (2024b) : 令和6年能登半島地震の震源断層モデル, 2025年3月25日参照, <https://www.gsi.go.jp/common/000254848.pdf>
- 水藤尚, 宗包浩志, 桑原將旗 (2024) : 令和6年能登半島地震の震源断層モデル, 国土地理院時報, 138集, https://doi.org/10.57499/JOURNAL_138_05
- 鈴木高二朗, 千田優, 鶴田修己, 藤木峻, 里村大樹, 中

- 澤祐飛, 高川智博, 野津厚, 宮田正史, 山川 匠, 伴孝宏, 志賀守, 中川康之 (2024): 能登半島地震津波による飯田港等での港湾施設の被害について, 土木学会論文集, 80 巻, 17 号, <https://doi.org/10.2208/jscej.24-17091>
- 土木学会原子力土木委員会 (2002): 原子力発電所の津波評価技術 (2002), 2025年3月25日参照, <https://committes.jsce.or.jp/ceofnp/node/5>
- 富田孝史, 高橋研也 (2012): 2011年東北地方太平洋沖地震津波の再現を目指した実務計算手法の提案, 土木学会論文集B2 (海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I_191-I_195
- 富田孝史, 丹羽竜也 (2013): 八戸港における東北地方太平洋沖地震津波の再現計算, 土木学会論文集B2 (海岸工学), Vol. 69, No. 2, pp. I_236-I_240
- 富田孝史, 本多和彦, 千田優 (2016): 高潮津波シミュレータ(STOC)による津波被害解析手法, 港湾空港技術研究所報告, Vol. 55, No. 2, pp. 3-33
- Aida, I. (1978): Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters. *Journal of Physics of the Earth*, 26(1), 57–73. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.26.57>
- Asakura, R., Iwase, K., Ikeya, T., Takao, M., Kaneto, T., Fuji, N., & Omori, M. (2002): The Tsunami Wave Force Acting on Land Structures. *Proceedings of 28th International Conference on Coastal Engineering*: 1191–1202
- Baba, T., Allgeyer, S., Hossen, J., Cummins, P. R., Tsushima, H., Imai, K., Yamashita, K., & Kato, T. (2017): Accurate numerical simulation of the far-field tsunami caused by the 2011 Tohoku earthquake, including the effects of Boussinesq dispersion, seawater density stratification, elastic loading, and gravitational potential change. *Ocean Modelling*, 111, 46–54. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.01.002>
- Baba, T., Chikasada, N., Imai, K., Tanioka, Y., & Kodaira, S. (2021): Frequency dispersion amplifies tsunamis caused by outer-rise normal faults. *Scientific Reports*, 11(1), 20064. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-99574-z>
- Chida, Y., Takagawa, T., Suzuki, K., & Tsuruta, Naoki (2025): Soliton fission at Iida Port during the 2024 Noto Peninsula Earthquake Tsunami: a numerical analysis of dispersion effects and complex propagation processes, *Coastal Engineering Journal*, 67(4), 721–742, DOI: 10.1080/21664250.2025.2563435
- Fujii, Y., & Satake, K. (2024): Slip distribution of the 2024 Noto Peninsula earthquake (MJMA 7.6) estimated from tsunami waveforms and GNSS data. *Earth, Planets and Space*, 76(1), 44. <https://doi.org/10.1186/s40623-024-01991-z>
- Fukui, N., Miyashita, T., Yasuda, T., & Mori, N. (2024): Numerical analysis of local tsunami heights and arrival times of the 2024 Noto Peninsula Tsunami. *Coastal Engineering Journal*, 1–14. <https://doi.org/10.1080/21664250.2024.2318504>
- Glimsdal, S., Pedersen, G. K., Atakan, K., Harbitz, C. B., Løntangen, H. P., & Løvholt, F. (2006): Propagation of the Dec. 26, 2004, Indian ocean tsunami: Effects of dispersion and source characteristics. *Fluid Mechanics Research*, 33(1), 15–43. <https://doi.org/10.1615/interfluidmech.res.v33.i1.30>
- Glimsdal, S., Pedersen, G. K., Harbitz, C. B., & Løvholt, F. (2013): Dispersion of tsunamis: does it really matter? *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(6), 1507–1526. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-1507-2013>
- Heidarzadeh, M., Ishibe, T., Gusman, A. R., & Miyazaki, H. (2024): Field surveys of tsunami runup and damage following the January 2024 Mw 7.5 Noto (Japan Sea) tsunami-mogenic earthquake. *Ocean Engineering*, 307, 118140. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2024.118140>
- Horrrillo, J., Kowalik, Z., & Shigihara, Y. (2006): Wave dispersion study in the Indian ocean-tsunami of December 26, 2004. *Marine Geodesy*, 29(3), 149–166. <https://doi.org/10.1080/01490410600939140>
- Ikeno, M., Matsuyama, T., Sakakiyama, & K. Yanagisawa (2006): Effects of soliton fission and wave breaking on tsunami force acting on breakwater, *Coastal Engineering* 2006, pp. 5162–5174, doi:10.1142/9789812709554_0432
- Inagaki, N., Nishida, Y., Mikami, T., Nakamura, R., Nistor, I., Soltanpour, M., Goseberg, N., & Shibayama, T. (2025): Field survey of the 2024 Noto Peninsula Earthquake and Tsunami in Japan: Characteristics of damage patterns to coastal communities. *Ocean Engineering*, 316(119765), 119765. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2024.119765>
- Iwasa, Y., Nakata, T., Kumahara, Y. et al. (2025): Distribution of tsunami inundation area and tsunami height associated with the 2024 Noto Peninsula earthquake, central Japan. *Earth Planets Space* 77, 105, <https://doi.org/10.1186/s40623-025-02202-z>
- Løvholt, F., Kaiser, G., Glimsdal, S., Scheele, L., Harbitz, C.

- B., & Pedersen, G. (2012): Modeling propagation and inundation of the 11 March 2011 Tohoku tsunami. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(4), 1017–1028. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-1017-2012>
- Masuda, H., D. Sugawara, A.-C. Cheng, A. Suppasri, Y. Shigihara, S. Kure, & F. Imamura. (2024): Modeling the 2024 Noto Peninsula Earthquake Tsunami: Implications for Tsunami Sources in the Eastern Margin of the Japan Sea. *Geoscience Letters* 11 (1): 29. <https://doi.org/10.1186/s40562-024-00344-8>
- Okada, Y. (1985): Surface Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Halfspace. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75(4): 1135–1154. <https://doi.org/10.1785/BSSA0750041135>
- Satake, K. (1988): Effects of bathymetry on tsunami propagation: Application of ray tracing to tsunamis. *Pure and Applied Geophysics*, 126(1), 27–36. <https://doi.org/10.1007/BF00876912>
- Satake, K., T. Ishibe, S. Murotani, I. E. Mulia, & A. R. Gusman. (2022): Effects of Uncertainty in Fault Parameters on Deterministic Tsunami Hazard Assessment: Examples for Active Faults Along the Eastern Margin of the Sea of Japan. *Earth Planets & Space* 74(1). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01594-6>
- Shuto, N. (1985): The nihonkai-Chubu earthquake tsunami on the north Akita coast. *Coastal Engineering Journal*, 28 (1), 255–264. <https://doi.org/10.1080/05785634.1985.11924420>
- Tajima, Y., Matsuba, Y., Yamanaka, Y., Shimozono, T., & Katoh, F. (2024): Estimation of tsunami characteristics under rough wind waves in the 2024 Noto Peninsula Earthquake. *Coastal Engineering Journal*, 66(3), 419–433. <https://doi.org/10.1080/21664250.2024.2385784>
- Takagi, H., Siddiq, N. L., Tanako, F., & De La Rosa, D. P. B. (2024): Locally amplified tsunami in Iida Bay due to the 2024 Noto Peninsula Earthquake. *Ocean Engineering*, 307, 118180. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2024.118180>
- Tanioka, Y., & K. Satake. (1996): Tsunami Generation by Horizontal Displacement of Ocean Bottom. *Geophysical Research Letters* 23 (8): 861–864. <https://doi.org/10.1029/96GL00736>
- Tomita, T., Honda, K., & Kakinuma, T. (2006): Application of three-dimensional tsunami simulator to estimation of tsunami behavior around structures. In: *Proceedings of 30th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, pp.1677-1688
- Yamanaka, Y., Sato, S., Shimozono, T., & Tajima, Y. (2018): A parametric study of tsunami fission generation in a bay geometry based on numerical simulation, *Coastal Engineering Journal*, 60:1, 22-38, DOI: 10.1080/05785634.2017.1418797
- Yamanaka, Y., Matsuba, Y., Shimozono, T., & Tajima, Y. (2024): Nearshore propagation and amplification of the tsunami following the 2024 Noto Peninsula Earthquake, Japan. *Geophysical Research Letters*, 51(19), e2024GL110231. <https://doi.org/10.1029/2024GL110231>
- Yanagisawa, H., I. Abe, & T. Baba. (2024): What was the Source of the Nonseismic Tsunami That Occurred in Toyama Bay During the 2024 Noto Peninsula Earthquake. *Scientific Reports* 14(1): 18245. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-69097-w>
- Yuhi, M., Umeda, S., Arita, M., Ninomiya, J., Gokon, H., Arikawa, T., Baba, T., et al. (2024a): Post-event survey of the 2024 Noto Peninsula earthquake tsunami in Japan. *Coastal Engineering Journal*, 1–14. <https://doi.org/10.1080/21664250.2024.2368955>
- Yuhi, M., Umeda, S., Arita, M. et al. (2024b): Dataset of Post-Event Survey of the 2024 Noto Peninsula Earthquake Tsunami in Japan. *Sci Data* 11, 786. <https://doi.org/10.1038/s41597-024-03619-z>