



Title	海氷漂流と内部波伝播の共鳴相互作用によるアイスバンドパターン形成
Author(s)	佐伯, 立; 三寺, 史夫; 馬目, 歩美; 木村, 詞明; 浮田, 甚郎; 豊田, 威信; 中村, 知裕
Citation	低温科学, 195-210
Issue Date	2024-03-29
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/91745">http://hdl.handle.net/2115/91745</a>
Type	bulletin (article)
File Information	17_p195-210_LT82.pdf



[Instructions for use](#)

# 海水漂流と内部波伝播の共鳴相互作用による アイスバンドパターン形成

佐伯 立<sup>1)</sup>, 三寺 史夫<sup>1)</sup>, 馬目 歩美<sup>2)</sup>, 木村 詞明<sup>3)</sup>, 浮田 甚郎<sup>3)</sup>,  
豊田 威信<sup>1), 4)</sup>, 中村 知裕<sup>1)</sup>

2023年11月30日受付, 2024年1月3日受理

氷縁域は海水の融解・再凍結を通して地球規模の気候変動に敏感であるといえる。アイスバンドのパターン形成は氷縁における現象の一つであり、帯状のバンドパターンの短軸方向に10km程度の規則的間隔で数100km以上連なり、バンドパターンの長軸は風向きに対して反時計回りに傾くという特徴を持つ。これまでその理由については未解明であったが本研究では簡単な1.5層の理論モデルを使って海面を動く海水と慣性内部重力波の共鳴相互作用の観点からこれを説明し、連続成層モデルの数値実験、衛星観測結果に対しても整合的な結果を得ることができた。ただし、連続成層下では共鳴可能な内部波のモードは風速に応じて別のモードの内部波との共鳴にシフトする場合のあることも分かっている。

## Ice-Band Pattern Formation caused by Resonant Interaction between Sea-Ice Drift and Internal-Wave Propagation

Ryu Saiki<sup>1)</sup>, Humio Mitsudera<sup>1)</sup>, Ayumi Fujisaki-Manome<sup>2)</sup>, Noriaki Kimura<sup>3)</sup>, Jinro Ukita<sup>3)</sup>,  
Takenobu Toyota<sup>1), 4)</sup>, Tomohiro Nakamura<sup>1)</sup>

Signals of the global climate change may be easy to appear around the ice-edge area, because melting and re-freezing are often occurred in such field. Ice-band pattern formation is a phenomenon in the ice-edge area. Ice-band patterns have two basic features, one is the regular size (about 10km) band-spacing to the short axis direction of ice-band pattern, another is suitable wind direction which is slightly turn to the counterclockwise with respect to the perpendicular to the long axis of ice-band pattern. However, there have been no certain explanation about two basic characters. Thus, we try to examine from a point of view of the resonant-interaction between sea-ice drift and internal-wave propagation using 1.5-layer simple theoretical model. In consequence, we confirm that our theoretical results associated with two basic features correspond with the results of numerical experiments and satellite observation data. Further, we found that the resonance mode is necessary to be shifted with respect to the wind speed change in a continuously stratification case.

キーワード：アイスバンド, 海水, 内部波, 共鳴相互作用, 連続成層

ice band, sea ice, internal wave, resonant interaction, continuously stratification

### 連絡先

佐伯 立

北海道大学 低温科学研究所 環オホーツク観測研究センター  
〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目

Tel: 011-706-5497

Email: saiki@lowtem.hokudai.ac.jp

1) 北海道大学 低温科学研究所 環オホーツク観測研究センター  
Pan-Okhotsk Research Center, Institute of Low Temperature  
Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

### 2) ミシガン大学

Cooperative Institute for Great Lake Research (CIGLR),  
University of Michigan, Climate and Space Science and  
Engineering, Ann Arbor, MI, United States

### 3) 東京大学 大気海洋研究所

Atmosphere and Ocean Research Institute, the University of  
Tokyo, Kashiwa, Japan

### 4) 北海道大学 低温科学研究所

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University,  
Sapporo, Japan

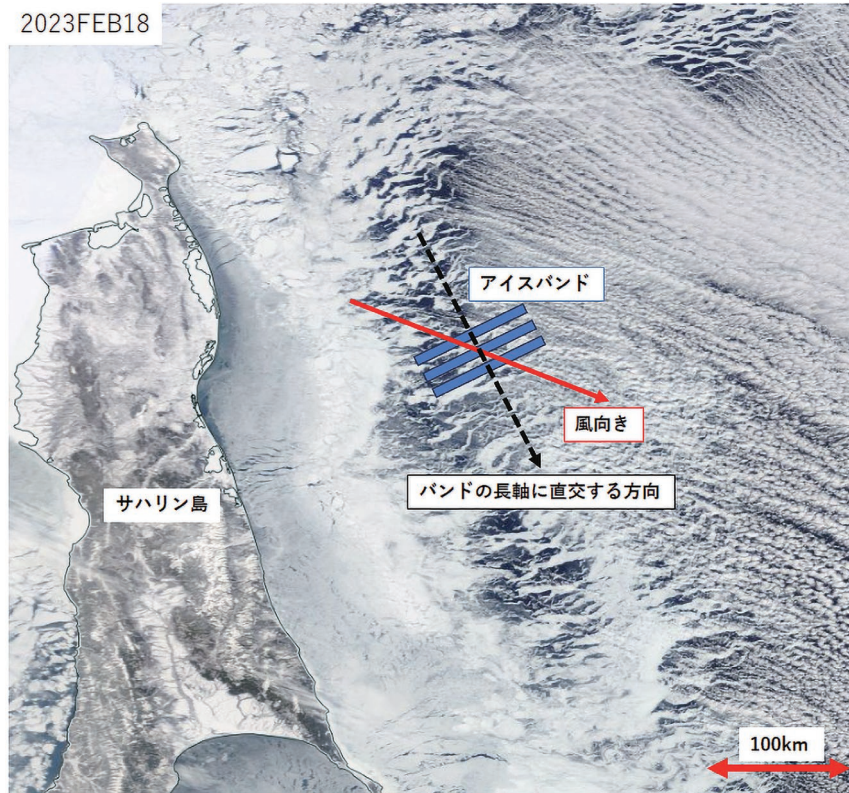


図1：MODISの衛星可視画像に現れる典型的なアイスバンド（2023年2月18日）

<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>

Figure 1: Typical ice-band patterns in MODIS visible satellite image (02/18/23)

## 1. 背景

極域海洋における氷縁付近は常に結氷・融解が繰り返している場所であり、温暖化の影響が反映され易い場であるといえる。そのため氷縁域で起こる基本的な現象を正しく捉えることは気候変動による氷縁の消長プロセスを理解していく上で非常に重要である(Martin et al. 1983)。例えば、氷縁域ではアイスバンドと呼ばれる海水が作るパターンが頻繁に現れることが知られている。特に、季節海水域であるオホーツク海水縁でも冬季に低気圧が通過した後すぐに海水が作る波打った帯状のパターンがサハリンの沖に沿って南北に連なって現れることがModerate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) 等の衛星可視画像(図1)からも確認することができる。

ここで分かり易くするために、図1の青い四角の帯状の部分の部分が連なったものを典型的なアイスバンドパターンとすると、その上の赤矢印の方向(筋雲の向き)に風が吹いており、衛星画像によるパターンマッチングの結果おおよそ黒破線の方向にバンドパターンが移動していくことも分かっている(Saiki and Mitsudera, 2016)。

図1の例からも分かる通りアイスバンドに覆われる海域の規模は数100km以上になることもあり、北極海やグリーンランド海、南大洋等、極域海洋氷縁域を中心に至るところに現れることを確認している。

また、Muench and Charnell (1977), Wadhams (1983, 2000), Ishida and Ohshima (2009) 等によると、アイスバンドパターンは以下の2つの基本的な特徴を持って現れることが明らかになっている。

- 1) 帯状のパターン構造はある決まった規則的なスケール(10km程度)で連なっている。
- 2) 卓越風向は帯状のパターンに対して直交する方向にやや反時計回りに傾いている。

ただし、長年これらアイスバンドの基本的な2つの特徴を持つ理由に明確な説明はなされていなかった。海水がバンド状の構造を形成することに関する研究は'80年代に集中的におこなわれた経緯があり、例えば(数100m程度までの)小規模なバンド幅を持つものに関しては海水が漂流する過程で氷縁の先端が海水に触れることで融解して浮力を獲得して剥離することで形成される可能性(McPhee 1979, 1982, 1983)や、海水が生産され、風によって沖に

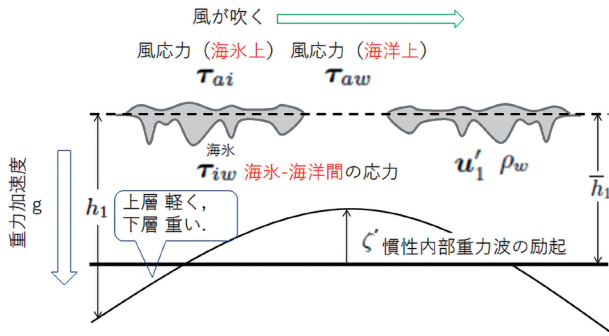


図2：海水が浮かぶ1.5層の海洋モデルの概念図  
 Figure 2: Schematic figure of 1.5-layer ocean model under sea-ice floes

運ばれる過程でできる不均一な開放水面に働く波の放射応力の大きさの違いが海水を集積する部分を作った結果である (Wadhams 1983) という説明がなされてきた。しかしながら、これらの説明では衛星の可視画像によく現れるような10km規模の規則的な間隔で連なるアイスバンド形成を説明するには不十分である。一方で海水域直下の内部波を可視化した結果であるという考え方は存在したがあくまで水縁で励起された内部波そのものを説明するのに留まっていた (Muench et al. 1983; Sjørberg and Mork 1985; Hakkinen, 1986)。また、近年では水縁に沿って吹く風による沖向きエクマン輸送の風下波が海水域に入って収束・発散することでバンド構造を形成する可能性 (Fujisaki and Oey 2011) にも言及されているがこれは本研究で取り扱うアイスバンドの発達に好ましい風向きと考えられるバンドの伝播方向に対してやや左に傾いて吹くケースとは異なる特殊なケースを扱っている。

そこで本件研究では、海水漂流と内部波の伝播の共鳴相互作用の可能性に焦点をあて、まず静水圧近似下で海水が浮かぶ (2層目が停止した) 単純な1.5層の理論モデルを構築した。その結果、自由漂流可能な水縁域に一定の風が吹くことでアイスバンドが形成され直下の内部波と共に不安定モードで発達する可能性を見出した。その過程で上記に挙げたアイスバンドパターンの2つの基本的な特徴を説明することができた。(Saiki and Mitsudera 2016)。1) に関しては海水の漂流速度と内部波の位相速度が一致する共鳴点においてバンドの幅が選ばれる。2) に関してはコリオリ力の影響を受けて北 (南) 半球ではバンドの伝播方向に対して反時計 (時計) 回りに傾く時、内部波と海水密度の変動が最大の成長率を持つことがその理由であることが分かった。ただし、1.5層の理論では直上の風速の大きさに対応してアイスバンドの幅は広がる

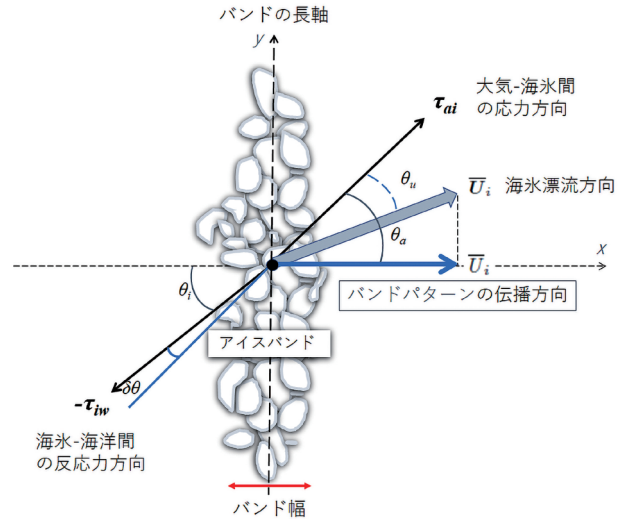


図3：理論構築上定義する各軸の方向と海水上での応力のつり合いの概念図  
 Figure 3: Schematic figure of several coordinate directions and stress balance over ocean for theory

ことになり、基本的に連続成層の数値モデルの計算もこの結果に従うが、例外的に風速が大きく (小さく) なったとしてもバンド幅は小さく (大きく) なることがある。これに関しては理論モデルを1.5層から連続成層に拡張することで海水域に吹き付ける風速が速く (遅く) なって、内部波の共鳴モードが高次 (低次) モードから低次 (高次) モードへシフトする前後で起きることであることが説明できるようになった (Saiki et al. 2021)。

そのことを踏まえて、これら理論モデルで得た知見を検証するための数値実験をおこない風速・風向に対するアイスバンドの応答を詳細に調べて整合的な結果を得た。さらに、オホーツク海のサハリン島の沖やグリーンランド海沖を想定し、理論上海岸線に対してアイスバンドの成長率が低い北東風が卓越したとしても初期の海水密度にホワイトノイズを与えることで海岸線に直交するような現実的なバンドパターンを形成して成長する様子を再現し、その場合に最適な初期平均海水密度と適切な風向きを詳細に調べた。

加えて、MODISの可視画像から得たアイスバンドパターン間の平均的な幅とEuropean Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) の1日前の風速・風向のデータが理論とよく一致することも確認している。それらの結果を踏まえて本稿では上記の内容を含むSaiki and Mitsudera (2016) とSaiki et al. (2021) をまとめてレビューする形で話を展開していくことにする。

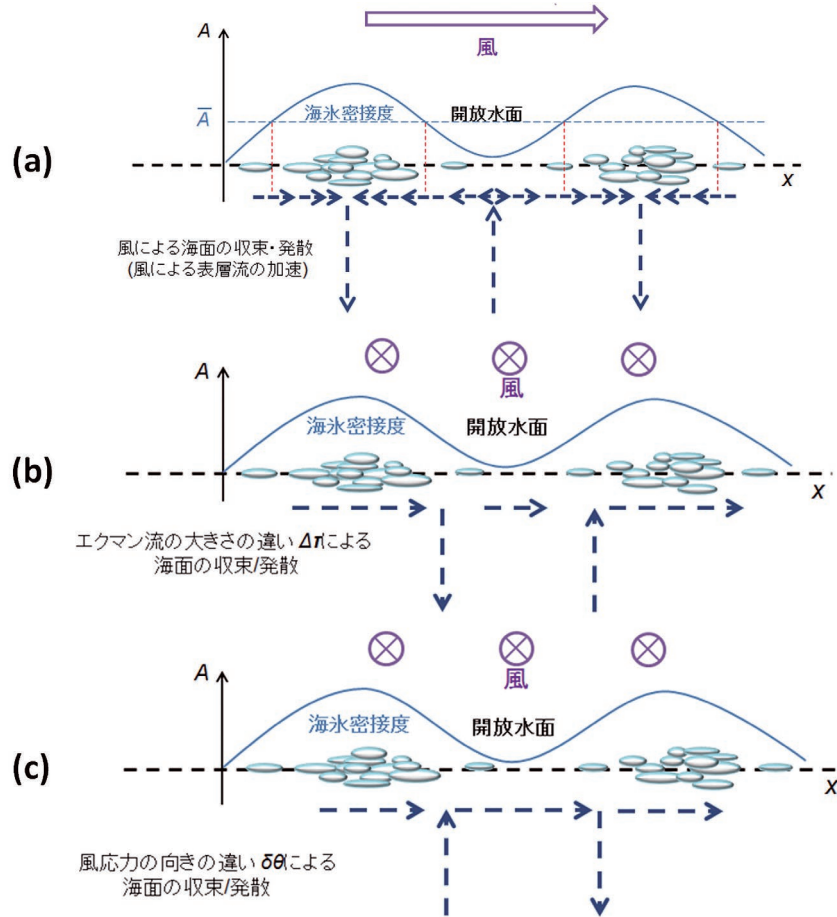


図4：海氷域直下に内部波を励起する強制力の詳細  
 Figure 4: Detail of forcings for internal waves under sea-ice area

## 2. 理論

### 2.1 1.5層モデル

海氷漂流と内部波伝播の共鳴相互作用によるアイスバンドのパターン形成が起こる最も単純な系としてまず、静水圧近似下を仮定し海氷が浮かぶ（簡単のため2層目は静止しており、境界面で内部波が励起される）1.5層の海洋モデル(図2)を設定する。

この時、図3のようにアイスバンド上の各応力等の向きを定義する。まず、(衛星画像とそのパターンマッチングで得られた漂流方向の関係からも分かっているように)海氷の漂流方向とバンドのパターンが伝播していく方向には若干のズレがあることに注意しておく必要がある。ここではバンドパターンの長軸に対して直交するバンドパターンの伝播方向を  $x$  軸の正の方向と定義して理論を展開する。従って、大気-海洋間の応力の向きとバンドパターンの伝播方向のなす角を  $\theta_a$ 、海水-海洋間の応力の向きとバンドパターンの伝播方向のなす角を  $\theta_i$  と定義し、

これらのズレをターニングアングル  $\delta\theta = \theta_a - \theta_i$  として取り扱うことで  $x$  軸方向に対する風向を反映したパラメータとして導入する。(ただし、数値実験の結果等からこの値は非常に小さくなることを確認している。) またこのあと基本的に、アイスバンドパターンの短軸方向の距離をバンド幅として扱うことに注意する。

このように設定した1.5層モデルに対して卓越風向を想定した一定の方角から風を吹かせ定常状態となった場合の海氷漂流の運動方程式を考え自由漂流を仮定すると、結果的に風速と海氷漂流のつり合いが支配的になる。(Leppäranta, 2005)

一方、海洋側から海氷の運動を考えると海水域における風応力は平均海水氷密度  $\bar{A}$  を使って開放水面上の大気-海氷間の風応力  $\tau_{aw}$  と海氷上の海水-海洋間の風応力  $\tau_{iw}$  の足し合わせ  $\tau = (1-\bar{A})\tau_{aw} + \bar{A}\tau_{iw}$  で表現できる。これに風速と海氷漂流の関係代入し  $\tau$  に関して応力係数を使ってまとめることができる。従って、海水域の変動とその直下の海洋の変動はこれらの応力を介して結合することにな

る。ただし、この後時間変化を定式化していく都合上海水密度は  $A = \bar{A} + A'$  として平均成分  $\bar{A}$  と変動成分  $A'$  に分けて考える。

ここで風応力を受ける海洋に関して  $x$  方向,  $y$  方向のそれぞれの運動方程式と境界面での内部波の励起を考慮した内部波としての境界面の鉛直方向の変動  $\zeta'$  を使って連続の式を表現し、これらを偏微分の演算子を用いて  $\zeta'$  と海水密度の変動  $A'$  に関してまとめると以下のように記述できる。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left[ \left( \frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \zeta' - g' h_1 \frac{\partial^2 \zeta'}{\partial x^2} \right] \\ &= \frac{1}{\rho_w} \left[ \frac{\partial^2 A'}{\partial t \partial x} (\Delta \tau \cos \theta_a + \sin \delta \theta \tau_{ai}^y) \right. \\ & \left. + f \frac{\partial A'}{\partial x} (\Delta \tau \sin \theta_a - \sin \delta \theta \tau_{ai}^x) \right] \quad (1) \end{aligned}$$

ここでは基本的にプライム (') は変動成分を表している。  $t$  は時間であり,  $g$  は重力加速度,  $h_1$  は一層目の厚さである。また  $\rho_w$  は海水密度であり,  $f$  はコリオリパラメータである。  $\Delta \tau = |\tau_{ai} \cos \delta \theta - \tau_{aw}|$  である。大気-海洋間の風応力の各成分に関しては  $\tau_{ai}$  の右肩に記述する形をとった。

この時、式 (1) は図4に示すように風応力が海水域直下に鉛直流を励起する3つの強制力を含んでいることを表現している。

すなわち、式 (1) の左辺第一項は慣性内部重力波の時空間発展を示しており、それが右辺第一項である表層流の加速度項による海面の収束・発散による鉛直流の励起 (図4 (a)) と右辺第二項に含まれる海水の有無のコントラストによる応力差  $\Delta \tau$  による鉛直流の励起 (図4 (b)), ターニングアングル  $\delta \theta$  の存在によってバンドパターンが移動していく方向のエクマン輸送成分の大きさが違うことで鉛直流 (バンドの前方で上昇流, バンドの後方で下降流) を励起する (図4 (c)) という3つの要因が内部波の変動  $\zeta'$  を引き起こすことを示している。

次に励起された内部波直上の海水密度の変動  $A'$  の時間発展を考えていく。ただし、基本的に  $x$  方向をアイスバンドの伝播方向と決めたため  $y$  方向の変化を考える必要はない。簡単のため線形化し  $x$  方向に対して  $A'$  と  $\zeta'$  を使って下記のように記述できる。

$$\frac{\partial A'}{\partial t} + \bar{U}_i \frac{\partial A'}{\partial x} + \frac{\bar{A}}{h_1} \frac{\partial \zeta'}{\partial t} = 0 \quad (2)$$

ここで  $\bar{U}_i$  はアイスバンドの平均伝播速度である。すなわち、左辺第一項の海水密度の時間発展は左辺第三項

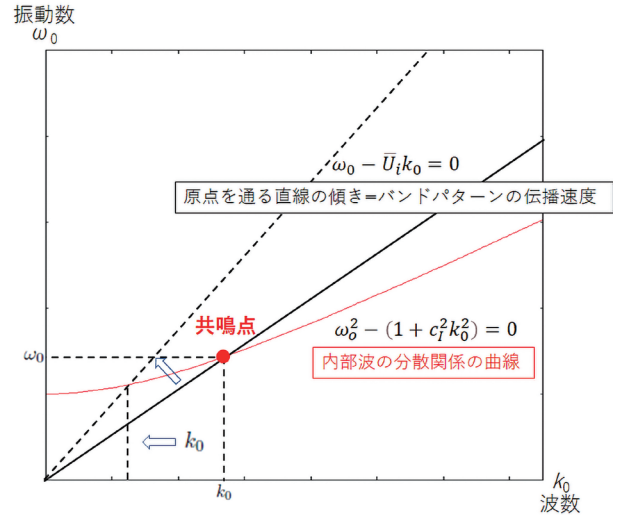


図5:  $k_0$ - $\omega_0$  平面上における内部波の分散関係とバンドパターンの伝播速度が作る共振点

Figure 5: Resonance point as cross point of internal-wave dispersion relationship and ice-band pattern propagation speed formula in  $k_0$ - $\omega_0$  plane

の励起された内部波の時間発展が寄与していることが分かる。

## 2.2 平面波の解

ここからはアイスバンドが2つの基本的特徴を持つ理由について理論的に考察することにする。上記で導出した内部波の励起に関する方程式 (1) と海水密度の変動の時間発展方程式 (2) に対してアイスバンドパターンと内部波の  $x$  軸方向の形状に対応するような下記の平面波の解を代入することを考える。

$$\begin{pmatrix} \zeta' \\ A' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \zeta' \\ A' \end{pmatrix} e^{i(kx - \omega t)} \quad (3)$$

ここでチルダ (ˆ) は平面波の振幅を表しており定数である。  $\omega$  と  $k$  はそれぞれ平面波の波数と振動数であり,  $i = \sqrt{-1}$  である。加えて、それぞれの変数を下記のように定義し無次元化する。

$$\begin{aligned} t &= f^{-1} t^*, & x &= L x^*, & \zeta' &= Z \zeta'^*, & \tau_a &= T \tau_a^*, & g' h_1 &= c_i^2 = f L c_i^{*2} \\ f^3 Z &= \frac{f T}{\rho_w L} \leftrightarrow Z &= \frac{T}{f^2 \rho_w L} \end{aligned}$$

ここで  $c_i$  は励起された内部波の位相速度を示している。

その結果、以下無次元化した量を示すアスタリスク (\*) は簡単のため省略して2つの方程式をまとめると  $\omega$  と  $k$  に関して以下のように書き下せる。

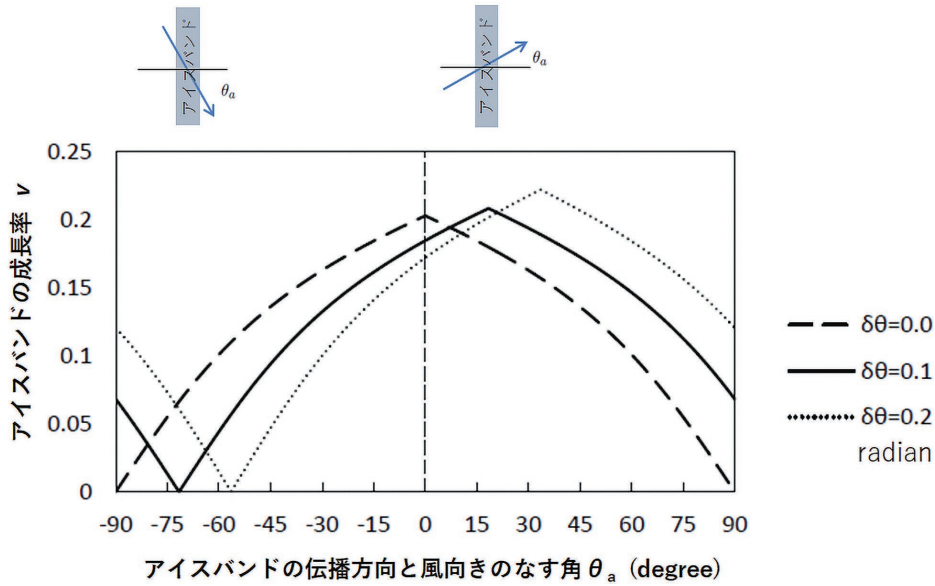


図6：風向きに対するアイスバンドの成長率の変化  
 Figure 6: Variation of ice-band growth rate with respect to wind direction

$$[\omega^2 - (1 + c_i^2 k^2)](\omega - \bar{U}_i k) - \epsilon [ik\omega(\delta_a \tau_a^x + \sin\delta\theta \tau_a^y) - k(\delta_a \tau_a^y - \sin\delta\theta \tau_a^x)] = 0 \quad (4)$$

ここで、 $\epsilon = \frac{\Delta z}{h_1}$ ,  $\delta_a = \frac{\Delta \tau}{|\tau_{ai}|}$  である。また風応力の成分に関しては $\tau_a$ の右肩に記述する形をとる。この方程式は右辺第一項が静水圧近似下の内部波の分散関係と海水の漂流速度の積であり左辺第二項以下が結合係数  $\epsilon$  以下で続いていることが分かる。

### 2.3 摂動展開 - $o(\epsilon^0)$ の解 -

そこで、この系における支配的な関係をより分かり易く取り出すために  $\epsilon$  は一層深さに対する境界面変動の代表値に海水密接度をかけたものなので十分小さいと考えて、

$$\omega = \omega_0 + \epsilon^{\frac{1}{2}} \omega_1 + \dots, \quad k = k_0 + \epsilon^{\frac{1}{2}} k_1 + \dots$$

として $\omega$ と $k$ に関して摂動展開をおこなう。その結果、第一オーダーの解は以下ようになる。

$o(\epsilon^0)$  の解

$$\omega_0^2 - (1 + c_i^2 k_0^2) = 0 \quad (5)$$

$$\omega_0 - \bar{U}_i k_0 = 0 \quad (6)$$

ここで未知数は $\omega_0$ と $k_0$ の2つであり、式(5)と式(6)を連立させて解けば共鳴時の波数(波長の逆数)を求めること

ができる。すなわち、 $k_0-\omega_0$ 平面上で第一オーダーの解である2つの方程式が示す内部波の分散関係を表す曲線とバンドパターンの伝播速度を表す原点を通る直線の傾き交点を持ち内部波の位相速度  $c_i$  とバンドパターンの伝播速度  $\bar{U}_i$  が一致するような共鳴点(図5)においてただ一つ決まる波長( $\lambda_0 = 2\pi k_0^{-1}$ )がバンド幅と等価になることが分かる。従って、次元量に直すとアイスバンドの幅  $\lambda_0^*$  を以下のように求めることができる。なおここでは実際のアイスバンド幅を議論するため次元量に戻した変数にはアスタリスク(\*)を付けて記述する。

$$k_0^* = \left( \frac{f}{\bar{U}_i^2 - c_i^2} \right)^{\frac{1}{2}} \leftrightarrow \lambda_0^* = 2\pi \left( \frac{\bar{U}_i^2 - c_i^2}{f} \right) \quad (7)$$

また図5からも分かる通り、この時  $k_0-\omega_0$  平面上で原点を通る直線の傾きが青い矢印の向きに大きくなってバンドパターンの伝播速度が速くなれば、共鳴点は左へシフトし、対応する波数も小さくなる事が分かる。従って、海水域に吹く風が強くなればバンドパターンの伝播速度も速くなり選ばれるバンド幅は大きくなる事が推測される。ただし、直線と曲線の接線付近においてバンド幅は一意に定まりにくくなる。さらに、この場合は直線の傾きが緩くなり曲線と交点を持たない可能性が存在するがそのような状況では連続成層の考え方が必要になってくるためそれについては後ほど解説することにする。

## アイスバンドの発達(カップリング)

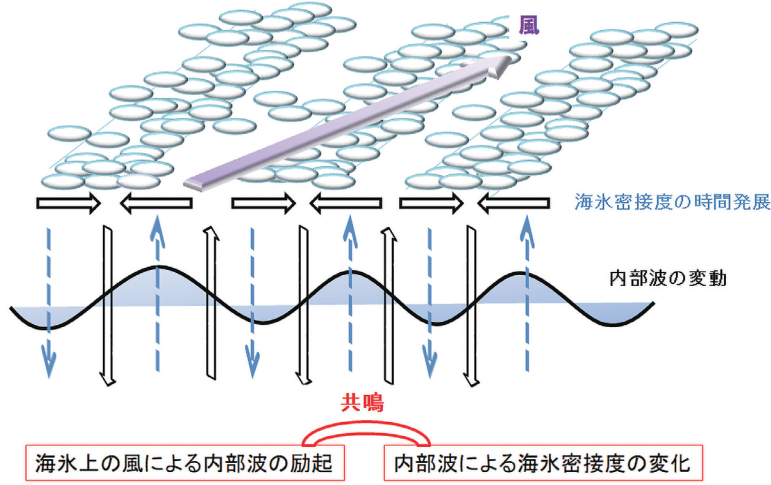


図7：海水漂流と内部波伝播の共鳴相互作用によるアイスバンド形成の概念図  
**Figure 7:** Schematic figure of ice-band pattern caused by resonant interaction between sea-ice drift and internal-wave propagation

### 2.4 摂動展開 - $\mathcal{O}(\epsilon^{\frac{1}{2}})$ の解 -

続いて、第二オーダーの解は以下のようになることが分かる。

$$\begin{aligned} & \mathcal{O}(\epsilon^{\frac{1}{2}}) \text{ の解} \\ & 2\omega_0(\omega_1 - c_1 k_1)^2 \\ & = \{i\omega_0 k_0 (\delta_a \tau_{ai}^x + \tau_{ai}^y \sin \delta \theta) - k_0 (\delta_a \tau_{ai}^x - \tau_{ai}^y \sin \delta \theta)\} \end{aligned} \quad (8)$$

ここで  $\omega_1$  について絶対値  $\sqrt{(k_0 G)/2}$  と偏角  $\phi/2$  を使ってまとめると以下のように書ける。

$$\omega_1 = \pm \sqrt{\frac{k_0 G}{2}} \left( \cos \frac{\phi}{2} + i \sin \frac{\phi}{2} \right) + c_1 k_1 \quad (9)$$

ただし、 $G = \left\{ \frac{1}{\omega_0^2} (\delta_a \tau_{ai}^y - \sin \delta \tau_{ai}^x)^2 + k_0^2 (\delta_a \tau_{ai}^x + \sin \delta \tau_{ai}^y)^2 \right\}^{\frac{1}{2}}$  とする。

従って、 $\tan \phi = \frac{\delta_a \tau_{ai}^x + \sin \delta \tau_{ai}^y}{\sin \delta \tau_{ai}^x - \delta_a \tau_{ai}^y} \omega_0$   
 $= \frac{\delta_a + \sin \delta \tan \theta_a}{\sin \delta \theta - \delta_a \tan \theta_a} \omega_0$  となる。

この時、 $\omega_1$  の右辺第一項の実数部分は内部波の位相速度の修正分を示しており、虚数部分が内部波と相互作用しているアイスバンドの成長率  $\nu$  を意味しているので下記のように書ける。

$$\nu = \text{Im}(\omega_1) = \begin{cases} \sqrt{\frac{k_0 G}{2}} \sin \frac{\phi(\theta_a)}{2}, & \phi \geq 0 \\ -\sqrt{\frac{k_0 G}{2}} \sin \frac{\phi(\theta_a)}{2}, & \phi < 0 \end{cases} \quad (10)$$

この時、アイスバンドの成長率  $\nu$  ( $\omega_1$  の虚数部分) は偏角  $\phi$  の関数であり  $\tan \phi$  は  $\tan \theta_a$  の関数である。そのため、アイスバンドの発達程度  $\nu$  は風向き  $\theta_a$  によって決まることが分かる。

ここで、風が吹いていく先を考えてバンドの伝播方向に平行な角度を  $0^\circ$  とすると伝播方向に対して風が  $0^\circ$  から  $90^\circ$  までの範囲で吹けば  $\tan \theta_a > 0$  となり、 $0^\circ$  から  $90^\circ$  までの範囲で吹けば  $\tan \theta_a < 0$  となる。例えば、 $(\text{Im}(\omega_1))^2$  が最大値をとるとき  $\tan \theta_a = \delta \theta / \delta_a$  となり、 $\delta \theta > 0$ 、 $\delta_a > 0$  なので正の値をとることが分かる。これはアイスバンドが発達するときはそれに対する風向きがバンドパターン of 伝播方向に対して反時計回りに傾いていることを意味している。

一方で  $(\text{Im}(\omega_1))^2$  は  $0$  になる時、 $\tan \theta_a = -\delta_a / \delta \theta$  となり負の値をとる。つまり風向きがバンドの伝播方向に対して時計回りに傾いていることに相当する。

具体的に、式(10)を風向き  $\theta_a$  の関数として横軸を  $\theta_a$  縦軸  $\nu$  をプロットすると、図6のように描ける。ここで、ターニング角度  $\delta \theta$  はコリオリ力に起因する大気-海水間の応力の向きと海水-海洋間の応力向きのわずかなズレであり、その違いがアイスバンドの最大成長率を変化させていることが分かる。すなわち、もしコリオリ力が働かな



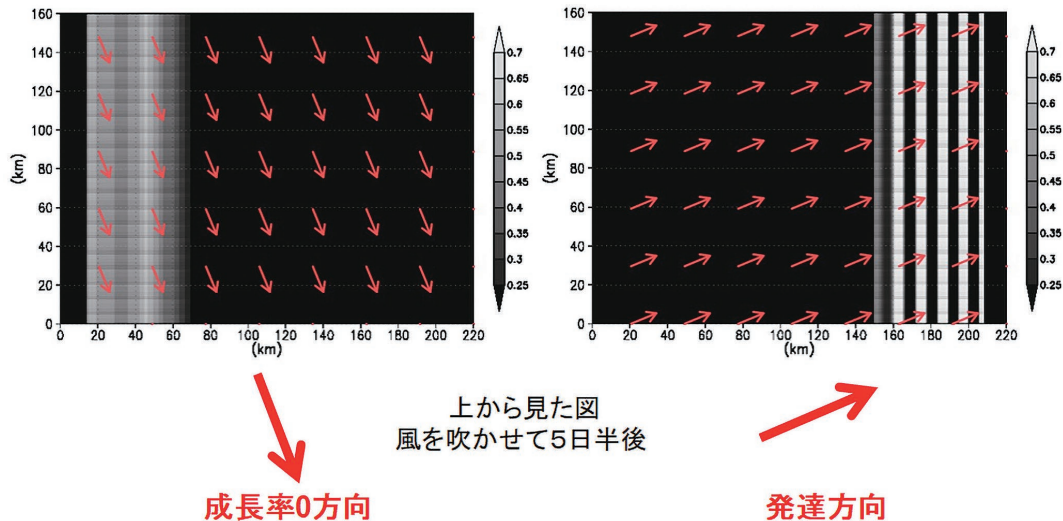


図8：氷縁に直交する方向をバンドパターンの伝播方向に想定した数値実験結果  
**Figure 8:** Result of numerical experiment in case of ice-band propagation direction perpendicular to ice-edge

い場合のアイスバンドが最も発達しやすい風向きはアイスバンドパターンの伝播方向に直交する方向であることが分かる。ただし、実際は実線の変化に対応するターニング角度が存在するためアイスバンドの発達に最適な風向きはアイスバンドパターンの伝播方向に対してやや反時計回り傾く必要があることになる。

結論としてアイスバンドが基本的な2つの特徴を持つ理由を以下のようにまとめることができる。

- (1) アイスバンドのスケールは  $o(\epsilon^0)$  の解から分かるようにアイスバンドパターンの伝播速度と海水直下の慣性内部重力波の位相速度が一致する共鳴条件において選択される。
- (2) アイスバンドの発達に最適な風向きがあるかどうかは  $o(\epsilon^{\frac{1}{2}})$  の解から分かるようにバンドパターンの伝播方向に対して直行する方向に風が吹く時はアイスバンドが発達しやすい傾向にあることが分かった。ただし、回転系においてコリオリ力の影響で北(南)半球ではバンドパターンの伝播方向に対して風向きが反時計(時計)回りに傾く時最大の成長率を持つことになる。

以上、ここまでで海水漂流と内部波の伝播の共鳴相互作用によるアイスバンドパターン形成メカニズムについてまとめると、①まず卓越風による一定のフォーシングが海水域にかかることで内部波が励起し、②内部波による海面の収束・発散によってアイスバンドパターンが形成され始める。③バンドパターンを作ることで直下の鉛直流が強化され内部波の強化につながる。④さらに強化された内部波により海面に収束・発散が起り、バンドパターンが発達す

る。すなわち、一定の風強制の下で②、③、④の過程を繰り返し正のフィードバックがかかることで内部波の変動と海水密接度の時間発展がカップリングして共鳴相互作用し、指数関数的に鉛直流の強化がおこる不安定モードの状態にあると考えられる(図7)。ただし、海水のリッジング、ラフティング等を考えない場合は海水密接度の時間発展は  $A=1$  となれば完了し、鉛直流の発達も頭打ちになる。なお、共鳴時は図7にあるようにアイスバンドパターンに対して直下に発達する内部波の位相にズレがあることが重要になる。位相が同じ場合は同時に浮き沈みするだけになり、一方で位相が  $\pi$  ずれてしまうと上下で打ち消し合うことになり共鳴はおこり得ない。

### 3. 連続成層モデルの数値実験と理論の拡張

#### 3.1 アイスエッジ型の初期海水場を使った数値実験

##### 3.1.1 海水漂流と内部波の伝播の相互作用に伴う不安定モードの検証

続いて、1.5層の理論で示した結果を連続成層モデルの数値実験を通して検証していくことにする。数値実験に用いるモデルは3次元静水圧モデルPrinceton Ocean Model (POM) にElastic-Viscous-Plastic (EVP) レオロジーの海水モデルを結合したものである(Fujisaki and Oey, 2011)。基本設定は計算領域  $2^\circ \times 2^\circ$  とし、東西南北は周期境界条件を採用し水平解像度を約250m、深さ150m、鉛直31層である。なお、簡単のため海底は平坦に設定している。

まず、単純に開放水面に面し一様な海水密接度を持つ

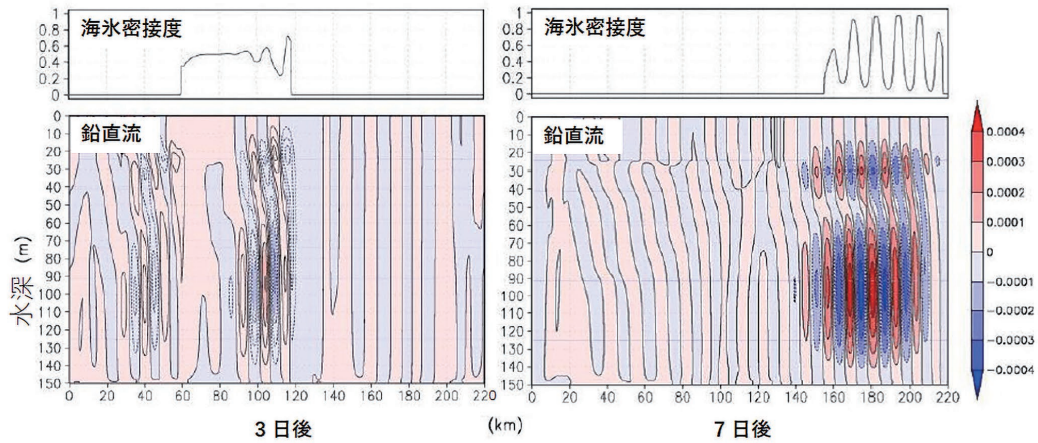


図9：アイスバンドの時間発展と直下の鉛直流の不安定成長  
 Figure 9: Time development of ice band pattern and instability growth of vertical flows under ice band

た海水域に風が吹くことを想定して実験をおこなう。そこで初期海水域としてOhshima et al. (2001) を参考に冬季オホーツク海を想定し領域の北側1/4を密接度0.5、氷厚0.5mの海水で覆った。また、表面から底面(150m深)にかけて滑らかに塩分を32.0 ~ 33.5 psu、水温を-1.0 ~ 0.0 °Cに設定して初期成層を与える。この場合、北側には一様な海水密接度を持つ氷縁が存在していることになる。そこでまず、この氷縁から等間隔にアイスバンドが生成されていくことを仮定して理論で導き出されたアイスバンド発達に好ましい(氷縁に直交する方向に対して反時計回りに傾いた)方向と成長率がゼロに近くなる風(氷縁に直交する方向に対して時計回りに傾いた)方向から風吹かせる実験をそれぞれ行った。理想的な卓越風を想定して与える風速の絶対値はどちらも  $10\text{ms}^{-1}$  に設定した。

図8に示す通りそれぞれのケースの赤ベクトルの方向に風を吹かせた。図8は上からの視点で海洋を眺めたものであり、ここではグレースケールが黒に近いほど海水密接度が低く、白いほど海水密接度が高い海水域が存在することを表している。すなわち、中間の灰色に近いところは初期海水密接度0.5に相当する。

図8の各結果は風を吹かせてから約5日半後の様子であり、風速の絶対値は同じであるが氷縁に直交する方向の成分の小さくなる左図は右図に比べて氷縁位置の移動する距離が短いことに注意する。氷縁に直交する方向をバンドパターンの伝播方向とすると、左図に示されるようにバンド成長率がゼロに近くなる方向から風が吹いているため海水域はほぼ初期海水密接度0.5のまま移動しているのが分かる。一方で、アイスバンドが発達する方向から風が吹いているとき先頭は氷縁が作る下降流の影響で

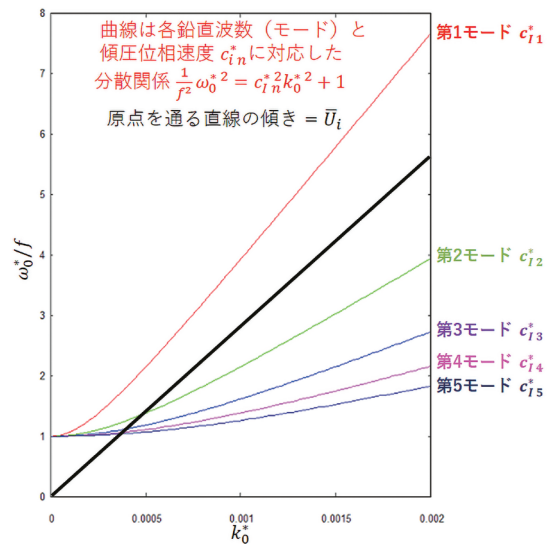


図10：連続成層下における  $k_0^*$  ( $\omega_0^*/f$ ) 平面上の鉛直モード毎の分散関係  
 Figure 10: Dispersion relationship per several mode in  $k_0^*$  ( $\omega_0^*/f$ ) plane under continuously stratified ocean condition

狭くなっているもののその後方は海水の集積によって密接度が高くなりながら等間隔にパターン構造が連なっていることが分かる。

ここで、海水域直下の海洋も含め風吹かせ始めて3日後と7日後の鉛直断面をとると図9のようになる。

その結果、領域全体に一定の風を吹かせて3日目には氷縁先頭の収束による下降流と氷縁後方の発散による上昇流がトリガーになって励起された海水域直下の内部波に連動して氷縁先頭からアイスバンドが形成され始めているのが分かる。さらに7日目にはフォーシングが一定であるにも関わらず規則的な幅を持ったアイスバンドパターンが急速に発達し海水密接度がほぼ1に近い領域が現れ、

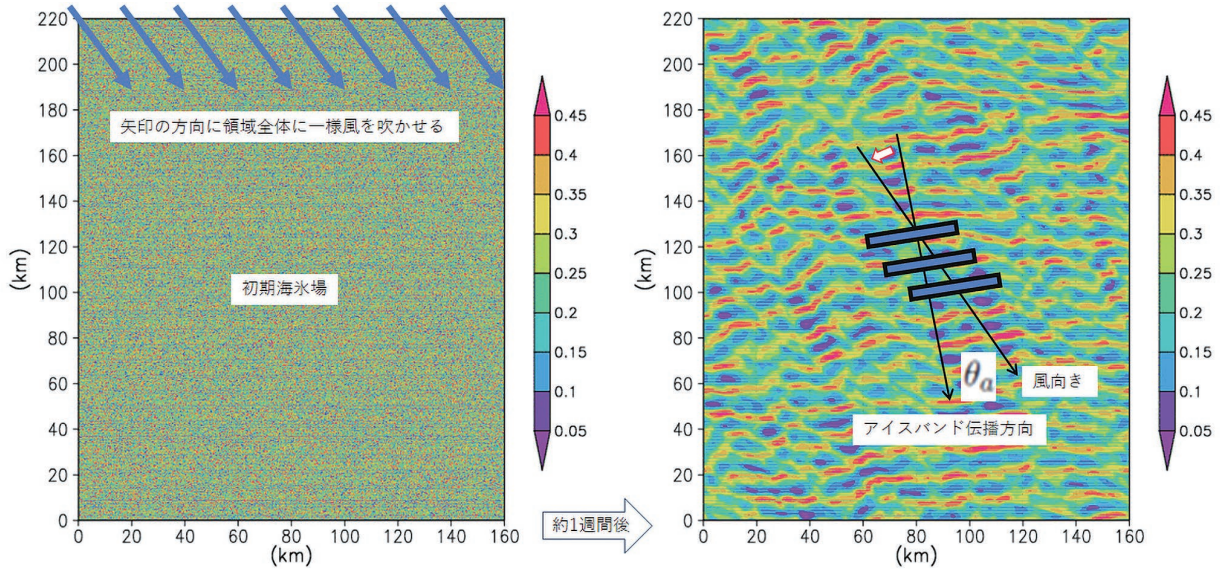


図11：初期条件としてランダムな海水氷接度を与えて一樣な風を吹かせる数値実験の結果

Figure 11: Result of numerical experiment in case of blowing homogeneous wind with respect to initial random sea-ice concentration field

その直下には鉛直第二モードの内部波が発達している様子がはっきりと確認できる。すなわち、卓越風による一定の外部強制下の海水域直下に励起する内部波によって海面の海水が収束・発散し鉛直流を強化しカップリングすることを繰り返す不安定モードの状態にあることが分かる。ただし、内部波による鉛直流はここまでは指数関数的に発達できるものの直上のバンドパターンの海水氷接度が1に到達すると同じ外部強制力の元では頭打ちになるとも確認している。

### 3.1.2 1.5層の理論上導かれる結果の確認と連続成層モデルへの理論の拡張

次に  $O(\epsilon^0)$  の解から導かれた風速が速くなることでアイスバンドパターンの幅は広くなるという関係について卓越風速を変えながら実験をおこなった。その結果、モデル上でも与える風速が大きく(小さく)なればそれに対応してアイスバンドの幅も広く(狭く)なることを確認できた。

しかしながら、風速を徐々に小さくしていく段階で、風速を小さくしたにも関わらず、バンド幅が広がる事例が存在した。これを理解するためには1.5層の理論を連続成層に拡張する必要がある。1.5層の理論では基本的に層数に対応する傾圧第二モードまでの内部波とその位相速度を表現することは可能である。ただし、実際の海洋は連続成層であり、数値実験もそれに対応していることになる。従って、連続成層下では内部波が励起される時、複数の鉛直モードの波動が同時に存在している。各波動

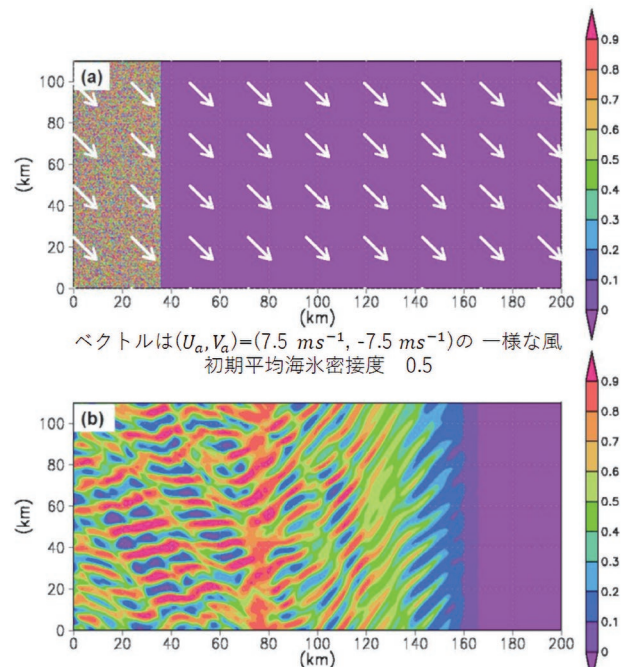


図12：(a)アイスエッジ型+ランダムノイズ型の初期海水氷場、白ベクトルは  $(U_a, V_a) = (7.5 \text{ ms}^{-1}, -7.5 \text{ ms}^{-1})$  の一樣な風を示す。初期平均海水氷接度は0.5に設定した。(b) (a)に風を吹かせて約1週間後のアイスバンドパターン

Figure 12: (a) Initial sea-ice concentration field in case of ice-edge and random noise hybrid type, where white vectors denote homogeneous wind of  $(U_a, V_a) = (7.5 \text{ ms}^{-1}, -7.5 \text{ ms}^{-1})$ . Initial mean sea-ice concentration is configured 0.5. (b) Ice-band patterns after a week from blowing wind with respect to initial field of (a)

は各鉛直位相速度を持ち、低次のモードの波ほど位相速度が速いという特徴がある。すなわち、アイスバンドがその直下でどのモードの波動と共鳴できるかのかがこの

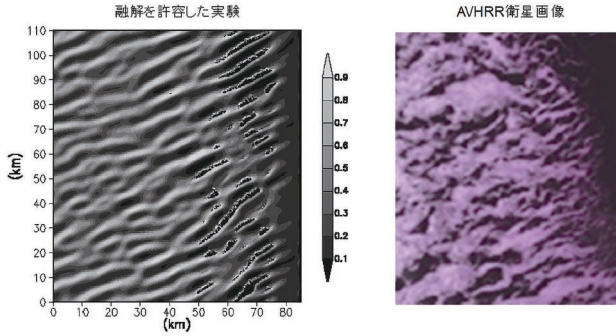


図13：融解過程を考慮したアイスバンドパターンの形成とAVHRRの衛星画像(北見工大提供)の比較

Figure 13: Comparison with ice-band patterns with melting process and AVHRR visible satellite image

問題の鍵になる。

ここで連続成層を考慮して鉛直モード展開するとアイスバンドの幅を決める無次元化した  $O(\epsilon^0)$  の解の式 (5) を以下のように書き換えることができる。

$$\omega_0^2 - (1 + c_{1n}^2 k_0^2) = 0 \quad n = 1, 2, 3 \dots \quad (11)$$

ここで、 $c_{1n}$  は  $n$  次モードの内部波の位相速度に対応する。この時、 $\omega_0 = \omega_{0n}$ 、 $k_0 = k_{0n}$  となることに注意する。従って、あるモードの内部波の位相速度に対してバンドパターンの伝播速度が一致し、 $c_{1n} = \bar{U}_i = \frac{\omega_{0n}}{k_{0n}}$  となれば共鳴条件を満たすことになる。そのため連続成層下におけるアイスバンドの幅は共鳴条件下で式 (11) と式 (6) を連立することで得られる。

例えば、図9のような条件でアイスバンドが発達している時直下では鉛直第二モード内部波が同時に発達していることになり、アイスバンドの伝播速度が鉛直第二モード内部波の位相速度に一致した  $\bar{U}_i = c_{12}$  の状態にある。しかしながら、風速を徐々に小さくしていく段階でアイスバンドの伝播速度  $\bar{U}_i$  が直下の第二モードの内部波の位相速度  $c_{12}$  に追いつけなくなり、第二モードの内部波との間では共鳴条件を満たせなくなりアイスバンドが発達できない状況も想定できる。1.5層の理論の場合はこれで共鳴は完結した状態となる。しかしながら、連続成層で考えた場合は海水域直下ではより高次モードの内部波も同時に存在可能となる。その時内部波の位相速度は  $c_{11} > c_{12} > c_{13} \dots$  となり、高次モードほど遅くなるのが分かっているのでたとえ  $c_{12}$  に追いつけなくなったとしても次の第三モードの内部波の位相速度  $c_{13}$  との間で共鳴条件を満たすことが可能であると推測できる。

そこで、図10に示すような  $k_0^* - (\omega_0^*/f)$  平面を考えると、連続成層下においては鉛直モード毎に内部波の分散関係を示す曲線がそれぞれ描かれることになる。ここで  $y$  軸を  $\omega_0^*$  ではなく  $\omega_0^*/f$  にとったのは  $y=1$  で慣性周期になることを分かり易く提示し、内部波分散関係を表す曲線はどのモードであっても  $(k_0^*, \omega_0^*/f) = (0, 1)$  に向かって収束することを明示するのが目的である。また図中の  $k_0^*$ 、 $\omega_0^*$ 、 $c_{1n}^*$  は次元量を表していることに注意する。図5同様に図中の原点を通る直線の傾きの強さがバンドパターン伝播速度の大きさに対応する。これと内部波の分散関係を表す曲線との交点が共鳴点となるためこの状態の場合、直線の傾きの都合上第一モードの内部波の分散関係は共鳴点を持たない。一方で図9のような第二モードの内部波の分散関係と共鳴点を持つことは可能である。理論上、共鳴時の波数がバンド幅を決めることになるがここでもし原点を通る直線の傾きが緩くなって第二モード内部波の分散関係とは交点を持てなくなったとしても、第三モード以下の内部波の分散関係との間に交点を持っていることが分かる。また、共鳴時は共鳴可能なモードの内部波の中で最も高次モードの内部波から共鳴対象として選ばれることも分かっている。これは風向きに対するアイスバンドの最大成長率  $v_{max}$  を考えた時その大きさが各モードの風応力に比例することに起因すると考えられる。つまり、2.4節で風向きに対してアイスバンドが最大成長率をとるとき  $\tan \theta_a = \delta \theta / \delta_d$  となることを既に記述したがこれを鉛直モード展開した式 (10) に代入することで以下のように書くことができる。

$$v_{max} = \frac{k_0 |\tau_{ai n}|^{\frac{1}{2}} (\delta_d^2 + \sin^2 \delta \theta)^{\frac{1}{4}}}{2} \quad n = 1, 2, 3 \dots \quad (12)$$

ここで、アイスバンドの最大成長率は  $n$  次モードの風応力  $\tau_{ai n}$  の絶対値に比例して大きくなるのが分かる。従って、(低次モードほど小さい)  $n$  次モードの内部波の波数 ( $k_0 = k_{0n}$ ) と (低次モードほど速い)  $n$  次モードの位相速度 ( $c_{1n} = \frac{\omega_{0n}}{k_{0n}}$ ) は (低次モードほど強い)  $n$  次モードの風応力  $\tau_{ai n}$  に対応し、位相速度が速いより低次モードの共鳴の場合にアイスバンドの最大成長率が大きくなると分かる。結果として、静水圧近似が成り立つような海洋において共鳴可能なモードの内部波の中でより低次モードの内部波の共鳴が選択されると考えられる。(ここで静水圧近似を許容するスケールであることを念押ししているのは、鉛直流の時間発展が効いてくるような非静水圧モデルにおいては式 (11) の内部波の分散関係が変化するため同じモードの内部波の分散関係に対してもより高波数の (波長の短

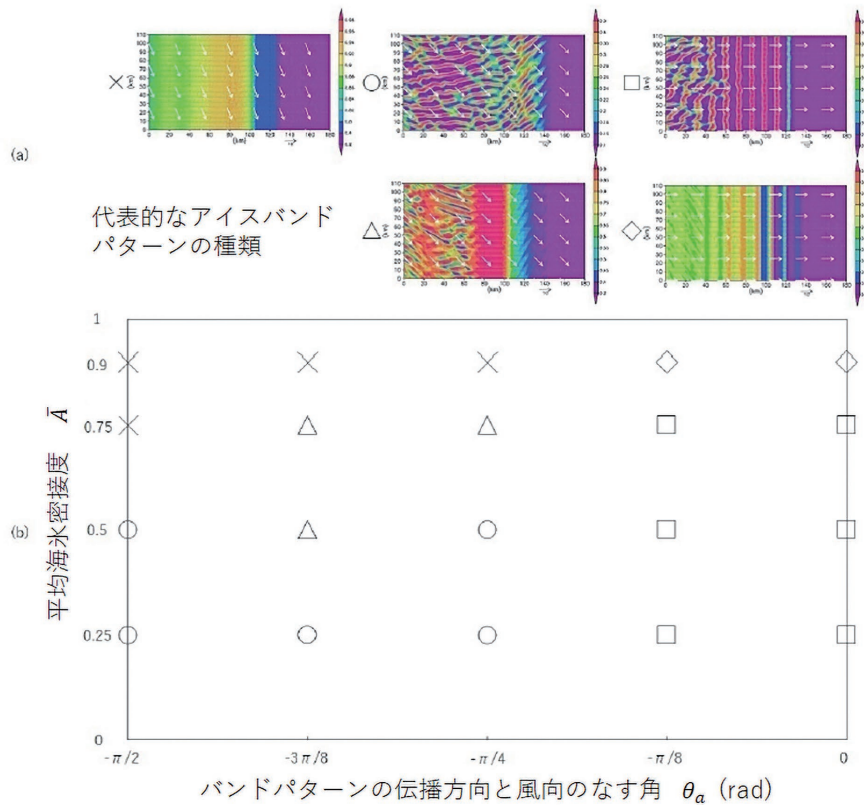


図14 : (a)アイスバンドパターンの代表例, (b)風向き  $\theta_a$  と平均海氷濃度  $\bar{A}$  によって変化するアイスバンドパターン

Figure 14: (a) Examples for typical ice-band patterns (b) Variations of ice-band pattern by wind direction  $\theta_a$  and mean sea-ice concentration  $\bar{A}$

い) 領域においても共鳴点を持てるようになるためである。つまり静水圧条件下では内部波の分散関係は波数の増加とともに単調増加を続けることになるが非静水圧条件下では高波数領域に向けて変曲点を持ち緩やかに増加する形に修正される。従って、場合によってはより高波数の領域で共鳴点を持てる可能性もある。ただし、その時のアイスバンドの幅は非常に狭くなるためMODISの衛星画像に現れるような10kmスケールのアイスバンドとは別のものであると考えられる。)

従って、図9のような共鳴状態に対して風速を徐々に遅くしていけば第二モードの内部波との共鳴から第三モードの内部波との共鳴にシフトすることになる。図10で考えると、直線の傾きが緩くなり風が弱まっていく段階で第二モードの曲線の接点を通るまでの段階では第二モードの共鳴点に対応する波数が大きく、バンド幅はより狭くなる傾向にあるのに対して、第三モードの曲線と原点を通る直線の交点に対応する波数は小さくなること分かる。すなわち、原点を通る直線の傾きが緩くなって第二モードの曲線との接点を離れた瞬間に第三モードの曲

線との交点が共鳴点として選択されることになり、それに対応する(直前の第二モードの共鳴時の波数よりも)小さい波数にシフトし(直前の第二モードの共鳴時のバンド幅よりも)広いバンド幅が選択されることが分かる。この経緯が風速を弱めたにも関わらずバンド幅が広がった理由である。ただし、接点付近で共鳴している場合は内部波の伝播速度は若干のばらつきがあるため共鳴点が移動し易い状態でありバンド幅が一意に決まりにくいことも確認している。加えて、例えば第二モードの共鳴で規則的な幅を持つアイスバンドが形成された場に対して第三モードの共鳴相当の様な弱風を吹かせ続けると既存のバンド幅のレンジが変化していく様子も数値実験を通して確認することができる。

### 3.2 ランダムノイズ型の初期海氷場を使った数値実験

ここまでの数値実験における初期条件として採用したバンドパターンの伝播方向に1次元的な氷縁の存在は内部波のトリガーという意味で大きな強制力となっており、アイスバンドパターンを形成する時は多少風向きが成長率最大

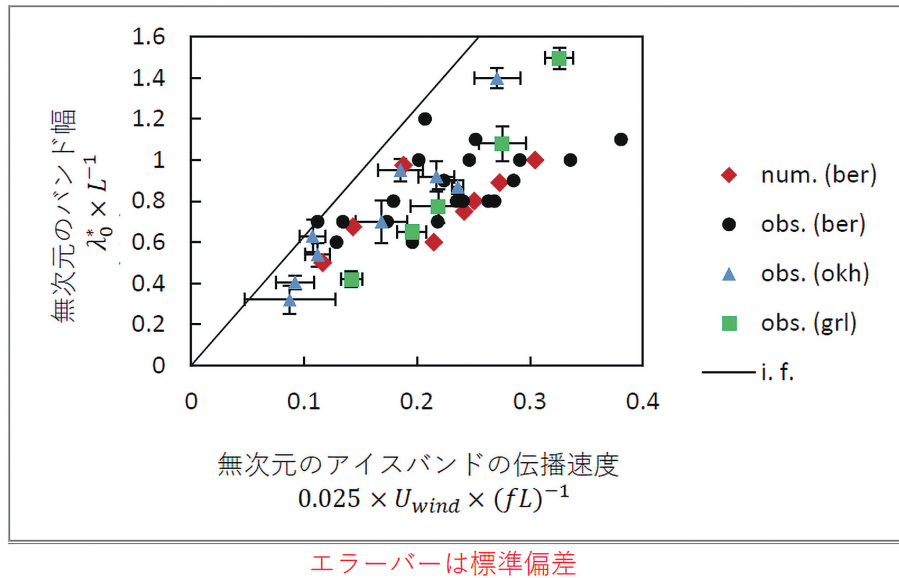


図15：数値実験結果と衛星観測結果の比較  
 Figure 15: Comparison with results of numerical experiment and results of satellite observation data

の方角からずれているとしても、初期氷縁と直交する方向にバンドパターンを伝播させることを強いることになる。

そこで、ある一定の強制力に応答した場が自己組織化してパターンを形成するという観点から次の数値実験をおこなう。具体的には図11の左図にあるように初期条件としてこれまで一様に与えてきた海水密接度を領域全体でランダムにばらつかせることを考える。実際の海洋でも海水密接度が領域一様ということは考えにくいのでその意味でより現実的な設定であるといえる。ただし、自由漂流可能でアイスバンドの発達し易い平均場を考慮して初期海水密接度の振幅は0～0.5としていることに注意する。図11の左図は初期条件としての北半球を想定した領域全体に0～0.5のランダムな海水密接度を持つ初期海水場でありカラーバーが海水密接度を表している。実験ではこの場に対して青い矢印の方向に領域全体で一様な風を吹かせる。なお、領域の境界には周期境界条件を適用する。結果的に約1週間後には領域全体に規則的な幅を持った帯状アイスバンドが連なるように浮き上がってくるのが図11の右図から確認できる。この時領域に浮かび上がったおおよそのアイスバンドを図11の右図中の青いボックスだと考えるとアイスバンドの伝播方向に対して風向き  $\theta_0$  は反時計回りに傾いていることも確認できる。加えて、この期間の海洋側の鉛直断面をとると規則的なバンド構造の直下では内部波に伴う鉛直流が指数関数的に発達していたことも分かっている。従って、領域全体で自由漂流を許容するような海水場に一定の風強

制が与えられ続けると海水と直下の内部波の相互作用によってバンド状のパターン形成が起こることになる。

### 3.3 アイスエッジ+ランダムノイズ混合型の初期海水場の実験

続いて、例えば図1のような実際のオホーツク海におけるサハリン島の北西から風が吹いてくる場合やグリーンランド海沖のようなより現実的な状況を考える。ただし、図1におけるサハリン島の南北方向に氷縁があると考えると卓越風である北西から南東へ吹く風は成長率が低くアイスバンド発達には適していないことになる。すなわち、より現実的な初期海水場は氷縁を持つことに加え、その内部領域はランダムな海水密接度を持つ場であると考えることができる。そこで、最初の実験で提示したアイスエッジ型の初期海水場からのアイスバンドパターン形成(図8と次に提示したランダムノイズ型の初期海水場(図11)からのアイスバンドのパターン形成を考える。

はじめに、図12(a)のように南北に氷縁を持ったアイスエッジ型場の内部領域にランダムノイズ型の平均海水密接度が0.5の初期海水場を設定する。この南北の長方形の領域をサハリン島沖やグリーンランド海沖の海水域と対応させて考えると卓越風は図12(a)のベクトル方向に吹くことが一般的であるためこの場に対して領域一様な  $(U_a, V_a) = (7.5 \text{ ms}^{-1}, -7.5 \text{ ms}^{-1})$  の風を与える実験をおこなった。

その結果、初期氷縁に対してアイスバンドの成長率はほとんどないため東西方向にバンド伝播方向を作ること

はできないものの、内部領域は初期のランダムノイズの影響で氷縁とほぼ直交する方向にバンドパターンが浮かびあがるようになる。この時内部領域で形成される規則的な間隔のアイスバンドパターンの伝播方向に対して風向きは反時計回りに傾いており、 $o(\epsilon^3)$  の解を満たしていることが分かる。一方で氷縁付近は風を吹かせて一週間後の図10の右図に示されるように氷縁に直交する規則的なバンドパターンが現れた内部領域から氷縁にかけてやや傾いていくような構造のバンドパターンが現れていることが分かる。この部分は初期海水場に氷縁を持つ影響の一つであると考えられる。ただし、現状熱力学は考えていないため実際は図12 (b) の氷縁付近の海水密接度の低い部分は結氷点以上の暖かい海水に向かって進入することになるのである程度融解することが考えられる。

そこで、海水温が $-1.8^{\circ}\text{C}$ 以上になった時点で融解し、短波放射の影響を受ける設定を加えて図12と同様の実験をおこなって海水密接度の分布を描くと図13左のような結果を得ることができた。単純に融解する設定を加えただけなので外洋から海水域に向かって入ってくるような擾乱等の影響は考慮できていないものの図13右の北見工大が作成したAdvanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) のアイスバンドの衛星画像と比較してもアイスバンドパターンが開放水面に面した先端から融解していくことでその形状がより現実的に再現できるようになる可能性があることが分かる。

次に、図12におけるアイスバンドのパターン形成がどのような条件の組み合わせで成立するのかを明らかにするために図12と同じ初期海水場の配置に対して横軸に風が吹いてく先を考えてバンドパターンの伝播方向と風向のなす角  $\theta_a$  (rad)、縦軸に初期平均海水密接度  $\bar{a}$  をとってそれぞれの条件によってどのように海水域が変化するかを調べる。図14 (a) は上記の2つの条件を変えながら出てきたアイスバンドパターンの代表例であり、初期海水場に風を吹かせて約10日後に条件の違いによってそれぞれのシンボル (×, ○, □, △, ◇) に対応した海水場を形成する。すなわち、ここで×の時はアイスバンドの形成はほぼ起きないと考えられる。

その結果をまとめたのが図14 (b) であり、○の場合が図1のMODISの衛星画像にあるような10kmスケールのアイスバンドパターン形成によく対応していることが分かる。具体的には、風向き  $-\pi/2 \leq \theta_a \leq -\pi/4$  の範囲で平均海水密接度0.5以下の時、○に対応するより現実的なアイスバンドパターンが出現することになる。これは、サハリン島や東グリーンランドのような場の北西方向から南

東に向かって卓越風が吹くことでその沖側に直交するようにアイスバンドパターンが現れるということに対して整合的である。

#### 4. 衛星観測結果

最後に、 $o(\epsilon^0)$  の解から分かる卓越風速が大きくなればバンド幅が広くなるという関係がMODIS衛星可視画像等で捉えた10km規模のアイスバンドの幅とECMWFの風速データ等との間にも現れているかどうかを調べていく。横軸に無次元のバンドパターンの伝播速度  $0.025 \times U_{wind} \times (fL)^{-1}$ 、縦軸に無次元のバンド幅  $\lambda_0^* \times L^{-1}$  とってプロットすることで図15が描ける。ここでは卓越風速を  $U_{wind}$ 、水平方向の代表的なスケール  $L=10$  kmとする。また、Kimura and Wakatsuchi (2000) を参考にバンドパターンの伝播速度は風速の2.5%として変換していることに注意する。num. (ber) の結果は図8のような氷縁がある場合にアイスバンドが発達する方向から与える卓越風速を変えながらおこなった数値実験の結果であり、傾圧位相速度を見積もる際必要な成層はベーリング海をを代表するものを使った。obs. (ber) の結果はMuench and Charnell (1977) の衛星観測結果をプロットしたものである。obs. (okh) と obs. (grl) はそれぞれMODISの衛星可視画像を使ってアイスバンドの幅を調べてそれと直上のECMWFの風速データとの関係をプロットしたもので前者がオホーツク海、後者が東グリーンランドに対応している。また、i.f. の直線は理論上内部波が存在可能なのは慣性周期までとなることから見積もった無次元のバンド幅の最大値  $2\pi \times 0.025 \times U_{wind} \times f^{-1}$  とそれに対応するアイスバンドの伝播速度との関係をプロットしたものである。従って、各事例はこの直線より左の領域で起きていることになりその意味で各結果が内部波の理論に整合的であることが分かる。図15の結果は概ね衛星観測結果も数値実験結果から得られていた風速が大きい(小さく)なるとバンド幅が広くなる(狭く)なるという関係をよく表現しており、おおよそのスケールも一致しているといえる。ただし、より厳密に共鳴モードのシフトまで捉えたいのであればより高解像で確実なバンド幅とその時の正確な成層状態、卓越風速に対応する正しい伝播速度ベクトルの情報が必要となってくる。

#### 5. まとめ

本研究では極域海洋海水域において至るところに現れる帯状の海水パターンが連なる現象であるアイスバンド

の形成メカニズムについて理論を構築し、数値実験で検証し、衛星観測結果を使って整合的であることを確かめてきた。アイスバンドの形成は特に氷縁域のように自由漂流を許容する適度な海水密接度で海水が分布する場が存在する海域に適切な方向から一定の風が吹き続ければ自動的に組織化（パターン化）する自然システムだと捉えることができる。同時にその直下では慣性内部重力波が不安定成長可能であることも分かってきた。従って海面付近は見かけ上比較的穏やかに映る海水域であってもアイスバンド形成中の海洋内部はダイナミックに変動している可能性がある。特に氷縁付近の結氷点にない海洋との間にアイスバンドが存在することで融解・結氷に対して影響を与える可能性もある。その意味で氷縁域における一般的な現象であるアイスバンドのパターン形成メカニズムを理解しておくことは非常に有意義であると考えている。

本稿ではまず、2章でアイスバンド形成が起こると考えられる最も単純な系である海水が浮かぶ1.5層のモデルから理論を構築し、海水漂流と内部波伝播の共鳴相互作用によってアイスバンドを形成し鉛直流が発達するような不安定モードにある時、海水直下の鉛直流が直上の密接度が1になるまで指数関数的に成長する可能性を提示した。また、アイスバンドが持つ2つの基本的な特徴の一つで規則的な幅を持つ理由に対して共鳴時に海水の漂流速度とバンドパターンの伝播速度が一致して決まることが分かった。この時、伝播速度が速くなればバンド幅が広がることも分かった。また、もう一つの特徴である風向きがバンドパターンの伝播方向に対して反時計回りに傾く理由についてそれがアイスバンドの成長率が最も高くなる角度であることを示すことができた。

次に3章では、この結果を連続成層の数値モデルを使って検証した。その結果、規則的なアイスバンド形成に伴って直下に内部波が発達することを確認し、基本的に実験で与える風速の大きさに応じて変化する伝播速度が大きくなる時バンド幅も広がることも示すこともできた。ただし、連続成層下では1.5層の場合と違い複数の傾圧モードの内部波が存在するため無限の共鳴点を持つことが可能になる。従って、その中で共鳴可能な最も成長率の高いより低次のモードの内部波との共鳴が優先して現れることが分かった。このことにより数値実験では一部風速が大きくなってもバンド幅が狭くなるケースがあったことを説明することができるようになった。すなわち、このような場合連続成層下では高次モードから低次モードへ共鳴モードのシフトが起きることが原因であることが

分かった。また、風向きによる成長率の違いに関する感度実験をおこない理論に整合的な結果を得ることもできた。

しかしながら、ここまでは実験をおこなううえで一様な密接度を持つ初期氷縁を設定していることでバンドの伝播方向に一次的な変化しか表現できないものであった。そこでパターン形成を念頭に初期海水場として領域全体で自由漂流を許容するような平均海水密接度を持ち領域内ではランダムに海水密接度が分布しているような場を設定し、一定方向から風を与え続ける実験をおこなった。その結果、アイスバンドの特徴を維持しつつも2次的に分布するアイスバンドパターンを再現できるようになった。

また実際の場合は上記2つの初期海水場を合わせたような状況にあるため氷縁が存在しつつも内部領域にランダムに海水密接度が分布しているような初期海水場に対して、風向と平均海水密接度を変化させながら感度実験をおこなった。その結果オホーツク海サハリン島沖や東グリーンランド海流に沿って現れるアイスバンド構造に近いものを再現することができた。

さらに4章では、これら数値実験で得られた値を使って風速に起因するバンドの伝播速度を横軸にとり、縦軸にそれに対応するバンド幅をとって、衛星観測から得られた結果を比較した。その結果、おおよそ理論から予測される範囲に与えられる卓越風速が大きくなるとバンド幅広がるようにプロットできることが分かった。従って、アイスバンド形成メカニズムに関して理論、数値実験、衛星観測が概ね一致する結果を得ることができた。

ところで、アイスバンド形成にかかる時間スケールに注目すると数値実験では図11左図のような1グリッド当たり 250m×250m の範囲で各グリッドに小規模な擾乱を与えた初期の海水場から明瞭なバンドパターンの形成を確認できるまでは約1週間程度の時間を要するのにに対して実際の海洋では衛星画像などを通して低気圧通過前後の1両日中にアイスバンドパターンが形成された様子を確認することができる。この時、実海洋におけるバンドパターン形成前の場の衛星画像からは海水密接度の高い場所や開放水面の広がり方（擾乱の規模）にも分布があることは明らかである。そのため実海洋におけるバンド形成前の場は数値実験における初期海水場よりもある程度時間が経過した後の場であったと捉えるとよいのかもしれない。その意味で今後は初期海水場の与え方とアイスバンド形成までの時間スケールの関係に着目する必要がある。また、図13では融解までの厳密な時間スケールや現実的な水温場や短波放射の時間変化を考慮したわけでは



ない。従って、実海洋における融解プロセスの詳細を踏まえてアイスバンド形成過程を再現していく必要もある。その上で、温暖化等によってアイスバンドパターン形成が起こる場がどのように変化し得るのかにも注目していきたいと考えている。そして、氷縁における基本的な物理プロセスとしてアイスバンドを形成することは自然システムの中でどのような意味を持っているのかという部分にまで迫っていければと思う。

## 謝辞

本研究は、科研費番号 22106001, 26247076, 26247080, 15H05825, そして17H011656 からの助成のもとおこなったものになります。ここに記して感謝致します。また、本稿執筆の貴重な機会を設けて下さった環境オホーツク観測研究センターのスタッフの皆様、査読をおこなって下さった的場澄人助教に感謝を申し上げます。なお、作図の際は環オホーツク観測研究センターの計算機システムを使用し、衛星画像は北見工業大学とアメリカ航空宇宙局(NASA)の解析データを使用しています。

## 参考文献

- Fujisaki A. and L. Y. Oey (2011) Formation of ice bands by winds. *J. Geophys. Res.*, **116**, C10015, doi:10.1029/2010JC006655.
- Hakkinen, S. (1986) Ice banding as a response of the coupled ice-ocean system to temporally varying winds. *J. Geophys. Res.*, **91**, 5047–5053, doi:10.1029/JC091iC04p05047.
- Ishida, K. and K. I. Ohshima (2009) Ice-band characteristics of the Antarctic seasonal ice zone observed using MOS MESSR images. *Atmos.–Ocean*, **47**, 169–183, doi:10.3137/OC300.2009.
- Kimura N. and M. Wakatsuchi (2000) Relationship between sea-ice motion and geostrophic wind in the Northern Hemisphere. *J. Geophys. Res. Lett.*, **27**, pp. 3735–3738
- Leppäranta, M. (2005) *The Drift of Sea Ice*. Springer, 350 pp.
- Martin, S., P. Kauffman and C. Parkinson (1983) The movement and decay of ice edge bands in the winter Bering Sea. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2803–2812, doi:10.1029/JC088iC05p02803.
- McPhee, M. G. (1979) The effect of the oceanic boundary layer on the mean drift of pack ice: Application of a simple model. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 388–400, doi:10.1175/1520-0485(1979)009<0388:TEOTOB>2.0.CO;2.
- McPhee, M. G. (1982) Sea ice drag laws and simple boundary layer concepts, including application to rapid melting. U.S. Army Corps of Engineers CRREL Rep. 82-4, 17 pp.
- McPhee, M. G. (1983) Turbulent heat and momentum transfer in the oceanic boundary layer under melting pack ice. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2827–2835, doi:10.1029/JC088iC05p02827.
- Muench, R. D. and R. L. Charnell (1977) Notes and correspondence observations of medium-scale features along the seasonal ice edge in Bering Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 602–606, doi:10.1175/1520-0485(1977)007<0602:OOMSFA>2.0.CO;2.
- Muench, R. D., P. H. LeBlond and L. E. Hachmeister (1983) On some possible interactions between internal waves and sea ice in the marginal ice zone. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2819–2826, doi:10.1029/JC088iC05p02819.
- Ohshima, K.I., G. Mizuta, M. Itoh, Y. Fukamachi, T. Watanabe, Y. Nabaie, K. Suehiro and M. Wakatsuchi (2001) Winter oceanographic conditions in the southwestern part of the Okhotsk Sea and their relation to sea ice. *J. Oceanogr.*, **57**, 451–460, doi:10.1023/A:1021225303621.
- Saiki R. and H. Mitsudera (2016) A Mechanism of Ice-Band Pattern Formation Caused by Resonant Interaction between Sea Ice and Internal Waves: A Theory, *J. Phys. Oceanogr.*, **46** (2) (2016), pp. 583–600
- Saiki R., H. Mitsudera, A. Fujisaki-Manome, N. Kimura, J. Ukita, T. Toyota and T. Nakamura (2021) 637 Mechanism of ice-band pattern formation caused by resonant interaction between sea ice and internal 638 waves in a continuously stratified ocean. *J. Progr. Oceanogr.*, **190**, 102474. page range. doi: 10.1016/j.pocean.2020.102474
- Sjørberg, B. and M. Mork (1985) Wind-induced stratified ocean response in the ice edge region: An analytical approach. *J. Geophys. Res.*, **90**, 7273–7285, doi:10.1029/JC090iC04p07273.
- Wadhams, P. (1983) A mechanism for the formation of ice edge bands. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2813–2818, doi:10.1029/JC088iC05p02813.
- Wadhams, P. (2000) *Ice in the Ocean*. Gordon and Breach, 351 pp.