

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

平成 30 年度 修士論文

三陸大槌湾内で支配的なうねり性波浪の起源推定

Source estimation of swell-dominated surface waves

in Otsuchi Bay on the Sanriku ria coast, Japan

2019 年 2 月 28 日提出

2019 年 3 月修了

指導教員 小松幸生 准教授

47-176620

藤井孝樹

目次

1 序論	-----2
1.1 研究の背景	-----2
1.2 研究の目的	-----4
2 データと方法	-----6
2.1 大槌湾内の風速計付き GPS 波浪ブイによる観測データの解析	-----6
2.2 沖合波浪の追算実験によるうねりの逆追跡解析	-----7
3 結果	-----12
3.1 大槌湾内の風と波浪の変動特性	-----12
3.2 大槌湾内の波浪に支配的な影響を及ぼすうねりの起源海域候補	-----15
4. 議論	-----23
4.1 推定されたうねりの起源海域の検証	-----23
4.2 逆追跡実験によるうねりの起源海域の検討	-----25
5. 結論	-----33
謝辞	-----34
参考文献	-----35

1. 序論

1.1 研究の背景

本研究は、三陸リアス海岸の内湾域の波浪に支配的な影響を与えるうねりを対象とする。波浪は海面に吹く風を成因とする重力波で、比較的短周期（数秒程度）の「風波（風浪）」と比較的長周期（7秒～数10秒）の「うねり」に分類される（図1.1）。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。風波が風域を離れるか、もしくは風が止むか風向が変わり、もともとの方向の風からのエネルギー入力がなくなるとその方向に伝播していた波浪は減衰する。これがうねりである。

波浪は、海面に生じる様々な波動現象の中でエネルギー（波高の2乗に比例する）が高く（図1.1）、人間活動に与える影響が強いため、日々の天気予報で波浪の予測情報が提供されている。ただし、現業の波浪予測に使用されている数値モデルは沖合域を対象としており、海岸地形や海底地形の影響（浅海効果；Mei, 1989）を受けない沖合域では実用上十分な精度を有するが（高野, 2014）、浅海効果の影響を受ける海岸に近く海域では精度が著しく劣化する。浅海効果を組み込んだ波浪モデルも開発されているが（Booij et al., 1999）、地形によっては100mより細かい水平解像度が必要になり、計算コストがかかる。また、浅海域における波浪の実態や力学機構には不明の点が多く、数値モデルによる再現が難しいため、現業で運用されているのは一部地域に限られているのが現状である。

本研究の対象とする三陸の内湾域は、海岸線が数100m～数kmのスケールで入り組んだ複雑な地形（リアス海岸）を特徴とする。湾内の波浪は、沖合で発生し湾内に伝播してきたうねりの影響が強いことが以前から知られている（例、川口他, 2011）。そのため、湾内波浪の波高、周期、波向等の特性が、リアス海岸特有の多種多様な湾口部の形状に依存して、たとえ隣接した湾同士でさえも湾ごとに異なっており、湾内の波浪に影響を与えるうねりの発生海域も湾ごとに異なる可能性が指摘されている（Komatsu and Tanaka, 2017）。例えば、岩手県の宮古湾と釜石湾は、間に大槌湾を挟んで南北に42kmしか離れていないが（図1.2）、湾内の主要な波高、周期、波向は3つの湾で顕著な違いがあり（Komatsu and Tanaka, 2017）、現業の波浪モデルではこのような違いを再現できない。また、前述の通り、うねりの周期は長く、（波浪の分散関係により）波長が長いため、湾内でうねりの影響が強いという事実は、三陸内湾域ではそれだけ海岸地形と海底地形の影響を受けやすく、モデルによる再現がより難しいことも意味している。

そうした状況がある一方、三陸の内湾域では養殖業や採介藻漁業が盛んで、しかもその大半は数トン程度の小型漁船で行われるため、1m程度の波高でも作業ができない場合がある。波浪予測に対する需要は比較的高い実状がある。そこで、数値モデルの代替措置として、もし内湾域の波浪に強い影響を与えるうねりの起源を推定することができれば、その海域の風速・風向を監視することで、事前に湾内の波浪の状況をある程度推測することができる可能性が期待できる。

さらに、以上のような社会的な課題に加えて、うねりに関する力学的な課題も残されている。前述の通り、うねりは元をたどれば風波であるため、そのエネルギー（波高の2乗に比例する）は風波が発生した時に風からどれだけエネルギー入力を受けたかに依存する（e.g., Holthuijsen, 2007）。また、一般的な波浪の波高は周期の $3/2$ 乗に比例することから（Toba, 1972）、うねりの起源海域の風速が強ければ強いほど、発生時のうねりの波高は高くなり、周期と波長は長くなる性質がある。一方で、うねりは、発生海域を離れて伝播して行く過程で非線形共鳴相互作用により周期（波長）が長くなり（e.g., Komatsu and Masuda, 1996）、同時に大気と水中双方の摩擦の影響で波高が減衰していく（Young et al., 2013）。うねりの減衰率は、波高が高く、周期（波長）が短く、伝播距離が長いほど大きくなることが知られていることから（Young et al., 2013）、うねりが到達した場所での影響を規定する主要な因子は、発生海域の風速と発生海域から到達場所までの伝播距離ということになる。例えば、アメリカ西海岸に伝播して来る大きなうねり（Big Wednesday）が 15,000 km も離れた南極沖合の暴風域を起源としていることはよく知られている（Munk et al., 1963）。一方で、三陸のうねりの起源についてはこれまで研究例がない。

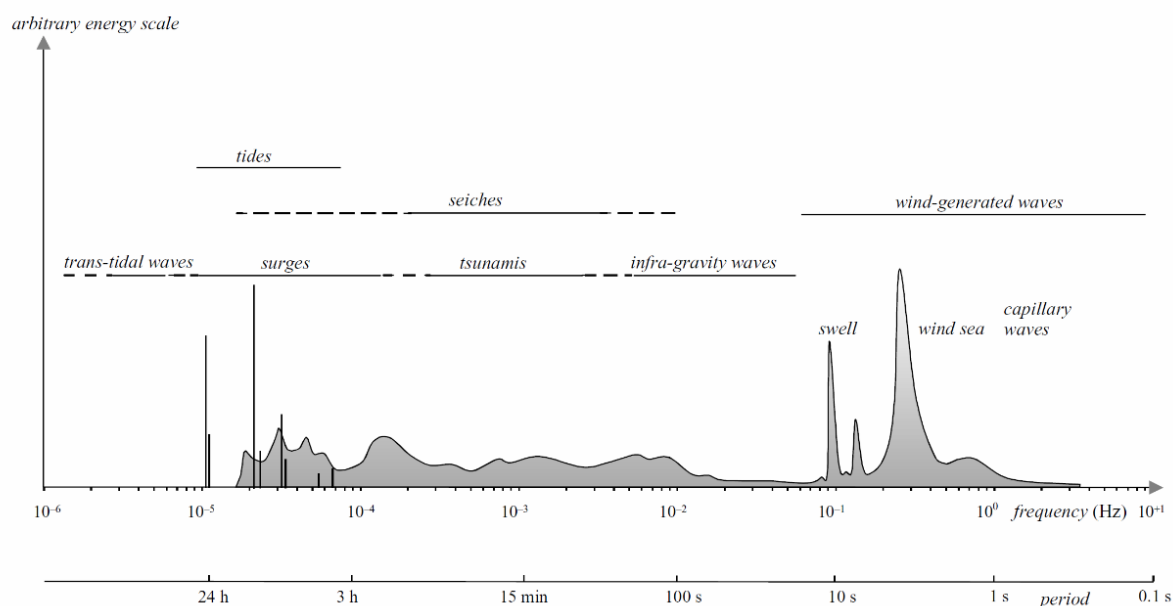


図 1.1 海面生じる波動の周波数・周期特性とエネルギーレベル (Holthuijsen, 2007)

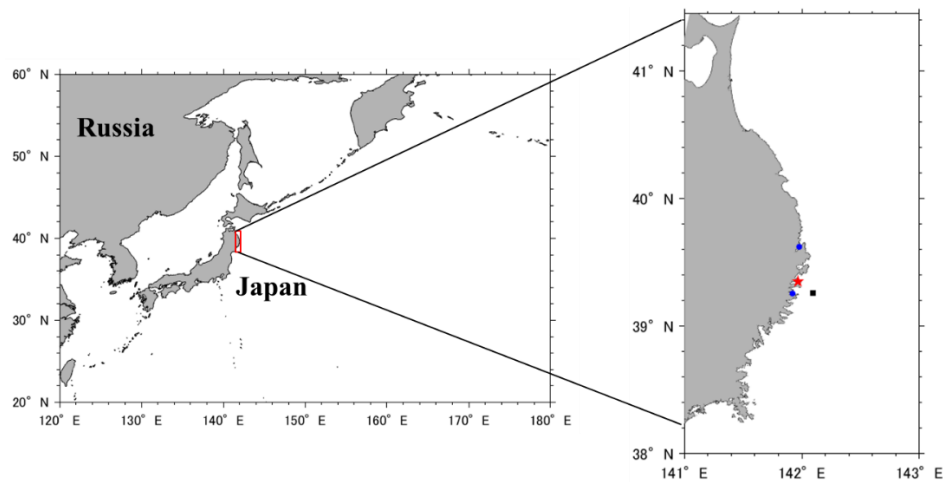


図 1.2 西部北太平洋 (左) と三陸海岸 (右)。大槌湾(★)、宮古湾、釜石湾(●)の位置、NOWPHAS 岩手南部沖の GPS 波浪ブイの観測位置(■)を示す。

1.2 研究の目的

本研究は、三陸内湾域の波浪に支配的に影響を与えるうねりの起源を推定し、その場所が起源となる要因を解明することを目的とする。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 (図 1.3)。

大槌湾では、東京大学大気海洋研究所の国際沿岸海洋研究センターを拠点として、文部科学省東北マリン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 (図 1.3)、風と波浪の連続モニタリングが実施された (Komatsu and Tanaka, 2017)。このモニタリングの最大の特徴は、風速と波浪の 2 次元スペクトル (後述) を同時に計測している点であり、三陸沿岸域では初めての試みであった。4 年以上の比較的長期にわたる沿岸域でのこのような観測事例は世界的にも珍しい。風速と波浪の 2 次元スペクトルを同時に計測することで、湾内に吹く風によって湾内で発達した「風波」と沖合から湾内に伝播してきた「うねり」とを定量的に区別することが可能である (Portilla, 2009)。このモニタリングにより、湾内に吹く風の風向 (270° 前後、西からの風; 図 1.4a) と湾内で観測される波浪の主要波向 (約 60°、北東からの波; 図 1.4b) は大きくずれており、湾内の波浪は、湾内の風で発達した風波ではなく、湾から見て北東方向の沖合から伝播して来るうねりの影響を強く受けていることが分かった (Komatsu and Tanaka, 2017)。また、湾内の平均波高を超える高波高時には、観測された波浪の全エネルギーの 8 割がうねりであることも明らかにされた (Komatsu and Tanaka, 2017)。しかしながら、この研究の解析は、2012 年 10 月～12 月のモニタリング最初期の 3 か月間に限られており、他の季節や年でも同じ結論が得られるかどうか不明である。また、うねりの発生海域も特定されていない。

そこで、本研究では、まず、約 4 年間にわたる大槌湾内の風と波浪のモニタリングデータを解析し、Komatsu and Tanaka (2017) の結果の普遍性を検証した。次に、うねりの起源

推定を行った。そのためには、沖合の波浪と海上風の情報が必須であるが、波浪に関しては、西部北太平洋沖合では、気象庁の漂流式ブイとアメリカ NOAA の係留ブイによる観測が散発的に実施されているのみである。現業での沖合波浪の観測は、起源推定が可能なレベルで稠密に実施されていないため、数値モデルによる追算実験 (hindcast) も併せて行い、大槌湾内の波浪場を支配するうねりの起源を推定し、その場所が起源となる要因を考察した。

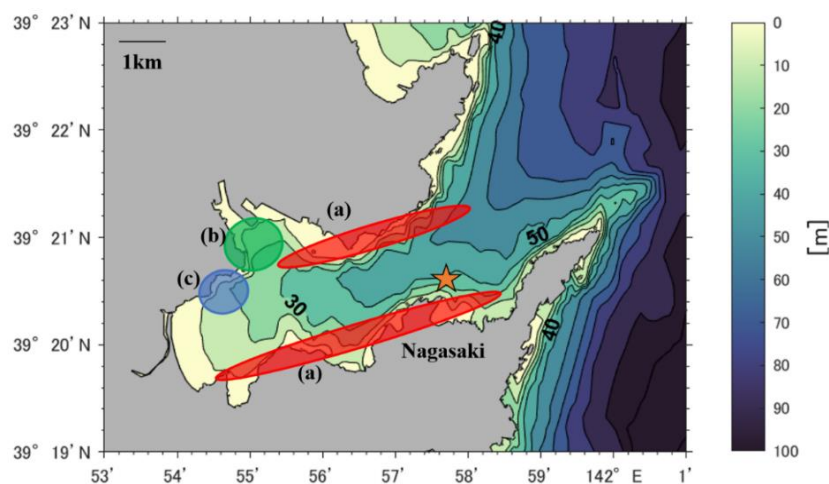


図 1.3 大槌湾の海底地形。等値線は水深を表す。★は風速計付き GPS 波浪ブイの係留位置を示す。(a)ワカメの養殖施設、(b)ホタテの養殖施設、(c)カキの養殖施設が配置されている場所も示す。

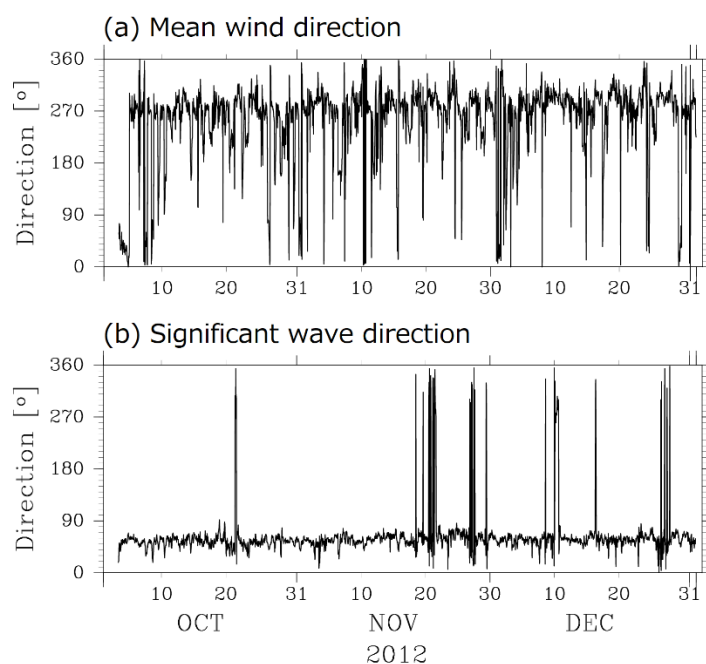


図 1.4 大槌湾内で観測された 2012 年 10 月から 12 月の 10 分平均風向(a)と有義波向(b)の時系列 (Komatsu and Tanaka (2017) を改変)。

2. データと方法

2.1 大槌湾内の風速計付き GPS 波浪ブイによる観測データの解析

本研究では、太平洋に面した岩手県大槌湾の湾口（湾口の幅は約 3 km）に近い、湾内南部の長崎沖の水深 40 m (39-20.65°N, 141-5.62°E；図 1.3) の場所に係留・設置した風速計付き波浪ブイで観測したデータを使用した。なお、観測ブイは、最も近い岸から 300 m 離れており、観測データを見る限り海岸からの反射波の影響はほとんどない。また、設置位置は湾口部に近く、水深は 40 m で、湾内のうねりの平均的な波長が約 100 m (周期 8 秒として線形分散関係から算出) であることを考慮すると浅海効果の影響も大きくない (Mei, 1989)。このため、このブイで観測しているうねりは、湾内に侵入してきた直後の、浅海効果をほとんど受けていないうねりであるといえる。逆に、湾奥部では、水深が浅いために強い浅海効果で波形が変形し、海底摩擦によりエネルギーが急変したうねりを観測することになるので、湾内に侵入してきたうねりの起源を推定する目的からすると、このデータの使用は妥当であると判断できる。

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 1.5 m の高さに付設した 2 成分超音波風速計 (Model 85106 ; 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の連続モニタリングが実施された。

超音波風速計では、風速と風向が毎正時直前の 10 分間、0.5 s 間隔で連続計測された。本研究では、1 時間ごとに得られる 10 分間の平均風速・風向を解析に使用した。なお、風向の計測誤差は付属の磁気方位計 (Model 32500 ; R. M. Young Company) で自動的に補正されている。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、本研究の解析にはほとんど影響しない (Komatsu and Tanaka, 2017)。

ブイ式波高計では、毎正時直後の 20 分間、ブイの 3 次元変位が 0.4 s 間隔で計測された。ブイの 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を高精度に抽出する処理をしており (Harigae et al., 2004)、有義波高で 0.1 m、有義波周期で 0.5 s、有義波向で数度程度の計測精度がある (Harigae et al., 2004)。得られた 3 次元測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、有義波周期、有義波向を求めるとともに、ブイの鉛直変位と東西移動速度のクロススペクトルから Isobe et al. (1984) の方法により波浪エネルギーの 2 次元スペクトル (密度) を計算した。

ここで、有義波高とは、前述の 20 分間の水位変動の時系列から得られる波高のサンプルから波高の高い順に全サンプル数の 1/3 の個数のサンプルを選んで波高を平均したもので、選んだサンプルの波周期と波向を平均したものをそれぞれ有義波周期、有義波向と呼ぶ。これらは、波浪の特性をよく代表することが経験的に知られており、天気予報で提示される波浪の情報は、有義波高、有義波周期、有義波向である。次に、2 次元スペクトルは、複雑な波浪の場を定量的に記述するために考案された概念である (Pierson et al., 1955)。準ガウス過

程を仮定して、波浪の変動の代表的な時空間スケールが波浪の周期や波長に比べて十分に大きいという条件のもと、波浪が、成分波と呼ばれる、波高、周波数 (周期)、波向、位相の異なる無数の正弦波で構成されていると考える (図 2.2 ; Pierson et al., 1955)。その波浪のエネルギー E の周波数 f と波向 θ 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：

$$E = \int_{f_{\min}}^{f_{\max}} \int_0^{2\pi} F(f, \theta) df d\theta. \quad (1)$$

ここで、 f_{\min} と f_{\max} は最低周波数と最高周波数で、サンプリング間隔 (0.4 s) とサンプリング時間 (20 min) で決まり、本研究ではそれぞれ、 0.01 s^{-1} 、 1.0 s^{-1} とした。なお、有義波高 $H_{1/3}$ と波浪のエネルギー E との間には、下記の関係が成立する。

$$H_{1/3} = 4\sqrt{E} \quad (2)$$

本研究では、ブイの全運用期間の内、比較的安定してデータが得られた 2012 年 10 月～2016 年 12 月のデータを利用して以下の解析を実施した：(1) 大槌湾における月ごとの有義波高、有義波周期、有義波向、平均風向の時系列解析による変動特性と出現確率分布の解明、(2) 大槌湾における波浪の 2 次元スペクトルの季節特性の解明、並びに Portilla et al. (2009) の方法でうねりと風波の成分で分離して、うねりと風波それぞれのエネルギー寄与率の解明、(3) 大槌湾内の有義波高と沖合海上風速との時間ラグ相関解析による湾内波浪に強い影響を及ぼす風が吹いている海域の推定、(4) 大槌湾内の有義波高の発生頻度と沖合海上風速の発生頻度の空間分布、さらに沖合で十分発達した風波がうねりとなって減衰しながら大槌湾まで伝播した時に推定される有義波高、の関係からうねりの起源海域の推定、を行った。

なお、沖合海上風は、日本の周辺海域は気象庁のメソ数値予報モデルの格子点値 (MSM-S) を、太平洋全域は気象庁の長期再解析値 (JRA55) の海面から 10m の高度の風速データを使用した。また、湾外の波浪との比較のため、大槌湾に最も近い湾外の波浪データとして、国土交通省港湾局の全国港湾海洋波浪情報網 (NOWPHAS) の岩手県南部沖の波浪データも使用した。

2.2 沖合波浪の追算実験によるうねりの逆追跡解析

現在主流の波浪予測モデルは、時々刻々場所ごとに変化する 2 次元スペクトル $F(f, \theta)$ を以下のエネルギー平衡方程式を差分化して解くことで、任意の時刻、任意の場所のスペクトルを推定している。

$$\frac{\partial F(f, \theta)}{\partial t} + \mathbf{C}_g \cdot \nabla F(f, \theta) = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad (3)$$

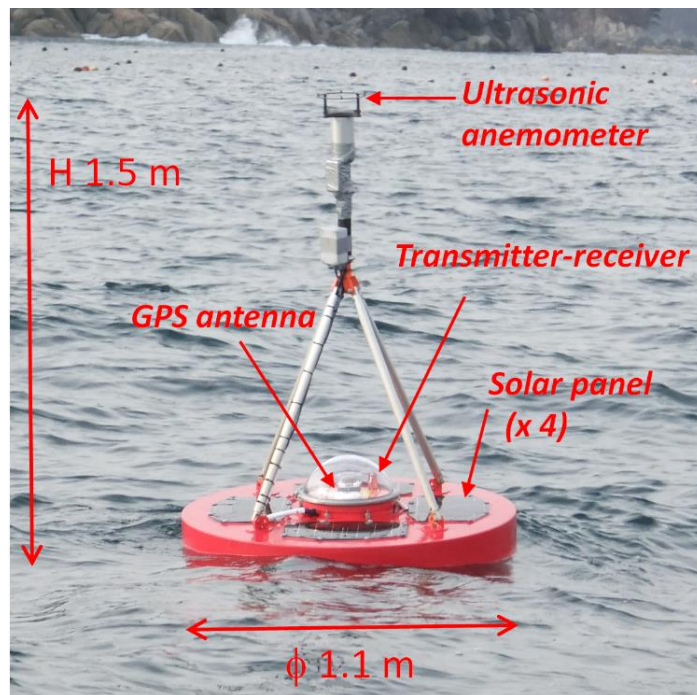


図 2.1 大槌湾内の風と波浪をモニタリングした風速計付き GPS 波浪ブイ

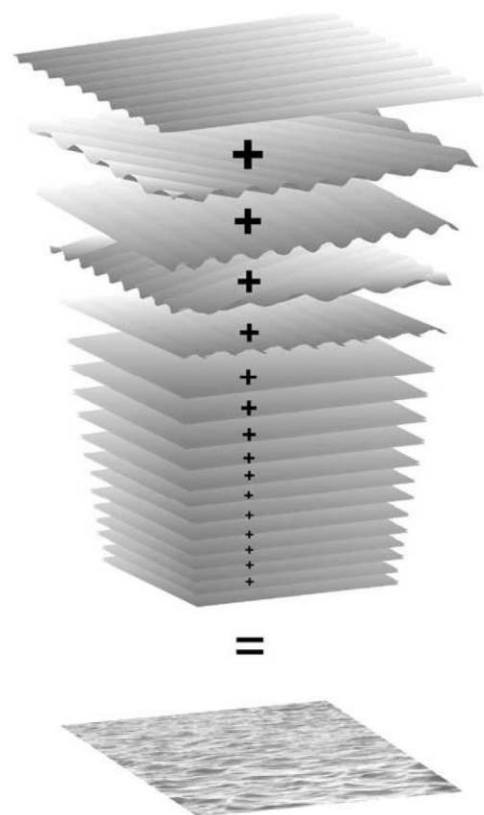


図 2.2 成分波の重ね合わせの概念図 (Holthuijsen, 2007)

ここで、 t は時間、 \mathbf{C}_g は波浪の群速度で、深海波の線形分散関係式より求める。 ∇ は水平微分演算子で、左辺の第 1 項はスペクトルの局所的な時間変化、第 2 項は放射伝播の効果を表す。右辺はソース項と呼ばれ、 S_{in} は風からのエネルギー入力、 S_{nl} は 4 つの成分波間の共鳴相互作用による非線形エネルギー伝達、 S_{ds} は碎波によるエネルギー散逸を表す。 S_{in} と S_{ds} は経験式で与える。なお、 S_{nl} は理論式が Hasselmann (1962) により提示されているが、高精度な計算が困難なため、その取り扱いによって、 S_{nl} を無視した第 1 世代モデル、 S_{nl} の効果をパラメータ化して計算効率を上げた第 2 世代モデル、そして、 S_{nl} を近似化して効率的に高精度計算を行う第 3 世代モデルと、波浪モデルは歴史的に発展してきた。現在の現業モデルは第 3 世代のモデルが主流である (WAMDI, 1988)。本研究では、第 3 世代のモデルの内、 S_{nl} に関して従来に比べて高精度な計算が可能な手法を組み込んだ Komatsu and Masuda (1996) のモデルを使用した。このモデルで使用している非線形エネルギー伝達の計算法は、気象庁や NOAA の現業モデルに採用されており、非線形エネルギー伝達を精度良く計算することで、本研究においてはうねりの低周波遷移 (うねり周期の長周期化) の過程をより正確に推定することが可能である。

波浪モデルの数値シミュレーション (追算実験) は、大槌湾内の波浪観測期間を含む 2012 年 1 月～12 月の期間で実施した。モデルは、太平洋全域 (70°S-70°N、100°E-160°W) を対象としたモデルと日本近海 (30°N-60°N、130°E-170°E) を対象としたモデルの入れ子構造になっており、日本近海モデルは太平洋モデルの推定値を側面の境界条件とした (1-way nesting)。水平解像度と時間積分幅は、日本近海モデルが 0.2°×0.2°、6 min、太平洋モデルが 1.0°×1.0°、30 min とした。スペクトルの解像度は両モデルとも、周波数は 0.042 s⁻¹ から 0.41 s⁻¹ まで 1.1 の増分率で 25 分割し、波向は北から伝播して来る波を 0°として右回りに 16 分割した。

モデルを駆動する海上風は、前述の JRA55 の風速を各モデルの時空間解像度に合わせて線形補間して与えた。期間中の JRA55 の風速について、春・夏季 (4 月～9 月) と秋・冬季 (10 月～3 月) の平均値を図 2.4 に示す。また、太平洋モデルで推定された有義波高と有義波向の平均値を図 2.5 に示す。

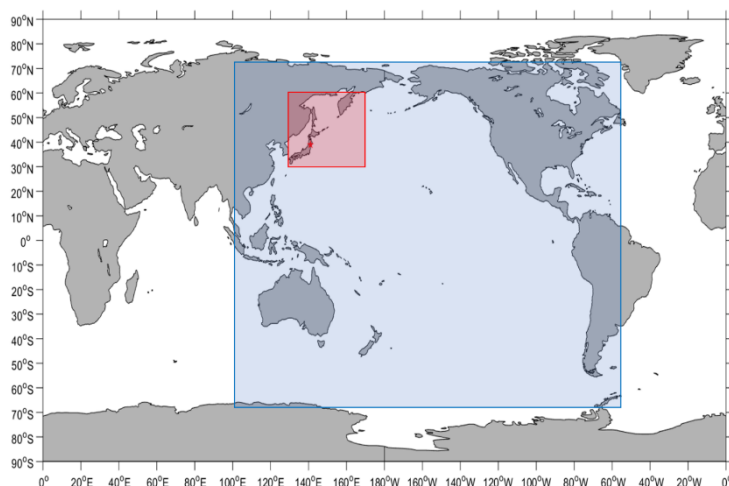
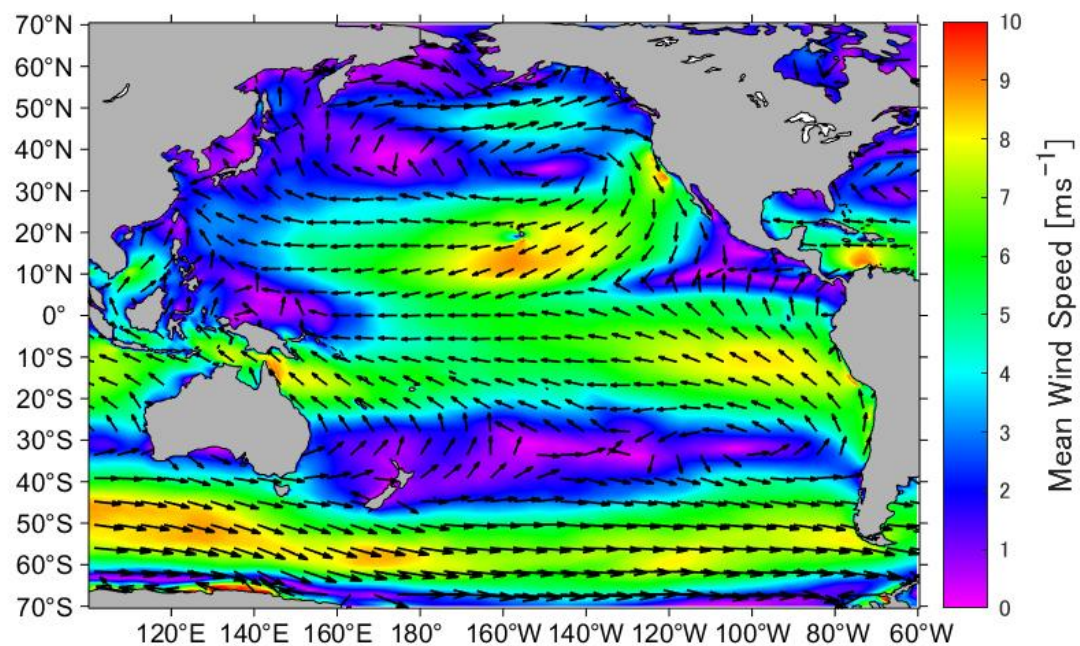


図 2.3 モデルの対象領域。大槌湾の位置を★で示す。太平洋モデルの対象海域を青、日本近海モデルの対象海域を赤で示す。

(a) 海上風速の夏季平均値



(b) 海上風速の冬季平均値

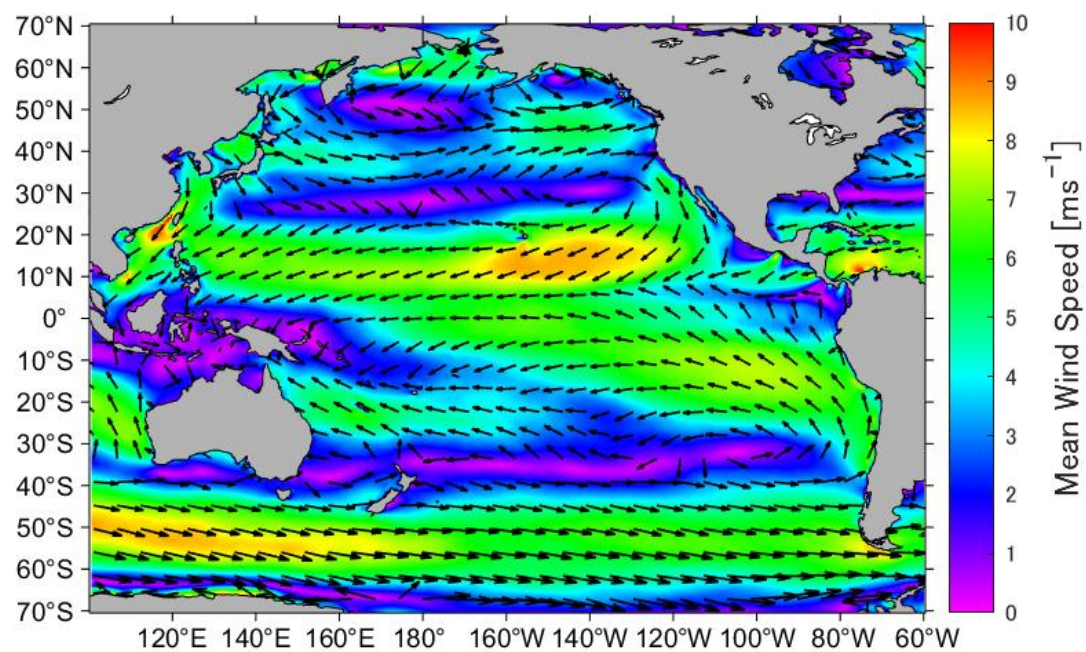
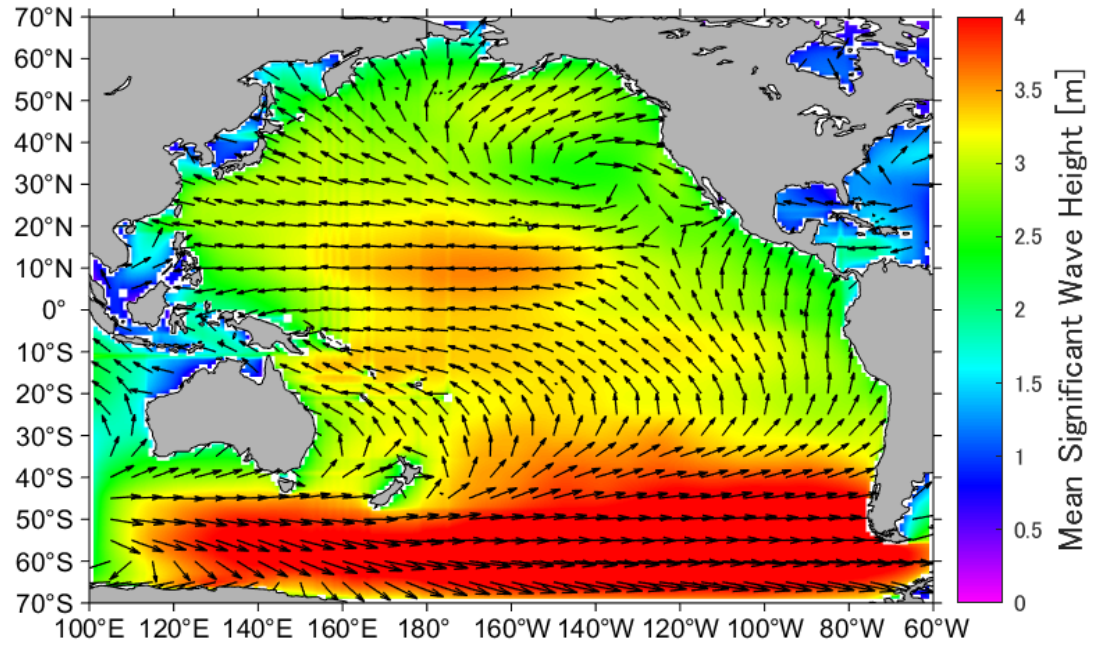


図 2.4 波浪モデルを駆動した JRA55 の海上風の分布

(a) モデルで推定した有義波高・波向の夏季平均値



(b) モデルで推定した有義波高・波向の冬季平均値

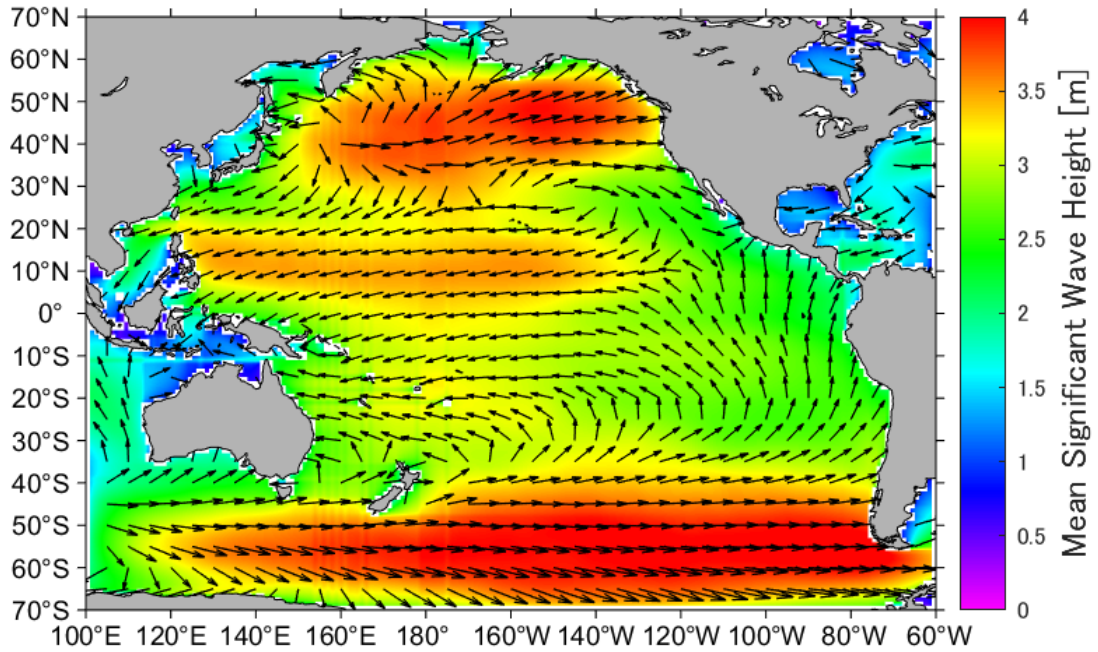


図 2.5 波浪モデルで推定した有義波高と有義波向の分布。なお、有義波向 $\theta_{1/3}$ は、下記より

算出した： $\theta_{1/3} = \tan^{-1} \left(\int_0^{2\pi} \int_{f_{\min}}^{f_{\max}} F(f, \theta) \sin \theta df d\theta / \int_0^{2\pi} \int_{f_{\min}}^{f_{\max}} F(f, \theta) \cos \theta df d\theta \right)$ 。

3. 結果

3.1 大槌湾内の風と波浪の季節変動特性

(a) 月平均値

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、風向の月平均の時系列を図3.1に示す。なお、月平均値は、20日以上計測値が得られた月のみを表記した。湾内の有義波高は、季節変動より月内の変動の方が大きく、各月の10パーセンタイル値は冬季に高く、夏季に低くなる特徴が見られた(図3.1a)。ただし、10パーセンタイル値自体は、年によって大きく変動していた。有義波周期も同様に季節変動より月内変動の方が大きく、各月での10パーセンタイル値は冬季に長く、夏季に短くなる特徴が見られた(図3.1b)。また、10パーセンタイル値も有義波高と同様に年によって大きく変動していた。風速は、夏季に遅く、冬季に速い、日本の風系でよく見られる特徴を示した(図3.1c)。重要なのは、風向の季節変化で、夏季は 180° の南より、冬季は 270° の西よりの風が卓越することが分かった(図3.1d)。風速、風向のこうした季節変化はJRA55の風でも確認できるし(図2.4)、三陸沖合のMSM-Sの風を見るとより明瞭である(図3.2)。一方で、有義波向は、季節と年に関係なくほぼ一定で、湾から見て 60° 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(図3.1d)。風向と波向のこのような食い違いは、Komatsu and Tanaka (2017) で指摘されている通りであった。大槌湾内の波浪は、季節と年に関係なく、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。ここで、冬季に平均風速が 5 m s^{-1} を超えても風波の寄与が少ない理由としては、大槌湾が狭く、湾奥からブイまでの吹送距離がせいぜい4 kmと短いため、比較的強い風が吹いても風波が十分発達しきれないというリアス海岸の小規模湾に特有の地形効果が考えられる。

(b) 月ごとの出現確率

次に、大槌湾内の月ごとの有義波高と有義波向の特徴をより詳細に把握するために、4年間の各月のデータをもとに出現確率を計算した(図3.3)。有義波高の出現確率は、月ごとの違いがそれほど明瞭ではないが、2月、10月、12月は3 mを超えるような高波高の出現確率が高かった(図3.3a)。一方、有義波向の出現確率は図3.1dから指摘したように月によらずほぼ均一で、 60° の方向からの波向が圧倒的に卓越していた(図3.3b)。

では、湾外の有義波高と有義波向はどうなのだろうか。大槌湾の東南東、20 km 沖合に位置するNOWPHAS 岩手南部沖の波浪データと比較してみた(図3.4)。大槌湾に比べて波高が高く、確率分布の集中度が低い特徴が見られた(図3.4a)。大槌湾との違いがよりはっきりしているのは波向で、岩手南部沖では明瞭な季節変化が確認された(図3.4b)。秋季と冬季には北～北東方向からの波向が卓越し、春季と夏季には南東～南からの波高が卓越していた。NOWPHASでは、陸方向($180^{\circ}\sim 360^{\circ}$)、すなわち西からの波向を記録していないので実態の詳細が不明であるが、測点における海岸線からの距離(吹送距離)が短いため、西か

らの波向の出現確率は東からの波向に比べて低いことが推察される。また、沖合では、月ごとの確率分布が大槌湾内の波向のように集中していないことから、Komatsu and Tanaka (2017) が指摘しているように、大槌湾内では狭い湾口の両端で岬が北東方向に突き出しており (図 1.3)、この突端部の遮蔽効果により、湾から見て 60° 以外の方向からの波浪の侵入が制限されていることが示唆された。

ここで、湾外の波向の出現要因を把握するために、NOWPHAS 岩手南部沖の観測点における海上風向の出現確率を月ごとに調べてみた (図 3.5)。なお、風速データは MSM-S を使用した。大槌湾内の風向 (図 3.1d) と同様に、湾外でも夏季は 180° の南より、冬季は 270° の西よりの風が卓越することが分かった。春季と夏季に南からの波向が卓越するのは、南からの季節風によって発達した風波もしくはうねりの影響であると考えられる。ただし、秋季と冬季は、前述の通り西から吹く風による波浪の発達が制限され、むしろ北東方向のはるか沖合から長い吹送距離で発達した波浪がこの海域で卓越していることが示唆された。

(c) 大槌湾内のうねりの寄与

前項までの解析から、大槌湾の波浪は、季節に関係なくうねりの影響が強いことが示唆された。うねりの影響を定量的に把握するために、2 次元スペクトルを調べた。ここでは、前述したように、春季と夏季 (以後、春夏と呼ぶ) そして秋季と冬季 (以後、秋冬と呼ぶ) との間で風速・風向に明瞭な違いがあることから、便宜的に、前者を 4 月～9 月、後者を 10 月～3 月として解析を行った。

大槌湾内での 4 年間のモニタリングで得られた波浪の 2 次元スペクトルの平均値を図 3.6 に示す。なお、観測データから計算した 2 次元スペクトルの解像度は、周波数の増加率を 1.07、波向の分解能を 10° に設定した。春夏、秋冬とも、周波数、波向双方について集中した単色波に近いスペクトル構造を示しており、このことから、うねりの影響が強いことが推察される。ただし、スペクトルのピークが位置する波向が春夏、秋冬ともに 60° であるのに対して、ピークの周波数は、春夏が 0.1 s^{-1} (周期は 10 s)、秋冬が 0.09 s^{-1} (周期は 11 s) となっており、秋冬の方が春夏に比べてわずかながらうねりの周期が長い。また、スペクトルのピークの値自体は、春夏に比べて秋冬の方が 3 倍大きいことが分かった。

続いて、2 次元スペクトルの方向分布関数 $D(f, \theta)$ を調べた (図 3.7)。ここで、方向分布関数は以下のように定義される：

$$D(f, \theta) \equiv F(f, \theta) / \int_0^{2\pi} F(f, \theta) d\theta. \quad (4)$$

スペクトルのピークが位置する $0.06\text{-}0.2 \text{ s}^{-1}$ の周波数帯と高周波側の $0.3\text{-}0.5 \text{ s}^{-1}$ の周波数帯に分けて、各々について周波数方向に平均した方向分布関数を調べた。低周波側は、春夏、秋冬ともに単峰性の、60° を中心とした集中した方向分布を示したが (図 3.7a)、高周波側では、興味深いことに、春夏では 60° を中心と単峰性の分布を示したのに対して、秋冬では

60°の他に260°(ほぼ真西からの波向)にもピークを持つ双峰性の分布を示した(図3.7b)。再度、図3.6bの2次元スペクトルの高周波側をよく見ると、弱いながらも260°の波向成分にもピークを確認することができる。前述のように、大槌湾内および三陸沖合の海域では、秋冬季に西からの風が卓越しており、吹送距離が短いとはいえ、風波の発達を確認できた。一方、春夏季は南からの風が卓越するが、ブイの設置位置が湾の南岸に近いこともあり、2次元スペクトルで確認できるほどの風波の発達は見られなかった(図3.6a)。以上から、2次元スペクトルの平均値に風波成分が明瞭に確認できるかどうかの違いはあるものの、エネルギーレベルで見ると、春夏、秋冬問わず、うねりの寄与が圧倒的に高いことが推察された。そこで、Komatsu and Tanaka (2017)と同様に、1時間ごとの2次元スペクトルと風速・風向の情報をもとに、Portilla et al. (2009)の方法でうねりと風波を分離し、湾内で観測された波浪エネルギー全体に占めるうねりの寄与を調べた。すると、有義波高が期間中の平均有義波高以上になった場合、うねりの寄与率の平均値は、春夏が0.82、秋冬が0.85となり、波高に換算すると9割がうねりの寄与であることを確認できた。

なお、2次元スペクトルの高周波側でもうねりと同じ60°の波向成分に分布のピークが見られる理由としては、共鳴4波相互作用による成分波間の非線形エネルギー伝達(Hasselmann, 1962)の効果が考えられる。非線形エネルギー伝達は、2次元スペクトルの自己調整効果を有しており(Komatsu and Masuda, 1996)、周波数および波向方向に集中したスペクトルを平衡状態にあるなだらかな分布のスペクトルに変化させ、その分布を維持する効果がある。この効果により、 0.1 s^{-1} 付近に集中したスペクトル分布が高周波側まで広がったものと考えられる。

3.2 大槌湾内の波浪に支配的な影響を及ぼすうねりの起源海域候補

(a) 大槌湾内の有義波高と沖合海上風との相関関係

これまで述べた解析によって、大槌湾内の波浪が、季節に関係なく、湾から見て 60° 方向の北東沖合域から伝播して来るうねりの影響を強く受けていることは分かったが、序論で述べたように、そのうねりは元々、沖合の所定の海域で海上風からエネルギーの入力を受けて発達した風波であるから、沖合の海上風速と湾内の波高との間に明瞭な相関関係があることが期待される。

Komatsu and Tanaka (2017) は、沖合海上の各場所から大槌湾に向かう方向の風速成分と湾内の有義波高との時間ラグ相関を調べた結果、大槌湾の湾口が沖合に向けて開いた方向の海域の風速と有意に相関が高くなっており、この海域が要監視区域であることを指摘している。しかしながら、解析期間が 2012 年 10 月～12 月の 3 か月間に限定されており、結果の普遍性に疑問が残る。また、うねりの起源推定まで至っていない。そこで、本研究では、まず、2012 年 10 月～2016 年 12 月までの 4 年間のデータを使用して、Komatsu and Tanaka (2017) と同様の解析を実施し、湾内波高と沖合海上風との相関関係について、季節による違いを調べた。

大槌湾内の有義波高はブイによる観測値を使用し、沖合における大槌湾に向かう方向の風速成分は、MSM-S の各格子点の風速を U_w 、風向を θ_w 、各格子点から大槌湾に向かう方向を θ_{OT} 、とすると、 $U_w \cos(\theta_w - \theta_{OT})$ で計算される。この風速成分と湾内有義波高との間で、1 時間間隔で時間ラグ相関解析を実施した。春夏、秋冬について、各点における相関係数の最大値の水平分布を図 3.8 に示す。春夏、秋冬ともに、湾口が開いた方向の海域で相関係数が高くなっており、相関係数が 0.4 以上で、統計的に有意な ($p < 0.05$) 海域は、春夏が 41°N , 143°E を中心とした海域に、秋冬が湾口の開いた方向の広い海域に分布していることが分かった。なお、大槌湾に向かう方向の風速成分の期間平均値は、湾から見て北東方向の沖合では、春夏、秋冬ともに負の値になっており (図 3.9)、湾に向かう方向の風が常時吹いているわけではないことを示している。このことは、平均風速・風向の水平分布図 (図 2.4、図 3.2) を見ても推察できる。この海域では、おそらく、イベント的に湾に向かう方向の風が吹いていることが推察されるため、湾に向かって 5 m s^{-1} 以上の風が吹く確率を計算してみた (図 3.10)。湾口が開いた方向の北東沖合では、場所にもよるが、春夏が 15%前後、秋冬が 5%前後の確率で風速 5 m s^{-1} 以上の風が湾に向かって吹いていることが分かった。北半球の中緯度帯の総観規模における気象の特徴として、この海域は、偏西風によって東向きに流される移動性の高気圧とそれに付随した低気圧の通過経路に当たる。そうした高・低気圧がイベント的に通過したタイミングで湾に向かう方向の風が吹き、この風で発生・発達した波向 60° の風波が、やがて高・低気圧の通過後の風速の弱化あるいは風向の変化に伴いうねりとなり、大槌湾に伝播している可能性が示唆された。

(b) うねりの発生起源の推定

以上のことから、大槌湾の湾口が開いた北東沖合の海域が、季節に関係なく、うねりの起源海域である可能性示唆された。しかし、その場所で吹いた風によって発生した風波がうねりとして伝播し、大槌湾の波浪に支配的に影響するためには、その場所は、少なくともうねりが時間ラグ内に大槌湾まで到達できる距離内にある必要がある。そこで、大槌湾を起点として時間ラグ相関係数の最大値が得られた北東方向 (図 3.8 の白い実線の方向) の距離と時間ラグを変数とした相関係数の時空間変化 (ホフメラーダイアグラム) を調べた (図 3.11)。

結果の興味深い点の一つ目として、春夏、秋冬ともに相関係数の最大値が、大槌湾から見て 300 km の場所にあった。ここで、湾内で観測されたうねりの周期から線形分散関係式により群速度を計算してみると、この 300 km という距離は、相関係数が最大となった時間ラグ内にうねりが十分到達可能な距離であることが分かった。ただし、これは、あくまでもうねりの伝播速度が常時一定であるという仮定の下での推測である。実際には、うねりが伝播する過程で非線形エネルギー伝達によるスペクトルピークの低周波遷移 (うねり周期の長周期化) が生じており、うねりの発生から湾に向かって伝播する過程で群速度が速くなっている可能性が高い。到達地点である湾内で観測されたうねりの周期にのみに基づいた計算では、群速度の過大評価になっている可能性がある。しかし、非線形伝達の効果として、数 10 時間の間にうねりの周期が 2 倍以上に長くなることは理論上考えられないので、300 km という距離がうねりの到達可能性の点で、妥当な距離であるといえる。

結果の興味深い点の二つ目は、相関係数の分布が 300 km 付近を中心として縦軸方向にほぼ直立した分布になっている点である。このことは、うねりを発生させる風域の水平スケールが 300 km 北東沖合を中心とした数 100 km 程度の範囲に限定されることを示唆している。もし、うねりの起源となる風域が大槌湾から 700 km あたりまで広がっているとすると、うねりの到達時間を考えれば、湾から近い場所は短い時間ラグで、遠い場所は長い時間ラグで相関係数が高くなるなり、相関係数の分布は右斜めに傾いた分布になるはずだからである。相関係数の直立した分布は、単純にうねりを発生させる風系の影響範囲を反映したものであるとみるべきだろう。

最後に、季節変動に関して、春夏の相関係数は秋冬に比べて 0.15 程度低かった (図 3.8)。この理由として、春夏は南からの季節風 (図 3.9) の影響が作用していることが推察される。実際、NOWPHAS の岩手南部沖では、春夏に南～南東からの波向が卓越しており (図 3.4b)、南方から伝播してきたうねりが湾口部で回折して侵入し、湾内の波浪に影響を与えている可能性が示唆されるが、この点は今後の課題である。

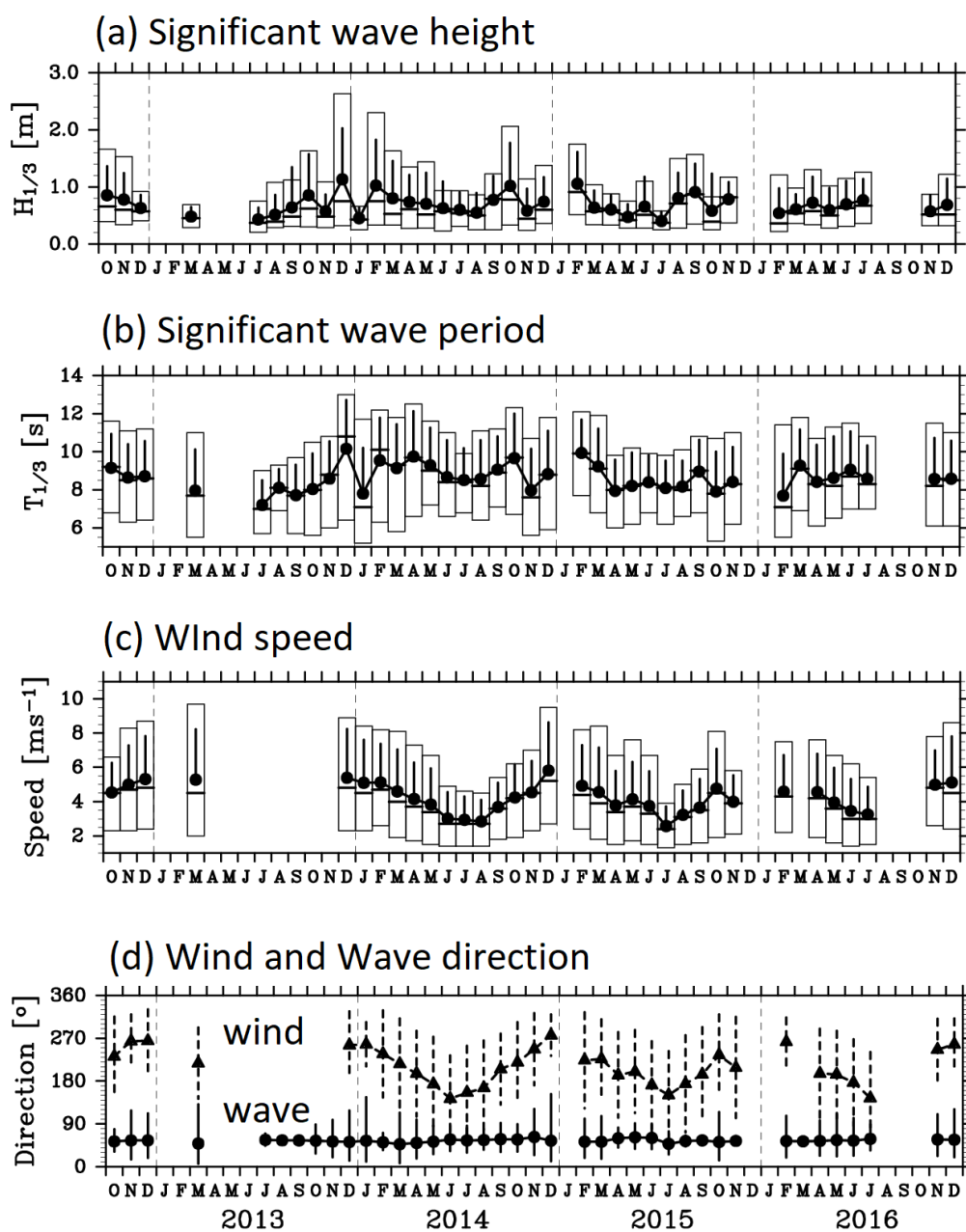


図 3.1 風速計付き GPS 波浪ブイによって観測した 2012 年 10 月から 2016 年 12 月までの大槌湾内の有義波高、有義波周期、有義波向、風速、風向の月平均の時系列。●は平均値、縦棒は標準偏差を示す。箱の横棒は、上から順に 10、50、90 パーセントイル値を示す。

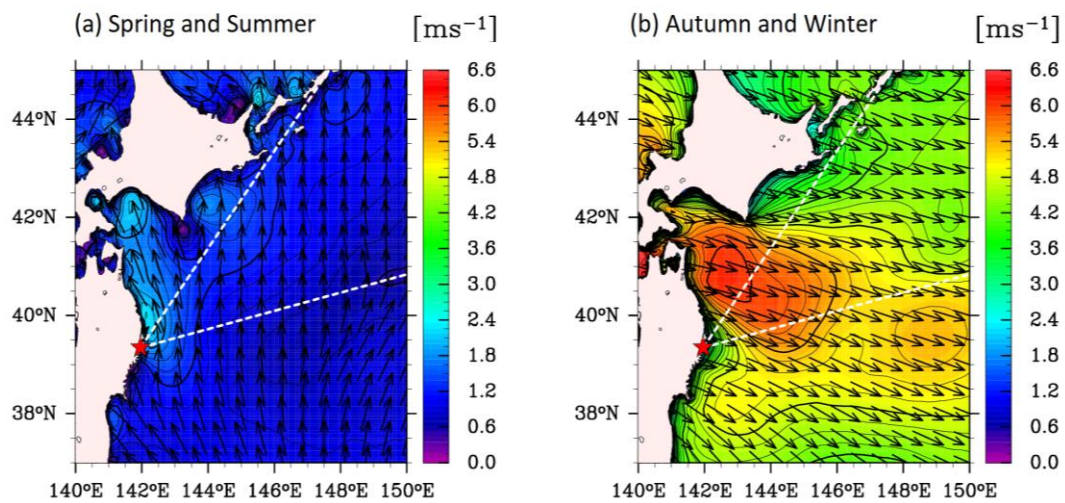


図 3.2 三陸沖合における MSM-S の風速・風向の分布。★は大槌湾、白い破線は、大槌湾内のブイから見て湾口が開いた方向の延長線を示す。

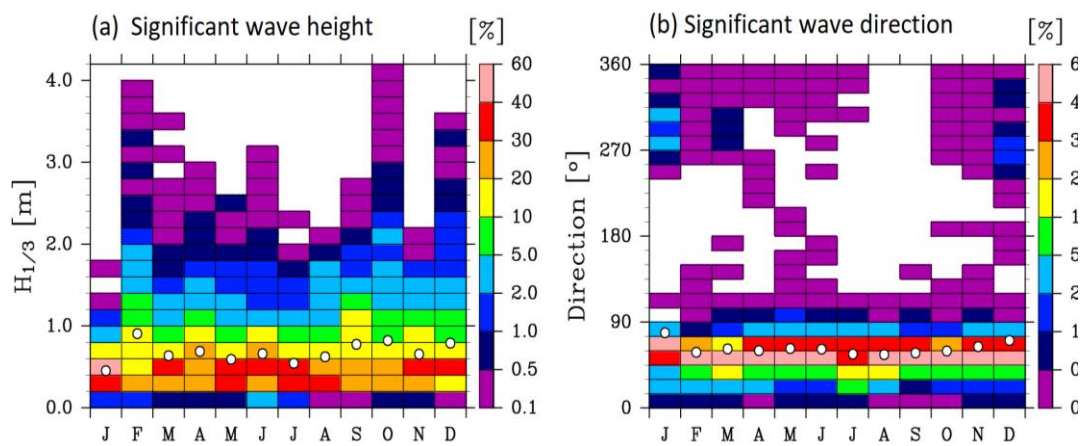


図 3.3 2012 年~2016 年 4 年間の各月の大槌湾内の有義波高と有義波向の出現確率。○は各月の平均値を示す。

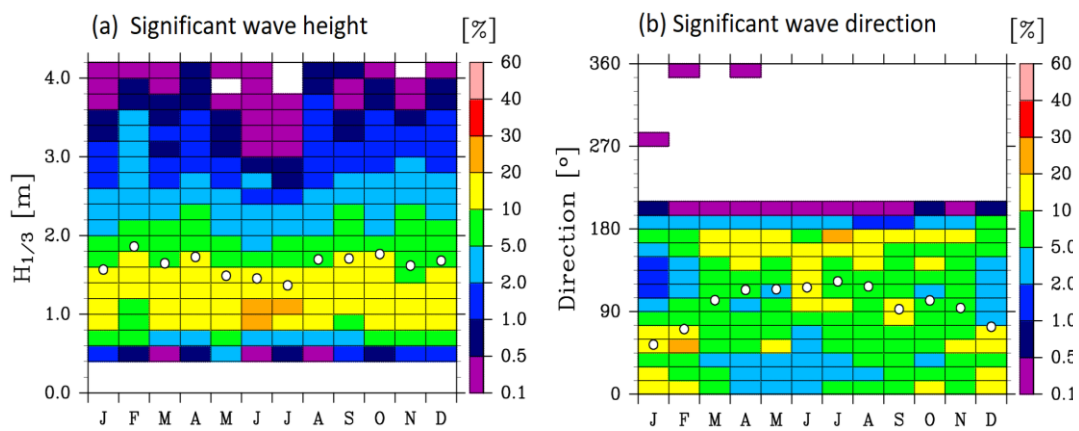


図 3.4 NOWPHAS 岩手南部沖の観測点における有義波高と有義波向の出現確率。○は各月の平均値を示す。

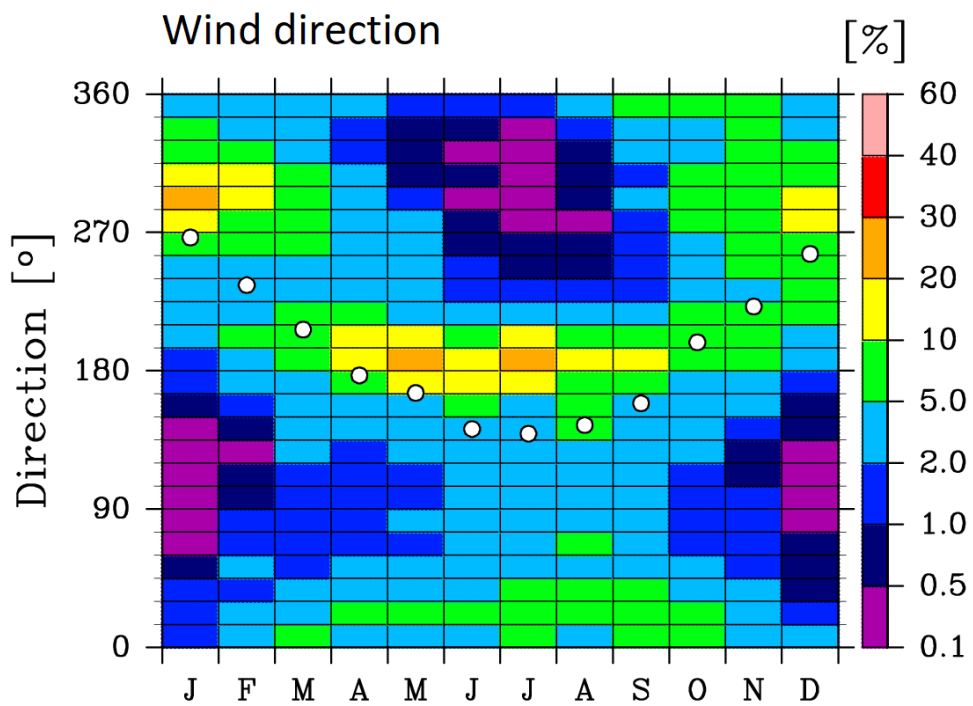


図 3.5 各月の NOWPHAS 岩手南部沖の観測点における海上風向の出現確率。○は各月の平均値を示す。

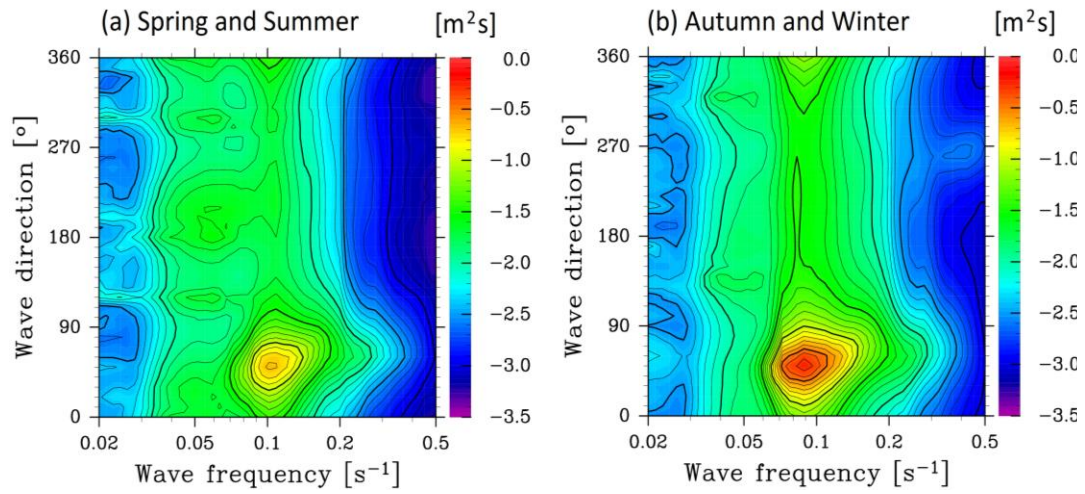


図 3.6 大槌湾内の 4 年間のモニタリングで得られた波浪の 2 次元スペクトルの平均値。値は対数表記。

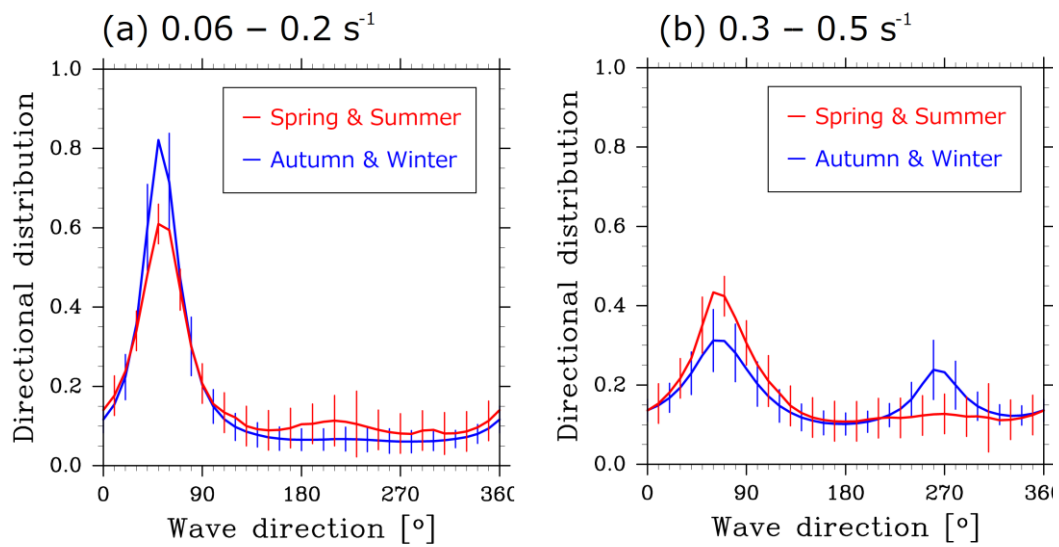


図 3.7 スペクトルのピークが位置する低周波側(a)と風の直接的影響の強い高周波側(b)に分け、各々について周波数方向に平均した 2 次元スペクトルの方向分布関数。

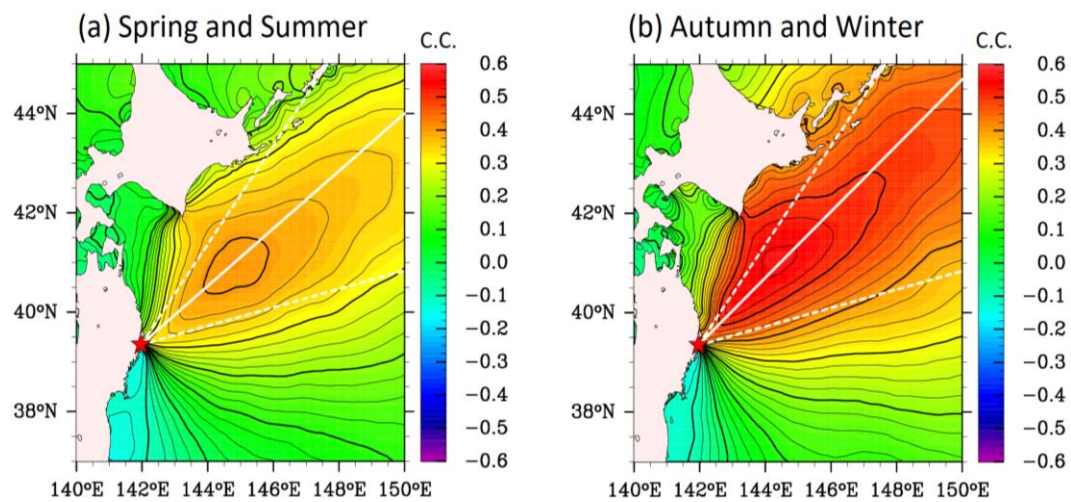


図 3.8 海上風の大槌湾に向かう方向の成分と大槌湾内の有義波高の時間ラグ相関係数の最大値の分布。★は大槌湾、白い破線は、大槌湾内のブイから見て湾口が開いた方向の延長線、白い実線は大槌湾と相関係数の最大値の位置を結んだ線を示す。

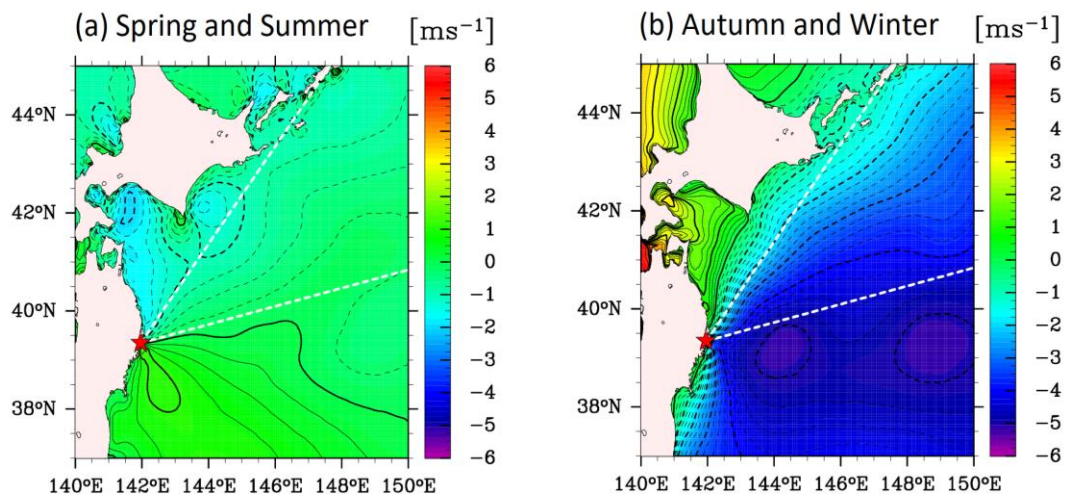


図 3.9 三陸沖合における MSM-S の大槌湾に向かう風速成分の平均値。★は大槌湾、白い破線は、大槌湾内のブイから見て湾口が開いた方向の延長線を示す。

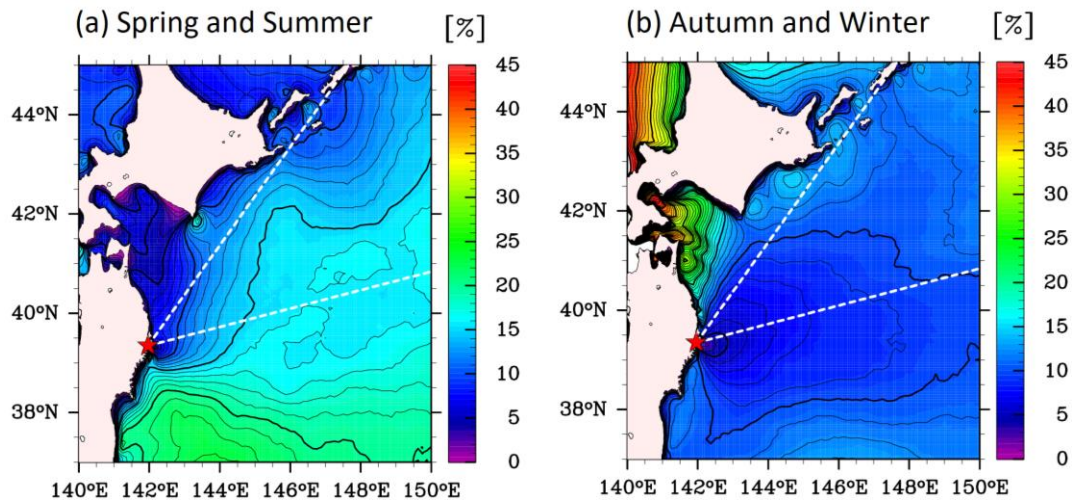


図 3.10 三陸沖合における MSM-S の大槌湾に向かう方向の風速成分が期間中に 5 ms^{-1} を超える確率。★は大槌湾、白い破線は、大槌湾内のブイから見て湾口が開いた方向の延長線を示す。

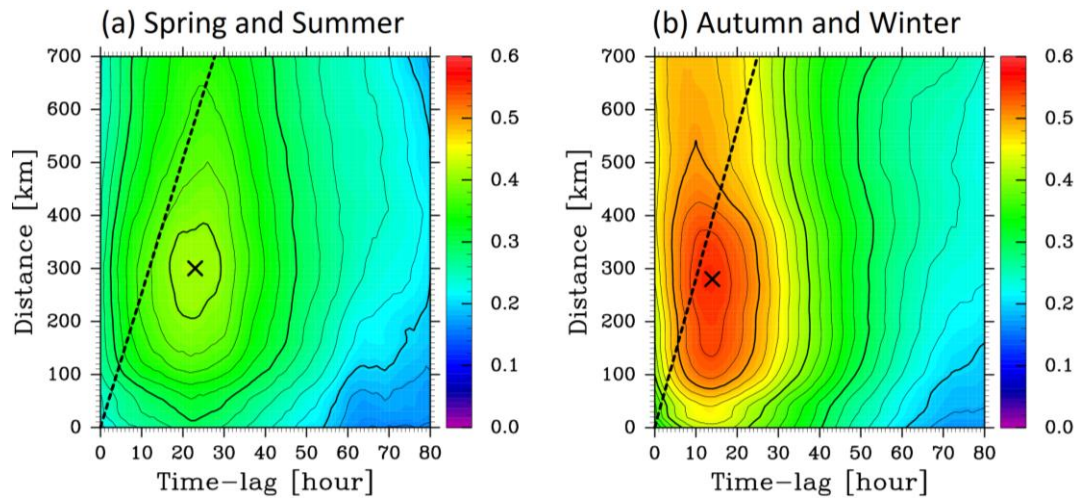


図 3.11 時間ラグ相関係数の大槌湾から北東方向 (図 3.8 の白い実線の方角) の距離と時間ラグとの関係。×は最大値、黒い破線の勾配きは大槌湾で観測されたうねりの周期から求めた群速度を示す。

4. 議論

4.1 推定されたうねりの起源海域の検証

大槌湾内で観測された波浪の特性ならびに湾内の波高と沖合の海上風速との相関関係から、大槌湾の波浪に支配的な影響を与えるうねりの発生場所は、湾から 60° 方向の沖合、300 km を中心とした前後数 100 km の範囲の海域であることを推定した。本節では、この推定の妥当性を検証する。

まず、前節の推定は、あくまでも湾内波浪と沖合海上風との間に有意な相関があり、その場所から大槌湾までうねりとして現実的に到達できる距離にある、という根拠のみに基づいていた。この推定の妥当性の検証には、その場所で吹いている風により生じた風波がうねりとなって大槌湾まで到達したときに、その波高が、大槌湾で実際に観測される頻度で、観測される波高に匹敵し得ること、そして、他の場所を起源とした場合はこの条件を満足しないことを確認する必要がある。

序論で述べたように、うねりが到達した場所での波高を規定する主要な因子は、発生海域の風速と発生海域から到達場所までの伝播距離である。そこで、この2つをパラメータとした以下の簡単な思考実験を行ってみた。

- ① まず、大槌湾から所定の距離 x にある場所で、大槌湾の方向に向かって所定の風速 U_{10} の風が吹き続けたとする。
- ② 風は、この風によって生成された風波が飽和状態に達するまで吹き続けたとする。
- ③ 風波が飽和状態に達すると、風が突然止んで、上記の風波がうねりとなって、大槌湾の方向に減衰しながら伝播する。

この思考実験で、大槌湾から距離 x の場所で、 U_{10} の風が吹き続けたことで発生したうねりが、減衰しながら伝播して大槌湾に到達したときの波高 $H_S(x, U_{10})$ を推定してみた。まず、風速が U_{10} の風が吹き続けることで生成される飽和スペクトルとして、Pierson-Moskowitz スペクトルを仮定すると、スペクトルピーク周波数 f_{PM} は、 g を重力加速度として経験的に

$$f_{PM} = \frac{0.13g}{U_{10}} \quad (5)$$

で近似できることが知られている (Pierson and Moskowitz, 1964)。この時の有義波の周期 T_0 は、このピーク周波数の逆数で表されて、

$$T_0 = \frac{1}{f_{PM}}, \quad (6)$$

また、有義波の波数 k_0 は深海波の線形分散関係式から、

$$k_0 = \frac{(2\pi f_{PM})^2}{g}, \quad (7)$$

となる。さらに、有義波周期と有義波高との間には、Toba (1972) より、

$$H_0 = B \sqrt{g U_{10} \sqrt{C_D}} \cdot T_0^{3/2} \quad (8)$$

の関係が成立する。ここで、 $B=0.062$ 、 C_D は海面の抵抗係数である。(8) により、伝播開始時のうねりの波高 H_0 が U_{10} のみから推定できる。このうねりが、距離 x 伝播して大槌湾に到達したときの波高 H_S は、Young et al. (2013) の経験式を採用すると、

$$H_S = \frac{H_0}{1 + \frac{1}{3} b_1 H_0 k^2 x} \quad (9)$$

で計算される。ここで、 b_1 は定数である。この方法で推定された波高 $H_S(x, U_{10})$ を図 4.1 に示す。なお、定数 b_1 には不確定性があり、ここでは 2.0×10^{-4} とした。

次に、大槌湾に到達したうねりの波高 $H_S(x, U_{10})$ が満たすべき条件を考えてみる。大槌湾で出現した有義波高の超過確率は図 4.2 のようになった。ここで、大槌湾で観測されたうねりの波高として極端に大きい値の基準を、「期間中の平均値+2×標準偏差」で定義すると、春夏では 1.5 m、秋冬では 1.8 m であった (図 4.2)。これらの値を図 4.2 にプロットしてみた。図 4.2 の $H_S(x, U_{10})$ の関係を見ると、大槌湾からの距離 $x=300$ km で発生したうねりが上記の基準をクリアするためには、少なくとも春夏には $U_{10} = 7.8 \text{ m s}^{-1}$ 以上、秋冬には $U_{10} = 8.3 \text{ m s}^{-1}$ 以上の風がその場所で大槌湾に向けて吹いている必要があることが分かる。

では、大槌湾の沖合における実際の風の場合ではどうだろうか？そこで、大槌湾から 60° の方向の沖合へ向けて距離 x をとり、風のデータから、大槌湾に向かう方向の風速の超過確率を x に関して計算してみた (図 4.3)。ここで風のデータは、 $0 \text{ km} \leq x \leq 800 \text{ km}$ は MSM-S の風、 $800 \text{ km} < x$ は JRA55 の風を使用した。大槌湾で観測された有義波高が上記の基準波高を超える確率は、春夏、秋冬ともに 4.9% となったことから (図 4.2)、距離 x において 4.9% の確率で出現する大槌湾方向の風速成分 U_{10} を図 4.3 にプロットしてみた (白い実線)。このプロットから得られる x と U_{10} の関係から、大槌湾に到達した際のうねりの波高

$H_5(x, U_{10})$ を (9) により推定し図 4.3 にプロットすると (白い破線)、上記の波高基準 (春夏では 1.5 m、秋冬では 1.8 m で) を超えるのは、大槌湾からの距離 x が、春夏で 100 km ~ 500 km、秋冬で 400 km ~ 1000 km の範囲にあることが推定された。

以上の思考実験の結果は、前節の推定結果、すなわち、「うねりの発生起源が大槌湾から 60° 方向の沖合、300 km を中心とした前後数 100 km の範囲の海域」を支持しており、この推定が妥当であることを示した。ただし、思考実験による秋冬の結果は、距離が長めである。また、この思考実験では、所定の風速が吹き続けて、風波が速やかに飽和状態に達するなど、多くの仮定を置いているが、現実の海洋では、場所ごとに時々刻々変動する風の中での波浪は発達・減衰を行うため、より現実に近い実験が必要である。従って、最後に、波浪モデルによる追算実験を行い、大槌湾からうねりの逆追跡実験を行って、推定したうねりの発生起源の妥当性を検討した。

4.2 逆追跡実験によるうねりの起源海域の検討

三陸沖合域を対象とした波浪モデルによる追算実験の出力から、大槌湾の湾口に最も近いモデル格子点で最大波高が推定された 12 月 5 日 4 時 (図 4.4) を起点とし、3 時間毎に 2 次元スペクトルを逆追跡した。ここで、大槌湾内の波浪は湾口形状の遮蔽効果によって、波向 60° の成分が卓越することが分かっているため、その波向成分の卓越周波数より求められる群速度から、3 時間遡った先までの距離を算出した。次に、逆追跡から推定されたそれぞれの距離、日時における波向 60° の成分の有義波高を算出した。

2 次元スペクトルの逆追跡より算出した日時、緯度経度、距離、有義波高を表 4.1、波浪の 2 次元スペクトルを図 4.5、大槌湾からの距離に応じた有義波高の変化を図 4.6 に示す。表 4.1、図 4.5 から、時間を遡るにつれてスペクトル値は増加し、10 時間遡った 12 月 4 日 18 時、湾から 128 km 沖合で最大の $5 \text{ m}^2 \text{ s}$ となり、有義波高は最大の 3.38 m となった。さらに時間を遡ると、スペクトル値は一転して減少し、27 時間遡った 12 月 4 日 0 時、距離 385 km で最小となり、有義波高は最小値の 0.58 m となった。

有義波高が最小値となった 12 月 4 日 0 時、波浪が発達過程にある 12 月 4 日 10 時、減衰過程にある 12 月 5 日 1 時の風速・風向の分布を図 4.7 に示す。このとき距離 385 km の場所での風速は北～北北東からの成分になっており、大槌湾に向かう方向の風速成分がわずかに存在することが分かる。その後、時間を順方向にたどると、大槌湾に向かう方向の風速の増大とともに、風波として湾に向かう方向の成分 (波向 60°) が発達し、例えば、発達過程にある 12 月 4 日 10 時には北東からの風速成分が大きくなっており、12 月 4 日 18 時まで発達を続け、この時点で風向が急変するとともに、この成分はうねりとなって減衰しながら大槌湾まで伝播し、12 月 5 日 4 時に大槌湾に到達したことが分かる。減衰過程にある、12 月 5 日 1 時の風速は南西からの成分が主なものであり、波向きとは一致していなかった。

以上の結果、うねりの発生源となった風波成分が発達を開始した場所をうねりの起源とすれば、この実験では、湾から 385 km 沖合の場所が起源であると推定され、前節の推定を支持することが分かった。ただし、本研究では、1 回のみの実験にとどまった。高・低気圧

の位置は一定ではなく、風系の違いによって当然うねりの起源海域は変わり得る。前節で推定した起源の統計的な代表性を得るためには、同様の逆追跡実験を数多く実施し、統計的な解析が必要である。

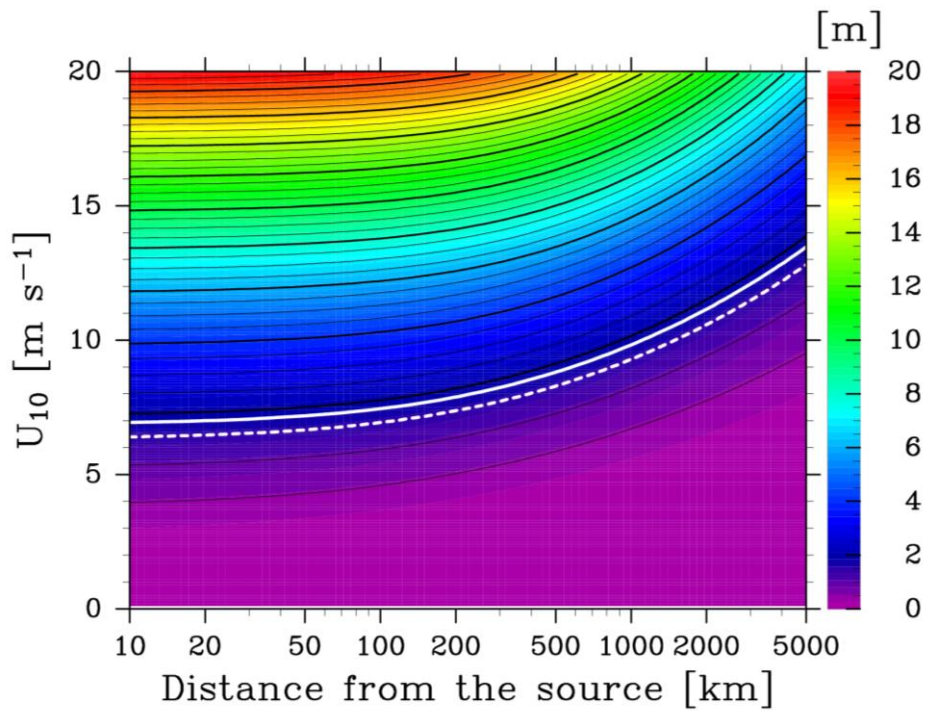


図 4.1 大槌湾から任意の距離の場所で、 U_{10} の風が吹き続けたことで発生したうねりが、減衰しながら伝播して大槌湾に到達したときの推定波高 H_s 。

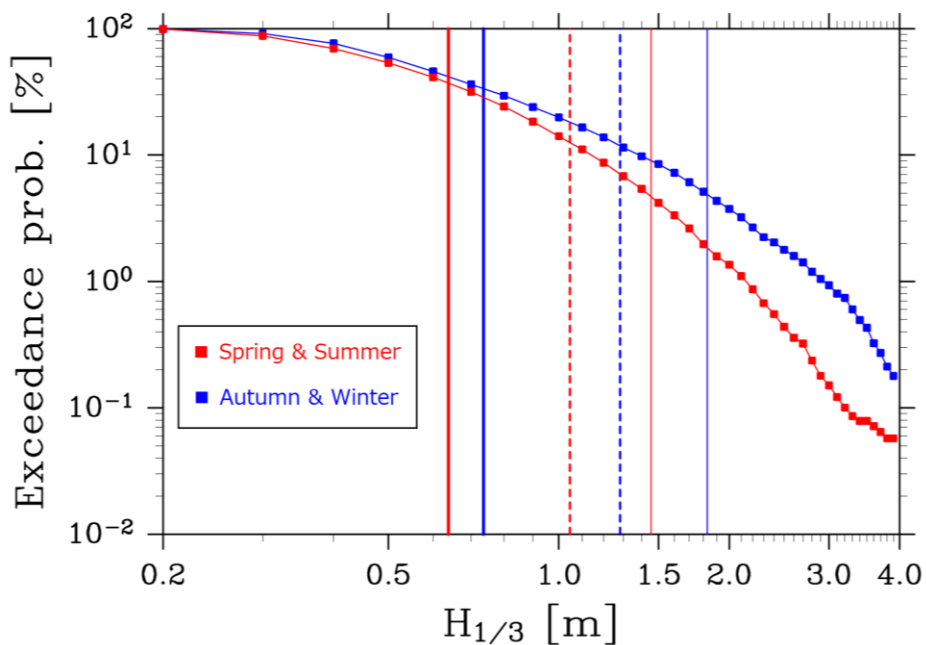


図 4.2 大槌湾内で出現した有義波高の超過確率。実線は有義波高の平均値、破線は有義波高の平均値に標準偏差を足した波高の位置、細い実線は有義波高の平均値に標準偏差の 2 倍を足した波高の位置を示す。

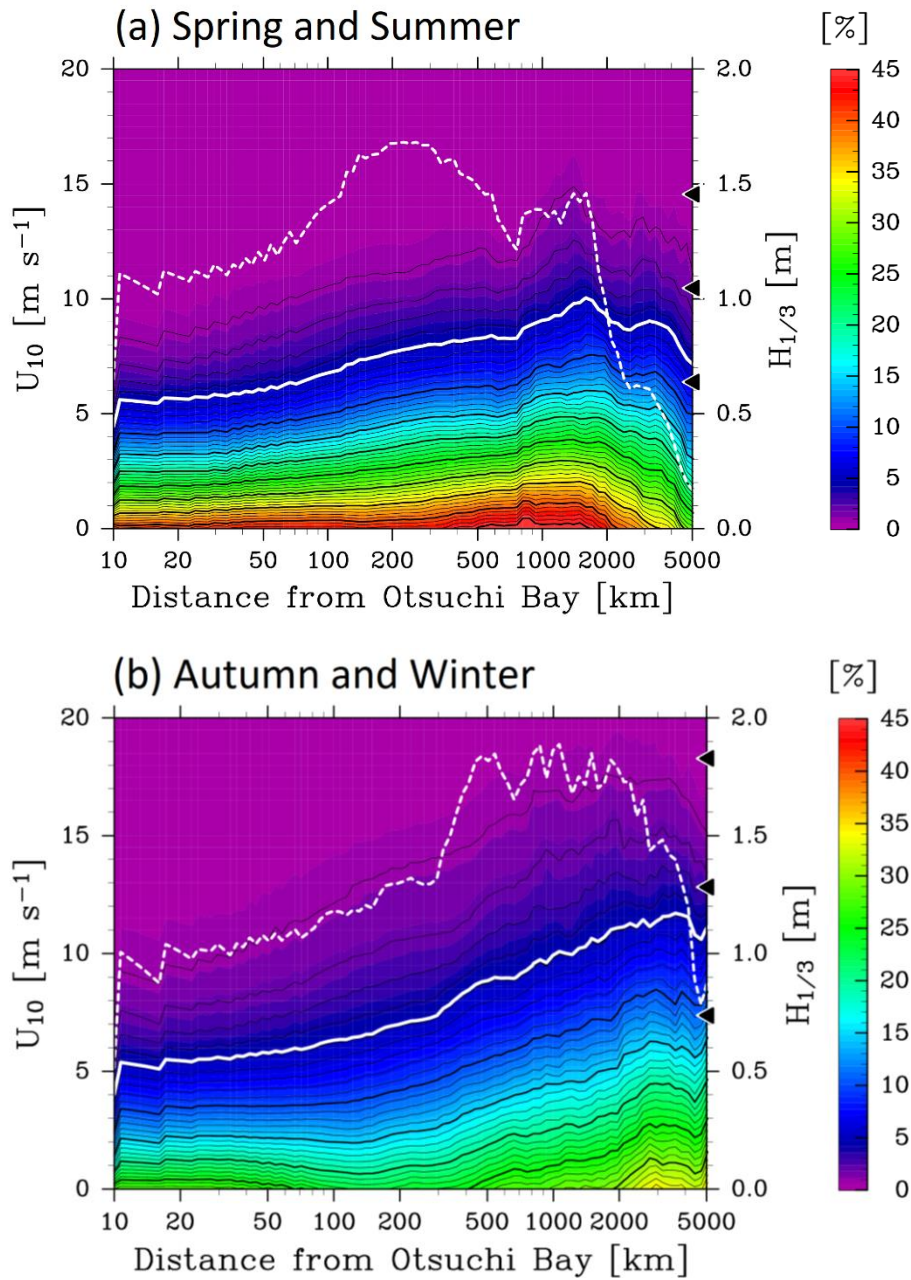


図 4.3 大槌湾から 60° 方向の沖合に向けた大圏航路に沿った距離に関する、大槌湾に向かう方向の風速成分の超過確率。白い実線は、任意の距離において 4.9% の確率で出現する大槌湾方向の風速成分 U_{10} を示す。

白い破線は、距離と U_{10} の関係から得られる大槌湾に到達した際のうねりの推定波高 (右側の縦軸) を示す。右側の縦軸に付けた印は、下から順に大槌湾で観測された有義波高の平均値、平均値 $+1\sigma$ 、平均値 $+2\sigma$ を示す。

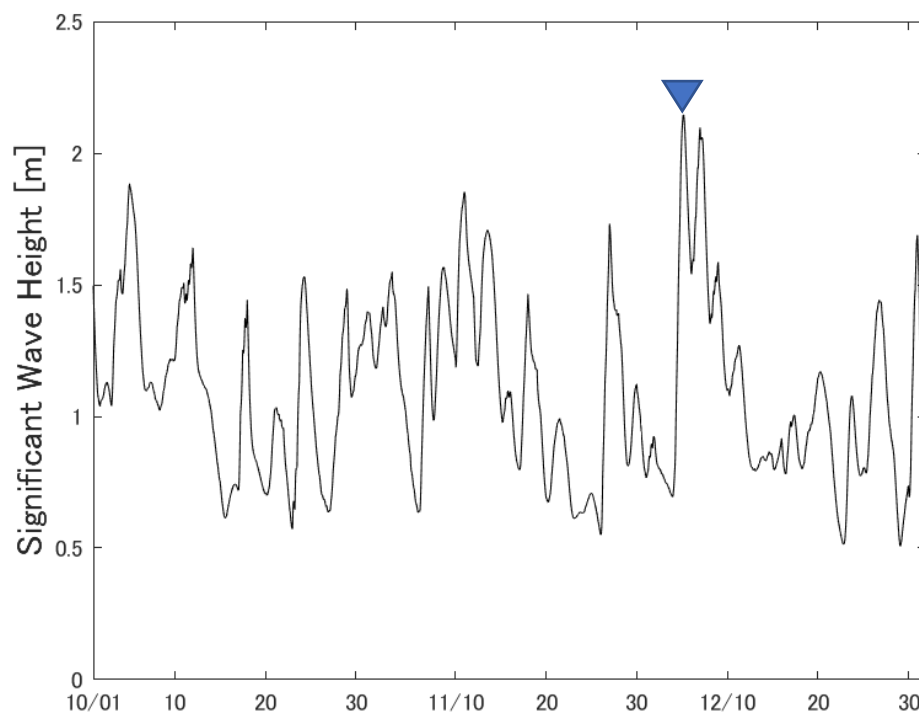


図 4.4 大槌湾の湾口に最も近いモデル格子点での 2012 年 10 月~12 月の有義波高の時系列。

ピーク位置を▼で示す。

表 4.1 2次元スペクトルの逆追跡より算出した日時、緯度経度、距離、有義波高。有義波高の値が最大、最小となる日時、緯度経度、距離をそれぞれ青、赤で示す。

日時	緯度 (N)	経度 (E)	起点からの距離 [km]	有義波高 [m]
12月5日4時	39.4	142	0	1.45
12月5日1時	39.6	142.4	40	2.41
12月4日22時	39.8	142.8	83	3.22
12月4日19時	40	143.2	128	3.38
12月4日16時	40.2	143.6	176	2.96
12月4日13時	40.4	144	224	2.73
12月4日10時	40.6	144.4	272	2.02
12月4日7時	40.8	144.8	316	1.61
12月4日4時	41	145.2	352	0.83
12月4時1時	41.2	145.4	385	0.58
12月3日22時	41.4	145.8	418	0.66
12月3日19時	41.6	146	455	0.67

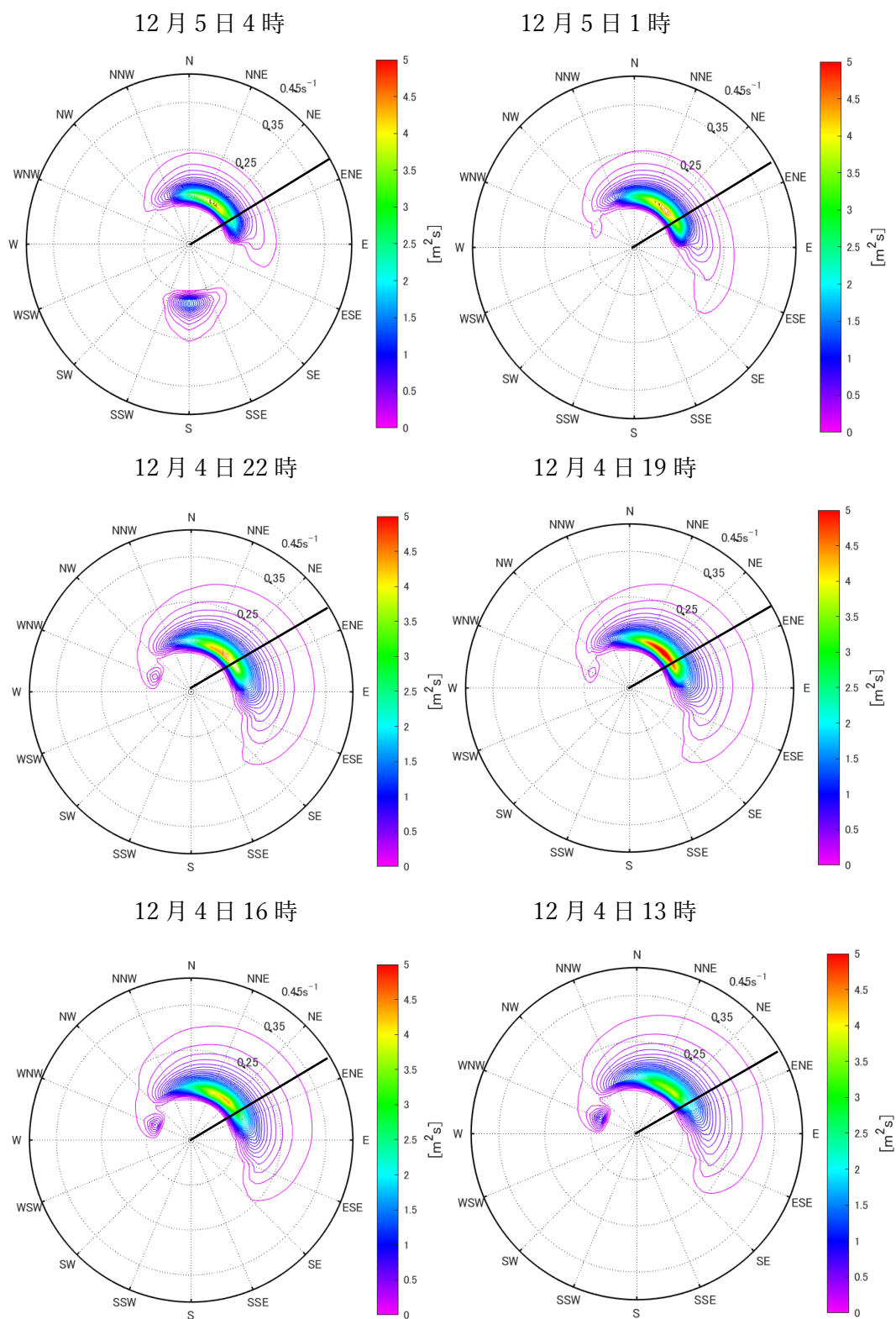


図 4.5 逆追跡によって推定した日時において、波浪モデルで推定された 2 次元スペクトル(f, θ)。60° の波向を黒の実線で示す。

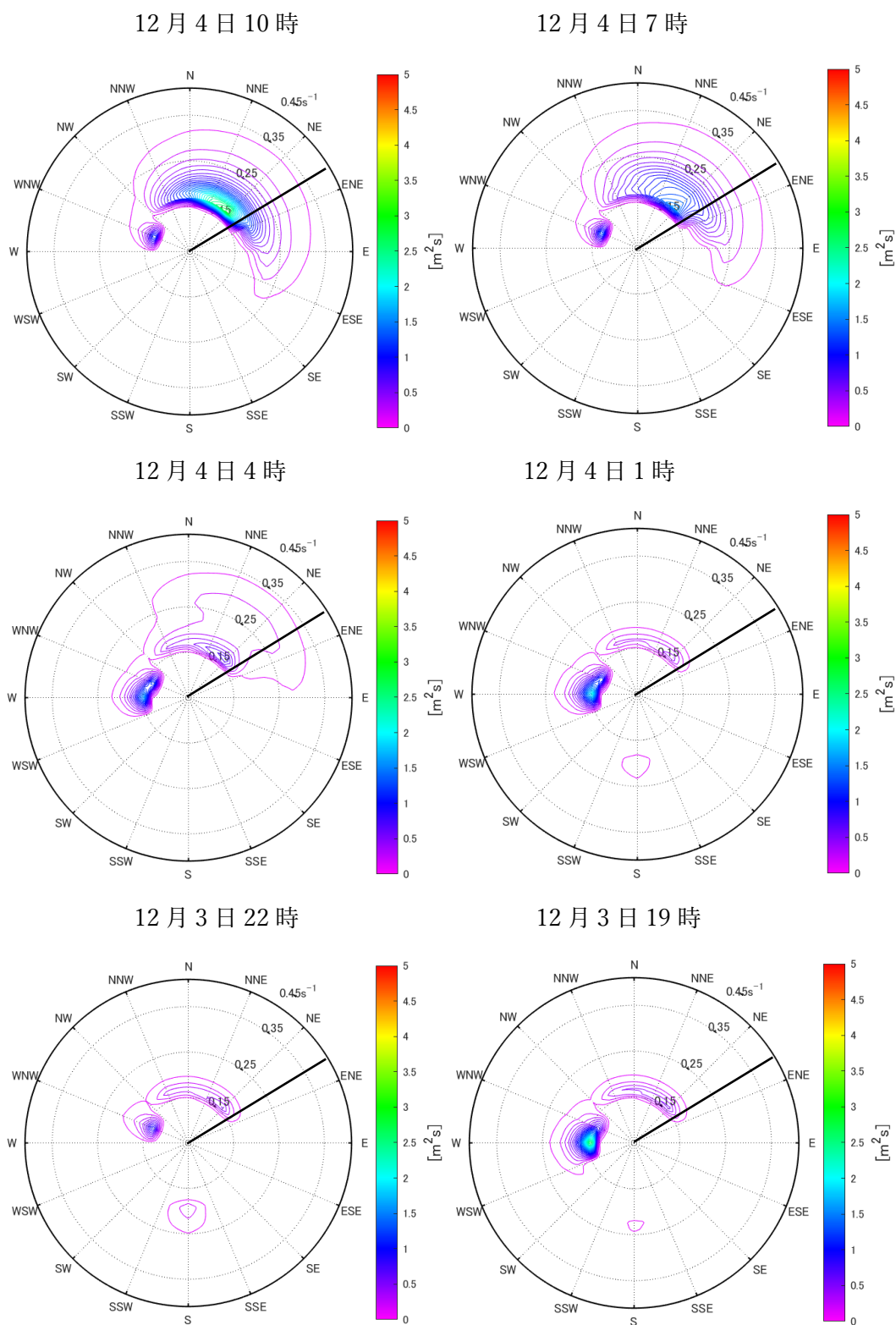


図 4.5 逆追跡によって推定した日時において、波浪モデルで推定された 2 次元スペクトル(f, θ)。60° の波向を黒の実線で示す。(続き)

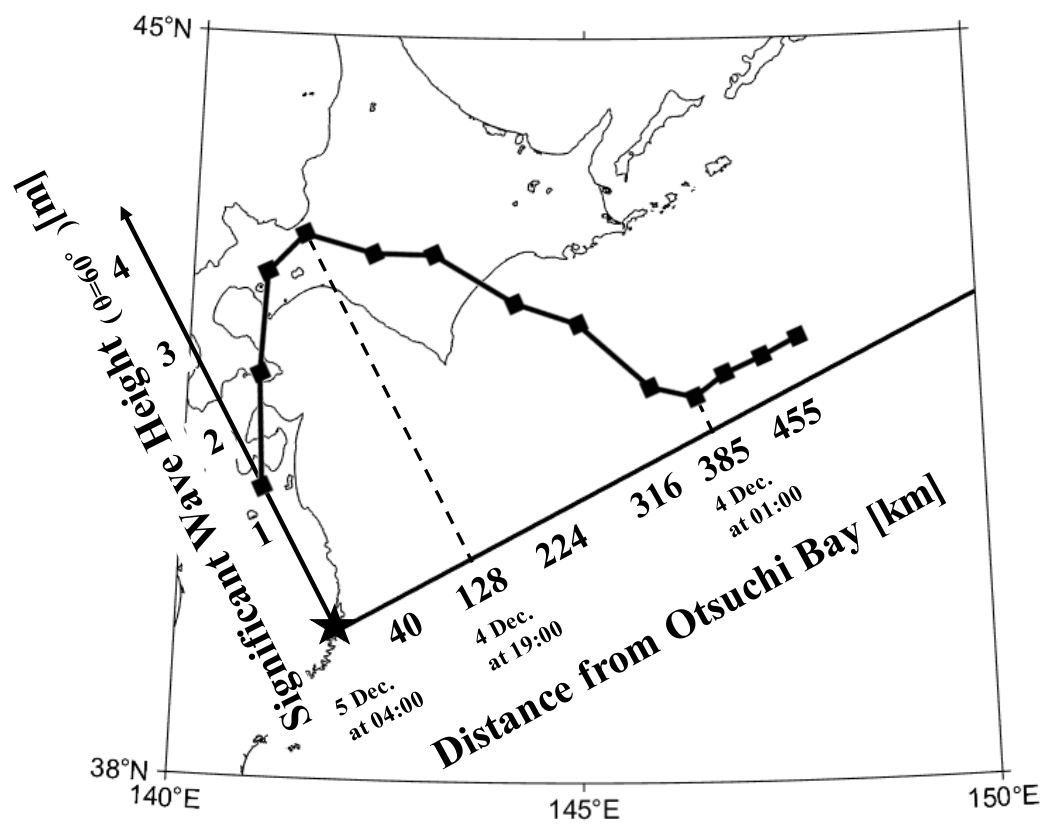
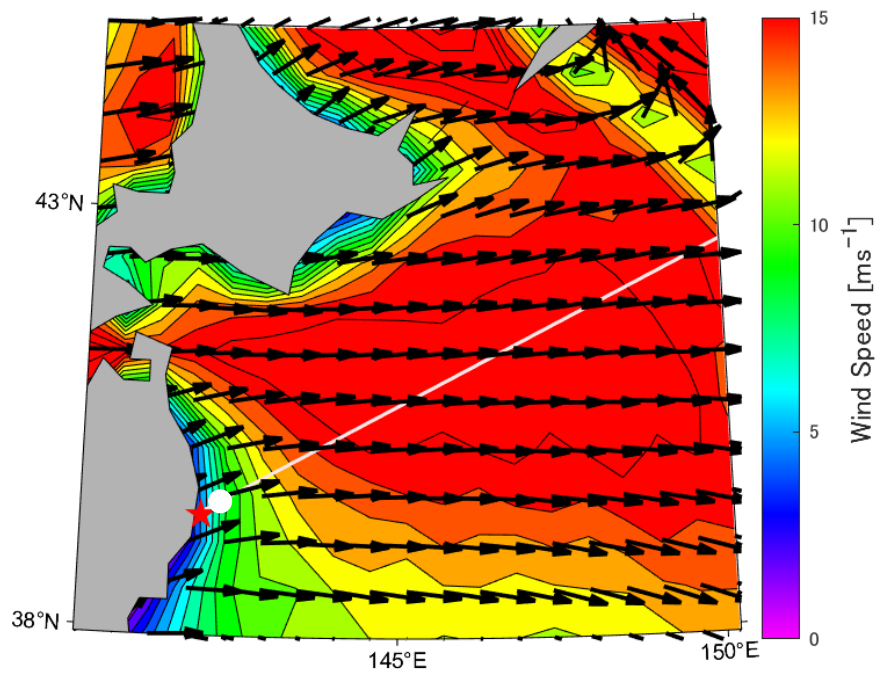


図 4.6 波浪モデルで推定された 2 次元スペクトルの波向 60° 成分の逆追跡より算出した有義波高。★は大槌湾の位置を示す。

12月5日1時(減衰段階)



12月4日10時(発達段階)

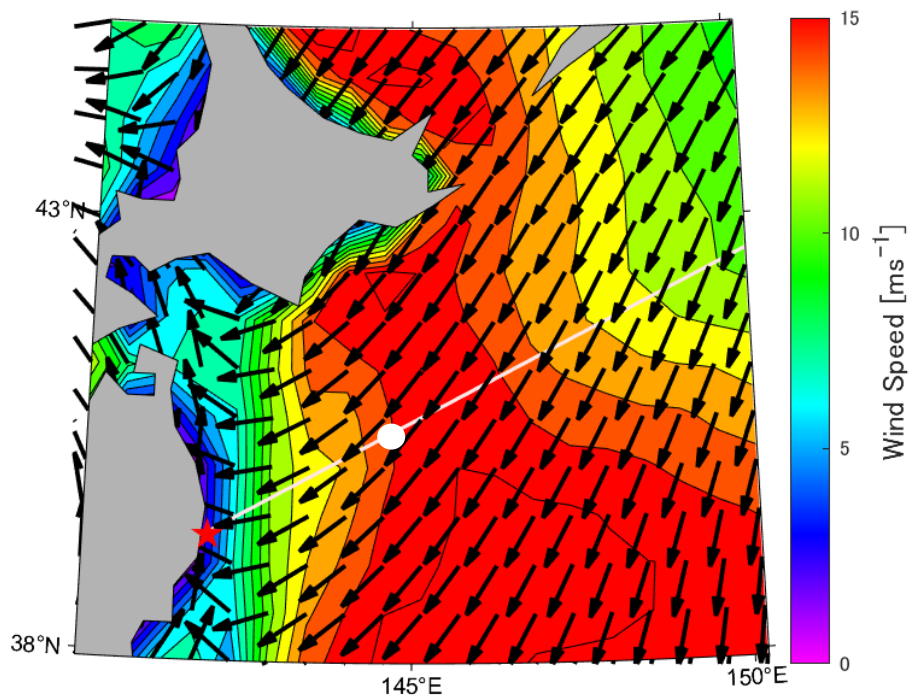


図 4.7 逆追跡で推定した各日時における三陸沖合域の JRA55 の風速・風向の分布。白の実線は大槌湾からみて 60° の大圏航路、○は逆追跡により推定したこの日時における緯度経度、★は大槌湾の位置を示す。

12月4日0時

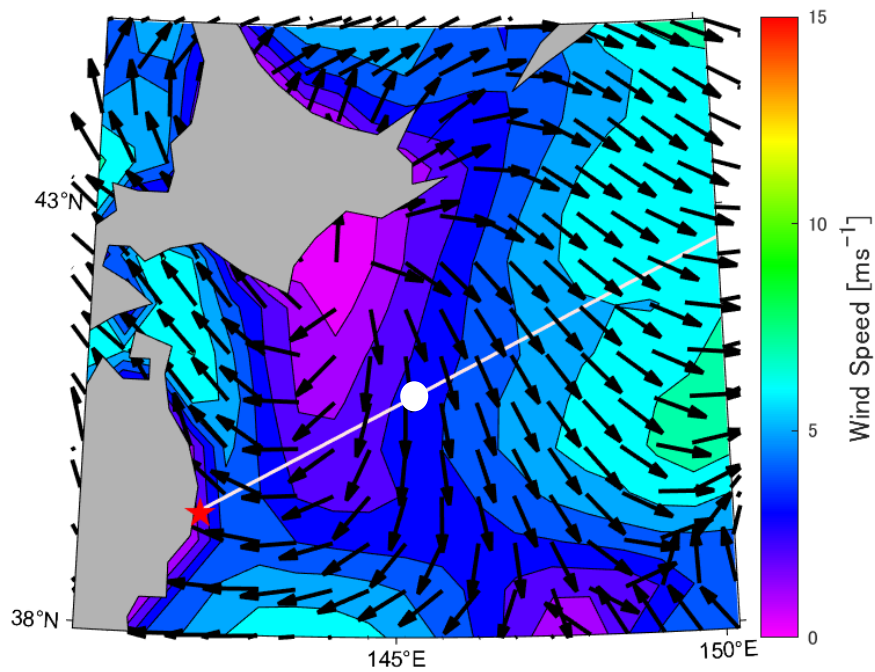


図 4.7 逆追跡で推定した各日時における三陸沖合域の JRA55 の風速・風向の分布。白の実線は大槌湾からみて 60° の大圏航路、●は逆追跡により推定したこの日時における緯度経度、★は大槌湾の位置を示す。(続き)

5. 結論

本研究は、三陸の代表的な半閉鎖湾である岩手県の大槌湾を対象とし、湾内に支配的な影響を与えるうねりの発生海域を推定した。そのため、まず、大槌湾内の風と波浪の2次元エネルギースペクトルの観測データを2012年10月~12月の3か月間を対象として解析した、Komatsu and Tanaka (2017) の結果の普遍性を検証すべく、約4年間にわたる湾内波浪のモニタリングデータを解析した。その結果、大槌湾内の波浪は、季節によらず北東方向 (60°) の沖合から伝播してきたうねりが支配的であることが分かった。湾内の有義波高と沖合海上風の大槌湾に向かう方向の風速成分との間の時間ラグ相関係数も、季節によらず湾口が開いた60°の方向に有意に高く ($p < 0.05$)、その最大値の場所は時期によって変動するが、平均すると大槌湾から300 km 付近を中心とした海域であることが分かった。この距離は、湾内で観測されるうねりが、群速度で時間ラグ内に十分到達できる距離であり、しかも、この場所に吹く風で生成された波浪がうねりとして伝播する過程で減衰しても、湾内波浪の変動に支配的に影響を与えることが可能な距離であることが分かった。

しかし、実際の波浪は、様々な波高、周期、波向の波が相互作用しており、単純なものではない。そこで、波浪モデルによる追算実験の2次元スペクトルの出力から、うねり成分 (波向60°成分) を抽出し、逆追跡実験を実施した。その結果、うねりの発生場所は、大槌湾から60°の方向、385 km の地点であり、上記の起源推定を支持した。

以上より、本研究で得られた知見として、大槌湾内に伝播して来るうねりの起源海域は、湾から60°方向の沖合、300 km 付近を中心とする海域であることが推定された。この海域は、北半球中緯度特有の高・低気圧の移動経路上にあり、うねりの減衰効果を加味しても、湾内の波浪に支配的に影響を与え得る距離にある。なお、大槌湾でカリフォルニアやハワイのようなうねりを起源とする大波が見られないのは、湾口が開いた60°方向の大圏航路に沿った沖合に、湾に向かう暴風が吹いていないためである。

本研究の課題として、まず、波浪モデルによる追算実験にもとづいた逆追跡実験を多数行い、統計解析により、今回推定されたうねりの起源海域の代表性を明確にする必要がある。次に、浅海域を対象とした波浪モデルの大槌湾への適用である。波浪は、水深が波長の1/2よりも浅い浅海域では浅海効果を受けるため、この効果を適切に再現したモデルを用いた解析が必要である。特に春季・夏季においては、本研究で指摘したように、大槌湾から見て南東方向から伝播して来るうねりの影響が示唆される。また、湾内に伝播した後のうねりの変形・変調過程も未解明のままであるため、浅海域の波浪モデルを適用することで、これらの課題に取り組んでいく必要がある。

謝辞

本研究の過程において、終始懇切なる御指導と御鞭撻を賜り、本論文をまとめるに際して、親身な御助言と力強い励ましを頂いた、東京大学大気海洋研究所海洋生物資源部門環境動態分野 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、国際沿岸海洋研究センター 田中潔准教授には、ひとかたならぬお世話になった。深く感謝申し上げます。

海洋生物資源部門環境動態分野 伊藤進一教授、地球表層圏変動研究センター海洋生態系変動分野 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いただいた。

海洋学際研究領域生物海洋学分野 木村伸吾教授、三宅陽一助教には部門ゼミやコースゼミの場において、研究に関する多くの助言をして頂いた。

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には感謝申し上げます。

以上の皆様をここに記して感謝の意を表する。

最後に、修士課程 2 年間の生活は、両親の理解なしに継続することは出来なかった。改めて、深く感謝申し上げます。

引用文献

- Booji, N., R. C. Ris and Holthuijsen (1999): A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation, *J. Geophys. Res.*, 104, C4, 7649-7666
- 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
- Hasselmann, K., (1962): On the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part I. General theory, *J. Fluid Mech.*, 12, 481-500
- Holthuijsen (2007) *Waves in Oceanic and Coastal Waters*, 4-168.
- Isobe M, Kondo K, Horikawa K (1984a): Extension of MLM for estimating directional wave spectrum. *Proc. Symp. on Description and Modeling of Directional Seas A-6*, p 15
- Isobe M, Kondo K, Horikawa K (1984b): Extension of MLM for estimating directional wave spectrum. *Proc Coast Eng Jpn Soc Civ Eng* 31:173-177 (in Japanese)
- Kawaguchi K, Kawai H, Satoh M, Chimoto T, Yamaya S (2011): Correlativity of observed wave data between GPS-mounted buoy and coastal wave gauge on the northern Pacific side in Tohoku district. *J Jpn Soc Civ Eng Ser B2* 67(2):I_436-I_440 (in Japanese with English abstract)
- 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
- 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
- Mei, C. C., (1989): *The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves*, Singapore, World Scientific, 740
- Munk, W. H., G. R. Miller, F.E. Snodgrass and N.F. Barber, (1963): Directional recording of swell from distant storms, *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, 255, 505-584
- Pierson and Moskowitz, (1964): A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii, *J. Geophys. Res.*, 69, 24, 5181-5190
- Pierson, W.J., G. Neumann and R.W. James, (1995): *Practical Methods for Observing and Forecasting Ocean Waves by Means of Wave Spectra and Statistics*, Washington, U.S. Navy Hydrographic Office, Publication No. 603 (reprinted 1960), 284pp.
- Portilla J, Ocampo-Torres FJ, Monbaliu J (2009): Spectral partitioning and identification of wind sea and swell. *J Atmos Ocean Technol* 26:107-122
- Toba, Y., (1972): Local balance in the air-sea boundary processes, I. On the growth process of wind waves, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 28, 3, 109-120

- WAMDI group (13 authors), 1988, The WAM model - a third generation ocean wave prediction model, J.Phys. Oceanogr., 18, 12, 1775-1810
- Young I. R., BABANIN A.V and ZIEGER S (2013):The Decay Rate of Ocean Swell Observed by Altimeter, J.Oceanogr. 43:,2322-2332
- 高野洋雄 (2014):波浪スペクトルを活用した波浪情報の高度化について. 測候時報, 81:39-51