

東京大学大学院新領域創成科学研究科  
環境学研究系自然環境学専攻  
海洋資源環境学分野

令和元年度 修士論文

うねりが風波の発達に与える影響の実態解明

**Effect of swells on the development of wind waves in  
the real ocean**

2020年2月26日提出

2019年度3月修了

指導教員 小松幸生 准教授

47-186609

尾松弘崇

## 目次

<b>1 序論</b>	-----2
1.1 研究の背景	-----2
1.2 研究の目的	-----8
<b>2 データと方法</b>	-----10
2.1 大槌湾内に設置された風速計付き GPS 波浪ブイデータの解析	-----10
2.2 波浪エネルギースペクトルのうねり成分と風波成分の分離	-----11
<b>3 結果</b>	-----16
3.1 大槌湾における風・波浪の季節変動特性	-----16
3.2 大槌湾内の波浪における風波とうねりの寄与率の季節変動	-----16
3.3 大槌湾内の風がうねりに対して順風あるいは逆風の場合の風波の寄与率の特性	-----22
3.4 大槌湾内の風がうねりに対して順風あるいは逆風の場合の風波の発達率	-----26
<b>4 考察</b>	-----31
4.1 寄与率に関する考察	-----31
4.2 風波発達率に関する考察	-----32
<b>5 結論</b>	-----36
謝辞	-----38
参考文献	-----39

## 1. 序論

### 1.1 研究の背景

本研究は、うねりと共存する場で発達する風波を対象とする。波浪は海面に吹く風によって発生する重力波で、海面に生じる様々な波動現象の中でもエネルギー（波高の 2 乗に比例）が特に大きい現象であり、海洋環境に与えるインパクトが大きい（図 1.1）。波浪は、比較的短周期（数秒程度）の「風波」と比較的長周期（7 秒～数 10 秒）の「うねり」で構成される。風波はその場に吹く風からのエネルギー入力によって発達過程にある波である。一方、うねりは風波が風域を離れるか、風が止むか、あるいは風向が変化することでもととの方向の風からのエネルギー入力が失われ、その方向に伝播していた風波が減衰し伝播している波である。

本研究の対象海域である三陸の内湾域（図 1.2）では、湾内の波浪が、沖合で発生して湾内に伝播してきたうねりの影響を強く受けていることが以前から知られている（例、川口ほか, 2011）。また、岩手県の大槌湾を対象とした最近の研究では、湾内で観測された波浪のエネルギーの約 8 割が沖合起源のうねりの寄与であることが分かっている（Komatsu and Tanaka, 2017）。そして、海岸地形が複雑に入り組んだリアス海岸で構成される三陸内湾域の波浪に影響を与えるうねりの発生海域は、それぞれの湾の湾口部の形状に強く依存し、湾口が開いた方向の沖合から伝播して来るうねりの影響を支配的に受けていることも分かっている（藤井, 2019）。このように、三陸の内湾域のうねりについては研究が進んでいる一方で、湾内に吹く局所的な風によって発達する風波（図 1.3）についてはほとんど知見がない。

三陸沿岸域では、ワカメ、コンブ、カキ、ホタテ等の養殖業やウニ、アワビなどの採介藻漁業が盛んである。こうした漁業の多くは数トン程度の小型船舶で行われており、地元の漁業者によれば、同じ波高の波でも長周期のうねりよりも短周期の風波の方が洋上作業への支障が大きいと聞いている。そのため、東京大学大気海洋研究所で実施してきた大槌湾内波浪のリアルタイムモニタリング(<http://lmr.aori.u-tokyo.ac.jp/feog/kosei/ootuchi/>)の情報利活用に関していえば、当初の予想に反して、波高よりもむしろ波周期の方がより注意すべき情報であったようである（小松, 私信）。そのため、湾内の風波の発達過程を理解し、波浪予測の精度向上に資することは、2011 年 3 月の震災から 8 年以上経過した現在でも復興途上にある三陸沿岸域の漁業に寄与する上で、重要な課題であると考えられる。そもそも気象庁による現業の波浪予測は、三陸の内湾域の波浪を扱えるほどには時空間解像度が高くない。加えて、複雑な海岸線や海底地形の影響により湾の内外では波浪の特性が大きく異なるため、沖合波浪の予測情報から湾内の波浪を正確に推定することは困難である。いわば、三陸内湾域は波浪予測の空白域となっており、その点でも湾内の局所的な風によって発達する風波の実態解明は重要な課題である。

さらに、以上のような社会的な課題に加えて、風波に関する力学的な課題も残されている。遠方から伝播してくるうねりと共存する場で発生する風波の発達に関する研究は複数

あるが(e.g. Mitsuyasu, 1966; Phillips and Banner, 1974; Donelan, 1987)、どれも完全なメカニズムの解明には至っておらず、しかもこれらの先行研究の間には互いに矛盾する点も多い。特筆すべきなのは、Phillips and Banner (1974) や Chen and Belcher (2000) の理論研究では、うねりの上で発生する風波の発達、風向とうねりの伝播方向が順方向か逆方向かに関係なく抑制されると指摘されているのに対して、Mitsuyasu and Yoshida (2005) の水槽実験による研究では、うねりの上で発生する風波の発達はうねりに対して風向が順風の場合は抑制され、逆に逆風の場合は促進されると指摘されている点である (図 1.4)。Phillips and Banner (1974) は、うねりの峰で吹送流が非線形的に強化されることで風波が砕波臨界点に達する前に砕波してしまうため、風波がエネルギーを損失すると述べている。Chen and Belcher (2000) は、うねりが風の運動量の一部を吸収するため、風波へのエネルギー入力とその分抑制されると述べている。メカニズムは異なるが、2つの理論研究は、いずれもうねりと共存する場合は、風向に関係なく、風波の発達は抑制されると推察している。一方、Mitsuyasu (1966) 及び Mitsuyasu and Yoshida (2005) の水槽実験では、うねりに対して逆風の場合は、風波の発達が逆に促進される結果を示している。理論研究と水槽実験の結果の食い違いの原因は未だ解決されていない。加えて重要な点として、うねりとの共存によって風波の発達が促進もしくは抑制する現象は、これまで現実の海洋で確認された事例がない。実際の海洋でうねりの上に発生する風波がどのような発達を示すのかは未解明である。

通常、実際の海洋はうねりと風波が混在した状態にあり、うねりと風波が相互作用をしているが、その相互作用の実態とメカニズムは前述の通り不明な点が多く、海洋学でも大きな謎の一つとなっている。大気と海洋の境界面である海面で生じる波浪は、大気と海洋間のエネルギー、運動量、物質の交換過程を理解し、定式化する上で不可欠の重要因子である。しかしながら、これまでの交換過程の定式は、うねりの存在を無視して風波のみでパラメータ化しており、再現性の点で問題が残る (Kantha and Clayson, 2000)。

さらに環境学的視点からみると、藻場の生態系維持には波浪の擾乱が重要な役割を持つことや (川俣, 2001)、閉鎖性の高い水域で多様性を決定する要素として風波の作用が重要であること (宇多ほか, 2001)、浅海域におけるマイクロプラスチックが風波に伴うストークスドリフトによって選択的に海岸に移送されていること (Isobe et al., 2015) 等から、波浪が自然環境に与える影響は大きい。加えて養殖施設等の海上設置物の耐久性と、養殖海産生物の成長速度に、波浪による筏の振動が影響すること (中川ほか, 2008) 等、環境学的重要性だけでなく、水産業、海岸工業の観点から見ても、未だ全く調査されていない現実の海洋でのうねりによる風波の発達率の変化を明らかにすることは重要である。

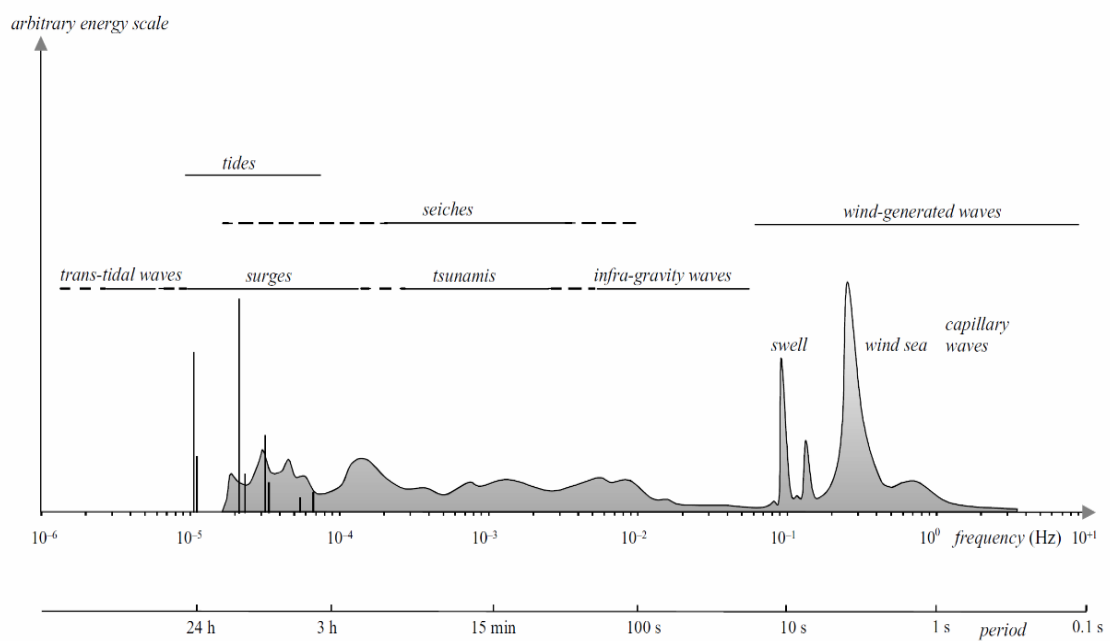


図 1.1 海面に生じる波動の周波数・周期特性とエネルギーレベル (Holthuijsen, 2007)

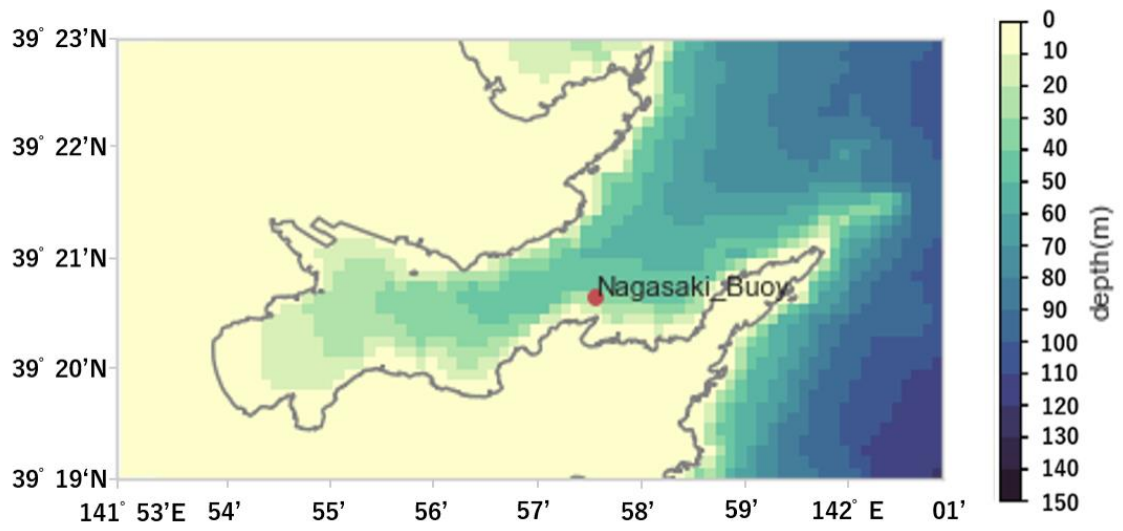
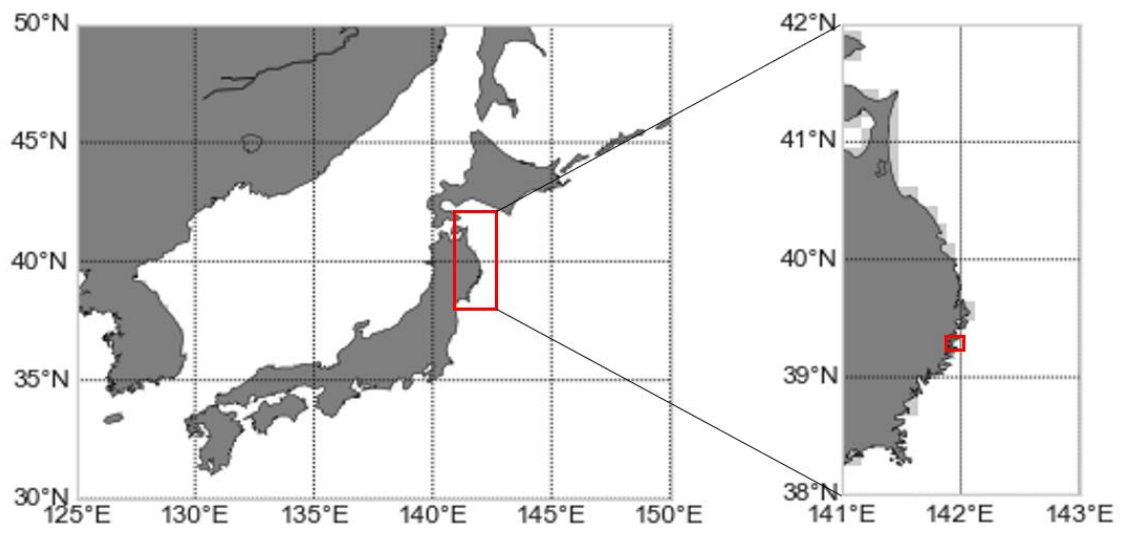


図 1.2 日本周辺海域 (上左)、三陸沿岸域を含む東北地方の太平洋側 (上右)、大槌湾とその周辺海域 (下)。大槌湾内の●は風速計付きの GPS 波浪ブイの係留位置を示す。



図 1.3 局所的な風によって発達過程にある風波。2018 年 12 月 11 日午前 9 時ごろの岩手県大槌湾の北岸から撮影した。写真の右から左 (西から東) に向けて風が吹いており、その風によって同じ方向に風波が伝播している。この時の風速は約  $12 \text{ m s}^{-1}$  であった。

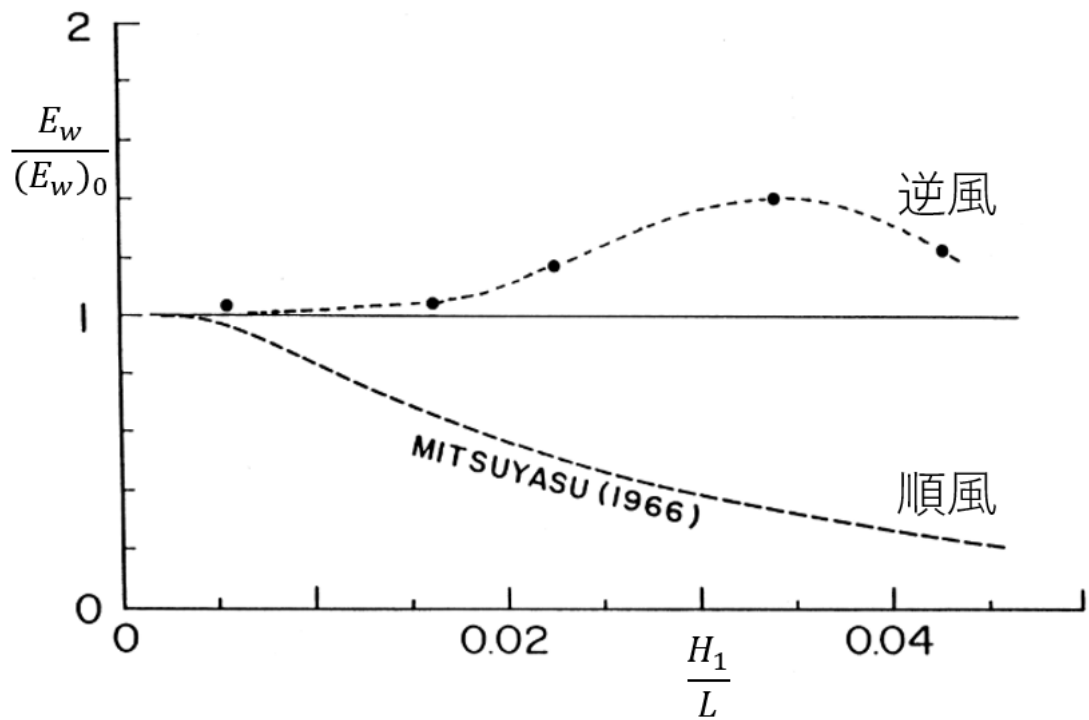


図 1.4 Mitsuyasu and Yoshida(2005)の水槽実験の結果(一部改変)。縦軸の  $E_w/(E_w)_0$  は、うねりが無い場合の風波のエネルギーに対するうねりがある場合の風波エネルギーの比。横軸  $H_1/L$  は、うねりの波形勾配を示す。



## 1.2 研究の目的

本研究は、うねりの上で発生する風波の発達過程の実態を現実の海洋において解明することを目的とする。具体的には、うねりの存在下での風向の違いによる(1)波浪の全エネルギーに対する風波の寄与率の変化、(2)風波の発達率の変化、を明らかにすることを目指した。

研究の対象海域は三陸の代表的な半閉鎖性の小規模湾である岩手県の大槌湾とする。大槌湾の湾内では、湾口が開いた約  $60^\circ$  (北東) の沖合方向からうねりが年中伝播しており、秋冬期にはうねりに対してほぼ逆行する約  $270^\circ$  方向 (西) からの風が卓越することが分かっている (藤井, 2019; 図 1.4)。

大槌湾では、東京大学大気海洋研究所国際沿岸センターを拠点とし、文部科学省東北マリンスサイエンス拠点事業の一環として、2012年10月から2017年6月にかけて、超音波風速計とGPS波高計が付設された観測ブイを係留・設置して、風と波浪の連続モニタリングが実施された (Komatsu and Tanaka, 2017)。従来の波浪観測では波浪ブイと風速計はそれぞれ別の位置に設置してあることが多く、波浪観測ブイの直上に吹送する風は近傍の気象観測所で計測された風の値で代替している場合が多い。また、波浪を構成するうねりと風波の寄与を定量的に見積もるために必要な波浪の周波数・波向空間から成る2次元エネルギースペクトル (後述) を連続的に観測している事例は少ない。このような状況のため、うねりと風波の相互作用の実態を現実の海洋で把握する試みはほとんどされてこなかった。その点、この大槌湾のモニタリングは、風と波浪の2次元スペクトルを同じ場所で同時に計測しているため、うねりと風波の相互作用の実態を解明するのに適している。さらに、このような詳細な観測を4年以上の比較的長期に渡って沿岸域で実施した事例は世界的にも珍しく、季節変動の解析も可能である。

また、大槌湾を対象海域とした理由の重要な点として、前述のように、湾内では約  $60^\circ$  の沖合方向から、年中ほとんど伝播方向を変えずにうねりが伝播しており (図 1.4 (d))、その上、湾内に吹く風によって風波が発達し、うねりと風波が共存している状態にあることを強調したい。つまり、大槌湾は、造波機によって規則波 (うねり) を生成する機構を備えた風洞水槽に近い状態が再現されている。現実の海洋の多くは、伝播方向や波周期を異にする複数個のうねりと風波が共存するため、うねりと風波を分離し、両者の相互作用を系統的かつ高精度に解析することは困難である歴史がある。そのことが、現実の海洋におけるうねりと風波の相互作用の実態解明を長らく阻んできた。そこで、本研究では、いわば、天然の造波機付き風洞水槽である大槌湾を対象として、うねりと風波の相互作用の実態の解明を目指す。

本研究では、まず大槌湾湾内に係留・設置されていた観測ブイによる風と波浪のモニタリングデータを解析し、湾内における風と波浪の季節変化の特徴を調べた。続いて、観測された波浪をうねりと風波の成分に分離し、うねりに対して順風時と逆風時の場合で風波の寄

与率と発達率がどのように変わるのかを調べた。

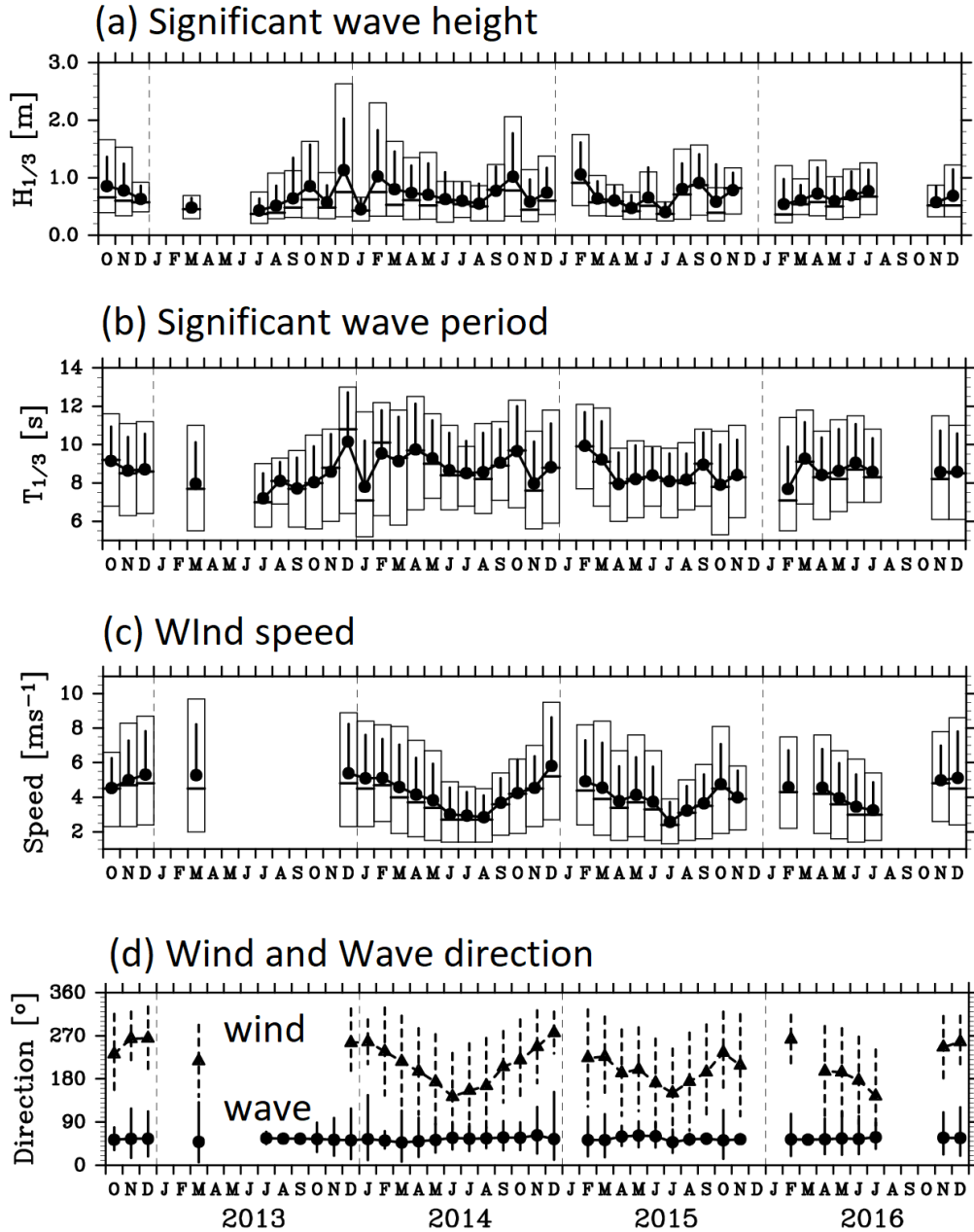


図 1.4 風速計付き GPS 波浪ブイによって観測した 2012 年 10 月から 2016 年 12 月までの大槌湾内の有義波高、有義波周期、有義波向、風速、風向の月平均値の時系列。●は平均値、縦棒は標準偏差を示す。箱の横棒は、上から順に 10、50、90 パーセントイル値を示す (藤井, 2019)。なお、有義波高は、20 分間の波浪の観測データにおいて波高の高い方から順に全体の 1/3 の波高を平均した量で、有義波周期・波向は、対応する波周期と波向を表す。

## 2. データと方法

### 2.1 湾内に設置された風速計付き GPS 波浪ブイデータの解析

本研究では太平洋に面する岩手県大槌湾の湾口に近い長崎沖の水深 40 m (39-20.65N、141-57.62E；図 1.2) の場所に係留・設置された風速計付き波浪ブイ (図 2.1) により観測されたデータを使用した。この観測ブイは単独測位方式の GPS 受信機を搭載したブイ式波高計 ((株)ゼニライトブイ製のカスタム仕様) とブイの上部 1.5m の高さに付設した 2 成分超音波風速計 (Model85106; R.M.Young Company) で構成され、2012 年 10 月 2 日から 2017 年 6 月 7 日まで湾内の風と波浪を連続モニタリングしていた。

超音波風速計は、風速と風向を正時直前の 10 分間、0.5 秒間隔で連続計測していた。また、ブイの風向測定誤差は付属の磁気方位計 (Model32500;R.M.Young Company) にて自動で補正されている。さらにブイの動揺の影響は 10 分間の平均操作を行うことで相殺されており、本研究の解析には影響しない (Komatsu and Tanaka, 2017)。

ブイ式波高計は、海面上のブイの 3 次元的な変位を正時直後の 20 分間、0.4 秒間隔で GPS により測位した。この波高計の GPS 測位は低コストの単独測位方式を採用しているが、ハイパスフィルタを施すことでブイの運動のみによる変位を高精度に抽出しており、有義波高で数 cm、有義周波数で 0.5 s、有義波向で数度程度の測定精度がある (Harigae et al., 2004)。得られた海面の 3 次元変位データからゼロアップクロス法により、20 分間の有義波高、有義周波数、有義波向を求めるとともに、ブイの鉛直変位と東西・南北の移動速度から Isobe et al. (1984) の方法を用いて波浪エネルギーの 2 次元スペクトルを算出した。

本研究で用いている風速計は海面上 1.5 m に設置されているため、計測された風速  $U_{1.5}$  を風速の鉛直分布に関する対数分布測 ((1)式) を仮定し、抵抗係数  $C_D$  を介した摩擦速度  $u_*$  と高度 10 m の風速  $U_{10}$  との関係 ((2)式) から、(3) 式を用いて  $U_{10}$  に変換した。風速の対数分布測は、海面からの高度  $z$  (m) における風速を  $U_z$  とし、以下の関係が成り立つとする。

$$U_z = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (1)$$

ここで、 $z_0$  は粗度長、 $\kappa$  はカルマン定数であり、本研究では 0.4 とした。また、 $u_*$  は以下の式から見積もった。なお、本研究では、Large and Pond (1981) を参考にして、 $C_D = 1.14 \times 10^{-3}$  とした。

$$u_* = \sqrt{C_D} U_{10} \quad (2)$$

(1) と (2) より、 $U_{10}$  と  $U_{1.5}$  には以下の関係が成り立つ。

$$U_{10} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left[ \frac{10}{\exp \left\{ \ln(1.5) - \frac{\kappa}{u_*} U_{1.5} \right\}} \right] \quad (3)$$

## 2.2 波浪エネルギースペクトルのうねり成分と風波成分の分離

2次元スペクトルとは複雑な波浪の場を定量的に記述するための概念である(図 2.2 ; Pierson et al., 1955)。準ガウス過程を仮定し、波浪の変動の代表的な時空間スケールが波浪の周期と波長に比べて十分に大きいという条件下において、波浪が、波高、周期、波向、位相を異にする無数の正弦波(成分波)の重ね合わせで構成されているとする。その波浪のエネルギー $E$ の周波数 $f$ と波向 $\theta$ の空間上における密度を2次元スペクトル $F(f, \theta)$ と呼ぶ：

$$E = \int_{f_{\min}}^{f_{\max}} \int_0^{2\pi} F(f, \theta) df d\theta \quad (4)$$

ここで、 $f_{\min}$ は扱う最低周波数、 $f_{\max}$ は最高周波数であり、これらはサンプリング間隔(0.4 s)とサンプリング時間(20 min)で決まる。本研究ではそれぞれ、 $0.01 \text{ s}^{-1}$ 、 $1.0 \text{ s}^{-1}$ とした。また、観測データから計算した2次元スペクトルの周波数解像度は、周波数増加率を1.07として対数配置し、波向の解像度は $10^\circ$ に設定した。なお、有義波高 $H_{1/3}$ と波浪のエネルギー $E$ 間には以下の関係が成り立つ。

$$H_{1/3} = 4\sqrt{E} \quad (5)$$

続いて、得られた波浪の2次元スペクトルから、Portilla et al. (2009)の方法を用いてうねりと風波の成分を分離した。本研究では、具体的に以下の手順で分離した。

(1) 2次元スペクトル中のピーク数が4以上6以下になるまで平滑化を行う。平滑化は下記の式にて行う。

$$S_{\hat{h}}(i, j) = \sum_{m=-1}^1 \sum_{n=-1}^1 K(m, n) S(i-m, j-n) \quad (6)$$

ここで、 $S_{\hat{h}}$ は平滑化後のスペクトルで $(i, j)$ の次元を持つ、 $S$ は平滑化前のスペクトル、 $K$ は総和が1となるような $(m, n)$ 次元の重み行列であり、本研究では $K=1/9$ 、 $m=3$ 、 $n=3$ としている。

- (2) スペクトルの各ピークを、ピークのエネルギーの大きさを降順にソートし、最も低いピークのエネルギーが全体のエネルギーの 1%未満であった場合、このピークを除外する。
- (3) この時点で最も高いエネルギーを持つピークをうねりのピークと定義する。
- (4)  $f$ - $\theta$  空間内において、下記の式を満たす範囲内に存在するピークを風波のピークであると定義する。

$$\frac{U_{10}}{C_p} \cos(\theta - \theta_w) > \frac{1}{2} \quad (7)$$

ここで、 $U_{10}$  は前述の方法で変換した海面から 10m 高度での風速、 $\theta$  は風波の波向、 $\theta_w$  は風向である。 $C_p$  は位相速度で、風波のピーク周波数から水面波の線形分散関係式により算出した。 $U_{10}/C_p$  は波齢を表し、この波齢が 1 を上回ると風波は風からのエネルギーを受け取らなくなる。ここで、2次元スペクトル中の各グリッドの波向に対する風向の差をとり、この積が 1/2 を上回る場合を風波の範囲としている。尚、1/2 としているのは、風波の範囲に幅を持たせるためである。

例として 2015 年 11 月 5 日 8:00 における平滑化前・後の 2次元スペクトルを図 2.3 に示す。このときの風は風速が  $4.8 \text{ m s}^{-1}$ 、風向が  $113^\circ$  であった。ここで注目すべきなのは  $80^\circ$  付近の方向から伝播して来る周波数  $0.1 \text{ s}^{-1}$  程度のピークと、 $150^\circ$  付近の方向から伝播して来る周波数  $0.5 \text{ s}^{-1}$  程度のピークである (図 2.3 下)。この 2つのピークのうち、低周波側の大きいピーク (黒丸) は Komatsu and Tanaka (2017) が述べているうねりの波向と周波数にほぼ一致しており、沖合から湾内に伝播して来たうねりであることを示している。一方の高周波側のピーク (青丸) は、(7) 式の範囲内にあり、風波のピークであることを示している。図中の白点はうねりと風波以外のピークを示す。なお、このときのうねりと風波のエネルギーは、それぞれ  $1.39 \times 10^{-2} \text{ m}^2$ 、 $9.96 \times 10^{-4} \text{ m}^2$  であり、(5)から有義波高に換算するとそれぞれ  $0.47 \text{ m}$ 、 $0.13 \text{ m}$  であった。

本研究ではブイの全運用期間のうち、比較的安定してデータが得られた 2012 年 10 月～2016 年 12 月の期間のデータを利用して以下の点に着目して解析を行った。(1)大槌湾内における平均風速・風向、有義波高・波向の季節変動特性の解明、(2)大槌湾内の波浪全エネルギーに対する風波とうねりの寄与率の季節変動特性の解明、(3)大槌湾内の風がうねりに対して順風あるいは逆風の条件下での風波の寄与率の特性の解明、(4)大槌湾の風がうねりに対して順風あるいは逆風の条件下での風波の発達率の解明、の 4 点である。

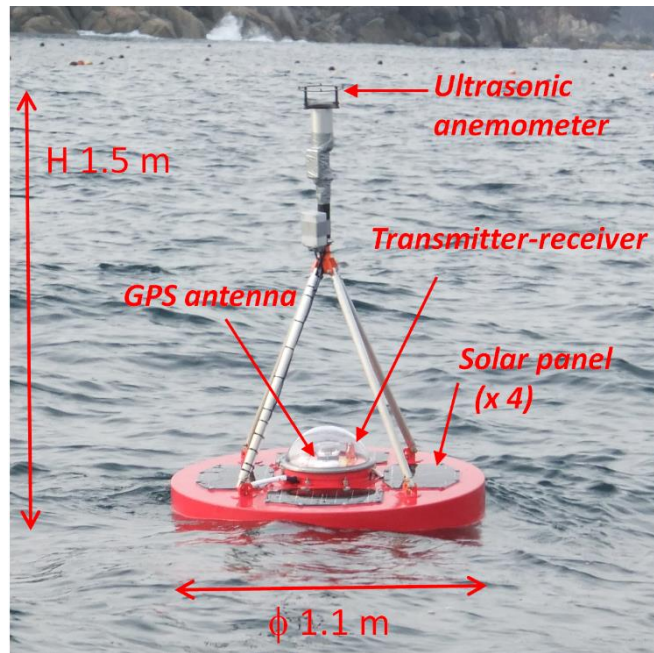


図 2.1 大槌湾内の風と波浪をモニタリングした風速計付き GPS 波浪ブイ(藤井, 2019)

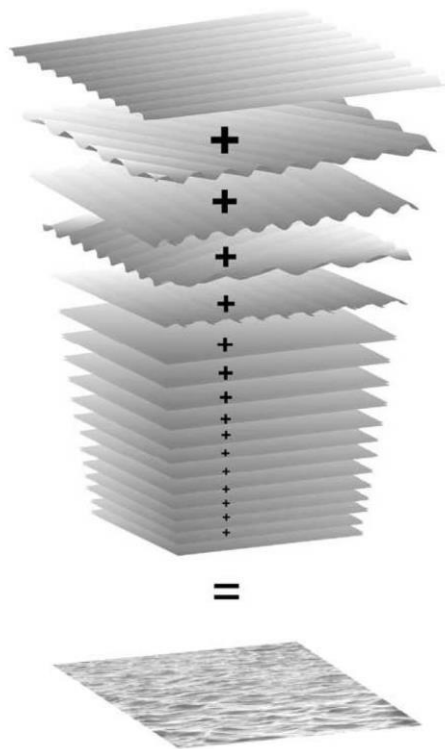


図 2.2 成分波の重ね合わせによるスペクトルの概念図 (Holthuijsen, 2007)

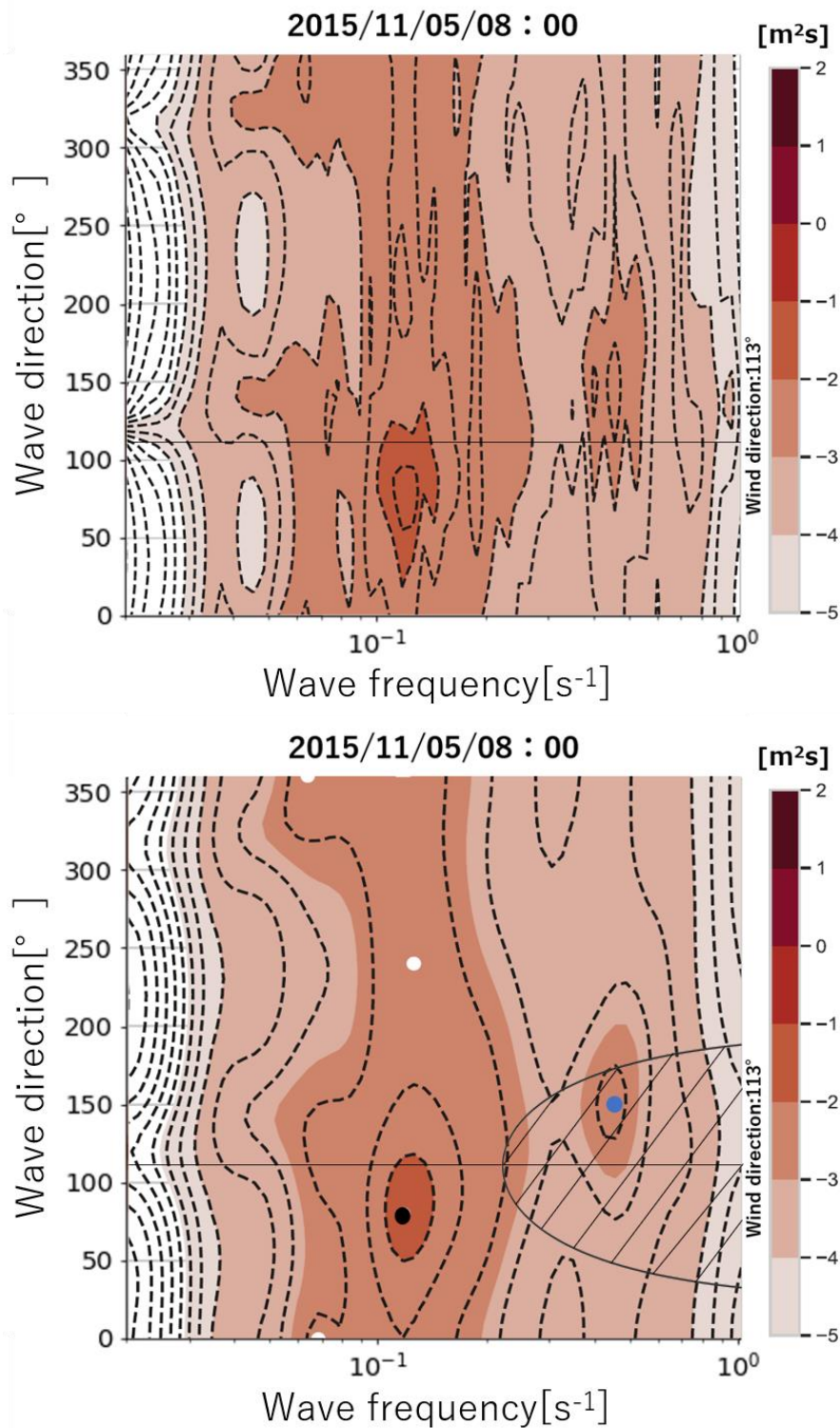


図 2.3 上図：2015 年 11 月 5 日 8:00 の 2 次元スペクトル図。下図：平滑化後の 2015 年 11 月 5 日 8:00 の 2 次元スペクトル図。白丸 (○) は各ピーク位置、黒丸 (●) はうねりのピーク位置、青丸 (●) は風波のピーク位置。カラーバーの値は対数表記。斜線部は(7)の範囲を示し、黒線はこの時の風向 113°を示す。



### 3. 結果

#### 3.1 大槌湾における風・波浪の季節変動特性

波浪ブイによって観測された 2012 年 10 月から 2016 年 12 月までの季節ごとの大槌湾内における毎正時 10 分間の平均風速と風向の頻度分布を図 3.1 に、毎正時 20 分間のデータから計算した有義波高、有義波向の頻度分布を図 3.2 に示す。なお、図 3.1、図 3.2 の角度の解像度はそれぞれ  $10^\circ$  であり、さらに気象庁の定義に従い春期を 3~5 月、夏期を 6~8 月、秋期を 9~11 月、冬期を 12~2 月とした。

まず、風速・風向の頻度分布では、春期は風速が  $10 \text{ m s}^{-1}$  を超える強い風が存在し、風向に関しては  $270^\circ$  方向の風が最も多い。しかし、風向が  $270^\circ$  以外の風向についても低頻度ではあるものの全方向に出現があり、その場合でも風速  $5 \text{ m s}^{-1} \sim 10 \text{ m s}^{-1}$  の風が吹いていることが分かった。夏期では風速の最大値が全季節間で最も小さく、風速  $5 \text{ m s}^{-1} \sim 10 \text{ m s}^{-1}$  の風の出現頻度が最も低い。風向に関しては、分布頻度が最も高いのは約  $260^\circ$  の方向であるが、2 番目に高いのは約  $50^\circ$  の方向で、全季節で見ると最もばらつきが大きかった。秋期は、風速・風向ともに春期と同様の頻度分布であったが、 $10 \text{ m s}^{-1}$  を超える強い風が春期のように出現せず、さらに風向も  $270^\circ$  方向に集中しており、春期のようにばらついていなかった。冬期は全季節の中で風速  $15 \text{ m s}^{-1} \sim 20 \text{ m s}^{-1}$  の強風の出現頻度が最も高く、他の季節では東よりの風が少なからず出現していたのに対して冬期ではほぼ出現しないことが分かった。

一方で、有義波向は、季節に関係なくほぼ一定で、湾から見て約  $60^\circ$  の北東沖合から伝播して来る波が卓越していることが分かった。風向と波向のこのような違いは、Komatsu and Tanaka (2017) や藤井 (2019) で指摘されている通りであった。これらのことから、大槌湾内の波浪は、季節に関係なく、湾内に吹く風で発達した風波ではなく、北東方向の沖合から伝播して来たうねりの影響が強いことが示唆された。

このことから、大槌湾内で観測された波浪の主成分は外洋域から湾奥に向けて伝播するうねりであり、さらにこのうねりの上に、冬期以外の春夏秋期ではその場で吹送するうねりと同方向の向きの風によって風波が発生し、更に夏期以外の春夏秋冬期ではうねりと異なる向きの風によって、風波が発生していることが推察される。

#### 3.2 大槌湾内波浪における風波とうねりの寄与率の季節変動

大槌湾での 4 年間のモニタリングデータに対して 2.2 の手法を用いて、波浪全体、うねり、風波のエネルギーを算出し、その平均値を求めた結果、それぞれ、 $3.66 \times 10^{-2} \text{ m}^2$ 、 $3.13 \times 10^{-2} \text{ m}^2$ 、 $2.27 \times 10^{-3} \text{ m}^2$  であり、(5)によって有義波高に換算するとそれぞれ  $0.77 \text{ m}$ 、 $0.71 \text{ m}$ 、 $0.20 \text{ m}$  であった。全体のエネルギーに対するうねりと風波のエネルギーの割合を示す寄与率の平均値はうねりで 84%、風波で 6.2% であった。

風波、うねり、波浪全体の季節毎のエネルギーの平均値を図 3.3 に示す。まず風波に関しては夏期が最小で、冬期、秋期、春期の順でエネルギーが大きかった。これは大槌湾内の風

速の大きさ (図 3.1) を反映する結果であった。うねりに関しては、冬期、秋期、春期、夏期の順でエネルギーが大きく、このうねりのエネルギーの季節変化が、波浪全体の季節変化に反映していることが分かった (図 3.4)。

続いて、風波とうねりの寄与率の平均値を図 3.4 に示す。風波の寄与率を季節ごとに比較すると、寄与率が最も大きいのは秋期で続いて冬期、春期、夏期の順であった。一方、うねりの寄与率が最も大きいのは秋期であり、続いて冬期、夏期、春期の順となった。風の分布 (図 3.1) だけから考えれば、風波の寄与率が最も大きくなるのは冬期であると推察されるが、冬期は秋期に次いで二番目に大きい寄与率であった。これは、うねりのエネルギーが冬期に比べて秋期の方がわずかに小さく、風波のエネルギーの全体において占める割合がうねりのエネルギーの増大によって相対的に減少したためであると考えられる。

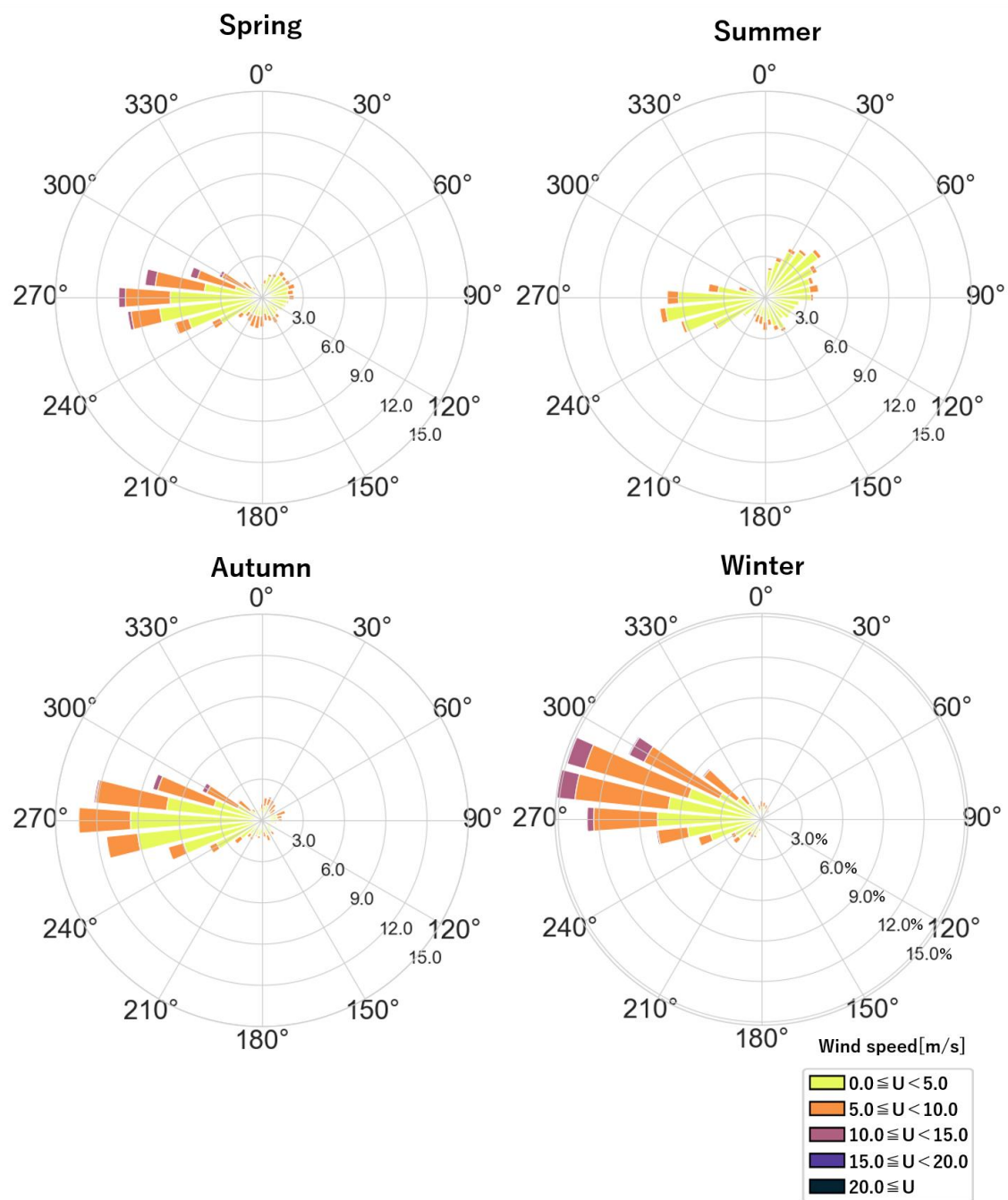


図 3.1 大槌湾内の風配図。動径成分は出現頻度、方位角は風向を表し、風が吹いてくる方向を示す。

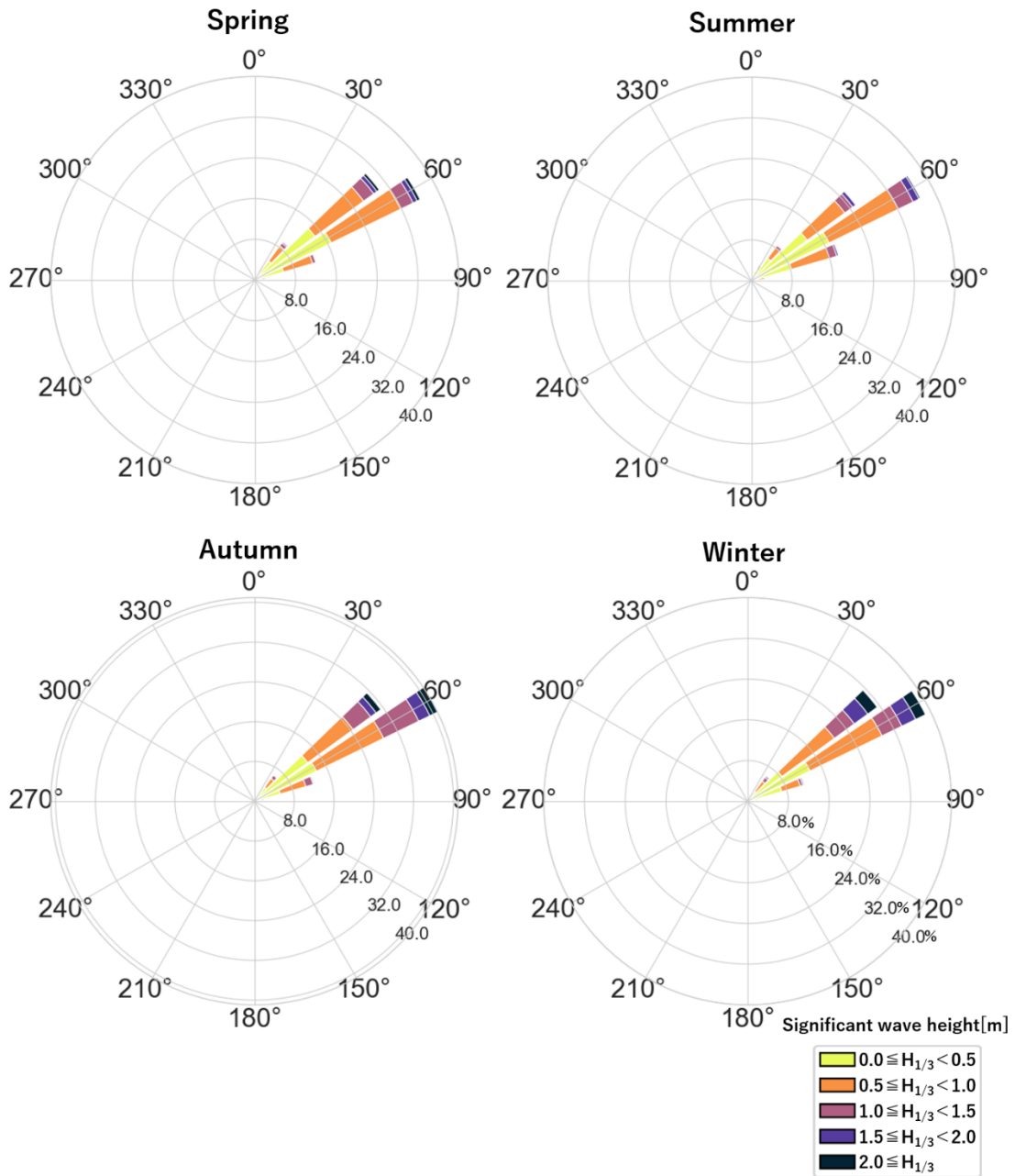


図 3.2 大槌湾内の有義波高・有義波向の頻度分布図。動径成分は出現頻度、方位角は波向を表し、波が伝播してくる方向を示す。

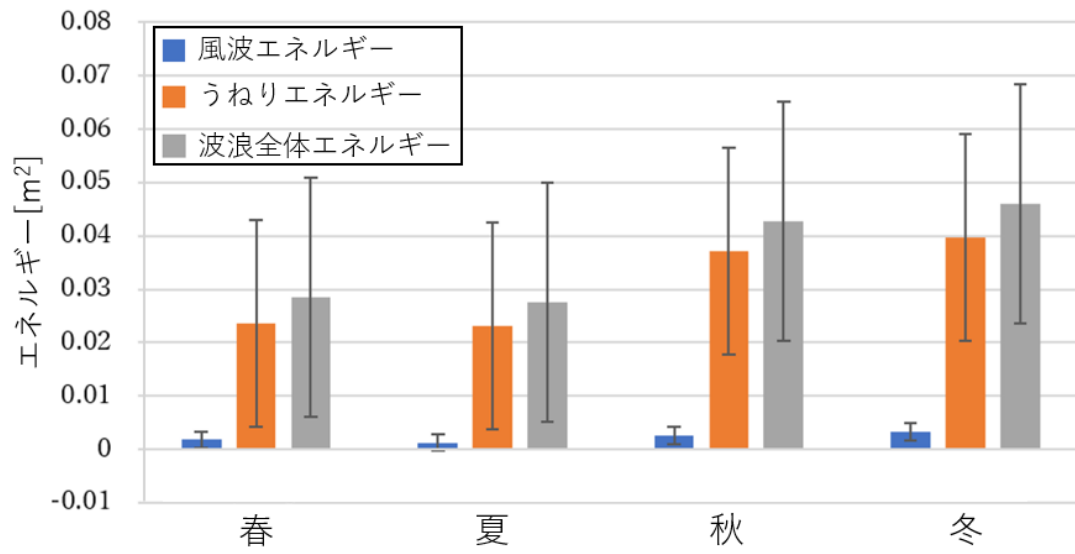


図 3.3 大槌湾内での 4 年間のモニタリングで得られた、風波、うねり、波浪全体のエネルギーの季節ごとの平均値。縦線は標準偏差を示す。

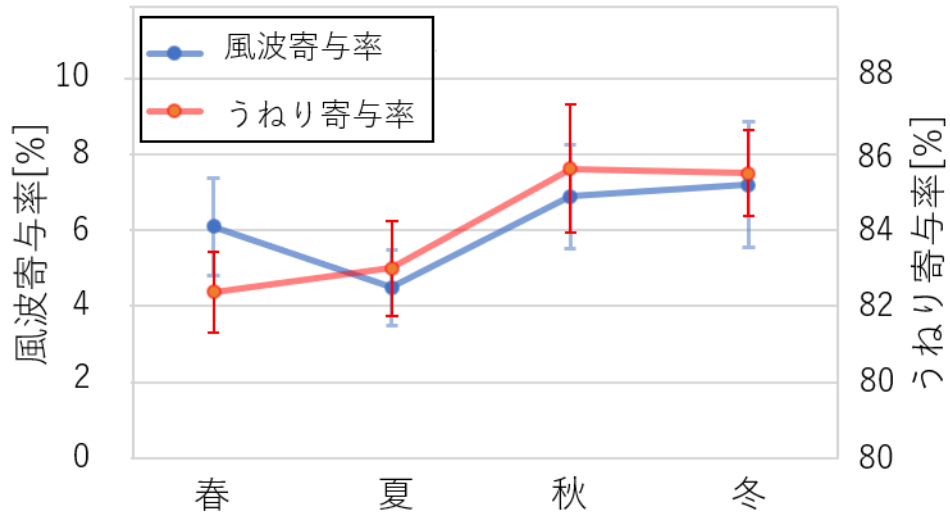


図 3.4 大槌湾内におけるうねり(右軸)と風波(左軸)の寄与率の季節ごとの平均値。縦線は標準偏差を示す。

### 3.3 大槌湾内の風がうねりに対して順風あるいは逆風の場合の風波の寄与率の特性

これまでの解析によって、大槌湾内のうねりと風波の季節変動特性が明らかになったが、序論で述べたように、うねりと共存している場合の風波の発達率が、うねりの伝播方向と風向が同方向か逆方向かで異なる可能性がある。Mitsuyasu (1966) 及び Mitsuyasu and Yoshida (2005) の水槽実験の結果によれば、うねりと風が順方向の時、風波の発達はうねりが無い場合に比べて抑制され、逆方向の時は風波の発達が促進される。現実の海洋でも同様の現象が起こるならば、うねりと風が逆行する頻度の高い冬期に風波の発達がより促進されることが予想される。

そこで、うねりに対して大槌湾内の風が順風の場合と逆風の場合とに条件分けを行い、湾内で観測された波浪の全エネルギーに対する風波の寄与率を調べた。まず、うねりに対して順風の場合と逆風の場合での風速別の寄与率の平均値を図 3.5 に示す。なお、前項での解析でうねりは年間を通じて、約  $60^\circ$  の方向から伝播することが明らかとなっているため、ここでは便宜上、逆風を  $200\sim 280^\circ$ 、順風を  $20\sim 100^\circ$  の方向から吹いてくる風と定義した。風向の幅として中心角  $\pm 40^\circ$  としたのは、 $\pm 30^\circ$  では強風速時に解析に十分な数のサンプルを得られなかったため、同一の象限内に風向の振れ幅が収まる  $\pm 40^\circ$  とした。また、ここでの風速はうねりと同方向の成分のみを抽出するために、以下の式による補正を行った。

$$U_c = U_{10} \cos(\theta_w - \theta_p) \quad (8)$$

ここで、 $U_c$  は補正後の風速、 $\theta_w$  は風向の観測値、 $\theta_p$  は風波のスペクトルピークの波向である。全ての風速において、順風時に比べて、逆風時の寄与率が大きく、特に風速が  $8 \text{ m s}^{-1}$  以上の場合に注目すると、風速が  $8\sim 9 \text{ m s}^{-1}$  の場合で順風時に 0.02、逆風時に 0.04 であった。風速  $9\sim 10 \text{ m s}^{-1}$  では、順風時に 0.01、逆風時に 0.04 であり、風速  $10\sim 11 \text{ m s}^{-1}$  では、順風時に 0.01、逆風時に 0.05 となっており、順風時の寄与率に比べると逆風時の寄与率が 2 倍以上の値を示した。さらに、順風時と逆風時の違いとして、逆風時では風速の増大に伴って寄与率が増大したが、順風時では風速が  $8\sim 9 \text{ m s}^{-1}$  までは風速の増大とともに寄与率が 0.02 までわずかに増大するものの、風速が  $9 \text{ m s}^{-1}$  以上になると寄与率は低減し、逆風時ほどの増大は見られなかった。

続いて、うねりの状態による風波の寄与率の変化を見るために、うねりの波形勾配別に風波の寄与率を求めた(図 3.6)。波形勾配は波の非線形度の指標となる無次元量で、波高と波長の比で定義される。Mitsuyasu and Yoshida (2005) によれば、うねりと共存下において、逆風の場合は風波の発達が促進され、順風の場合は風波の発達が抑制される現象が、うねりの波形勾配に依存することが示されている。大槌湾のうねりは、図 2.2 (2次元スペクトルの事例の図) で示したように、 $f\theta$  空間上において単峰性の集中した分布(波向が集中した単色波の特性)を示しているため、うねりの波形勾配はうねりのエネルギー  $E_{swell}$  とうねりのスペクトルピークの周波数  $f_p$  とを使って、下記のように明確に定義できる。

$$\varepsilon = \frac{H_{swell}}{L_{swell}} \quad (9)$$

ここで  $H_{swell}$  ( $=4\sqrt{E_{swell}}$ ) はうねりの波高、 $L_{swell}$  はうねりの波長で水面波の線形分散関係式に  $f_p$  を代入して求めた。順風の場合では全ての風速帯において波形勾配の増大に伴い風波の寄与率がわずかに減少している。逆風の場合では強風速時でわずかに寄与率の増大が見られるが、全体では波形勾配の増大に伴う寄与率の増大は見られなかった。

以上の結果は、様々な風速、うねりの条件下において、風波の寄与率が順風時に比べて逆風時に高いことを示しており、うねりと共存する風波の発達率が順風時に抑制され、逆風時に発達するという Mitsuyasu and Yoshida (2005) の結論と整合的であった。しかしながら、Mitsuyasu and Yoshida (2005)によれば、波形勾配が 0.035 以下の場合に限ると、順風時の風波発達率の抑制効果と逆風時の風波発達率の促進効果は双方とも波形勾配が大きいほど増大する特性が見られ、本研究の大槌湾内の波浪では、順風時はこれと整合的だが、逆風時には波形勾配とは関係なくほぼ一定であった。よって、大槌湾では水槽実験で見られた波形勾配への強い依存性が見られないことが明らかとなった。しかし、順風時と逆風時における風波の寄与率に差があることが明らかとなったため、うねりに対する風向の差によって風波の発達過程が異なる可能性がある。そこで、次節では、順風時、逆風時各々の場合について風波の発達率を解析した。



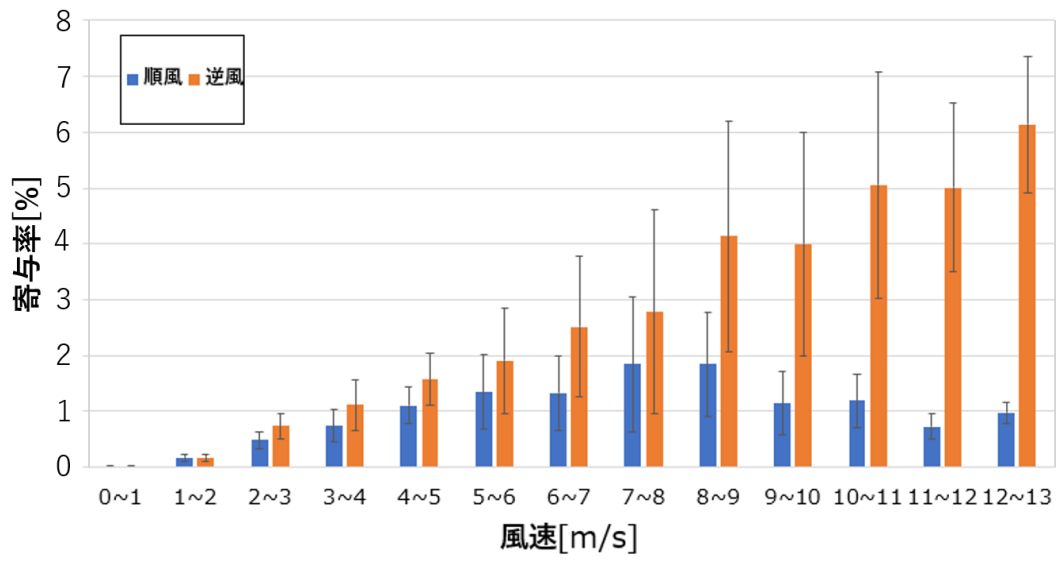


図 3.5 大槌湾内でモニタリングされた4年間の順風時、逆風時における風速別風波寄与率の平均値。縦線は標準偏差を示す。

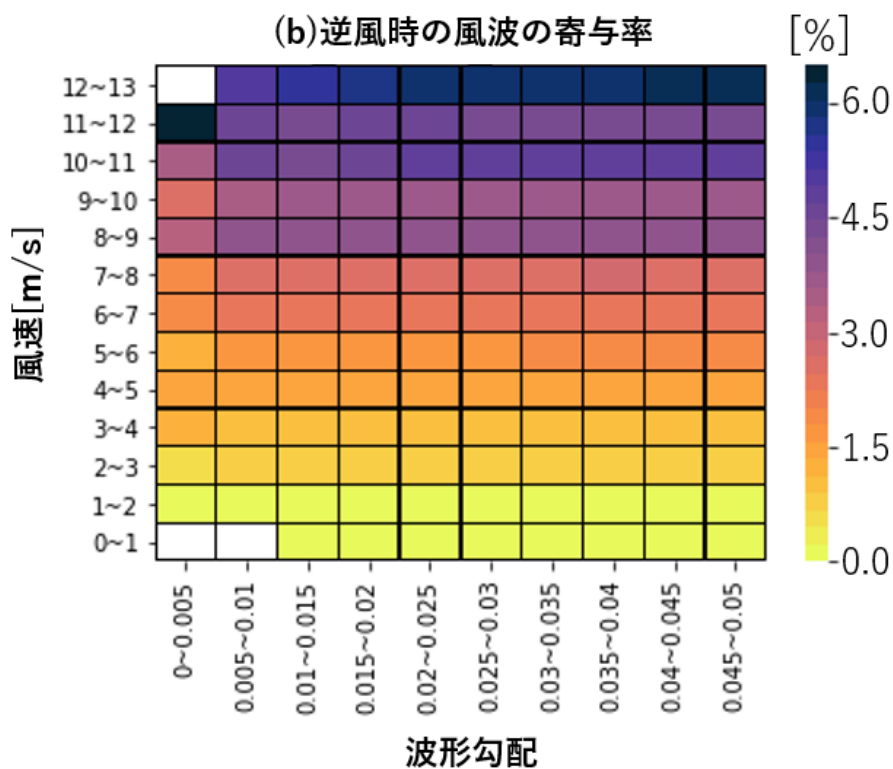
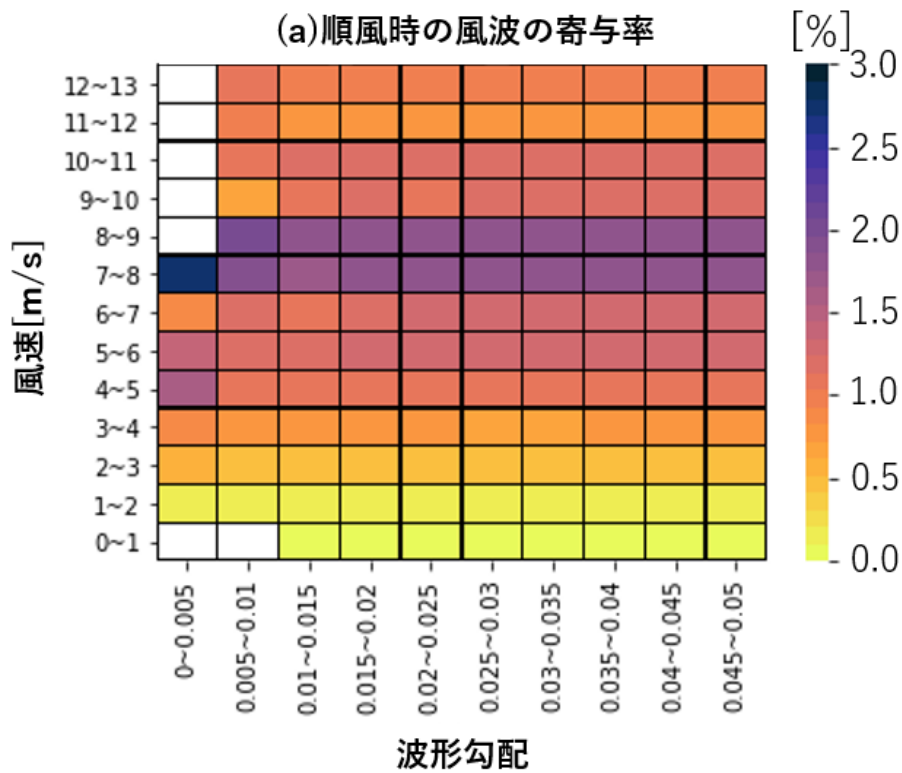


図 3.6 観測期間 4 年間の(a)順風時、(b)逆風時における風速・波形勾配別の風波寄与率の平均値。グリッド内の事象数が 10 以下の場合を欠損とし、空白にしている。

### 3.4 大槌湾内の風がうねりに対して順風あるいは逆風の場合の風波の発達率

ここでは、Mitsuyasu (1996) と Mitsuyasu and Yoshida (2005) の水槽実験のように、うねりに対して順風の場合に風波の発達率が抑制され、逆風の場合に風波の発達率が促進されるのか、あるいは Phillips and Banner (1974) や Chen and Belcher (2000) の理論のように、順風でも逆風でもうねりと共存する場合は風波の発達率は抑制されるのか、の点について、実海域での風波の発達率を求めて検証する。

Mitsuyasu and Yoshida (2005) は、水槽実験を実施し、うねりが存在しない場合の風波のエネルギーと、うねりが存在する場合の風波のエネルギーの比を取り、うねりが存在する場合の風波の発達率の変化を検討している。しかし、現実の海洋ではうねりが全く存在しないケースは極めて稀であり、統計的処理ができるほどのサンプルを得られない。そこで、本研究ではうねりの波形勾配が期間中に最小値を示した時の風波エネルギーに対するその他の場合の風波のエネルギーの比をとって、風波の発達率を定義し、うねりが及ぼす影響を検討した(図 3.7)。なお、風速が小さい場合には風向を精度良く計測できないため、風速が  $5 \text{ m s}^{-1}$  以上で、かつ風波の発達率を求めるために順風と逆風の双方において 5 時間以上風速と風向が大きく変化していないもののみを抽出して解析した。具体的には、風速の変動幅が  $\pm 5 \text{ m s}^{-1}$  以内で、かつ風向が順風時は  $20 \sim 100^\circ$ 、逆風時は  $200 \sim 280^\circ$  の範囲内で 1 時間ごとの風向変化が  $\pm 45^\circ$  以内の事象のみを解析した。また、風速の大小の影響を除去するために、エネルギーを下記のように無次元化して計算した。

$$E_w^* = \frac{g^2 E_w}{u_*^4} \quad (10)$$

ここで、 $E_w^*$  は風波のエネルギー  $E_w$  を重力加速度  $g$  と摩擦速度  $u_*$  で無次元化した無次元の風波エネルギーである。

順風時ではほとんどの場合に風波の発達率が 1 以下となったが、逆風時には 1 以上にも 1 以下にも発達率が分散することが分かった (図 3.7)。このことから、順風の場合については、先行研究の Mitsuyasu (1966) の水槽実験、並びに Phillips and Banner (1974) と Chen and Belcher (2000) の理論研究の結論と同様に、現実の海洋でも、風波の発達がうねりと共存した場合に抑制されることが明らかとなった。

一方、逆風に関しては、風波の発達率が波形勾配の増大に伴い促進されるのか、あるいは抑制されるのか、この図からは判断できない。そこで、図 3.7 の各プロットに対してうねりの波形勾配について 0.005 間隔でまとめて平均値を計算してみた(図 3.8)。その結果、風波の発達率の平均値は一部の波形勾配を除いて 1 を上回る箇所が存在するものの、ほとんどの波形勾配で 1 を下回っており、逆風時においても風波の発達率が抑制される場合が多いことが分かった。

しかしながら、逆風時におけるこのような風波の発達率のばらつきは順風時に比べて著しく大きく、無視できない。そこで、逆風時における発達率の拡がり為何に起因するのかについて解析した。その結果、無次元化した吹送距離  $X_*$  と風波発達率  $E_w^*/E_{w \min}^*$  との間に以下の関係が見られた (図 3.9)。ここで、吹送距離  $x$  は観測ブイから風上に向かって海岸線まで

の距離を地図上で計測して算出し、 $g$  と  $u_*$  を使って無次元化した。

$$X^* = gx/u_*^2 \quad (11)$$

図 3.9 では無次元吹送距離が 300 以下の場合に風波発達率が 1 を上回ることがない。さらに、吹送距離が 500 以下の場合では発達率が 1 以上よりも 1 以下の方が多いものの、500 以上では 1 を上回るものが多数を占める。このことから無次元吹送距離が大きくなるにつれて、逆風時の風波発達率が増大し、1 を上回ることが分かった。

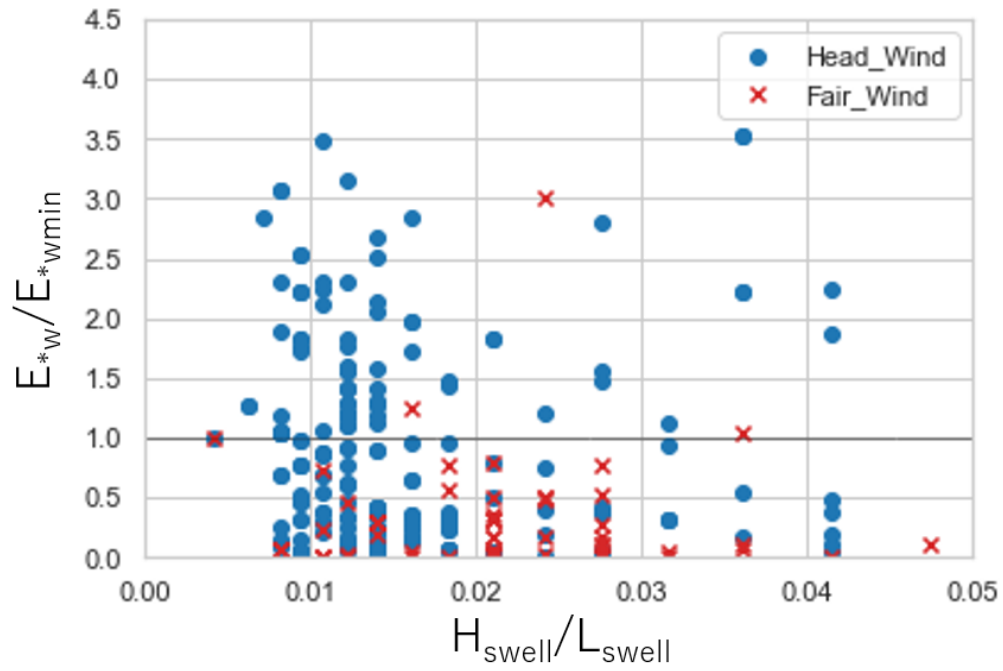


図 3.7 逆風時(●)と順風時(×)におけるうねりによる風波の発達率の散布図。 $E_w^*$ は無次元化した風波のエネルギーであり、 $E_{wmin}^*$ は波形勾配が最小となるときの風波の無次元化したエネルギー、 $H_{swell}$ はうねりの波高、 $L_{swell}$ はうねりの波長。

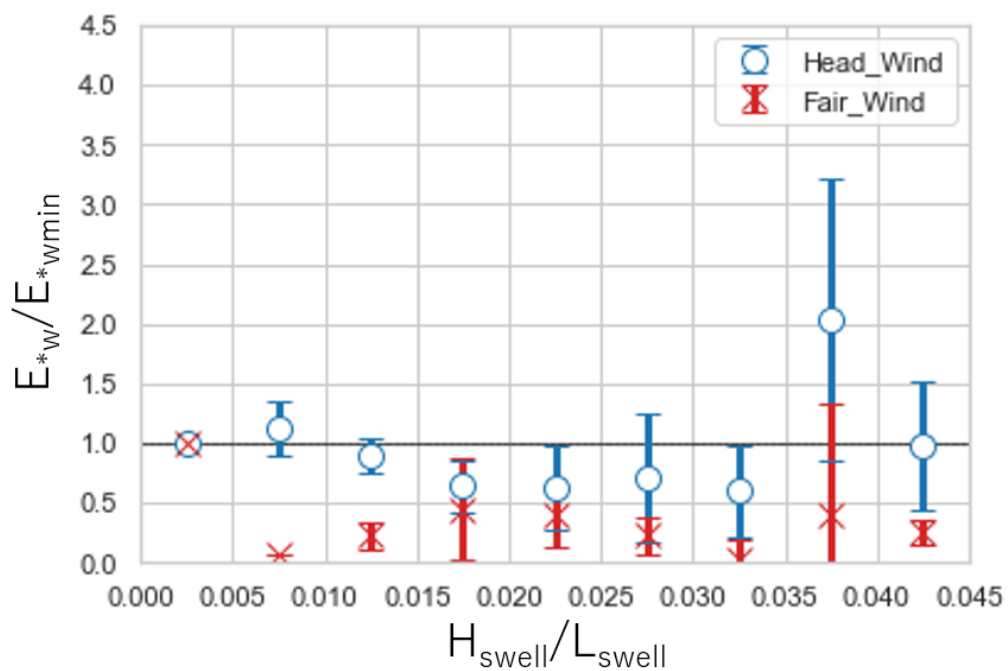


図 3.8 うねりの波形勾配 0.005 間隔で平均した、順風時(○)と逆風時(×)における風波の発達率。縦線は 95%信頼区間を示す。 $E_w^*$ は無次元化した風波のエネルギーであり、 $E_{wmin}^*$ は波形勾配が最小となるときの風波の無次元化したエネルギー、 $H_{swell}$ はうねりの波高、 $L_{swell}$ はうねりの波長。

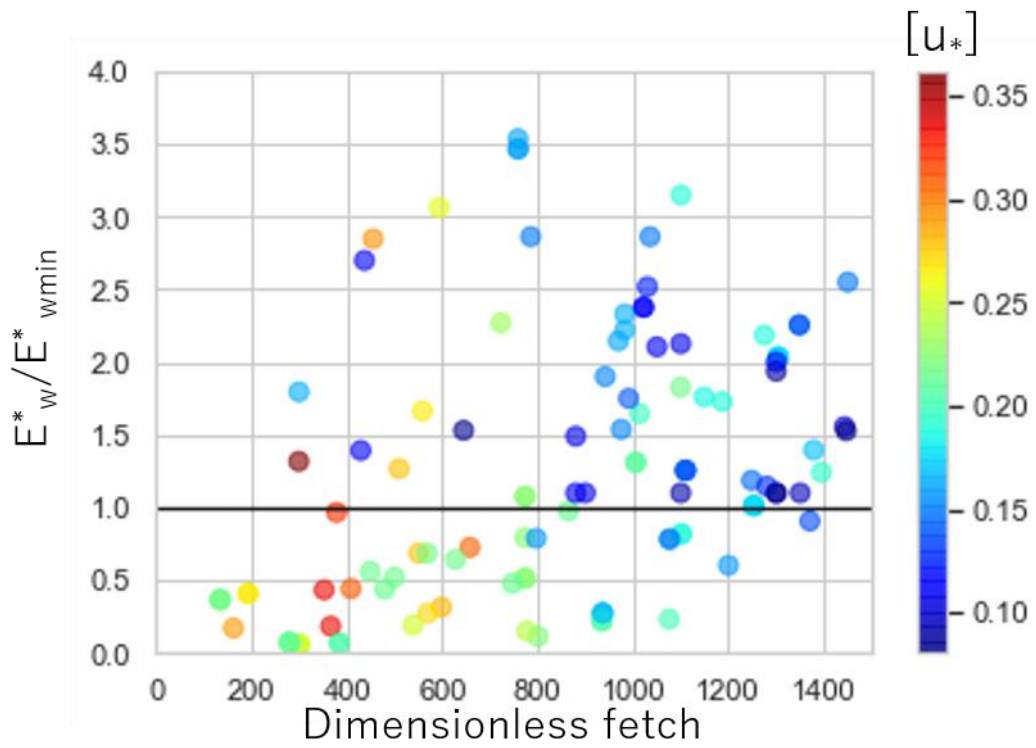


図 3.9 逆風時における風波の発達率 ( $E_w^*/E_{w\min}^*$ )と無次元化した吹送距離の関係。点の色は摩擦速度 ( $u^*$ )を示す。

## 4. 考察

### 4.1 寄与率の季節変化の要因

まず、大槌湾で観測された波浪のエネルギーの季節変化を見ると、全体の平均値は、冬期、秋期、春期、夏期の順で高かった (図 3.3)。これは、藤井 (2019) が指摘しているように、三陸沖合の大槌湾に向かう方向の風速成分が、この季節の順番で強いことを反映した結果である。波浪の全エネルギーの 8 割以上に、藤井 (2019) が指摘しているように、うねりが寄与していることが分かったが、風波とうねりの寄与率の季節変化については以下の特徴が見られた。

風波の寄与率は、平均値で見ると、冬期、秋期、春期、夏期の順に大きかった (図 3.4)。これは、湾内では冬期に西風が強くなり、逆に夏期では風速が弱くなる、湾内風速の季節変化 (図 3.1) を反映した結果であると推察される。

一方、うねりの寄与率は秋期、冬期、夏期、春期の順に大きかった。これは、うねりのエネルギーが、三陸沖合に吹く北東風の季節変化を反映して秋期と冬期に大きく、春期と夏期に小さくなることに加えて、風波のエネルギーが増大する冬期は寄与率の定義上うねりの寄与率が相対的に抑制され、風波のエネルギーが減少する夏期は逆にうねりの寄与率が上昇した結果、このような季節変化になったものと推察される。

続いて、逆風、順風時のそれぞれについて、風速  $1 \text{ m s}^{-1}$  間隔で風波の寄与率を算出したところ (図 3.5)、逆風の場合では風速の増大に伴って寄与率が増加を示したのに対して、順風の場合は風速に対する寄与率の増加が逆風時に比べて小さいことが分かった。さらに、順風の場合は風速が  $9 \text{ m s}^{-1}$  以上で風波の寄与率が低下する傾向も見られた。その原因として、うねりと共存する場合の逆風と順風時の風波の発達率の違い (図 3.8) が考えられた。風波の発達率は、逆風時には値が大きくばらつき、場合によっては風波の発達が著しく促進される場合もあるのに対して、順風時には、 $E_w^*/E_{w\min}^*$  が 1 を大きく下回り、うねりが無い場合に比べて発達率が抑制されることが反映している可能性が示唆される。ただし、本研究で採用したうねりと風波と分離する手法である Portilla et al. (2009) の方法では、順風の強風時に風波が発達し、そのスペクトルのピーク周波数が低周波側へ遷移して、うねりのピーク周波数に近づくと、うねりの成分に吸収されてしまい、風波のエネルギーの算出が過小評価になってしまう可能性が避けられない。また、南西よりの風向成分を持つ逆風時には、湾内の海岸からの吹送距離が短いために風波が発達過程にあり、そのエネルギーが風速に強く依存する性質を持つものに対して、北東よりの風向成分を持つ順風時には、沖合の風域からの吹送距離が長く、風波の発達がある程度飽和状態に達している可能性があり、その場合は、風速に対する依存性が逆風の場合と変化している可能性が否定できない。以上の点は、大槌湾内の一点における観測では詳細を検討することが難しいため、今後の課題である。



## 4.2 風波発達率に関する考察

大槌湾の湾内において観測された波浪と風の解析から、うねりとの共存下にある風波はうねりが無い場合と比べて順風、逆風時の双方で発達率が抑制されることが分かった (図 3.8)。また逆風時では、発達率のばらつきが大きいものの、(無次元) 吹送距離の増大に伴って風波の発達率が增大する可能性があることも分かった (図 3.9)。以下では、今回得られた結果の要因を Mitsuyasu and Yoshida (2005) の水槽実験の結果と対比させながら議論する。

本研究の実海域における観測と Mitsuyasu and Yoshida (2005) の水槽実験では、前者が順風、逆風時の双方で風波の発達率が抑制されたのに対して、後者は順風時に風波の発達が抑制されるものの逆風時は発達が促進しており、逆風時に結果の相違が見られた。一方で、Phillips and Banner (1974) 及び Chen and Belcher (2000) の理論研究では、順風時も逆風時も風波の発達は抑制されることを推定しており、本研究の結果とは整合的である。そこでまず、風波の力学的発達状態を、本研究と Mitsuyasu and Yoshida (2005) で比較してみた。

Toba (1972) によると発達中の風波は局所平衡状態にあり、有義波高は有義波周期の  $3/2$  乗に比例する (Toba の  $3/2$  乗則)。局所平衡とは、風が水面を吹くと風波が発生し、吹送距離とともに発達し、定常状態に達するが、この時、風波のエネルギー (波高) と周期は吹送距離とともに変化するが、その場その場では (つまり局所的には) 風と風波が平衡状態にあると考えるものである。実際、Toba (1972) は、風波の有義波高が吹送距離とは関係なく、有義波周期の  $3/2$  乗に比例することを多くの現場観測及び水槽実験のデータから明らかにした。Mitsuyasu and Yoshida (2005) では、逆風時の風波が Toba の  $3/2$  乗則に従い、局所平衡状態にあったことを指摘している。そこで、横軸に無次元有義波周期、縦軸に無次元有義波高とし、本研究で得られた大槌湾の風波についてプロットしてみた (図 4.1)。そうすると、一部は、 $3/2$  乗則に乗っているように見えるが、回帰式の傾きは、順風時が  $-0.53$ 、逆風時が  $-0.67$  で、 $-3/2 (= -1.5)$  乗から大きくずれており、局所平衡状態にないことが分かった (図 4.1)。風波がうねりと共存する場合に局所平衡仮説が成立しないことはむしろ自然なことで、そもそも、局所平衡は、風からのエネルギー入力と砕波によるエネルギー散逸がバランスし、そこに成分波間の相互作用が働いて自己相似なエネルギースペクトル構造を形成する過程である (Komatsu and Masuda, 1996)。うねりと風波が共存する場合は、砕波の条件 (Phillips and Banner, 1974) もしくはエネルギー入力の条件 (Chen and Belcher, 2000) が変わるため、局所平衡が成立する可能性は低いと推察される。

では、何故 Mitsuyasu and Yoshida (2005) の水槽実験では、うねりと風波が共存する状況であるにもかかわらず、局所平衡が成立しているのか？うねりと風波のエネルギーの比率を見ると、本研究の大槌湾ではうねりのエネルギーが風波の 10 倍以上になっているのに対して (図 3.4)、Mitsuyasu and Yoshida (2005) ではうねりのエネルギーが風波の 2-4 倍である。Mitsuyasu and Yoshida (2005) では、エネルギーレベルで見ると本研究に比べてうねりの影響が半分以下と小さい。そのため、局所平衡が成立しているように見えている可能性がある。いずれにしても、本研究と Mitsuyasu and Yoshida (2005) の水槽実験では、風波の力学的発

達状態が異なる可能性が示唆される。それが、逆風時における両者の結果の違いを生んだ可能性が高い。また、実験水槽において造波機で生成されるうねり（規則波）はスペクトルの周波数帯域幅の狭い純粋な単色波であるのに対して、現実の海洋では帯域幅がある程度広いスペクトル構造を持っていることも結果の違いに影響している可能性がある。大槌湾は、狭い湾口地形による遮蔽効果により、沖合起源のうねりがほぼ単色波に近い形で湾内に伝播しているものの、実験水槽の規則波ほど周波数帯域幅が狭くない（図 2.2）。実際の海洋では、より広帯域の周波数スペクトル構造を持つうねりが大半であることを考えると、他の海域では、水槽実験との食い違いがより大きくなる可能性が高い。さらに、実験水槽で、風波の 10 倍のエネルギーを持つ規則波を生成することは、水槽のサイズや規則波の砕波等の条件を考えると非現実的であり、その点でも、実海域を対象とした本研究の意義は大きいと考える。

加えて重要な点として、逆風時の発達率を本研究と Mitsuyasu and Yoshida (2005) で詳しく比較してみると、両者ともデータのばらつきが大きく、実験条件がほぼ完全に制御された Mitsuyasu and Yoshida (2005) の水槽実験でさえ、波形勾配が 0.02 付近まで風波の発達率が抑制されるデータが数多く見られる（図 4.2）。逆風時のデータのばらつきの要因は、現時点では不明である。様々な波浪パラメータを調べてみたが、明確な結論を出すには至らなかった。水槽実験並びに本研究で計測したデータでは要因の究明には十分でない可能性がある。例えば、風速の鉛直プロファイルや海面流などのデータが必要かもしれないが、その点は今後の課題としたい。また、本研究では、（無次元）吹送距離が長くなると、風波の発達率が抑制から促進に転じることも分かった（図 3.9）。うねりが存在すると、発達過程にある風波の発達率はうねりが無い場合に比べて抑制される傾向が強いが、十分発達した場合には風波の発達率は促進されるという興味深い結果である。この点の要因も現時点では不明であるが、風波が十分発達した場合に風波の波形勾配の低下とともに砕波によるエネルギー散逸が抑制され、その分、風波の発達が促進する可能性が考えられるが、この点も今後の課題としたい。

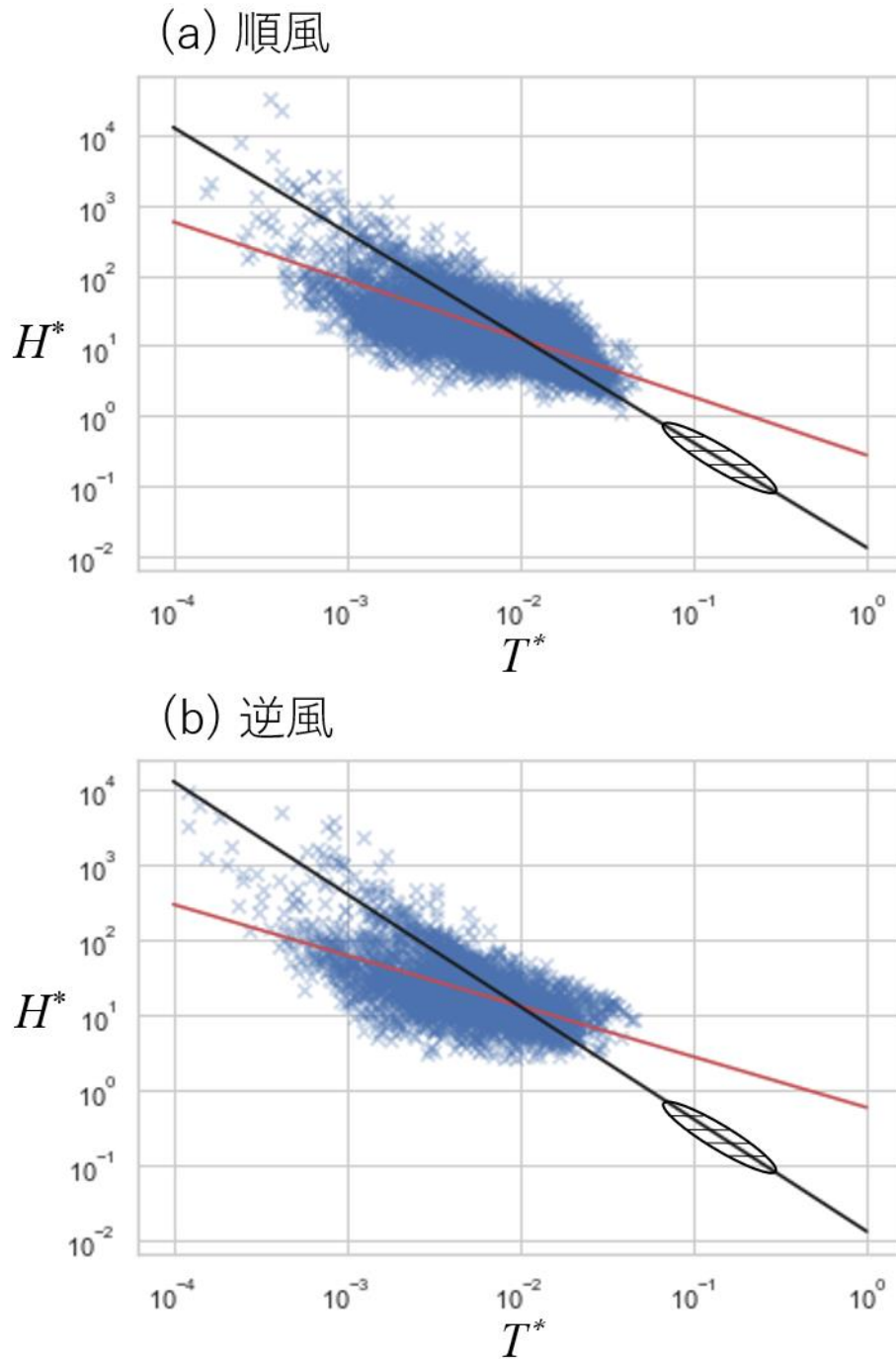


図 4.1 無次元化した風波の有義波高  $H^* = g4\sqrt{E}/u_*$  と無次元化した風波の有義波周期  $T^* = u_* f_m / g$  の関係。(a) 順風、(b) 逆風。赤線は各々下記の回帰式：(a)  $H^* = 0.3 \times T^{*-0.53}$  ( $R=0.73$ )、(b)  $H^* = 0.4 \times T^{*-0.67}$  ( $R=0.60$ ) を示し、黒線は Mitsuyasu and Yoshida, (2005) が水槽実験で観測した各風波のプロットに対する回帰式： $H^* = 1.3 \times 10^{-2} \times T^{*-3/2}$  を示す。黒斜線部は Mitsuyasu and Yoshida (2005) の計測値の範囲を示す。

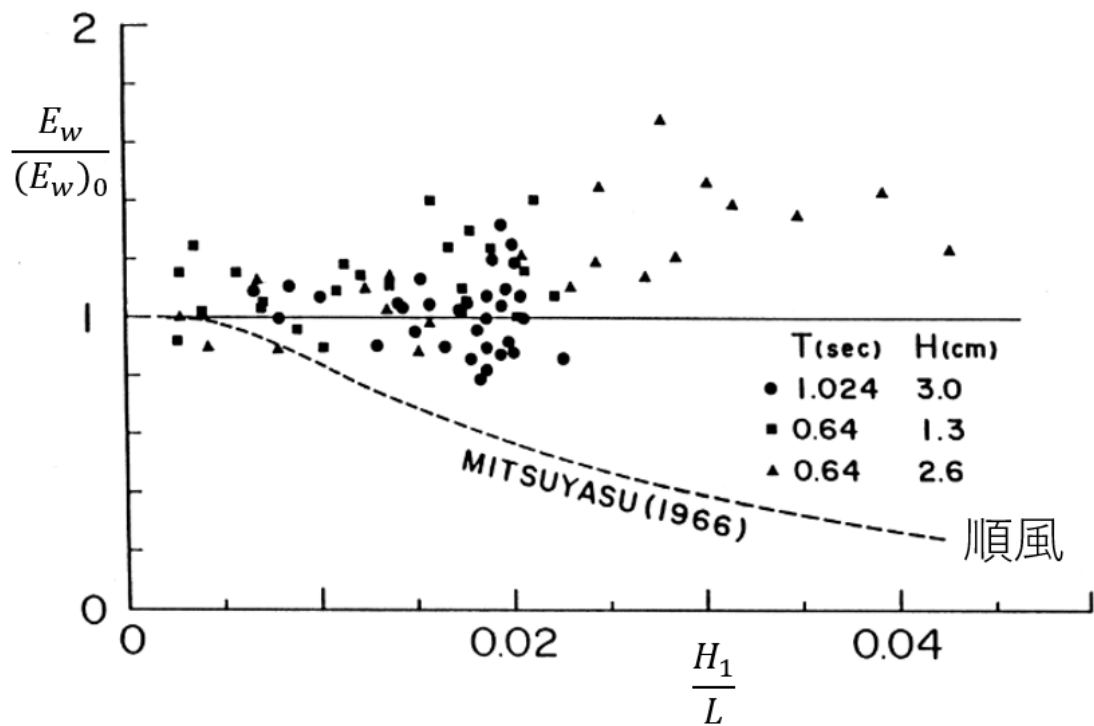


図 4.2 Mitsuyasu and Yoshida (2005)による風波の発達率 $E_w/(E_w)_0$ とうねりの波形勾配 $H_1/L$ との関係。参照として順風時での関係を破線で示す。

## 5. 結論

本研究では、2012年10月から2017年6月にかけて岩手県大槌湾内で観測された風と波浪のデータを用いて、うねりが風波の発達に与える影響を調べた。その結果、まず、大槌湾内において夏期以外の季節では約 $270^\circ$ の方向(東)からの風が卓越し、夏期ではほぼ全方位に風向が分散していることが分かった。強い風の出現頻度が最も高いのは冬期で、次いで春期、秋期、夏季の順に高いことが分かった。また有義波は、年間を通じて約 $60^\circ$ の沖合方向から伝播してきていることも明らかとなった。風波の寄与率は、秋期、冬期、春期、夏期の順で高く、風速別に見た場合、全ての風速において、順風時に比べ、逆風時の寄与率が高かった。また波形勾配別に見ると、順風の場合では全ての風速帯において波形勾配の増大に伴う風波の寄与率がわずかに減少したが、逆風の場合では波形勾配の増大による寄与率の増大は確認できなかった。風波の発達率に関しては、順風、逆風のどちらにおいても発達率は衰退することが明らかとなり、著者が知る限り初めて、現実の風波がうねりによって衰退することを定量的に実証した。ただし、逆風時の発達率はデータのばらつきが大きく、また、無次元吹送距離との関係では、無次元吹送距離の増大とともに発達率が抑制から促進に転じることも分かった。

本研究で得られた成果から期待される波及効果として、人工衛星のマイクロ波放射散乱計による海上風速・風向の推定精度の向上が挙げられる。ここでは、風波の波高はうねりの影響によって発達・衰退しないことを前提としているが、本研究によって現実の風波の発達もうねりの影響によって変化することが明らかとなったため、現業の風速値は過大あるいは過小評価している可能性が高い。これは波浪予測でも同様であり、現業のモデルにはうねりによる風波の発達・衰退現象が組み込まれていない。うねりによる風波の発達率がどのような状況下でどの程度変化するのか明らかになれば、より正確な海上風の観測・予測が見込まれる。さらに、本研究の波及効果として、養殖施設や定置網の設置場所の再検討が挙げられる。漁業者の話によれば、近年、漁業設置物の係留索の太さを以前より太いものにしなければ台風や大時化時の波力にロープが耐えられないと聞いている(小原, 私信)。逆風時における風波の発達率が吹送距離とどのように関係しているのか解明することができれば、風あたりとうねりの影響とを考慮して海上設置物の設置場所をより波高の弱い箇所に移動することが可能になる。また、冒頭に述べた藻場の生態系維持やマイクロプラスチックの輸送に関しても、本研究で得られた知見によって波高が変化するため、うねりによって風波がどの程度発達・衰退するの解明できれば、より正確に輸送過程や藻場への波浪の影響を評価することが可能になると見込まれる。

本研究の課題として、風波発達率の算出手法があげられる。風波発達率の算出には、本来であればうねりが全く存在していない場合での風波のエネルギーを用いるべきだが、現実ではうねりが全く存在しない例は極めて稀であり、本研究では波形勾配が最小値となる場合の風波のエネルギーを用いている。このため、モデル計算によって Mitsuyasu and Yoshida (2005)と同様にうねりの全く無い場合での風波のエネルギーを用いて、風波の発達率を算出

する必要がある。これにより、風波の発達率をより正確に求めることができれば、どのような状況で風波が発達・衰退するのか解明できる可能性がある。さらに課題として、吹送距離と逆風時の風波の発達率の関係の検証がある。本研究では観測ブイが1つで、吹送距離はブイと海岸との距離を用いた。このため、吹送距離による風波発達率の変化をこれ以上検証することができなかった。よって、吹送距離による風波発達率の変化を検証するために、同一期間において2か所にブイを設置し、吹送距離と風波の発達率を検討する必要がある。

## 謝辞

本研究の執筆に際して、終始多大なる御指導とご鞭撻を賜り、さらには親身な御助言と励ましを頂いた、東京大学大学院新領域創成科学研究科自然環境学専攻海洋資源環境学分野の小松幸生准教授に、心より感謝申し上げます。

風速計付き GPS 波浪ブイによる大槌湾内の波浪と風のモニタリングの実施にあたり、東京大学大気海洋研究所国際沿岸海洋研究センターの田中潔准教授には、大変お世話になった。深く感謝申し上げます。

同研究所海洋生物資源部門環境動態分野の伊藤進一教授、松村義正助教、地球表層圏変動研究センター海洋生態系変動分野の伊藤幸彦准教授、には、分野ゼミの場において研究に関する多くの助言をして頂き、日々の研究を遂行する中で、数々の議論に付き合っていただいた。

大学院生活においては、苦楽をともにし、支え続けてくれた新領域創成科学研究科自然環境学専攻ならびに大気海洋研究所環境動態分野ならびに海洋生態系変動分野の皆様感謝申し上げます。

以上の皆様をここに記して感謝の意を表する。

## 引用文献

- Chen G and Belcher S (2000): Effects of Long Waves on Wind-Generated Waves. *J. Oceanogr*, 30, 2246-2256
- Donelan M A (1987): The effect of swell on the growth of wind waves. *Johns Hopkins APL Tech*, 8, 18-23
- Harigae M, Yamaguchi I, Kasai T, Igawa H, Nakanishi H, Murayama T, Iwanaka Y, Suko H (2004): Abreast of the waves: open-sea sensor to measure height and direction. *GPS World*, 16, 16-27
- Holthuijsen L H (2007): *Waves in Oceanic and Coastal Waters*, Cambridge University Press, England, 387pp
- Isobe A, Uchida K, Tokai, T, Iwasaki S (2015): East Asian seas: A hot spot of pelagic microplastics, *Marine Pollution Bulletin*, 101, 2, 618-623
- Isobe M, Kondo K, Horikawa K (1984): Extension of MLM for estimation directional wave spectrum. *Proc Coast Eng Jpn Soc Civ Eng* 31, 173-177 (in Japanese)
- Kantha L H and Clayson C A (2000): *Small Scale Processes in Geophysical Fluid Flows*, Academic Press, San Diego, California, USA, 350pp
- Komatsu K and Masuda A (1996): A new scheme of nonlinear energy transfer among wind waves : RIAM method - algorithm and performance, *J. Oceanogr*, 52, 4, 509-537
- Komatsu K and Tanaka K (2017): Swell-dominant surface waves observed by a moored buoy with a GPS wave sensor in Otsuchi Bay, a ria in Sanriku, Japan, *J Oceanogr*, 73, 87-101
- Large W G, and Pond S (1981): Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr*, 11, 324-336
- Mitsuyasu H (1966): Interactions between water waves and wind (1) Rep. *Inst. Appl. Mech. Kyushu Univ*, 14, 67-88
- Mitsuyasu H, Yoshida Y (2005): Air-Sea Interactions under the Existence of Opposing Swell, *J. Oceanogr*, 61, 141-154
- Phillips M and Banner M L (1974): Wave breaking in the presence of wind drift and swell, *J. Fluid Mech*, 66, 625-640



Pierson W J, G Neumann and R.W. James (1955): Practical Methods for Observing and Forecasting Ocean Waves by Means of Waves Spectra and Statics, Washington, U S Navy Hydrographic Office,603(reprinted 1960), 284pp

Portilla J, Ocampo-Torres F J, Monbaliu J (2009): Spectral partitioning and identification of wind sea and swell. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 26(1), 107–122

Toba Y (1972): Local balance in the air-sea boundary process 1 —on the growth process of wind waves—. J. Oceanogr, 28, 109-121

宇多高明,奈木邦夫,高橋成行,入江光一郎,牧嶋正身,大堀裕子 (2001) :浜名湖の湖岸付近の生態系と塩分・作用波浪の関係,海岸工学論文集, 48, 1141-1145

川口浩二,河合弘泰,佐藤正勝,地本敏雄,山谷早苗 (2011) :東北太平洋岸における GPS 波浪計と沿岸波浪計による波浪観測データの相関性, 土木学会論文集 B2 (海岸工学) , 67, 436-440

川保俣茂 (2001) :北日本沿岸におけるウニおよびアワビの摂食に及ぼす波浪の影響とその評価,水研センター研報, 1, 59-107

中川浩一,上妻智行,佐藤利幸,江藤拓也,俵積田貴彦 (2008) :波浪による振動を低減した耐波性かき養殖筏の開発とそれを用いた養殖マガキの生産,福岡水海技セ研報, 18, 11-20

藤井孝樹 (2019) : 三陸大槌湾で支配的なうねり性波浪の起源推定, 平成30年度東京大学新領域創成科学研究科自然環境学専攻修士論文, 38pp