

2. 既往資料の収集

うねり性波浪に対する既往の研究論文などの知見を収集する。また、既往のナウファスなどの波浪観測資料から、うねり性波浪の発生状況、被災状況等について整理し、分析を行う。

2.1 既往資料の収集整理

海岸保全施設の技術上の基準・同解説（平成30年8月）において、設計波の考え方にうねり性波浪が導入されており、従来の設計波において一般的に考慮されてきた波浪よりも周期が長いうねりに対しても適切に対応するために、うねりによる被害が想定される地域においては、風波とうねりを区別しない従来の確率波高とは別に、同様な統計処理を行ってうねりの確率波高を設定するのがよいとされている。

ここでは、うねり性波浪の定義やうねり性波浪による被害状況、波力、越波量などに関する技術的な観点を収集し、構造物や漁業地域への影響の観点から整理を行う。

港湾施設におけるうねり性波浪による被災例としては、平山ら（2012）は以下の箇所を示している（図 2-1を参照）。

このうち、伏木富山の被災時には入善漁港海岸（富山県入善町）でも甚大な被害を発生させている。また、長周期波の影響による越波災害としては、福井県越前漁港における被災事例も報告されている。以上のように、海岸被害の発生メカニズムの一つに、うねり性波浪が大きく影響を及ぼしていることが確認できる。

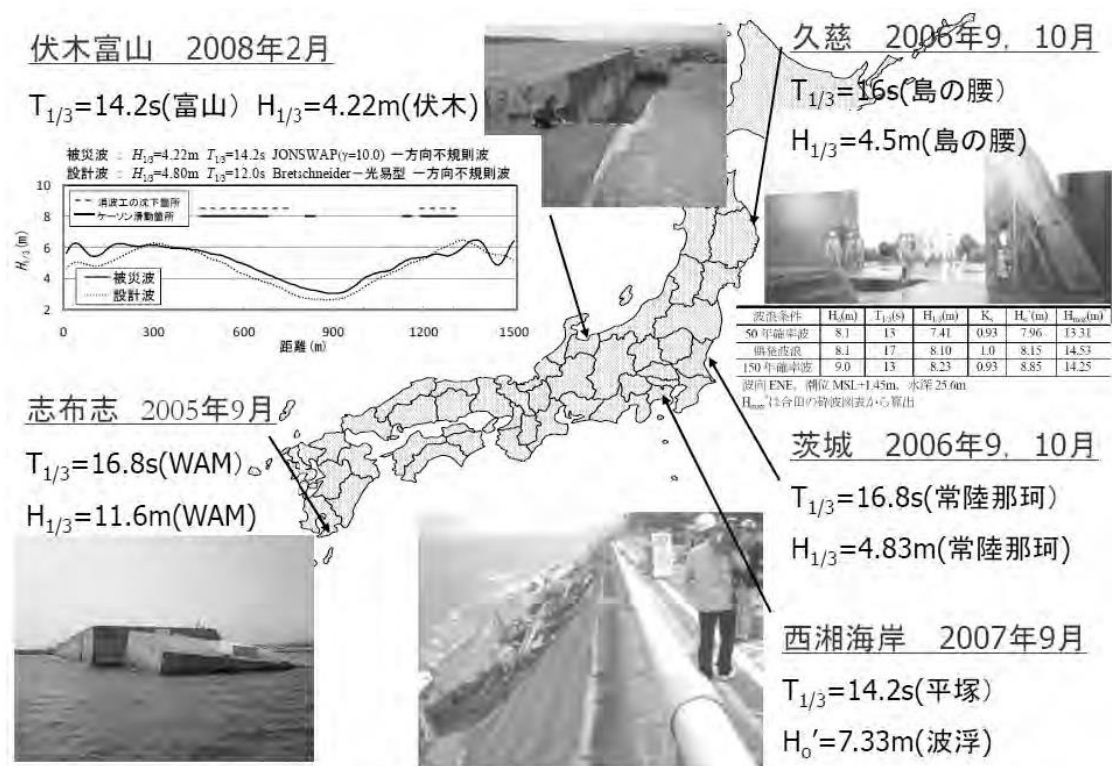


図 2-1 周期の長いうねりにより発生した高波被害（平山ら、2012）

また、図 2-2に示す最新の研究成果（Tamura他、2019）によれば、2008年の寄り廻り波による富山沿岸の被災（入善漁港海岸）は、富山湾の特徴的な地形効果（能登半島と海底谷による屈折）が波浪の干渉しやすい環境を作り出し、波高が大きくなったことを示している。



Phase-Coherent Amplification of Ocean Swells Over Submarine Canyons

Hitoshi Tamura¹, Koji Kawaguchi¹, and Takashi Fujiki¹

¹Port and Airport Research Institute, Yokosuka, Japan

Key Points:

- The coasts of Toyama Bay in Japan have been devastated by severe swell events called YoriMawari-nami
- We characterize these events with data, ray tracing, and phase-averaged and phase-resolving models
- Phase-coherent amplification emerged as the key mechanism for matching observations

Supporting Information:

- Supporting Information S1
- Movie S1

Correspondence to:

H. Tamura,
htamura@p.aori.go.jp

Citation:

Tamura, H., Kawaguchi, K., & Fujiki, T. (2020). Phase-coherent amplification of ocean swells over submarine canyons. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2019JC015301. <https://doi.org/10.1029/2019JC015301>

Received 17 MAY 2019

Accepted 20 JAN 2020

Accepted article online 27 JAN 2020

Abstract Ocean swells can be a significant coastal hazard, potentially causing coastal disasters with costly damage to infrastructure and tragic loss of lives. We have observed this in the coastal region of Toyama Bay in the Sea of Japan, which has been devastated by severe winter swell events (the so-called YoriMawari-nami; YM wave). An extreme swell event was recorded in February 2008 in which the wave height at a site in the bay reached 9+ m, which corresponds to 16 times the local climatological average. Substantial efforts by the Japanese coastal engineering community have been expended to reproduce YM wave events with phase-averaged wave models but, to our knowledge, with no success. During an archetype YM event, we found that the Noto peninsula filtered the incoming wavefield such that in the bay incident waves were quasi-monochromatic. The swell then refracted over a submarine canyon resulting in a bimodal directional distribution of wave energy. This initiated conditions favorable for coherent interference, violating the assumptions of the phase-averaged approach. Coherent interference is the key mechanism for understanding the formation of the large amplitudes and for matching observed high space-time variability. Our results demonstrate the significance of the coherent interference for wave statistics over coastal bathymetry; only by accounting for phase-resolving phenomena were we able to adequately reproduce the observations.

Plain Language Summary Waves, which originate in strong storms in the north of the Sea of Japan, have recently devastated the coastal region of Toyama Bay. These type of events have been known for centuries, and the locals refer to them as YoriMawari-nami. Engineers have struggled to understand the origin of YoriMawari-nami events, though important for protecting our coasts, and they have been unable to reproduce them with typical models (phase-averaged wave models). We used data to characterize these events, which are always long, old waves (swells) with unusually large wave heights compared to the past wave climate. We use wave models and ray-tracing techniques to show how a swell arrives in the bay and bends over submarine canyons. The submarine canyon, like a prism separating light into different colors, separates out swells, and wave phases (the exact timing of an individual wave cycle) can no longer be ignored. In fact, the wave phases become crucial for understanding the enhancement of wave height. We were able to reproduce the observations with a phase-resolving model, giving hope for predicting these events in the future.

1. Introduction

Wind-generated waves that propagate on the ocean surface can be roughly categorized into wind seas or swells based on whether or not waves are actively receiving energy from wind. Generally, swells are long, fast (i.e., faster than the local wind speed) waves that formed in distant weather systems. Ocean swells play a number of related roles in coastal dynamics. Swells generate the nearshore currents that control beach erosion. Swells can be a significant coastal hazard, potentially initiating coastal disasters with costly damage to infrastructure and tragic loss of lives.

Swells are generated from the spectral downshifting of wind seas by resonant interactions where wave energy is transferred from the shorter to longer waves (e.g., Badulin & Zakharov, 2017; Hasselmann et al., 1973; Kats & Kontorovich, 1971; Young & Van Vleet, 1993; Zakharov, 2018; Zakharov et al., 2019). Swells can travel great distances with little attenuation, propagating to coasts far from where they were generated (e.g., Ardhuin et al., 2009; Munk et al., 1963; Snodgrass et al., 1966). As a swell propagates from deep to shallow water, the spatial distribution of swell energy begins to vary more strongly and on smaller scales

©2020. The Authors.

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

図 2-2 (1) 海底谷上のうねりの位相コヒーレントの増幅 (Tamura他、2019)

※一部抜粋

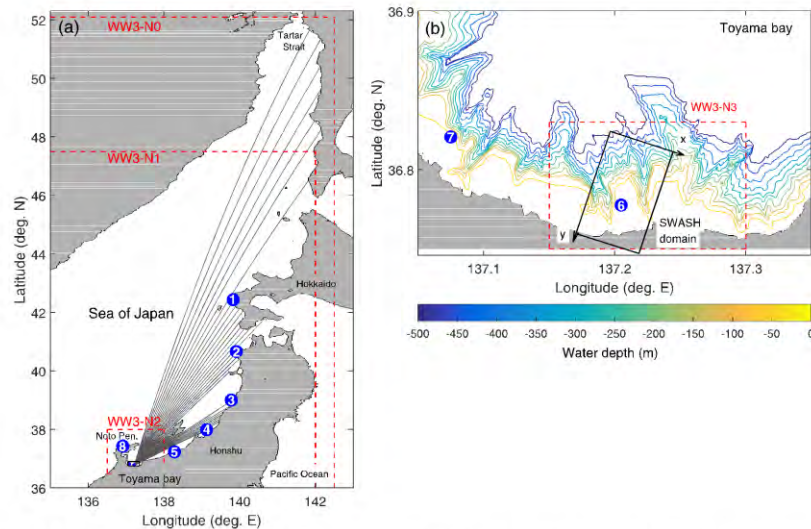


Figure 1. (a) Map of the Sea of Japan and Toyama bay with NOWPHAS observational sites (blue dots with numbers) listed in Table 1. Red dashed boxes mark the computational domains of WW3-N0, WW3-N1, and WW3-N2. Solid lines represent the backward ray tracing for all directions arriving at Toyama site (#6). (b) An enlarged view near the southern margin of the Toyama bay (black rectangle in (a)). Red dashed and black boxes indicate the computational domains for WW3-N3 and SWASH models, respectively. Shallow water bathymetry (0–500 m) of M7000 database is shown by color contours.

dictated by interaction with the local bathymetry through the refraction, diffraction, interference, shoaling, and bottom-induced breaking (e.g., Cavaleri et al., 2007; Didenkulova et al., 2009; Magne et al., 2007).

In this paper, we address the process of swell transformation near the coast and the formation of dangerous wave events. The region of interest is the coastal region of the Toyama Bay (TB) in the Sea of Japan (Figure 1). This region has been devastated by severe winter swell events. Dating back to the Edo period in the eighteenth century, these events have been known to local people who refer to them YoriMawari-nami (hereafter referred to as YM wave events) that roughly translates to approaching and turning waves. Low-pressure systems (i.e., polar lows) (e.g., Tsuboki & Wakahama, 1992; Yanase et al., 2016) can develop rapidly over the northern part of the sea (40–45°N) moving eastward but then stall off the east coast of Hokkaido. This sets up a northeasterly wind that blows along the west coast of Hokkaido over a long fetch. YM wave events tend to appear as these lows propagate out over the Sea of Japan and the local weather calms. Evidently, as will be shown, wave rays for all directions arriving in the TB go through the west coast of Hokkaido and originate from the Tartar Strait (Figure 1a).

The TB is a semienclosed bay approximately 30 km wide and 25 km long covering an area of 750 km². The bay is partially exposed to the Sea of Japan on the east side and sheltered on the north and west sides by the Noto Peninsula (Figure 1a). Due to the geometry of the coastline, wind seas generated by seasonal northwesterly wind are blocked, so high sea states are typically due to swells entering the bay from the NNE. In the southern margins of the bay where YM wave events have been observed, there is a narrow continental shelf (around 4 km wide) with distinct submarine canyons (Figure 1b). An extreme swell event was recorded in February 2008 (e.g., Kohno et al., 2009) in which wave height at a site (site #6 in Figure 1b) reached 9+ m, which corresponds to 16 times the local climatological average. This event caused unfortunate casualties and tremendous damage to infrastructure. The societal concern over coastal disasters like this, combined with the unique nature YM wave events, has catapulted this issue to the forefront of the list of challenges facing wave researchers and coastal engineers in Japan.

Substantial efforts by the Japanese coastal engineering community have been expended to reproduce YM wave events with phase-averaged wave models (e.g., Ohta et al., 2016) but, to our knowledge, with no

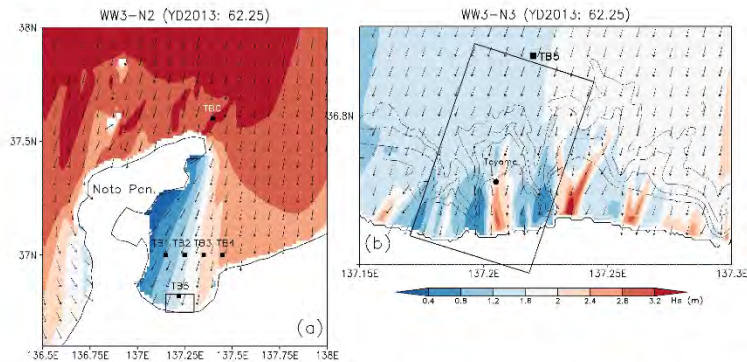


Figure 4. (a) Spatial distribution of the significant wave height (colored contours) and peak wave direction (arrows) during the YM wave event at YD 62.25 (year 2013, case 16, see Table 3) hindcasted by WW3-N2. Black squares (from TB0 to TB5) indicate the output locations of wave spectra shown in Figure 5. (b) Same as (a) but hindcasted by WW3-N3 (the innermost domain). The solid rectangle indicates the computational domain for the SWASH model. The black dot represents the observation site Toyama site (#6). The black square (TB5) indicates the output locations of WW3-N2 model used as the incident wave spectra for SWASH computation. The contours of bottom topography (M7000 data set) are also shown at 20, 50, 100, and 200 m. The H_s fields in (a) is given in the same color in (b).

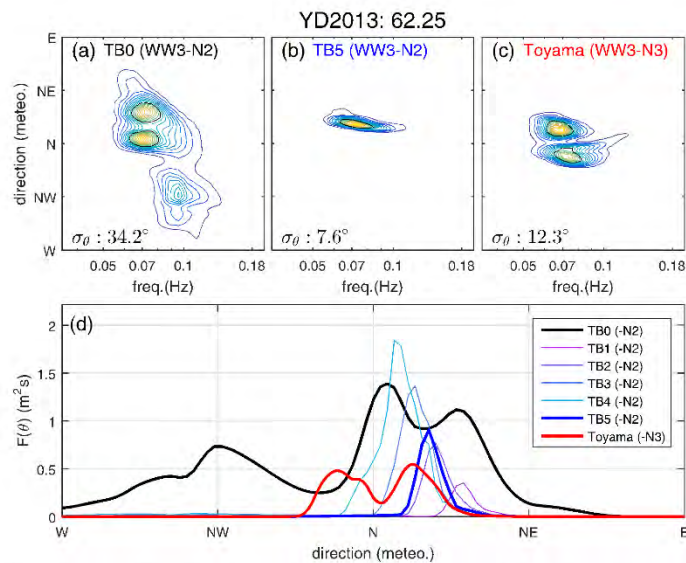


Figure 5. Hindcast of 2-D wave spectra at (a) TB0, (b) TB5, and (c) Toyama site (#6) at the same time as shown in Figure 4. The wave spectra are normalized by their maximum values and are shown with the contour interval of 0.05. Black lines represent the energy level of 50% of the maximum values. The values of directional spreading σ_θ for each 2-D spectra are also indicated. (d) Omnidirectional wave spectra at seven locations (from TB0 to TB5, and Toyama). 2-D and omnidirectional wave spectra were hindcasted by WW3-N2 model for all locations with the exception of Toyama (WW3-N3 model).

図 2-2 (3) 海底谷上のうねりの位相コヒーレントの増幅 (Tamura他、2019)

※一部抜粋

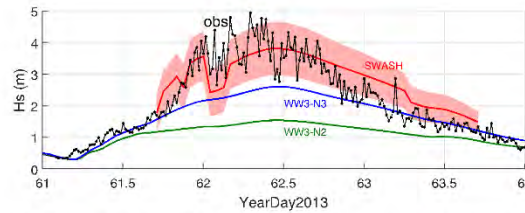


Figure 9. Time series of the H_s hindcasted by SWASH for YM wave event, case 16, in 2013. Temporal variation of H_s at Toyama is indicated by red line, whereas one standard deviation within a spatial length scale of the interference is shown by red shading. The observation (black line with dots) and WW3-N2 and WW3-N3 hindcasts (green and blue lines, respectively) are also indicated.

then the directionally scattered waves interact with each other over the continental shelf, and thereby the amplitude modulation grows through the coherent interference in focal zones.

Hindcasts of the YM wave event were carried out with SWASH by changing the incident wave spectra on an hourly interval from YD 61.71 to 63.71 (i.e., 2-day hindcast with total of 48 runs) along the offshore boundary ($y = 0$). The hindcast run at YD 62.25 clearly demonstrated characteristic features of swell propagation over the submarine canyons (Figure 8). These results correlated with the observational evidence (Figure 3e) and WW3 model results (Figures 4 and 5). Time series of the sea surface elevation η and wave envelope A at Toyama are shown in Figure 8a. The wave group structure is apparent in both observations (Figure 3e) and simulations (Figure 8a). The snapshot of the wave envelope in Figure 8b is a typical spatial pattern of swell modulation over the continental shelf. An animation (Movie S1 in the supporting information) shows the

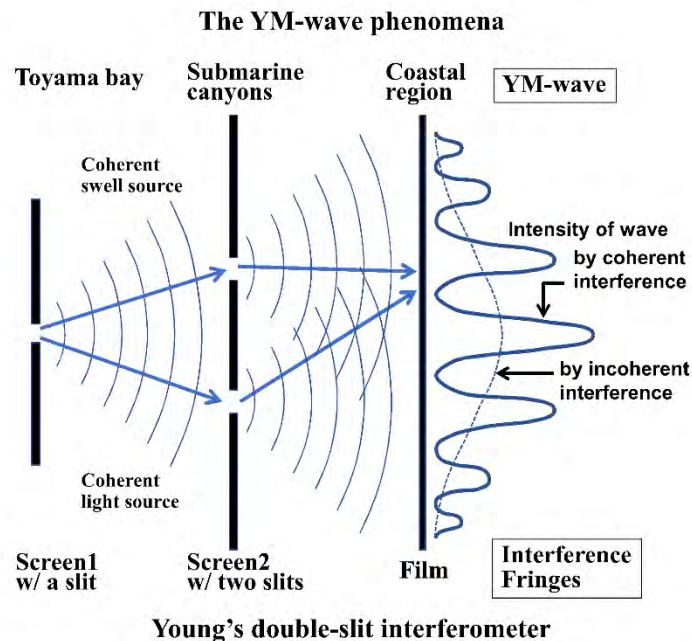


Figure 10. Schematic diagram of the YM wave phenomena in relation to the Young's double slit interferometer. The coherent swell (light) source is incident in the Toyama bay (on the first screen with a slit). The continental shelf (second screen) with submarine canyons (two slits) serves as the source of coherent swell (light). The swell (light) waves emerging from the submarine canyons (two slits) interfere and form YM waves (interference fringes) near the coastal region (on the film).

2.2 海象データの収集整理

うねり性波浪の発生状況などを把握するために、ナウファスなどの海象資料を収集し、整理することにより、うねり性波浪の襲来状況などを把握する。

海象資料の収集、整理は、ナウファスで観測されている78地点を対象とした。ナウファス年報から抜粋した観測地点の位置図を図 2-3に、波浪観測機器及び設置位置を表 2-1に示す。また、表 2-2に海象資料を収集、整理した期間を示す。

データの収集期間は、ナウファスにおいて20分毎で観測を開始された2005年～2019年を対象としたが、観測開始が2006年以降の場合には、観測開始からとしている。

ただし、20分毎で観測が実施されていない新潟沖、伏木富山、境港、浜田、熊本及び志布志湾については、2時間毎で観測のデータを収集し整理した。

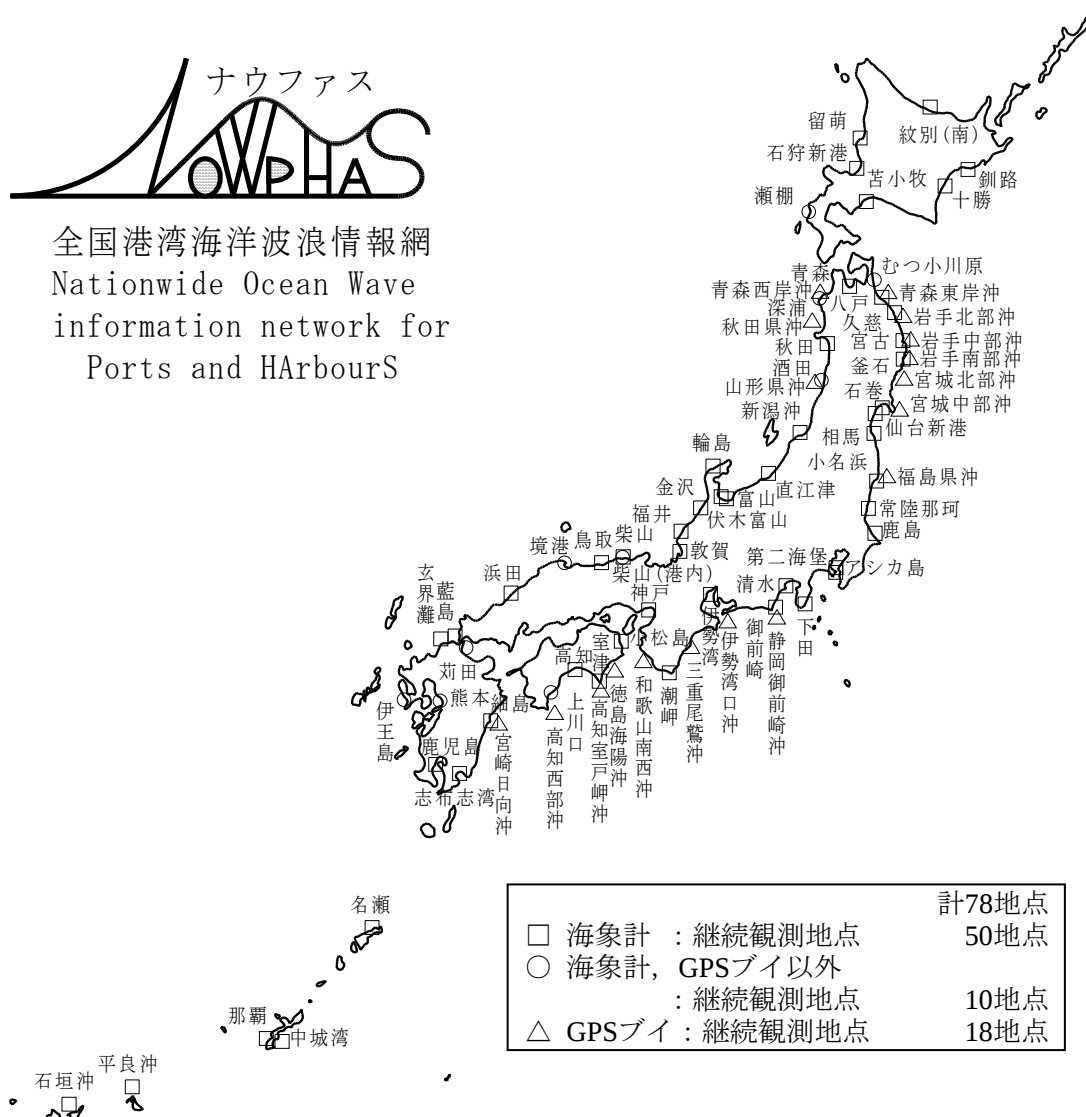


図 2-3 ナウファスの観測地点の位置図

出典：NOWPHAS 年報(港湾空港技術研究所資料)

表 2-1(1) 波浪観測機器及び設置位置

整理 番号	観 測 地 点 名	波 高 計					波 向 計					ス ペ クトル
		機 種	水深(m)	R(m)	北 緯	東 経	機 種	水深(m)	R(m)	北 緯	東 経	
1	留 萌	海象計	-49.8	0.8	43° 51' 59"	141° 28' 07"	海象計	-49.8	0.8	43° 51' 59"	141° 28' 07"	◎
2	石 狩 新 港	海象計	-22.4	1.6	43° 14' 55"	141° 16' 44"	海象計	-22.4	1.6	43° 14' 55"	141° 16' 44"	◎
3	瀬 棚	USW	-52.9	0.8	42° 26' 39"	139° 49' 03"	CWD	-20.0	2.7	42° 26' 00"	139° 49' 58"	◎
4	青 森	USW	-24.9	2.0	40° 51' 10"	140° 44' 21"						○
5	深 浦	USW	-51.0	1.9	40° 39' 34"	139° 54' 42"						○
6	秋 田	海象計	-29.0	1.7	39° 44' 16"	140° 00' 26"	海象計	-29.0	1.7	39° 44' 16"	140° 00' 26"	◎
7	酒 田	USW	-45.9	1.2	39° 00' 31"	139° 46' 45"	傾斜計	-45.9	-	39° 00' 31"	139° 46' 45"	○
8	新 潟	海象計	-34.5	1.2	38° 00' 17"	139° 07' 34"	海象計	-34.5	1.2	38° 00' 17"	139° 07' 34"	◎
9	直 江 津	海象計	-32.7	1.2	37° 14' 09"	138° 16' 25"	海象計	-32.7	1.2	37° 14' 09"	138° 16' 25"	◎
10	富 山	海象計	-20.9	1.2	36° 46' 40"	137° 12' 18"	海象計	-20.9	1.2	36° 46' 40"	137° 12' 18"	◎
11	伏 木 富 山	海象計	-46.4	1.2	36° 49' 15"	137° 04' 29"	海象計	-46.4	1.2	36° 49' 15"	137° 04' 29"	◎
12	輪 島	海象計	-52.0	1.2	37° 25' 51"	136° 54' 08"	海象計	-52.0	1.2	37° 25' 51"	136° 54' 08"	◎
13	金 沢	海象計	-21.1	1.2	36° 36' 50"	136° 34' 03"	海象計	-21.1	1.2	36° 36' 50"	136° 34' 03"	◎
14	福 井	海象計	-36.7	0.7	36° 09' 50"	136° 04' 30"	海象計	-36.7	0.7	36° 09' 50"	136° 04' 30"	◎
15	敦 賀	海象計	-50.8	0.7	35° 46' 16"	136° 02' 23"	海象計	-50.8	0.7	35° 46' 16"	136° 02' 23"	◎
16	柴 山	海象計	-42.0	0.6	35° 40' 17"	134° 40' 37"	海象計	-42.0	0.6	35° 40' 17"	134° 40' 37"	◎
17	柴 山 (港 内)	USW	-11.1	0.6	35° 39' 32"	134° 39' 58"						○
18	鳥 取	海象計	-30.9	0.5	35° 33' 16"	134° 09' 41"	海象計	-30.9	0.5	35° 33' 16"	134° 09' 41"	◎
19	境 港	USW	-12.0	1.5	35° 31' 56"	133° 16' 36"						○
20	浜 田	海象計	-51.8	0.8	34° 54' 19"	132° 02' 11"	海象計	-51.8	0.8	34° 54' 19"	132° 02' 11"	◎
21	藍 島	海象計	-20.7	0.6	34° 00' 43"	130° 47' 35"	海象計	-20.7	0.6	34° 00' 43"	130° 47' 35"	◎
22	玄 界 灘	海象計	-39.5	1.8	33° 56' 02"	130° 28' 05"	海象計	-39.5	1.8	33° 56' 02"	130° 28' 05"	◎
23	伊 王 島	USW	-31.9	1.7	32° 42' 59"	129° 45' 15"	CWD	-31.9	2.5	32° 42' 59"	129° 45' 15"	◎
24	熊 本	空中発	-4.2	7.9	32° 45' 08"	130° 33' 53"						○
25	名 瀬	海象計	-54.6	0.6	28° 27' 07"	129° 31' 18"	海象計	-54.6	0.6	28° 27' 07"	129° 31' 18"	◎
26	那 覇	海象計	-51.0	1.5	26° 15' 28"	127° 38' 51"	海象計	-51.0	1.5	26° 15' 28"	127° 38' 51"	◎
27	紋 別 (南)	海象計	-52.6	0.8	44° 19' 04"	143° 36' 25"	海象計	-52.6	0.8	44° 19' 04"	143° 36' 25"	◎
28	釧 路	海象計	-50.1	0.9	42° 54' 38"	144° 23' 50"	海象計	-50.1	0.9	42° 54' 38"	144° 23' 50"	◎
29	十 勝	海象計	-23.0	0.9	42° 39' 06"	143° 41' 08"	海象計	-23.0	0.9	42° 39' 06"	143° 41' 08"	◎
30	苫 小 牧	海象計	-50.7	0.9	42° 32' 39"	141° 26' 46"	海象計	-50.7	0.9	42° 32' 39"	141° 26' 46"	◎
31	む つ 小 川 原	USW	-43.8	0.9	40° 55' 30"	141° 25' 27"	CWD	-27.8	2.6	40° 55' 12"	141° 24' 44"	◎
32	八 戸	海象計	-26.5	0.7	40° 33' 39"	141° 34' 06"	海象計	-26.5	0.7	40° 33' 39"	141° 34' 06"	◎
33	久 慈	海象計	-49.5	1.1	40° 13' 04"	141° 51' 36"	海象計	-49.5	1.1	40° 13' 04"	141° 51' 36"	◎
34	宮 古	海象計	-25.0	0.7	39° 38' 22"	141° 59' 09"	海象計	-25.0	0.7	39° 38' 22"	141° 59' 09"	◎
35	釜 石	海象計	-49.8	0.9	39° 15' 54"	141° 56' 06"	海象計	-49.8	0.9	39° 15' 54"	141° 56' 06"	◎
36	石 巻	海象計	-20.8	0.5	38° 20' 49"	141° 15' 16"	海象計	-20.8	0.5	38° 20' 49"	141° 15' 16"	◎
37	仙 台 新 港	海象計	-21.3	3.2	38° 15' 00"	141° 03' 58"	海象計	-21.3	3.2	38° 15' 00"	141° 03' 58"	◎
38	相 馬	海象計	-17.0	0.7	37° 52' 08"	140° 58' 39"	海象計	-17.0	0.7	37° 52' 08"	140° 58' 39"	◎
39	小 名 浜	海象計	-23.8	1.6	36° 55' 04"	140° 55' 18"	海象計	-23.8	1.6	36° 55' 04"	140° 55' 18"	◎
40	常 陸 那 珂	海象計	-30.3	2.4	36° 23' 42"	140° 39' 12"	海象計	-30.3	2.4	36° 23' 42"	140° 39' 12"	◎
41	鹿 島	海象計	-24.6	0.9	35° 53' 55"	140° 45' 14"	海象計	-24.6	0.9	35° 53' 55"	140° 45' 14"	◎
42	第 二 海 堡	海象計	-31.8	0.7	35° 18' 13"	139° 44' 50"	海象計	-31.8	0.7	35° 18' 13"	139° 44' 50"	◎
43	ア シ カ 島	海象計	-21.7	1.1	35° 12' 39"	139° 44' 04"	海象計	-21.7	1.1	35° 12' 39"	139° 44' 04"	◎
44	下 田	海象計	-51.1	1.0	34° 38' 48"	138° 57' 11"	海象計	-51.1	1.0	34° 38' 48"	138° 57' 11"	◎
45	清 水	海象計	-51.8	0.6	35° 01' 16"	138° 32' 05"	海象計	-51.8	0.6	35° 01' 16"	138° 32' 05"	◎
46	御 前 崎	海象計	-22.8	1.9	34° 37' 17"	138° 15' 33"	海象計	-22.8	1.9	34° 37' 17"	138° 15' 33"	◎
47	伊 勢 湾	海象計	-26.9	0.5	34° 55' 12"	136° 44' 25"	海象計	-26.9	0.5	34° 55' 12"	136° 44' 25"	◎
48	潮 岬	海象計	-54.7	0.6	33° 25' 59"	135° 44' 50"	海象計	-54.7	0.6	33° 25' 59"	135° 44' 50"	◎
49	神 戸	海象計	-17.0	0.5	34° 38' 50"	135° 16' 36"	海象計	-17.0	0.5	34° 38' 50"	135° 16' 36"	◎
50	小 松 島	海象計	-20.8	1.5	34° 02' 24"	134° 38' 37"	海象計	-20.8	1.5	34° 02' 24"	134° 38' 37"	◎
51	室 津	海象計	-27.7	0.2	33° 16' 18"	134° 08' 50"	海象計	-27.7	0.2	33° 16' 18"	134° 08' 50"	◎
52	高 知	海象計	-24.1	0.5	33° 28' 57"	133° 35' 13"	海象計	-24.1	0.5	33° 28' 57"	133° 35' 13"	◎
53	上 川 口	USW	-25.6	0.6	33° 01' 54"	133° 03' 29"						○
54	苅 田	USW	-9.6	1.4	33° 47' 59"	131° 04' 20"	CWD	-9.6	1.9	33° 47' 59"	131° 04' 20"	◎
55	細 島	海象計	-48.3	0.4	32° 26' 36"	131° 43' 42"	海象計	-48.3	0.4	32° 26' 36"	131° 43' 42"	◎
56	志 布 志 湾	海象計	-35.0	0.7	31° 25' 02"	131° 06' 36"	海象計	-35.0	0.7	31° 25' 02"	131° 06' 36"	◎
57	鹿 児 島	海象計	-35.0	1.7	31° 31' 06"	130° 33' 08"	海象計	-35.0	1.7	31° 31' 06"	130° 33' 08"	◎
58	中 城 湾	海象計	-39.6	0.5	26° 14' 32"	127° 57' 55"	海象計	-39.6	0.5	26° 14' 32"	127° 57' 55"	◎
59	平 良 沖	海象計	-44.1	0.7	24° 51' 39"	125° 14' 08"	海象計	-44.1	0.7	24° 51' 39"	125° 14' 08"	◎
60	石 垣 沖	海象計	-34.8	0.7	24° 21' 55"	124° 06' 10"	海象計	-34.8	0.7	24° 21' 55"	124° 06' 10"	◎

注 1) USW: 超音波式波高計 CWD: 超音波式流速計型波向計 海象計: 超音波ドップラー式波浪計 GPS: GPS 波高計

空中発: 空中発射波式波高計

注 2) 水深は、水表面から海底面までの距離の平均値より主要 4 分潮の半振幅の和を減じた値である。

設置高(R): 海象計, USW の場合、海底面から観測センサーまでの高さ、空中発射式の場合、CDL から観測センサーまでの高さである。

注 3) スペクトル欄の◎印は、周期帯毎の方向スペクトル解析を実施。○印は、周期帯毎の周波数スペクトル解析を実施。

出典: NOWPHAS 年報(港湾空港技術研究所資料)

表 2-1(2) 波浪観測機器及び設置位置

整理 番号	観 測 地 点 名	波 高 計					波 向 計					ス ペ クトル
		機 種	水深(m)	R(m)	北 緯	東 経	機 種	水深(m)	R(m)	北 緯	東 経	
61	青 森 西 岸 沖	G P S	-125	海面	40° 46′ 54″	139° 56′ 15″						○
62	秋 田 県 沖	G P S	-104	海面	40° 12′ 38″	139° 39′ 40″						○
63	山 形 県 沖	G P S	-104	海面	38° 58′ 29″	139° 36′ 02″						○
64	青 森 東 岸 沖	G P S	-87	海面	40° 38′ 00″	141° 45′ 00″						○
65	岩 手 北 部 沖	G P S	-125	海面	40° 07′ 00″	142° 04′ 00″						○
66	岩 手 中 部 沖	G P S	-200	海面	39° 37′ 38″	142° 11′ 12″						○
67	岩 手 南 部 沖	G P S	-204	海面	39° 15′ 31″	142° 05′ 49″						○
68	宮 城 北 部 沖	G P S	-160	海面	38° 51′ 28″	141° 53′ 40″						○
69	宮 城 中 部 沖	G P S	-144	海面	38° 13′ 57″	141° 41′ 01″						○
70	福 島 県 沖	G P S	-137	海面	36° 58′ 17″	141° 11′ 08″						○
71	静 岡 御 前 崎 沖	G P S	-120	海面	34° 24′ 12″	138° 16′ 30″						○
72	伊 勢 湾 口 沖	G P S	-90	海面	34° 22′ 28″	137° 07′ 29″						○
73	三 重 尾 鷲 沖	G P S	-210	海面	33° 54′ 08″	136° 15′ 34″						○
74	和 歌 山 南 西 沖	G P S	-201	海面	33° 38′ 32″	135° 09′ 24″						○
75	徳 島 海 陽 沖	G P S	-350	海面	33° 28′ 11″	134° 28′ 47″						○
76	高 知 室 戸 岬 沖	G P S	-288	海面	33° 04′ 45″	134° 11′ 11″						○
77	高 知 西 部 沖	G P S	-309	海面	32° 37′ 52″	133° 09′ 21″						○
78	宮 崎 日 向 沖	G P S	-407	海面	32° 23′ 12″	131° 54′ 36″						○

注1) U S W : 超音波式波高計 C W D : 超音波式流速計型波向計 海象計 : 超音波ドップラー式波浪計 G P S : G P S 波高計
 空中発 : 空中発射波式波高計

注2) 水深は, 水表面から海底面までの距離の平均値より主要4分潮の半振幅の和を減じた値である.

注3) スペクトル欄の◎印は, 周期帯毎の方向スペクトル解析を実施. ○印は, 周期帯毎の周波数スペクトル解析を実施.

出典 : NOWPHAS 年報(港湾空港技術研究所資料)

表 2-2 海象資料を収集・整理した期間

海域	地点名	収集期間	海域	地点名	収集期間
日本海側	留萌	2005 — 2019	太平洋側 (関東以北)	紋別(南)	2006 — 2019
	石狩新港	2005 — 2019		釧路	2005 — 2019
	瀬棚	2006 — 2016		十勝	2006 — 2019
	青森	2006 — 2019		苫小牧	2006 — 2019
	青森西岸沖	2011 — 2019		むつ小川原	2007 — 2019
	深浦	2006 — 2014		青森東岸沖	2009 — 2019
	秋田県沖	2011 — 2019		八戸	2006 — 2019
	秋田	2006 — 2019		岩手北部沖	2009 — 2019
	酒田	2006 — 2018		久慈	2005 — 2019
	山形県沖	2011 — 2019		岩手中部沖	2009 — 2019
	新潟沖	2005 — 2019		宮古	2007 — 2019
	直江津	2007 — 2019		岩手南部沖	2008 — 2019
	富山	2012 — 2019		釜石	2006 — 2017
	伏木富山	2005 — 2019		宮城北部沖	2009 — 2019
	輪島	2006 — 2019		宮城中部沖	2008 — 2019
	金沢	2006 — 2019		石巻	2005 — 2019
	福井	2005 — 2019		仙台新港	2007 — 2019
	敦賀	2010 — 2019		相馬	2007 — 2019
	柴山	2007 — 2019		福島県沖	2009 — 2019
	柴山(港内)	2013 — 2019		小名浜	2006 — 2019
	鳥取	2005 — 2019		常陸那珂	2008 — 2019
	境港	2005 — 2019		鹿島	2005 — 2019
	浜田	2005 — 2019		第二海堡	2006 — 2019
	藍島	2007 — 2019		アシカ島	2010 — 2013
	玄界灘	2005 — 2019	太平洋側 (関東以南)	下田	2005 — 2019
	伊王島	2005 — 2019		清水	2005 — 2019
地方	北海道			静岡御前崎沖	2009 — 2019
	東北			御前崎	2005 — 2019
	関東			伊勢湾	2005 — 2019
	北陸			伊勢湾口沖	2013 — 2019
	東海			三重尾鷲沖	2009 — 2019
	近畿			潮岬	2005 — 2018
	中国			和歌山南西沖	2009 — 2016
	四国			神戸	2010 — 2019
	九州・沖縄			小松島	2008 — 2019
				徳島海陽沖	2010 — 2018
				室津	2005 — 2019
				高知室戸岬沖	2015 — 2019
				高知	2005 — 2019
				高知西部沖	2009 — 2016
				上川口	2006 — 2019
				荏田	2006 — 2019
				細島	2005 — 2019
				志布志湾	2005 — 2019
				宮崎日向沖	2014 — 2019
				鹿児島	2008 — 2019
				熊本	2006 — 2019
				名瀬	2005 — 2019
				那覇	2007 — 2019
				中城湾	2006 — 2019
				平良沖	2005 — 2019
				石垣沖	2005 — 2019

ここで、うねり性波浪とは、図 2-4に示すように、おおむね8秒周期以上でかつ波形勾配がおおむね0.025未満の波浪諸元（平山ら、2015）を有するものとする。図 2-5は、高波高時のうねりの出現頻度を示したものであり、太平洋側では高波高時にうねりの出現頻度が高いことが確認できる。

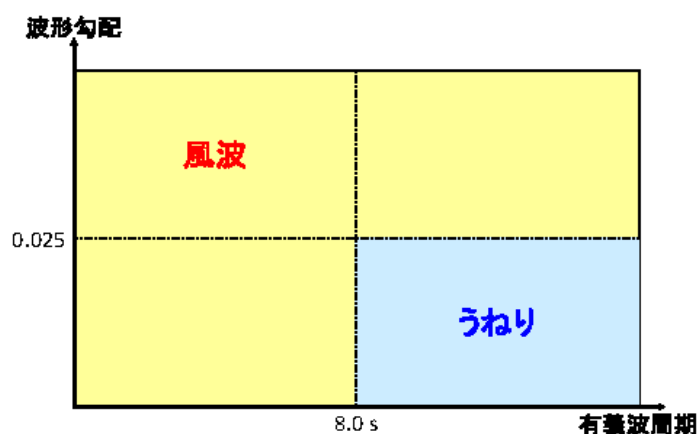


図 2-4 風波とうねりの定義 (平山ら、2015)

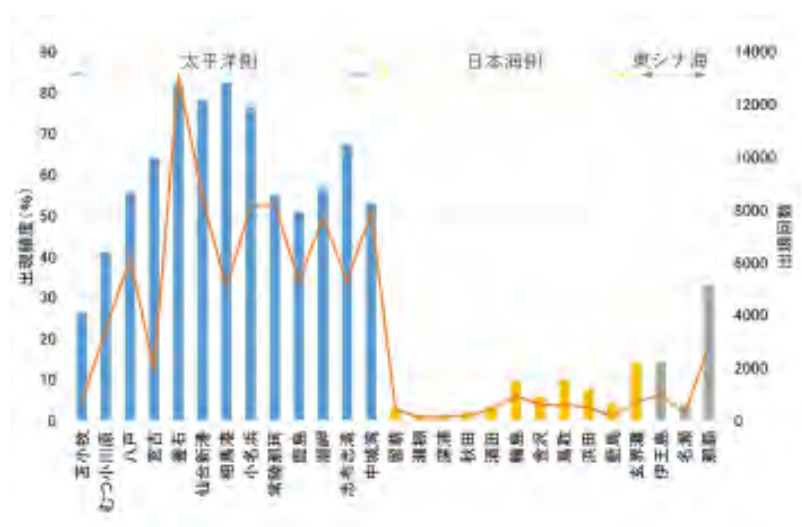


図 2-5 高波高時(高波抽出基準以上)のうねりの出現頻度
(棒グラフ：出現頻度(%), 折れ線グラフ：出現回数) (川口ら、2016)

2.2.1 海象データによるうねりの特性把握

図 2-6は、全国のナウファス観測データを用いて、海域毎のうねりの出現率を把握したものである。ここで出現率とは観測された全ての波のうち、うねりと定義された波の占める割合のことを表す。

図より海域毎に以下のような特性が確認できる。

- 太平洋側 : うねりの発生率は1/3程度と高い
- 日本海側 : うねりの発生率は低い
- 三大湾・瀬戸内海側: うねりの発生率は非常に低い

【太平洋側（関東以北）】

- ・日本海側と比較し、全波浪に対するうねりの出現率は高い。
- ・紋別（北海道）、第二海堡・アシカ島（東京湾）を除き、全波浪に対するうねりの出現率は30～50%となる。
- ・釜石、仙台新港、相馬、小名浜のうねりの出現率は50%を超える。

【太平洋側（関東以西）】

- ・湾内に位置する伊勢湾・神戸・苅田、鹿児島、石垣沖を除き、全波浪に対するうねりの出現率は10～40%となる。
- ・関東以北の地点と比較すると、うねりの出現率は低い。
- ・和歌山沖、四国沖、九州東岸沖でうねりの出現率が高い

【日本海側】

- ・全波浪に対するうねりの出現率は富山以西で増える傾向にある。
- ・富山（北陸）と那覇（沖縄）でうねりの出現率は高い。
- ・富山、那覇以外の地点のうねりの出現率は10%以下である。

★印は三大湾もしくは瀬戸内海

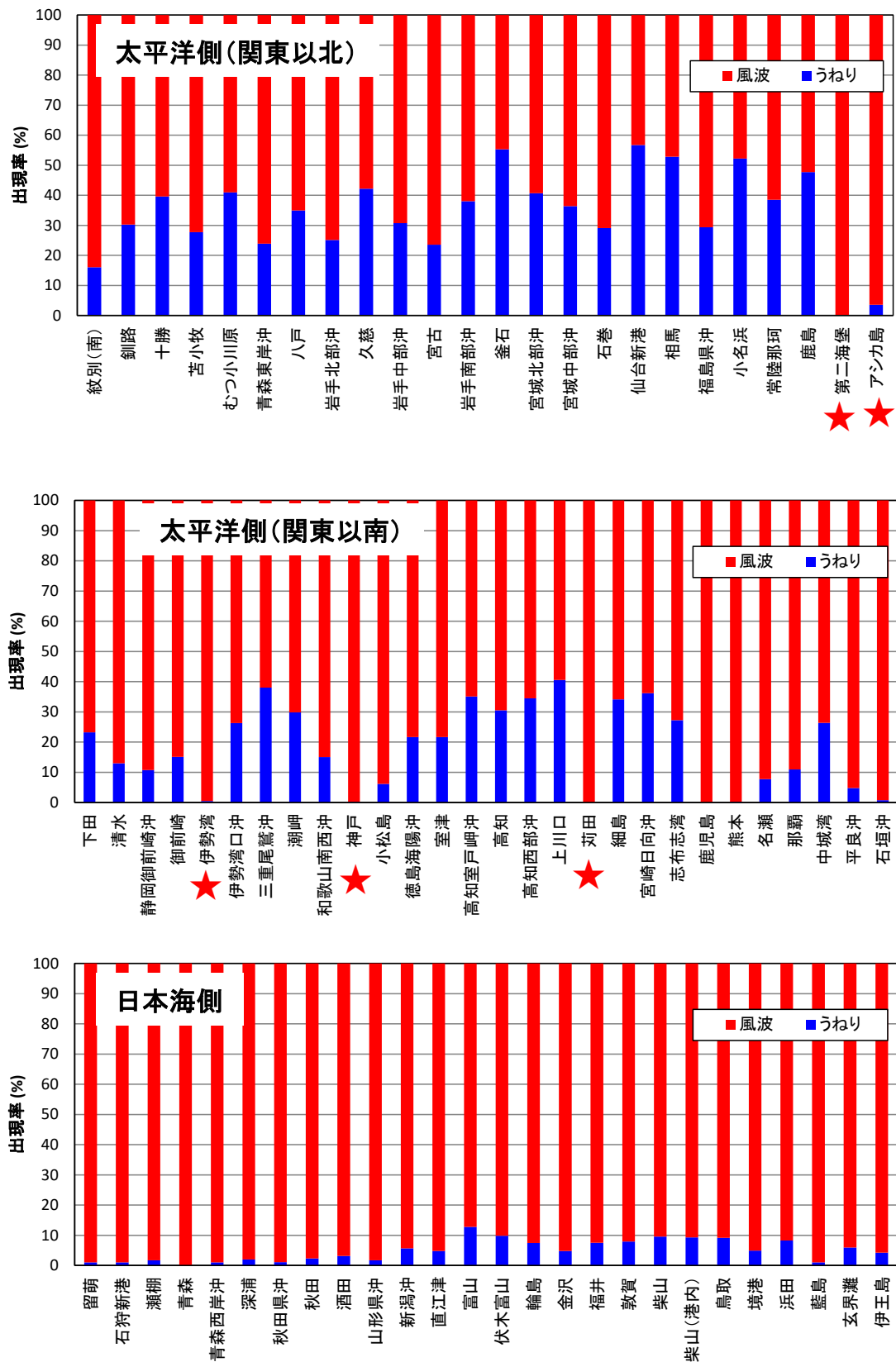


図 2-6 海域毎のうねりの出現率

さらに図 2-7は、全国のナウファス観測データを用いて、海域毎に高波浪時のうねりの出現率を把握したものである。ここで示す出現率とは、うねりと定義された波のうち、ナウファス年報における高波抽出基準（表 2-3を参照）の上限値以上の波高を観測した波の占める割合のことを表す。

図より海域毎に以下のような特性が確認できる。

- 太平洋側 ：うねりの発生率は半分程度と高い
- 日本海側 ：北陸の一部を除くとうねりの発生率は低い。

※富山及び敦賀でうねり発生率が高くなるのは、地形による効果
であると考えられる。

- 三大湾・瀬戸内海側：うねりの発生率は非常に低い

【太平洋側（関東以北）】

- ・十勝、久慈、釜石、石巻、仙台新港、相馬、小名浜では高波浪時の60%以上がうねりとなる。

【太平洋側（関東以西）】

- ・清水、上川口、細島、志布志湾では高波浪時の60%以上がうねりとなる。

【日本海側】

- ・富山では高波浪時の60%がうねりとなる。
- ・その他、敦賀と那覇で高波浪時のうねりの出現率は高い。

【入善漁港海岸の特殊性】

2008年に発生した寄り回り波（うねり性波浪）において発生した入善漁港海岸地区での局地的な被災は、富山湾の特徴的な地形（能登半島及び海底谷）による影響であることが近年の研究で報告されている。



★印は三大湾もしくは瀬戸内海

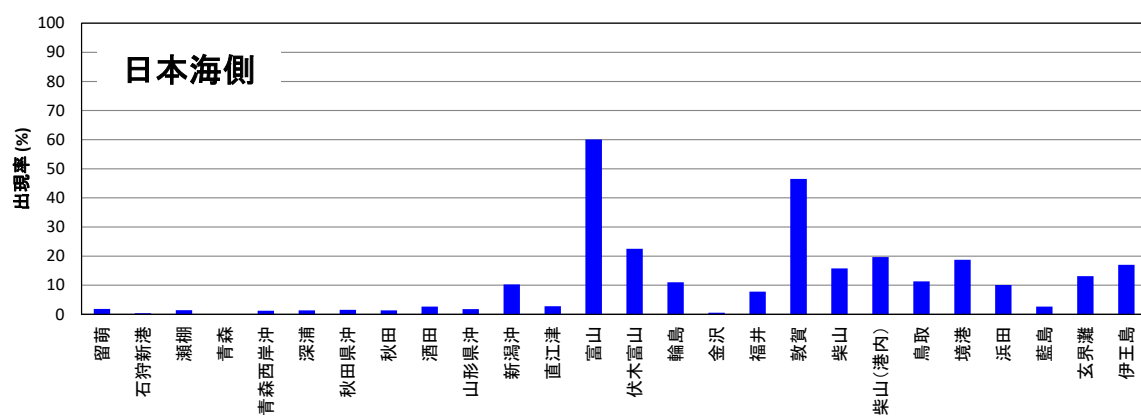
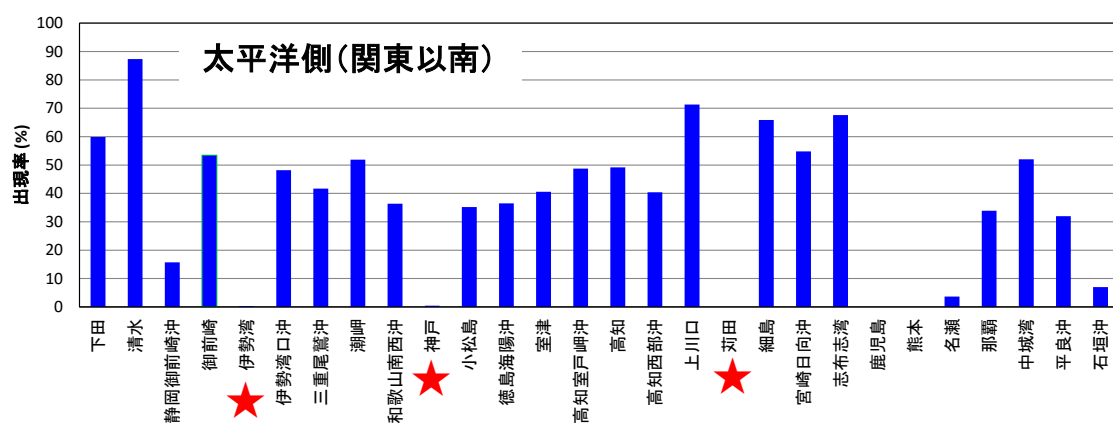
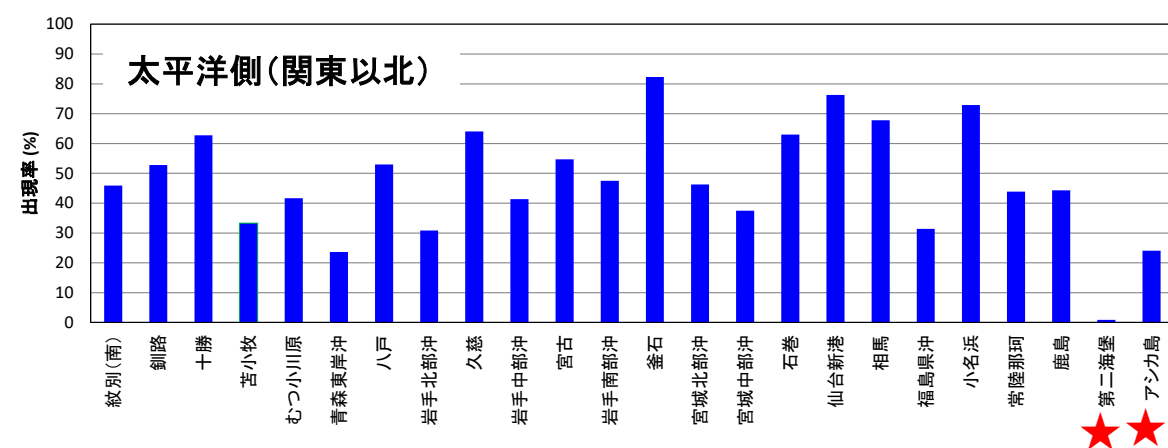


図 2-7 高波高時(高波抽出基準以上)のうねりの出現頻度

表 2-3 ナウファス年報における高波抽出基準

日本海側						太平洋側					
整理 番号	地点 番号	地点名	基準値(m)			整理 番号	地点 番号	地点名	基準値(m)		
			下限値	上限値					下限値	上限値	
1	604	留 萌	2.00	2.50		27	609	紋 別 (南)	1.50	2.00	
2	611	石 狩 新 港	2.00	3.00		28	613	釧 路	1.50	2.00	
3	603	瀬 棚	2.00	3.00		29	607	十 勝	1.50	2.00	
4	220	青 森	0.50	0.75		30	602	苫 小 牧	1.50	2.00	
5	201	深 浦	2.00	3.00		31	202	む つ 小 川 原	1.50	2.50	
6	101	秋 田	2.00	3.00		32	203	八 戸	1.50	2.00	
7	102	酒 田	2.00	3.00		33	219	久 慈	1.50	2.00	
8	112	新 潟 沖	2.00	3.00		34	213	宮 古	1.00	1.50	
9	114	直 江 津	2.00	3.00		35	204	釜 石	1.00	1.50	
10	115	富 山	1.00	1.50		36	218	石 巻	1.00	1.50	
11	113	伏 木 富 山	1.00	1.50		37	205	仙 台 新 港	1.00	1.50	
12	105	輪 島	2.00	3.00		38	214	相 馬	1.50	2.00	
13	106	金 沢	2.00	3.00		39	206	小 名 浜	1.50	2.00	
14	117	福 井	2.00	3.00		40	209	常 陸 那 珂	1.50	2.00	
15	116	敦 賀	1.50	2.00		41	207	鹿 島	1.50	2.50	
16	310	柴 山	2.00	3.00		42	217	第 二 海 堡	0.75	1.00	
17	313	柴 山 (港 内)	0.75	1.00		43	901	ア シ カ 島	1.00	1.50	
18	304	鳥 取	2.00	3.00		44	504	下 田	1.50	2.00	
19	312	境 港	0.75	1.00		45	505	清 水	1.50	2.00	
20	305	浜 田	2.00	3.00		46	501	御 前 崎	1.50	2.00	
21	406	藍 島	1.50	2.00		47	506	伊 勢 湾	0.50	0.75	
22	405	玄 界 灘	1.50	2.50		48	301	潮 岬	1.50	2.00	
23	404	伊 王 島	1.00	1.50		49	306	神 戸	0.50	0.75	
24	420	熊 本	0.50	0.75		50	311	小 松 島	0.75	1.00	
25	402	名 瀬	2.00	3.00		51	307	室 津	1.00	2.00	
26	702	那 覇	1.50	2.50		52	309	高 知	1.50	2.50	
61	805	青 森 西 岸 沖	2.00	3.00		53	308	上 川 口	1.50	2.00	
62	807	秋 田 県 沖	2.00	3.00		54	409	荊 田	0.75	1.00	
63	804	山 形 県 沖	2.00	3.00		55	411	細 島	1.50	2.00	
						56	407	志 布 志 湾	1.00	1.50	
						57	408	鹿 児 島	0.50	0.75	
						58	701	中 城 湾	1.50	2.00	
						59	706	平 良 沖	1.00	1.50	
						60	705	石 垣 沖	0.75	1.00	
						64	805	青 森 東 岸 沖	2.00	3.00	
						65	807	岩 手 北 部 沖	2.00	3.00	
						66	804	岩 手 中 部 沖	2.00	3.00	
						67	802	岩 手 南 部 沖	2.00	3.00	
						68	803	宮 城 北 部 沖	2.00	3.00	
						69	801	宮 城 中 部 沖	2.00	3.00	
						70	806	福 島 県 沖	2.00	3.00	
						71	812	静 岡 御 前 崎 沖	2.00	3.00	
						72	816	伊 勢 湾 口 沖	2.00	3.00	
						73	811	三 重 尾 鷲 沖	2.00	3.00	
						74	813	和 歌 山 南 西 沖	2.00	3.00	
						75	815	徳 島 海 陽 沖	2.00	3.00	
						76	817	高 知 室 戸 岬 沖	2.00	3.00	
						77	814	高 知 西 部 沖	2.00	3.00	
						78	818	宮 崎 日 向 沖	2.00	3.00	

※本業務では、熊本、名瀬、那覇を太平洋側を含めるがナウファス年報の区分では日本海側である。

出典：NOWPHAS 年報(港湾空港技術研究所資料)

を再現できる越波を算定するためには、新しい解析手法を用いることが必要である。