

令和6年能登半島地震津波の波源推定

二木敬右¹・米山望²・吉池朋洋¹

Estimation the Source of Tsunami Caused by the 2024 Noto Peninsula Earthquake

Keisuke FUTAGI¹, Nozomu YONEYAMA² and Tomohiro YOSHIKE¹

Abstract

Regarding the source of the 2024 Noto Peninsula Earthquake, the source has been estimated through inversion based on tsunami waveforms and crustal deformations of GPS-based control stations. However, these sources vary in size, and the reproducibility is uncertain. Therefore, in this study, we considered the observation records of Hokuriku Electric Power Company and the survey result of various institutions after the earthquake as new constraints. As a result of considering the source to be consistent with the observation records, a source was estimated with a maximum fit of approximately 70% to the time history waveform.

キーワード：津波, 観測記録, セグメント分割, 活断層分布, 波形適合度

Key words: tsunami, observation records, segmentation, distribution of active fault, variance reduction

1. はじめに

1.1 令和6年能登半島地震による津波

令和6年1月1日に珠洲市を震源とする地震が発生し、日本海沿岸各地で津波の到達が確認された。この津波は能登半島の東岸域にある珠洲市飯田町や能登町だけでなく、西岸域の志賀町等に広域被害を発生させた。この広域被害には長大な断層の活動や能登半島周辺海域における津波伝播特性が影響したと考えられている¹⁾。また、震源域

に近い能登半島北岸では地震の影響により潮位観測の停止等が発生し、津波の記録が十分に取得されていない。したがって、波源推定に必要な情報は震源域から離れた福井県や富山県、新潟県沿岸域で取得されたものが多い。そのため、今回の津波波源の推定においては、情報が限定的であることを踏まえた波源推定方法の工夫や広域被害の発生を踏まえた津波の伝播特性を考慮した検討が必要といえる。

¹ 北陸電力株式会社
Hokuriku Electric Power Company

² 京都大学防災研究所
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

本稿に対する討議は2025年5月末日まで受け付ける。

1.2 津波波源に関する既往の知見

地震発生以降の各研究機関による今回の津波波源のうち、代表的な波源を図1に示す。気象研究所・気象庁²⁾は各観測点からの津波の逆伝播解析結果に基づき、波源域は能登半島北岸に沿った約100 kmの範囲とした。また、国土地理院³⁾は電子基準点データとSAR解析データから得られた地殻変動量及びその分布を基に震源断層モデルを推定している。震源断層モデルは1月2日の初回公表以降に数回更新されており、令和6年2月29日に公表されたモデルでは、全体で105 kmの波源としている。その過程では1月2日時点で137 kmとされた断層長さが縮小されている。次に、Fujii and Satake⁴⁾は国の既往検討で対象とした津波波源（能登半島西岸から東岸の約160 kmを対象）を基本として、日本海周辺の津波観測波形や国土地理院のGNSSデータを用いた波源インバージョンにより各セグメントのすべり量を推定した。なお、両者を組合せたジョイントインバージョンも実施しているが、拘束条件の不足のためGNSSデータのみでの推定結果の信頼性は低いとしている。さらに、産業技術総合研究所⁵⁾は門前沖～珠洲沖の100 km超の範囲において地震後に海域調査を行い、各セグメントの今回の地震における地表変位量を提示した。

以上より、既往断層モデルについては波源規模の相違があるため、適切な波源規模の検討の余地がある。また、波源推定における観測記録等の拘

束条件を増やすことにより波源推定精度の向上が期待される。そのため、本研究においては北陸電力(株)志賀原子力発電所の前面海域に設置された波高計の津波観測記録（以下、「波高計観測記録」とする）を拘束条件として追加することで波源推定精度の向上を図る。また、既往断層モデルに基づく津波伝播解析やセグメント単位の波源が励起する津波の特性を踏まえた波源推定を行う。以上により既往の知見を踏まえた今回の地震津波の波源を明らかにすることを目的とする。

2. 津波波源の推定方法

2.1 検討方針

本研究においては地震発生以降に公表された津波波源に係る知見や海域での活断層調査結果に関する知見を参照し、波源を設定する。能登半島周辺での津波伝播特性を踏まえた検討とするため、上記の波源全体の活動やそれを構成する複数のセグメントごとの活動による津波について、非線形長波理論に基づく津波伝播解析を行う。この時、波源位置や津波伝播方向、観測地点への到達時刻に着目する。それらの情報に基づき、津波伝播解析結果と観測記録が整合するように波源を推定する。具体的には、波源の長さや走向等の変更により観測記録との整合を図る。以上の方針により、今回の地震津波を良好に再現する波源を推定する。

2.2 波源の設定

先行研究による代表的な波源は図1のとおりであるが、本節では著者らによる既往検討結果を踏まえ、国土地理院波源及び新たな知見である産業技術総合研究所の知見に基づき、波源及び断層パラメータを検討する。ここで、産業技術総合研究所は具体的な波源の位置や走向を示していないため、活断層分布を踏まえた5つのセグメントを設定し、同所により公表された鉛直変位量に基づくすべり量を反映した断層モデルを設定する。すべり量以外の断層パラメータについては土木学会⁶⁾やその他の知見を参照して設定する。

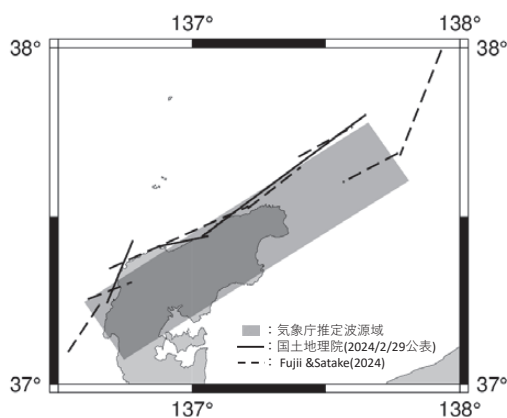


図1 今回の地震津波に関する代表的な波源等

表1 解析条件

項目	設定
解析領域	能登半島周辺 (石川, 富山, 新潟の各県を含む)
空間格子間隔	400 m, 200 m, 100 m, 50 m, 25 m, 12.5 m, 6.25 m
基礎方程式	非線形長波理論 (非保存形表示)
計算スキーム	スタッガード格子, リーフログ法
初期変位置量	Mansinha and Smylie (1971) の方法
境界条件	沖側: 自由透過 陸側: 遡上及び完全反射条件
粗度係数	0.025
潮位条件	T.P. 0 m
計算時間間隔	0.1 s
計算時間	地震発生後 3 時間

2.3 数値解析モデル

津波の波源から沿岸域にかけての津波伝播については、海底摩擦や移流項を考慮した非線形長波理論⁷⁾に基づく解析を行う。津波の初期水位分布は断層活動による海底地盤変位⁸⁾を水面に投影する。数値解析は空間解像度の異なる複数の領域を同時に計算し、各領域で流量、流速等の変数を受け渡すネスティング手法を採用する。ネスティングは空間格子を400 m~6.25 mとして1/2ずつ細分化し、7階層とした。以上の解析手法については、土木学会⁹⁾により適用事例が示され、その妥当性が確認されている。本検討においては波源に近い能登半島周辺の空間格子間隔は100 m以下となるよう配慮し、CFL条件を満足するよう計算時間間隔を設定した。解析条件の詳細は表1に示す。

2.4 今回の津波の観測記録

本研究において使用する観測記録の取得位置を図2に示す。観測記録は前述の波高計観測記録(ローパスフィルターで処理)のほか、験潮所や海象計による観測記録を使用する。ここで、験潮所の観測記録のうち港内等に存在し、局所的な地形の影響を受けると想定される地点は除外した。一方、海象計については通常沖合に設置されているため、局所的な地形の影響は少ないと判断し、入手した観測記録を使用した。また、観測記録のデータ間隔は各機関で異なり、1分値、0.5秒値など様々であったが、補間による調整等は行わず

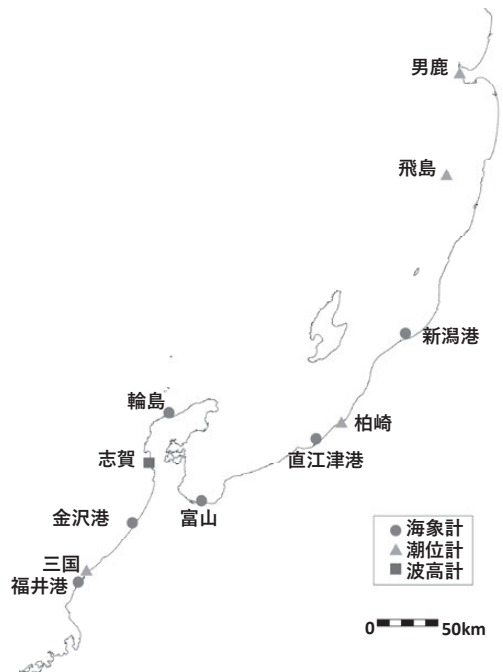


図2 観測地点位置図

に使用した。基準水面の補正においては地震発生以前の平均海面等を参考にした。

3. 津波波源の推定結果

本章では既往の知見に基づく波源による津波について検討するが、水位時刻歴の比較においては、志賀原子力発電所の波高計観測記録を対象とする。これは新たな拘束条件を追加することにより、波源推定結果に及ぼす影響を確認するためである。

3.1 各波源による津波

(1) 国土地理院の波源による津波

本研究では最新の知見を反映する観点から、令和6年2月29日に国土地理院により公開された震源断層モデルを使用する。断層パラメータは表2

表2 国土地理院波源の断層パラメータ

セグメント	長さ (km)	幅 (km)	走向 (°)	傾斜 (°)	すべり角 (°)	すべり量 (m)	Mw
断層1	22	12.2	22.7	40.6	84.4	6.79	
断層2	16.2	20.4	78.3	54.9	140.2	2.83	7.44
断層3	66.8	11.5	53.3	49.7	114.6	4.42	

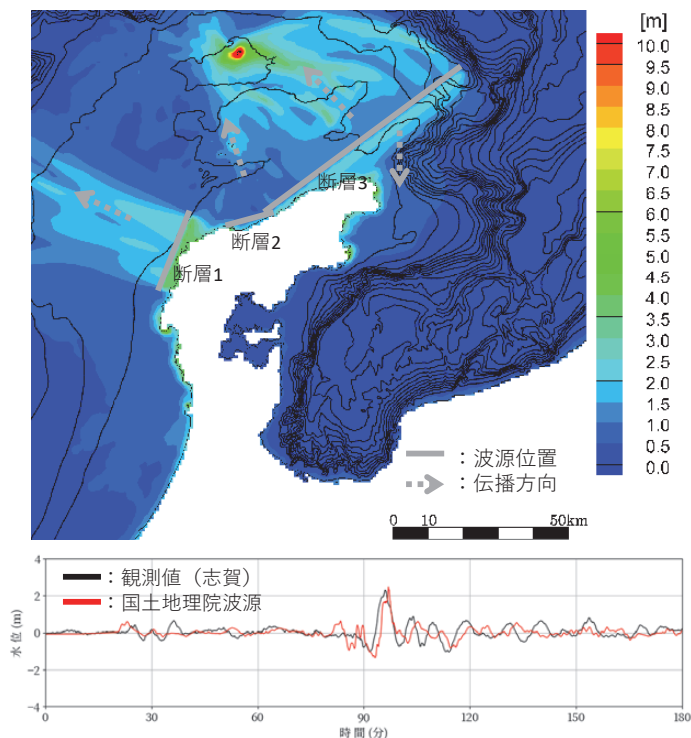


図3 国土地理院波源による解析結果

に示す。本波源は前述のインバージョンによる3枚の矩形断層からなるモデルである。MCMC法により断層パラメータを推定し、Mwと断層面積によるスケージング則に近づくよう拘束をかけたこととされ、3枚の断層の合計のMwは7.44である。本波源による津波伝播解析結果等を図3に示す。本波源による水位時刻歴は大局的には観測記録の最大・最小値や位相を再現している。一方、詳細には地震発生後20~30分に到達する波が数分程度早いことや80~90分の下降波において、観測記録で見られない2つの短周期の変動が確認される。この点については改善の余地がある。

(2) 活断層調査に基づく波源による津波

産業技術総合研究所は2024年4月に図4に示す高分解能反射探査や海底地形調査等を既往調査(2008年7~8月実施)と同じ測線上で実施し、反射断面等で比較して変位量を確認した。なお、現段階ではブーマー断面の深度は1m程度の誤差を含む可能性があり、変位量は暫定的な数値と

している。本研究では速報的ではあるが、この変位量を用いてすべり角や傾斜角を考慮して補正することで断層のすべり量を算出して波源設定を行い、津波伝播解析を試みた。鉛直変位量は活断層調査結果に基づくセグメントに対して与えられて

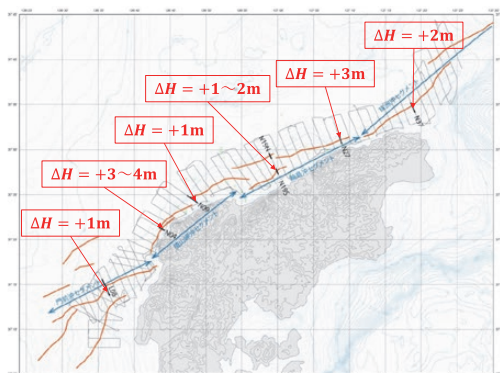


図4 産業技術総合研究所による鉛直変位量

表3 波源Aの断層パラメータ

セグメント	長さ (km)	幅 (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	すべり量 (m)	Mw
1	15.1	16.7	69	60	128	1.27	7.31
2	7.3	16.1	25	60	90	3.50	
3	15.0	16.1	54	60	100	3.55	
4	34.6	16.1	71	60	125	1.83	
5	40.7	16.1	51	60	95	2.01	

いることから、既往の知見^{9,10)}を踏まえて、同所による断層トレースと整合する石川県の波源位置を参考に表3のように波源Aを設定した。波源Aには国土地理院では考慮されていない門前沖セグメントが追加されている。ここで、図5に波源Aと能登半島の余震分布(2024年1月1日~1月4日)を示す。本図で検討対象のセグメントに沿った余震分布が確認され、波源Aは余震分布に対応する波源といえる。

波源Aによる津波伝播解析結果等を図6に示す。本波源による波高計観測記録の再現性は図3の国土地理院の波源に比べ劣る。これは90~100分の最大水位の低下から確認できる。最大水位の相違については、表2や図3から珠洲沖セグメントに

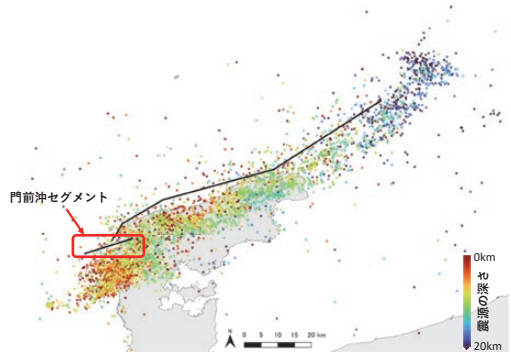


図5 波源Aと余震分布の関係

設定されたすべり量がやや小さいことによると推察される。波源Aにおいて門前沖セグメントの活動を新たに考慮したことによる水位変動は、地震発生後10分頃にわずかに認められる程度で、全体の水位変動への影響は図上の判読は困難なほど小さい。また、図6右図において、国土地理院の波源は観測された地殻変動を再現するよう設定されている。これに対し、波源Aの門前沖の変位分布は海域へ張り出しており、変位分布の再現性を低下させる。よって、門前沖セグメントの考慮

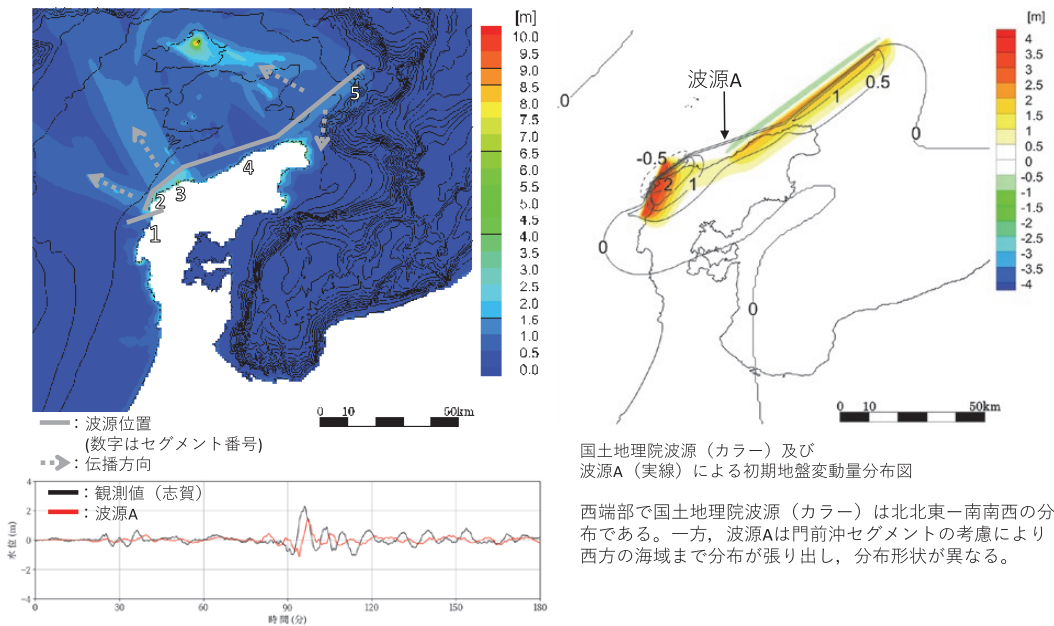


図6 波源Aによる解析結果

国土地理院波源 (カラー) 及び波源A (実線) による初期地盤変動量分布図

西端部で国土地理院波源 (カラー) は北北東-南南西の分布である。一方、波源Aは門前沖セグメントの考慮により西方の海域まで分布が張り出し、分布形状が異なる。

は波形の再現性には寄与せず、地殻変動量分布の再現性を低下させると判断される。以上を踏まえ、門前沖セグメントはすべり量が十分小さかったことにより地震津波への寄与がほとんどなかった、あるいは本震を引き起こしたセグメントでないことなどが推察される。以上の結果を踏まえ、以降は波高計観測記録の再現性がより高い国土地理院の波源を代表として以降の検討を行う。

3.2 各セグメントによる津波

本節では断層1～3の各セグメントによる津波の特性について検討する。津波の伝播方向について、図3により断層3から能登半島西岸に向かう津波が確認できる。断層3は能登半島東岸域への伝播も認められ、珠洲等での津波被害に影響を及ぼしたセグメントと考えられる。一方で、断層2は北方の舩倉島方向に伝播が集中し、西岸及び東岸域へ伝播する津波への寄与は小さい。ここで、各セグメントによる志賀地点における解析波形を

図7に示す。津波の到達時刻を分析すると、断層1が20～70分の水位変動を主として説明し、後続の時間帯への影響は小さい。解析波形の到達時刻が約20分と観測記録に比べ早いことについては、本セグメントからの津波の大半が西北西方向に伝播することを踏まえると、本セグメント南部の断層長さの調整により再現性が向上する可能性がある。断層2はほとんど志賀地点の水位への寄与は認められず、伝播方向の分析と整合的である。したがって、本検討では若干の修正に留める。断層3は80分以降の水位変動を主として説明し、特に最大波へ寄与したセグメントであることが分かる。また、当該時間帯は大局的には水位が低下傾向にあり、小さな変動は陸域での反射波の可能性が考えられる。これについては、本セグメントの走向等のパラメータ調整により再現性を確保できると考えられる。次節では以上の考察に基づき波源の修正について検討する。

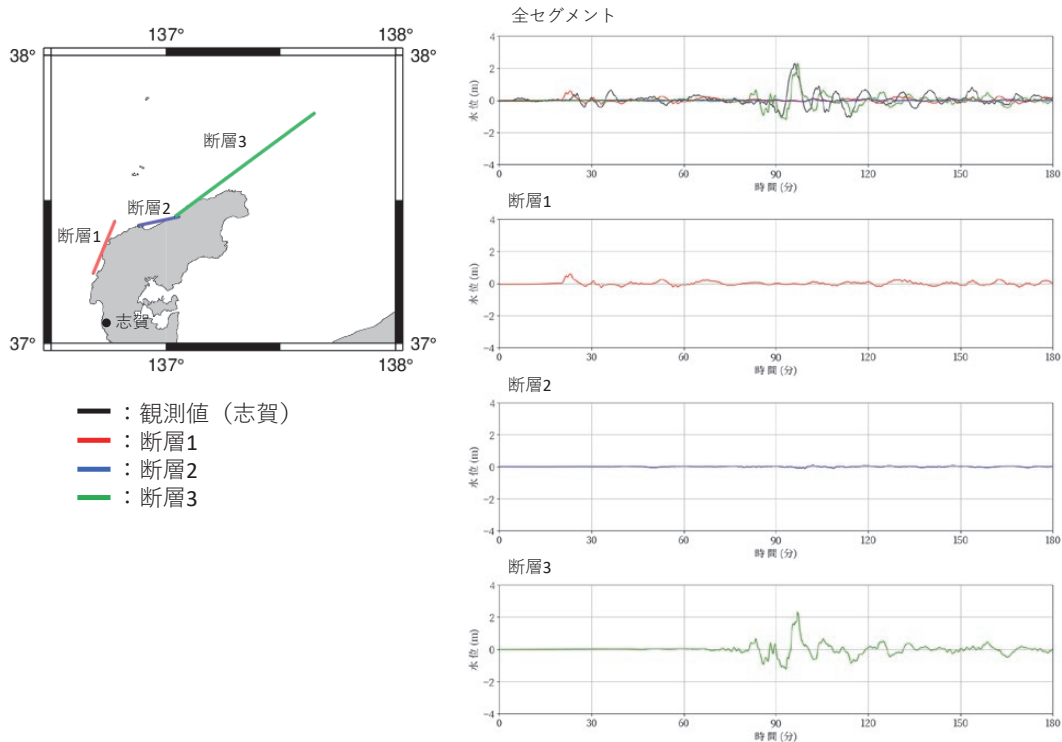


図7 国土地理院の各セグメントによる解析波形

3.3 波源の修正とその津波

波高計観測記録との整合性を高めるためには、3.1で述べたように20～30分の水位変動や80～90分の下降波を再現することが必要となる。そのためには、3.2で述べたように断層1は到達時間を遅らせるような修正が必要であること、断層3は短周期の変動が生じないような修正が必要になる。これに対して、断層1は断層の南端を北方に移動、つまり、断層長さを短くして検討する。また、北端についても海上保安庁の知見¹¹⁾を踏まえて修正する。その他のセグメントについては、より詳細にセグメントを区分し、各地点の観測記録や国土地理院が示す地殻変動量分布に整合するよう修正する。例えば、東側の断層3は国土地理院では約67 kmの1つのセグメントとされるが、一部を考慮せず、2セグメントに区分した。以上の考察を反映した波源を波源Bとし、断層パラメータを表4に、その解析結果を図8に示す。

図8より全体の水位変動は最大波の後続を除い

て概ね整合していることが分かる。詳細に見ると、20～30分の水位変動の開始時刻や位相がほぼ再現されている。したがって、断層1の南端を北へ移動し、断層長さを短くした効果が確認され、当該時間帯の水位変動の要因が陸からの反射波であることが確認された。一方で、80～90分の波形については、細かな変動に若干の改善は見られたが、最大降下量の再現性が低下した。以上より、本研究で課題としていた波高計観測記録の2つの時間帯のうち、20～30分の水位変動が改善した。次章

表4 波源Bの断層パラメータ

セグメント	長さ (km)	幅 (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり量 (m)	Mw
1	8.7	12.2	22.7	40	150	7.40
2	6.4	12.2	59.1	40	100	
3	25.1	16.0	77.2	55	143	
4	6.5	15.7	72.7	45	95	
5	26.0	16.0	47.0	48	100	
6	12.5	15.0	55.0	47	65	

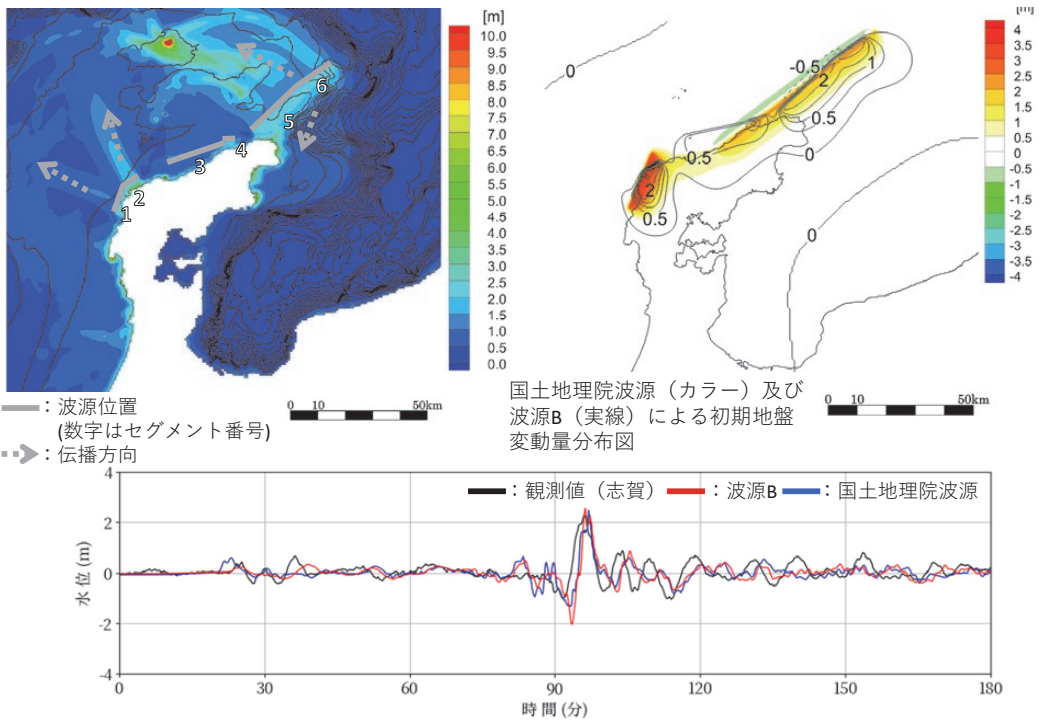


図8 波源Bによる解析結果

では波源 B による解析波形と広域の観測記録との定量的な指標に基づく比較により再現性の向上を確認する。

4. 考察

4.1 観測記録との適合度評価指標

本章では波源 B による解析波形と観測記録を比較検討し、両者の適合度を評価する。比較には波高計観測記録および験潮所や海象計による観測記録を使用する。ここで、第 1 波以降の後続波には陸上遡上等の地形精度の影響を受ける効果が含まれる¹²⁾とされることから、験潮所や海象計による観測記録は第 1 波を対象とした。次に、波形の適合度を評価する指標について述べる。先行研究¹³⁾を参照し、観測波形と解析波形の 2 乗残差を観測記録の振幅で正規化した値に基づく **Variance**

Reduction (以下、「VR」とする)を指標とした。本指標は地震動評価の分野においても適用実績が豊富であり、2 つの波形の適合度を評価する一般的な指標と言える。ここで、観測記録の振幅が非常に小さい場合等に、指標が負の値をとることが想定される。適合度が負の値となった場合は 0% とみなして評価を行ったことに留意されたい。

4.2 適合度評価結果

波源 B について、各地点の観測波形との比較結果を図 9 に、国土地理院波源との VR の比較結果を図 10 に示す。VR は 0~70% となり、国土地理院波源では VR がゼロ (負値) となっていた地点で改善が見られる。図 9 では多くの地点で観測波形と同様の振幅、位相となる解析結果であることが分かる。以上により、本研究で推定した波源

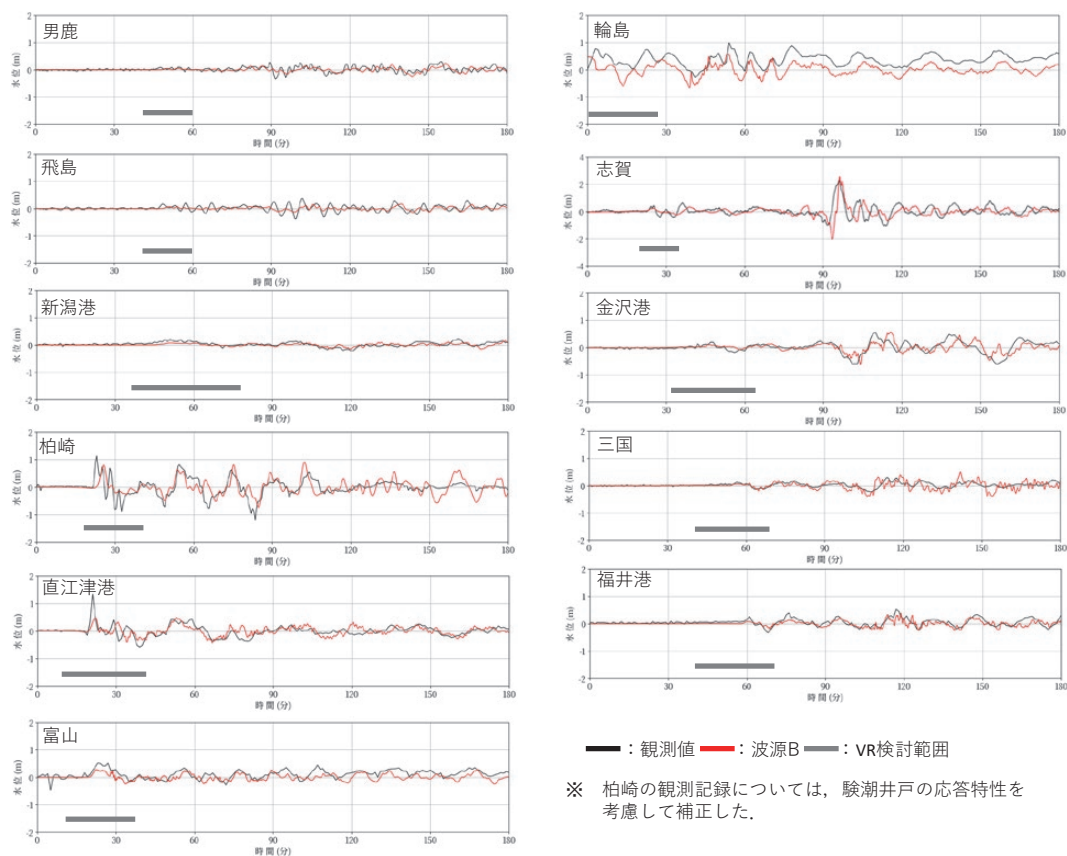


図 9 観測記録と解析波形の比較結果

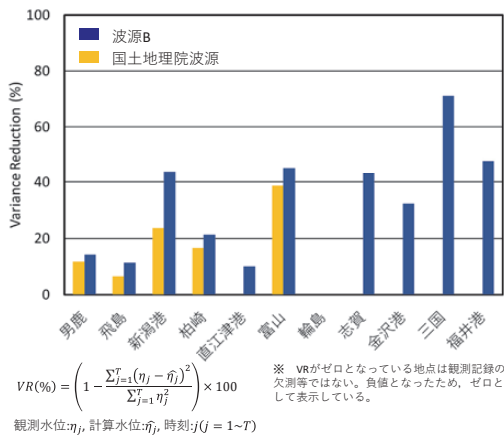


図10 VRの比較結果

Bは先行研究の波源よりも観測記録の再現性が向上した波源といえる。一方、第1波の振幅の大きい柏崎や直江津では周期は概ね一致しているものの、振幅の再現性に課題がある。ここで、柏崎の観測記録については、験潮井戸の応答特性を考慮した補正¹⁵⁾を行った。また、適合度の低い輪島港については、観測波形と解析波形に縦軸方向に平均的な差分が見られる。これについて、先行研究⁴⁾により地震に伴う平均水面の上昇とその補正が報告されている。観測記録の妥当性や正確な補正量等は今後の調査・検討に基づく結論が待たれるところであり、本研究では観測記録を補正していない。したがって、適合度は観測記録の補正により改善する可能性がある。また、富山の地震発生後約3分頃の変動については、解析波形に確認されない。地震後の調査により富山湾では海底の斜面崩壊の発生¹⁴⁾が示唆されている。本研究ではそれを波源として考慮していないことにより、再現できていない。今後は輪島地点等の適合度の向上や海底の斜面崩壊の影響の考慮が課題である。

5. おわりに

本研究では地震発生以降に提案された知見に基づき、令和6年能登半島地震津波の波源を推定した。検討においては国土地理院の波源や産業技術総合研究所の知見に基づく波源を設定した。また、それらの波源による解析結果と先行研究では考慮

されていない北陸電力株志賀原子力発電所の波高計観測記録との比較を行った。その結果、それらの波源について、観測記録の再現性向上における課題等について分析した。さらに、セグメント毎の津波伝播特性を踏まえ、断層長さや波源位置等を調整し、波源Bを設定した。波源Bによる解析結果と観測記録との比較により、波形適合度が先行研究の波源を上回ることを確認した。

謝辞

本稿で用いた日本海沿岸の水位時刻歴データは国土交通省港湾局及び国土地理院により観測されたものである。記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 二木敬右・米山望・浜田昌明・吉池朋洋：能登半島地震による津波の発電所施設における観測記録を用いた考察および津波波源の推定，日本地球惑星科学連合大会要旨集，2024.
- 2) 気象研究所・気象庁：関東・中部地方の主な地震活動，<https://www.jma.go.jp/jma/press/2401/12a/2312jishin.html>，2024年6月24日
- 3) 国土地理院：令和6年能登半島地震の震源断層モデル，<https://www.gsi.go.jp/cais/topic20240101Noto.html>，2024年6月26日
- 4) Y. Fujii and K. Satake: Slip distribution of the 2024 Noto peninsula earthquake (M_{JMA} 7.6) estimated from tsunami waveforms and GNSS data, *Earth, Planets and Space*, Vol.76, 44, 2024.
- 5) 産業技術総合研究所：第十報2024年能登半島地震の緊急調査報告（令和6年（2024年）能登半島地震に伴う海底活断層の変位），<https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/noto2024/noto2024-10.html>，2024年6月24日
- 6) 土木学会原子力土木委員会 津波評価小委員会：原子力発電所の津波評価技術2016，土木学会，付属編2-119，2016.
- 7) 田中寛好：沿岸部における津波予測モデルの開発，電力中央研究所報告，385017，1985.
- 8) Mansinha. L & D. E. Smylie: The displacement fields of inclined faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.61, No.5, pp.1433-1440, 1971.
- 9) 石川県危機監理室危機対策課：石川県津波浸水想定区域図の作成について，石川県津波浸水想

- 定区域図の作成について、石川県 (ishikawa.lg.jp), 2024年6月27日
- 10) 井上卓彦・岡村行信：能登半島北部周辺20万分の1海域地質図及び説明書，海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」数値地質図S-1，地質調査総合センター，2010.
 - 11) 海上保安庁：能登半島沖の海底で約3メートルの隆起を確認，<https://www.kaiho.mlit.go.jp/info/kouhou/r6/k240208/k240208.pdf>, 2024年6月25日
 - 12) 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.
 - 13) 辰巳大介・富田孝史：震央位置を利用したインバージョン手法によるリアルタイム津波予測，港湾空港技術研究所報告，Vol.47, No.3, pp.55-73, 2008.
 - 14) 海上保安庁，富山湾の海底で斜面崩壊の痕跡を確認，[k240124.pdf \(mlit.go.jp\)](https://www.kaiho.mlit.go.jp/info/k240124.pdf), 2024年6月27日
 - 15) 行谷佑一・谷岡勇市郎・阿部邦昭・佐竹健治・平田賢治・岡田正実・Aditya R. Gusman：2007年新潟県中越沖地震震源周辺の検潮井戸応答特性調査および津波波形補正，津波工学研究報告，第25号，pp.107-122, 2008.
- (投稿受理：2024年6月30日
訂正稿受理：2024年9月12日)

要 旨

令和6年能登半島地震の波源については，津波波形や電子基準点の地殻変動に基づくインバージョンにより波源が推定されている。しかし，それらの波源規模は様々であり，津波の再現性が十分確認されたとは言い難い。そこで，本研究では北陸電力(株)の観測記録や地震以降の各機関の調査結果等を新たな拘束条件として検討した。観測記録に整合するよう波源を検討した結果，時刻歴波形の適合度が最大で約70%となる波源が推定された。