

検潮記録が明らかにした 2024 年能登半島津波の拡散過程

阿部 邦昭

はじめに

日本海では 1960 年以降, 1993 年北海道南西沖地震 (M7.8), 1983 年日本海中部沖地震 (M7.7), 1964 年新潟県沖地震 (M7.5) による津波を経験してきた。最近では 2019 年山形県沖地震 (M6.7) がある。これも小さな津波を発生させている。能登半島では 2024 年 1 月 1 日 16 時 10 分に M7.6 の地震が発生し, 津波をもたらした。能登半島周辺では 1993 年 2 月 7 日に Ms6.6 の地震 (Abe and Okada, 1995), 2007 年 3 月 25 日に M6.9 の地震 (阿部, 2010) が発生しており, いずれも津波を伴っていて地震活動の活発な地域となっている。この地震について国土地理院 (2024) は能登半島の海岸を囲み海に伸びる 3 枚の矩形断層で全長 110km の断層モデルを提案している。この地震と津波で能登半島にあって水位を観測していた能登, 輪島の両検潮所は機能を停止した。日本海の津波の伝搬で羽島 (1986) は 1983 年日本海中部沖地震の津波に対して, 日本の検潮記録から大陸の反射波が見られたと報告している。

方法

検潮記録をすべて 1 分間隔の水位記録としてデジタル化した後, 平常潮位を差し引き津波のみの水位記録として保存する。これについて発震時 16 時 10 分を時間の原点にとり最大水位が記録されるまでほぼ 10 時間の水位記録を解析する。この記録から津波の到達時間, 初動水位, 最大水位, その時間を各点に対して記録する。これを日本の 33 点, ロシアの 3 点のデータに適用して最大波の出現過程を調べる。なお検潮儀の応答補正は振幅が小さいので行わない。初動到達後, 最大波の

出現に時間がかかる場合, 遅れて到達する反射波がその要因である。そしてその遅れの原因となった反射波を 2 点間の走時を基にして 33 点の中から探す。2 点間の走時は第 1 波の走時や 2 点間の第 1 波の走時差から求める, 反射の繰り返す性質から周期の半分を走時とする, 2 点間での反射波の波形恒常性を前提としてその位相のずれを走時とするなどの方法で決める。走時が正しければ観測された最大波のピークの時間が反射波から予測される到達時間と一致する。一定の誤差範囲内であればこれを反射によるとする。検潮所は海岸にあり, 津波を観測すると同時に反射波が出て行く場所でもある。反射波は海陸の境界で出るが振幅の大きい反射波を出す場所は津波を収束させる場所で出現時間は限られている。

結果

使用した検潮記録の観測点を図 1 に示し, その地名, 経度, 緯度, 震央に対する距離, 方位を表にして表 1 に示す。本文中でロシアの観測点プレオブラジェニエ Preobrazheniye, ルドナヤプリスタン Rudnaya Pristan はそれぞれプレオブ Preob, ルドナヤ Rudnaya と略記する。ロシアからの反射波は能登半島に最も近いプレオブから発すると考え, その波形のピークに着目し, これを追跡して走時を決める。図 2 はプレオブを発した津波ピーク (◆) が酒田に伝わる場合で, 波形で対応するピークに印 (●) を付けたものである (上図)。下図は出現時間を対比させて図にし, 最小自乗法で一次式を当てはめたものである。その y 切片の値が走時になるがこの場合は 93 分である。日本のすべての観測点でこの操作を行い, ロシアからの走時を決めている。

反射がきっかけで振幅を増した津波は海岸



図 1 使用した検潮所の地図，地名，要素は表 1 で示す

表 1 使用検潮所の地形要素

No.	検潮所	経度 (度)	緯度 (度)	震央距離 (km)	方位 (度)
1	稚内	141.68	45.42	956	22
2	杓形	141.15	45.18	914	20
3	留萌	141.63	43.95	808	26
4	石狩	141.32	43.22	725	28
5	岩内	140.5	42.98	670	24
6	瀬棚	139.85	42.45	594	22
7	奥尻	139.52	42.17	553	20
8	江差	140.12	41.87	546	27
9	亀飛	140.38	41.25	498	32
10	深浦	139.93	40.65	422	33
11	秋田	140.07	39.75	353	44
12	飛鳥	139.55	39.18	277	47
13	酒田	139.82	38.92	266	53
14	栗島	139.27	38.47	211	59
15	岩船	139.43	38.18	210	68
16	佐渡	138.52	38.32	148	51
17	両津	138.43	38.08	126	59
18	新潟東	139.22	37.98	186	73
19	新潟西	139.07	37.93	172	73
20	番神	138.53	37.37	119	97
21	富山	137.23	36.77	81	178
22	七尾	136.97	37.05	54	202
23	金沢	136.6	36.62	114	212
24	三国	136.15	36.25	171	216
25	敦賀	136.07	35.65	229	207
26	東舞鶴	135.38	35.47	278	216
27	津居山	134.83	35.65	296	227
28	田後	134.32	35.58	334	231
29	西郷	133.33	36.2	415	240
30	境	133.25	35.55	374	248
31	浜田	132.07	34.9	544	240
32	須佐	131.6	34.63	596	239
33	厳原	129.3	34.2	802	245
34	Preob	133.92	42.91	665	336
35	Rudnaya	135.8	44.35	771	351
36	Sosuno	138.33	46.53	1007	5
	epicenter	137.27	37.5		

Preob:Preobrazheniye
Rudnaya:Rudnaya Pristan

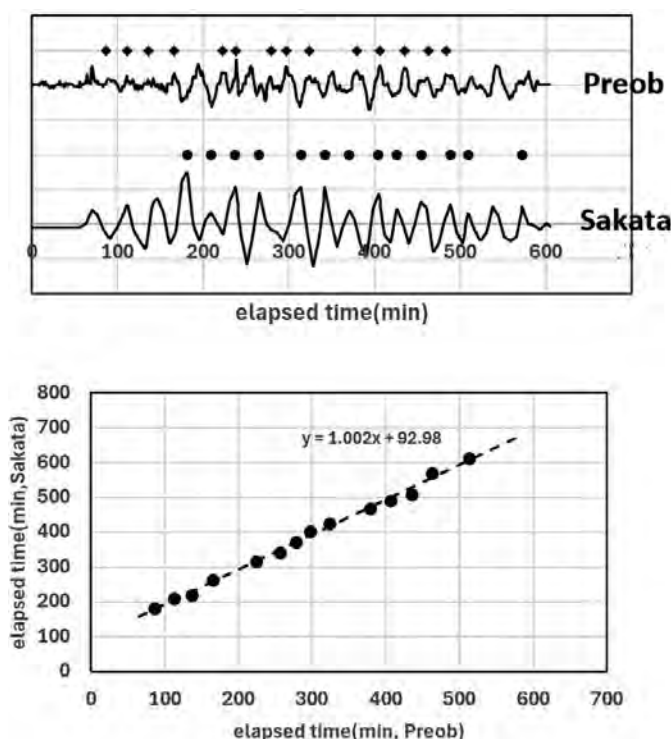


図2 プレオブと酒田の津波波形と前者のピーク (◆) に対応する酒田波形のピーク (●) (上図)。対応するピークの相関関係と近似直線 (点線) (下図)。直線の y 切片が両者間の走時でこの場合は 93 分

に達して検潮所の水位を増加させる。その水位が最大になった場合、反射を起こした波が最大波の由来になったという。由来となった反射波は①波源反射波②対岸（ロシア）反射波③佐渡反射波④江差反射波⑤岩内反射波である。これに由来になった反射波が見つからないケースを加えて 6 群に分類する。①波源反射の特徴は最大波の走時が第 1 波の走時（波源から観測点までの走時）の奇数倍に一致するものである。奇数倍になるのは第 1 波の走時に往復の走時が加わるからで、1 往復で 3 倍、2 往復で 5 倍の時間になる。第 1 波から遅れて到達する波が反射波の由来になる場合は遅れる分だけ走時が長くなる。図 3 はこれが原因で最大波になったものをすべて表示している。稚内の場合は最大波の走時が第 1 波の走時の 3 倍に一致する場合である。東舞鶴の場合は途中の極大波が波源と往復して

きて最大になるケースである。この場合東舞鶴を出発して戻ってくる時間が第 1 波の走時の 2 倍になっている。西郷は最大波が直達波とみられるので分類上このグループに入れている。図 4 は②の対岸反射波が最大になるケースで、走時の根拠は先に示した極大ピークのプレオブ出発時間と観測点到達時間の差である。引用したプレオブの極大はピークに印を付けている。印をつけたのは 7 個であるが引用したのは 9 個で 2 個は複数回引用されている。水位の高い酒田、金沢などはここに分類されている。図 5 は③の佐渡反射波である。佐渡は波源の北東に位置し、波源から北東方向に伝わる過程で佐渡に反射し、反射波となって北東に伝わる。これがもたらす最大波がこれに分類される。その観測点で最北は瀬棚、最南は飛島である。佐渡と観測点の間の走時は佐渡と観測点の第 1 波の走時の差か

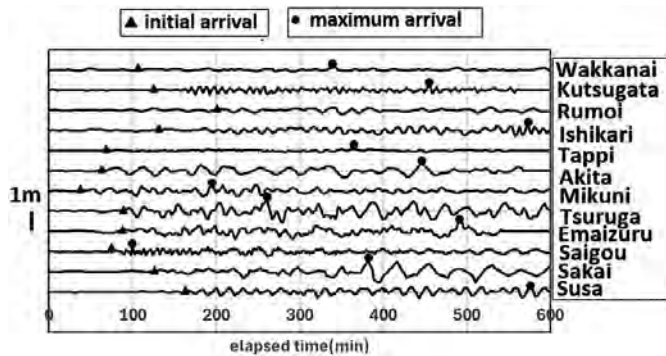


図 3 波源を反射体とする場合の初動 (▲) と最大波 (●)。最大波の走時が原則初動走時の奇数倍になる。

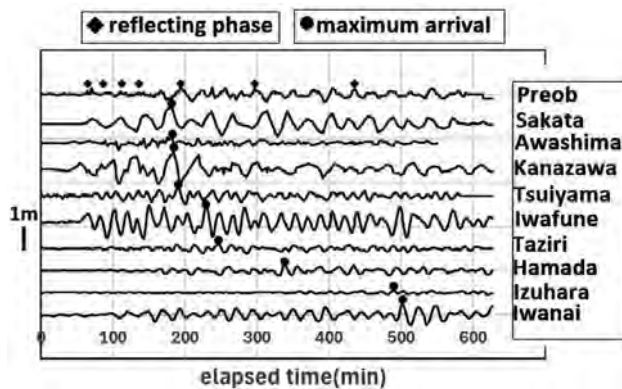


図 4 対岸（ロシア，プレオブ）を反射体とする場合で，引用するピーク (◆) とそれによって説明される最大波

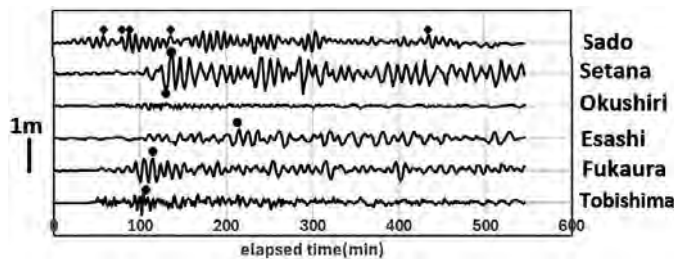


図 5 佐渡を反射波源とする場合で引用するピーク (◆) とそれによって説明される最大波 (●)

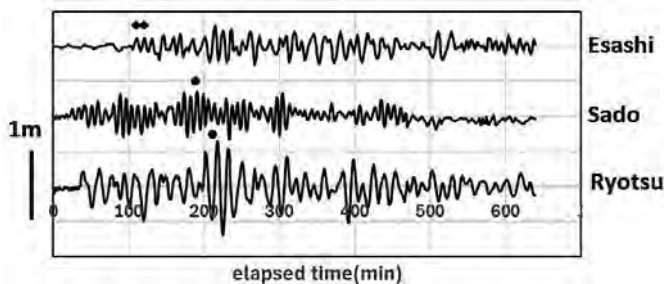


図 6 江差を反射波源とする場合で引用するピーク (◆) とそれによって説明される最大波 (●)

ら求めている。図 6 は④の江差反射波で、江差で反射し、佐渡島に到達して佐渡と両津で最大となったものである。江差と佐渡、両津の間の走時は③の場合と同じ方法で評価している。図 7 は⑤の岩内反射波で対象となるのは新潟西港の場合である。反射の契機となった波も観測された波も初動からかなりの時間を経て発生しているのが特徴である。図 8 は江差で発生した反射波が新潟東港に到達して最大波になったもので、両者の距離と走時の差を考えると速度 35m/s で長波速度の換算水深は 125m となる。この事から陸棚に沿って伝わった波による事が考えられる。図では縦軸間隔を直線距離に比例するようにとって途中の観測波形を表示するが、深浦でそれに相当する時間で水位の増加が見られる。図 9 は由来する反射波が見つからないケースを图示

したもので、固有振動として分類する。番神、富山、七尾がこれに該当する。富山の波形がその代表である。七尾で見られた長周期の振動は 2 つの極大ピークの差が 131 分と長く、静振の観測からえられた卓越周期の 139 分と近似する（阿部 2024）。七尾と番神で波形に類似する点がみられることから富山湾の振動を想起させる。最大波の由来に応じて観測点を分類すると表 2 のようになる。反射波源の位置とそれを由来として最大波を観測した点を地図に入れて分類したのが図 10 である。

これらの最大波を震央距離、震央からの方位角をパラメータとして横軸にとり、縦軸に出現時間を取ってプロットしたものが図 11 である。図では反射体ごとに印を変えて示している。

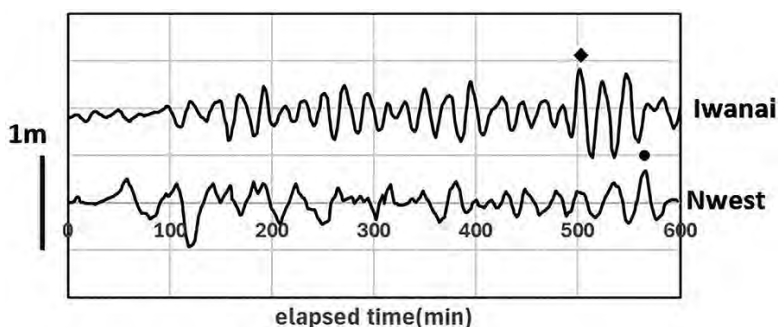


図 7 岩内を反射波源とする場合で引用するピーク (◆)とそれによって説明される最大波 (●)

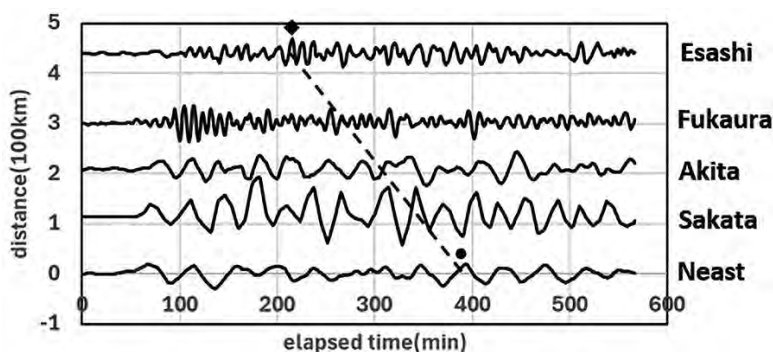


図 8 江差を反射波源とする場合で引用するピーク (◆)とそれによって説明される最大波 (●)。点線は予想される走時曲線と途中の津波波形。津波波形の 0 レベルを観測点の直線距離に比例するようにとっている

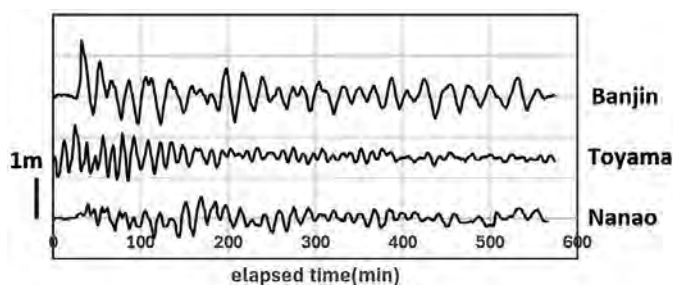


図 9 固有振動とされた地点の波形

表 2 最大波を説明する反射波源による分類。図 10 に地図を表示

第1群	波源反射	稚内	沓形	留萌	石狩	竜飛	秋田
		三国	敦賀	東舞鶴	西郷	境	須佐
第2群	対岸反射	酒田	栗島	金沢	津居山	岩船	田後
		浜田	巖原	岩内			
第3群	佐渡反射	瀬棚	奥尻	江差	深浦	飛島	
第4群	江差反射	佐渡	両津	新潟東			
第5群	岩内反射	新潟西					
第6群	固有振動	番神	富山	七尾			

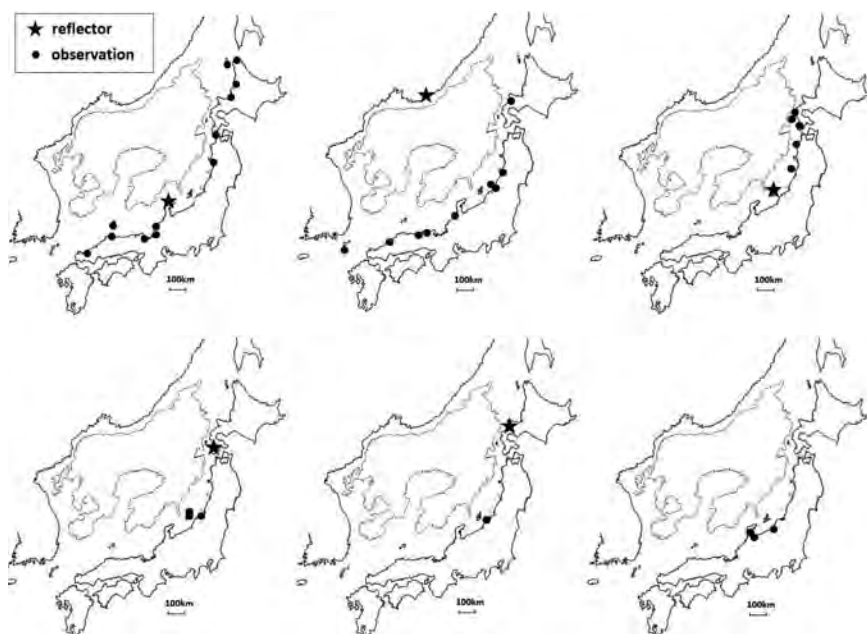


図 10 反射波源 (★) ごとの最大波を説明する観測点 (●) の位置。検潮所名は表 2

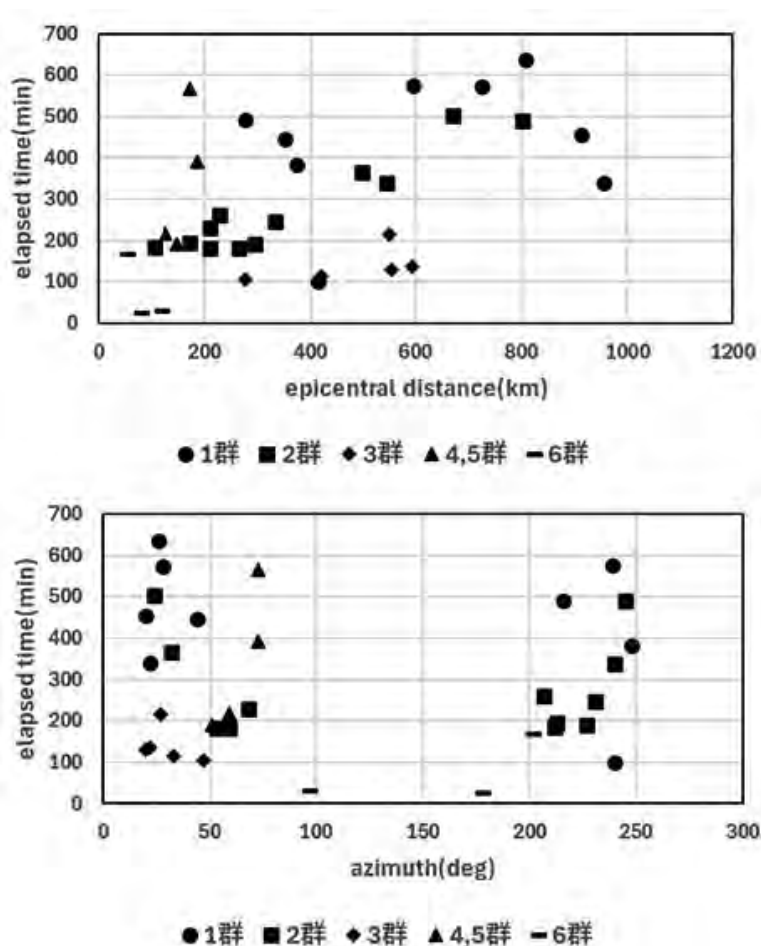


図 11 最大波出現時間の震央距離（上図），方位（下図）による変化

議論

ロシアからもたらされた検潮記録はプレオブラジェニエ以外では留萌の対岸に近いルドナヤプリスタン、サハリンの対岸にあたるソスノで得られたものである。最大水位はそれぞれ 0.36, 0.30, 0.14m でプレオブラジェニエが最も高く、北に行くとともに減少している。このことから津波がプレオブラジェニエ付近で収束して水位が増加したことがわかる。これはロシアの反射をプレオブラジェニエで代用する根拠となる。

2024 年能登半島津波の最大波が由来する反射波を調べた。その結果、由来として①波

源との間の反射，②対岸の反射，③佐渡島の反射，④江差の反射⑤岩内の反射を上げた。これらの反射体は陸が海に向かって張り出した地形または深海が海岸近くまで迫り，海岸が波を集めやすい地形になっている所である。中でもロシアは波源の対岸にあり，南北に伸びた波源から出た波の重なりを防ぎながら反射させることになり，日本で波源を再構築するうえで重要な役割を果たした。また弧状列島に多くの観測点があることで波源と遠方の間や近くの観測点どうしの間で往復する波が存在することを証明できた。この多様な波を生み出した背景には，弧状の日本海沿岸地形の中から海に突き出た能登半島の先端で津波

が発生したことがかかわっている。このような地形で出発する津波は外海に出たのち、屈折して再び海岸に戻る性質がある。これが波源と観測点の間の多重反射を引き起こした要因である。

結論

2024 年能登半島地震津波の日本及びロシアの検潮記録から最大波を取り出しその成因を調べた。最大波は反射が原因で出来て、反射体となったのは波源、対岸のロシア、佐渡島、北海道南西部であることが示された。多様な反射波が指摘される背景には、地中海である日本海と弧状列島の中心近くに位置して海に向かって突出している能登半島が波源になったことがかかわっている。

参考文献

- Abe Ku. and M. Okada, Source model of Noto-Hanto-Oki earthquake tsunami of 7 February 1993, PAGEOPH., vol.144, 621-631, 1995
- 阿部邦昭 活断層が発生させた 2007 年能登半島地震津波 日本歯科大学紀要 第 39 巻 11-17, 2010
- 阿部邦昭 本州日本海沿岸における静振卓越周期の由来の考察 津波工学研究報告 vol.41, 85-96, 2024
- 国土地理院 <https://www.gsi.go.jp/common/000255958.pdf> 2024 年更新, 参照 2026/5/5
- 羽鳥徳太郎 日本海津波における大陸からの反射波, Reflection Waves from the Continental Coast for the 1983 Japan Sea Tsunami, 東大地震研究所彙報, 61 巻 2 号, 329-338, 1986